



**FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS
POSGRADO EN OCEANOGRAFÍA COSTERA**

**BOMBEO VERTICAL DE NITRATO HACIA LA ZONA EUFÓTICA POR REMOLINOS
DE MESOESCALA EN EL 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
JORGE ARMANDO VELÁSQUEZ-ARISTIZÁBAL**

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA
ENSENADA, BAJA CALIFORNIA
MÉXICO, AGOSTO 05 DE 2022**

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

BOMBEO VERTICAL DE NITRATO HACIA LA ZONA EUFÓTICA
POR REMOLINOS DE MESOESCALA EN EL GOLFO DE MÉXICO

T E S I S

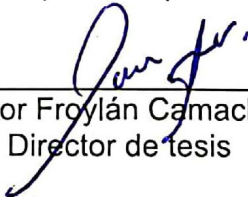
QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA
OBTENER EL GRADO DE

DOCTOR EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA


PRESENTA

Jorge Armando Velásquez Aristizábal

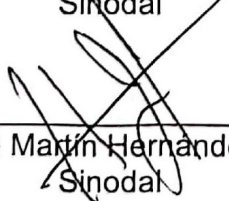
Aprobada por:



Dr. Víctor Froylán Camacho Ibar
Director de tesis




Dr. Reginaldo Durazo Arvizu
Sinodal



Dr. José Martín Hernández Ayón
Sinodal



Dr. Francisco Delgadillo Hinojosa
Sinodal



Dra. Maria Lucila Lares Reyes
Sinodal

RESUMEN

En el océano global, la disponibilidad de nitrógeno controla la producción primaria e influye en la cantidad de energía que fluye a través de las redes tróficas. Algunos de los actores fundamentales en este mecanismo de control son los remolinos de mesoescala que se presentan en todas las cuencas oceánicas. Estas estructuras desempeñan un papel determinante en la distribución de nutrientes y, consecuentemente, influyen en procesos biogeoquímicos importantes en las zonas eufótica y mesopelágica superior del océano, tal como ocurre en la capa superior de la región de aguas profundas del Golfo de México (GM).

En este estudio se estimaron los flujos verticales de nitrógeno inorgánico que ingresan a la zona eufótica de la región de aguas profundas del golfo producidos por mecanismos de difusión vertical, mezcla convectiva invernal y bombeo por remolino. Se emplearon datos de variables hidrográficas obtenidas de CTD y datos de variables biogeoquímicas obtenidas con lances de botella durante cinco campañas oceanográficas, una de invierno (XIXIMI-3), tres de verano (XIXIMI-4 a XIXIMI-6) y una de primavera tardía (XIXIMI-7). Además, se emplearon bases de datos satelitales de la concentración de clorofila-a, de la anomalía del nivel del mar, del Atlas de remolinos de mesoescala para la región del golfo y del coeficiente de atenuación vertical de la radiación fotosintéticamente activa. Considerando que la base de datos para este estudio se basó en muestreos en una red de estaciones discreta, antes de calcular los flujos de nitrógeno fue necesario identificar el impacto de los remolinos de mesoescala en cada una de las estaciones de muestreo.

En el Capítulo 1, se presenta una nueva metodología en la que empleamos el stock de nitrato + nitrito (NN) obtenido entre superficie y 200 m ($NN_{int-200}$), con datos de la campaña XIXIMI-5, para clasificar estaciones del GM influenciadas por remolinos ciclónicos (CEs: $NN_{int-200} > 1300 \text{ mmol m}^{-2}$), por remolinos anticiclónicos (AEs: $310-770 \text{ mmol m}^{-2}$), por remolinos de la Corriente del Lazo (LCEs) intensos como el remolino denominado “Poseidón” ($NN_{int-200} < 310 \text{ mmol m}^{-2}$) o sin influencia de remolinos (NEs: $770-1300 \text{ mmol m}^{-2}$). Los resultados de clasificación de esta metodología, que llamamos “nitracéntrica”, fueron equiparados con los resultados obtenidos con una clasificación hidrográfica, también desarrollada en este estudio, obtenida con variables físicas que presentaron una alta correlación lineal con $NN_{int-200}$. Estas variables fueron llamadas *best fit variables* (BFVs) y, entre ellas, sobresalieron las profundidades de la isoterma de 20 °C y de la isopícnica de 26 kg m^{-3} cuyos intervalos de < 110 m, 110–150 m, 150–200 m, y > 200 m permiten clasificar estaciones influenciadas por CEs, NEs, AEs y estaciones influenciadas por el LCE Poseidón, respectivamente.

Se desarrollaron parametrizaciones polinomiales cúbicas entre las BFVs y $NN_{int-200}$ que permitieron calcular con alta precisión el stock y perfiles verticales de NN (100–500 m) en los cruceros de verano. Se demostró que la metodología para las clasificaciones nitracéntrica e hidrográfica propuesta en este estudio puede ser aplicada con éxito en la región oceánica de otras cuencas oligotróficas con fuerte influencia de remolinos de mesoescala como el Mar Caribe. Además, los resultados de las parametrizaciones desarrolladas para predecir las concentraciones de NN a partir de datos de CTD pueden ser usadas para determinar si estaciones en la región oceánica del golfo están bajo influencia de remolinos de mesoescala en el momento del muestreo. Se espera que las parametrizaciones polinomiales permitan reconstruir perfiles verticales de NN a partir de bases de datos que contienen un gran número de perfiles hidrográficos disponibles para el GM.

En el Capítulo 2 se calcularon los flujos verticales de N hacia la zona eufótica producidos por los mecanismos difusivo diapícnal, por mezcla invernal y por bombeo por remolino en estaciones influenciadas por CEs, NEs y AEs de los cruceros XIXIMI 3 a 7, clasificadas de acuerdo con las metodologías nitracéntrica y/o hidrográfica. Los resultados más representativos del Capítulo 2 indican que los CEs juegan un papel determinante en el suministro vertical de nitrato hacia la base de

la zona eufótica (Zeu) de la región oceánica del golfo, particularmente a través del mecanismo eddy-pumping. De esta manera, los CEs abastecen cerca de un 56% del total de N inorgánico ($\sim 3460 \text{ Gg N}$; $4.91 \pm 1.53 \text{ mmol N m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) a la Zeu del golfo, en contraste la difusión diapical que aporta $\sim 13\%$ ($\sim 790 \text{ Gg N}$; $0.16 \pm 0.02 \text{ mmol N m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) y la mezcla convectiva invernal que contribuye con $\sim 2\%$ ($\sim 120 \text{ Gg N}$; $0.09 \pm 0.02 \text{ mmol N m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) del NN abastecido desde la capa subsuperficial a la Zeu del golfo. Para el cálculo de estos flujos se estimaron variables como la Zeu y las características de la nitraclina. Las estimaciones satelitales indican que Zeu (media global: $\sim 90 \pm 10 \text{ m}$) varía espacio-temporalmente y por efecto de remolinos de mesoescala. La Zeu está modulada en invierno ($80 \pm 5 \text{ m}$) por la mezcla convectiva y en verano ($105 \pm 5 \text{ m}$) por remolinos de mesoescala.

Las características de la nitraclina, variables determinantes en el cálculo de los flujos verticales de N, indicaron que mientras mayores sean la pendiente (intervalo de $0.12\text{--}0.16 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$) y la curvatura (índice adimensional en el intervalo de $0.65\text{--}1.96$; >1 indica no lineal) y mientras más cercanas estén la profundidad de la nitraclina ($\sim 61\text{--}130 \text{ m}$) y la Zeu, mayor será el flujo difusivo de N hacia la zona iluminada del golfo. Al igual que Zeu, las propiedades de la nitraclina estuvieron influenciadas por los remolinos de mesoescala indicando que mayores pendientes, mayores curvaturas y menores profundidades de la nitraclina se presentan en CEs respecto a AEs y LCEs recientemente desprendidos de la Corriente del Lazo.

El máximo profundo de fluorescencia (DFM; intervalo de $\sim 10\text{--}130 \text{ m}$) fue influenciado por CEs y AEs de manera similar que la Zeu y las propiedades de la nitraclina. El DFM estuvo mejor definido durante el verano en los grupos de estaciones CEs, NEs y AEs, pero en invierno se observó más erosionado en AEs. La media del DFM en las estaciones influenciadas por CEs fue casi igual que la media de Z_N en invierno y verano. Además, la media del DFM fue $\sim 10 \text{ m}$ más somera que la media de Z_N durante el invierno ($\sim 83 \text{ m}$ vs. 94 m) e igual durante el verano ($\sim 90 \text{ m}$) en NEs. Sin embargo, en AEs se observó un DCM mucho más somero que Z_N principalmente durante el invierno ($\sim 68 \text{ m}$ vs. 129 m) que durante el verano ($\sim 108 \text{ m}$ vs. 120 m). Estos resultados indican que el DFM se encuentra considerablemente más alejada del stock de NN en AEs, por lo que los productores primarios están más limitados en el abasto de nutrientes en estos remolinos en el golfo.

La profundidad de la capa de mezcla (MLD), como se esperaba, fue mayor durante el crucero de invierno, muestreo donde se observaron las principales diferencias entre grupos de estaciones influenciadas por remolinos de mesoescala y NEs. En XIXIMI-3, la mediana de la MLD en CEs, NEs y AEs fue de $\sim 46 \text{ m}$, $\sim 80 \text{ m}$ y $\sim 118 \text{ m}$, respectivamente. Los resultados mostraron que la profundización invernal de la MLD puede erosionar la base de la nitraclina en algunas estaciones influenciadas por LCEs en disipación poniendo a disposición NN a los productores primarios en la zona eufótica, por lo que la permanencia de estas estructuras durante la mezcla invernal podría representar un mecanismo importante de abasto de N en la zona iluminada del GM.

De manera general, nuestros resultados resaltan la importancia de los CEs en los procesos biogeoquímicos en el GM y representan las primeras estimaciones de variables como el flujo de NN por eddy-pumping. Aun así, para reforzar los importantes resultados obtenidos en este estudio y ampliar el conocimiento en los procesos biogeoquímicos modulados por remolinos de mesoescala que se presentan en la región de aguas profundas del GM, se sugiere realizar nuevas campañas oceanográficas con enfoque remolino-céntrico, especialmente durante condiciones de invierno, y combinarlas con los resultados de datos derivados satelitalmente y por modelación numérica.

Palabras clave: remolinos de mesoescala, remolinos ciclónicos, remolinos anticiclónicos, XIXIMI, Golfo de México, flujos de nitrógeno, eddy-pumping, flujo difusivo, mezcla invernal, Loop Current Eddies, nitraclina, máximo profundo de fluorescencia, nitrato, nitrito, nitracéntrica, clasificación de estaciones, mezcla invernal.

DEDICATORIA

Deseo dedicar este trabajo a Dios y agradecerle por todas las bendiciones que me ha dado.

Con amor, dedico este trabajo a mi amada madre Nelly Aristizábal por su infinito amor, absoluta confianza y apoyo constante. A la memoria de mi amado padre Gildardo Velásquez, maestro y amigo quien aún con su partida, sigue guiando mis pasos.

Con amor, dedico este trabajo a mis hermanos Elkin, Sandra, Feli, Maria, Pablo, Lela y Sergio que siempre me han apoyado y han sido esa voz de aliento que siempre sonó, aun en los momentos de mayor dificultad.

A mis amados sobrinos Samuel, Maria Isabel, Mariangel, Isacc y Antonia por la infinita alegría que me producen sus vidas, sus risas, sus abrazos y curiosas preguntas.

A mis queridos cuñados Diana, Cristina y Cristóbal. Gracias por tanto apoyo y su voz de aliento durante este arduo proceso.

Con cariño y muchísima gratitud por su presencia, apoyo, compañía, confianza y paciencia a mis amigos, mi segunda familia en México: Josué, Eliana, Miguel y Emma. Por recibirme en su hogar y compartir siempre conmigo, por incluirme en sus planes, en sus familias. Por su compañía durante los días más oscuros de la pandemia.

Con cariño y muchísima gratitud por la confianza y paciencia a Sebastián de Gyves, por su amistad, su apoyo, su voz de aliento y su valiosa compañía durante tantos meses de lucha, estudio, traspaso y resistencia. Por compartir con tanta calidez aun cuando la escasez no daba tregua.

Con cariño y muchísima gratitud por la confianza y paciencia a mis amigos, mi segunda familia en México: Liliana, Érika, Alfredo, Talía, Abraham, Santiago, Cristina, Sandra, Frank, Enrique, Melissa, Rosa, Ramón y Felipe. Con ustedes, esta historia fue una inolvidable experiencia.

Con cariño y muchísima gratitud por la confianza y paciencia a mis amigos, mi segunda familia en Colombia y Venezuela: Cecilia Bustamante, Catalina Valderrama, Edison Taborda, Ana María Montoya, María Teresa Vargas, Juan David Peña, Patricia Castaño, Manuela Gil, Johan Ortega, Gonzalo Vargas, Ana María Quintero, Henry Zapata, Gina Hincapié, Paula Gómez, Sandra Gómez, Carlos Roldán, Estela Monsalve, María Lila Barrios, Osvaldo Morales, Mario Vélez, Laura Posada, Berenice Mejía, Vladimir Toro, José Alfredo Regalado. Gracias por tanto apoyo, por su presencia y voz de aliento.

A todos los familiares y amigos que no nombré, pero que han tenido fe en mí y que en sus corazones me han deseado lo mejor en este proyecto.

AGRADECIMIENTOS

A mi director el Dr. Víctor Camacho-Ibar por su voto de confianza al recibirme como estudiante. Gracias por sus valiosos aportes, por su paciencia en la corrección de mi trabajo, por el apoyo y compañía durante este arduo proceso doctoral. Por todas las horas de trabajo y debate científico que tuvimos durante este proceso. Por compartir sus saberes con tanta humildad y claridad. Por los seminarios del grupo de investigación donde me incorporó con mucha confianza.

Al Dr. Reginaldo Durazo por su voto de confianza cuando nos conocimos en Turbo (Colombia). Gracias profe por esa apuesta, gracias por brindarme su amistad, gracias por recomendarme con el Dr. Camacho y por involucrarse en mi comité de tesis.

A mi comité de tesis conformado por la Dra. Lucila Lares, por el Dr. Francisco Delgadillo, por el Dr. Martín Hernández y por el Dr. Reginaldo Durazo. Gracias por sus valiosos aportes, por sus recomendaciones, por su paciencia en la lectura y por la corrección del trabajo.

A la Universidad Autónoma de Baja California, al Instituto de Investigaciones Oceanológicas y a la Facultad de Ciencias Marinas por abrirme las puertas en el posgrado de Oceanografía Costera. A todos los profesores involucrados en mi formación académica muchas gracias. Gracias al personal de soporte de la universidad por su valioso apoyo: Angélica, Lupita y Juan Manuel.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, CONACyT, por otorgarme la beca 932232 que me permitió realizar el doctorado. Además, agradezco al gobierno mexicano y la OEA por la beca PAEC CONACyT-OEA-AMEXCID que me otorgaron en el 2018 para cubrir mis gastos de desplazamiento de Colombia a México.

A los integrantes del grupo de investigación CiNEMa por su amistad, apoyo y valiosas recomendaciones durante este proceso de aprendizaje. Gratitud especial a Augusto Valencia por sus valiosos aportes y ayuda desinteresada, especialmente durante el inicio del doctorado.

A México, especialmente Ensenada, por abrirme las puertas de esta hermosa cultura, de estos bellos paisajes y de esta deliciosa gastronomía. Es mi corazón mitad mexicano.

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



TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN GENERAL	1
2. PREGUNTAS DE INVESTIGACIÓN	8
3. HIPÓTESIS DE INVESTIGACIÓN	8
4. OBJETIVOS	8
4.1 General	8
4.2 Específicos	8
CAPÍTULO 1. NITRACENTRIC/HYDROGRAPHIC CLASSIFICATION AND PREDICTION OF NITRATE PROFILES FOR OCEANOGRAPHIC STATIONS UNDER THE INFLUENCE OF MESOSCALE EDDIES IN THE GULF OF MEXICO	10
ABSTRACT	10
1. INTRODUCTION	11
2. MATERIALS AND METHODS	12
2.1. Data.....	12
2.2. Classification.....	12
3. RESULTS	15
3.1. Hydrographic samples.....	15
3.2. Nitracentric classification.....	17
3.3. Hydrographic classification.....	17
3.3.1. Selection of the best fit variables (BFVs).....	17
3.3.2. Analysis of the best classifying variables.....	18
3.3.3. Contour maps of BFVs, NN stock, and sea level anomalies.....	19
3.4. Average NN profiles.....	21
3.5. Parameterization of NN and NN_{int-z}	22
4. DISCUSSION	24
4.1. Nitracentric and hydrographic classifications.....	24
4.2. Prediction of NN stock and NN profiles.....	26
4.3. Oceanographic application of the classification: NN stock at 150 m.....	27
4.4. Nitracentric and hydrographic classification of CLIVAR Section A22 in The Caribbean Sea.....	29
5. CONCLUSION	29
DATA AVAILABILITY STATEMENT	29
AUTHOR CONTRIBUTIONS	29
FUNDING	30
ACKNOWLEDGMENTS	30
SUPPLEMENTARY MATERIAL	30
REFERENCES	30

CAPÍTULO 2. FLUJOS DIFUSIVOS, CONVECTIVOS Y POR BOMBEO POR REMOLINO DE NITRATO + NITRITO A LA ZONA EUFÓTICA DEL GOLFO DE MÉXICO.....33

2.1 INTRODUCCIÓN.....	33
2.2 MATERIALES Y MÉTODOS.....	40
2.2.1 Datos hidrográficos.....	40
2.2.2 Datos satelitales.....	42
2.2.3 Cálculo de Zeu.....	43
2.2.4 Determinación de las características de la nitraclina.....	44
2.2.4.1 Intervalo de la nitraclina.....	44
2.2.4.2 Características de la nitraclina.....	46
2.2.4.2.1 Profundidad, curvatura y pendiente de la nitraclina.....	47
2.2.5 Determinación de flujos de NN hacia la zona eufótica por diferentes mecanismos.....	48
2.2.5.1 Flujos difusivos de NN.....	48
2.2.5.2 Flujos de NN producidos por el mecanismo eddy-pumping.....	50
2.2.5.3 Flujos de NN producidos por mezcla convectiva invernal.....	51
2.2.6 Análisis estadístico de los resultados.....	52
2.3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	53
2.3.1 Cálculo de Zeu con bases de datos satelitales y parametrizaciones matemáticas.....	53
2.3.2 Características de la nitraclina.....	61
2.3.2.1 Efecto espacial, temporal y por remolinos de mesoescala sobre las características de la nitraclina.....	62
2.3.2.2 Influencia de los remolinos de mesoescala en la profundidad de la zona eufótica, de la nitraclina, de la capa de mezcla y del máximo profundo de fluorescencia.....	72
2.3.3 Flujos de N a la zona eufótica del GM.....	85
2.3.3.1 Flujos difusivos de NN.....	87
2.3.3.2 Flujos de NN por mezcla convectiva invernal.....	91
2.3.3.3 Flujos de NN por bombeo por remolino (Eddy-pumping)	95
2.3.3.4 Balance de NN en la región oceánica del GM.....	98
2.4 CONCLUSIONES.....	103
CONCLUSIONES GENERALES.....	107
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	110

LISTA DE TABLAS

Dado que el Capítulo 1 se agregó tal como fue publicado, la numeración de las tablas es diferente al formato seguido en el resto de la tesis. Para ubicar cada tabla dentro de dicho capítulo se debe restar el valor de 9 al número que aparece abajo en el índice de tablas. El material suplementario, sin embargo, fue fusionado y está disponible en un archivo separado, por lo que la numeración de las tablas es diferente al del escrito principal.

CAPÍTULO 1

Cuerpo principal

Table 1. Variables considered in the classification of stations into cyclonic (CE), no eddy (NE), and anticyclonic (AE) groups. The $|r|$ values were obtained from linear regressions between each variable and $NN_{int-200}$17

Material suplementario

Table S1. Statistical parameters of depth-integrated nitrate + nitrite (NN) between the surface and 200 m ($NN_{int-200}$, $mmol\ m^{-2}$) obtained for cyclonic (CE), no eddy (NE), and anticyclonic (AE) groups and Poseidon and cyclonic eddy stations in the Bay of Campeche during the XIXIMI-5 campaign.....8

Table S2. Classification intervals for depth-integrated nitrate + nitrite between the surface and 150 and 200 m ($NN_{int-150}$, $NN_{int-200}$, $mmol\ m^{-2}$), depth of the 20 °C isotherm (Z_{CT20} , m), potential density anomaly at 120 m (σ_{0-Z120} , $kg\ m^{-3}$), Conservative Temperature at 140 m (CT_{Z140} , °C), depth of the 26 and 25.5 $kg\ m^{-3}$ isopycnals ($Z\sigma_{025.5}$, $Z\sigma_{026}$, m), integrated dynamic height between 1000–60 m and 1000–50 m (DH_{50} , DH_{60} , $m^2\ s^{-2}$), and the integrated Brunt-Väisälä frequency between 15–120 m ($B-V_{int-120}$, $m\ s^{-1}$) in cyclonic (CE), no eddy (NE), anticyclonic (AE), and Poseidon stations.....8

Table S3. Third degree polynomial fit coefficients for the relationships of the slope ($\beta_{1,j}$) and intercept ($\beta_{0,j}$) as functions of depth between 100 and 500 m for each BFV (see Equations 1–3 in the main text). The subscript “j” indicates that the fit was performed for each BFV [i.e., the depth of the 20 °C isotherm (Z_{CT20} , m), potential density anomaly at 120 m (σ_{0-Z120} , $kg\ m^{-3}$), Conservative Temperature at 140 m (CT_{Z140} , °C), depth of the 26 $kg\ m^{-3}$ isopycnal ($Z\sigma_{026}$, m), integrated dynamic height between 1000–60 m (DH_{60} , $m^2\ s^{-2}$), and the integrated Brunt-Väisälä frequency between 15–120 m ($B-V_{int-120}$, $m\ s^{-1}$)]. R^2 was ~ 1 for all polynomial fits. The upper (lower) part of the table corresponds to XIXIMI-5 (XIXIMI-3).....9

CAPÍTULO 2

Cuerpo principal

Tabla 2.1. Ajustes polinomiales empleados para determinar las propiedades de la nitraclina Z_N , m_N y C_N46

Material suplementario

Tabla S2.1. Valores promedio de las características de la nitraclina para los grupos CEs, NEs y AEs conformados por estaciones de la región interior del GM (no incluyen estaciones de la LC ni del Canal de Yucatán) muestreadas en los cruceros XIXIMI-3 A XIXIMI-7. Las propiedades fueron calculadas de los perfiles verticales de NN contra profundidad y con $skill \geq 0.8$ (curvatura y pendiente).....32

Tabla S2.2. Resumen estadístico del flujo difusivo de N (F_N) obtenidos en las capas de profundidad $Z_{eu} \pm 10$ m, 100 ± 10 m y 150 ± 10 m para los grupos de estaciones influenciadas por CEs, NEs y AEs en los cruceros XIXIMI-3 a XIXIMI-7, así como en el conjunto total de estaciones de todos los cruceros. Los flujos fueron calculados con la parametrización de K_z modificada de Omand and Mahadevan (2015).....33

Tabla S2.3. Resumen estadístico del flujo convectivo de N (F_{N-WC}) para los grupos de estaciones influenciadas por CEs, NEs y AEs en los cruceros XIXIMI-4 a XIXIMI-7, así como en el conjunto total de estaciones de todos los cruceros de verano.....34

Tabla S2.4. Resumen estadístico del stock de NN, del tiempo de permanencia de un CE en cada estación y del flujo de N por bombeo por remolino (F_{N-EP}) en estaciones influenciadas por CEs de los cruceros XIXIMI-3 a XIXIMI-7. Los flujos fueron calculados en los valores mínimo, medio y máximo de Z_{eu} obtenida en cada estación durante el tiempo de influencia del CE.....35

Tabla S2.5. Valores de los flujos de N y del contenido de N estimados en la zona eufótica de la región de aguas profundas del GM por diferentes mecanismos de abasto de N. Las entradas, salidas y la producción nueva se sombrearon en verde, naranja oscuro y naranja claro, respectivamente. En rojo aparecen los mecanismos no incluidos en este estudio u obtenidos de la literatura.....36

LISTA DE FIGURAS

Dado que el Capítulo 1 se agregó tal como fue publicado, la numeración de las figuras es diferente al formato seguido en el resto de la tesis. Para ubicar cada tabla dentro de dicho capítulo se debe restar el valor de 9 al número que aparece abajo en el índice de figuras. El material suplementario, sin embargo, fue fusionado y está disponible en un archivo separado, por lo que la numeración de las figuras es diferente al del escrito principal.

CAPÍTULO 1

Cuerpo principal

Figure 1. (A) Mean non-steric absolute dynamic topography (ADT_{NS} , cm) during the XIXIMI-5 cruise. The black lines correspond to the 200, 1000, and 3500 m isobaths. The blue rhombuses (◆), green circles (●), and red squares (■) correspond to cyclonic (CE), no eddy (NE), and anticyclonic (AE) stations, respectively, which were classified using the nitracentric classification. The Loop Current (LC) stations are represented by white labels. The vectors show the surface geostrophic velocity currents derived from horizontal ADT_{NS} gradients. The spatial distribution sections of conservative and non-conservative properties obtained with CTD data for the northernmost transect include: (B) Conservative Temperature (CT, °C), (C) absolute salinity (S_A , g kg⁻¹) (D) potential density anomaly (σ_0 , kg m⁻³), and (E) dissolved oxygen (DO, $\mu\text{mol kg}^{-1}$).....13

Figure 2. (A) Cascade T-S diagram (from 10 to 200 m, $\Delta S_A = 0.2$ g kg⁻¹) for all sampling stations, where the background color indicates the nitrate + nitrite (NN, $\mu\text{mol kg}^{-1}$) concentration. The profiles of stations H46, PO1, and A10 are highlighted with circular markers. (B) Depth-integrated NN between the surface and 200 m ($NN_{int-200}$, mmol m⁻²) of profiles interpolated by the PCHIP method..15

Figure 3. (A) Nitrate + nitrite (NN) integrated in the depth intervals of 15–150, 15–155, and so on up to 15–250 m with stations ranked according to $NN_{int-200}$ (NN integrated between surface and 200 m, mmol m⁻²). The uppermost and lowermost lines correspond to $NN_{int-250}$ and $NN_{int-150}$, respectively, while the thicker, colored lines correspond to $NN_{int-200}$. (B) Standardized NN_{int-z} for stations located within the group classification limits for the same integration intervals as in (A). Z_{int} indicates the upper depth limit of the NN integral. The blue, black, and red lines correspond to the cyclonic (CE), no eddy (NE), and anticyclonic (AE) groups, respectively. The red dotted line indicates the boundary between the AE and Poseidon stations, while the blue and red dashed lines correspond to the stations H46 and PO1, respectively. Box plots of (C) $NN_{int-150}$ (mmol m⁻²), (D) $NN_{int-200}$ (mmol m⁻²), and (E) $NN_{int-250}$ (mmol m⁻²) for all sampled stations. The cyan regions correspond to the NN_{int-z} intervals that separate the CE (n = 9), NE (n = 15–16), and AE (n = 9–10) groups. The red line inside each box is the median of the data. The standardization of NN_{int-z} was done for each depth integration interval using the equation: $\text{standardized}(NN_{int-z}) = [NN_{int-z} - \text{mean}(NN_{int-z})]/SD(NN_{int-z})$16

Figure 4. Best fit variables (BFVs) and the intervals explored for each variable. (A) Dynamic height (DH_z , m² s⁻²) anomaly integrated from 1000–15, 1000–20, and so on up to 1000–995 m. (B) Brunt-Väisälä frequency integrated ($B-V_{int-z}$, m s⁻¹) over 15–20, 15–25, and so on up to 15–300 m. (C) Potential density anomaly (σ_{0-Z_i} , kg m⁻³) and (D) Conservative Temperature (CT_{Z_i} , °C) in depths of 15, 20, 25, and so on up to 500 m. (E) Depth of the 6, 7, and so on up to 28 °C isotherms (Z_{CT_i} , m). (F) Depth of the 23.5, 24.0, and so on up to 27.5 kg m⁻³ isopycnals ($Z_{\sigma_{0i}}$, m). The colored lines represent the best fit intervals for each BFV and preserve the interval separation (Table 1). To facilitate visualization, the thin black lines of some BFVs were plotted with different separations at the intervals defined in Table 1 with separations of (A) 30 m, (B) 10 m, (C) 20 m, and (D) 20 m. The thick black line is the BFV. The magenta lines in Figures 4A,E correspond to DH_{500} and Z_{CT6} , respectively. The stations labeled blue, black, and red correspond to the cyclonic (CE), no eddy (NE), and anticyclonic (AE) groups, respectively. The stations were ranked based on $NN_{int-200}$ from highest (H46) to lowest (PO1). Note that in Figures 4C,E,F, the ordinate axis is reversed.....19

Figure 5. Contour maps of (A) depth-integrated nitrate + nitrite (NN) between surface and 200 m ($NN_{int-200}$, mmol m^{-2}), (B) Conservative Temperature at 140 m (CT_{Z140} , $^{\circ}\text{C}$), (C) potential density anomaly at 120 m (σ_{0-Z120} , kg m^{-3}), (D) depth of the 20 $^{\circ}\text{C}$ isotherm (Z_{CT20} , m), (E) depth of the 26 kg m^{-3} isopycnal ($Z_{\sigma_{026}}$, m), (F) integrated dynamic height between 1000–60 m (DH_{60} , $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), (G) the integrated Brunt-Väisälä frequency between 15–120 m ($B-V_{int-120}$, m s^{-1}), and (H) non-steric SLA during the cruise (cm). The blue rhombuses (◆), green circles (●), and red squares (■) correspond to cyclonic (CE), no eddy (NE), and anticyclonic (AE) stations, respectively.....20

Figure 6. Average of the nitrate + nitrite (NN, $\mu\text{mol kg}^{-1}$) depth profiles with 95% confidence intervals (CIs) for cyclonic (CE; blue-cyan), no eddy (NE; black-green), and anticyclonic (AE; red-pink) groups obtained by both nitracentric (left and central panels) and hydrographic (right panel) classifications without (A-C) and with (D-F) the Poseidon stations. (B) Average of the nitrate + nitrite (NN) depth profiles (\pm SD) for the Olympus stations (B11-B12, C20-C22; red), some Campeche stations (F37-F39, and H46; blue), and some NE stations (A3-A4, B13, D28, D30, and F36; black). (E) The same CE and AE groups as in (B) but including the vertical profiles of the Poseidon stations and the three stations of the CE group (H46, B18, and TS1). The thick blue, black, and red lines are the means of the CE, NE, and AE groups, respectively. In (A-D, F), the blue (CE), green (NE), and red (AE) dashed lines are the NN means in (A). The dotted red line is the NN mean of the AE group in (D). The values in **Figure 6B** indicate the nitracline depth, which was defined as the depth at which a concentration of $0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ is observed (Cianca et al., 2007; Linacre et al., 2019).....21

Figure 7. Observed (black dots, ●) and predicted (green dots ●, and cyan ● dots) NN values ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) in the interval of 100–500 m (A-F) and the NN stock (mmol m^{-2}) (G-L) using the third degree polynomial fit (Equations 1–3) for (A, G) the depth of the 20 $^{\circ}\text{C}$ isotherm (Z_{CT20} , m), (B, H) potential density anomaly at 120 m (σ_{0-Z120} , kg m^{-3}), (C, I) Conservative Temperature at 140 m (CT_{Z140} , $^{\circ}\text{C}$), (D, J) depth of the 26 kg m^{-3} isopycnal ($Z_{\sigma_{026}}$, m), (E, K) integrated dynamic height between 1000–60 m (DH_{60} , $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), and (F, L) the integrated Brunt-Väisälä frequency between 15–120 m ($B-V_{int-120}$, m s^{-1}) without Poseidon stations.....22

Figure 8. Average of the nitrate + nitrite (NN, $\mu\text{mol kg}^{-1}$) depth profiles with 95% confidence intervals (CIs) for cyclonic (CE; blue-cyan), no eddy (NE; black-green), and anticyclonic (AE; red-pink) groups without Poseidon stations. (A) NN observed and predicted ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) with cubic polynomial fits for (B) the depth of the 20 $^{\circ}\text{C}$ isotherm (Z_{CT20} , m), (C) potential density anomaly at 120 m (σ_{0-Z120} , kg m^{-3}), (D) Conservative Temperature at 140 m (CT_{Z140} , $^{\circ}\text{C}$), (E) depth of the 26 kg m^{-3} isopycnal ($Z_{\sigma_{026}}$, m), (F) integrated dynamic height between 1000–60 m (DH_{60} , $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), and (G) the integrated Brunt-Väisälä frequency between 15–120 m ($B-V_{int-120}$, m s^{-1}). The blue, black, and red solid (dashed) lines correspond to the predicted (observed) average NN for the CE, NE, and AE groups, respectively. Black dotted lines correspond to ± 1 standard deviation around the observed mean of NN (**Figure 8A**). Some (~3%) predicted NN values for the AE group were negative around 100–125 m (mean ~107 m) and were replaced with $0 \mu\text{mol kg}^{-1}$23

Figure 9. Average of the nitrate + nitrite (NN, $\mu\text{mol kg}^{-1}$) depth profiles with 95% confidence intervals (CIs) for cyclonic (CE; light blue), no eddy (NE; black), and anticyclonic (AE; red) groups obtained by (A-C) the hydrographic classification and (D) non-steric absolute dynamic topography (ADT_{NS} , cm). (E, F) Average NN ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) profiles with CIs for the classification of mesoscale eddies based on the eddy identification criteria used by Sosa-Gutiérrez et al. (2020) and Pasqueron de Fommervault et al. (2017), respectively. (G-J) Average NN ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) profiles for the geographical classifications reported by Linacre et al. (2015), Müller-Karger et al. (2015), Damien et al. (2018), and Lee-Sánchez et al. (2022), respectively. The color shaded areas correspond to CIs. The thick lines are the NN means for each group. The dashed lines are the means of the nitracentric classification (**Figure 6A**). The Poseidon stations were not included in the figures.....25

Figure 10. Depth-integrated NN from 15 to 150 m ($NN_{int-150}$, mmol m^{-2}) of profiles interpolated by the PCHIP method. The blue, green, red, and magenta bars correspond to the cyclonic (CE), no eddy (NE), anticyclonic (AE), and Poseidon groups, respectively. The stations were ranked based on $NN_{int-200}$ from highest (H46) to lowest (PO1) as in **Figure 4**.....28

Material suplementario

Figure S1. Flow chart of nitracentric and hydrographic classification methodologies used to separate the oceanographic stations into cyclonic (CE), no eddy (NE), and anticyclonic (AE) groups.....1

Figure S2. (A, B) Absolute value of the Pearson correlation coefficients with their respective p-values **(C-D)**. In **Figures S2A-B**, each point was calculated for a given integration interval for 15–20, 15–25, and so on up to 15–500 m between each BFV and NN_{int-z} when Poseidon stations are **(A, C)** or are not **(B, D)** included. The horizontal dotted lines indicate the 15–200 m NN integration interval. In **Figures S2A** and **S2B**, the dotted lines represent the criteria of $|r_p| \geq 0.8$ and $|r| \geq 0.9$ with and without the Poseidon stations, respectively. In **Figures S2C-D**, the dashed vertical lines indicate the critical p-values of 0.05.....2

Figure S3. Plot of the **(A)** Slope (β_1 , mmol m^{-3}) and **(B)** intercept (β_0 , mmol m^{-2}) values obtained for each linear regression between the NN concentration integrated from the surface (15 m) to different depths between 100–500 m (NN_{int-z}) and each of the BFVs. Solid blue, red, green, black, pink, and yellow lines represent the slope and intercept values calculated for the linear relationship (Equation 1) of NN_{int-z} with the depth of the 20 °C isotherm (Z_{CT20} , m), potential density anomaly at 120 m (σ_{0-z120} , kg m^{-3}), Conservative Temperature at 140 m (CT_{Z140} , °C), depth of the 26 kg m^{-3} isopycnal ($Z_{\sigma_{026}}$, m), integrated dynamic height between 1000–60 m (DH_{60} , $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), and the Brunt-Väisälä frequency integrated between 15–120 m ($B-V_{int-120}$, m s^{-1}), respectively. Dashed cyan, gray, dark blue, dark green, light pink, and magenta lines represent the β_1 and β_0 values for the corresponding BFVs predicted with the third degree polynomials ($R^2 = 1$) shown in Equation 2. Note that since Z_{CT20} and $Z_{\sigma_{026}}$ results were similar, they overlapped.....3

Figure S4. Boxplots of the root mean square errors (RMSEs), mean absolute errors (MAEs) and bias (BIAS) of the nitrate + nitrite concentration **(A-C, G-I, M-O)** and NN stock **(D-F, J-L, P-R)**. Each boxplot for a given BFV corresponds to second degree (left column), third degree (central column), and fourth degree (right column) polynomial fits. The magenta dotted lines correspond to 1 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ **(A-C)**, 0.7 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ **(G-I)**, 0 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ **(M-O)**, 0 mmol m^{-2} **(P-R)**, and 140 mmol m^{-2} **(D-F, J-L)**. The red lines and the black asterisks indicate the RMSE medians and outliers, respectively. Boxplots did not include Poseidon stations (**Figure 1**), i.e., each statistical descriptor was calculated using 32 values of the remaining stations. For example, the box-and-whisker diagram for the depth of the 20 °C isotherm in **Figure S4A (Figure S4D)** was obtained with 32 RMSEs, each of them calculated with the observed values and the predicted NN (NN_{int-z}) values obtained with Equation 3 (Equation 2) within the 100–500 m depth interval.....4–5

Figure S5. Observed [yellow circles (●)] and predicted (blue line) nitrate + nitrite (NN, $\mu\text{mol kg}^{-1}$) depth profiles from stations sampled during three oceanographic campaigns within the deep-water region of the GM **(A)** XIXIMI-4 (X4, from 27 August to 16 September 2015), **(B)** XIXIMI-6 (X6, from 18 August to 10 September 2017), and **(C)** XIXIMI-3 (X3, from 19 February to 10 March 2013). Station names in blue, black, and red letters belong to the CE, NE, and AE groups, respectively. Each row corresponds to a given BFV ordered from top to bottom as: depth of the 20 °C isotherm (Z_{CT20}), depth of the 26 kg m^{-3} isopycnal ($Z_{\sigma_{026}}$), potential density anomaly at 120 m (σ_{0-z120}), integrated dynamic height between 1000–60 m (DH_{60}), Conservative Temperature at 140 m (CT_{Z140}), and the integrated Brunt-Väisälä frequency between 15–120 m ($B-V_{int-120}$). The Blue line corresponds to the NN predicted values with the cubic parameterizations for XIXIMI-5 shown in **Table S3**. Root Mean Square Errors (RMSEs) were calculated using the predicted (with XIXIMI-5) and interpolated NN profiles. The red line corresponds to the NN predicted values with the cubic parameterizations for XIXIMI-3 shown in **Table S3**.....5–6

Figure S6. Average of the Conservative Temperature (CT, °C) depth profiles with 95% confidence intervals (CIs) for cyclonic (CE; light blue), no eddy (NE; black), and anticyclonic (AE; red) groups obtained by **(A)** nitracentric classification, **(B, C)** hydrographic classification, and **(D)** non-steric absolute dynamic topography (ADT_{NS}). **(E, F)** Average CT (°C) profiles with CIs for the

classification of mesoscale eddies based on the eddy identification criteria used by Sosa-Gutiérrez et al. (2020) and Pasqueron de Fommervault et al. (2017), respectively. **(G-J)** Average CT (°C) profiles for the geographical classifications reported by Linacre et al. (2015), Müller-Karger et al. (2015), Damien et al. (2018), and Lee-Sánchez et al. (2022), respectively. The color shaded areas correspond to CIs. The thick lines are the CT means for each group. The dashed lines are the means of the nitracentric classification (**Figure S6A**). The Poseidon stations were not included in the figures.....7

Figure S7. (A) Bathymetric map of the Caribbean Sea basins. The black rectangle represents the region shown in **Figures S7 B-D. (B-D)** Sampling stations in CLIVAR Section A22 during summer (16 to 21 August 1997; 25 stations), autumn (24 to 29 October 2003; 24 stations) and spring (09 to 14 April 2012; 26 stations), respectively. Black dots represent sampling stations and magenta dash lines represent the limits between the north (> 17 °N), central (13–17 °N) and south (< 13 °N) regions in which the A22 section (1997 and 2003) was divided based on hydrographic properties. Since the location of sampling stations in section A22-2012 was different, the limit of the southern region was located at 14 °N. Gray arrows correspond to the geostrophic surface velocity vectors. The blue (●), green (●), and red circles (●) correspond to cyclonic (CE), no eddy (NE), and anticyclonic (AE) stations, respectively, which were classified using the nitracentric classification. **(E-G)** Average (± SD) NN profiles of stations with ≥ 1000 m water depth for the summer, autumn and spring cruise, respectively, realized in Section A22. Regions were defined based on the nitracentric (NN_{int-200}) and hydrographic (BFVs) classifications using all of the stations collected in each of the cruises. Black dashed lines shaded in blue, dotted lines shaded in yellow and black continuous lines shaded in green represent the north, central and south regions, respectively. **(H)** Average (± CI, at 3 m intervals) NN profiles for CE (blue; 5 stations), NE (gray; 5 stations) and AE (red; 4 stations), stations as classified based on the nitracentric classification applied to stations in the central region of the stratified summer and autumn cruises.....11

CAPÍTULO 2

Cuerpo principal

Figure 2.1. Batimetría de la región de aguas profundas del GM con las 49 estaciones oceanográficas que componen la malla canónica de muestreo. En este estudio se eligieron 32, 46, 35, 38 y 19 muestras hidrográficas de XIXIMI-3 a XIXIMI-7, respectivamente. Las líneas negras muestran las isobatas de -200 y -1000 m.....42

Figure 2.2. Características de la nitraclina cuando se grafica **(A-C)** NN vs. profundidad (m) y **(D-F)** NN vs. anomalía de densidad potencial (σ_0 ; kg m⁻³). El área cian representa el intervalo de la nitraclina ubicado en tres estaciones **(A, D)** bajo influencia de CEs, **(B, E)** sin influencia de remolinos y **(D, F)** bajo influencia de AEs. En cada figura se describe en rojo si la pendiente y la curvatura de la nitraclina son lineales o polinomiales en el intervalo cian.....45

Figure 2.3. Ciclo medio anual de Zeu (m) calculada con la serie temporal de datos de **(A-C)** [chl-a] de enero de 2003 a septiembre de 2020 (círculos rojos ●) y de **(D)** K_{d490} del 09 de abril de 1997 al 31 de diciembre de 2019 (diamantes amarillos ◆). Barras de error con triángulos magenta (▲), cuadrados verdes (■), diamantes azules (◆) y triángulos invertidos cian (▼) representan las medias observadas de Zeu (± intervalos de confianza del 95%) para los cruceros Malla Fina 1, XIXIMI-7, XIXIMI-5, y Malla Fina 2, respectivamente. Observar que los ejes de Zeu son diferentes en tres de las cuatro figuras.....55

Figure 2.4. Distribución espacial del ciclo medio estacional de Zeu (m) en el GM para **(A)** invierno, **(B)** primavera, **(C)** verano y **(D)** otoño obtenida con la ecuación 2.3 y la serie temporal de datos de [chl-a] de enero de 2003 a septiembre de 2020. **(E-H)** Similar a **(A-D)**, pero para la desviación estándar de Zeu (m). Zeu fue calculada con la ecuación 2.3 y el compuesto mensual de [chl-a] de enero de 2003 a septiembre de 2020. Solo se muestran datos de la Zeu para profundidades ≥ 200 m. Notar que la barra de colores del promedio y la desviación estándar de Zeu son diferentes.....56

Figure 2.5. (A) Variación temporal de la media espacial (línea negra delgada) de Zeu obtenida satelitalmente del compuesto mensual para el periodo de enero de 2003 a julio de 2020. Las áreas sombreadas negra, verde, amarilla y cian representan las temporadas de invierno, primavera, verano y otoño, respectivamente, mientras que las líneas de colores similares representan las medias globales de cada estación. La línea roja gruesa corresponde a la media global de ambas bases de datos. Distribución de probabilidad de Zeu de acuerdo con (B) las estaciones de invierno, primavera, verano y otoño representadas con barras transparentes negra, verde, amarilla y cian, respectivamente y (C) el total de datos (barras azules). (D) Ajuste polinomial cúbico de Zeu empleando el mes del año como variable independiente. La línea continua azul representa la curva de ajuste, mientras que las líneas verde y magenta discontinuas representan los intervalos de confianza del 95% para la función y las observaciones (errores mostrados con \pm luego de cada coeficiente). Las medias mensuales de cada variable se presentan con puntos cian con borde negro.....58

Figure 2.6. Promedios (\pm SD con barras verticales azules) de Zeu (círculos amarillos \bullet) 2 meses antes, durante y 2 meses después del muestreo en cada estación de los cruceros (A) XIXIMI-3, (B) XIXIMI-4, (C) XIXIMI-5, (D) XIXIMI-6, (E) XIXIMI-7. Los nombres de estaciones azules, negras y rojas indican que fueron clasificadas como CE, NE y AE, respectivamente. La ubicación de las estaciones corresponde a la jerarquización producida por el stock de NN integrado entre superficie y 200 m, donde a mayor (menor) stock de NN más ciclónica (anticiclónica) la estación (Velásquez-Aristizábal et al., 2022). Las líneas discontinuas verticales azules y rojas separan los grupos CE-NE y NE-AE, respectivamente. (F) igual a la Figura 2.3A.....60

Figure 2.7. Diagramas de violín/densidad de Kernel para las características de la nitraclina obtenidas con los perfiles de NN vs. Z. (A, E) pendiente: m_N , (B, F) curvatura: IC_N , (C, G) profundidad: Z_N y (D, H) skill (capacidad de los ajustes polinomiales) para las estaciones muestreadas en los cruceros XIXIMI-3 (panel superior) y XIXIMI-4 a XIXIMI-7 (panel inferior) clasificadas como ciclónicas (CE, azul), sin efecto (NE, negro), anticiclónicas (AE, rojo), ubicadas en la Corriente del Lazo (LC, rosa) y en el Canal de Yucatán (Y, amarillo). Los puntos negros son los datos de cada estación, la línea horizontal verde es la media y el círculo blanco es la mediana. Cada “violín” contiene el típico diagrama de cajas y bigotes en color blanco. Diagrama de medias con intervalos basados en la diferencia mínima significativa de Fisher (LSD; valores- $p \approx 0$) para (I) m_N , (J) IC_N , (K) Z_N63

Figure 2.8. Perfiles de NN por (A-C, G-I, M-O) profundidad y (D-F, J-L, P-R) anomalía de densidad potencial en algunas estaciones de los XIXIMIS 4 a 7 que muestran las diferencias observadas en las características de la nitraclina de acuerdo con la influencia de CEs, NEs, AEs y estaciones de la LC y del Canal de Yucatán.....67

Figure 2.9. Diagramas de densidad para la profundidad (A, E) de la zona eufótica (Zeu), (B, F) de la nitraclina (Z_N), (C, G) de la capa de mezcla (MLD) y (D, H) del máximo profundo de fluorescencia (DFM) en grupos de estaciones bajo efecto de remolinos ciclónicos (CEs; azul), de aguas sin efecto de remolino (NEs; negro) y de remolinos anticiclónicos (AEs; rojo) en los cruceros de invierno (XIXIMI-3; panel superior) y de verano (XIXIMI-4 a XIXIMI-6). La Caja blanca corresponde al diagrama de cajas y bigotes con la mediana representada con un círculo blanco y línea negra. La línea verde corresponde a la media.....73

Figure 2.10. Correlaciones lineales entre Zeu y (A) Z_N (B) DFM y (C) MLD, así como entre (D) Z_{CT20} y Z_N75

Figure 2.11. (A) Mapas de la altura del nivel del mar sin efecto estérico que muestran la ubicación de las estaciones (círculos magenta) empleadas en cada XIXIMI (para el nombre, ver Figura 2.1). Las flechas grises representan las corrientes de velocidad geostrofica. Perfiles verticales promedio de fluorescencia en grupos de estaciones ciclónicas (azul, cian, verde y morado), sin efecto de remolino (negro y gris) y anticiclónicas (rojo y magenta) empleando (B) el total de estaciones y (C) estaciones selectas. Las áreas sombreadas en los perfiles verticales representan el intervalo de confianza del 95%. Los nombres de algunas estaciones y de los LCEs se presentan en las leyendas de la figura.....81

Figure 2.12. Diagrama esquemático de la distribución vertical de fluorescencia (eje x inferior) y NN en CEs (eje x superior azul), agua sin efecto de remolino (eje x superior negro) y LCEs en

disipación (eje x superior rojo) durante invierno (panel superior, estaciones selectas de XIXIMI-3) y verano (panel inferior, estaciones selectas de XIXIMI-5) en el GM. El panel fue hecho con valores reales de fluorescencia (área sombreada verde), NN (líneas azul, negra y roja para CE, NE y AE, respectivamente), profundidad de la nitraclina (Z_N ; línea negra discontinua), Zeu (línea discontinua naranja), MLD (línea continua morada). La región amarilla con flecha vertical naranja representa la profundidad de la zona eufótica (1% de luz). Las elipses discontinuas negras con puntas de flecha negra esquematizan el proceso de mezcal vertical.....84

Figure 2.13. (A) Mapas de la altura del nivel del mar sin efecto estérico que muestran la ubicación de las estaciones (círculos magenta) empleadas en cada XIXIMI (para el nombre, ver Figura 2.1). Las flechas grises representan las corrientes de velocidad geostrofica. Perfiles verticales promedio de grupos de estaciones ciclónicas (azul), sin efecto de remolino (negro) y anticiclónicas (rojo) para (B) la anomalía de densidad potencial y (C) NN. Las áreas sombreadas en los perfiles verticales representan el intervalo de confianza del 95%.....86

Figure 2.14. Medianas e intervalo de confianza del 95% de los flujos difusivos calculadas en todas las estaciones muestreadas en los cruceros XIXIMI-4 a XIXIMI-7 para las profundidades Zeu \pm 10 m, 100 \pm 10 m y 150 \pm 10 m de la región de aguas profundas del GM. Las barras de error azules, verdes y negras representan las parametrizaciones (ecuaciones 2.11, S2.4 y S2.7) modificadas de Omand and Mahadevan (2015), Ryabov et al. (2010) y Bahamón and Cruzado (2003), respectivamente. El rombo rojo corresponde a la mediana.....88

Figure 2.15. Diagramas de violín/densidad de Kernel del flujo difusivo de N (F_N) calculado con las tres parametrizaciones de K_z modificadas de (A, D, G) Omand and Mahadevan (2015), (B, E, H) Bahamón and Cruzado (2003) y Ryabov et al. (2010) a las profundidades de (A-C) Zeu \pm 10 m, (D-F) 100 \pm 10 m y (G-I) 150 \pm 10 m. Las estaciones están clasificadas como ciclónicas (CE, azul), sin efecto (NE, negro), anticiclónicas (AE, rojo), ubicadas en la Corriente del Lazo (LC, rosa) y en el Canal de Yucatán (amarillo). Los puntos negros son los datos de cada estación, la línea horizontal verde es la media y el círculo violeta es la mediana. Cada “violín” contiene el típico diagrama de cajas y bigotes en color blanco. Solo se emplearon los datos de los cruceros XIXIMI-4 al 7.....89

Figure 2.16. Diagramas de violín/densidad de Kernel del flujo convectivo de N (F_{N-WC}) separado por grupos de estaciones (A) con y sin efecto de remolinos de mesoescala y (B) por cruceros. En (A) las estaciones están clasificadas como ciclónicas (CE, azul), sin efecto (NE, negro), anticiclónicas (AE, rojo), ubicadas en la Corriente del Lazo (LC, rosa) y en el Canal de Yucatán (amarillo). Los puntos negros son los datos de cada estación, las líneas horizontales verde y roja corresponden a la media y el círculo violeta es la mediana. Cada “violín” contiene el diagrama de cajas y bigotes en color blanco. Solo se emplearon los datos de los cruceros XIXIMI-4 al 7. (C, D) Prueba de medianas de Mood con intervalos de confianza del 95% para los mismos grupos de estaciones de (A, B), respectivamente. (E) Diagrama de medias con intervalos basados en la diferencia mínima significativa de Fisher (LSD) entre grupos de estaciones ciclónicas de Campeche (transectos F-J) y de los transectos A-E.....92

Figure 2.17. Diagramas de violín/densidad de Kernel para (A, C, E) el stock de NN, (B, D, F) el flujo de N por bombeo por remolino (F_{N-EP}) y (G) el tiempo de paso de un CE por cada estación. En cada figura las estaciones están agrupadas por cruceros XIXIMI-3 (X3) a XIXIMI-7 (X7). El Stock de NN y el F_{N-EP} se presentan para las profundidades (A-B) mínima, (C-D) media y (E-F) máxima de Zeu. Los puntos negros son los datos de cada estación, la línea horizontal roja es la media y el círculo morado es la mediana. Cada “violín” contiene el diagrama de cajas y bigotes en color blanco. (H) Diagrama de medias con intervalos basados en la diferencia mínima significativa de Fisher (LSD) para los valores de F_{N-EP} por cada Zeu presentados (B, D, F).....96

Figure 2.18. Esquema del balance de masa anual de los principales mecanismos de abasto de nitrógeno a la Zeu de la región oceánica del GM (ver detalles en la sección 2.3.3.4 y Tabla S2.5). Las entradas/salidas de N a la capa eufótica se esquematizan con flechas de color amarillo/rojo. Las flechas más transparentes representan los mecanismos no cuantificados en este estudio u obtenidos de la literatura. Los valores individuales representan la media y el intervalo entre paréntesis los

valores mínimo y máximo, todos en Gg N por año. Los detalles de los flujos y referencias usadas se presentan en la Tabla S2.5. Los dos posibles valores de la producción nueva de 6300 y 9000 Gg N fueron estimados de Damien et al. (2018) y McGillicuddy et al. (2003), respectivamente.....102

Material suplementario

Figura S2.1. Diagrama de flujo para la determinación de la curvatura de la nitraclina de cada estación.....15

Figura S2.2. Histograma de probabilidad para el compuesto mensual de [chl-a] (mg m^{-3}) superficial en el GM durante el periodo de enero de 2003 a septiembre de 2020. Los valores de [chl-a] fueron obtenidos para la región de GM con batimetría superior a 200 m.....15

Figura S2.3. Distribución espacial del (A-L) ciclo medio anual de Zeu (m) en el GM de enero hasta diciembre, respectivamente. (M-X) Similar a (A-L), pero para la desviación estándar de Zeu (m). Zeu fue calculada con la ecuación 2.3 (Morel, 1988) y el compuesto mensual de [chl-a] de enero de 2003 a septiembre de 2020. Solo se muestran datos de Zeu para profundidades ≥ 200 m. Notar que la barra de colores del promedio y la desviación estándar de Zeu son diferentes.....16

Figura S2.4. Distribuciones de probabilidad de Zeu obtenida con la ecuación 2.3 y el compuesto mensual de [chl-a] de enero de 2003 a septiembre de 2020 para (A-L) enero-diciembre. Las barras de color negro, verde, amarillo y cian representan los meses asociados a estaciones de invierno, primavera, verano y otoño, respectivamente.....17

Figura S2.5. Diagramas de violín/densidad de Kernel para las características de la nitraclina obtenidas con los perfiles de NN vs. σ_0 . (A, E) pendiente: m_N , (B, F) curvatura: IC_N , (C, G) profundidad: Z_N y (D, H) skill (capacidad de los ajustes polinomiales) para las estaciones muestreadas en los cruceros XIXIMI-3 (panel superior) y XIXIMI-4 a XIXIMI-7 (panel inferior) clasificadas como ciclónicas (CE, azul), sin efecto (NE, negro), anticiclónicas (AE, rojo), ubicadas en la Corriente del Lazo (LC, rosa) y en el Canal de Yucatán (Y, amarillo). Los puntos negros son los datos de cada estación, la línea horizontal verde es la media y el círculo blanco es la mediana. Cada “violín” contiene el típico diagrama de cajas y bigotes en color blanco.....17

Figura S2.6. Igual que la Figura 2.9, pero para grupos de estaciones de los cruceros XIXIMI-4 a 7 separadas de acuerdo con el lugar de formación del CE (Campeche o fuera de) y del tiempo de vida del LCE [formación (f), intensificación (i) y disipación (d)].....18

Figura S2.7. Esquema de las estaciones de XIXIMI-3 que cumplen el criterio $MLD > Zeu$. Los nombres y zonas sombreadas de las estaciones influenciadas por CEs, NEs y AEs se pusieron en colores azul, negro y rojo, respectivamente. Las líneas verde, negra y roja representan las profundidades promedio de cada grupo de estaciones de Zeu, MLD y Z_N , respectivamente.....18

Figura S2.8. Similar a la Figura 2.15, pero con los flujos presentados por cada estación y por cada crucero. Los nombres de las estaciones influenciadas por CEs, NEs y AEs se pusieron en colores azul, negro y rojo, respectivamente. El área gris enmarca el grupo de estaciones NEs. Las líneas roja, verde y negra corresponden a los flujos difusivos obtenidos en las profundidades $Zeu \pm 10$ m, 100 ± 10 m y 150 ± 10 m, respectivamente.....19

Figura S2.9. Diagrama de medianas de Mood con intervalos del 95% de confianza para los datos de mostrados en la Figura 2.15.....20

Figura S2.10. Perfiles verticales de la anomalía de densidad potencial (0–650 m; panel superior) y de NN (0–150 m; panel central) de los cruceros XIXIMI-3 al XIXIMI-7 que muestran la ubicación de la isopícnica más profunda de los cruceros de verano que sería asomerada en invierno (líneas verticales y horizontales los paneles superior y central, respectivamente) de acuerdo con los perfiles promedio de grupos de estaciones influenciadas por CEs (azul), NEs (negro) y AEs (rojo). Diagrama de cajas y bigotes del flujo convectivo de N estimado con el stock de N de verano mezclado seis meses después durante el invierno luego del asomeramiento de la isopícnica más profunda (ver sección 2.3.3.2). El círculo rojo corresponde a un dato extremo, mientras que la caja verde corresponde al

rango intercuartílico. La media y mediana se representan por una equis (x) y una línea horizontal negras, respectivamente.....21

Figura S2.11. Porcentaje de área de CEs (media: ~ 14%; línea azul y sombra cian), AEs (media: ~ 17%; línea roja y sombra magenta) y CEs + AEs (media: ~ 31%; línea negra y sombra gris) en la región de oceánica del GM (isobata ≥ 200 m) para (A) la serie total de datos de enero de 2011 a octubre de 2019 obtenida del Atlas de Remolinos de AVISO (promediado cada mes) y (B-F) para las campañas XIXIMI-3 a XIXIMI-7, respectivamente (valores diarios). En (A) las líneas representan el valor medio cada 30 días, mientras que las áreas sombreadas la desviación estándar (SD).....22

Figura S2.12. Análisis de sensibilidad de Z_N respecto a diferentes valores de NN. Las figuras del panel izquierdo muestran los valores de Z_N estimados con el criterio de NN = $0.7 \mu\text{mol kg}^{-1}$ y eliminando los datos de NN entre superficie y 30, 40 o 50 m. El panel derecho muestra los valores de Z_N obtenidos con NN en el intervalo de 0.4 a $0.7 \mu\text{mol kg}^{-1}$ y eliminando los valores de NN entre 0 y 50 m de profundidad. Las estaciones influenciadas por CEs, NEs y AEs se presentan en colores azul, negro y rojo, respectivamente.....25

Figura S2.13. Perfiles verticales de NN de las estaciones B16, D30 y B15 muestreadas durante el crucero XIXIMI-6. Las líneas verticales roja, verde y negra indican los valores de NN = 0.5, 0.6 y $0.7 \mu\text{mol kg}^{-1}$, respectivamente. Las flechas indican las profundidades de los perfiles donde se estaría obteniendo la Z_N de cada perfil.....26

Figura S2.14. Análisis del factor de escala Z_w fijado en 200 m por Omand and Mahadevan (2015) y estimado en este estudio con la ecuación 2.10. (A, B, C) Z_w obtenida en las estaciones de los cruceros XIXIMI 3 al 5, respectivamente. Diagramas de violín/densidad de Z_w para las estaciones agrupadas de acuerdo con (D) la influencia de CEs (letras y diagrama azules), NEs (letras y diagrama negros), AEs (letras y diagrama rojo) y Canal de Yucatán (letras y diagrama amarillo o rojo) y (E) el crucero en que fueron muestreadas. (E, F) Medias e intervalo de confianza del 95% obtenido con la diferencia mínima significativa (LSD) de Fisher que corresponden a la mínima diferencia estadísticamente significativa entre muestras. Así, si dos barras de error no se intersectan, entonces la media de ambas muestras son diferentes, con un 95% de confianza. Las líneas horizontales magenta y los círculos rojos en las figuras D-E y figuras F-G son las medias de Z_w , mientras que el círculo cian en las figuras D-E corresponde a la mediana, situada en el diagrama de cajas y bigotes (caja blanca).....29

Figura S2.15. K_z determinada por las parametrizaciones modificadas a partir de Omand and Mahadevan (2015) según la ecuación 2.11 (panel izquierdo), de Bahamón and Cruzado (2003) según la ecuación S2.4 (panel central) y de Ryabov et al. (2010) según la ecuación S2.8 (panel derecho). Notar que la K_z obtenida a partir de Bahamón and Cruzado (2003) realmente es una pseudoconstante que tiene unidades diferentes y cuyo eje x también presenta diferentes intervalos. Además, observar que los ejes verticales de XIXIMI-3 (renglón superior) son diferentes a los ejes verticales de los cruceros XIXIMI-4 a XIXIMI-7 (renglones 2-5, respectivamente). Cada figura contiene los perfiles verticales de todas las estaciones de cada crucero representadas por líneas azules, negras y rojas las estaciones influenciadas por CEs, NEs y AEs, respectivamente.....30

Figura S2.16. Ejemplo de la determinación del tiempo de bombeo de N por eddy-pumping en estaciones influenciadas por CEs en el crucero XIXIMI-5. (A) Mapa de la SLA del crucero XIXIMI-5 con el nombre de las estaciones usadas en las figuras B-G y con corrientes de velocidad geostrofica (flechas grises). (B) Perfiles verticales promedio de los grupos de estaciones influenciadas por CEs (Campeche), NEs y AEs (Olympus en disipación) del crucero XIXIMI-5. La línea discontinua azul muestra el perfil vertical de NN de la estación H46. Las líneas horizontales punteada, a guiones y continua representan las profundidades mínima, media y máxima de la capa eufótica. Evolución temporal de la SLA unos meses antes y unos días después del crucero XIXIMI-5 (zona verde). Las regiones roja y azul corresponden a intervalos de tiempo de SLA > 0 y SLA < 0 , respectivamente.....32

LISTA DE TEXTOS SUPLEMENTARIOS

Los textos suplementarios están disponibles en un archivo separado al texto principal llamado Material Suplementario que fue fusionado para incluir las tablas, figuras y textos suplementarios de los Capítulos 1 y 2.

CAPÍTULO 1

Supplementary text S1. Nitracentric and hydrographic classification of CLIVAR Section A22 in the Caribbean Sea.....10

CAPÍTULO 2

Texto suplementario S2.1. Análisis del criterio para elegir la profundidad de la nitraclina.....21
Texto suplementario S2.2. Determinación del coeficiente de difusión turbulenta por diferentes parametrizaciones.....24
Texto suplementario S2.3. Determinación del tiempo de bombeo de NN a la zona eufótica debido a la influencia de CEs.....29

1. INTRODUCCIÓN GENERAL

El Golfo de México (GM) es un mar semi-cerrado que está influenciado por el sistema de corrientes de frontera oeste del océano Atlántico Norte (Müller-Karger et al., 2015; Rudnick et al., 2015). En esta cuenca, entra agua del Mar Caribe a través del Canal de Yucatán y es transportada a la región este por la Corriente del Lazo (LC); a través de remolinos anticiclónicos (AEs) que se desprenden de ella (LCEs; ~ 200–300 km de diámetro) el agua es transportada en dirección oeste a través del golfo. En promedio, estos LCEs se desprenden de la LC cada 9.5 meses (Zavala-Hidalgo et al., 2006), pero con mayor frecuencia en verano e invierno (Chang and Oey, 2012). En el golfo se observan típicamente uno o dos LCEs en diferentes etapas de intensificación, maduración o disipación. También están presentes remolinos ciclónicos (CEs), como aquellos que regularmente se forman al sur en la Bahía de Campeche o aquellos que se gestan en el este del golfo y luego estrangulan la LC (Elliott, 1982; Hamilton et al., 1999; Linacre et al., 2015; Pérez-Brunius et al., 2013; Schmitz, 2005).

El levantamiento/hundimiento de las isopícnas en CEs/AEs modifica la distribución vertical de nutrientes inorgánicos dentro de la columna de agua (Chen et al., 2021; Hernández-Hernández et al., 2020; Huang & Xu, 2018; McGillicuddy & Robinson, 1997; Sarma et al., 2018), afectando la producción primaria y la estructura de la comunidad fitoplanctónica (Benitez-Nelson & McGillicuddy, 2008; McGillicuddy, 2016; Williams et al., 2015). Estos desplazamientos verticales de las isopícnas también pueden afectar mayores niveles tróficos, desde pequeños consumidores como el zooplancton e ictioplancton (Dorado et al., 2012; Echeverri-García et al., 2022; Hernández-Sánchez et al., 2022), hasta depredadores top como los tiburones (Gaube et al., 2018; Hsu et al., 2015).

En el golfo, se han observado amplias diferencias en las concentraciones de nitrato + nitrito (NN) en la capa superior de la columna de agua producidas, entre otros procesos, por la influencia de remolinos de mesoescala (Biggs and Müller-Karger, 1994; Damien et al., 2018; Lee-Sánchez et al., 2022; Pasqueron de Fommervault et al., 2017). Dentro del intervalo de profundidad del máximo de fluorescencia (DFM; ~ 50–100 m), la concentración de NN está agotada en AEs y la profundidad de la nitraclina (Z_N) limita los flujos verticales y el ingreso de NN a la zona eufótica (Pasqueron de Fommervault et al., 2017). En la base de las zonas eufótica y mesopelágica superior (~ 100–200 m), una notable proporción de NN es regenerada debido a la respiración de la materia orgánica (Biddanda & Benner, 1997). En

estas capas, la disponibilidad vertical de NN es notablemente modulada por el mecanismo eddy-pumping que produce un mayor o menor contenido de nitrógeno inorgánico en la capa superior de la columna de agua en CEs o AEs, respectivamente (Biggs and Müller-Karger, 1994; Lee-Sánchez et al., 2022; McGillicuddy, 2016; McGillicuddy and Robinson, 1997).

Cerca de la zona de transición entre la Z_{eu} y la Z_N se presentan máximos profundos de clorofila (DCMs) que también están modulados por remolinos de mesoescala (Cornec et al., 2021b), particularmente en verano (Estrada et al., 1993). En mares oligotróficos se observa que los DCMs son más someros en CEs que en AEs y presentan diferencias respecto al contenido de biomasa fitoplanctónica (Cornec et al., 2021b). En CEs, el DCM típicamente corresponde a máximos profundos de biomasa como resultado de la elevación de la nitraclina que introduce nutrientes en la región iluminada (Beckmann and Hense, 2007; Cornec et al., 2021b). En contraste, en AEs normalmente se presentan máximos profundos de fotoaclimatación (Cornec et al., 2021b) por el incremento en la concentración de clorofila-a ([chl-a]) como respuesta a bajos niveles de luz, pero sin un correspondiente aumento de biomasa (Letelier et al., 2004; Mignot et al., 2014). Sin embargo, pese a que en el golfo se ha reportado que el DCM es más somero en CEs que en AEs y que prácticamente no se forma durante las condiciones de invierno (Damien et al., 2018; Lee-Sánchez et al., 2022; Pasqueron de Fommervault et al., 2017), se estableció que esta característica del perfil vertical de [chl-a] podría corresponder más a un máximo profundo de fotoaclimatación, aun en CEs (Pasqueron de Fommervault et al., 2017).

En mares oligotróficos, la posición del DCM/DFM está relacionada con la posición de la nitraclina, cuyas características definen la magnitud e intensidad de los flujos verticales de N a la zona eufótica (Bock et al., 2022; Cianca et al., 2007; Cornec et al., 2021b, 2021a; Gong et al., 2017; Omand and Mahadevan, 2015; Pasqueron de Fommervault et al., 2017; Siegel et al., 1999). Así, el estudio de la nitraclina y sus principales características como la Z_N , la pendiente (m_N) y la curvatura (C_N) en múltiples estaciones oceanográficas muestreadas en diferentes épocas del año y bajo influencia de CEs y AEs permite comprender mejor su papel respecto a la formación del DCM/DFM en el golfo. Además, la caracterización de la nitraclina permite determinar la magnitud e intensidad del suministro de NN a la zona eufótica a través de mecanismos físicos de abasto como el flujo difusivo, particularmente durante el verano (Gong et al., 2017; Omand and Mahadevan, 2015). Las características de

la nitraclina dependen del grado de estratificación de la columna de agua, de la magnitud de la transferencia de momento desde capas más profundas, del bombeo de Ekman, de la advección vertical por procesos de surgencia, de la mezcla convectiva invernal y de los remolinos de mesoescala (Bock et al., 2022; Cornec et al., 2021b; Gong et al., 2017; Omand and Mahadevan, 2015; Pasqueron de Fommervault et al., 2017).

El stock de NN que es suministrado a la zona eufótica a través de diferentes mecanismos, está estrechamente relacionado con las características de la nitraclina, con la profundidad de la capa de mezcla (MLD) particularmente en invierno, y con la posición de Zeu. Variables que moduladas por remolinos de mesoescala (Cornec et al., 2021b; Gaube et al., 2019; Lee-Sánchez et al., 2022). Algunos procesos importantes de suministro de N inorgánico desde capas subsuperficiales enriquecidas en nutrientes hacia la zona eufótica son el flujo difusivo debido al gradiente de concentración de NN entre capas consecutivas de profundidad, el flujo por mezcla convectiva invernal y el flujo debido al bombeo por remolino (Bahamón et al., 2003; Bahamón and Cruzado, 2003; Cianca et al., 2007; Forryan et al., 2012; Pasqueron de Fommervault et al., 2017; Siegel et al., 1999). Por lo tanto, si se desea entender el efecto que tienen los CEs y AEs sobre las características de la nitraclina, el DCM, la Zeu, la MLD y los flujos verticales de N hacia la zona eufótica del golfo, se debe realizar una adecuada clasificación de estaciones con enfoque biogeoquímico y una correcta selección de los criterios y/o metodologías para estimar las variables físicas y biogeoquímicas que intervienen en el cálculo de los flujos verticales de N asociados con remolinos de mesoescala. Para ello, se deben combinar bases de datos hidrográficos, de nutrientes y satelitales con resultados de modelación numérica que permitan comprender mejor los procesos biogeoquímicos modulados por remolinos de mesoescala en el GM.

Por un lado, la clasificación de estaciones con enfoque biogeoquímico sugiere que las diferencias entre los stocks de NN en la zona eufótica de estaciones influenciadas por CEs y AEs debería producir una clara separación de estaciones oceanográficas dentro del GM. Sin embargo, pese al efecto que los CEs y AEs producen en la ubicación de la nitraclina en la columna de agua, no se han reportado estudios que empleen el stock NN para clasificar estaciones según la influencia de remolinos de mesoescala. En el GM, diferentes criterios hidrográficos y altimétricos han sido usados para identificar estaciones oceanográficas influenciadas por remolinos de mesoescala (e.g., Hamilton et al., 2018; Lee-Sánchez et al.,

2022; Linacre et al., 2015, 2019; Meunier et al., 2018; Pasqueron de Fommervault et al., 2017; Pérez-Brunius et al., 2013; Portela et al., 2018; Sosa-Gutiérrez et al., 2020). Así, se han obtenido diferencias entre los perfiles verticales de variables físicas y biogeoquímicas separadas por grupos de estaciones influenciadas por CEs y AEs. No obstante, las estaciones ubicadas cerca de los bordes de remolinos suelen ser incorrectamente clasificadas con variables altimétricas (Fu et al., 2010), por lo que incorporar información hidrográfica más superficial resulta de gran utilidad (Echeverri-García et al., 2022; Lee-Sánchez et al., 2022). Además, se han empleado criterios geográficos (Linacre et al., 2015; Müller-Karger et al., 2015) y biogeográficos (Damien et al., 2018; Salmerón-García et al., 2011) para clasificar regiones en el golfo, pero las diferencias observadas quedan eclipsadas por la variabilidad producida por remolinos de mesoescala (Hernández-Sánchez et al., 2022).

Aunque los remolinos pueden influenciar las distribuciones verticales de NN, [chl-a] y productividad primaria en la capa superior del GM (Biggs & Müller-Karger, 1994), las relaciones entre las variables biogeoquímicas e hidrográficas no han sido suficientemente exploradas en estaciones que son afectadas por remolinos con diferentes direcciones de rotación, intensidades y tiempos de vida. Así, dado que un levantamiento/hundimiento de las isopícnas debido a CEs/AEs incrementa/disminuye el stock de NN, las relaciones entre las variables físicas y el stock de NN pueden ser usadas para estimar la distribución vertical de NN. En el golfo se han usado tanto parametrizaciones lineales univariadas como modelos biogeoquímicos complejos para determinar la concentración de NN (Damien et al., 2018; Gomez et al., 2018; Jolliff et al., 2008; Pasqueron de Fommervault et al., 2017; Shropshire et al., 2020). Sin embargo, los modelos subestiman las concentraciones de NN en el intervalo de 300–500 m (Damien et al., 2018; Gomez et al., 2018), mientras que las parametrizaciones lineales no reproducen la variabilidad de NN asociada con CEs y AEs en el GM (Jolliff et al., 2008; Pasqueron de Fommervault et al., 2017).

Por otro lado, dado que los flujos verticales de N hacia la zona eufótica están modulados por remolinos de mesoescala y otros procesos físicos como la difusión vertical y la mezcla convectiva inercial, se espera que los criterios y metodologías empleadas para la selección y cuantificación de variables como la Z_{eu} , la MLD, la Z_N , la m_N y el coeficiente de difusión turbulenta (K_z), influyan en las estimaciones de dichos mecanismos de suministro de nitrógeno inorgánico a la zona iluminada de la región oceánica del golfo.

En este estudio se emplearon bases de datos de nutrientes y variables hidrográficas obtenidas en una malla regular de la región oceánica del GM durante las campañas oceanográficas XIXIMI-3 a XIXIMI-7 realizadas en algunos meses comprendidos en el periodo de marzo de 2013 a agosto de 2019. Además, se emplearon bases de datos satelitales de altimetría (Copernicus; enero 2010–diciembre 2019), de [chl-a] (ERDDAP; NOAA; enero 2003–septiembre 2020), del coeficiente de atenuación vertical de la radiación fotosintéticamente activa (K_{dPAR} ; ERDDAP; NOAA; abril 1997–diciembre 2019) y del Atlas de remolinos de mesoescala en el golfo (AVISO; enero 2011–octubre 2019).

En el Capítulo 1 se realizó una clasificación de estaciones basada en la concentración integrada de NN desde superficie hasta diferentes profundidades 20–500 m, metodología que nombramos como clasificación “nitracéntrica”. Además, también empleamos criterios de clasificación basados en variables hidrográficas derivadas de lances de CTD, variables que llamamos “*best fit variables (BFVs)*” para clasificar las estaciones de acuerdo con la influencia de CEs, NEs o AEs. Las clasificaciones nitracéntrica e hidrográfica resultantes fueron similares. Siguiendo estos resultados, se predijeron los perfiles verticales del stock y de NN (100–500 m) empleando parametrizaciones polinomiales basadas únicamente en las BFVs. Los resultados de estos procedimientos de clasificación y predicción de los perfiles y del stock de NN fueron publicados en Velásquez-Aristizábal et al. (2022). Los principales resultados del Capítulo 1 indicaron que las clasificaciones nitracéntrica e hidrográfica pueden ser aplicadas en otras cuencas oligotróficas con fuerte influencia de remolinos de mesoescala como el Mar Caribe. Además, se demostró que las parametrizaciones polinomiales obtenidas para estimar NN a partir de BFVs como la profundidad de la isoterma de 20 °C y que fueron obtenidas con datos del crucero de verano XIXIMI-5, fueron exitosas para predecir las concentraciones de NN (100–500 m) en otros cruces de verano como XIXIMIs 4 y 6. Además, se estima que las predicciones de las concentraciones de NN a partir de datos de CTD puedan ser usadas para determinar si estaciones en la región oceánica del golfo están bajo influencia de remolinos de mesoescala en el momento del muestreo. También se espera que las parametrizaciones polinomiales permitan reconstruir perfiles verticales de NN a partir del gran número de perfiles hidrográficos disponibles en bases de datos para el GM. Finalmente, siendo capaces de predecir los perfiles de NN a partir de las BFVs (100–500 m), se espera mejorar el desempeño de los modelos acoplados físico-biogeoquímicos dado que

nuestras parametrizaciones proveen una mejor definición de las condiciones regionales de frontera y reducen la necesidad de usar climatologías de nutrientes a escala de cuenca, lo que reduce el costo computacional.

En el Capítulo 2 se calcularon los flujos verticales de N producidos por los mecanismos difusivo vertical/diapicnal, por mezcla invernal y por bombeo por remolino en estaciones influenciadas por CEs, NEs y AEs de los cruceros XIXIMI 3 a 7, clasificadas de acuerdo con la metodología nitracéntrica desarrollada en el Capítulo 1. Sin embargo, dado que algunos parámetros involucrados en el cálculo de estos flujos no fueron medidos (Z_{eu} , Z_N , m_N , MLD y K_z), se emplearon diferentes aproximaciones para cuantificarlos. La Z_{eu} fue estimada aplicando diferentes parametrizaciones matemáticas (Lee et al., 2007; Middelburg, 2019; Morel, 1988; Morel et al., 2007) a bases de datos satelitales de [chl-a] y del K_{dPAR} . La MLD fue calculada mediante la aplicación de métodos que emplean los perfiles verticales de temperatura y densidad (Abdulla et al., 2016; de Boyer Montégut, 2004; Huang et al., 2018). La Z_N se estimó para valores de NN en el intervalo de 0.3 a 0.7 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. La m_N fue estimada a partir de ajustes polinomiales y lineales del perfil vertical de NN (interpolado con la profundidad) adaptando la metodología propuesta por Omand and Mahadevan (2015). El K_z fue estimado a partir de las parametrizaciones propuestas por Bahamón and Cruzado (2003) que se basa en Osborn (1980), por Omand and Mahadevan (2015) y por Ryabov et al. (2010), pero que fueron modificadas para adaptarlas a nuestro estudio. Las metodologías empleadas para la cuantificación de los flujos difusivos, por mezcla invernal y por bombeo por remolino de NN a la zona iluminada del golfo fueron adaptadas de las metodologías propuestas por Siegel et al. (1999) y Cianca et al. (2007). Una vez estimados los flujos de N, se realizó un balance de masa incorporando otras fuentes/mecanismos de abasto de N a la Z_{eu} del GM como la fijación de N_2 atmosférico (Holl et al., 2007; Mulholland et al., 2014, 2006), los flujos difusivos isopicales (Cianca et al., 2007; Siegel et al., 1999) y la advección horizontal de N que ingresa por la LC (McGillicuddy et al., 2003). Además, se emplearon datos de producción nueva (Damien et al., 2018; McGillicuddy et al., 2003) y tasas de exportación de N medidas con trampas de sedimentos en el noroeste del golfo (Kelly et al., 2021) para comparar las estimaciones del abasto de N a la zona eufótica.

Los resultados más representativos del Capítulo 2 indican que los CEs juegan un papel determinante en el suministro vertical de nitrato hacia Z_{eu} de la región oceánica del golfo,

particularmente a través del mecanismo eddy-pumping. De esta manera, los CEs abastecen cerca del 56% del total de N inorgánico a la Zeu del golfo. Resultado contrastante con el papel secundario que juega la mezcla invernal en el abasto de N a la Zeu del golfo, a diferencia del efecto dominante que este mecanismo presenta en otras regiones oligotróficas (Cianca et al., 2007; Siegel et al., 1999). Por otro lado, nuestros resultados indican que, en la región oceánica del golfo, Zeu puede ser estimada con bases de datos satelitales de [chl-a] y empleando la parametrización propuesta por Morel (1988). Las estimaciones satelitales indican que Zeu estuvo modulada en invierno por la mezcla convectiva y en verano por remolinos de mesoescala. Además, las altas correlaciones lineales de Zeu derivada satelitalmente con las BFVs y la Z_N , sugieren que puede ser combinada con los resultados de la parametrización polinomial desarrollada en el Capítulo 1 para estimar satelitalmente el stock y los perfiles verticales de NN, incluso desde profundidades menores a 100 m. Finalmente, nuestros resultados sobre las características de la nitraclina, variables determinantes en el cálculo de los flujos verticales de N, indican que mientras mayores sean m_N y C_N y mientras más cercanas estén Z_N y Zeu, mayor será el flujo difusivo de N hacia la zona iluminada del golfo. Un resultado notable que refuerza el importante rol que desempeñan los remolinos de mesoescala a través del mecanismo eddy-pumping que produciría máximos de biomasa en CEs y máximos de fotoaclimatación en AEs.

De manera general, algunos de los resultados obtenidos en este estudio resaltan la importancia de los CEs en los procesos biogeoquímicos en el GM y representan las primeras estimaciones de variables como el flujo de NN por eddy-pumping. Sin embargo, se sugiere tener precaución con la interpretación de las estimaciones en tanto que algunas de las variables empleadas (p.e. el tiempo de permanencia de un CE en cada estación) para el cálculo de los flujos podrían estar siendo sobre o subestimadas. Así, el desarrollo de nuevas campañas oceanográficas con enfoque remolino-céntrico y la combinación con datos derivados satelitalmente y por modelación numérica ayudarían a mejorar nuestros resultados y ampliar el conocimiento en los procesos biogeoquímicos que se presentan en la región de aguas profundas del Golfo de México.

2. PREGUNTAS DE INVESTIGACIÓN

En el GM se desarrolló un megaproyecto financiado por la convocatoria de hidrocarburos SENER-CONACyT que pretendió resolver, entre otras preguntas fundamentales ¿cómo funciona el ecosistema marino en la región mexicana de aguas profundas del Golfo de México? De la introducción general queda claro que, para entender los mecanismos que controlan la dinámica de la producción primaria en el GM y, por lo tanto, del funcionamiento del ecosistema, es deseable determinar la magnitud de los aportes verticales de nitrato inducidos por flujos difusivos, por la mezcla convectiva invernal y por remolinos de mesoescala. Con base en lo anterior se plantearon las siguientes preguntas de investigación:

1. ¿Cuál es la magnitud de los aportes verticales de nitrato hacia la Zeu del GM producidos por los mecanismos difusivos, por la mezcla invernal y por bombeo por remolinos en CEs?
2. ¿Existen evidencias que sugieran que, como en el caso de la región de la Corriente del Golfo, en el GM los AEs constituyan un aporte importante de nitrato hacia la Zeu a través del bombeo eddy especialmente en sus bordes?

3. HIPÓTESIS DE INVESTIGACIÓN

Dada la intensa actividad de remolinos de mesoescala en el GM, el aporte de nitrato por bombeo por remolino en CEs representa el mecanismo principal de abasto vertical de N nuevo hacia la Zeu.

4. OBJETIVOS

4.1 General

Determinar los flujos de nitrato aportados por bombeo por remolino a través de CEs hacia la zona eufótica del Golfo de México y compararlos con los flujos producidos por mezcla convectiva invernal y mecanismos difusivos verticales.

4.2 Específicos

1. Identificar los CEs y los AEs presentes en el GM durante las campañas XIXIMI-3 a XIXIMI-7 empleando altimetría satelital, datos hidrográficos y de muestras recolectadas in situ.

2. Clasificar biogeoquímicamente e hidrográficamente las estaciones de las campañas XIXIMI de acuerdo con la influencia de remolinos de mesoescala ciclónicos, anticiclónicos o sin efecto de remolinos.
3. Determinar la profundidad, pendiente y curvatura de la nitracлина de las estaciones muestreadas en las campañas XIXIMI 3 a 7 combinando datos in situ y modelación matemática.
4. Determinar la distribución espacio-temporal de la profundidad de la capa eufótica de las estaciones muestreadas en las campañas XIXIMI 3 a 7 empleando datos hidrográficos, datos satelitales y parametrizaciones matemáticas reportadas en la literatura.
5. Establecer posibles relaciones entre las características de la nitracлина, la profundidad eufótica y la profundidad del máximo profundo de fluorescencia de las estaciones muestreadas en las campañas XIXIMI 3 a 7 combinando modelación matemática, información satelital y datos in situ.
6. Cuantificar los flujos verticales de nitrato hacia la zona eufótica producidos mecanismos difusivos, por mezcla convectiva invernal y por bombeo por remolino en CEs de las estaciones muestreadas en las campañas XIXIMI 3 a 7 empleando diferentes aproximaciones reportadas en la literatura.

CAPÍTULO 1

**CLASIFICACIÓN
NITRACÉNTRICA/HIDROGRÁFICA Y
PREDICCIÓN DE PERFILES DE NITRATO
EN ESTACIONES OCEANOGRÁFICAS
INFLUENCIADAS POR REMOLINOS DE
MESOESCALA EN EL GM**



Nitracentric/Hydrographic Classification and Prediction of Nitrate Profiles for Oceanographic Stations Under the Influence of Mesoscale Eddies in the Gulf of Mexico

Jorge A. Velásquez-Aristizábal^{1,2}, Víctor F. Camacho-Ibar^{1*}, Reginaldo Durazo², José A. Valencia-Gasti^{1,2}, Erika Lee-Sánchez^{1,2} and Armando Trasviña-Castro³

OPEN ACCESS

Edited by:

Gilles Reverdin,
Centre National de la Recherche
Scientifique (CNRS), France

Reviewed by:

Terry Whitledge,
Retired, Fairbanks, United States
Alexis Chaigneau,
UMR5566 Laboratoire d'études en
géophysique et océanographie
spatiales (LEGOS), France

*Correspondence:

Victor F. Camacho-Ibar
vcamacho@uabc.edu.mx

Specialty section:

This article was submitted to
Marine Biogeochemistry,
a section of the journal
Frontiers in Marine Science

Received: 02 December 2021

Accepted: 15 April 2022

Published: 19 May 2022

Citation:

Velásquez-Aristizábal JA, Camacho-Ibar VF, Durazo R, Valencia-Gasti JA, Lee-Sánchez E and 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. *Front. Mar. Sci.* 9:827574. doi: 10.3389/fmars.2022.827574

¹ Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, Mexico, ² Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, Mexico, ³ Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE Unidad La Paz), La Paz, Mexico

In the ocean, nitrogen availability is an important control of primary production and influences the amount of energy flowing through food webs. Mesoscale eddies play important roles in modulating the spatial distributions of physical and biogeochemical properties in the Gulf of Mexico (GM), including the availability of nitrate + nitrite (NN). In this study, we explore an oceanographic station classification based on the integrated NN stock that we have named the “nitracentric classification” and a classification based on hydrographic variables that we call the Best Fit Variables (BFVs), such as the depth of the 20°C isotherm and the depth of the 26 kg m⁻³ isopycnal, to identify stations under the influence of mesoscale eddies. We analyzed hydrographic profiles of CTD data and the NN concentrations in discrete samples collected in June 2016 during the oceanographic campaign XIXIMI-5, which was conducted in the deep-water region of the GM. The best station separation was produced when the NN concentration was integrated between the surface and 200 m depth, which was supported by the station classification based on the BFVs. Our classification system produces a better separation between station groups when compared to other classifications that rely on the use of altimetric variables and hydrographic criteria that have been previously employed to study biogeochemical and physical processes in the GM. We obtained parameterizations that accurately predicted the NN profiles between 100–500 m of stations sampled under stratified conditions in two other XIXIMI cruises in the gulf, although the parameterization has to be adapted to obtain accurate predictions under winter mixing conditions. Our results can be used to predict nitrate stocks and profiles based on a single BFV value obtained from the existing hydrographic databases of the GM as well as from CTD data at the time of sampling. The analysis of the CLIVAR Section A22 in the Caribbean Sea indicates that the nitracentric and hydrographic classification methodology developed in

this study can also be applied to other oligotrophic basins where mesoscale eddies play important roles in controlling the distributions of hydrographic and biogeochemical properties.

Keywords: Nitracentric classification, nitrate + nitrite, Gulf of Mexico, nitrate + nitrite stock, mesoscale eddies, CLIVAR Section A22, Caribbean Sea, XIXIMI Cruises

1 INTRODUCTION

The Gulf of Mexico (GM) is a semi-enclosed sea that is influenced by the western boundary current system of the North Atlantic Ocean (Müller-Karger et al., 2015; Rudnick et al., 2015). In this basin, water from the Caribbean Sea enters the gulf through the Yucatan Channel and is transported to the eastern region of the GM by the Loop Current (LC) and into the interior of the GM by mesoscale anticyclonic eddies (AEs; ~200–300 km in diameter) that detach from the LC and travel westward through the gulf. These LC eddies (LCEs) are shed from the LC every 9.5 months on average (Zavala-Hidalgo et al., 2006), although it is common for more LCEs to be shed during summer and winter (Chang and Oey, 2012). One or two LCEs are almost always present within the gulf in various stages of intensification, maturation, or dissipation. In addition, cyclonic eddies (CEs) are present within the GM, such as those that regularly form in the southern region of the Bay of Campeche or those that strangle the LC in the eastern gulf (Elliott, 1982; Hamilton et al., 1999; Schmitz, 2005; Pérez-Brunius et al., 2013; Linacre et al., 2015). In addition to the strong background currents that are typical of western boundary current systems, the mesoscale eddies of the GM also modulate the physical, biological, and biogeochemical processes operating within its deep-water region.

The rise or downward deflection of the isopycnals in CEs and AEs, respectively, modify the vertical distributions of inorganic nutrients within the water column (McGillicuddy and Robinson, 1997; Huang and Xu, 2018; Sarma et al., 2018; Hernández-Hernández et al., 2020; Chen et al., 2021), affecting primary productivity and the structure of the phytoplankton community (Benitez-Nelson and McGillicuddy, 2008; Williams et al., 2015; McGillicuddy, 2016). These vertical isopycnal displacements can also affect higher trophic levels, from small consumers like zooplankton and ichthyoplankton (Dorado et al., 2012; Echeverri-García et al., 2022; Hernández-Sánchez et al., 2022), to top predators like sharks (Hsu et al., 2015; Gaube et al., 2018). Different isopycnals may be simultaneously deflected upward and downward within subsurface intensified eddies, creating lenses with relatively homogeneous properties (Assassi et al., 2016). Thus, identifying mesoscale eddies and their impacts on physical and biogeochemical processes in the water column is critical when interpreting oceanographic data and evaluating the vertical fluxes that modulate primary productivity in the upper ocean.

Different criteria have been used to identify oceanographic stations affected by mesoscale eddies (e.g., Pérez-Brunius et al., 2013; Linacre et al., 2015; Pasquero de Fommervault et al., 2017;

Hamilton et al., 2018; Meunier et al., 2018; Portela et al., 2018; Linacre et al., 2019; Sosa-Gutiérrez et al., 2020; Lee-Sánchez et al., 2022) and contrasting distributions of physical and biological variables have been identified in oceanographic stations influenced by CEs and AEs. The criteria that have been previously used in the GM to identify eddy stations include the depth of the 6°C isotherm (Bunge et al., 2002; Pasquero de Fommervault et al., 2017; Hamilton et al., 2018; Linacre et al., 2019) and altimetric and hydrographic information, such as sea surface height and absolute dynamic topography (ADT; Hamilton et al., 2018; Portela et al., 2018; Sosa-Gutiérrez et al., 2020; Lee-Sánchez et al., 2022). However, stations located near the edges of eddies may be misclassified with altimetric variables (Fu et al., 2010). In these cases, incorporating hydrographic information into the classification is quite useful (Echeverri-García et al., 2022; Lee-Sánchez et al., 2022). Previous studies of the spatial variability of biogeochemical and physical variables in the gulf have used spatial classifications of geographical (Linacre et al., 2015; Müller-Karger et al., 2015) or biological (Salmerón-García et al., 2011; Damien et al., 2018) regions; however, the differences between regions can be overshadowed by the variability produced by mesoscale eddies (Hernández-Sánchez et al., 2022).

Mesoscale eddies exert a particularly important influence over the most biogeochemically active layer of the water column (0–300 m), which includes the euphotic and upper mesopelagic zones. Nitrogen availability in the open waters of the GM, which is modulated by mesoscale eddies, limits the abundance of autotrophic microbial species and plays a fundamental role in determining the structure of both autotrophic and heterotrophic microbial communities (Williams et al., 2015). Although eddies can strongly influence the vertical distributions of nitrate, chlorophyll, and primary productivity in the upper layer of the GM (Biggs & Müller-Karger, 1994), the relationships between biogeochemical and hydrographic variables have not yet been sufficiently explored in stations that are affected by eddies with different rotation directions, intensities, and lifetimes.

In the gulf, large differences have been observed in nitrate + nitrite (NN) concentrations in the upper water column among oceanographic stations under eddy influence. Within the depth range of maximum fluorescence (~50–100 m), the NN concentration appears depleted and the nitracline depth limits vertical diffusive fluxes and NN inputs to the euphotic zone (Pasquero de Fommervault et al., 2017). At the base of the euphotic zone and upper mesopelagic zone (~100–200 m), a notable proportion of NN is regenerated due to organic matter respiration (Biddanda and Benner, 1997). In other oligotrophic regions, differences in the NN stock of the euphotic zone between

stations under the influence of CEs and those free of eddy influence have been found to exceed one order of magnitude (Seki et al., 2001; Bidigare et al., 2003; Rii et al., 2008; Huang & Xu, 2018). Therefore, large differences in phytoplankton stocks are expected between the euphotic zones of CE and AE stations, which suggests that a biogeochemical classification of stations based on the vertical distribution of NN and of the NN stock in particular should yield a clear separation of oceanographic stations within the GM.

Given that isopycnal shallowing or deepening due to either CEs or AEs increases or decreases the NN stock, relationships between physical variables and the NN stock can be used to calculate the vertical distribution of NN. In the GM, both univariate linear parameterizations and complex biogeochemical models have been used to determine the NN concentration (Jolliff et al., 2008; Pasqueron de Fommervault et al., 2017; Damien et al., 2018; Gomez et al., 2018; Shropshire et al., 2020). The biogeochemical models are able to reproduce the characteristics of vertical nitrate profiles (Jolliff et al., 2008; Damien et al., 2018; Gomez et al., 2018), although they commonly underestimate nitrate concentrations in waters from 300–500 m. The linear parameterizations with either temperature (Jolliff et al., 2008) or potential density anomalies (Pasqueron de Fommervault et al., 2017) are unable to reproduce the spatial variability of NN associated with mesoscale eddy activity in the open waters of the GM, although they do allow for important parameters, such as the nitracline depth, to be determined.

In this study, we used both discrete NN and continuous temperature and salinity data collected from oceanographic stations located within the deep-water region (> 1000 m) of the GM during the XIXIMI-5 campaign. Both the Poseidon (which had been recently detached as an intense LCE) and Olympus (which was classified as a dissipating LCE) anticyclones were present in the sampling grid (the name, size, and history of the LCEs is given by Woods Hole Group, Inc; horizonmarine.com/loop-current-eddies). In addition, four CEs were present during the campaign, including one in the Bay of Campeche. The oceanographic stations were classified based on the NN concentration integrated from the surface (15 m) to different depths between 20–500 m (NN_{int-z}), which we deemed the “nitracentric” classification. Furthermore, station classification criteria based on hydrographic variables derived from CTD casts, which we refer to as the best fit variables (BFVs), were used to classify stations based on eddy influence [i.e., CE, AE, or NE (no eddy) stations]. The resulting nitracentric and hydrographic classifications were similar. Following these results, vertical profiles of NN_{int-z} and NN (100–500 m depth) were predicted with polynomial parameterizations based solely on hydrographic measurements.

Predictions of NN concentrations from CTD data, as proposed in this study, can be used to determine if stations in the deep-water region of the GM are under the influence of mesoscale eddies at the time of sampling. In addition, the productivity potential of a given station can be estimated based on the NN stock available to primary producers. The polynomial parameterizations also allow for NN profiles to be reconstructed from the large number of existing hydrographic profiles available

for the GM (see Portela et al., 2018) and can be used to calibrate the nitrate sensors mounted on biogeochemical-Argo (BGC-Argo) profiling floats in future sampling campaigns of the gulf. Furthermore, being able to predict NN profiles from the BFVs (0–500 m) in the deep-water region of the gulf will improve existing coupled physical-biogeochemical models by providing a better definition of regional open-boundary conditions and reducing the need to use relatively large-scale nutrient climatologies that imply extending the numerical model domain, which carries a higher computational cost.

2 MATERIALS AND METHODS

2.1 Data

The data of the deep-water region of the GM (20–25° N and 86–97° W) were collected from 10–25 June 2016 during the XIXIMI-5 oceanographic campaign. Continuous (24 Hz) conductivity, temperature, pressure, and dissolved oxygen (DO) profiles were measured in 35 stations using a factory-calibrated Seabird 9 Plus CTD armed with dual temperature and conductivity sensors (**Figure 1A**). Data was processed using manufacturer software to produce averages at 1 db intervals. Water samples were collected for NN analysis at 12 depths using 12-L Niskin bottles, with 18 stations consisting of “shallow casts” where the 12 samples were collected within the upper 1000 m of the water column at nominal depths of 10, 20, 50, chlorophyll maximum, 100, 150, 250, 300, DO minimum, 600, 800, and 1000 m, and 17 stations consisting of “deep casts” where sampling was carried out at nominal depths of 10, 50, chlorophyll maximum, 150, DO minimum, 600, 800, 1000, 1200, 2000, 2500 m, and the bottom. Data from the DO sensor were calibrated with data from the Niskin bottle samples, which were analyzed with the micro-Winkler method (accuracy 0.1% and precision $\sim 1.3 \mu\text{mol kg}^{-1}$). The NN concentration was determined with an AA3-HR segmented flow autoanalyzer (Seal Analytical, Fareham, UK) with the method proposed by Armstrong et al. (1967), following the protocol described in the GO-SHIP Repeat Hydrography Manual (Hydes et al., 2010). The precision and accuracy of the analytical method were estimated with repeated measurements of the reference materials for nutrients in seawater (RMNS; Kanzo Technos Co., Ltd., Osaka, Japan) of lots CC (certified NN value of $31.00 \pm 0.24 \mu\text{mol kg}^{-1}$) and CD (certified value of $5.52 \pm 0.05 \mu\text{mol kg}^{-1}$) with average NN concentrations of $30.88 \pm 0.10 \mu\text{mol kg}^{-1}$ and $5.50 \pm 0.05 \mu\text{mol kg}^{-1}$, respectively. Quality labels were assigned to the data, and only samples deemed good were used in analyses.

2.2 Classification

Based on the NN profiles, the 35 stations were classified as cyclonic (CE), no eddy (NE), or anticyclonic (AE). The AE stations were further classified into two sub-groups: a sub-group of AE stations in the interior of the GM (i.e., west of 90° W) and a sub-group of stations under the influence of the recently detached LCE Poseidon. This nitracentric classification required quasi-continuous vertical profiles of NN concentrations, which

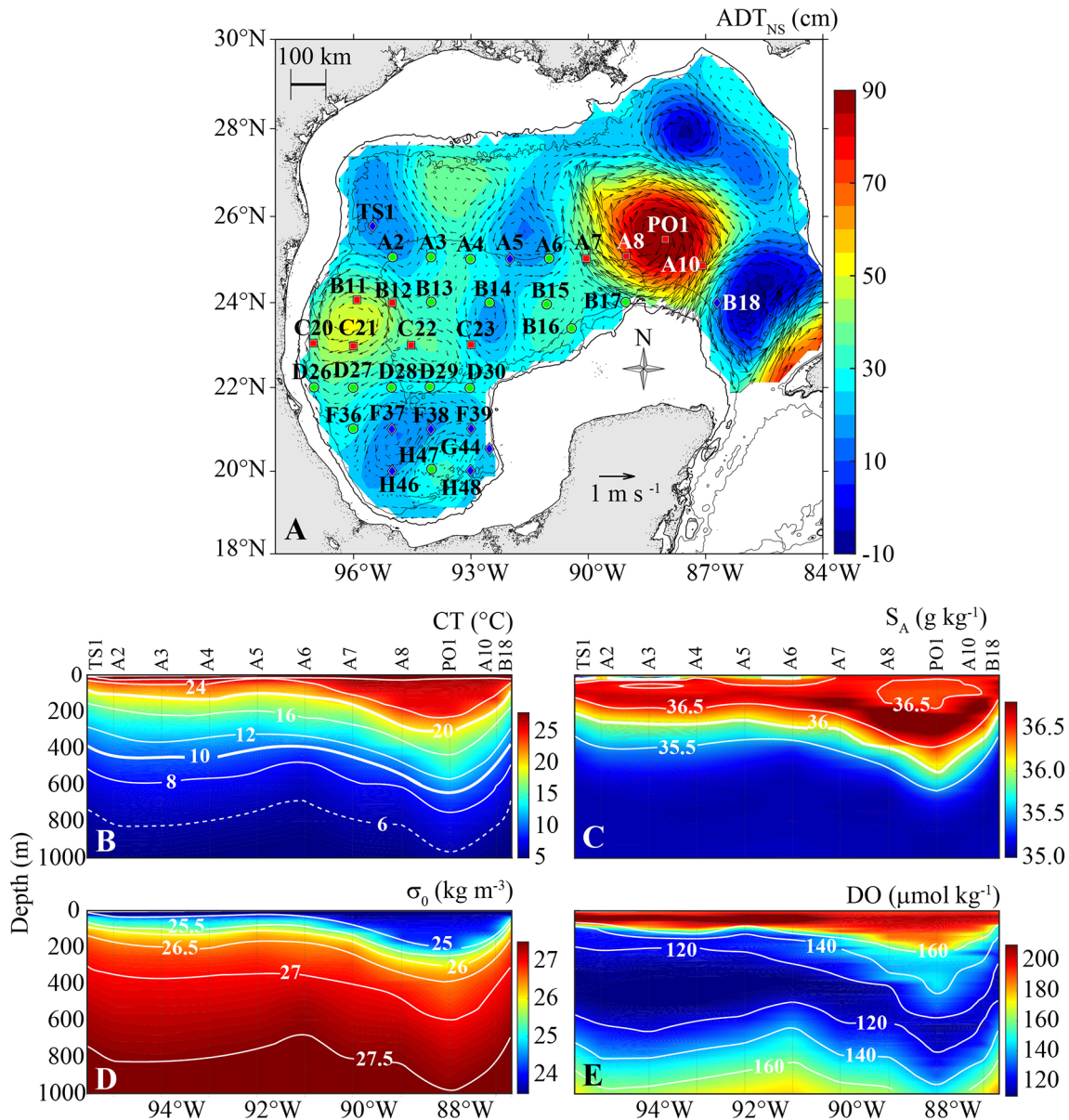


FIGURE 1 | (A) Mean non-steric absolute dynamic topography (ADT_{NS} , cm) during the XIXIMI-5 cruise. The black lines correspond to the 200, 1000, and 3500 m isobaths. The blue rhombuses (◆), green circles (●), and red squares (■) correspond to cyclonic (CE), no eddy (NE), and anticyclonic (AE) stations, respectively, which were classified using the nitracentric classification. The Loop Current (LC) stations are represented by white labels. The vectors show the surface geostrophic velocity currents derived from horizontal ADT_{NS} gradients. The spatial distribution sections of conservative and non-conservative properties obtained with CTD data for the northernmost transect include: **(B)** Conservative Temperature (CT, °C), **(C)** absolute salinity (S_A , g kg⁻¹) **(D)** potential density anomaly (σ_0 , kg m⁻³), and **(E)** dissolved oxygen (DO, $\mu\text{mol kg}^{-1}$).

were obtained from the discrete NN profiles using the PCHIP interpolation method (Fritsch and Carlson, 1980) in the same depth interval (~ 1 m) as the CTD variables (**Figure S1**). Interpolated NN profiles were integrated by depth to obtain the NN stock (NN_{int-z}) at 97 integration intervals that spanned an upper depth horizon of 15 m to varying depths from 20–500 m at 5-m increments. Based on the premise that an upward (downward) deflection of the pycnocline would yield larger

(smaller) values in CEs (AEs) stations than in NE stations, for each integration depth the stations were ranked based on NN_{int-z} . With the ranked stations, the limits between station groups were defined based on the analysis of the standardized NN stock anomalies and box-and-whisker plots (see details in **Figure S1**). Statistically, we considered that the best depth to integrate NN_{int-z} to classify stations is the one that produces the greatest separation between groups, which was 200 m ($NN_{int-200}$).

Additionally, we analyzed hydrographic data obtained with the CTD to identify variables that could be used to obtain a similar classification of stations as the nitracentric classification (**Figure S1**). We explored the depths of 23 isotherms (6–28°C with 1°C intervals), Conservative Temperature (CT) and the density anomaly at 98 depths (15–500 m with 5-m intervals), and the depths of nine isopycnals (23.5–27.5 kg m⁻³ with 0.5 kg m⁻³ intervals). Other variables were also explored at the fluorescence maximum and DO minimum, including the NN concentration, fluorescence, absolute salinity (S_A), CT, DO, and potential density anomaly (σ₀). We also tested 98 dynamic height anomalies calculated from 15–1000 to 500–1000 m at 5-m intervals. In addition, 58 Brunt-Väisälä (B-V) frequency (15–300 m with 5-m intervals) and integral (referred to 15 m) values were used. Absolute dynamic topography and sea level anomaly (SLA) data were obtained by altimetry (<http://marine.copernicus.eu/>). We removed the steric components of the altimetric measures by subtracting the daily average for the entire region. To exclude high frequency variability due to wind forcing, we only considered data in regions off the continental shelf (> 200 m depth; Dukhovskoy et al., 2015; Hamilton et al., 2018). Lastly, the mixed layer depth (MLD) was calculated by the relative variance method (Huang et al., 2018) and by the segment method (Abdulla et al., 2016) from individual temperature or density profiles.

The physical variables that produced classification results similar to those of the nitracentric classification were deemed the BFVs (**Figure S1**). These variables were best able to reflect mesoscale effects on the vertical distribution of NN and thus facilitate NN_{int-z} and NN predictions. The absolute value of the Pearson correlation coefficient (|r|) was calculated between each hydrographic variable and NN_{int-200}, and the BFVs were identified as the variables that resulted in the highest Pearson correlation coefficients that simultaneously fulfilled the criteria of |r| ≥ 0.80 and |r| ≥ 0.90 for data with (n = 35) and without (n = 32) Poseidon stations, respectively. Six BFVs were identified: the depth of the 20°C isotherm (Z_{CT20}), potential density anomaly at 120 m (σ_{0-Z120}), Conservative Temperature at 140 m (CT_{Z140}), depth of the 26 kg m⁻³ isopycnal (Zσ₀₂₆), integrated dynamic height between 1000–60 m (DH₆₀), and integrated Brunt-Väisälä frequency between 15–120 m (B-V_{int-120}).

To verify that 200 m was the best NN integration depth, that is, the integration depth that resulted in the greatest separation among station groups, |r| was plotted against the NN integration depth (**Figure S2**). The Pearson correlation coefficients and corresponding p-values (α = 5%) were determined for the relationships between each BFV and NN_{int-z} (NN_{int-20}, ..., NN_{int-500}). In other words, for each station, 97 NN_{int-z} values were calculated (one for each integration depth). Thus, for any given integration depth, 35 and 32 NN_{int} values were available within our sampling grid (including or excluding Poseidon stations, respectively). For each integration depth, the absolute value of the Pearson correlation coefficient and the p-value (34 or 31 degrees of freedom) were calculated for the relationship between NN_{int-z} and the value of the BFV obtained for each station.

The high linear correlations (|r| ≥ 0.8, **Figure S2**) obtained between each BFV and the NN stock at all integration depths

between ~ 100–500 m, allowed us to predict the vertical distribution of NN and NN_{int-z} from hydrographic variables within this depth range in stations in the interior of the GM. This was accomplished first by fitting a straight line between each BFV and each NN_{int-z} (Equation 1), and thus a total of 81 linear equations were obtained (one for each integration depth located every 5 m between 100 and 500 m) with their corresponding slope (β₁) and intercept (β₀) values. For example, the values of β₁ and β₀ for the equations using the depth of the 20°C isotherm as a predictor of NN_{int-z} [i.e., NN_{int-z} = β₁(z) Z_{CT20} + β₀(z)] at z = 100, 300, and 500 m were -1.96 mmol m⁻³ and 310.91 mmol m⁻², -21.49 mmol m⁻³ and 5589.46 mmol m⁻², and -30.13 mmol m⁻³ and 11776.78 mmol m⁻², respectively. Second, at any given sampling station, the NN stock and NN concentration can be predicted for any depth using least squares (Equations 2–3), which were obtained from the relationships of β₁ and β₀ with depth (**Figure S3**). Since the β₁ and β₀ obtained for each linear regression between NN_{int-z} and each BFV in Equation 1 are non-linear functions of depth (**Figure S3**), we explored second, third, and fourth degree polynomial fits in the least-squared sense. For example, β₁ and β₀ in Equation 1 were replaced with cubic polynomial fits to obtain Equation 2.

$$NN_{int-z,j} = \beta_{1,j}(z)BFV_j + \beta_{0,j}(z) \quad (1)$$

$$NN_{int-z,j} = (a_{1,j}Z^3 + b_{1,j}Z^2 + c_{1,j}Z + d_{1,j})BFV_j + (a_{2,j}Z^3 + b_{2,j}Z^2 + c_{2,j}Z + d_{2,j}) \quad (2)$$

$$NN_j = (3a_{1,j}Z^2 + 2b_{1,j}Z + c_{1,j})BFV_j + (3a_{2,j}Z^2 + 2b_{2,j}Z + c_{2,j}) \quad (3)$$

where a₁, b₁, c₁, and d₁ are the cubic polynomial fit coefficients for the relationship between β₁ and depth, while a₂, b₂, c₂, and d₂ are the corresponding coefficients between β₀ and depth. The subscript “j” refers to each BFV. Once the degree of the polynomial was chosen to parameterize NN_{int-z}, the NN concentration (Equation 3) was calculated by differentiating NN_{int-z} (Equation 2) with respect to depth. Finally, “vertical profiles” were constructed for the NN stock values calculated with the observed/interpolated data and with the values predicted for each of the BFVs (NN_{int-100}, NN_{int-105}, ..., NN_{int-500}). Goodness of fit was evaluated based on the mean absolute error (MAE), the root-mean-square error (RMSE), and bias (BIAS) statistical descriptors, which were calculated between the observed (interpolated) and predicted profiles (Equations 2–3) of each sampling station in the 100–500 m depth interval. For each of the BFV predictions, box plots of the RMSE, MAE, and BIAS were constructed with data for 32 stations (i.e., excluding Poseidon stations). Finally, the polynomial fit that produced the lowest RMSE, MAE, and BIAS (closest to zero) for NN and NN_{int-z} for each BFV was chosen.

To evaluate the ability of the parameterization to accurately predict NN profiles from other summer cruises in the deep-water region of the GM, data from 12 stations sampled during XIXIMI-4 (summer 2015) and XIXIMI-6 (summer 2017) were used to classify the stations as CE, NE, or AE using the same methodology. Additionally, to test the ability of the parameterization to accurately predict NN profiles under winter conditions, data from the 30 stations sampled during the winter

cruise XIXIMI-3 (19 February to 10 March 2013) were used to classify stations as CE, NE, or AE. Data from six XIXIMI-3 stations (two CE, two NE, and two AE) were used to evaluate the ability of the parameterizations obtained with both XIXIMI-5 and XIXIMI-3. Finally, to explore the applicability of the classification methodology in an open-ocean oligotrophic region out of the GM, we analyzed stations in the eastern Caribbean Sea at CLIVAR section A22 (see **Supplementary Material**) where continuous CTD data and discrete nutrient data are available for three cruises carried out in summer (16–21 August 1997; 25 stations), autumn (24–29 October 2003; 24 stations), and spring (9–14 April 2012; 26 stations; <https://www.ncei.noaa.gov/access/ocean-carbon-data-system/oceans/RepeatSections/>).

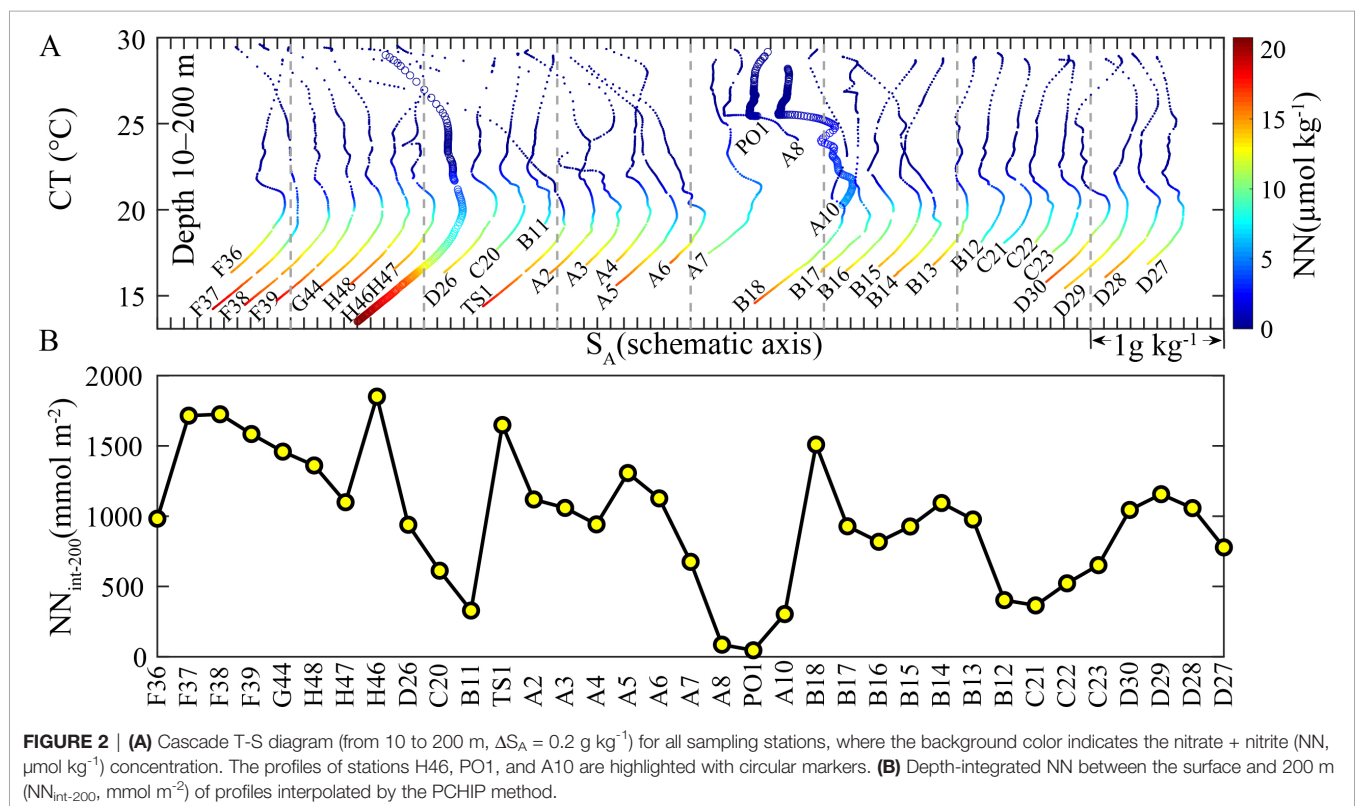
As a measure of the classification accuracy, we averaged all of the interpolated NN profiles for the CE, NE, and AE groups meter by meter, and we computed the corresponding confidence intervals (CI; t-test with $\alpha = 5\%$). Averages were also obtained only for AE stations under the influence of the LCE Olympus (B11, B12, C21, C22), CE stations within the cyclonic eddy of the Bay of Campeche (F37, F38, F39, and H46), and NE stations (A3, A4, B13, D30, D28, and F36; **Figure 1A**). For the purpose of comparison, average profiles were constructed by grouping stations based on other eddy classification criteria (e.g., altimetric and hydrographic criteria), including criteria that have been recently used to regionalize the gulf (Linacre et al., 2015; Müller-Karger et al., 2015; Pasqueron de Fommervault et al., 2017; Damien et al., 2018; Hamilton et al., 2018; Lee-Sánchez et al., 2022).

3 RESULTS

3.1 Hydrographic Samples

The LCE Poseidon detached from the LC in April 2016. As reflected in the spatial distribution of CT, DO, S_A , and σ_θ , a downward deflection of the pycnocline of more than 200 m was present in the central portion of the eddy. This downward deflection was indicative of a deepening of up to ~ 1000 m of warm water with relatively higher salinity and lower density (**Figures 1B–E**), resulting in an increase in DO in the first 200 m of the water column (**Figure 1E**) and a deepening of the subsurface salinity maximum that characterizes North Atlantic Subtropical Underwater, which is commonly found between 150–230 m (Portela et al., 2018). In addition, this downward deflection resulted in a deepening (~ 600 m) of the oxygen minimum, which is indicative of the core of Tropical Atlantic Central Water and generally located between 400–600 m (Portela et al., 2018). These types of changes in eddy cores allow eddies to be easily classified based on the vertical distributions of hydrographic variables, primarily temperature and salinity.

Changes in mesoscale eddy properties and their intensity can be visualized in T-S diagrams. **Figure 2** presents cascade T-S diagrams (from 10 to 200 m, $\Delta S_A = 0.2 \text{ g kg}^{-1}$) for all sampled stations. Notable differences in NN and temperature can be observed between stations under the influence of the LCE Poseidon (PO1, A8, and A10) and stations under the influence of the CE in the Bay of Campeche (H46, F37–F39; **Figure 2A**). From 10–200 m in station PO1, concentrations of $0 < \text{NN} < 2 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$ and relatively high



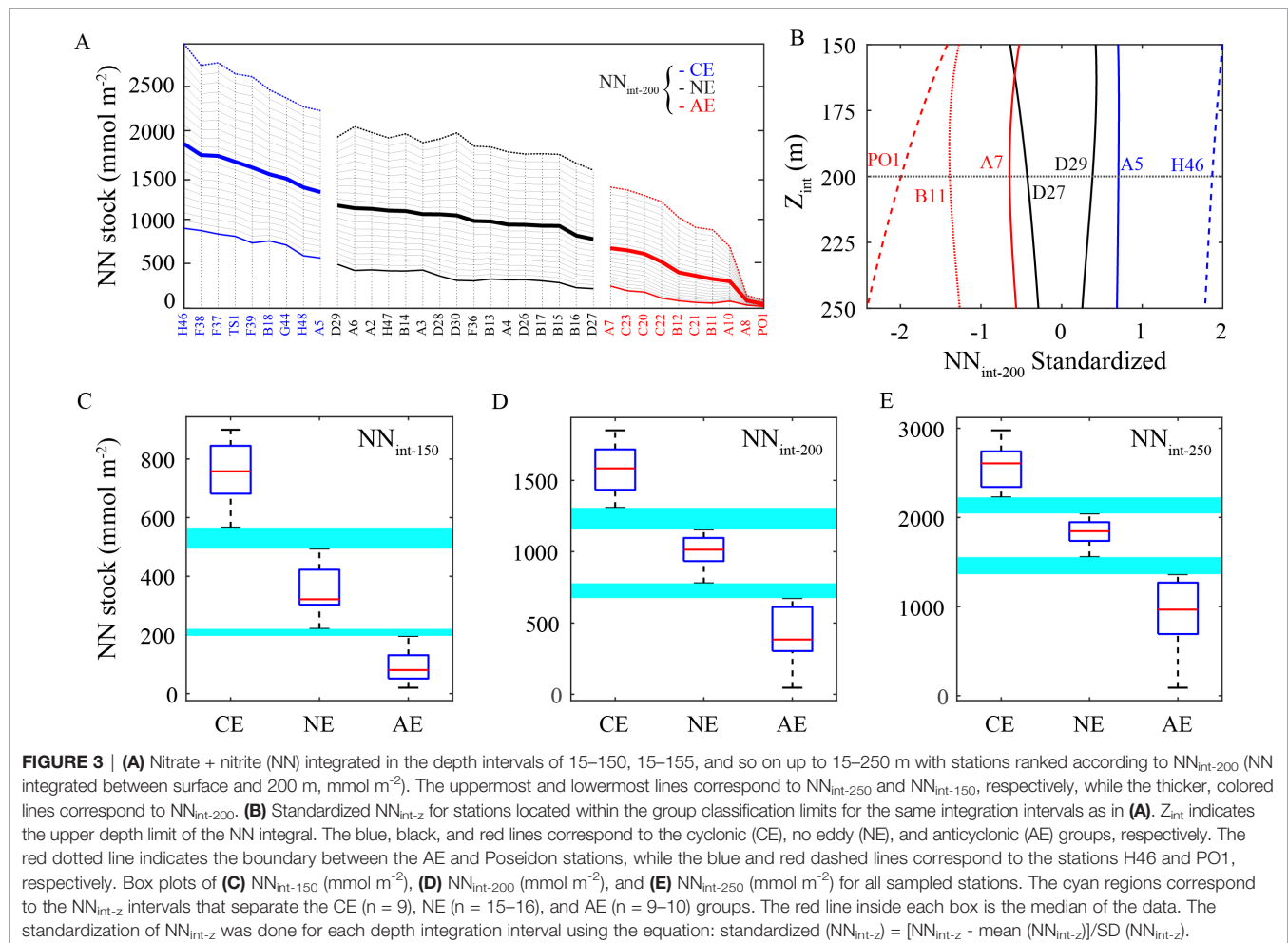
temperatures throughout the profile ($25 < CT < 30^{\circ}\text{C}$) were present, whereas ample gradients of $0 < NN < 21 \mu\text{mol kg}^{-1}$ and $13 < CT < 30^{\circ}\text{C}$ were apparent in station H46. Clearly contrasting T-S distributions were also observed between CE stations (e.g., TS1 and B18) and stations under the influence of the LCE Olympus (e.g., B11, B12, C21, and C22). However, differences between the T-S profiles were less evident among many stations, and it was at times difficult to determine which stations were under the influence of mesoscale eddies. In **Figures 1, 2A**, the presence of the LCE Poseidon and other mesoscale eddies is clear, and the station classification (CE, AE, and NE) is almost obvious. However, when only altimetric criteria were used (Hamilton et al., 2018; <http://marine.copernicus.eu/services-portfolio/access-to-products/>), stations like D26, C20, D27, and B12 could not be easily classified.

3.2 Nitracentric Classification

The reconstruction of vertical NN profiles allowed for the NN stock to be calculated at depths different from those of the discrete samples, which was necessary to identify the depth at which the integrated concentration produced the best nitracentric classification. Although no discrete samples were collected at 200 m, $\text{NN}_{\text{int-200}}$ was best able to reflect the effects of mesoscale eddies

on NN availability in the water column (**Figure 2B**). The highest NN stock values at 200 m ($> 1500 \text{ mmol m}^{-2}$) were observed in the CE stations in the Bay of Campeche (F37–F39 and H46), the station under the influence of the CE that strangled the LC (B18), and station TS1. In contrast, the lowest $\text{NN}_{\text{int-200}}$ values ($< 500 \text{ mmol m}^{-2}$) were present in stations under the influence of the anticyclonic LCEs Olympus (B11, B12, C21, C22) and Poseidon (PO1, A8, A10).

The station ranking based on the NN stock was, in general, similar for all integration intervals from 15–150, 15–165, and so on up to 15–250 m depth ($\text{NN}_{\text{int-150}}$, ..., $\text{NN}_{\text{int-250}}$), thus resulting in the same station grouping and allowing for different mesoscale eddies to be distinguished in terms of NN availability in surface waters (**Figure 3A**). It is important to note that no stations switched groups when their $\text{NN}_{\text{int-z}}$ values were ranked within integration intervals with upper limits between 160–470 m (i.e.: $\text{NN}_{\text{int-160}}$, ..., $\text{NN}_{\text{int-470}}$). In terms of the NN stock, the best station separation was obtained when NN was integrated from 15–200 m ($\text{NN}_{\text{int-200}}$, **Figures 3A, C–E**), as this resulted in the greatest separation between groups and the smallest variance within each group. This was due to the low variability of $\text{NN}_{\text{int-z}}$ in the NE stations, which resulted in a low slope (thick black line, **Figure 3A**) and low amplitude of the data centered in box-and-whisker plots (**Figures 3C–E**).



The limits between station groups were defined based on standardized NN stock anomalies for stations within each integration interval, which allowed for the station classification based on $NN_{int-200}$ to be validated (Figure 3B). In the NN integration intervals of 15–150, 15–155, and so on up to 15–250 m, standardized anomalies greater than 0.6, those between -0.40 and 0.6, and those less than -0.40 were used to classify stations into CE, NE, and AE groups, respectively (Figure 3B). For the integration limit of 15–200 m, 9 CE stations ($NN_{int-200} \geq 1,300 \text{ mmol m}^{-2}$), 16 NE stations ($770 < NN_{int-200} < 1,150 \text{ mmol m}^{-2}$), and 10 AE stations ($NN_{int-200} < 770 \text{ mmol m}^{-2}$) were identified (Figures 3A, D; Table S1). The mean $NN_{int-200}$ value for stations under the influence of the LCE Poseidon ($NN_{int-200} < 145 \text{ mmol m}^{-2}$) reflected the effect of a marked downward deflection of the nitracline in the station located in the core of the eddy (PO1; $\sim 46 \text{ mmol m}^{-2}$). A notable difference was observed between the mean values of the AE stations in the interior of the GM ($\sim 510 \text{ mmol m}^{-2}$) and the CE stations ($\sim 1,570 \text{ mmol m}^{-2}$), although the greatest difference was

observed between stations H46 and PO1, with the $NN_{int-200}$ value of station H46 ($\sim 1,850 \text{ mmol m}^{-2}$) being 40-fold higher than that of PO1.

The results of the nitracentric classification indicated that $NN_{int-200}$ results in the best station classification, considering the effects of mesoscale eddies (or the absence thereof). For this reason, $NN_{int-200}$ was contrasted with hydrographic variables to determine those best able to represent the effects of mesoscale eddies on the vertical distribution of NN in the GM.

3.3 Hydrographic Classification

3.3.1 Selection of the Best Fit Variables

Linear regressions were used to compare each hydrographic variable with $NN_{int-200}$, and the variables that resulted in the highest Pearson correlation coefficients ($|r_i|$) were selected. The variables that simultaneously fulfilled the criteria of $|r| \geq 0.8$ and $|r| \geq 0.9$ for station groups that included stations under the influence of the LCE Poseidon and those that did not are summarized in Table 1. Except in the case of $B-V_{int-120}$,

TABLE 1 | Variables considered in the classification of stations into cyclonic (CE), no eddy (NE), and anticyclonic (AE) groups. .

Variable	Explored Interval ^a :a:b:c	Subvariable	Best interval ($ r $ & $ r_P $)	BFV ($ r _{max}$ & $ r_P _{max}$)
CT_i (°C)	6:1:28	Z_{CT} (m)	11–22 (0.90–0.97 & 0.86–0.91)	Z_{CT20} (0.97 & 0.90)
Z_i (m)	15:5:500	CT_{Z_i} (°C)	100–375 (0.90–0.99 & 0.85–0.97)	CT_{Z140} (0.99 & 0.97)
		$\sigma_{\theta-z_i}$ (kg m ⁻³)	100–175 & 325–375 (0.94–0.97 & 0.81–0.96)	$\sigma_{\theta-z120}$ (0.97 & 0.95)
			(0.90–0.91 & 0.80–0.82)	
σ_{θ_i} (kg m ⁻³)	23.5:0.5:27.5	$Z_{\sigma_{\theta_i}}$ (m)	25.5–27.0 (0.92–0.97 & 0.86–0.91)	Z$\sigma_{\theta26}$ (0.97 & 0.91)
dDH_z (m ² s ⁻²)	15:5:995 (m)	-	15–165 (0.90–0.95 & 0.80–0.88)	DH₆₀ (0.95 & 0.87)
$B-V_z$ (s ⁻¹)	20:5:300 (m)	$B-V_z$ (s ⁻¹)	160–210 (0.57–0.87 & 0.50–0.78)	C.F. 1. $B-V_{165}$ (0.87) 2. $B-V_{200-F}$ (0.78)
		$B-V_{max}$ (s ⁻¹)	-	C.F. (0.55 & 0.56)
		$B-V_{Zmax}$ (m)	-	C.F. (0.11 & 0.03)
	20:5:295 (m)	${}^eB-V_{int-z}$ (m s ⁻¹)	105–125 (0.90–0.91 & 0.92–0.93)	B-V_{int-120} (0.90 & 0.93)
Z_{Fmax} (m)	-	-	-	C.F. (0.83 & 0.86)
ADT_{NS} (cm)	-	-	-	C.F. (0.86 & 0.80)
SLA_{NS} (cm)	-	-	-	C.F. (0.55 & 0.68)
MLD_i (m)	-	MLD_{RV}	-	C.F. (< 0.60)
		MLD_{S1}	-	C.F. (< 0.47)
		MLD_{S2}	-	C.F. (< 0.48)
Z_{DOmin} (m)	-	-	-	C.F. (< 0.80)
DO_{min}	-	NN, S _A , F, CT, DO, σ_{θ}	-	C.F. (< 0.25)
F_{max}	-	NN, S _A , F, CT, DO, σ_{θ}	-	C.F. (< 0.76)

^a a, b, and c indicate the lowermost, the step, and the uppermost values, respectively.

^dDepth of reference for the dynamic height (DH) calculation was 1000 m.

^eDepth of reference for the Brunt-Väisälä frequency (B-V) integration was 15 m.

$|r_P|$: Pearson coefficient with Poseidon stations.

$|r|$: Pearson coefficient without Poseidon stations.

C.F.: criteria fail. Variable does not simultaneously meet the criteria $|r_P| \geq 0.80$ and $|r| \geq 0.90$.

The $|r|$ values were obtained from linear regressions between each variable and $NN_{int-200}$.

the inclusion of the Poseidon stations in the BFV analysis lowered the resulting correlation coefficients, although the overall trends were preserved. Based on the intervals with the best correlations between each BFV and $NN_{int-200}$, six variables were selected that yielded the highest correlation coefficients (**Table 1**): 1) the depth of the 20°C isotherm (Z_{CT20}), 2) CT at 140 m depth (CT_{Z140}), 3) the potential density anomaly at 120 m depth (σ_{0-Z120}), 4) the depth of the 26 kg m⁻³ isopycnal ($Z_{\sigma_{026}}$), 5) integrated dynamic height between 1000–60 m (DH_{60}), and 6) the integrated B-V frequency between 15–120 m ($B-V_{int-120}$). **Table 1** also contains the “best intervals” of the values of each BFV that can be used with a high degree of confidence to represent the variability in $NN_{int-200}$ due to mesoscale eddy activity. Although ADT was also found to be associated with $NN_{int-200}$, particularly when the Poseidon stations were excluded ($|r| = 0.86$), it did not meet the criteria for BFV selection.

To evaluate the consistency of the BFVs regarding their equivalency to NN_{int-z} in order to classify stations within a broader NN integration interval and not only at 200 m, a new linear model was fitted between each selected BFV (**Table 1**) and NN_{int-z} for all integration intervals between 15–500 m. The $|r|$ coefficients (**Figures S2A, B**) and p-values between the selected BFVs and NN_{int-z} were calculated ($\alpha = 5\%$; $n = 35$ and $n = 32$ when the Poseidon stations were included and excluded, respectively; **Figures S2C, D**). An exponential increase was observed in both correlation coefficients with the integration of NN between 15–60 m, and a high linear correlation ($|r| \geq 0.8$) was observed after 100 m (**Figures S2A, B**). The differences between coefficients were due to the variability produced by the stations under the influence of Poseidon that resulted in, among other things, lower $NN_{int-200}$ values (~ 400 mmol m⁻²) when compared to the average of the group that did not contain these stations (~ 509 mmol m⁻²; **Table S1**). The p-value confirmed the high linear correlation between the BFVs and NN_{int-z} after 65 m (**Figures S2C, D**). This indicates that it is possible to use the BFVs as classifying variables and possible predictors of NN_{int-z} , especially for integration depths greater than 100 m and when Poseidon stations are not included.

3.3.2. Analysis of the Best Classifying Variables

The variables that presented the highest correlations with $NN_{int-200}$ were selected as the BFVs and used to classify stations. However, high correlation coefficients were obtained within a range of values for the hydrographic variables referred to as the “best interval” (**Table 1**). For example, when the Poseidon stations were excluded, the depth of the 20°C isotherm (Z_{CT20}) presented the highest correlation with $NN_{int-200}$ (0.97), although the depths of all the isotherms in the range of 11–22°C also presented relatively high values ($|r| = 0.90$ –0.97). It should be noted that the depth of the 6°C isotherm, which has been frequently used to identify stations under the influence of mesoscale eddies in the GM (Bunge et al., 2002; Pasquero de Fommervault et al., 2017; Hamilton et al., 2018), was associated rather poorly with $NN_{int-200}$ ($|r| < 0.60$). In addition, the temperature at 140 m was highly correlated with

$NN_{int-200}$ ($|r| = 0.99$), although it should be noted that the temperatures corresponding to all depths between 100–375 m also presented high correlations ($|r| = 0.90$ –0.99; **Table 1**).

To explore BFV trends with regard to the station classification based on $NN_{int-200}$, the values of the hydrographic variables in the best interval were plotted against the station rankings [i.e., highest (station H46) to lowest (station PO1)] with regard to $NN_{int-200}$ (**Figure 4**). For cases in which the station ranking based on the value of the hydrographic variable was different from the ranking based on $NN_{int-200}$, the corresponding curves showed peaks. This indicates that if BFVs are used to predict NN and/or the NN stock, the resulting values could be either over- or underestimated in some stations. An example is illustrated by station B18, which was under the influence of a CE that strangled the LC and resulted in the generation of the LCE Poseidon. The $NN_{int-200}$ ranking placed station B18 in sixth place in the CE group, although the hydrographic information indicated that this station was under the greatest CE influence at the time of sampling. This was probably due to the fact that the CE influencing station B18 consisted of relatively young subsurface waters from the northwestern region of the GM with low NN content. In contrast, station H46 was sampled in the southern waters of the GM, which have relatively long residence times within the gulf and thus higher accumulated NN concentrations due to respiration. This may also explain the peaks observed in stations B17 (NE), H48 (CE), and A7 (AE), which shifted to the left (A7) or right (B17 and H48) of the group order according to the hydrographic classification (see σ_{0-Z120} and CT_{Z140} , **Figures 4C, D**).

Choosing a classification criterion outside the best interval could result in a less suitable classification for analyzing the effects of mesoscale eddies on biogeochemical variables, such as NN. For example, according to the depth of the 6°C isotherm (magenta line in **Figure 4E**), station A6 was under the greatest CE influence, whereas the BFVs classified it as an NE station. Additionally, station A8 was classified in the NE group, although it was located within the intense LCE Poseidon (**Figure 4E**). On the other hand, five out of six stations located within the cyclonic eddy of the Bay of Campeche were classified in the NE group (H46, H48, G44, F39, and F38), of which H46 and F38 had the highest $NN_{int-200}$ (1850 and 1725 mmol m⁻², respectively). The station classification based on the depth of the 6°C isotherm resulted in average NN profiles with overlapping confidence intervals (see section 3.4).

Peaks in the values of the hydrographic variables in some stations (**Figure 4**) indicate changes in the relationships between these variables and $NN_{int-200}$ when compared to those of similar classifications. In some cases, the hydrographic variables presented opposing peaks at different densities, which may reflect the presence of subsurface hydrographic features, such as lens-shaped structures. For example, in the NE group, stations B17 ($\sigma_0 < 26.5$ kg m⁻³, **Figure 4C**; $CT < 18^\circ\text{C}$, **Figure 4D**) and A6 ($\sigma_0 > 26.5$ kg m⁻³, **Figure 4C**; $CT > 17^\circ\text{C}$, **Figure 4D**) appear to have typical characteristics of intra-thermocline lenses or subsurface-intensified eddies (Assassi et al., 2016). The isopycnals/isotherms in these stations showed CE-type

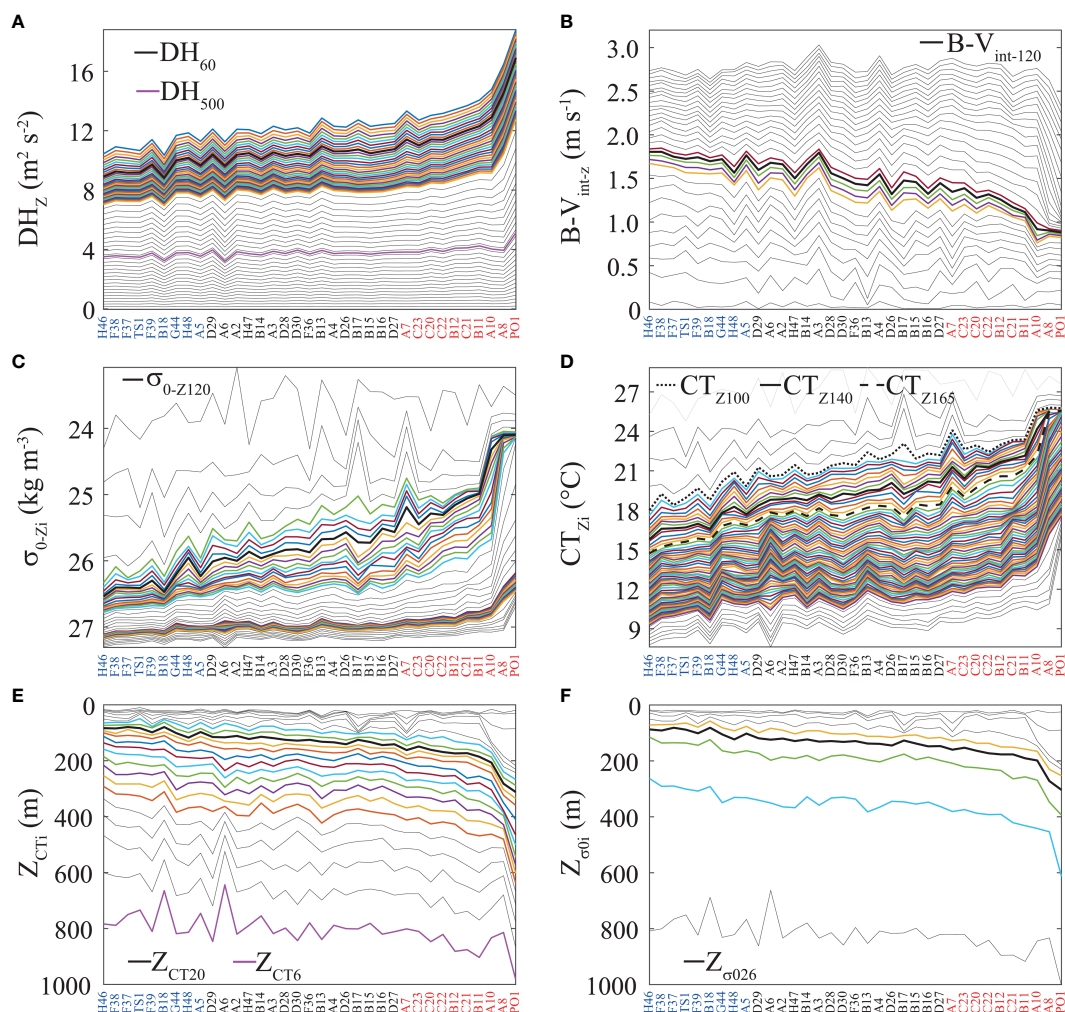


FIGURE 4 | Best fit variables (BFVs) and the intervals explored for each variable. **(A)** Dynamic height (DH_z , $m^2 s^{-2}$) anomaly integrated from 1000–15, 1000–20, and so on up to 1000–995 m. **(B)** Brunt-Väisälä frequency integrated ($B-V_{int-z}$, $m s^{-1}$) over 15–20, 15–25, and so on up to 15–300 m. **(C)** Potential density anomaly (σ_{0-z_i} , $kg m^{-3}$) and **(D)** Conservative Temperature (CT_{z_i} , $^{\circ}C$) in depths of 15, 20, 25, and so on up to 500 m. **(E)** Depth of the 6, 7, and so on up to 28°C isotherms (Z_{CT_i} , m). **(F)** Depth of the 23.5, 24.0, and so on up to 27.5 $kg m^{-3}$ isopycnals (Z_{ω_i} , m). The colored lines represent the best fit intervals for each BFV and preserve the interval separation (Table 1). To facilitate visualization, the thin black lines of some BFVs were plotted with different separations at the intervals defined in Table 1 with separations of **(A)** 30 m, **(B)** 10 m, **(C)** 20 m, and **(D)** 20 m. The thick black line is the BFV. The magenta lines in Panels **(A, E)** correspond to DH_{500} and Z_{CT6} , respectively. The stations labeled blue, black, and red correspond to the cyclonic (CE), no eddy (NE), and anticyclonic (AE) groups, respectively. The stations were ranked based on $NN_{int-200}$ from highest (H46) to lowest (PO1). Note that in Panels **(C, E, F)**, the ordinate axis is reversed.

behavior (termed “thinny” by McGillicuddy, 2015) in which the seasonal (permanent) thermocline is displaced downwards (upwards), producing a concave lens (Figures 4E–F). These lenses were clearly detectable in Figures 4C, D, although they were also observed in Figures 4E, F (200–800 m in A6 and 15–200 m in B17) with the depth isolines in opposing directions. The presence of these lenses could alter the classification of a station and result in it being assigned to another group if a suitable hydrographic variable is not selected as the separation criterion. For example, if CT at 100 m or 165 m is chosen as a BFV (both located within the best interval, Table 1), station B17 (NE) would be classified as being under the influence of either a strong AE or weak CE, respectively (Figure 4D).

3.3.3 Contour Maps of BFVs, NN Stock, and Sea Level Anomalies

The BFV contour maps reflect both the highly correlated linear relationships with $NN_{int-200}$ and mesoscale eddy effects (Figures 5A–G). Among the BFVs, $B-V_{int-120}$ and σ_{0-Z120} showed direct linear relationships with the NN stock at 200 m, while the others presented inverse linear relationships. The BFVs reflected the presence of the LCEs Poseidon (A8, A10, and PO1) and Olympus (B11, B12, C21, and C22) and the CEs in the Bay of Campeche (F37, F38, and H46) and in stations TS1, B18, and A5. The largest differences between $NN_{int-200}$ and the BFV maps were observed with the $B-V_{int-120}$ map in stations A4, A5, A6, and B14 (Figure 5G). The NE stations were distributed

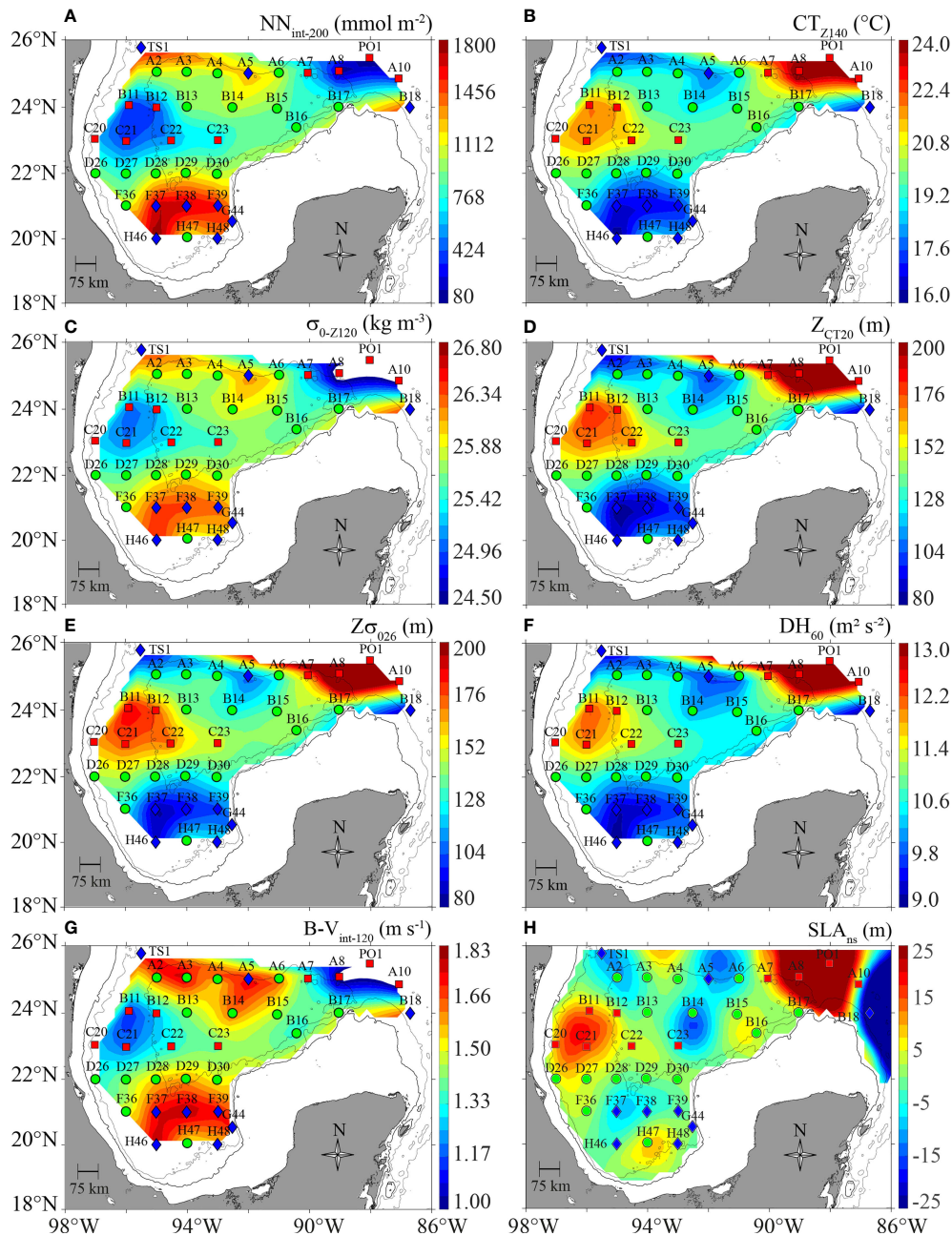


FIGURE 5 | Contour maps of **(A)** depth-integrated nitrate + nitrite (NN) between surface and 200 m ($NN_{int-200}$, $mmol\ m^{-2}$), **(B)** Conservative Temperature at 140 m (CT_{Z140} , $^{\circ}C$), **(C)** potential density anomaly at 120 m ($\sigma_{\theta-Z120}$, $kg\ m^{-3}$), **(D)** depth of the 20°C isotherm (Z_{CT20} , m), **(E)** depth of the 26 $kg\ m^{-3}$ isopycnal ($Z\sigma_{26}$, m), **(F)** integrated dynamic height between 1000–60 m (DH_{60} , $m^2\ s^{-2}$), **(G)** the integrated Brunt-Väisälä frequency between 15–120 m ($B-V_{int-120}$, $m\ s^{-1}$), and **(H)** non-steric SLA during the cruise (cm). The blue rhombuses (◆), green circles (●), and red squares (■) correspond to cyclonic (CE), no eddy (NE), and anticyclonic (AE) stations, respectively.

throughout the study area and presented similar BFV and $NN_{int-200}$ values (Figures 3A–D), reflecting the fact that all of these stations showed similar NN profiles between 15–200 m despite being separated by hundreds of kilometers, as can be observed from the low variability in the CI of the NE group in Figures 6A, C, D, F.

With non-steric SLA (Figure 5H) and non-steric ADT (Figure 1A) contour maps, the stations under the influence of the most dominant eddies, including the anticyclonic LCEs Poseidon and Olympus and the CE in the Bay of Campeche, are clearly visible. However, some stations (B14, A2, and C23 in the SLA map and F39, G44, H48, D26, and D29 in the ADT map)

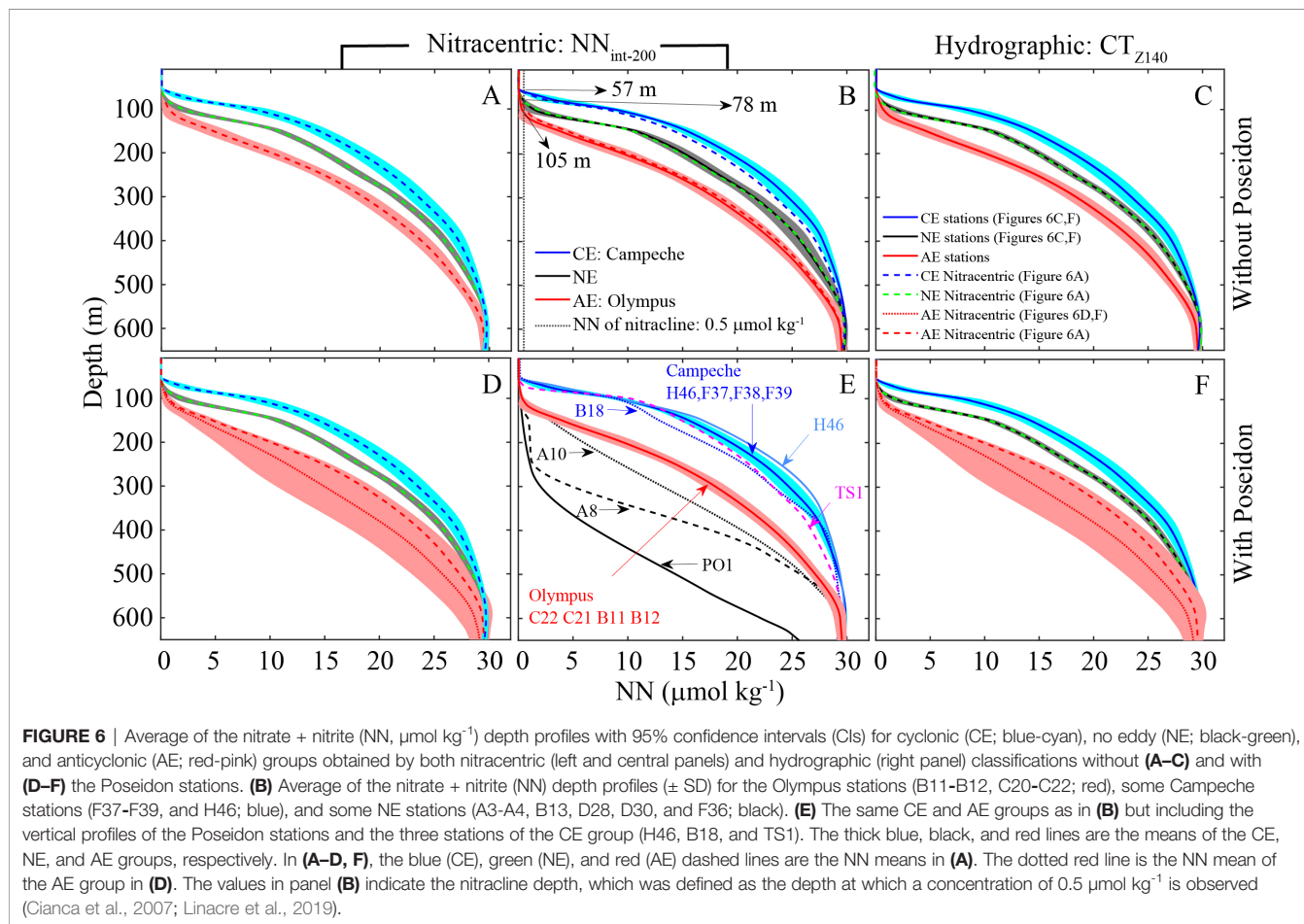
were difficult to classify or were classified in different groups than those based on the BFV classification.

3.4 Average NN Profiles

Similar average vertical profiles were obtained with the nitracentric and hydrographic classifications, either including or excluding the Poseidon stations (Figures 6A, C, D, F). In general, the mean NN values in the CE, NE, and AE groups coincided at ~ 650 m (Figures 6A–D, F). Both the nitracentric and hydrographic classifications (see the classification based on CT_{Z140} in Figures 6C, F, which is similar to the classifications based on other BFVs) resulted in the separation of the three groups along the profile up to 500 m. At this depth, the limits of the 95% CIs of the NE and CE groups overlapped (Figures 6C, F). The CIs of the AE and NE groups and those of the AE and CE groups overlapped after 560 m when the Poseidon stations were not included (Figures 6A, C). The inclusion of the Poseidon stations (Figures 6D, F) notably modified the average NN profiles in the AE group due to great differences in the biogeochemical and hydrographic properties of the water column of the recently detached LCE (Figures 1B–E). When the stations of the Campeche CE, the Olympus AE, and the central region of the GM were contrasted, a complete separation of the CIs was observed down to ~ 570 m (Figure 6E). Within the depth

interval of the euphotic layer (≤ 150 m; Linacre et al., 2019), the differences in mean NN values between CE and AE stations were $\sim 1.0 \mu\text{mol kg}^{-1}$ at 60 m, $\sim 8.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ at 100 m, and $\sim 11.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ at 150 m (Figure 6B). Even when considering the average profiles for the total set of stations (excluding those of the LCE Poseidon), the difference in NN in the euphotic layer between the CE and AE groups was clear, with values of $\sim 0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ at 60 m, $\sim 7.6 \mu\text{mol kg}^{-1}$ at 100 m, and $\sim 9.7 \mu\text{mol kg}^{-1}$ at 150 m (Figure 6E).

The stations showing the greatest contrast were PO1 (the station under the greatest influence of anticyclonic circulation) and H46 (the station under the greatest influence of cyclonic circulation). These stations showed differences in mean NN values that increased from ~ 9.1 to $\sim 24.2 \mu\text{mol kg}^{-1}$ between 100–300 m, respectively. Another marked contrast in NN was evident below 100 m between the Poseidon stations and the average profile of the Olympus stations (Figure 6E), with differences at 300 m of 4.8, 13.1, and $16.0 \mu\text{mol kg}^{-1}$ with respect to stations A10, A8, and PO1, respectively. On the other hand, station B18, which was located within an intense CE, presented lower concentrations of NN between 100–400 m compared to those of station H46, with a maximum difference of $\sim 4 \mu\text{mol kg}^{-1}$ around 150 m (Figure 6E). The strong effect of mesoscale eddies is also noticeable in the nitracline ($\sim 0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$)



depth, which was observed at 50 m in the Campeche CE and below 100 m in the LCEs Olympus and Poseidon.

3.5 Parameterization of NN and NN_{int-z}

Second, third, and fourth degree polynomials were used to predict the slopes (β_1) and intercepts (β_0 ; Equations 1–3) of the linear regressions obtained between each BFV and NN_{int-z} for each meter of depth between 100–500 m. In this way, the NN stock was predicted (Equation 2; third degree polynomial), and NN was subsequently obtained by differentiating with respect to depth (Equation 3). The results showed that the three polynomial fits were adequately able to predict the NN stock (Figure 7), although the second degree polynomial produced straight lines with depth while the observed profile indicated curvature. The second degree polynomial prediction overestimated the NN values throughout the depth interval (100–500 m) of the calculation, producing MAE and RMSE medians that were greater than those obtained with the third and fourth degree polynomial fits ($> 1.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ vs $< 1 \mu\text{mol kg}^{-1}$, respectively; Figures S4A–L). On the other hand, the MAEs and RMSEs of the BFVs for the third and fourth degree polynomials were similar for both NN and NN_{int-z} (Figures S4A–L). For simplicity, the third degree polynomial fit was chosen for the predictions (Table S3). When comparing the BFVs, it was found that the

variability and medians of the MAEs and RMSEs for NN (< 0.7 and $< 1 \mu\text{mol kg}^{-1}$, respectively) and NN_{int-z} ($< 140 \text{ mmol m}^{-2}$) were similar for most BFVs, with the exception of $B-V_{int-120}$. This BFV produced the largest errors and dispersion in all polynomial fits (MAE > 0.7 , RMSE $> 0.7 \mu\text{mol kg}^{-1}$ and MAE, RMSE $> 140 \text{ mmol m}^{-2}$ for NN and NN_{int-z} , respectively). The analysis of the BIAS (Figures S4M–R) showed similar results as those for MAE and RMSE, indicating that NN and NN stock predictions for the 100–500 m depth interval are similar with the three polynomial parameterizations for all of the BFVs (medians $\sim 0 \text{ mmol m}^{-2}$). However, the second degree polynomial parameterization resulted in larger bias for NN (medians $> 1.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$) when compared with the bias observed with the third and fourth degree parameterizations (medians $\sim 0 \mu\text{mol kg}^{-1}$). BIAS also shows that $B-V_{int-120}$ is the BFV with the largest deviations in the NN and NN_{int-z} predictions (Figures S4M–R).

In order to compare the ability of the fits to predict NN and the NN stock, the predicted profiles using the third degree polynomial were graphed together with the observed and PCHIP-interpolated data for all BFVs in the 100–500 m interval. Figure 7 shows that with this polynomial fit, NN and the NN stock can be correctly predicted with each BFV for each station, and it is possible to represent the horizontal and vertical variability (100–500 m) in these biogeochemical variables within

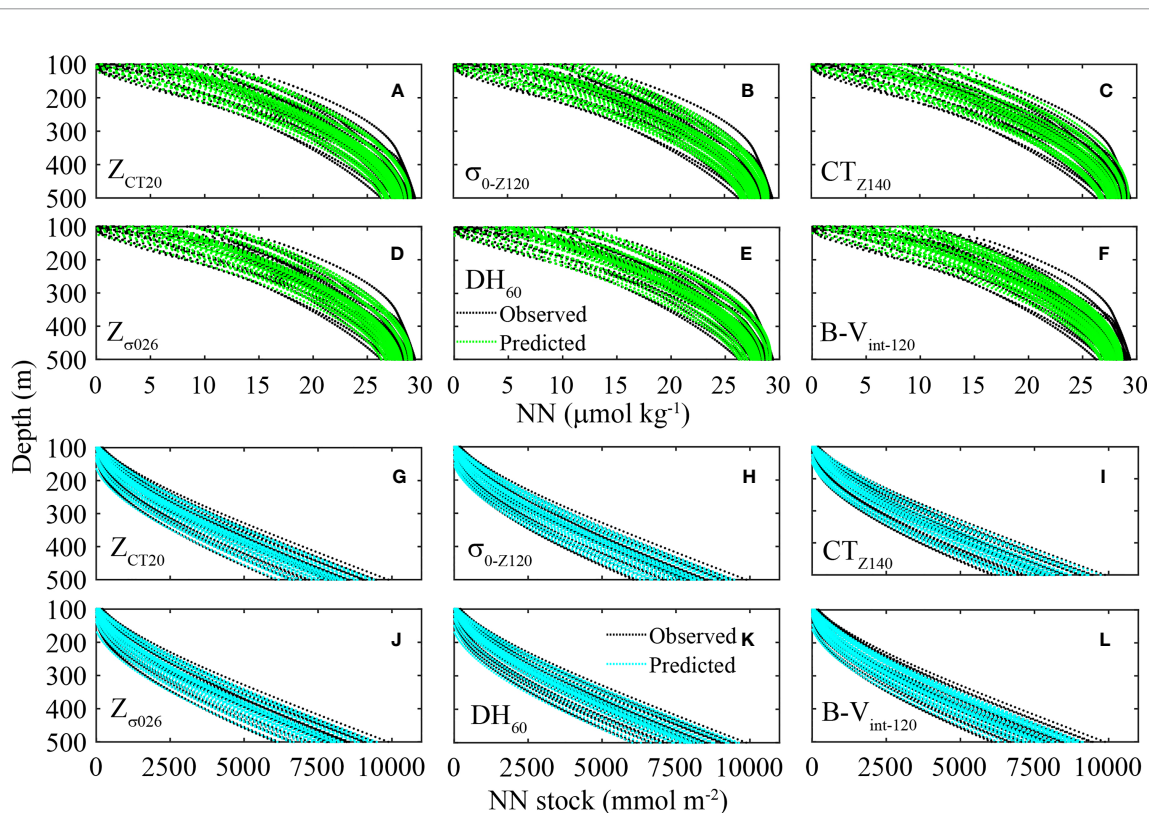
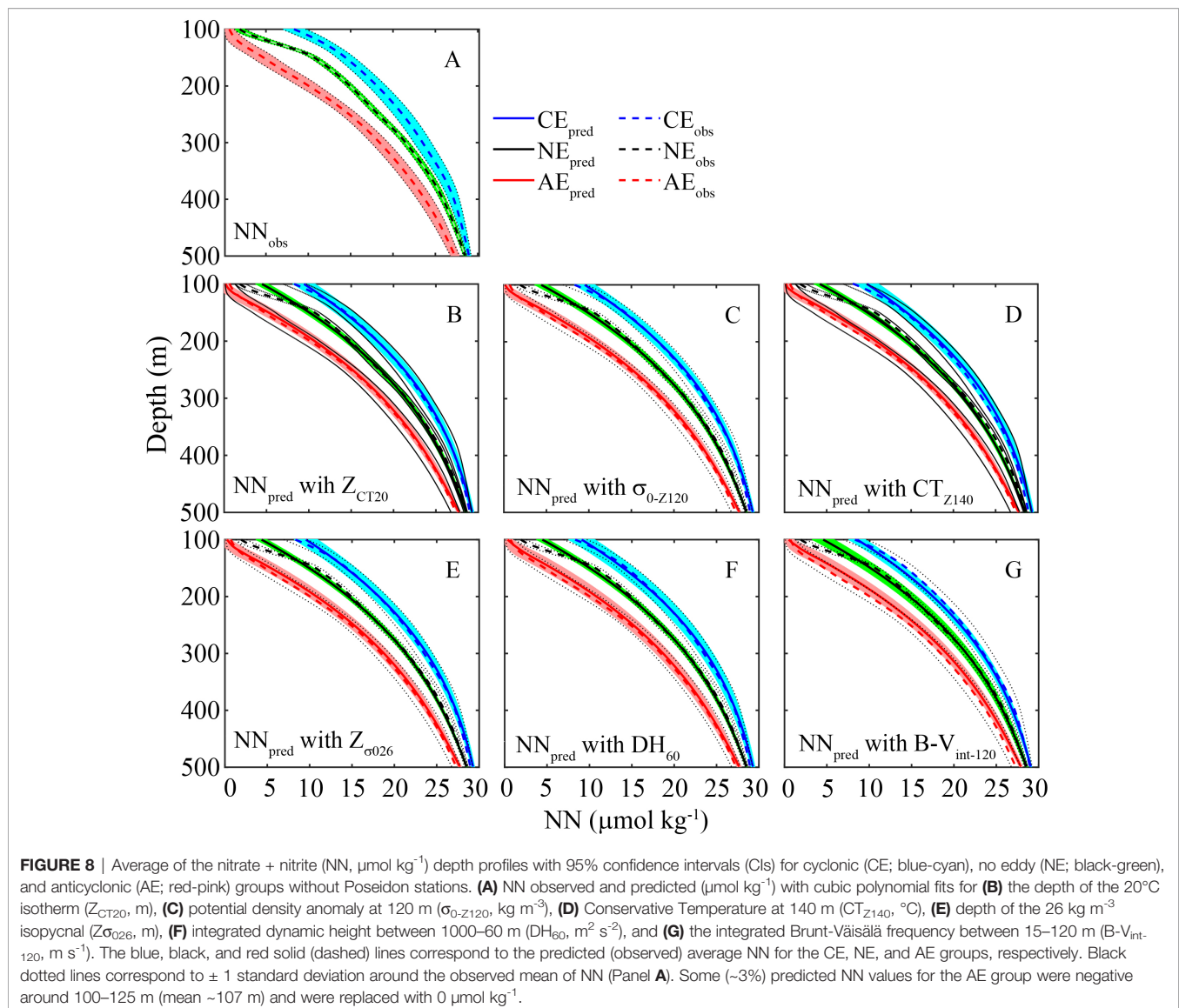


FIGURE 7 | Observed (black dots, ●) and predicted (green dots ● and cyan ● dots) NN values ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) in the interval of 100–500 m (A–F) and the NN stock (mmol m^{-2}) (G–L) using the third degree polynomial fit (Equations 1–3) for (A, G) the depth of the 20°C isotherm (Z_{CT20} , m), (B, H) potential density anomaly at 120 m (σ_{0-Z120} , kg m^{-3}), (C, I) Conservative Temperature at 140 m (CT_{Z140} , °C), (D, J) depth of the 26 kg m^{-3} isopycnal ($Z_{\sigma_{026}}$, m), (E, K) integrated dynamic height between 1000–60 m (DH_{60} , $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$), and (F, L) the integrated Brunt-Väisälä frequency between 15–120 m ($B-V_{int-120}$, m s^{-1}) without Poseidon stations.

the GM. In **Figure 7**, it is apparent that the third degree polynomial fit adequately represents the rise or downward deflection of the NN maximum ($\sim 30 \mu\text{mol kg}^{-1}$) due to the influence of mesoscale eddies in some stations. However, predictions based on each BFV with the third degree polynomial resulted in negative values of NN for the AE group between 100–125 m, and these negative data were replaced with a value of $0 \mu\text{mol kg}^{-1}$ in **Figures 8B–G**, according to the NN concentration values observed for the AE stations as shown in **Figure 6**. From 100–125 m, the largest deviations of the predicted NN values from the observed values were detected, resulting in underestimates of $2.5 \pm 0.1 \mu\text{mol kg}^{-1}$ and $1.0 \pm 0.4 \mu\text{mol kg}^{-1}$ in NE and CE stations, respectively, and overestimations of $0.4 \pm 0.1 \mu\text{mol kg}^{-1}$ in AE stations based on the average for the six BFVs. In addition, below 125 m, the predicted and observed average NN values for the three station groupings practically coincided (**Figure 8**), producing the

narrowest 95% CIs in the NE group, with the exception of B- $V_{\text{int-120}}$ (**Figure 8G**).

Moreover, the ability to predict NN profiles in the deep-water region of the GM was tested by employing data from 18 stations selected from the XIXIMI-4 (summer 2015), XIXIMI-6 (summer 2017), and XIXIMI-3 (winter 2013) cruises. These stations were selected from previously classified groups to include two CE stations, two NE stations, and two AE stations for each campaign. The parameterizations obtained with data from XIXIMI-5 correctly predicted the NN concentrations between 100–500 m for the summer cruises (average RMSEs 1.7 ± 0.8 and $1.0 \pm 0.4 \mu\text{mol kg}^{-1}$ for B- $V_{\text{int-120}}$ and for the remaining BFVs, respectively; **Figures S5A, B**). Furthermore, in summer cruises, lower RMSE values were obtained for CE stations with Z_{CT20} , CT_{Z140} , and $Z\sigma_{026}$, while the largest deviations were also obtained with B- $V_{\text{int-120}}$, particularly for the CE stations of XIXIMI-4 ($2.4 \mu\text{mol kg}^{-1}$), and in general for the NE ($1.7 \mu\text{mol}$



kg^{-1}) and AE ($2.0 \mu\text{mol kg}^{-1}$) stations of both XIXIMI-4 and XIXIMI-6, which was more evident in the interval of $\sim 100\text{--}120$ m. However, the summer parameterizations underestimated the NN concentrations of the XIXIMI-3 winter cruise, although mostly with predictions based on the $B\text{-}V_{\text{int-120}}$ (average RMSE $9.3 \pm 2.0 \mu\text{mol kg}^{-1}$) while less underestimation was observed with the other BFVs (average RMSE $1.5 \pm 0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$; **Figure S5C**). Third degree parameterizations were also obtained for winter conditions (**Table S3**) using the XIXIMI-3 cruise data, and the observed and predicted NN vertical profiles are shown in **Figure S5C** for some of the CE, NE, and AE stations of this cruise. The winter parameterizations improved the predictions of winter NN profiles when compared with the summer parameterizations, regardless of the BFV used for the prediction (see red line in **Figure S5C** showing a mean RMSE of $1.1 \pm 0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ obtained for the six stations and the six BFVs).

4 DISCUSSION

In this study, we used the NN stock to group stations based on the effects of mesoscale eddies, a process that we call the nitracentric classification. This classification produced better separation between CE, NE, and AE stations compared to station groupings based on other classification criteria previously used in the GM. In addition, the NN stock integrated to 200 m showed high linear correlation with the hydrographic variables that we call BFVs, including Z_{CT20} , $Z_{\sigma_{026}}$, $\sigma_{0\text{-}Z120}$, CT_{Z140} , DH_{60} , and $B\text{-}V_{\text{int-120}}$. These variables were used to obtain empirical expressions that allowed $NN_{\text{int-z}}$ and vertical profiles of NN to be predicted between 100–500 m based solely on hydrographic measurements. With this methodology, the influence of mesoscale eddies on the spatial variability observed in $NN_{\text{int-z}}$ and the measured profiles of NN can be adequately captured.

4.1 Nitracentric and Hydrographic Classifications

When integrated from the surface to 135–500 m depth, $NN_{\text{int-z}}$ allowed for all but one of the oceanographic stations of the XIXIMI-5 campaign to be unambiguously classified into CE, AE, and NE groups. The greatest separation between station groupings was observed with the NN stock at 200 m with intervals for CE, NE, AE, and Poseidon stations of $> 1,300$, $770\text{--}1,300$, $310\text{--}770$, and $< 310 \text{ mmol m}^{-2}$, respectively (**Table S2**). Previous studies in the gulf and in other oligotrophic areas have also observed noticeable differences in nutrient concentrations between eddy types (Biggs and Müller-Karger, 1994; Huang and Xu, 2018; Barone et al., 2019) as discussed below. Our classification resulted in clear differences in NN concentrations in intermediate waters between eddy types observed up to 600 m (**Figure 6**). As indicated by the nitracline depth (defined as the depth where $NN = 0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$; Cianca et al., 2007; Linacre et al., 2019), NN depletion was found at ~ 78 m in the NE group, 57 m in the CE group, and 105 m in the AE group (and up to 203 m in the core of Poseidon). The average displacement of ± 25 m around the mean

depth of the nitracline under background conditions has important biogeochemical implications, namely that CEs inject nutrients into the mid layer of the euphotic zone (50–80 m) while AEs deepen NN-depleted water towards the base of this zone. As a result, the chlorophyll concentration at the deep chlorophyll maximum increases in CEs, reflecting enhanced primary production, whereas AEs show the opposite effects (Biggs and Müller-Karger, 1994; Pasqueron de Fommervault et al., 2017).

Given that the depth intervals where the BFVs are located within the upper permanent thermocline, where the nitracline is also found, the BFVs were effective in classifying stations based on the influence of mesoscale eddies and adequately reflect their modulation of NN in the upper layer of the GM (**Figure 9**). Apparently, the selected BFVs are sensitive to the intense baroclinic flows that characterize the eddy edges (Biggs and Müller-Karger, 1994) and produce clearly delineated group limits when compared to other classification criteria. Two of the selected BFVs were the depths of the 20°C isotherm and 26 kg m^{-3} isopycnal for which the classification intervals were < 110 m for CE stations, $110\text{--}150$ m for NE stations, $150\text{--}200$ m for AE stations, and > 200 m for Poseidon stations (**Table S2**). Although Z_{CT20} and $Z_{\sigma_{026}}$ presented maximum linear correlations with $NN_{\text{int-200}}$, the depths of all of the isotherms from $11\text{--}22^\circ\text{C}$ and all of the isopycnals from $25.5\text{--}27.0 \text{ kg m}^{-3}$ also presented high correlations (**Table 1**). In previous studies of the GM, the depths of different isotherms located within the permanent thermocline have been used to identify mesoscale eddies, such as the study by Durán-Campos et al. (2017) that employed Z_{CT15} and $Z_{CT18.5}$ in the Bay of Campeche and the study by Biggs and Müller-Karger (1994) that used Z_{CT14} in the western gulf. It is worth noting that our classification intervals for $Z_{\sigma_{026}}$ agree with outputs from the HYCOM numerical model in the GM reported by Brokaw et al. (2020; see their Figures 6, 7), where CEs showed $Z_{\sigma_{026}} \sim 60\text{--}120$ m and AEs showed $Z_{\sigma_{026}} \sim 120\text{--}250$ m. While $Z_{\sigma_{026}}$ showed the highest correlation with $NN_{\text{int-200}}$, $Z_{\sigma_{025.5}}$ was also highly correlated. The use of $Z_{\sigma_{025.5}}$ produces a similar classification to that of the BFVs and has the advantage of having been used by other authors as a proxy for the depth of the nitracline and its relationship to mesoscale eddies (Linacre et al., 2015; Pasqueron de Fommervault et al., 2017). Our results indicate that the potential density anomaly and CT along the 120 m ($\sigma_{0\text{-}Z120}$) and 140 m (CT_{Z140}) isobaths, respectively, are also good indicators of mesoscale eddies, and they are informative in terms of the presence of water masses at these depths. The $\sigma_{0\text{-}Z120}$ classification intervals were > 26.0 , $25.5\text{--}26.0$, $25.0\text{--}25.5$, and $< 25.0 \text{ kg m}^{-3}$ for CEs, NEs, AEs, and Poseidon stations (**Table S2**), which correspond primarily to Gulf Common Water, Tropical Atlantic Central Water, Caribbean Surface Water remnant, and Subtropical Underwater, respectively (Cervantes-Díaz et al., 2022). On the other hand, the group intervals for CT_{Z140} were $< 18.2^\circ\text{C}$ for CE, $18.2\text{--}20.2^\circ\text{C}$ for NE, $20.2\text{--}24.0^\circ\text{C}$ for AE, and $> 24.0^\circ\text{C}$ for Poseidon stations (**Table S2**), indicating that groups at this depth are mostly composed of the same water masses as those seen at 120 m, except for AE stations that show evidence of contributions of Gulf Common Water within the ageing LCE Olympos.

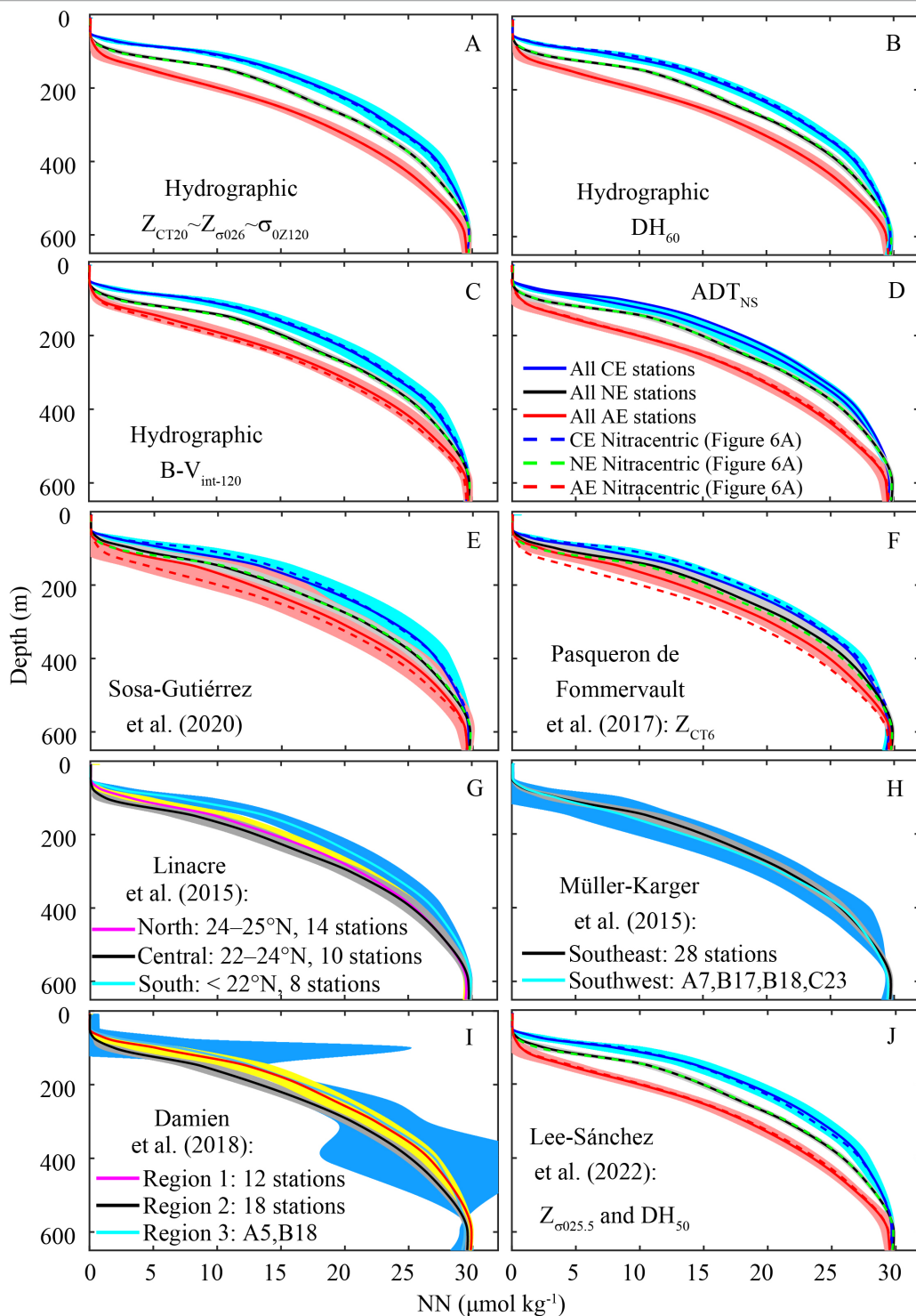


FIGURE 9 | Average of the nitrate + nitrite (NN, $\mu\text{mol kg}^{-1}$) depth profiles with 95% confidence intervals (CIs) for cyclonic (CE; light blue), no eddy (NE; black), and anticyclonic (AE; red) groups obtained by (A–C) the hydrographic classification and (D) non-steric absolute dynamic topography (ADT_{NS} , cm). (E, F) Average NN ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) profiles with CIs for the classification of mesoscale eddies based on the eddy identification criteria used by Sosa-Gutiérrez et al. (2020) and Pasqueron de Fommervault et al. (2017), respectively. (G–J) Average NN ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) profiles for the geographical classifications reported by Linacre et al. (2015); Müller-Karger et al. (2015); Damien et al. (2018), and Lee-Sánchez et al. (2022), respectively. The color shaded areas correspond to CIs. The thick lines are the NN means for each group. The dashed lines are the means of the nitracentric classification (Figure 6A). The Poseidon stations were not included in the figures.

Dynamic height (DH) can be used to represent geostrophic circulation in the upper ocean (Hamilton et al., 2018). In our study, DH with an upper integration limit of 60 m (DH_{60}) was one of the selected BFVs with classification intervals of $< 10.2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ for CE, $10.2\text{--}11.0 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ for NE, $11.0\text{--}12.8 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ for AE, and $> 12.8 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ for Poseidon stations (Table S2). However, DH with upper limits between 15 and 165 m also showed high correlations with the NN stock (Table 1). Although DH_{60} has not been used in previous studies to identify eddies in the GM, Hamilton et al. (2018) reported that DH_{50} is highly associated with SSH (> 0.91), a variable routinely used to identify mesoscale eddies. Based on this association, Hamilton et al. (2018) reported that DH_{50} values > 14.3 and $< 9.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ were characteristic of AE and CE stations, respectively. In our study, DH_{50} was also highly correlated with non-steric ADT ($r \sim 0.92$), but the intervals to classify CE, NE, AE, and Poseidon stations were better defined as < 10.5 , $10.5\text{--}11.3$, $11.3\text{--}12.7$, and $> 12.7 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, respectively (Table S2). When applying Hamilton et al. (2018) intervals to our data, only two stations are classified as AE (Poseidon's core: A8, PO1) while none of the Olympus stations are classified into this group. Furthermore, station A10 within Poseidon is classified as NE. Clearly the $14.3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ limit excludes stations in dissipating and even in recently released LCEs, while these stations are correctly classified as AE using our limits. Similarly, with Hamilton et al. (2018) criteria, only four stations are classified as CE (B18, TS1, H46, and F37) excluding stations clearly located within the Bay of Campeche cyclonic eddy (Figure 1).

Recently, Lee-Sánchez et al. (2022) classified the sampling stations of the XIXIMI-3 and XIXIMI-5 cruises to determine mesoscale eddy influence by applying a cluster analysis using $Z_{\sigma_{0.25.5}}$ and DH_{50} as input variables. Once the groups were obtained, these authors used representative stations (only 3 stations near the eddy cores for CE and AE stations) to obtain average profiles of NN, CT, and other variables. Considering that $Z_{\sigma_{0.25.5}}$ and DH_{50} are within the interval where Z_{σ_0} and DH are highly correlated with $NN_{\text{int-200}}$ (Table 1), it is not surprising that the average NN (Figure 9J) and CT (Figure S6J) profiles obtained with the Lee-Sánchez et al. (2022) method are similar to those obtained with our nitracentric and hydrographic classifications. However, although the clusters obtained by Lee-Sánchez et al. (2022) clearly separated the stations under more intense eddy effects (see their Figure 4), some of their clusters included stations corresponding to more than one group as defined with our nitracentric classification, particularly stations located near the limits between groups. While the station classification using a cluster analysis with $Z_{\sigma_{0.25.5}}$ and DH_{50} as input variables correctly assigned groups to most stations, a more in depth analysis must be carried out to explore if the clustering method can be refined to correctly classify stations near the limits between groups, which are mostly those near the eddy borders.

The integrated value of the Brunt-Väisälä frequency ($B-V_{\text{int-z}}$) represents the “accumulated stratification” of the water column and also serves to classify stations under the influence of mesoscale eddies (Figure 4B). Although this variable has not been used in the GM to study the effects of mesoscale eddies on water properties, it has been previously reported that CE pumping elevates cooler water masses with higher densities

that stratify the water column, whereas the downward deflection of warmer surface and subsurface water masses due to AE activity decreases water-column stratification (McGillicuddy and Robinson, 1997; McGillicuddy et al., 1998; Oschlies and Garçon, 1998; McGillicuddy, 2016). The B-V integrated to 120 m ($B-V_{\text{int-120}}$) was one of the selected BFVs, and its classification intervals for CEs, NEs, AEs, and Poseidon stations were > 1.70 , $1.32\text{--}1.70$, $1.00\text{--}1.32$, and $< 1.00 \text{ m s}^{-1}$, respectively (Table S2).

The nitracentric and hydrographic classifications are more effective than the classifications based on previously reported criteria when grouping stations under the influence of mesoscale eddies in the GM (Figures 6, 9 and S6). For example, the 6°C isotherm depth criterion (Z_{CT6}) has been frequently used to classify stations into CE ($< 770 \text{ m}$), NE ($770\text{--}820 \text{ m}$), and AE ($> 820 \text{ m}$) groups (Bunge et al., 2002; Pasqueron de Fommervault et al., 2017; Hamilton et al., 2018; Linacre et al., 2019). However, applying this criterion to our data resulted in NN and CT profiles with overlapping CIs between groups (Figures 9F and S6F). With this classification, the stations under the greatest CE influence (H46 and F38) were classified in the NE group, while station A6 with no influence of mesoscale eddies would be regarded as the most intense CE station. Furthermore, station A8, which was clearly under the influence of Poseidon as indicated by the NN stock, the BFVs, and altimetry, was positioned in the NE group. The Z_{CT6} has been a useful indicator of the influence of LCEs; however, our findings indicate that it does not adequately reflect isopycnal shallowing in the upper layer associated with CEs and thus does not reflect the NN stock. Similarly, when classifying our stations with the altimetry criteria used by Sosa-Gutiérrez et al. (2020), the expected trends between the average profiles were observed, although the CIs overlapped throughout the profiles (Figure 9E) due to some AE (B12, C20, C22) and CE (TS1, B18, F37, F39) stations being classified in the NE group and a CE station (H48) even being classified in the AE group.

On the other hand, classifications based on geographic regions in the gulf, such as those reported by Linacre et al. (2015); Müller-Karger et al. (2015) and Damien et al. (2018), defined areas according to chlorophyll-a and primary production values, which are related to nutrient availability. These regionalizations assume a certain degree of homogeneity in the properties of each region. When classifying our stations with these regional criteria, no significant differences were observed in the average NN and CT profiles (Figures 9G–I and S6G–I). The overlap between regional profiles reflects the variability induced by mesoscale eddies, as CEs and/or AEs were present in each region during our cruise. From a biogeochemical perspective, this result suggests that the spatial distributions of nutrients in the deep-water region of the gulf may be better understood with a classification based on mesoscale activity rather than one based on regional criteria, as was recently reported by Hernández-Sánchez et al. (2022).

4.2 Prediction of NN Stock and NN Profiles

The cubic parameterizations proposed to predict NN profiles and the NN stock using the BFVs as predictor variables

(Equations 1–3; **Table S3**) adequately captured the spatial variability due to the effects of mesoscale eddies on the NN distribution in the deep-water region of the gulf (**Figures 7, 8** and parameterizations **Table S3**). These parameterizations allowed for the prediction of NN from 100–500 m, although slight deviations in NE profiles between 100–125 m were observed. In the case of AEs, the entire profile from the surface to 500 m is predicted as the NN concentration above 100 m is depleted. The NN in the upper mesopelagic layer in the deep-water region of the GM can be robustly predicted from hydrographic variables in the upper thermocline, suggesting that the NN stock is primarily modulated by the physical dynamics induced by mesoscale eddies. Accurate NN predictions were also obtained for the 100–500 m depth interval when the parameterizations based on data from XIXIMI-5 were applied to hydrographic data from the summer cruises XIXIMI-4 and XIXIMI-6 (**Figures S5A, B**). When the same parameterization was applied to the winter cruise (XIXIMI-3), the spatial variability in the NN profiles were, in general, correctly predicted with five of the BFVs; however, a slight underestimation of NN concentrations with increasing depth (\sim up to 2–3 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ at 500 m) in most stations was present (**Figure S5C**). In contrast, the polynomial parameterization of $B-V_{\text{int-120}}$ for summer did not satisfactorily predict the vertical profile of NN throughout the whole depth range. It is likely that winter mixing affects the vertical distribution of NN in the upper layer of the gulf. Thus, in order to obtain good predictions of vertical profiles under winter conditions, the cubic parameterizations obtained with the XIXIMI-3 campaign must be used (**Table S3**).

Predictions of NN from temperature (Jolliff et al., 2008) and σ_0 (Pasqueron de Fommervault et al., 2017) based on simple linear models have been obtained for the GM. However, these parameterizations produce a single NN value for a given isotherm or isopycnal value, and thus they cannot represent the spatial variability in NN observed in the gulf. In contrast, with our parameterizations, the complete NN profile between 100–500 m is obtained from a single BFV value. For example, with the equation of Pasqueron de Fommervault et al. (2017), a value of $\sim 8.2 \mu\text{mol kg}^{-1}$ is obtained for the 26 kg m^{-3} isopycnal, whereas with the Jolliff et al. (2008) linear model, a value of $\sim 6.4 \mu\text{mol kg}^{-1}$ for the 20°C isotherm was predicted. On the other hand, with our parameterizations, complete NN profiles are obtained by using the depths of the 26 kg m^{-3} isopycnal or the 20°C isotherm (**Figures 7A, B** and **S5**), which are influenced by mesoscale eddies.

On the other hand, predictions of NN profiles in the GM have been obtained from complex biogeochemical-hydrodynamic numerical models that simulate phytoplankton/chlorophyll dynamics. For example, Gomez et al. (2018) used the Gulf of Mexico Biogeochemical (GoMBio) model and Damien et al. (2018) used the Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies (PISCES) model. It is interesting to note that the modeled NN profiles were well able to reproduce the sparse NN data observed in the upper layer from 0 to 300 m; however, both models frequently underestimated NN below this layer. For example, their predicted concentration at 500 m was

$\sim 26 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (see **Figure 8D** in Gomez et al., 2018 and **Figure D1c** in Damien et al., 2018). In contrast, by applying our parameterization of $Z_{\text{CT}20}$ to their data (see **Figure S9J** in Gomez et al., 2018 and **Figure B1a** in Damien et al., 2018), an interval of $\sim 26\text{--}30 \mu\text{mol kg}^{-1}$ at 500 m was obtained, which contains their observed data. In other words, when compared with the aforementioned studies, our parameterizations provide better predictions of NN below 300 m. Reliable predictions of NN profiles from BFVs may be of particular interest for improving numerical model outputs for the deep-water region of the gulf by providing a better definition of regional open-boundary conditions where observations of NN are lacking. This would reduce the need to use relatively large-scale nutrient climatologies that imply extending the numerical model domain at a higher computational cost. Furthermore, it opens the possibility of a feedback mechanism between nutrient profiles yielded by the model at each time step and the profiles predicted by BFVs using the same model outputs. At the open boundary, this would allow for regenerating NN conditions that could potentially improve model predictions.

4.3 Oceanographic Application of the Classification: NN Stock at 150 m

Our classification resulted in a clear definition of CE and AE stations from those in the background water (NE) in the GM. This grouping allowed us to analyze the causes of variability in individual NN stocks within groups and their averages among groups. Although we analyzed the performance of the nitracentric and hydrographic classification based on the NN stock at 200 m because integration at this depth resulted in the highest correlations with the BFVs, the calculation of the NN concentration integrated at 150 m is particularly useful, as this represents the NN stock in the sunlit zone that is potentially available for primary production and allows for comparisons with other oligotrophic regions. During XIXIMI-5, the intervals for the NN stock at 150 m in CE, NE, AE, and Poseidon stations were 530–900, 210–530, 55–210, and 20–80 mmol m^{-2} , respectively (**Figure 10** and **Table S2**).

The variability within groups is well represented with CE stations given that four cyclonic eddies that influenced nine stations were present in the sampling grid during XIXIMI-5 (**Figure 1**). As the CE of the Bay of Campeche influenced six stations, we were also able to explore the variability within a given eddy. For example, the difference in the NN stock at 150 m between stations H46 (located in the Bay of Campeche) and B18 (located in the LC) was 142 mmol m^{-2} (**Figure 10**). Although altimetric and hydrographic measurements indicated that station B18 was under relatively intense cyclonic influence, its NN stock was lower than that of station H46. Differences in nutrient stocks between stations in the LC domain and stations of the interior of the gulf are likely due to the fact that respiration in the subsurface water of the LC is lower than in the water of the interior of the gulf (**Figure 1E**), where less oxygenated waters due to respiration are observed in the Bay of Campeche (Jochens and DiMarco, 2008; Cervantes-Díaz et al., 2022). Within the CE of the Bay of Campeche, differences as large as 310 mmol m^{-2} were observed

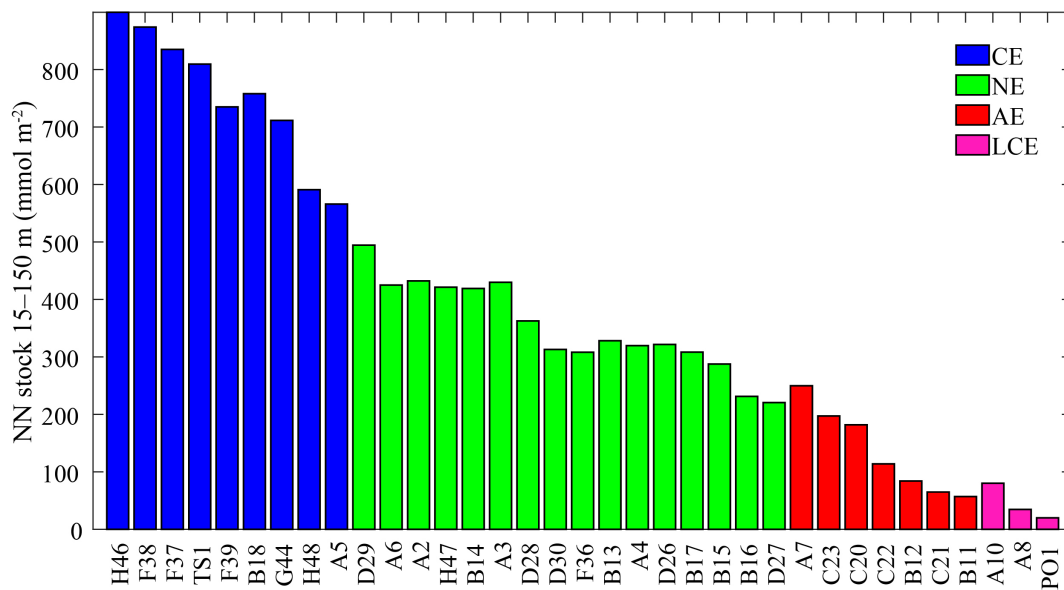


FIGURE 10 | Depth-integrated NN from 15 to 150 m ($NN_{int-150}$, $mmol\ m^{-2}$) of profiles interpolated by the PCHIP method. The blue, green, red, and magenta bars correspond to the cyclonic (CE), no eddy (NE), anticyclonic (AE), and Poseidon groups, respectively. The stations were ranked based on $NN_{int-200}$ from highest (H46) to lowest (PO1) as in **Figure 4**.

between stations H46 and H48. As indicated by the depth of the 20°C isotherm (83 m in H46 and 117 m in H48), the differences in NN stocks resulted from the differences in the locations of stations with respect to the eddy core. Similarly, with respect to the position of the eddy core, contrasting NN stocks between AE stations were observed, as was the case with Poseidon stations PO1 ($Z_{CT20} = 312$ m) and A10 ($Z_{CT20} = 207$ m) with a difference of $\sim 60\ mmol\ m^{-2}$. This value is small when compared with differences in the Bay of Campeche eddy; however, the NN stock in A10 was four times the stock in PO1, which probably resulted in a difference in primary production. Finally, the difference in the average NN stock at the cores of Poseidon (27 $mmol\ m^{-2}$) and Olympus (69 $mmol\ m^{-2}$) likely reflects the increase in NN content during the journey of Olympus towards the western gulf, which took place over several months (Meunier et al., 2018; Sosa-Gutiérrez et al., 2020). Such increases likely result from isopycnal relaxation and vertical mixing (Sosa-Gutiérrez et al., 2020) in addition to the increased respiration in subsurface waters as LCEs age (Jochens and DiMarco, 2008; Cervantes-Díaz et al., 2022).

Although our campaign was not eddy-centric, the density of the sampling grid was sufficient to capture the spatial variability of water column properties due to mesoscale eddies in the deep-water region of the gulf. The NN stock in background waters is apparently well characterized with a value of $\sim 350\ mmol\ m^{-2}$, as indicated by the low variability among stations within this group (**Figure 4A**). On the other hand, considering that Poseidon was the most intense LCE in the last two decades (Sosa-Gutiérrez et al., 2020) and that it was sampled when it had recently detached, the value of 20 $mmol\ m^{-2}$ estimated at its core is probably a reference limit for the lowest NN stock at 150 m that may be found in AEs in the GM. During XIXIMI-5,

the ageing Olympus was located near the western slope and was only characterized by four stations, with a maximum of 114 $mmol\ m^{-2}$ (C22). This value likely depended on the location of the station with regard to the eddy core, and higher stocks may have been observed near the edges. To the best of our knowledge, Biggs and Müller-Karger (1994) published the only eddy-centric study reporting NN concentrations in both AEs and CEs in the northwestern GM from which we estimated the NN stock (see their **Figures 2B, 7B**). Estimates for AEs were mostly 55–200 $mmol\ m^{-2}$ (although a maximum of 300 $mmol\ m^{-2}$ was obtained) and ~ 800 –1200 $mmol\ m^{-2}$ in the case of CEs. The higher values observed in some stations by Biggs & Müller-Karger (1994) with respect to the upper limits for AEs and CEs in our study may be due to differences in the positions of stations with respect to the eddy edge, the degree of eddy dissipation during interactions with the continental slope, and the sampling season, among others.

Primary production estimates $< 100\ g\ C\ m^{-2}\ yr^{-1}$ that are mostly based on satellite chlorophyll-a measurements indicate that the offshore waters in the GM are oligotrophic (Heileman and Rabalais, 2009; Müller-Karger et al., 2015; Damien et al., 2018). The relatively low productivity of the GM is largely determined by the limited supply of nutrients, particularly dissolved inorganic nitrogen, to the euphotic zone in this marginal sea (Gomez et al., 2018; Howe et al., 2020; Kim et al., 2020). However, the GM is less oligotrophic than the subtropical gyres of the North Atlantic and North Pacific oceans (Huston and Wolvertson, 2009). This difference may be partially explained by the larger NN stock in the euphotic zone in the GM that resulted in average values in background waters of $\sim 350\ mmol\ m^{-2}$ in our study. Based on the NN profiles reported by Bahamón and Cruzado (2003) and Cianca et al. (2007), we estimated an

NN stock range of 60–170 mmol m⁻² in background waters in the North-East and North-West Atlantic Ocean and an interval of 2–100 mmol m⁻² in the North Pacific Central Gyre from the data obtained from Seki et al. (2001); Bidigare et al. (2003); Rii et al. (2008); Huang and Xu (2018). The differences in the NN stock in the upper 150 m between the gulf and the central gyres are the result of a shallower and steeper nitracline in the GM (Omand and Mahadevan, 2015). Consequently, CEs in the gulf show higher mean NN stocks (~ 750 mmol m⁻²) than the CEs in the central Pacific (50–450 mmol m⁻²; Seki et al., 2001; Bidigare et al., 2003; Rii et al., 2008; Huang and Xu, 2018), making them important transient bodies of water that drive relatively high primary production. While CEs play important roles in primary production in the GM, their contributions to the N budget in the euphotic zone have yet to be evaluated.

4.4 Nitracentric and Hydrographic Classification of CLIVAR Section A22 in the Caribbean Sea

The analysis of CLIVAR Section A22 in the Caribbean Sea (supplementary material, **Figure S7**) indicates that our classification methodology is efficient to detect stations under the influence of mesoscale eddies in areas where these structures play important roles in controlling the spatial distribution of water properties. As indicated from the analysis of the winter campaign in the GM, the results of the spring campaign in section A22 also indicate that the station classification (and thus NN profile and stock predictions) works better when comparing hydrographic data corresponding to similar stratification conditions, that is, when stratified conditions (warm seasons) are separated from winter mixing conditions (cold seasons). Clearly, if the nitracentric and hydrographic classifications are to be applied to other regions, the BFV and NN_{int-z} intervals must be defined based on local hydrographic conditions.

5 CONCLUSION

Mesoscale eddies play important roles in determining the availability of nutrients in the upper layer of the ocean and consequently influence important biogeochemical processes that operate in the euphotic zone and upper mesopelagic layer. Due to the ubiquity of these structures in the deep-water region of the GM, it is highly probable that when oceanographic surveys are conducted with regional coverage, such as the one in this study, some sampling stations will be under the influence of these structures. Although satellite altimetry is a useful tool for locating mesoscale eddies, SLA and ADT do not reflect the magnitude of the influence of mesoscale eddies on the NN stock with the same clarity as hydrographic data. The BFVs and NN_{int-z} were highly correlated and produced excellent classifications of the sampling stations into NE, CE, and AE groups. These classifications are more effective for studying the effects of mesoscale eddies on nutrient distributions and those of other biogeochemical and hydrographic properties than classifications based on the criteria that have been previously used in the GM, such as the depth of the 6°C isotherm.

Through third order polynomials and the BFVs, the NN stock and vertical NN profiles can be well predicted in the interval of 100–500 m. Thus, the BFVs that are obtained with CTD measurements at the time of the cast, such as the depth of the 20°C isotherm or the 26 kg m⁻³ isopycnal, will allow researchers to determine if a station is under the influence of a CE or AE or if it is free of eddy influence at the time of sampling. In addition, our results permit estimates of the NN stock, which are valuable for studies of primary production and the physical and biogeochemical drivers of planktonic community dynamics in the GM, including numerical modeling studies (Biddanda and Benner, 1997; Williams et al., 2015). Additionally, the correlations presented in this study allow for NN profiles to be reconstructed from the large number of existing hydrographic profiles of the GM, such as those available in the APEX float database (Pasquero de Fommervault et al., 2017) or the detailed hydrographic profiles that were recently obtained with gliders inside specific eddies like the LCE Poseidon (Sosa-Gutiérrez et al., 2020). These reconstructed NN profiles will improve coverage within the gulf and improve physical-biogeochemical models by providing improved definitions of regional open-boundary conditions, minimizing the use of relatively large-scale nutrient climatologies that require extending the numerical model domain and computational cost. Our results can be used to calibrate nitrate sensors mounted on BGC-Argo profiling floats for future measurements in the GM.

The nitracentric and hydrographic classification methodology developed in our study is useful for classifying stations based on the influence of mesoscale eddies and vertical NN content, and may be applied to other oligotrophic deep-water regions, such as the central region of the Caribbean Sea, where mesoscale eddies play important roles in controlling the distributions of hydrographic and biogeochemical properties.

DATA AVAILABILITY STATEMENT

The discrete dataset (nitrate + nitrite) for this article is available from Camacho-Ibar, Muñoz Anderson, Ávila López, and Hakspiel Segura (2021): Water column nitrate+nitrite and phosphate from samples collected during the XIXIMI-5 oceanographic cruise in the Gulf of Mexico in June 2016. PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.934036>. Continuous CTD data are available upon request to the corresponding author or the Consorcio de Investigación del Golfo de México (CIGoM, sherkza@cigom.org), which owns the data.

AUTHOR CONTRIBUTIONS

JV-A performed data analysis, developed the methodology and wrote the initial draft. VC-I acquired the funding, took part in the discussions, data analysis, and modified the manuscript. RD took part in the data analysis. RD, AT-C, JV-G, and EL-S participated to the discussions and contributed to the

improvement of the manuscript. All authors contributed to the article and approved the submitted version.

FUNDING

This research was funded by the Mexican National Council for Science and Technology-Mexican Ministry of Energy-Hydrocarbon Fund [project number 201441]. This is a contribution of the Gulf of Mexico Research Consortium (CIGoM). We acknowledge PEMEX's specific request to the Hydrocarbon Fund to address the environmental effects of oil spills in the Gulf of Mexico. JV-A thanks the Mexican National Council for Science and Technology (CONACyT) for the PhD scholarship [grant number 932232]. Moreover, he thanks the Mexican government and OEA for the scholarship PAEC CONACyT-OEA-AMEXCID received in 2018.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank Mauricio Muñoz-Anderson and María del Carmen Ávila-López for dissolved inorganic nutrient analyses. We thank the crew and scientists of the research vessel involved in

REFERENCES

- Abdulla, C. P., Alsaafani, M. A., Alraddadi, T. M., and Albarakati, A. M. (2016). Estimation of Mixed Layer Depth in the Gulf of Aden: A New Approach. *PLoS One* 11 (10), e0165136. doi: 10.1371/journal.pone.0165136
- Armstrong, F. A. J., Stearns, C. R., and Strickland, J. D. H. (1967). The Measurement of Upwelling and Subsequent Biological Process by Means of the Technicon Autoanalyzer® and Associated Equipment. *Deep Sea Res. Oceanogr. Abstracts* 14 (3), 381–389. doi: 10.1016/0011-7471(67)90082-4
- Assassi, C., Morel, Y., Vandermeersch, F., Chaigneau, A., Pegliasco, C., Morrow, R., et al. (2016). An Index to Distinguish Surface- and Subsurface-Intensified Vortices From Surface Observations. *J. Phys. Oceanogr.* 46 (8), 2529–2552. doi: 10.1175/JPO-D-15-0122.1
- Bahamón, N., and Cruzado, A. (2003). Modelling Nitrogen Fluxes in Oligotrophic Environments: NW Mediterranean and NE Atlantic. *Ecol. Model.* 163, 223–244. doi: 10.1016/S0304-3880(03)00007-3
- Barone, B., Coenen, A., Beckett, S. J. R., Weitz, J., and Karl, D. (2019). The Ecological and Biogeochemical State of the North Pacific Subtropical Gyre Is Linked to Sea Surface Height. *J. Mar. Res.* 77, 215–245. doi: 10.1357/002224019828474241
- Benitez-Nelson, C. R., and McGillicuddy, D. J. (2008). Mesoscale Physical–Biological–Biogeochemical Linkages in the Open Ocean: An Introduction to the Results of the E-Flux and EDDIES Programs. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 55 (10), 1133–1138. doi: 10.1016/j.dsr2.2008.03.001
- Biddanda, B., and Benner, R. (1997). Major Contribution From Mesopelagic Plankton to Heterotrophic Metabolism in the Upper Ocean. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 44 (12), 2069–2085. doi: 10.1016/S0967-0637(97)00045-9
- Bidigare, R. R., Benitez-Nelson, C., Leonard, C. L., Quay, P. D., Parsons, M. L., Foley, D. G., et al. (2003). Influence of a Cyclonic Eddy on Microheterotroph Biomass and Carbon Export in the Lee of Hawaii. *Geophys. Res. Lett.* 30, 51–54. doi: 10.1029/2002GL016393
- Biggs, D. C., and 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. Ocean* 99 (C4), 7371–7384. doi: 10.1029/93JC02153

sampling and processing. MDT_CNES-CLS18 data were produced by Collecte Localisation Satellites (CLS) Space Oceanography Division and distributed by the Archiving, Validation, and Interpretation of Satellite Oceanographic Data (Aviso+), with support from the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES; <https://www.aviso.altimetry.fr/>). Satellite altimeter data was provided by Ssalto/Duacs with the support of CNES and distributed by the Copernicus Marine and Environment Monitoring Service (CMEMS). The XIXIMI-5 bottle dataset for this research can be accessed at Pangaea (<https://doi.org/10.1594/PANGAEA.934036>). JV-A thanks the PhD program in Coastal Oceanography of the Facultad de Ciencias Marinas (FCM) and Instituto de Investigaciones Oceanológicas (IIO) of the Universidad Autónoma de Baja California (UABC). We thank the Reviewers for their positive comments and careful reviews, which helped to improve the manuscript.

SUPPLEMENTARY MATERIAL

The Supplementary Material for this article can be found online at: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/fmars.2022.827574/full#supplementary-material>

- Brokaw, R. J., Subrahmanyam, B., Trott, C. B., and Chaigneau, A. (2020). Eddy Surface Characteristics and Vertical Structure in the Gulf of Mexico From Satellite Observations and Model Simulations. *J. Geophys. Res. Ocean.* 125 (2), e2019JC015538. doi: 10.1029/2019JC015538
- Bunge, L., Ochoa, J., Badan, A., Candela, J., and Sheinbaum, J. (2002). Deep Flows in the Yucatan Channel and Their Relation to Changes in the Loop Current Extension. *J. Geophys. Res. Ocean.* 107 (C12), 26-1–26–27. doi: 10.1029/2001JC001256
- Cervantes-Díaz, G. Y., Hernández-Ayón, J. M., Zirino, A., Herzka, S. Z., Camacho-Ibar, V., Norzagaray, O., et al. (2022). Understanding Upper Water Mass Dynamics in the Gulf of Mexico by Linking Physical and Biogeochemical Features. *J. Mar. Syst.* 225, 103647. doi: 10.1016/j.jmarsys.2021.103647
- Chang, Y.-L., and Oey, L.-Y. (2012). Why Does the Loop Current Tend to Shed More Eddies in Summer and Winter? *Geophys. Res. Lett.* 39, L050605. doi: 10.1029/2011GL050773
- Chen, X., Schallenberg, C., Phillips, H., and Chase, Z. (2021). Biogeochemical Characteristics of Eddies in the East Australian Current Depend on Eddy Type, History and Location. *J. Mar. Syst.* 216, 103512. doi: 10.1016/j.jmarsys.2021.103512
- Cianca, A., Helmke, P., Mouriño, B., Rueda, M. J., Llinás, O., and Neuer, S. (2007). Decadal Analysis of Hydrography and *In Situ* Nutrient Budgets in the Western and Eastern North Atlantic Subtropical Gyre. *J. Geophys. Res. Ocean.* 112 (C7), C07025. doi: 10.1029/2006JC003788
- Damien, P., Pasqueron de Fommervault, O., Sheinbaum, J., Jouanno, J., Camacho-Ibar, V., and 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 (4), 2592–2614. doi: 10.1002/2017JC013456
- Dorado, S., Rooker, J., Wissel, B., and Quigg, A. (2012). Isotope Baseline Shifts in Pelagic Food Webs of the Gulf of Mexico. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 464, 37–49. doi: 10.3354/meps09854
- Dukhovskoy, D. S., Leben, R. R., Chassignet, E. P., Hall, C. A., Morey, S. L., and Nedbor-Gross, R. (2015). Characterization of the Uncertainty of Loop Current Metrics Using a Multidecadal Numerical Simulation and Altimeter Observations. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 100, 140–158. doi: 10.1016/j.dsr.2015.01.005

- Durán-Campos, E., Salas de Leon, D., Monreal-Gómez, M., and 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. doi: 10.1016/j.seares.2017.03.013
- Echeverri-García, L., del, P., Daudén-Bengoia, G., Compaire, J. C., Jiménez-Rosenberg, S. P. A., Pérez-Brunius, P., et al. (2022). Variability of Fish Larvae Assemblages Relative to Mesoscale Features in the Deep Water Region of the Southern Gulf of Mexico. *Hydrobiologia* 849, 1471–1493. doi: 10.1007/s10750-022-04797-w
- Elliott, B. A. (1982). Anticyclonic Rings in the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.* 12 (11), 1292–1309. doi: 10.1175/1520-0485(1982)012<1292:ARITGO>2.0.CO;2
- Fritsch, F. N., and Carlson, R. E. (1980). Monotone Piecewise Cubic Interpolation. *SIAM J. Numer. Anal.* 17 (2), 238–246. doi: 10.1137/0717021
- Fu, L.-L., Chelton, D. B., Le Traon, P.-Y., and Morrow, R. (2010). Eddy Dynamics From Satellite Altimetry. *Oceanography* 23 (4), 14–25. doi: 10.5670/oceanog.2010.02
- Gaube, P., Braun, C. D., Lawson, G. L., McGillicuddy, D. J., Penna, A. D., Skomal, G. B., et al. (2018). Mesoscale Eddies Influence the Movements of Mature Female White Sharks in the Gulf Stream and Sargasso Sea. *Sci. Rep.* 8 (1), 7363. doi: 10.1038/s41598-018-25565-8
- Gomez, F. A., Lee, S.-K., Liu, Y., Hernandez, F. J., Müller-Karger, F. E., and Lamkin, J. T. (2018). Seasonal Patterns in Phytoplankton Biomass Across the Northern and Deep Gulf of Mexico: A Numerical Model Study. *Biogeosciences* 15 (11), 3561–3576. doi: 10.5194/bg-15-3561-2018
- Hamilton, P., Fargion, G., and Biggs, D. (1999). Loop Current Eddy Paths in the Western Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.* 29, 1180–1207. doi: 10.1175/1520-0485(1999)029<1180:LCEPIT>2.0.CO;2
- Hamilton, P., Leben, R., Bower, A., Furey, H., and Pérez-Brunius, P. (2018). Hydrography of the Gulf of Mexico Using Autonomous Floats. *J. Phys. Oceanogr.* 48 (4), 773–794. doi: 10.1175/JPO-D-17-0205.1
- Heileman, S., and Rabalais, N. (2009). *XV-50 Gulf of Mexico: LME# 5. The UNEP Large Marine Ecosystem Report. A Perspective on the Changing Condition in LMEs of the World's Regional Seas* Vol. 182 (Nairobi, Kenya: UNEP Regional Seas Report and Studies), 673–688.
- Hernández-Hernández, N., Aristegui, J., Montero, M. F., Velasco-Senovilla, E., Baltar, F., Marrero-Díaz, Á, et al. (2020). Drivers of Plankton Distribution Across Mesoscale Eddies at Submesoscale Range. *Front. Mar. Sci.* 7, 667. doi: 10.3389/fmars.2020.00667
- Hernández-Sánchez, O. G., Camacho-Ibar, V. F., Fernández Álamo, M. A., and Herzka, S. Z. (2022). Nitrogen Sources (NO₃- vs N₂ Fixation) Inferred From Bulk δ¹⁵N Values of Zooplankton From the Deep Water Region of the Gulf of Mexico. *J. Plankton Res.* 44 (1), 48–67. doi: 10.1093/plankt/fbab089
- Howe, S., Miranda, C., Hayes, C. T., Letscher, R. T., and Knapp, A. N. (2020). The Dual Isotopic Composition of Nitrate in the Gulf of Mexico and Florida Straits. *J. Geophys. Res. Oceans*. 125 (9), e2020JC016047. doi: 10.1029/2020JC016047
- Hsu, A. C., Boustany, A. M., Roberts, J. J., Chang, J.-H., and Halpin, P. N. (2015). Tuna and Swordfish Catch in the U.S. Northwest Atlantic Longline Fishery in Relation To Mesoscale Eddies. *Fish. Oceanogr.* 24 (6), 508–520. doi: 10.1111/fog.12125
- Huang, P.-Q., Lu, Y.-Z., and Zhou, S.-Q. (2018). An Objective Method for Determining Ocean Mixed Layer Depth With Applications to WOCE Data. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 35 (3), 441–458. doi: 10.1175/JTECH-D-17-0104.1
- Huang, J., and Xu, F. (2018). Observational Evidence of Subsurface Chlorophyll Response to Mesoscale Eddies in the North Pacific. *Geophys. Res. Lett.* 45 (16), 8462–8470. doi: 10.1029/2018GL078408
- Huston, M. A., and Wolverton, S. (2009). The Global Distribution of Net Primary Production: Resolving the Paradox. *Ecol. Monogr.* 79 (3), 343–377. doi: 10.1890/08-0588.1
- Hydes, D. J., Aoyama, M., Aminot, A., Bakker, K., Becker, S., Coverly, S., et al. (2010). Determination of Dissolved Nutrients (N, P, Si) in Seawater With High Precision and Inter-Comparability Using Gas-Segmented Continuous Flow Analyzers. Go-sh. Repeat Hydrogr. Man. A Collect. Expert Reports Guidel. IOCCP Rep. No 14, ICPO Publ. Ser. No. 134, version 1, 2010.
- Jochens, A. E., and DiMarco, S. F. (2008). Physical Oceanographic Conditions in the Deepwater Gulf of Mexico in Summer 2000–2002. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 55 (24), 2541–2554. doi: 10.1016/j.dsr2.2008.07.003
- Jolliffe, J. K., Kindle, J. C., Penta, B., Helber, R., Lee, Z., Shulman, I., et al. (2008). On the Relationship Between Satellite-Estimated Bio-Optical and Thermal Properties in the Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 113, G01024. doi: 10.1029/2006JG000373
- Kim, J., Chapman, P., Rowe, G., DiMarco, S. F., and 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. *Ocean Sci.* 16 (1), 45–63. doi: 10.5194/os-16-45-2020
- Lee-Sánchez, E., Camacho-Ibar, V. F., Velásquez-Aristizábal, J. A., Valencia-Gasti, J. A., and Samperio-Ramos, G. (2022). Impacts of Mesoscale Eddies on the Nitrate Distribution in the Deep-Water Region of the Gulf of Mexico. *J. Mar. Syst.* 229, 103721. doi: 10.1016/j.jmarsys.2022.103721
- Linacre, L., Durazo, R., Camacho-Ibar, V. F., Selph, K. E., Lara-Lara, J. R., Mirabal-Gómez, U., et al. (2019). Picoplankton Carbon Biomass Assessments and Distribution of Prochlorococcus Ecotypes Linked to Loop Current Eddies During Summer in the Southern Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res. Ocean.* 124 (11), 8342–8359. doi: 10.1029/2019JC015103
- Linacre, L., Lara-Lara, R., Camacho-Ibar, V., Herguera, J. C., Bazán-Guzmán, C., and 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. Pap.* 106, 55–67. doi: 10.1016/j.dsr.2015.09.009
- McGillicuddy, D. J. (2015). Formation of Intrathermocline Lenses by Eddy-Wind Interaction. *J. Phys. Oceanogr.* 45 (2), 606–612. doi: 10.1175/JPO-D-14-0221.1
- McGillicuddy, D. J. (2016). Mechanisms of Physical-Biological-Biochemical Interaction at the Oceanic Mesoscale. *Annu. Rev. Marine Sci.* 8 (1), 125–159. doi: 10.1146/annurev-marine-010814-015606
- McGillicuddy, D. J., and Robinson, A. R. (1997). Eddy-Induced Nutrient Supply and New Production in the Sargasso Sea. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 44 (8), 1427–1450. doi: 10.1016/S0967-0637(97)00024-1
- McGillicuddy, D. J., Robinson, A. R., Siegel, D. A., Jannasch, H. W., Johnson, R., Dickey, et al. (1998). Influence of Mesoscale Eddies on New Production in the Sargasso Sea. *Nature* 394 (6690), 263–266. doi: 10.1038/28367
- Meunier, T., Pallás-Sanz, E., Tenreiro, M., Portela, E., Ochoa, J., Ruiz-Angulo, A., et al. (2018). The Vertical Structure of a Loop Current Eddy. *J. Geophys. Res. Ocean.* 123 (9), 6070–6090. doi: 10.1029/2018JC013801
- Müller-Karger, F., Smith, J., Werner, S., Chen, R., Roffer, M., Liu, Y., et al. (2015). Natural Variability of Surface Oceanographic Conditions in the Offshore Gulf of Mexico. *Prog. Oceanogr.* 134, 54–76. doi: 10.1016/j.pocean.2014.12.007
- Omand, M. M., and Mahadevan, A. (2015). The Shape of the Oceanic Nitracline. *Biogeosciences* 12 (11), 3273–3287. doi: 10.5194/bg-12-3273-2015
- Oschlies, A., and Garçon, V. (1998). Eddy-Induced Enhancement of Primary Production in a Model of the North Atlantic Ocean. *Nature* 394(6690), 266–269. doi: 10.1038/28373
- Pasqueron de Fommervault, O., Perez-Brunius, P., Damien, P., Camacho-Ibar, V., and Sheinbaum, J. (2017). Temporal Variability of Chlorophyll Distribution in the Gulf of Mexico: Bio-Optical Data From Profiling Floats. *Biogeosciences* 14 (24), 5647–5662. doi: 10.5194/bg-14-5647-2017
- Pérez-Brunius, P., García-Carrillo, P., Dubranna, J., Sheinbaum, J., and Candela, J. (2013). Direct Observations of the Upper Layer Circulation in the Southern Gulf of Mexico. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 85, 182–194. doi: 10.1016/j.dsr2.2012.07.020
- Portela, E., Tenreiro, M., Pallás-Sanz, E., Meunier, T., Ruiz-Angulo, A., Sosa-Gutiérrez, R., et al. (2018). Hydrography of the Central and Western Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res. Ocean.* 123 (8), 5134–5149. doi: 10.1029/2018JC013813
- Rii, Y. M., Brown, S. L., Nencioli, F., Kuwahara, V., Dickey, T., Karl, D. M., et al. (2008). The Transient Oasis: Nutrient-Phytoplankton Dynamics and Particle Export in Hawaiian Lee Cyclones. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 55 (10), 1275–1290. doi: 10.1016/j.dsr2.2008.01.013
- Rudnick, D. L., Gopalakrishnan, G., and Cornuelle, B. D. (2015). Cyclonic Eddies in the Gulf of Mexico: Observations by Underwater Gliders and Simulations by Numerical Model. *J. Phys. Oceanogr.* 45 (1), 313–326. doi: 10.1175/JPO-D-14-0138.1
- Salmerón-García, O., Zavala-Hidalgo, J., Mateos-Jasso, A., and Romero-Centeno, R. (2011). Regionalization of the Gulf of Mexico From Space-Time Chlorophyll-A Concentration Variability. *Ocean Dyn.* 61 (4), 439–448. doi: 10.1007/s10236-010-0368-1
- Sarma, V. V. S. S., Jagadeesan, L., Dalabehera, H. B., Rao, D. N., Kumar, G. S., Durgadevi, D. S., et al. (2018). Role of Eddies on Intensity of Oxygen Minimum Zone in the Bay of Bengal. *Cont. Shelf Res.* 168, 48–53. doi: 10.1016/j.csr.2018.09.008

- Schmitz, W. J. Jr. (2005). "Cyclones and Westward Propagation in the Shedding of Anticyclonic Rings From the Loop Current." *Washingt. DC Am. Geophys. Union Geophys. Monogr. Ser.* 161, 241–261. doi: 10.1029/161GM18
- Seki, M. P., Polovina, J. J., Brainard, R. E., Bidigare, R. R., Leonard, C. L., and Foley, D. G. (2001). Biological Enhancement at Cyclonic Eddies Tracked With GOES Thermal Imagery in Hawaiian Waters. *Geophys. Res. Lett.* 28 (8), 1583–1586. doi: 10.1029/2000GL012439
- Shropshire, T. A., Morey, S. L., Chassignet, E. P., Bozec, A., Coles, V. J., Landry, M. R., et al. (2020). Quantifying Spatiotemporal Variability in Zooplankton Dynamics in the Gulf of Mexico With a Physical–Biogeochemical Model. *Biogeosciences* 17 (13), 3385–3407. doi: 10.5194/bg-17-3385-2020
- Sosa-Gutiérrez, R., Pallás-Sanz, E., Jouanno, J., Chaigneau, A., Candela, J., and 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.* 125, e2019JC015397. doi: 10.1029/2019JC015397
- Williams, A. K., McInnes, A. S., Rooker, J. R., and Quigg, A. (2015). Changes in Microbial Plankton Assemblages Induced by Mesoscale Oceanographic Features in the Northern Gulf of Mexico. *PLoS One* 10 (9), e0138230. doi: 10.1371/journal.pone.0138230
- Zavala-Hidalgo, J., Morey, S. L., O'Brien, J. J., and Zamudio, L. (2006). On the Loop Current Eddy Shedding Variability. *Atmosfera* 19, 41–48.
- Conflict of Interest:** The authors declare that the research was conducted in the absence of any commercial or financial relationships that could be construed as a potential conflict of interest.
- Publisher's Note:** All claims expressed in this article are solely those of the authors and do not necessarily represent those of their affiliated organizations, or those of the publisher, the editors and the reviewers. Any product that may be evaluated in this article, or claim that may be made by its manufacturer, is not guaranteed or endorsed by the publisher.

Copyright © 2022 Velásquez-Aristizábal, Camacho-Ibar, Durazo, Valencia-Gasti, Lee-Sánchez and Trasviña-Castro. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (CC BY). The use, distribution or reproduction in other forums is permitted, provided the original author(s) and the copyright owner(s) are credited and that the original publication in this journal is cited, in accordance with accepted academic practice. No use, distribution or reproduction is permitted which does not comply with these terms.

CAPÍTULO 2

**FLUJOS DIFUSIVOS, CONVECTIVOS Y POR
BOMBEO POR REMOLINO DE NITRATO +
NITRITO A LA ZONA EUFÓTICA DE LA
REGIÓN OCEÁNICA DEL GOLFO DE
MÉXICO**

CAPÍTULO 2. FLUJOS DIFUSIVOS, CONVECTIVOS Y POR BOMBEO POR REMOLINO DE NITRATO + NITRITO A LA ZONA EUFÓTICA DE LA REGIÓN OCEÁNICA DEL GOLFO DE MÉXICO

2.1 INTRODUCCIÓN

En los mares oligotróficos como el Golfo de México, el nitrato + nitrito (NN) está agotado cerca de la superficie por el consumo de productores primarios, luego, en la termoclina, su concentración aumenta rápidamente con la profundidad como resultado de la respiración de la materia orgánica (Damien et al., 2018; Gong et al., 2017; Omand and Mahadevan, 2015). Como resultado, se produce una capa superficial caracterizada por una alta disponibilidad de luz y agotada en nutrientes seguida de una capa más profunda con baja luz y rica en nutrientes (Beckmann and Hense, 2007; Bock et al., 2022; Cornec et al., 2021b; Dugdale, 1967). En mares oligotróficos, la disponibilidad vertical de nutrientes en estas capas está notablemente modulada por remolinos de mesoescala a través del mecanismo eddy-pumping que provoca un levantamiento o hundimiento de las isopícnas y con ellas, un desplazamiento vertical de la nutriclina (Chen et al., 2021; Hernández-Hernández et al., 2020; Huang & Xu, 2018; McGillicuddy & Robinson, 1997; Sarma et al., 2018). Estos desplazamientos verticales conllevan a un mayor o menor contenido de nitrógeno inorgánico en la capa superior de la columna de agua en remolinos ciclónicos (CEs) o remolinos anticiclónicos (AEs), respectivamente (Biggs and Müller-Karger, 1994; Lee-Sánchez et al., 2022; McGillicuddy, 2016; McGillicuddy and Robinson, 1997).

Cerca de la zona de transición entre estas capas se presentan máximos profundos de clorofila (DCMs) bien definidos que también están modulados por remolinos de mesoescala (Cornec et al., 2021b), especialmente durante el periodo de mayor estratificación de la columna de agua (Estrada et al., 1993). Bajo condiciones óptimas de luz y nutrientes, como ocurre en CEs en el GM (Lee-Sánchez et al., 2022; Velásquez-Aristizábal et al., 2022), se observan DCMs correspondientes a máximos profundos de biomasa de fitoplancton (Beckmann and Hense, 2007; Cornec et al., 2021b). En contraste, en los DCMs observados en AEs se presenta un incremento en la concentración de clorofila-a ([chl-a]) como respuesta a bajos niveles de luz, pero sin una acumulación de biomasa fitoplanctónica (Letelier et al., 2004; Mignot et al., 2014). Así, los DCMs en AEs típicamente representan máximos

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

profundos de fotoaclimatación (Cornec et al., 2021b). Sin embargo, pese a que en el golfo se ha reportado que el DCM es más somero en CEs que en AEs y que prácticamente no se forma durante las condiciones de invierno (Damien et al., 2018; Lee-Sánchez et al., 2022; Pasqueron de Fommervault et al., 2017), se estableció que esta característica del perfil vertical de [chl-a] podría corresponder más a un máximo profundo de fotoaclimatación, aun en CEs (Pasqueron de Fommervault et al., 2017). No obstante, si se considera que el máximo profundo de fluorescencia (DFM) es un proxy del DCM y del máximo profundo de biomasa (Lee-Sánchez et al., 2022; Linacre et al., 2019; Lorenzen, 1966), el análisis del contenido de NN, de la profundidad de la nitraclina (Z_N) y del DFM en estaciones influenciadas por intensos CEs y por AEs desprendidos de la Corriente del Lazo (LCEs) en disipación (Lee-Sánchez et al., 2022) sugiere que podrían formarse máximos profundos de biomasa en CEs durante todo el año, particularmente en verano.

Durante las condiciones de verano en el GM, se han reportado resultados opuestos en términos de la posición relativa del DFM respecto a Z_N . Por un lado, en un estudio de estaciones selectas conducido por Lee-Sánchez et al. (2022) observaron que el DFM coincide con Z_N en LCEs en disipación o se encuentra ubicado por debajo de Z_N en CEs. Por otro lado, en un estudio realizado a nivel de cuenca, Pasqueron de Fommervault et al. (2017) observaron que el DCM siempre estuvo por encima de Z_N en CEs y AEs durante el verano. Estos resultados, sin embargo, podrían estar relacionados con la elección del criterio para determinar Z_N que fue definido como la profundidad a la cual $NN = 0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en Lee-Sánchez et al. (2022), mientras que fue definido como la profundidad de la isopicna de 25.5 kg m^{-3} en Pasqueron de Fommervault et al. (2017). Así, dado que Z_N obtenida con ambos criterios, por ejemplo, puede ser de 56 m (o 78 m) en CEs y de 97 m (o 149 m) en LCEs durante el invierno usando el criterio de $NN = 0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (isopicna de 25.5 kg m^{-3} ; ver Tabla 4 en Lee-Sánchez et al., 2022), es claro que el criterio elegido para estimar dicha profundidad podría tener implicaciones importantes en el cálculo de otras variables como los flujos difusivos de N y, por tanto, en la comprensión de los procesos biogeoquímicos en el GM.

El estudio de la nitraclina y sus principales características como la Z_N , la pendiente (m_N) y la curvatura (C_N) en estaciones oceanográficas muestreadas en diferentes épocas del año y bajo influencia de CEs y AEs permite comprender mejor su papel respecto a la formación

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

del DCM/DFM en el golfo. Además, la caracterización de la nitraclina permite determinar la magnitud del suministro de NN a la zona eufótica a través de mecanismos físicos de abasto como el flujo difusivo, particularmente durante condiciones sostenidas de estratificación (Gong et al., 2017; Omand and Mahadevan, 2015). Dado que las características de la nitraclina están relacionadas principalmente con la forma del perfil vertical de NN, son menos sensibles a sobre o subestimaciones de un perfil completo de NN (Cornec et al., 2021a). Es decir, si en cada punto de un perfil de NN se suma o resta un valor constante de NN producto de una sobre o subestimación obtenida analíticamente o estimada por modelación numérica, al final, esta adición o sustracción de NN solo “trasladará” el perfil en el eje horizontal, pero no alterará las características de la nitraclina. Por lo tanto, dichas características permitirán hacer estimaciones confiables de flujos de N inorgánico a la zona eufótica y establecer comparaciones de dichos flujos con otras cuencas.

La Z_N define el límite superficial de la nitraclina y físicamente depende del grado de estratificación de la columna de agua, de la magnitud de la transferencia de momento desde capas más profundas debido al estrés del viento, del bombeo de Ekman, de la advección vertical por procesos de surgencia y/o de la mezcla convectiva invernal (Gong et al., 2017; Omand and Mahadevan, 2015). Además, Z_N está influenciada por remolinos de mesoescala que profundizan (AEs) o elevan (CEs) la picnoclina (Bock et al., 2022; Cornec et al., 2021b; Pasqueron de Fommervault et al., 2017), condicionando el abasto de nitrato a la zona eufótica y, consecuentemente, la profundidad y magnitud del DCM (Biggs and Müller-Karger, 1994; Huang and Xu, 2018; Pasqueron de Fommervault et al. 2017). Al mismo tiempo, el DCM, particularmente en condiciones de verano, actúa como “trampa de nutrientes” disminuyendo el flujo difusivo de NN hacia la zona eufótica, y profundizando continuamente la nitraclina (Gong et al., 2017). En la literatura se han propuesto varios criterios para definir Z_N en función de la concentración de NN en la capa superficial del océano. Por ejemplo, Z_N se ha definido como la profundidad a la cual se alcanzan 0.05, 0.1, 0.5, 1.0, 2.0, 5.0 o hasta 12 μM de N (Bock et al., 2022; Cermeño et al., 2008; Cianca et al., 2007; Cornec et al., 2021b, 2021a; Cullen and Eppley, 1981; Koeve et al., 1993; Linacre et al., 2019, 2015; Martin and Pondaven, 2003; Omand and Mahadevan, 2015). Sin embargo, dadas las características oligotróficas del GM, la Z_N se ha definido como la profundidad donde se encuentra una

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

concentración de NN igual a $1.0 \mu\text{M}$ de N (Linacre et al., 2015) o de $0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (Cianca et al., 2007; Lee-Sánchez et al., 2022; Letscher and Villareal, 2018; Linacre et al., 2019).

Para el GM se ha reportado que, bajo condiciones de verano, la Z_N se encuentra en el intervalo de 75 a 85 m en aguas sin efectos de remolinos, mientras que puede ser desplazada hasta ~ 50 m de profundidad por CEs de la región de Campeche o ser profundizada hasta los ~ 100 m en LCEs en decadencia como Olympus, o a más de 120 m en LCEs en etapa de intensificación como Poseidón (Lee-Sánchez et al., 2022; Velásquez-Aristizábal et al., 2022). La marcada diferencia de Z_N entre CEs y LCEs en el GM, donde se ha reportado que la profundidad de la zona eufótica (Zeu) en aguas oceánicas es mayor a 100 m (Biddanda and Benner, 1997; Lee-Sánchez et al., 2022; Linacre et al., 2019, 2015; Velásquez-Aristizábal et al., 2022), indica que existe un mayor stock NN disponible para los procesos de producción primaria en CEs durante condiciones de verano (Lee-Sánchez et al., 2022; Velásquez-Aristizábal et al., 2022). Durante el invierno, sin embargo, la profundización de la capa de mezcla (MLD) puede ser mayor que Z_N en LCEs en disipación (Lee-Sánchez et al., 2022), indicando que la mezcla invernal puede erosionar la nitraclina incrementando el stock de NN disponible para procesos de producción primaria en la zona iluminada del GM. Desde una perspectiva de promedios climatológicos mensuales y a escala de cuenca, Pasqueron de Fommervault et al. (2017) mostraron que la Z_N no presenta patrones estacionales en CEs ni AEs, aunque sus resultados muestran que los CEs tienen una Z_N más somera.

Por su parte, la m_N , que corresponde al gradiente vertical (o gradiente isopical) de NN, es un proxy de los flujos difusivos de N hacia la Zeu (Bock et al., 2022; Cornec et al., 2021a; Gong et al., 2017) que dependen más de la magnitud de esta característica de la nitraclina que de los gradientes de densidad que regulan los procesos de difusión turbulenta (Bahamón et al., 2003; Bahamón and Cruzado, 2003; Omand and Mahadevan, 2015). Aun así, la m_N es una característica del perfil de NN que ha sido menos estudiada que la Z_N . En algunas regiones, cuando se presenta un cambio abrupto entre la capa superficial agotada en NN y la capa con un gradiente uniforme de NN se observa un perfil lineal de NN cuya m_N es la pendiente de la línea recta que define a la nitraclina (Omand and Mahadevan, 2015). Cuando la transición entre ambas capas es gradual, se observa una curvatura en la región de la nitraclina que puede ser estudiada con ajustes polinomiales (Omand and Mahadevan, 2015). Sin embargo, la “forma funcional” del perfil de NN se modifica cuando se grafica el valor de

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

esta variable contra la profundidad o contra la anomalía de densidad potencial, por lo que puede modificar el valor de m_N . Promedios climatológicos mensuales y a escala de cuenca de m_N en el GM sugieren que esta característica de la nitraclina es menor en AEs, por lo que el flujo difusivo de N hacia Zeu en estos remolinos probablemente es menor o nulo en LCEs en etapa de intensificación y/o durante el verano cuando la columna de agua está estratificada (Lee-Sánchez et al., 2022; Pasqueron de Fommervault et al., 2017).

La C_N que representa la curvatura, es decir, la forma gráfica o forma funcional de la nitraclina, es una característica del perfil de NN que está relacionada con la intensidad de los flujos difusivos de NN hacia la Zeu que también ha sido poco estudiada. C_N depende no solo de m_N , sino que también de la forma del perfil de NN que varía con la variable independiente (profundidad o densidad) que sea empleada para graficar el perfil. Mediante un estudio global, Omand and Mahadevan (2015) analizaron la relación de las características de la nitraclina con la anomalía de densidad potencial (σ_0) debido a la fuerte asociación que tiene con NN (Siegel et al., 1999; Strickland, 1970). Estos investigadores demostraron que las características de la nitraclina varían en función de la latitud, la temporada del año y el tipo de cuenca oceánica. Por ejemplo, puede inferirse de sus resultados que el GM presenta Z_N más someras y mayores m_N que otras cuencas oligotróficas (Omand and Mahadevan, 2015). Sin embargo, la relación de NN con σ_0 , estudiada globalmente por Omand and Mahadevan (2015), disminuye o elimina el efecto de los remolinos de mesoescala e influye en el cálculo de Z_N , m_N y C_N impactando las estimaciones de los flujos verticales de N hacia la zona eufótica. Por lo tanto, si se desea entender el efecto que tienen los CEs y AEs sobre las características de la nitraclina y los flujos verticales de N hacia la zona eufótica del GM, se debe estudiar las propiedades de la nitraclina en función de la profundidad. Así, una adecuada selección de los criterios y/o metodologías para estimar Z_N , m_N y C_N permitirá comprender mejor los flujos verticales de NN y, en consecuencia, los procesos biogeoquímicos relacionados con la producción primaria en el golfo.

El stock de NN que es suministrado a la zona eufótica a través de diferentes mecanismos, como se indicó previamente, está estrechamente relacionado con las características de la nitraclina, con la MLD, particularmente en invierno, y con la posición de Zeu. Algunos procesos importantes de abasto de NN desde capas subsuperficiales enriquecidas en nitrato son (1) el flujo difusivo producido por un gradiente de concentración entre Z_N y la capa más

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

superficial, (2) el flujo convectivo producido por la mezcla convectiva invernal y (3) el flujo advectivo producido por el levantamiento de la nitraclina a través del mecanismo eddy-pumping (Bahamón et al., 2003; Bahamón and Cruzado, 2003; Cianca et al., 2007; Forryan et al., 2012; Pasqueron de Fommervault et al., 2017; Siegel et al., 1999). De acuerdo con lo expuesto previamente, la magnitud de estos flujos verticales de N a la zona eufótica cambiará con el cambio de Z_{eu} y de m_N que está estrechamente relacionado con la elección de Z_N . Así, para la realización de balances de N en la zona iluminada a escala de cuenca, la cuantificación del abasto de NN desde aguas subsuperficiales en cuencas oligotróficas con fuerte presencia de remolinos de mesoescala como el GM requiere no solo de la estimación o medición de parámetros como la Z_{eu} , la MLD, la m_N , el coeficiente de difusión turbulenta (K_z), sino que también requiere de la identificación de CEs y AEs que afectan de manera diferente la dirección, intensidad y magnitud de estas variables y con ellas, las de los flujos de NN.

Por lo tanto, se espera que (1) la estimación de m_N con un enfoque remolino-céntrico siguiendo la metodología propuesta por Omand and Mahadevan (2015), (2) la cuantificación de Z_N como la profundidad a la cual $NN \approx 0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ y (3) la estimación de Z_{eu} satelitalmente para representar la variabilidad esperada en diferentes lugares de la región oceánica del golfo [se suele considerar la base de Z_{eu} como una profundidad fija de 150 m; Lee-Sánchez et al., 2022; Linacre et al., 2019, 2015; Velásquez-Aristizábal et al., 2022] produzcan resultados más precisos en la estimación de (1) los valores de la Z_N y Z_{eu} , (2) la posición relativa de la Z_N , la MLD, el DFM y la Z_{eu} en la columna de agua y (3) los flujos difusivos de N hacia Z_{eu} en CEs, aguas sin efecto de remolinos (NEs) y en AEs con respecto a los resultados obtenidos por Pasqueron de Fommervault et al. (2017) para el GM. Además, se espera que una mejor cuantificación de estas variables permita obtener una mejor estimación del aporte de nitrógeno inorgánico a la zona eufótica por otros mecanismos como el producido por la mezcla convectiva invernal y el bombeo por remolino.

En este estudio realizado con datos de nutrientes y variables hidrográficas de los cruceros XIXIMI-3 a XIXIMI-7 se emplearon diferentes aproximaciones para cuantificar algunos de los parámetros antes mencionados. La Z_{eu} fue estimada aplicando diferentes parametrizaciones matemáticas (Lee et al., 2007; Middelburg, 2019; Morel, 1988; Morel et al., 2007) a bases de datos satelitales de [chl-a] y del coeficiente de atenuación vertical de la radiación fotosintéticamente activa (K_{dPAR}). La MLD fue calculada mediante la aplicación

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

de métodos que emplean los perfiles verticales de temperatura y densidad (Abdulla et al., 2016; de Boyer Montégut, 2004; Huang et al., 2018). La m_N fue estimada a partir de ajustes polinomiales y lineales del perfil vertical de NN (interpolado con la profundidad) adaptando la metodología propuesta por Omand and Mahadevan (2015). Por su parte, el K_z fue estimado a partir de las parametrizaciones propuestas por Bahamón and Cruzado (2003) que se basan en Osborn (1980), por Omand and Mahadevan (2015) y por Ryabov et al. (2010), pero que fueron modificadas para adaptarlas a nuestro estudio. La clasificación de estaciones de acuerdo con la influencia de CEs, NEs y AEs (a veces separadas en LCEs en diferentes etapas de formación y en AEs del interior del golfo) fue realizada con la clasificación nitracéntrica propuesta en el Capítulo 1 (Velásquez-Aristizábal et al., 2022).

Las metodologías empleadas para la cuantificación de los aportes de NN a la zona iluminada del golfo por flujos difusivos, por mezcla invernal y por bombeo por remolino fueron adaptadas de las metodologías propuestas por Siegel et al. (1999) y seguidas por Cianca et al. (2007) en las estaciones BATS y ESTOC ubicadas en el giro subtropical del Atlántico Norte. Una vez estimados los flujos de N, se realizó un balance de masa incorporando otras fuentes/mecanismos de abasto de nitrógeno orgánico a la zona eufótica del GM como la fijación de nitrógeno atmosférico (Holl et al., 2007; Mulholland et al., 2014, 2006), los flujos difusivos isopícnos (fueron una simplificación y aproximación de lo reportado para BATS por Cianca et al., 2007 y por Siegel et al., 1999) y la advección horizontal de NN que ingresa por la Corriente del Lazo (McGillicuddy et al., 2003). Además, se emplearon datos de producción nueva para determinar la equivalencia respecto al ingreso de nutrientes nuevos (Damien et al., 2018; McGillicuddy et al., 2003). Por último, se emplearon tasas de exportación de nitrógeno orgánico particulado, así como tasas de exportación de nitrógeno por la excreción de amonio por parte del zooplancton, ambas medidas con trampas de sedimentos en la región noreste del golfo (Kelly et al., 2021).

A continuación se presentan los resultados y discusiones obtenidos a partir del cálculo de los flujos de N hacia la zona eufótica de la región de aguas profundas del GM que son producidos por mecanismos difusivo, por mezcla convectiva invernal y por bombeo por remolinos (eddy-pumping). Además, se presentan los resultados y discusiones de los cálculos de la Zeu, la MLD, el DCM y de las características de la nitraclina, determinantes para la estimación de dichos flujos de N.

2.2 MATERIALES Y MÉTODOS

2.2.1 Datos hidrográficos

En este estudio se emplearon datos de estaciones de la región de aguas profundas del Golfo de México (GM, 20–25° N and 86–97° W) colectados durante tres cruceros oceanográficos de verano, uno de invierno y uno de primavera. El crucero de invierno fue realizado del 19 de febrero al 10 de marzo de 2013 (XIXMI-3), los tres cruceros de verano fueron realizados del 27 de agosto al 16 de septiembre de 2015 (XIXMI-4), del 10 al 25 de junio de 2016 (XIXMI-5) y del 18 de agosto a 10 de septiembre de 2017 (XIXIMI-6), mientras que el crucero de primavera fue realizado del 09 mayo a 07 de junio de 2019 (XIXMI-7). Las muestras fueron obtenidas en una parte representativa de las estaciones oceanográficas pertenecientes a la malla mostrada en la Figura 2.1. Se obtuvieron perfiles verticales de conductividad, temperatura, presión y fluorescencia de 32, 46, 35, 38 y 19 muestras hidrográficas de XIXIMI-3 a XIXMI-7, respectivamente, usando un CTD Seabird 9 Plus calibrado de fábrica con sensores duales de temperatura y conductividad. Para la cuantificación de la concentración de nitrato más nitrito (NN) se colectaron muestras de agua con botellas Niskin de 12 L en 12 profundidades nominales que variaron de acuerdo con la profundidad máxima muestreada en cada estación. Así, los lances hechos a profundidades menores o iguales a 1000 m se llamaron “lances someros” y tuvieron profundidades nominales de 10, 20, 50, máximo de clorofila, 100, 150, 250, 300, mínimo de oxígeno, 600, 800, and 1000 m. Los lances con profundidades superiores a 1000 m se llamaron “lances profundos” y tuvieron profundidades nominales de 10, 50, máximo de clorofila, 150, mínimo de oxígeno, 600, 800, 1000, 1200, 2000, 2500 m y fondo.

La profundidad de la capa de mezcla (*Mixed layer depth*, MLD) fue calculada a través del método de la variancia relativa (Huang et al., 2018), el método del segmento (Abdulla et al., 2016) y el método de umbrales de densidad (de Boyer Montégut, 2004), procedimientos que emplean los perfiles verticales de temperatura y densidad. El máximo profundo de fluorescencia (*Deep fluorescence maximum*, DFM) fue obtenido directamente de los datos de CTD extrayendo la profundidad donde se presenta la máxima fluorescencia.

Para los cruceros de verano y primavera la NN se determinó con un autoanalizador de nutrientes flujo segmentado AA3-HR (Seal Analytical, Fareham, UK) empleando el método

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

de Armstrong et al. (1967) y de acuerdo con el protocolo descrito en el *GO-SHIP Repeat Hydrography Manual* (Hydes et al., 2010). Por su parte, la NN de XIXIMI-3 se determinó con un autoanalizador de nutrientes de flujo segmentado Skalar San-Plus (Skalar Analytic BV, De Breda, The Netherlands), siguiendo el protocolo descrito por Gordon et al. (1993) y las modificaciones propuestas por Armstrong et al. (1967). La precisión y exactitud del método analítico de los datos de NN de XIXIMI-4 a XIXIMI-7 se determinaron con mediciones repetidas de los materiales de referencia para nutrientes en agua de mar de los lotes CC y CD (Kanso Technos Co., Ltd., Osaka, Japan), mientras que la precisión y exactitud de XIXIMI-3 se determinó con mediciones repetidas de los materiales de referencia certificados para nutrientes en agua de mar MOOS-2 del *Canadian Research Council*. Se asignaron banderas de calidad a los datos y solo se usaron aquellos etiquetados con buena calidad. Pueden encontrarse más detalles de los métodos analíticos y de las campañas oceanográficas en Cervantes-Díaz et al. (2022), Hernández-Sánchez et al. (2022), Lee-Sánchez et al. (2022) y Linacre et al. (2015, 2019).

Para la determinación de la profundidad de la zona eufótica (Zeu) “observada” se emplearon datos de radiación fotosintéticamente activa (PAR) obtenidos con sensores adaptados al CTD durante las campañas XIXIMI-5 y XIXIMI-7, y, además, se emplearon datos de Zeu obtenidos con disco de Secchi durante dos campañas oceanográficas también realizadas en el GM del 04 al 23 de marzo de 2016 (Malla Fina 1; 16 estaciones) y del 19 al 29 de septiembre del 2016 (Malla Fina 2; 16 estaciones).

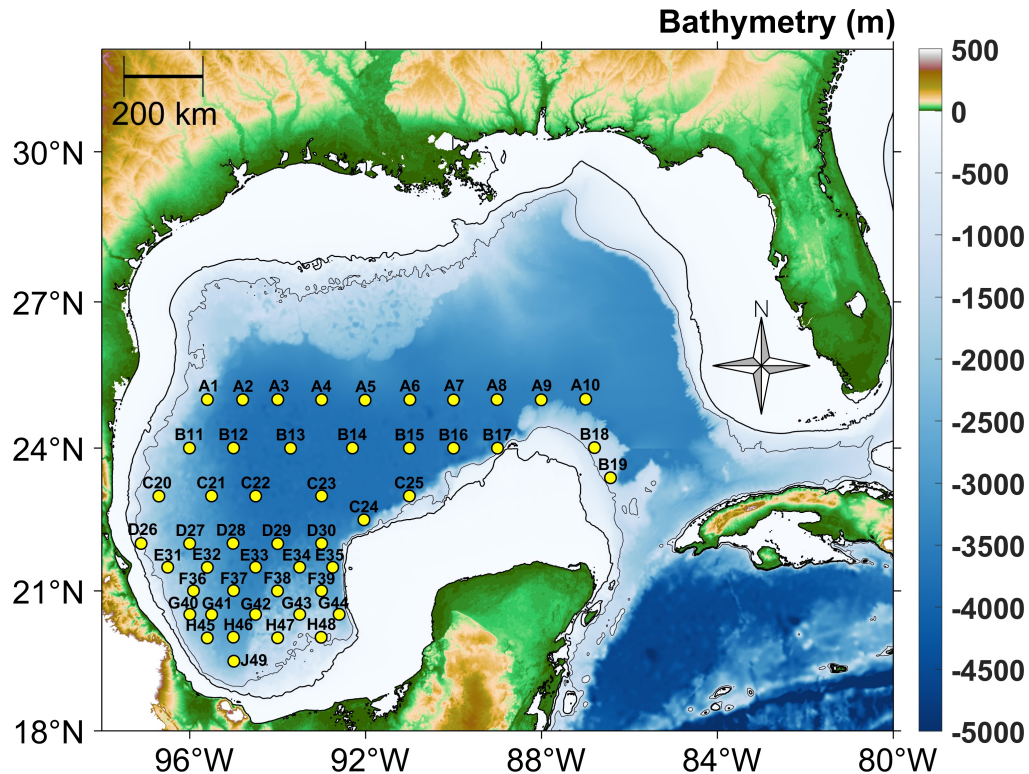


Figure 2.1. Batimetría de la región de aguas profundas del GM con las 49 estaciones oceanográficas que componen la malla canónica de muestreo. En este estudio se eligieron 32, 46, 35, 38 y 19 muestras hidrográficas de XIXIMI-3 a XIXIMI-7, respectivamente. Las líneas negras muestran las isobatas de -200 y -1000 m.

2.2.2 Datos satelitales

La Zeu empleada en este estudio fue elegida luego de comparar resultados observados con datos estimados a partir de cuatro parametrizaciones matemáticas disponibles en la literatura (Lee et al., 2007; Middelburg, 2019; Morel, 1988; Morel et al., 2007) que usan datos satelitales de la concentración superficial de clorofila a ($[chl_a]$) o del coeficiente de atenuación vertical de luz a 490 nm $[K_d(490)]$ para derivar Zeu. La $[chl_a]$ se obtuvo de un compuesto mensual en el periodo de enero de 2003 a septiembre de 2020 con una resolución espacial de 4 x 4 km y con un nivel de procesamiento L3SMI disponible en el servidor de datos de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) conocido como ERDDAP (<https://coastwatch.pfeg.noaa.gov/erddap/griddap/erdMH1chlamday.html>). Los valores de $K_d(490)$ correspondieron a un compuesto diario para el periodo del 09 de abril de 1997 al 31 de diciembre de 2019 con una resolución espacial de 4 x 4 km y con un nivel de procesamiento L4 disponible en COPERNICUS

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

(https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/OCEANCOLOUR_GLO_OPTICS_L4_REP_OBSERVATIONS_009_081/INFORMATION).

Para la detección y seguimiento de remolinos ciclónicos (CEs) y anticiclónicos (AEs) presentes en el GM se empleó la versión *delayed-time version 2.0 Experimental* (DT 2.0exp) del atlas de trayectorias de remolinos de mesoescala (*Mesoscale Eddy Trajectory Atlas Product*) obtenido de AVISO (<https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/data-access.html>) para el periodo del 01 de enero de 2011 al 15 de octubre de 2019 y que tiene una resolución temporal diaria y espacial de 25 x 25 km. El tiempo de residencia de AEs y CEs en estaciones de los cruceros XIXIMI se determinó con videos generados a partir de imágenes de la anomalía del nivel del mar (SLA) obtenidas de un compuesto diario en el periodo del 01 de enero de 2010 al 31 de diciembre de 2019 con una resolución de 25 x 25 km (<http://marine.copernicus.eu/>). A las imágenes de SLA se les removió el componente estérico sustrayendo el promedio espacial diario de la SLA a cada medición de SLA.

2.2.3 Cálculo de Zeu

La profundidad de la capa eufótica se calculó en la región del GM cuyas aguas se clasifican como aguas oceánicas (*case 1*) dado que sus propiedades ópticas están exclusivamente dominadas por el contenido de fitoplancton y sus derivados (Morel, 1988). Para el cálculo, se probaron tres parametrizaciones matemáticas de Zeu con [chl_a] propuestas por Morel et al. (2007; ecuación 2.1), Lee et al. (2007; ecuación 2.2) y Morel (1988; ecuación 2.3). Además, dado que Zeu se define como la profundidad a la cual la PAR se reduce al 1% del valor superficial (Kirk, 1994; Morel, 1988), también fue calculada combinando la ley de Beer-Lambert (ecuación 2.4; Middelburg, 2019) con la relación empírica entre el K_d(490) y el coeficiente de atenuación vertical de luz PAR [K_d(PAR)] propuesto por Morel et al. (2007; ecuación 2.5).

$$\log_{10}(Z_{eu}) = 1.524 - 0.436\log_{10}[\text{chl}_a] - 0.0145(\log_{10}[\text{chl}_a])^2 \quad (2.1)$$

$$Z_{eu} = 34.0[\text{chl}_a]^{-0.390} \quad (2.2)$$

$$Z_{eu} = 38.0[\text{chl}_a]^{-0.428} \quad (2.3)$$

$$Z_{eu} = \frac{2\ln(10)}{K_d(\text{PAR})} \quad (2.4)$$

$$K_d(\text{PAR}) = 0.0864 + 0.884K_d(490) - 0.00137[K_d(490)]^{-1} \quad (2.5)$$

Se calcularon los ciclos medios anuales de Zeu para la región del GM cuya batimetría es mayor o igual a 200 m (fuera de la plataforma continental) y se compararon con las medias de los datos observados de Zeu en las estaciones de las campañas XIXIMI-5, XIXIMI-7, Malla Fina 1 y Malla Fina 2. Se eligieron la base de datos satelital y la parametrización matemática que mejor representaron las observaciones de Zeu. Posteriormente, se determinaron las distribuciones espaciales de los ciclos medios anuales y estacionales de Zeu en la región de aguas profundas del golfo.

2.2.4 Determinación de las características de la nitraclina

2.2.4.1 Intervalo de la nitraclina

Para determinar las características de la nitraclina se definió un intervalo de profundidad y de σ_0 que se llamó “intervalo de la nitraclina” y que se delimitó por Z_N y 400 m (o la σ_0 correspondiente a 400 m; Figura 2.2). Se eligió la profundidad de 400 m por ser un valor cercano al límite inferior del intervalo que contiene al mínimo de oxígeno de la Tropical Atlantic Central Water (Portela et al., 2018) y por estar típicamente ubicado antes del máximo de NN encontrado en la Antarctic Intermediate Water en el GM (AAIW, Morrison et al., 1983), por lo que es un límite de profundidad suficiente para caracterizar la nitraclina en el GM. El intervalo de la nitraclina puede variar según Z_N y/o la anomalía de densidad potencial correspondiente a 400 m, por lo que puede ser afectado por remolinos de mesoescala en el GM (Figura 2.2).

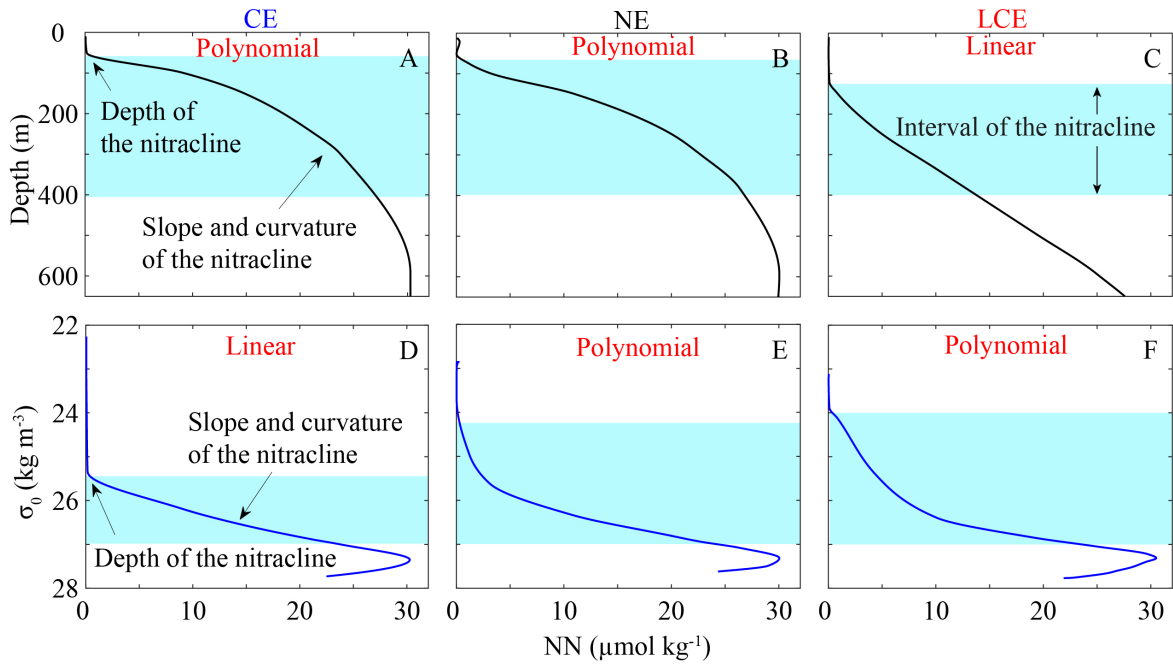


Figure 2.2. Características de la nitraclina cuando se grafica (A-C) NN vs. profundidad (m) y (D-F) NN vs. anomalía de densidad potencial (σ_0 ; kg m^{-3}). El área cian representa el intervalo de la nitraclina ubicado en tres estaciones (A, D) bajo influencia de CEs, (B, E) sin influencia de remolinos y (D, F) bajo influencia de AEs. En cada figura se describe en rojo si la pendiente y la curvatura de la nitraclina son lineales o polinomiales en el intervalo cian.

2.2.4.2 Características de la nitraclina

Para todas las estaciones de los 5 cruceros XIXIMI se calcularon la profundidad, pendiente y curvatura de la nitraclina de dos maneras, la primera empleando los perfiles de NN vs. profundidad (Z) y la segunda usando los perfiles de NN vs. σ_0 (Figura 2.2). Se siguió un procedimiento similar al desarrollado por Omand & Mahadevan (2015), pero empleando ajustes polinomiales de orden 1 (lineal), 2 y 3 (Tabla 2.1).

Tabla 2.1. Ajustes polinomiales empleados para determinar las propiedades de la nitraclina Z_N , m_N y C_N

Polynomial fit ^p	Depth (Z_N) ^q	Slope (m_N)
$NN_{i,j}(X) = c_{i,j}X + d_{i,j}$	$\frac{0.5 - d_{i,j}}{c_{i,j}}$	$ c_{i,j} $
$NN_{i,j}(X) = b_{i,j}X^2 + c_{i,j}X + d_{i,j}$	$\min[b_{i,j}X^2 + c_{i,j}X + d_{i,j} - NN_{i,j}(0.5) = 0]$	$ 2b_{i,j}(X_f - X_0) $
$NN_{i,j}(X) = a_{i,j}X^3 + b_{i,j}X^2 + c_{i,j}X + d_{i,j}$	$\min[a_{i,j}X^3 + b_{i,j}X^2 + c_{i,j}X + d_{i,j} - NN_{i,j}(0.5) = 0]$	$ 2b_{i,j}(X_f - X_0) + 3a_{i,j}(X_f^2 - X_0^2) $

^p X puede ser Z o σ_0 de la estación “i” del crucero “j”.

^q: cuando X = σ_0 , entonces se obtiene la profundidad correspondiente

f: valor de Z o σ_0 a los 400 m

0: valor de Z o σ_0 en Z_N

La pendiente y curvatura de la nitraclina pueden ser lineales o polinomiales indistintamente de si se emplea a la profundidad o a σ_0 como variable independiente (vertical; Figura 2.2). De esta manera, una misma estación puede tener m_N y C_N polinomiales (lineales) cuando se grafica NN vs. profundidad, pero estas características de la nitraclina pueden ser lineales (polinomiales) cuando se grafica NN vs. σ_0 , tal como se muestra en la Figura 2.2A y 2.2D (Figura 2.2C y 2.2F). También puede ocurrir que m_N y C_N sean polinomiales cuando se grafica NN vs. profundidad o NN vs. σ_0 (Figura 2.2B y 2.2E). Estas variaciones de las características de la nitraclina pueden o no estar influenciadas por los remolinos de mesoescala (Figura 2.2).

2.2.4.2.1 Profundidad, curvatura y pendiente de la nitraclina

La profundidad de la nitraclina se eligió (texto suplementario S2.1) luego de explorar concentraciones de NN entre 0.3 y 0.7 $\mu\text{mol N kg}^{-1}$, intervalo centrado en 0.5 $\mu\text{mol kg}^{-1}$, concentración de NN usada en el GM y en el Atlántico Nororiental por otros investigadores para determinar Z_N (Cianca et al., 2007; Lee-Sánchez et al., 2022; Letscher and Villareal, 2018; Linacre et al., 2019; Velásquez-Aristizábal et al., 2022). Z_N también fue calculada como la profundidad de la anomalía de densidad potencial más profunda en la que está agotado NN, es decir, justo antes de que empiece a incrementar NN con σ_0 (Omand and Mahadevan, 2015). Esta exploración se hizo para determinar un valor “criterio” de NN que pudiera representar las variaciones que la profundidad de la nitraclina tiene según el efecto o no de los remolinos de mesoescala en los XIXIMIS 3 al 7. Una vez determinada la concentración de NN como criterio para la elección de la profundidad de la nitraclina, se estableció el intervalo de la nitraclina de cada estación y se calcularon todas las características de la nitraclina. Por su parte, la curvatura de la nitraclina, que es una variable cualitativa que representa la forma gráfica del perfil de NN en el intervalo de la nitraclina, se estableció con un índice de curvatura (IC_N) adimensional positivo calculado con la ecuación 2.6. El IC_N representa la “desviación de la linealidad” en el intervalo de la nitraclina, por lo que $IC_N > 1$ indica que el perfil de NN es no lineal en dicho intervalo, mientras que $0 < IC_N \leq 1$ representa un perfil de NN lineal.

$$IC_N = \left| \frac{m_N}{\left(\frac{\Delta N}{\Delta X}\right)} \right| \quad 2.6$$

La pendiente de la nitraclina se obtuvo de dos maneras, la primera calculando las pendientes $\Delta N/\Delta Z$ y $\Delta N/\Delta\sigma_0$ y la segunda derivando el ajuste polinomial de NN respecto a la profundidad o a la anomalía de densidad potencial (Tabla 2.1). El resultado numérico de ambas pendientes se obtuvo evaluándolas en los puntos límites del intervalo de la nitraclina (Tabla 2.1, Figura 2.2). Finalmente, para cada estación se calculó una variable llamada *skill* que representa la bondad de los ajustes polinomiales (Tabla 2.1) y se obtiene con el error cuadrático medio normalizado (ecuación 2.7; Omand and Mahadevan, 2015). Un ajuste polinomial pobre produce un *skill* < 0.8 , mientras que un *skill* ≥ 1 indica un buen ajuste de

los datos predichos de NN respecto a los observados. El skill fue combinado junto con el índice de curvatura para elegir la curvatura de la nitraclina de acuerdo con el diagrama de la Figura S2.1.

$$skill = 1 - \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(NN_{i,obs} - NN_{i,p})^2}{(NN_{i,obs})^2}} \quad 2.7$$

Donde “n” representa el total de puntos en el intervalo de la nitraclina, $NN_{i,obs}$ y $NN_{i,p}$ corresponden a los valores de NN observados y predichos en cada punto “i” del intervalo de la nitraclina, respectivamente.

2.2.5 Determinación de flujos de NN hacia la zona eufótica por diferentes mecanismos

Con el propósito de estimar algunas fuentes de abasto de NN hacia la zona eufótica de la región oceánica del golfo, se calcularon (1) los flujos difusivos de NN empleando tres parametrizaciones del coeficiente de difusión turbulenta, (2) los flujos de NN producidos por el mecanismo eddy-pumping y, finalmente, (3) el flujo de NN producido por la mezcla convectiva invernal. Los resultados de los flujos de NN, así como de otras variables involucradas en sus cálculos fueron procesados estadísticamente. A continuación, se describe la metodología seguida para el cálculo de estos tipos de flujos de NN.

2.2.5.1 Flujos difusivos de NN

Los flujos difusivos de NN (F_N) se calcularon con la primera ley de Fick (ecuación 2.8; (Bahamón et al., 2003; Bahamón and Cruzado, 2003; Kelly et al., 2021; Omand and Mahadevan, 2015; Pasqueron de Fommervault et al., 2017) en diferentes intervalos de profundidad: Zeu, $Zeu \pm 10$ m, 100 ± 10 m y 150 ± 10 m.

$$F_N(z) = K_z \frac{dNN}{dz} \quad 2.8$$

Donde K_z corresponde al coeficiente de difusión turbulenta en función de la profundidad y fue estimado empleando la parametrización propuesta por Omand and Mahadevan (2015; ecuación 2.9), pero que fue modificada en este estudio para calcular y no fijar el valor del parámetro Z_w .

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

$$K_z = K_{z,min} + \frac{K_{z,max}}{2} \left\{ 1 - \operatorname{Tanh} \left[\frac{2\pi(Z-MLD)}{Z_w} \right] \right\} \quad 2.9$$

$K_{z,min}$, y $K_{z,max}$ corresponden a los coeficientes de difusión turbulenta mínimo y máximo, mientras que Z_w corresponde a un factor de escala que Omand and Mahadevan (2015) aproximaron a 200 m argumentando que no tiene efecto sobre sus cálculos. En este estudio, sin embargo, Z_w fue calculado de la ecuación 2.9 teniendo en cuenta que, en superficie ($Z = 0$), se obtiene el máximo valor del coeficiente de difusión turbulenta ($K_z = K_{z,max}$), tal como se ha mostrado previamente (Bahamón et al., 2003; Bahamón and Cruzado, 2003; Kelly et al., 2021; Omand and Mahadevan, 2015). Luego de evaluar estas condiciones en la ecuación 2.9 y de la manipulación algebraica, se obtuvo Z_w (ecuación 2.10) y con ella se obtuvo K_z (ecuación 2.11). La ecuación 2.11 es una contribución de este estudio en tanto que es una nueva aproximación para estimar K_z .

$$Z_w = \frac{4\pi MLD}{\operatorname{Ln} \left(\frac{K_{z,max} - K_{z,min}}{K_{z,min}} \right)} \quad 2.10$$

$$K_z = K_{z,min} + K_{z,max} \left[\frac{(K_{z,min})^{\left(\frac{Z-MLD}{MLD}\right)}}{(K_{z,max} - K_{z,min})^{\left(\frac{Z-MLD}{MLD}\right)} + (K_{z,min})^{\left(\frac{Z-MLD}{MLD}\right)}} \right] \quad 2.11$$

Los valores límites de K_z empleadas en este estudio ($K_{z,min} = 0.1 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ y $K_{z,max} = 1.0 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$) también fueron usados por Omand and Mahadevan (2015) y Gong et al. (2017). Estos valores límite de K_z representan un intervalo que contiene al valor de $0.15 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ empleado por Pasqueron de Fommervault et al. (2017) para estimar el F_N en aguas oceánicas del GM influenciadas por CEs y AEs. Finalmente, el F_N se calculó sustituyendo la ecuación 2.12 en la ecuación 2.8. En el texto suplementario S2.2 se discute ésta más otras dos aproximaciones de K_z también modificadas de la literatura.

$$F_N = \left\{ K_{z,min} + K_{z,max} \left[\frac{(K_{z,min})^{\left(\frac{Z-MLD}{MLD}\right)}}{(K_{z,max} - K_{z,min})^{\left(\frac{Z-MLD}{MLD}\right)} + (K_{z,min})^{\left(\frac{Z-MLD}{MLD}\right)}} \right] \right\} \frac{dNN}{dZ} \quad 2.12$$

Finalmente, los flujos difusivos de NN fueron calculados y separados por grupos de estaciones CE, NE, AE y Canal de Yucatán.

2.2.5.2 Flujos de NN producidos por el mecanismo eddy-pumping

Los flujos producidos por el mecanismo eddy-pumping (F_{N-EP}) fueron calculados luego de adaptar la metodología propuesta por Siegel et al. (1999) en la estación de BATS, metodología que posteriormente fue aplicada por Cianca et al. (2007) en BATS y ESTOC, ambas estaciones ubicadas en el giro subtropical del Atlántico Norte. Estos investigadores emplearon altimetría satelital para detectar los CEs que pasaron por las estaciones. Así, determinaron el tiempo que la anomalía del nivel del mar (SLA) permaneció negativa y, dado que tenían perfiles verticales de NN cada mes, estimaron el equivalente de NN suministrado a la zona eufótica por la influencia de los CEs sobre ambas estaciones. En nuestro caso, la resolución temporal de las campañas XIXIMI (como mínimo 1 año) no permitió hacer este cálculo por lo que la metodología se adaptó de acuerdo con las siguientes premisas. El tiempo en el que cada CE influyó una estación fue determinado calculando el tiempo que SLA no estérica se mantuvo negativa y disminuyendo con el tiempo en cada estación influenciada por un CE a partir de datos de altimetría satelital (figuras y videos) al igual que lo hecho por Siegel et al. (1999) y Cianca et al. (2007; texto suplementario S2.3). La cantidad de NN (stock) bombeada por CEs en una estación dada fue calculada entre superficie y los valores mínimo, promedio y máximo de Zeu obtenidos por estación una semana antes, durante y una semana después de ser influenciada por un CE, justo antes o durante el tiempo de muestreo.

La cantidad de NN efectivamente bombeada por un CE se calculó restando el stock de NN entre la superficie y Zeu de cada estación ciclónica y el stock de NN calculado del perfil vertical promedio del grupo de estaciones NE de cada crucero, pero obtenido entre superficie y cada valor de Zeu de la estación ciclónica (texto suplementario S2.3). Para ello, se aplicó la clasificación nitracéntrica de las estaciones de los cinco cruceros XIXIMI y se construyeron los perfiles verticales promedio de grupos de estaciones CE, NE y AE, tal como se hizo en el Capítulo 1 (Velásquez-Aristizábal et al., 2022). Finalmente, el F_{N-EP} se calculó para los valores mínimo, promedio y máximo de Zeu a través de la ecuación 2.13.

$$F_{N-EP} = \frac{\int_{sup}^{Zeu^{CE}} NN(Z)_{CE_sta} dZ - \int_{sup}^{Zeu^{CE}} \overline{NN(Z)}_{NE} dZ}{t} \quad 2.13$$

Para que esta metodología tenga sentido, se requiere suponer que el exceso de NN que es observado en CEs respecto a aguas sin efecto de remolino no ha sido usado para procesos de producción primaria o, si fue usado, ya fue remineralizado (Siegel et al., 1999). Es decir, se

debe suponer que el tiempo en el que un CE influencia una estación es mayor que el tiempo de consumo de NN por productores primarios y posterior remineralización de la materia orgánica (Siegel et al., 1999).

2.2.5.3 Flujos de NN producidos por mezcla convectiva invernal

Al igual que con el cálculo de los flujos de NN producidos por CEs, la estimación de los flujos de NN debido a la mezcla convectiva invernal (F_{N-WC}) se hizo adaptando la metodología seguida por Siegel et al. (1999) y Cianca et al. (2007) en las estaciones de BATS y ESTOC. Nuevamente, la metodología original requiere una resolución temporal no obtenida con los cruceros XIXIMI de los que, además, solo se usó una campaña de invierno en este estudio (XIXIMI-3). Por lo tanto, para la aplicación de la metodología se supuso que los resultados obtenidos para los perfiles verticales de NN en las estaciones pertenecientes a la malla de muestreo de XIXIMI-3, son generalizables a otras temporadas de invierno. Esto supone, por ejemplo, ignorar el efecto de oscilaciones temporales con mayor periodicidad como la oscilación multidecadal del Atlántico (AMO) que afecta la LC, la MLD, la descarga de ríos en el GM y puede reducir hasta un 30% en el suministro de NN (Enfield et al., 2001; Liu et al., 2012; Oschlies et al., 2000; Poore et al., 2009; Zhang et al., 2012). Sin embargo, esta suposición no es desproporcionada dadas las características oligotróficas de la región oceánica del GM (Damien et al., 2018; Heileman and Rabalais, 2009; Müller-Karger et al., 2015) y la similitud de los perfiles promedio de NN de grupos de estaciones CE, NE y AE obtenidos con datos de las campañas XIXIMI 3 a 7, que fueron hechas en un periodo de 6.5 años (discutido en resultados).

Para que se considere un abasto de NN a la zona eufótica de una estación debido a la mezcla convectiva invernal, se requiere que una estación muestreada en invierno cumpla la condición $MLD > Z_{eu}$ y se debe asumir que la mezcla convectiva invernal homogeniza la columna de agua hasta la MLD (Siegel et al., 1999). Las estaciones de XIXIMI-3 que cumplieron esta condición fueron empeladas para calcular los promedios de la MLD por grupos CE, NE y AE. Posteriormente, en los grupos de estaciones CE, NE y AE de los cruceros de verano se calculó el promedio del stock de NN obtenido entre superficie y la profundidad equivalente a la MLD promedio del grupo de estaciones CE, NE y AE de XIXIMI-3. Nuevamente, dado que XIXIMI-3 se hizo en 2013 y es el único crucero de

invierno usado en este estudio y puesto que los cruceros de verano se hicieron entre 2015 (XIXIMI-4) y 2019 (XIXIMI-7), se supuso que las condiciones de invierno, seis meses posteriores a los meses de verano, son adecuadamente representados por los datos obtenidos en XIXIMI-3. Finalmente, el flujo de NN producido por la mezcla convectiva invernal se estimó con la ecuación 2.14.

$$F_{N-MC,j} = \left[\int_{sup}^{MLD_i} NN(Z)_{sta} dZ \right]_j \left(\frac{Z_{eu}}{MLD} \right)_i, \quad \begin{array}{l} i: CE, NE, AE \text{ from } X3 \\ j: X4, X5, X6, X7 \end{array} \quad 2.14$$

2.2.6 Análisis estadístico de los resultados

Los resultados de las variables Z_{eu} , Z_N , m_N , C_N , MLD , DCM y los flujos verticales de N fueron analizados por grupos de estaciones influenciadas por CEs, NEs y AEs. Típicamente, se agruparon los resultados obtenidos para las estaciones muestreadas durante los cruceros de verano y primavera tardía (XIXIMI-4 a XIXIMI-7) y se separaron de los resultados obtenidos en las estaciones muestreadas en invierno (XIXIMI-3). En algunos casos se crearon subgrupos de estaciones AEs para diferenciar las estaciones influenciadas por AEs del interior del golfo de la LC y de LCEs en etapas de formación, intensificación y disipación. En algunos casos se analizaron también las estaciones ubicadas en el Canal de Yucatán. Además, se separaron grupos de estaciones influenciadas por CEs de la Bahía de Campeche de grupos de estaciones afectadas por CEs fuera de dicha región. Por cada variable previamente mencionada y para cada uno de los grupos de estaciones se calcularon parámetros estadísticos como la media, mediana, desviación estándar, intervalos de confianza del 95%, valores-p. Además, para establecer si existen diferencias estadísticamente confiables entre grupos de estaciones, se aplicaron análisis de varianza paramétricos (cuando fuera posible) y no paramétricos (p.e. Kruskal-Wallis y medianas de Mood). Finalmente, se construyeron gráficas de violín o de densidad de Kernel que incluyeron las observaciones/estimaciones, la media, la mediana y los diagramas de cajas y bigotes de las variables por cada grupo de estaciones. Estas figuras fueron usadas dado que permiten visualizar la distribución de los datos combinando diferentes parámetros estadísticos, por lo que permiten efectuar comparaciones “instantáneas” entre grupos de estaciones. Normalmente, estas figuras fueron complementadas con gráficas de medianas de Mood y/o con gráficas de medias de Fischer que incluyeron la diferencia mínima significativa para

considerar que al menos dos grupos de muestras (estaciones) de cada variable son estadísticamente diferentes con un 95% de confianza.

2.3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El objetivo general de este capítulo fue estimar los flujos verticales de NN hacia la zona eufótica, por lo que en esta sección se presentan y discuten primero (2.3.1) los resultados de las estimaciones de la profundidad de la zona eufótica (Zeu). Posteriormente en el apartado (2.3.2.1) se presentan las características de la nitraclina y sus variaciones por efectos de remolinos de mesoescala y por la estacionalidad en la mezcla/estratificación estacional. A continuación (2.3.2.2) se analiza de manera integral el papel de los remolinos de mesoescala en la profundidad de la zona eufótica (Zeu), la profundidad de la nitraclina (Z_N), la profundidad de la capa de mezcla (MLD) y la profundidad del máximo profundo de fluorescencia (DFM). Después (2.3.3) se presentan las estimaciones de los flujos difusivos, por bombeo de remolinos y por mezcla invernal. Finalmente (2.3.4), para ubicar los flujos calculados de NN en el contexto de otros posibles aportes de N hacia la zona eufótica y sus implicaciones en la producción primaria del GM, se presenta un balance de N para esta zona utilizando los resultados de esta investigación y datos de la literatura.

2.3.1 Cálculo de Zeu con bases de datos satelitales y parametrizaciones matemáticas

Para calcular los flujos de NN hacia la zona eufótica utilizando los perfiles de NN obtenidos durante las campañas XIXIMI-3 a XIXIMI-7 se requieren, entre otras variables, la Zeu. Sin embargo, en este estudio únicamente se contó con datos de luz PAR para calcular directamente la Zeu en dos de estas campañas (XIXIMI-5 y XIXIMI-7), por lo que se decidió utilizar productos satelitales para estimar esta variable en todas las campañas, en otras regiones del golfo y durante mayores intervalos de tiempo. De esta manera, el uso de bases de datos satelitales permite estudiar la variabilidad espacio-temporal y por remolinos de mesoescala de Zeu, por tanto, permite estimar dichos flujos a nivel de cuenca, bajo diferentes condiciones estacionales y en estaciones influenciadas o no por remolinos de mesoescala. Así, para la cuantificación de Zeu en la región oceánica del golfo se exploraron diferentes parametrizaciones matemáticas que usan datos satelitales de [chl-a] y K_{dPAR} . A continuación

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

se presentan los principales hallazgos derivados de los resultados obtenidos para Zeu estimada satelitalmente.

Los ciclos medios anuales de Zeu calculados con las ecuaciones 2.1 a 2.5 muestran que la parametrización de Morel (1988) aplicada a la serie mensual de datos de [chla] es la combinación parametrización-base de datos que mejor representa la variabilidad temporal de Zeu en la región oceánica del GM (Figura 2.3A). La parametrización de Lee et al. (2007) también captura la variabilidad temporal de Zeu en el golfo (Figura 2.3B), pero subestima en ~ 10 m los valores promedio de 101, 101, 85 y 97 m datos obtenidos en las campañas XIXIMI-5, XIXIMI-7, Malla Fina 1 y Malla Fina 2, respectivamente. Esta subestimación se produce porque (1) los valores de [chla] usados para la predicción de Zeu en la región oceánica del GM son menores a 0.6 mg m^{-3} (Figura S2.2) (Damien et al., 2018; Gomez et al., 2018; Müller-Karger et al., 2015; Pasqueron de Fommervault et al., 2017) y (2) porque la potencia de [chla] en la parametrización de Lee et al. (2007; ecuación 2.2) es mayor pero negativa. Las parametrizaciones de Morel et al. (2007) considerablemente sobreestiman en ~ 58 m (Figura 2.3C) o subestiman en ~ 32 m (Figura 2.3D) los valores promedio de Zeu para las mismas cuatro campañas. Así, la parametrización de Morel (1988) fue elegida para representar la variabilidad espacial y temporal de Zeu en el presente estudio.

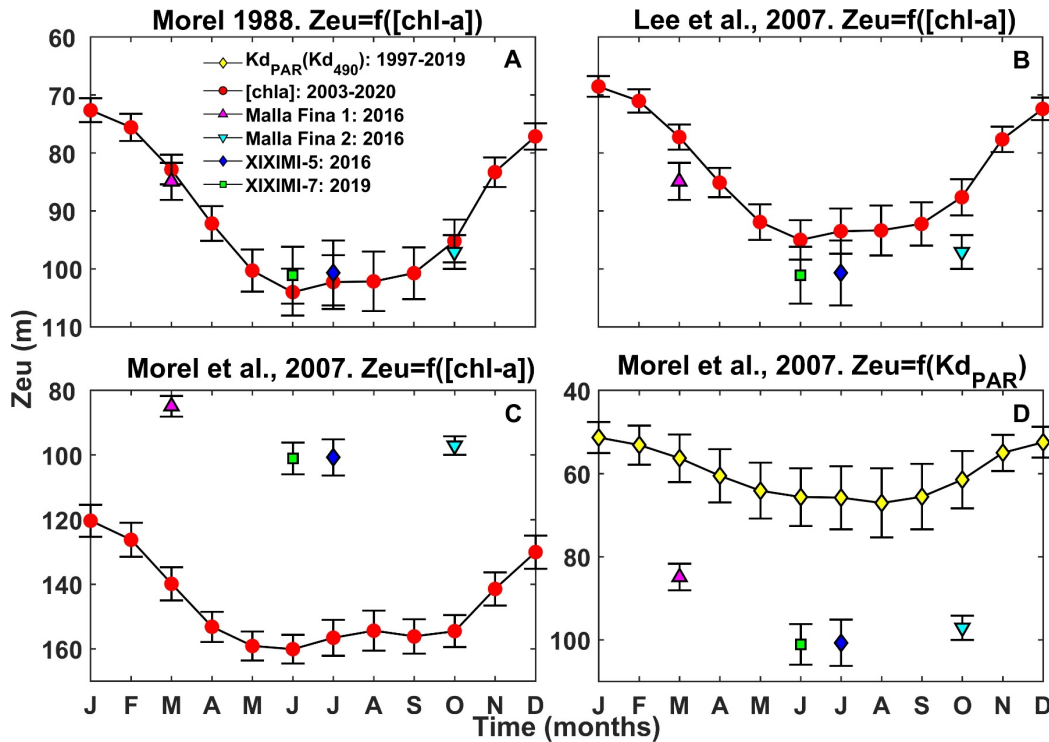


Figure 2.3. Ciclo medio anual de Zeu (m) calculada con la serie temporal de datos de (A-C) [chl_a] de enero de 2003 a septiembre de 2020 (círculos rojos ●) y de (D) K_{d490} del 09 de abril de 1997 al 31 de diciembre de 2019 (diamantes amarillos ◆). Barras de error con triángulos magenta (▲), cuadrados verdes (■), diamantes azules (◆) y triángulos invertidos cian (▼) representan las medias observadas de Zeu (± intervalos de confianza del 95%) para los cruceros Malla Fina 1, XIXIMI-7, XIXIMI-5, y Malla Fina 2, respectivamente. Observar que los ejes de Zeu son diferentes en tres de las cuatro figuras.

Los resultados obtenidos con la parametrización de Morel (1988) aplicada a la serie temporal de [chl_a] muestran que la Zeu varía espacialmente, temporalmente y por efecto de remolinos de mesoescala en aguas oceánicas del GM. Espacialmente, se observan valores de Zeu mayores en la banda latitudinal de 21 a 27 °N (> 90 m; Figuras 2.4 y S2.3), particularmente en el noreste del GM donde predomina la Corriente del Lazo (*Loop Current*; LC) y de donde se desprenden AEs conocidos como *LC eddies* (LCEs) que viajan en dirección oeste-suroeste transportando aguas más oligotróficas (Chang and Oey, 2012; Hamilton et al., 1999; Linacre et al., 2019; Portela et al., 2018; Zavala-Hidalgo et al., 2006). En contraste, los menores valores de Zeu (< 90 m Figuras 2.4 y S2.3) se observan en zonas menos oligotróficas influenciadas tanto por descargas de ríos como las del sistema Mississippi-Atchafalaya al noroeste del GM (85–89°W, > 27 °N), como las influenciadas por los CEs que se forman regularmente en la Bahía de Campeche (Elliott, 1982; Hamilton et al.,

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

1999; Pérez-Brunius et al., 2013), al suroeste del golfo (92–96°W, < 21 °N). Además, estas regiones presentan mayor variabilidad temporal de Zeu, particularmente durante meses cálidos, tal como lo refleja la distribución espacial de los ciclos medios estacionales y mensuales de la desviación estándar de Zeu (Figuras 2.4E-H y S2.3M-X).

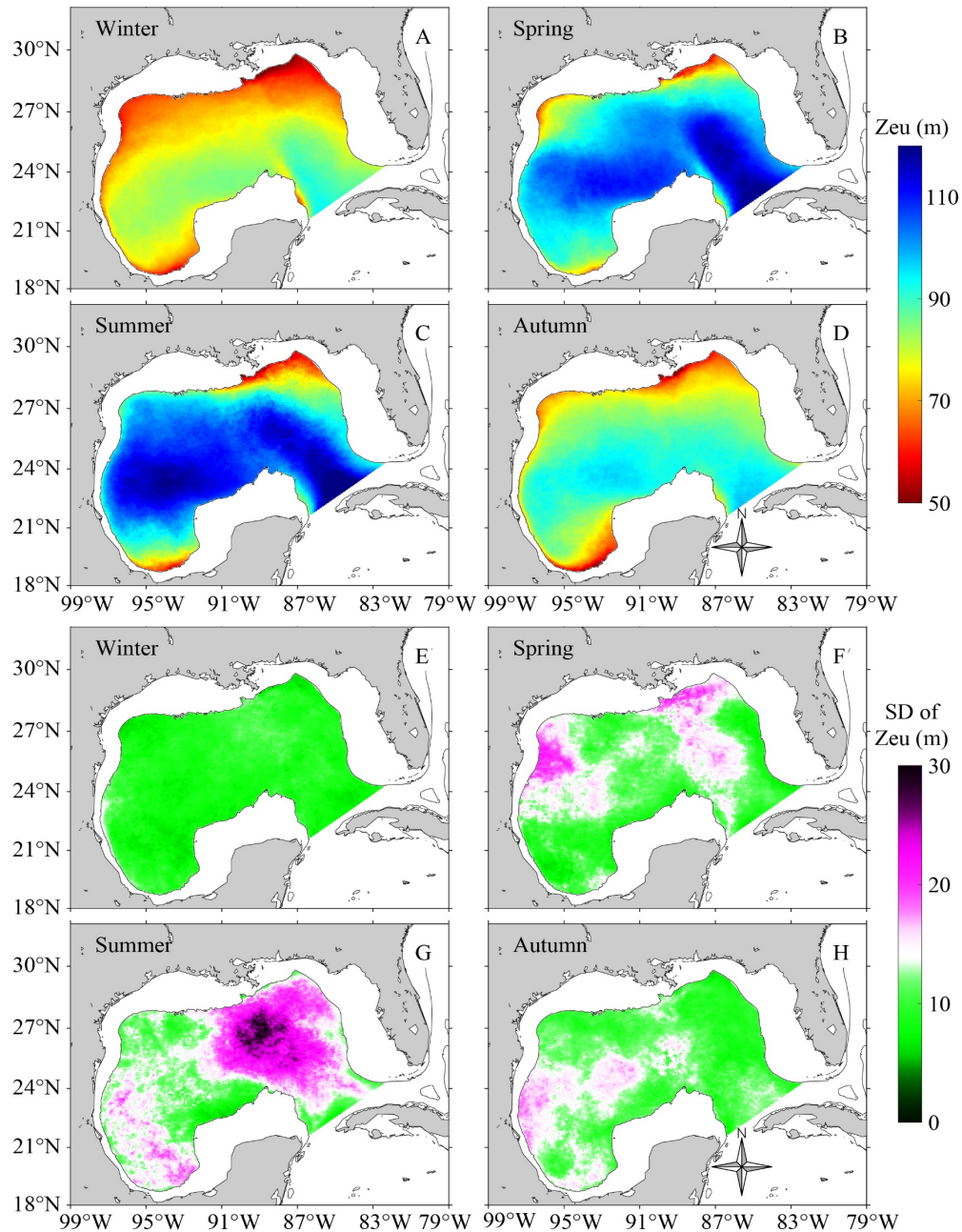


Figure 2.4. Distribución espacial del ciclo medio estacional de Zeu (m) en el GM para (A) invierno, (B) primavera, (C) verano y (D) otoño obtenida con la ecuación 2.3 y la serie temporal de datos de [chl_a] de enero de 2003 a septiembre de 2020. (E-H) Similar a (A-D), pero para la desviación estándar de Zeu (m). Zeu fue calculada con la ecuación 2.3 y el compuesto mensual de [chl_a] de enero de 2003

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

a septiembre de 2020. Solo se muestran datos de la Zeu para profundidades ≥ 200 m. Notar que la barra de colores del promedio y la desviación estándar de Zeu son diferentes.

Temporalmente, la media mensual de Zeu oscila entre 80 ± 5 m entre invierno y $\sim 105 \pm 5$ m en verano (Figuras 2.3–2.5 y S2.3). Estos periodos de máximos y mínimos mensuales de Zeu producen una media anual de $\sim 90 \pm 10$ m y se presentan luego de dos temporadas de transición donde Zeu se profundiza en primavera (principalmente febrero-mayo) o se eleva en otoño (principalmente septiembre-diciembre) a razón de ~ 8 m mes^{-1} (Figuras 2.3A y 2.5D). La distribución de probabilidad del compuesto anual de Zeu entre enero de 2003 y septiembre de 2020 muestra que estas temporadas de transición separan dos escenarios de Zeu, indicando un comportamiento bimodal de la distribución de probabilidad de Zeu. Por un lado, se obtienen mayores probabilidades del valor más frecuente de Zeu (~ 10 – 12%) en un intervalo estrecho de valores (50–90 m) que son relativamente menores (mayor frecuencia 80–85 m) entre noviembre y marzo (Figuras 2.4, S2.4A-C, S2.4K-L). Por otro lado, se obtienen menores probabilidades del valor más frecuente de Zeu (~ 5 – 9%) con un intervalo de variabilidad más amplio (50–130 m) y con valores de Zeu mayores (mayor frecuencia 100–110 m) entre abril y octubre (Figuras 2.4 y S2.4D-J). Estas diferencias se deben al efecto de la mezcla convectiva invernal, periodo para el que se han reportado mayores concentraciones superficiales de [chl a] así como una redistribución de biomasa fitoplanctónica en la capa superior de la columna de agua como consecuencia de la profundización de la MLD en el golfo (Damien et al., 2018; Pasqueron de Fommervault et al., 2017). Este proceso modifica las propiedades ópticas aparentes de la columna de agua, en tanto que los coeficientes de dispersión y de absorción (así como $K_d(490)$) disminuyen cuando aumenta la concentración (y distribución espacial) de pigmentos (Morel, 1988). Como resultado, la relativa homogenización de la capa superior por la profundización de la MLD produce una distribución espacial de valores de Zeu casi constantes y menores durante los meses más fríos (Figuras 2.4–2.5 y S2.3-S2.4).

La forma funcional que presenta el ciclo medio estacional de Zeu pudo ser estimada con una función polinomial cúbica y empleando el número del mes como variable independiente (Figuras 2.5D). Aunque los intervalos de predicción con esta parametrización polinomial (línea discontinua magenta) indican que la media mensual de Zeu varía ~ 20 – 25 m alrededor del promedio global mensual (Figuras 2.5A y 2.5D), es una aproximación útil para estimar

variables biogeoquímicas integradas en la capa eufótica, a escala de cuenca y de acuerdo con el mes del año.

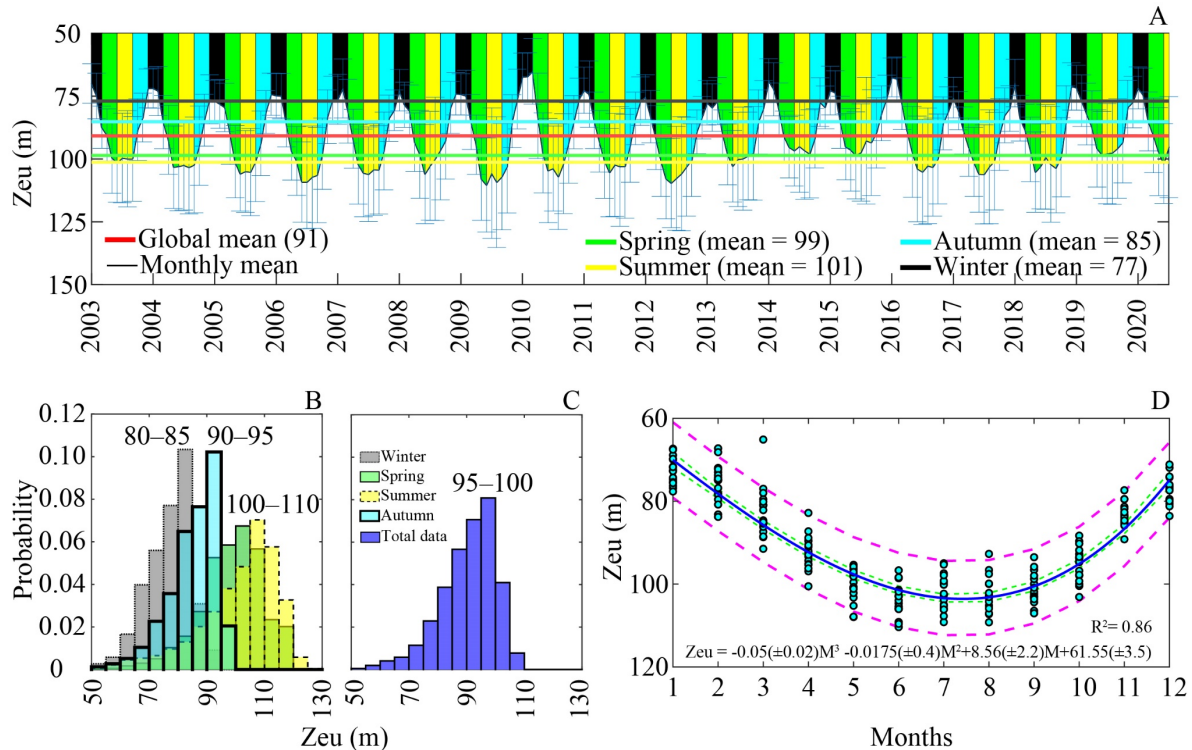


Figure 2.5. (A) Variación temporal de la media espacial (línea negra delgada) de Zeu obtenida satelitalmente del compuesto mensual para el periodo de enero de 2003 a julio de 2020. Las áreas sombreadas negra, verde, amarilla y cian representan las temporadas de invierno, primavera, verano y otoño, respectivamente, mientras que las líneas de colores similares representan las medias globales de cada estación. La línea roja gruesa corresponde a la media global de ambas bases de datos. Distribución de probabilidad de Zeu de acuerdo con (B) las estaciones de invierno, primavera, verano y otoño representadas con barras transparentes negra, verde, amarilla y cian, respectivamente y (C) el total de datos (barras azules). (D) Ajuste polinomial cúbico de Zeu empleando el mes del año como variable independiente. La línea continua azul representa la curva de ajuste, mientras que las líneas verde y magenta discontinuas representan los intervalos de confianza del 95% para la función y las observaciones (errores mostrados con \pm luego de cada coeficiente). Las medias mensuales de cada variable se presentan con puntos cian con borde negro.

Las distribuciones espaciales y temporales de Zeu derivada de [chl_a] (Figura 2.4) son similares a las distribuciones de clorofila-a superficial e integrada observadas y modeladas por Damien et al. (2018). Estos investigadores emplearon resultados de cinco años de simulación de la distribución espacial de [chl_a] para clasificar el GM en tres bio-regiones mostrando que la distribución de [chl_a] integrada en (1) la región afectada por las descargas del sistema de ríos Mississippi-Atchafalaya incrementa durante invierno, (2) la región de Campeche y la LC presentan un bajo o nulo incremento durante el invierno y (3) la región

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

intermedia oceánica presenta una fuerte variación interanual con comportamientos transicionales entre las regiones 1 y 2. Como resultado, la profundidad de la capa de mezcla, la producción primaria neta, la [chl_a] integrada y la biomasa total fitoplanctónica aumentan durante las condiciones de invierno en el GM, un resultado congruente con la variabilidad espacial y temporal observada con Zeu en este estudio.

La variación espacio-temporal observada en los ciclos estacionales (Figuras 2.4A-D y 2.5) y mensuales (Figura S2.3A-L y S2.4) de Zeu y de su desviación estándar (Figuras 2.4E-H, S2.3M-X) evidencian el efecto de los LCEs que en superficie/subsuperficie transportan masas de agua más oligotróficas como el agua remanente del Caribe (*Caribbean Surface Water remnant*; Lee-Sánchez et al., 2022; Valencia-Gasti et al., 2022). Así, Zeu es más profunda en las regiones con influencia de LCEs y durante los meses cálidos probablemente porque estos remolinos profundizan la nitraclina (Lee-Sánchez et al., 2022; Velásquez-Aristizábal et al., 2022) limitando el acceso a los nutrientes necesarios para la producción primaria y, consecuentemente, disminuye la biomasa fitoplanctónica al interior de estas estructuras (Pasqueron de Fommervault et al., 2017). Como resultado, la radiación fotosintéticamente activa incidente en superficie interactúa con menos partículas durante su trayecto vertical en la columna de agua y alcanza mayores profundidades. Sin embargo, la distribución espacial de la media estacional y mensual de Zeu enmascara y/o disminuye el efecto de CEs y AEs al interior del GM que se observa con los valores promedio de Zeu obtenidos dos meses antes y después del muestreo hecho en cada estación de los cruceros XIXIMIs, particularmente durante verano y primavera (XIXIMI-4 al XIXIMI-7; Figura 2.6). Como se observa en la Figura 2.6, se obtienen valores mayores de Zeu en estaciones influenciadas por AEs particularmente durante las campañas de verano (XIXIMI4 a XIXIMI-6), aunque se observa una tendencia de valores medios y relativamente constantes de Zeu en todas las estaciones muestreadas en el crucero de invierno (XIXIMI-3) y en la mayoría de estaciones muestreadas en el crucero de primavera (XIXIMI-7). Por ejemplo, durante las campañas XIXIMI-5 y XIXIMI-6 la Zeu promedio en CEs es ~ 80–90 m, en NEs es de 90–100 m, en AEs > 100 m y en LCEs (PO1, A8 y A10 en XIXIMI-5; B18 y A10 en XIXIMI-6) puede profundizarse a 140 m (Figuras 2.6C-D). Por su parte, durante XIXIMI-3, Zeu oscila entre ~ 78 y 82 m indicando que el forzamiento producido por la mezcla convectiva se superpone al efecto de los remolinos de mesoescala (Figuras 2.6A y 2.6E).

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

Estos resultados sugieren que una mayor disponibilidad de NN en CEs debido al afloramiento de la profundidad de la nitraclina (Lee-Sánchez et al., 2022; Pasqueron de Fommervault et al., 2017) favorece la producción primaria al interior de estas estructuras durante el verano. De este modo, se incrementa la concentración de biomasa fitoplanctónica cromófora en la capa superficial de la columna de agua (Morel, 1988) influenciada por CE, se eleva la profundidad del máximo de [chl_a] que está fuertemente modulado por remolinos de mesoescala en el GM (Lee-Sánchez et al., 2022; Pasqueron de Fommervault et al., 2017) y se produce una disminución de Zeu.

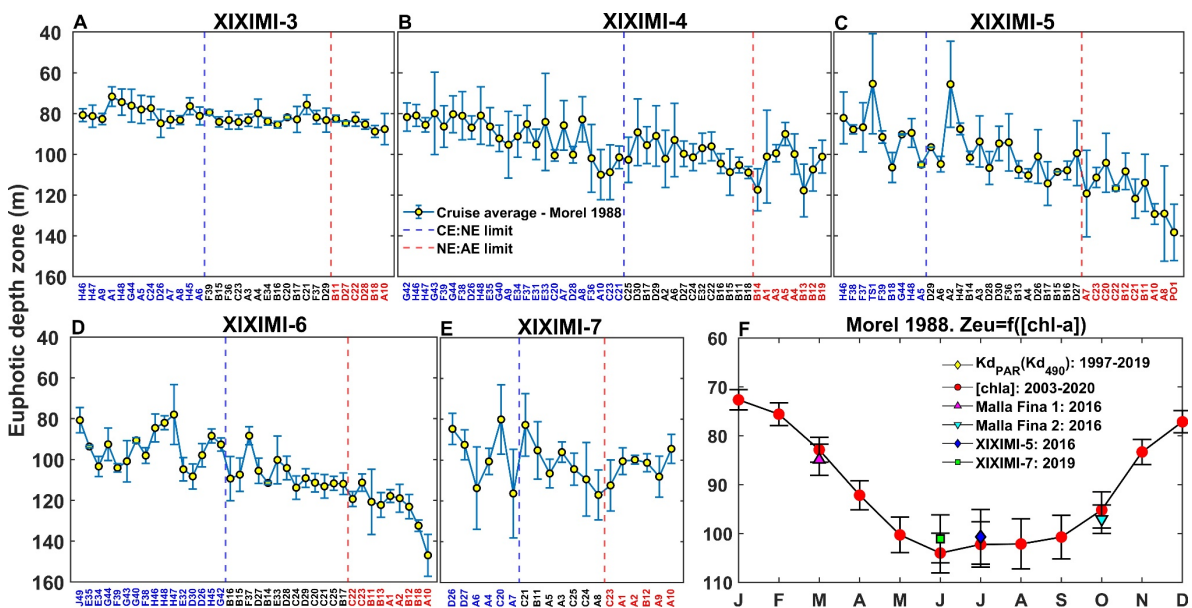


Figure 2.6. Promedios (\pm SD con barras verticales azules) de Zeu (círculos amarillos ●) 2 meses antes, durante y 2 meses después del muestreo en cada estación de los cruceros (A) XIXIMI-3, (B) XIXIMI-4, (C) XIXIMI-5, (D) XIXIMI-6, (E) XIXIMI-7. Los nombres de estaciones azules, negras y rojas indican que fueron clasificadas como CE, NE y AE, respectivamente. La ubicación de las estaciones corresponde a la jerarquización producida por el stock de NN integrado entre superficie y 200 m, donde a mayor (menor) stock de NN más ciclónica (anticiclónica) la estación (Velásquez-Aristizábal et al., 2022). Las líneas discontinuas verticales azules y rojas separan los grupos CE-NE y NE-AE, respectivamente. (F) igual a la Figura 2.3A.

En conclusión, la media mensual de Zeu varía espacio-temporalmente y por efecto de remolinos de mesoescala en aguas oceánicas del GM, indicando que esta variable está modulada por el ingreso de aguas más oligotróficas por la LC al noroeste del golfo, por la descarga de aguas del sistema de ríos Mississippi-Atchafalaya y por la descarga de ríos y generación de CE en la Bahía de Campeche. Además, Zeu está principalmente modulada en

invierno por la mezcla convectiva y en verano por el efecto de remolinos de mesoescala. Estos resultados indican que en la capa eufótica y a nivel de cuenca o por estaciones las estimaciones de variables biogeoquímicas como el stock de NN, de los flujos de NN, de la NPP y otras variables biogeoquímicas deben ser realizadas teniendo en cuenta estos forzantes físicos.

2.3.2 Características de la nitraclina

La pendiente (m_N), profundidad (Z_N) y curvatura (IC_N) de la nitraclina son características de los perfiles verticales de NN que modulan la intensidad y magnitud de los flujos difusivos turbulentos hacia la zona eufótica (Gong et al., 2017; Omand and Mahadevan, 2015). La relación entre estas variables es particularmente importante en mares oligotróficos como el GM (Damien et al., 2018; Heileman and Rabalais, 2009; Müller-Karger et al., 2015) cuya capa superficial está agota en NN (< 50 m; Biggs and Müller-Karger, 1994; Damien et al., 2018; Lee-Sánchez et al., 2022; Pasqueron de Fommervault et al., 2017; Velásquez-Aristizábal et al., 2022) y donde se ha demostrado que los remolinos de mesoescala desempeñan un papel importante en la distribución espacial y temporal de NN y de otras propiedades biogeoquímicas y físicas (Cardona and Bracco, 2016; Lee-Sánchez et al., 2022; Linacre et al., 2019, 2015; Pasqueron de Fommervault et al., 2017; Sosa-Gutiérrez et al., 2020; Velásquez-Aristizábal et al., 2022; Vukovich, 2007). Así, para estimar los flujos difusivos de NN hacia la zona iluminada de la región oceánica del GM es preciso determinar las características de la nitraclina, la Zeu (sección 2.3.1) y la distribución espacial de NN (Capítulo 1). Además, como se demostró en el Capítulo 1, es necesario determinar la influencia de los remolinos de mesoescala en las propiedades de la nitraclina dado que son importantes forzantes físicos que modulan la distribución espacial de NN en el golfo (Lee-Sánchez et al., 2022; Velásquez-Aristizábal et al., 2022). A continuación se describen los resultados obtenidos para las características de la nitraclina, particularmente los obtenidos a partir de los perfiles de NN contra profundidad.

2.3.2.1 Efecto espacial, temporal y por remolinos de mesoescala sobre las características de la nitraclina

La ubicación de las estaciones en el golfo (interior, LC y Canal de Yucatán), la presencia de remolinos de mesoescala (CEs y AEs), y las condiciones estacionales (invierno y verano) modularon las características de la nitraclina, un resultado observable cuando estas propiedades se calcularon a partir de perfiles de NN contra profundidad más que cuando se estimaron usando perfiles de NN contra la anomalía de densidad potencial (sin incluir estaciones de la LC ni del Canal de Yucatán; Figuras 2.7–2.8 y S2.5; Tabla S2.1). Espacialmente, las medias de la pendiente y del índice curvatura de la nitraclina ($\text{skill} \geq 0.8$) fueron mayores en las estaciones del interior del GM, particularmente en CEs, mientras que las medias de la profundidad de la nitraclina fueron mayores en las estaciones del Canal de Yucatán y de la LC, esta última principalmente modulada por LCEs en formación o recientemente desprendidos como Poseidón en XIXIMI-5 (Figura 2.7; Tabla S2.1). Globalmente, las medias de m_N , del IC_N y de Z_N calculadas en las estaciones del interior del golfo estuvieron en los intervalos de $0.12\text{--}0.16 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$, $0.65\text{--}1.96$, $61\text{--}133$ m, respectivamente, mientras que las medias de las mismas variables obtenidas con las estaciones de la LC (Canal de Yucatán) estuvieron en los intervalos $0.04\text{--}0.07 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$ ($0.06 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$), $0.21\text{--}1.30$ ($0.35\text{--}0.67$), $109\text{--}159$ m ($87\text{--}117$ m; Tabla S2.1; Figura 2.7).

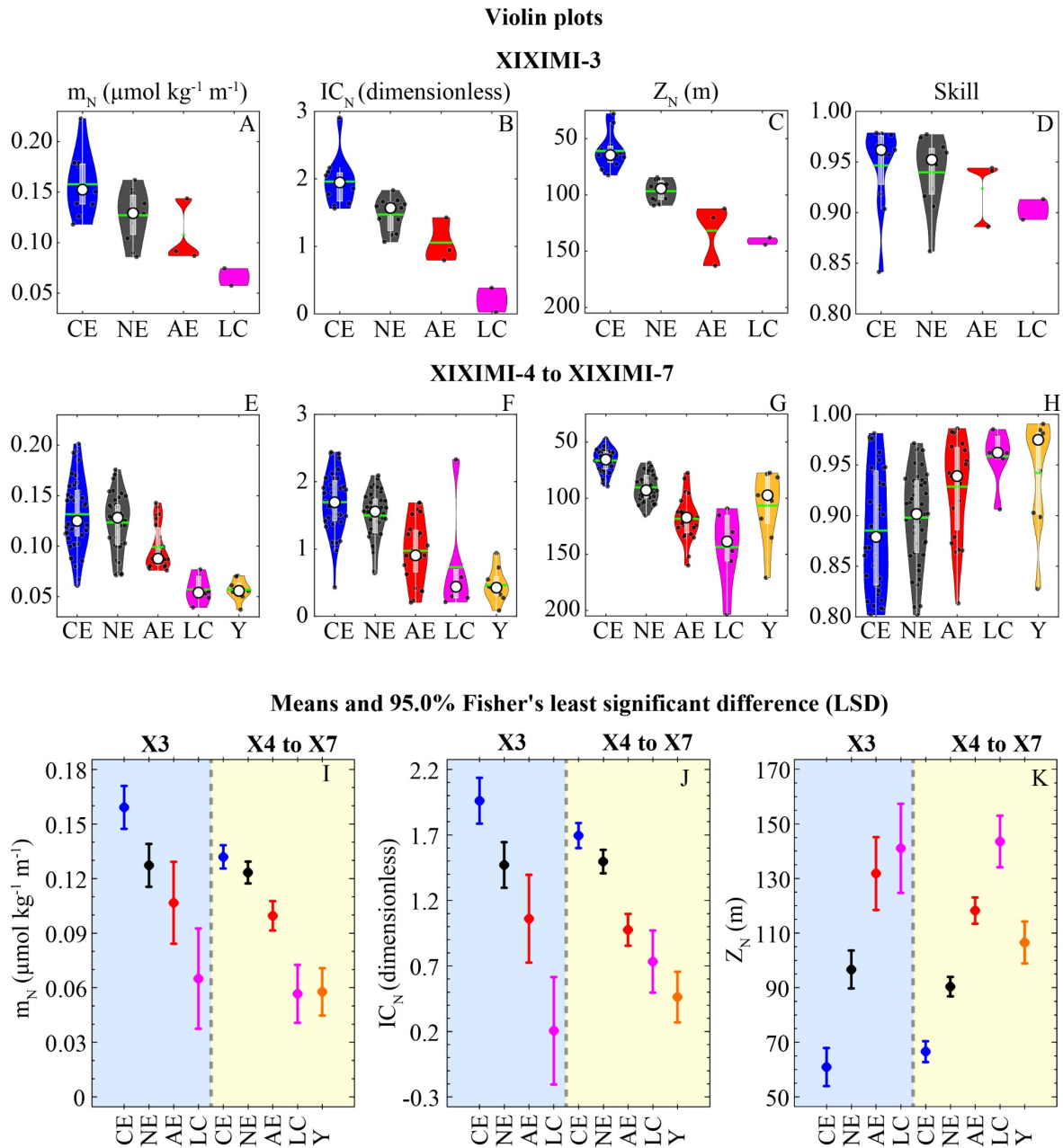


Figure 2.7. Diagramas de violín/densidad de Kernel para las características de la nitraclina obtenidas con los perfiles de NN vs. Z. (A, E) pendiente: m_N , (B, F) curvatura: IC_N , (C, G) profundidad: Z_N y (D, H) skill (capacidad de los ajustes polinomiales) para las estaciones muestreadas en los cruceros XIXIMI-3 (panel superior) y XIXIMI-4 a XIXIMI-7 (panel inferior) clasificadas como ciclónicas (CE, azul), sin efecto (NE, negro), anticiclónicas (AE, rojo), ubicadas en la Corriente del Lazo (LC, rosa) y en el Canal de Yucatán (Y, amarillo). Los puntos negros son los datos de cada estación, la línea horizontal verde es la media y el círculo blanco es la mediana. Cada “violín” contiene el típico diagrama de cajas y bigotes en color blanco. Diagrama de medias con intervalos basados en la diferencia mínima significativa de Fisher (LSD; valores- $p \approx 0$) para (I) m_N , (J) IC_N , (K) Z_N .

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

Con respecto a las diferencias temporales observadas en remolinos de mesoescala, nuestros resultados sobre las medias, medianas y las diferencias mínimas significativas de Fisher (LSD; Meier, 2006) de las características de la nitraclina indicaron que las mayores pendientes, mayores índices de curvatura y menores profundidades de la nitraclina se obtuvieron durante el invierno, particularmente en CEs (valores $p \sim 0$; Figuras 2.7–2.8). Por el contrario, las menores pendientes, menores índices de curvatura y mayores profundidades de la nitraclina se obtuvieron en AEs, en la LC y en el Canal de Yucatán, pero sin diferencias estadísticamente significativas entre invierno y verano (valores $p \sim 0$; Figuras 2.7–2.8). Por ejemplo, las estaciones influenciadas por CEs presentaron una mayor m_N en invierno ($\sim 0.16 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{m}^{-1}$) que en verano ($\sim 0.13 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{m}^{-1}$) y fueron consistentemente mayores que la media de m_N de las estaciones AEs tanto de invierno ($\sim 0.10 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{m}^{-1}$) como de verano ($\sim 0.11 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{m}^{-1}$; Tabla S2.1; Figuras 2.7–2.8). Por su parte, las estaciones influenciadas por CEs y NEs presentaron valores de $IC_N > 1$, mientras que las estaciones influenciadas por AEs, o pertenecientes a la LC y al Canal de Yucatán presentaron $IC_N \leq 1$. Estos resultados indican que, a escala de cuenca, los remolinos de mesoescala son los principales moduladores de las propiedades de la nitraclina en el GM y sugieren que los flujos difusivos de NN en CEs y agua sin efecto de remolino son mayores que en AEs, en la región de la LC y del Canal de Yucatán, tal como fue estimado por Pasquero de Fommervault et al. (2017) en aguas oceánicas del GM y como se demuestra en las próximas secciones con nuestros datos.

La influencia que los remolinos de mesoescala tuvieron en las características de la nitraclina fue apreciable en los cambios porcentuales de estas variables cuando se compararon grupos de estaciones ciclónicas y anticiclónicas tanto de verano+primavera tardía (XIXIMI-4 a XIXIMI-7) como de invierno (XIXIMI-3). Es decir, la media de m_N aumentó en un 32% (47%), la media del IC_N aumentó en un 63% (86%) y la media de Z_N disminuyó en un 45% (54%) en los grupos de estaciones ciclónicas respecto al grupo de estaciones anticiclónicas del interior del GM durante el verano (invierno; Figuras 2.7–2.8; Tabla S2.1). Resultados que mostraron que el eddy-pumping fue el mecanismo a través del cual los remolinos de mesoescala modificaron las características de la nitraclina en las estaciones muestreadas. El efecto de este mecanismo fue observado con mayor claridad en la media global de Z_N (incluyendo verano e invierno) que presentó valores en los intervalos

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

de 61–65, 90–97, 117–132 y 137–141 m en CEs, NEs, AEs y LC+LCEs, respectivamente (Tabla S2.1; Figuras 2.7–2.8).

En la Figura 2.8 se presentan perfiles verticales de NN contra profundidad y σ_0 que evidencian las diferencias que se presentaron en las propiedades de la nitraclina de algunas estaciones CE, AE, de la LC y del Canal de Yucatán. Esta figura muestra gráficamente las diferencias observadas en las propiedades de la nitraclina, particularmente el IC_N que fue predominantemente lineal/polinomial en CEs/AEs cuando se empleó a σ_0/Z como variable independiente (Figuras 2.8A-F y 2.8M-R), aunque algunas estaciones bajo influencia ciclónica o sin efecto de remolino presentaron curvaturas con tendencias polinomiales ($IC_N > 1$) usando tanto a σ_0 como a Z (Figuras 2.8G-L). El uso de σ_0 minimizó (o “eliminó”) el efecto que los remolinos de mesoescala produjeron en los perfiles verticales de NN (Figura S2.5), indicando que la región oligotrófica del GM está principalmente modulada por procesos físicos y que el eddy-pumping podría ser el principal mecanismo a través del cual los remolinos de mesoescala controlan la distribución vertical de NN en el golfo.

De forma general, mientras mayor sea la pendiente y el índice de curvatura de la nitraclina y mientras más cercana esté la profundidad de la nitraclina a Z_N , mayor será el flujo difusivo de NN hacia la zona iluminada. En este sentido, los remolinos de mesoescala juegan un importante papel en la modulación de las características de la nitraclina en tanto que los CEs acercan a Z_N a la capa eufótica, aumentan la m_N e intensifican el IC_N , mientras que los AEs producen un efecto contrario. Este efecto de los remolinos de mesoescala ocurre particularmente en mares oligotróficos como el GM (Damien et al., 2018; Heileman and Rabalais, 2009; Müller-Karger et al., 2015) y durante las condiciones de primavera tardía, verano e inicios otoño cuando la columna de agua está más estratificada y la profundidad de la capa de mezcla está alejada de Z_N (Pasqueron de Fommervault et al., 2017).

Estos resultados son congruentes con otros estudios que mostraron que los remolinos de mesoescala desempeñan un importante rol en la distribución y transporte de variables físicas y biogeoquímicas en el GM (Biggs and Müller-Karger, 1994; Cardona and Bracco, 2016; Damien et al., 2021; Durán-Campos et al., 2017; Echeverri-García et al., 2022; Guerrero et al., 2020; Hernández-Sánchez et al., 2022; Lee-Sánchez et al., 2022; Linacre et al., 2019, 2015; Liu et al., 2021; Müller-Karger et al., 2015; Pasqueron de Fommervault et al., 2017; Velásquez-Aristizábal et al., 2022; Vukovich, 2007; Williams et al., 2015). Además, los

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

resultados confirman que las masas de agua superficiales y subsuperficiales que ingresan al GM están más empobrecidas de NN que las aguas al interior del golfo, especialmente que las aguas sin efecto de remolino y aguas bajo influencia de CEs (Biggs and Müller-Karger, 1994; Cervantes-Díaz et al., 2022; Lee-Sánchez et al., 2022; Portela et al., 2018; Valencia-Gasti et al., 2022; Velásquez-Aristizábal et al., 2022).

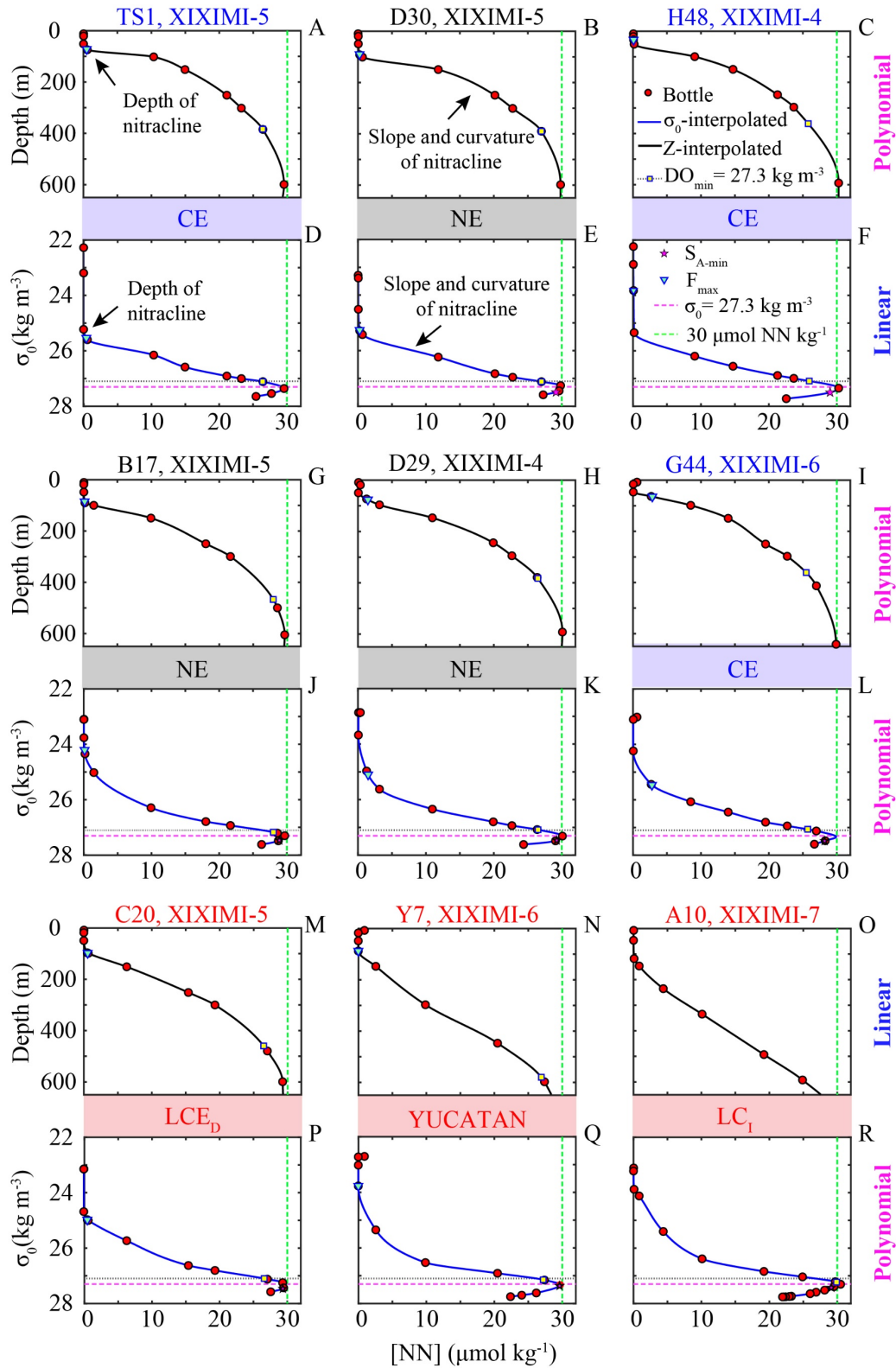


Figure 2.8. Perfiles de NN por (A-C, G-I, M-O) profundidad y (D-F, J-L, P-R) anomalía de densidad potencial en algunas estaciones de los XIXIMIS 4 a 7 que muestran las diferencias observadas en las características de la nitraclina de acuerdo con la influencia de CEs, NEs, AEs y estaciones de la LC y del Canal de Yucatán.

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

A nuestro entender, Pasqueron de Fommervault et al. (2017) publicaron el único estudio realizado en aguas oceánicas del GM que incluya un análisis de las características de la nitraclina moduladas por remolinos de mesoescala y obtenidas mediante un procedimiento similar al propuesto por Omand and Mahadevan (2015). Estos investigadores no encontraron patrones estacionales claros en m_N y Z_N , pero, al igual que en nuestro estudio, sus resultados sugieren que los remolinos de mesoescala modulan las propiedades de la nitraclina en el GM, potencialmente a través del mecanismo eddy-pumping. Pasqueron de Fommervault et al. (2017) emplearon datos de NN de las campañas XIXIMI-2 y XIXIMI-3 y estimaron, a escala de cuenca, que las medias mensuales de Z_N y m_N están en intervalos de 60–100 m y 0.054–0.057 $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$ en CEs y de 120–180 m y 0.049–0.051 $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$ en AEs, respectivamente. Las medias mensuales de m_N reportadas por estos autores son de 2 a 3 veces menores que las medias encontradas en nuestro estudio en para estaciones influenciadas por CEs y NEs, y solo coinciden con la parte inferior de los intervalos de m_N que obtuvimos para las estaciones influenciadas por AEs o estaciones ubicadas en la LC y Canal de Yucatán (Figura 2.7; Tabla S2.1). Por su parte, las medias mensuales de Z_N en CEs y AEs que reportaron estos investigadores están en los intervalos encontrados en nuestro estudio, aunque también presentaron una tendencia a sobreestimar los valores de Z_N . Las estimaciones de m_N y Z_N reportadas por Pasqueron de Fommervault et al. (2017) para el GM les permitieron concluir que solo en eventos esporádicos acompañados por una intensa profundización de la capa de mezcla podría presentarse un abasto significativo de NN hacia la capa eufótica, por lo que el incremento de [chl-a] superficial durante el invierno podría corresponder más a procesos de fotoaclimatación y/o de redistribución del contenido de clorofila subsuperficial. Sin embargo, dicha conclusión está basada en valores de Z_N obtenidos en la profundidad a la que $NN = 1 \mu\text{mol kg}^{-1}$, valor mayor al criterio de $NN = 1 \mu\text{mol kg}^{-1}$ usado en otros estudios en el GM y en el Atlántico Norte (Cianca et al., 2007; Lee-Sánchez et al., 2022; Letscher and Villareal, 2018; Linacre et al., 2019; Velásquez-Aristizábal et al., 2022). Con dicho criterio los valores de Z_N estimados en estaciones influenciadas por NEs, LCEs y AEs del interior del golfo serían considerablemente mayores en tanto que presentan pendientes de la nitraclina menores, por lo que pequeños cambios de NN equivalen a mayores cambios de profundidad respecto a estaciones influenciadas por CEs. En este contexto, los resultados del stock de NN obtenidos en el Capítulo 1 (Velásquez-

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

Aristizábal et al., 2022) y aquellos reportados por Lee-Sánchez et al. (2022), quienes obtuvieron valores de la profundidad de la nitraclina similares a los de este estudio (usaron datos de XIXIMI-3 y XIXIMI-5), sugieren que los CEs juegan un papel mucho más importante en el transporte de NN hacia la Zeu del GM que lo establecido por Pasqueron de Fommervault et al. (2017). Por lo tanto, es posible que los flujos difusivos de NN hacia la Zeu estimados en Pasqueron de Fommervault et al. (2017) hayan sido subestimados, principalmente en la columna de agua influenciada por CEs.

Los intervalos de Z_N obtenidos en este estudio para CEs, NEs, AEs (~ 60–130 m) son comparables con los valores reportados para las medias mensuales de Z_N en el noroeste del GM (50–125 m; Gomez et al., 2018; Kelly et al., 2021), aunque los autores no separaron los valores de Z_N de acuerdo con la influencia o no de remolinos de mesoescala, por lo que no fue posible comparar las características de la nitraclina entre estaciones afectadas por CEs o AEs. Sin embargo, se obtuvieron resultados similares para las características de la nitraclina a partir del análisis de los perfiles verticales de NN en CEs y AEs publicados en el único estudio remolino-céntrico realizado en el GM por Biggs and Müller-Karger (1994). Nuestros estimados de la m_N , el IC_N y la Z_N para CEs y AEs en el golfo están en los mismos intervalos derivados de los perfiles verticales de NN en Biggs and Müller-Karger (1994). Por ejemplo, la m_N , el IC_N y la Z_N para CEs (AEs) fueron de 0.270–0.416 $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{m}^{-1}$ (0.114–0.224 $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{m}^{-1}$), 1.25–1.37 (1.04–2.00) y 63–68 m (90–120 m) obtenidos de sus figuras 2b y 7b, pero empleando como profundidad límite 150 m (en este estudio fue de 400 m). Aún así, en algunos remolinos muestreados por Biggs and Müller-Karger (1994) se obtuvieron mayores pendientes y curvaturas que los estimados en nuestro estudio, sugiriendo que, al interior de CEs muy intensos y bajo condiciones de baja estratificación de la capa de mezcla, los flujos difusivos de NN pueden duplicar los valores obtenidos en el presente estudio.

Comparando nuestros resultados con otras regiones oligotróficas, encontramos que las medias climatológicas de Z_N obtenidas en algunas estaciones ubicadas en los giros subtropicales son similares solo a las medias de Z_N que obtuvimos en algunas estaciones clasificadas como NEs, aunque sí son comparables con los valores obtenidos de Z_N en la mayoría de estaciones clasificadas como AEs y/o ubicadas en el Canal de Yucatán y de la LC (~ 90–140 m). Por ejemplo, las medias climatológicas de Z_N estimadas en los giros subtropicales del Atlántico Norte y Pacífico Norte oscilan entre 90 y 140 m en las estaciones

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

oceánicas de BATS (90–120 m), ESTOC (~ 90 m) y ALOHA (120–130 m; Barone et al., 2019; Cianca et al., 2007; Letscher and Villareal, 2018). Además, a partir de perfiles verticales de NN (entre superficie y 200 m; ver su figura 4a) reportados por Barone et al. (2019) para la estación ALOHA se pudo inferir que la m_N , el IC_N y la Z_N para CEs (AEs) fueron de $0.028 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{m}^{-1}$ ($0.020 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{m}^{-1}$), 1.04 (1.25) y 125 m (> 150 m), respectivamente. Valores que sugieren que la pendiente de la nitraclina (y por consiguiente los flujos difusivos de NN) en dicha estación puede ser hasta un orden de magnitud menor a los valores promedio de m_N obtenidos en nuestro estudio para el golfo.

En estudios recientes conducidos a escala global Bock et al. (2022) y Cornec et al. (2021a, 2021b) emplearon una aproximación metodológica diferente para determinar las características de la nitraclina. En estos estudios calcularon a Z_N como la profundidad donde $NN = 1 \mu\text{M}$, y obtuvieron a la m_N como la pendiente de la regresión lineal de los perfiles de NN en la capa definida por Z_N y $2.5Z_N$. Además, en estos trabajos calcularon Z_N y m_N a partir de perfiles de NN estimados con el modelo de redes neuronales CANYON B. Sin embargo, tal como ocurre con la m_N obtenida de perfiles de NN en las estaciones de BATS, ESTOC y ALOHA (Barone et al., 2019; Cianca et al., 2007; Letscher and Villareal, 2018), los valores de m_N estimados por Cornec et al. (2021b, 2021a) y por Bock et al. (2022) para regiones oligotróficas sólo son comparables con las pendientes de la nitraclina obtenidas en estaciones bajo influencia anticiclónica, de la LC y del Canal de Yucatán en nuestro estudio. Aunque no es posible comparar los resultados del valor de Z_N dado que el criterio de cálculo fue diferente, sí se pudo comparar su posición relativa en CEs, NEs y AEs, así como también se pudo comparar la m_N dado que es una característica menos sensible a los valores absolutos de NN (Cornec et al., 2021a). Tal como en nuestro estudio, Cornec et al. (2021b) muestran que, a escala global, Z_N es más somera en núcleos y periferia de CEs que en núcleos y periferia de AEs. Los resultados obtenidos por Cornec et al. (2021a) y por Bock et al. (2022) para el giro subtropical del Atlántico Norte y para las regiones con máximos profundos de clorofila permanente indican que la mediana mensual de m_N está en el intervalo de ~ 0.025 a $0.078 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{m}^{-1}$ (valores convertidos de $\mu\text{mol m}^{-3}$ a $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{m}^{-1}$ usando una densidad promedio de 1025 kg m^{-3}). Nuevamente, estos valores de m_N indican que los flujos difusivos de NN hacia la Zeu en el GM podrían ser incluso un orden de magnitud mayores en aguas sin efecto de remolino y CEs que en otras regiones oligotróficas. Estos resultados indican

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

que los CEs juegan un papel importante en el transporte de NN hacia la capa eufótica de la región oceánica del GM convirtiendo esta importante cuenca en una región menos oligotrófica que otras cuencas oligotróficas en el océano global, tal como fue establecido en el Capítulo 1 (Velásquez-Aristizábal et al., 2022).

Aunque la metodología empleada en nuestro estudio para determinar las características de la nitraclina en el GM se basó en un estudio global realizado por Omand and Mahadevan (2015), quienes emplearon perfiles de NN contra σ_0 , no fue posible establecer comparaciones con Z_N con dicho estudio en tanto que las autoras definieron dicha variable como la profundidad a la cual la concentración de nitrato es igual a $2 \mu\text{M}$. Sin embargo, tal como se estableció previamente, se efectuaron comparaciones del IC_N y de la m_N dado que estas propiedades están más relacionadas con la forma de la nitraclina por lo que son menos sensibles a los valores absolutos de NN (Cornec et al., 2021a). En los resultados derivados de perfiles de NN obtenidos del *World Ocean Atlas* con una resolución de 5° , Omand and Mahadevan (2015) muestran que la nitraclina es típicamente lineal en regiones oligotróficas y polinomial en las cuencas más productivas (curiosamente, incluyen el GM como cuenca productiva). Nuestras estimaciones muestran que casi la mitad de las estaciones bajo influencia de CEs, NEs y AEs presentaron valores de IC_N lineales, mientras que los perfiles de NN contra σ_0 en todas las estaciones con características más oligotróficas, como las influenciadas por la LC y el Canal de Yucatán, presentaron IC_N polinomiales (Figuras S2.5B y S2.5F). Este resultado es aparentemente contra-intuitivo si lo comparamos con nuestros resultados a escala de cuenca, sin embargo, está probablemente relacionado con la baja resolución espacial empleada por Omand and Mahadevan (2015) en su estudio global. Así, nuestra aproximación arrojó información más detallada sobre las características de la nitraclina en el GM, mostrando que cambios en las escalas espacial y temporal pueden revelar detalles suavizados en estudios de mayor escala (Cornec et al., 2021a). Por ejemplo, la oscilación estacional del IC_N en la estación de BATS (variando entre polinomial y lineal en el periodo 2010–2012) obtenida por Omand and Mahadevan (2015), aparentemente ocurrió entre algunas estaciones CEs, NEs y AEs del interior del GM cuando se comparan los resultados generales de las campañas de verano contra la de invierno (Figuras S2.5B y S2.5F).

2.3.2.2 Influencia de los remolinos de mesoescala en la profundidad de la zona eufótica, de la nitraclina, de la capa de mezcla y del máximo profundo de fluorescencia

Los remolinos de mesoescala del GM modularon las propiedades de la nitraclina (tanto en invierno como en verano) y la profundidad de la zona eufótica (principalmente durante el verano) produciendo valores promedio de Z_{eu} y Z_N menores en CEs que en AEs (Figuras 2.9A-B y 2.9E-F). Este efecto promedio también fue observado en la profundidad de la capa de mezcla (MLD) durante el invierno (XIXIMI-3; Figura 2.9C) y en el máximo profundo de fluorescencia (DFM) durante el verano (XIXIMI-4 a XIXIMI-6; Figura 2.9H). La mediana del DFM se ubicó unos pocos metros por debajo de la mediana de la profundidad de la nitraclina en CEs durante invierno (~ 70 m vs. 65 m) y verano (~ 73 m vs. 63 m), pero fue más somera que la mediana de la Z_N en NEs durante invierno (~ 83 m vs. 94 m) e igualó la mediana de la Z_N de NEs en verano (~ 89 m vs. 92 m). Por su parte, se observó una mediana del DFM considerablemente más superficial que la mediana de Z_N en AEs durante el invierno (~ 68 m vs. 129 m) que durante el verano (~ 108 m vs. 120 m; Figura 2.9). Las diferencias entre las ubicaciones de las medianas de la Z_N y del DFM se conservaron aun cuando se subdividieron los grupos de estaciones para incluir, por ejemplo, CEs de la Bahía de Campeche, CEs del interior del golfo (excluyendo la región de Campeche), LCEs en etapas de disipación y LCEs en etapa de formación (Figura S2.6).

Como se esperaba, la profundidad de la capa de mezcla fue mayor durante el crucero de invierno, muestreo donde se observaron las principales diferencias entre grupos de estaciones influenciadas por remolinos de mesoescala y aguas sin efecto de remolino. En XIXIMI-3, la mediana de la MLD en CEs, aguas sin efecto de remolino, LCEs en formación y LCEs en disipación fue de ~ 46 m ($n = 13$), ~ 80 m ($n = 13$) y ~ 18 m ($n = 2$) y ~ 118 m ($n = 4$), respectivamente (Figuras 2.9 y S2.6). Mientras tanto, solo las estaciones influenciadas por Poseidón, un intenso LCE muestreado en etapa de intensificación en XIXIMI-5, presentaron una mediana de la MLD más somera (14 m, $n = 3$; valor- $p = 0$) que la mediana de los grupos NE y AE durante el verano (~ 24 – 35 m; Figura 2.9). La poca variabilidad entre grupos observada en la MLD durante los cruceros de verano y primavera tardía se apreció incluso en grupos de estaciones reclasificados con el propósito de estimar mejor el efecto de LCEs en diferentes etapas de vida, así como de CEs de diferentes regiones del GM. Por ejemplo, las medianas de la MLD en los grupos de estaciones CE de la Bahía de Campeche ($n = 28$),

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

CE del interior del golfo ($n = 25$), NE del interior del golfo ($n = 48$), AE del interior del golfo ($n = 5$), LCE en formación ($n = 4$) y LCE en etapa de disipación ($n = 20$) fueron de $\sim 24, 26, 32, 27, 34, 35$ m, respectivamente (Figuras 2.9 y S2.6).

La base de la zona eufótica siempre se ubicó por debajo del DFM, la Z_N y la MLD en CEs tanto en invierno como en verano, aunque la distancia de Zeu respecto al resto de profundidades fue mayor en verano que en invierno. En aguas sin efecto de remolino, en invierno la mediana de Zeu coincidió con la mediana del DFM (~ 83 m), aunque estuvo 11 m más somera que Z_N . En los AEs, sin embargo, la mediana de la Zeu fue considerablemente más somera que la mediana de la Z_N durante invierno (85 m vs. 130 m) en comparación con el verano (116 m vs. 120 m) y, además, se ubicó por encima de la mediana de la MLD durante el invierno (85 m vs. 96 m; Figura 2.9). Los resultados para grupos de estaciones reclasificados muestran que las estaciones influenciadas por LCEs en etapa de intensificación (Poseidón en XIXIMI-5) y formación fueron las que presentaron medianas de Zeu mayores (valor- $p = 0$) que estaciones CEs, NEs y AEs en invierno y en verano e, incluso, fueron más profundas que las medianas de Zeu obtenidas en LCEs en disipación y AEs del interior del golfo (Figura S2.6).

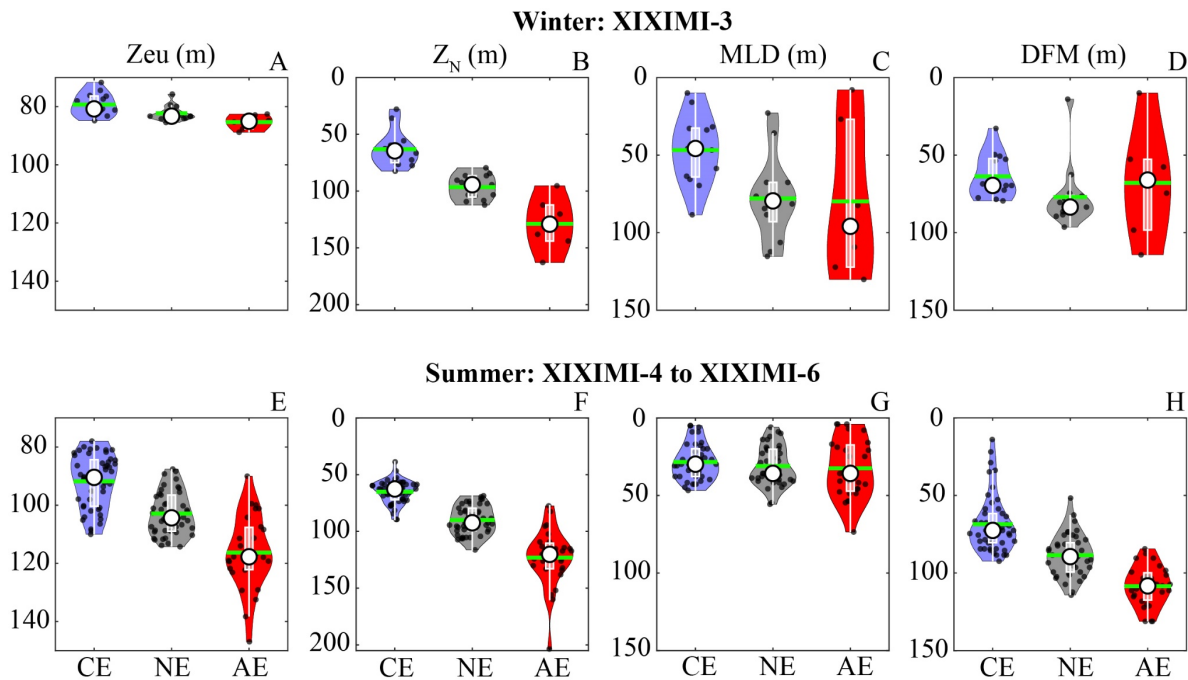


Figure 2.9. Diagramas de densidad para la profundidad (A, E) de la zona eufótica (Zeu), (B, F) de la nitraclina (Z_N), (C, G) de la capa de mezcla (MLD) y (D, H) del máximo profundo de fluorescencia (DFM) en grupos de estaciones bajo efecto de remolinos ciclónicos (CEs; azul), de aguas sin efecto de remolino (NEs; negro) y de remolinos anticiclónicos (AEs; rojo) en los cruceros de invierno

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

(XIXIMI-3; panel superior) y de verano (XIXIMI-4 a XIXIMI-6). La Caja blanca corresponde al diagrama de cajas y bigotes con la mediana representada con un círculo blanco y línea negra. La línea verde corresponde a la media.

Las profundidades de la nitraclina y del máximo profundo de fluorescencia de las estaciones muestreadas en los cruceros de verano (salvo 6 estaciones ciclónicas de XIXIMI-4) presentaron altas correlaciones lineales con la profundidad de la capa eufótica derivada satelitalmente ($r_{DFM} \sim 0.67$; $r_{ZN} \sim 0.72$; valor-p = 0; Figura 2.10A y 2.10B). Además, se encontraron altas correlaciones lineales entre la Z_N y la profundidad de la isoterma de 20 °C (Z_{CT20}) en las estaciones muestreadas tanto en invierno ($r = 0.94$; valor-p = 0) como en verano ($r = 0.88$; valor-p = 0; Figura 2.10D). Z_{CT20} fue una de las seis *best fit variables* (BFV) empeladas para predecir tanto la concentración integrada de NN como los perfiles verticales de NN con la profundidad en el Capítulo 1 (Velásquez-Aristizábal et al., 2022). Este resultado indica que es posible emplear Z_{eu} derivada satelitalmente para estimar, como primera aproximación, perfiles y stocks de NN en aguas oceánicas del GM. Por el contrario, aunque la MLD presentó una correlación lineal significativa y débil con Z_{eu} (valor-p = 0.0007; Figura 2.10C) no es conveniente estimar la profundidad de la capa de mezcla con valores de Z_{eu} obtenidos satelitalmente.

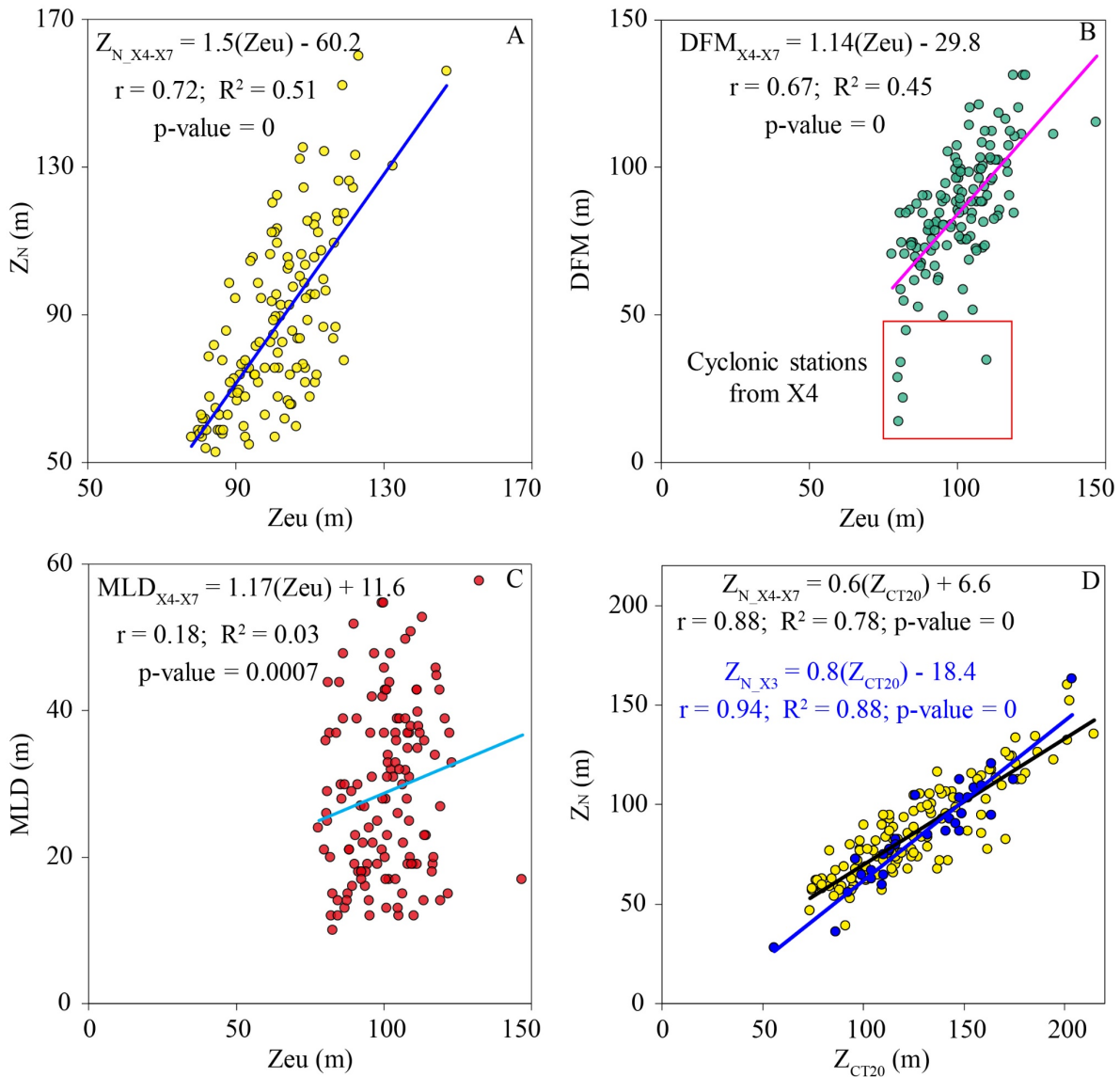


Figure 2.10. Correlaciones lineales entre Zeu y (A) Z_N (B) DFM y (C) MLD, así como entre (D) Z_{CT20} y Z_N .

Diferentes estudios publicados en aguas oceánicas del GM mostraron que la MLD presenta un fuerte ciclo estacional con valores que pueden llegar a ser de 10 m durante el verano cuando no se observan diferencias significativas entre estaciones influenciadas por CEs y AEs, tal como fue observado en los XIXIMIs de verano, mientras que puede profundizarse hasta 130 m durante el invierno cuando se pueden presentar mayores valores al interior de AEs (Damien et al., 2018; Hamilton et al., 2018; Müller-Karger et al., 2015; Pasqueron de Fommervault et al., 2017), como fue observado en algunas estaciones del crucero XIXIMI-3. Este comportamiento estacional de la MLD tiene fuertes implicaciones

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

en los procesos biogeoquímicos del golfo en tanto que las menores/mayores tasas de fijación de carbono se observan durante el periodo de mayor/menor estratificación de la columna de agua (Müller-Karger et al., 2015, 1991). La profundización de la MLD por efecto del bombeo por remolino en AEs afecta el flujo de nutrientes a la zona eufótica (Gaube et al., 2019) y junto con la mezcla convectiva invernal, puede incluso profundizarse por debajo de Z_N en algunas áreas de la región oceánica del GM incrementando la producción primaria nueva (Damien et al., 2018).

Los valores de la MLD obtenidos en este estudio para los cruceros de verano, derivados con diferentes criterios hidrográficos que emplean perfiles verticales de temperatura y densidad (Abdulla et al., 2016; de Boyer Montégut, 2004; Huang et al., 2018), son comparables con los valores de la MLD (~ 20–60 m) estimados por Linacre et al. (2019) para las estaciones muestreadas en los cruceros XIXIMI-4 a XIXIMI-6, quienes obtuvieron la MLD como la profundidad de la máxima frecuencia de Brunt-Väisälä. Estos investigadores estimaron mayores biomásas de *Prochlorococcus* (ecotipo-I: alta luz bajos nutrientes) por encima o cercanos a la MLD y más someras que el DFM, mientras que encontraron otro tipo de *Prochlorococcus* (ecotipo-II: baja luz altos nutrientes) ubicado cerca o por debajo del DFM, en la base de la zona eufótica (que definieron como el 0.1% de luz). Además, mostraron que el ecotipo-II de *Prochlorococcus* estuvo relacionado con los LCEs que lo transportan y distribuyen en la región oceánica del GM (Linacre et al., 2019).

Por otro lado, en el golfo se observan menores valores invernales de la MLD (típicamente menor que 130 m) comparados con los estimados para otras cuencas oligotróficas, como los valores reportados para las estaciones de BATS (~ 100–350 m) y ESTOC (~ 100–200 m) ubicadas en el giro subtropical del Atlántico Norte (Cianca et al., 2007). Sin embargo, los valores de la MLD obtenidos en este estudio, así como los valores reportados para el ciclo medio anual de la MLD en el GM (Damien et al., 2018; Müller-Karger et al., 2015; Pasqueron de Fommervault et al., 2017) son comparables con los datos de la MLD obtenidos en la estación de HOT, ubicada en el giro subtropical del Pacífico Norte (Cianca et al., 2007; Omand and Mahadevan, 2015).

El DFM, que es considerado un proxy del máximo profundo de clorofila (DCM) y del máximo profundo de biomasa (Lee-Sánchez et al., 2022; Linacre et al., 2019; Lorenzen,

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

1966), estuvo mejor definido durante las condiciones de mayor estratificación en CEs, NEs y AEs, mientras que en el invierno se observó más erosionado en AEs. Resultado similar a los reportados para el GM que muestran el efecto de las condiciones estacionales sobre el DCM (Damien et al., 2018; Pasqueron de Fommervault et al., 2017) y la influencia de remolinos de mesoescala sobre el DFM (Lee-Sánchez et al., 2022). Este resultado es consistente con la detección de DCMs bien definidos en mares oligotróficos durante el periodo de estratificación de la columna de agua (Estrada et al., 1993) donde se presenta una capa superficial caracterizada por una alta disponibilidad de luz y bajos nutrientes y una capa más profunda con baja luz y mayor concentración de nutrientes (Beckmann and Hense, 2007; Bock et al., 2022; Cornec et al., 2021b; Dugdale, 1967). El intervalo de profundidad del DFM (~ 10–130 m) obtenido en las estaciones muestreadas en las campañas XIXIMI-3 a XIXIMI-7 fue mayor al intervalo climatológico y a escala de cuenca para el DCM (~ 70–100 m) obtenido con datos observados por Pasqueron de Fommervault et al. (2017) y datos modelados por Damien et al. (2018) en el GM. Este resultado fue debido a que se obtuvieron valores más someros del DFM en 19 estaciones ciclónicas (media 46 m; 30% de estaciones CEs), en cuatro estaciones sin influencia de remolinos (media 47 m) y en tres estaciones que estuvieron influenciadas por la mezcla de los LCEs en etapa de disipación Icarus + Jumbo (media 40 m). Mientras que valores particularmente altos del DFM se presentaron en 14 estaciones influenciadas por LCEs en formación, intensificación y disipación (media 120 m; 37% de estaciones AEs), así como en cuatro estaciones muestreadas en aguas sin efecto de remolino (media 115 m). Sin embargo, dado que en los estudios de Damien et al. (2018) y Pasqueron de Fommervault et al. (2017) no agruparon estaciones influenciadas por CEs, NEs o AEs, es probable que DCMs más someros en CEs y/o DCMs más profundos en AEs hayan sido enmascarados/suavizados (ver figura 3 de Damien et al., 2018).

La posición del DFM respecto a la Z_N en las estaciones muestreadas en nuestro estudio sugiere que podría presentarse preferiblemente un máximo profundo de fotoaclimatación en algunos LCEs en etapa de formación e intensificación y durante las condiciones de mayor estratificación de la columna de agua, mientras que en los CEs se estaría formando un máximo profundo de biomasa tanto en invierno como en verano. Una posición más superficial del DFM respecto a la Z_N como la observada en NEs y AEs en invierno y verano obtenida en este estudio también ha sido observada en regiones oligotróficas como los cinco

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

giros subtropicales del océano y en el este del Mar Mediterráneo, donde se determinó que los DCMs son debidos a procesos de fotoaclimatación, particularmente en núcleos de AEs (Cornec et al., 2021b, 2021a). Mientras tanto, el DCM ubicado a mayor profundidad que la Z_N en CEs en XIXIMI-3 a XIXIMI-7, así como en tres estaciones influenciadas por LCEs disipándose en XIXIMI-3, también ha sido observado en regiones caracterizadas por la presencia permanente de máximos profundos de biomasa como la región del Atlántico Subequatorial (Cornec et al., 2021a). Este resultado resalta el importante papel que desempeñan los CEs en los procesos biogeoquímicos en el GM e indica que los LCEs en etapa de decaimiento podrían jugar un papel importante en los procesos de producción primaria durante la mezcla convectiva invernal en el golfo.

Es importante notar que el grupo de estaciones influenciadas por la mezcla de los LCEs en etapa de disipación conocidos como Icarus y Jumbo (muestreadas en XIXIMI-3), desprendidos en noviembre de 2011 y junio de 2012, respectivamente (Figura S2.6), presentaron una MLD más profunda que el DFM, la Z_N y la Zeu. Este proceso podría ser el resultado de la intensificación del campo de viento durante la mezcla convectiva invernal que pudo desencadenar el mecanismo *eddy-Ekman pumping* en el que se produce un bombeo de nutrientes al interior de los AEs (Dewar and Flierl, 1987; Martin and Richards, 2001), por lo que estos remolinos pueden llegar a ser más productivos que los CEs (Dufois et al., 2016; Huang and Xu, 2018; McGillicuddy, 2016). Al respecto, en el GM se ha documentado que durante condiciones invernales se intensifica el campo de viento (Müller-Karger et al., 2015; Zavala-Hidalgo et al., 2014), particularmente en dirección oeste, como mostraron Zavala-Hidalgo et al. (2014) en la Bahía de Campeche (ver su figura 2). Resultado que sugiere que la mezcla vertical favorecida por el mecanismo *eddy-Ekman pumping* erosionó la base de la nitraclina y puso a disposición NN en la zona iluminada en estos LCEs, lo que pudo incrementar la producción primaria en las estaciones influenciadas por la mezcla de estos remolinos disipándose. Por ejemplo, recientemente se documentó que este mecanismo de interacción remolino-viento sería el responsable de mayores tasas de respiración en AEs muestreados en la Bahía de Campeche durante las campañas Malla Fina, probablemente debido a un incremento de biomasa producido por el ingreso de nutrientes a la zona iluminada (Villegas-Mendoza et al., 2022). Sin embargo, dado que no se dispone de suficientes datos muestreados en AEs del interior del golfo ni en LCEs en disipación durante el invierno en el

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

GM, es necesario realizar más estudios para validar la ocurrencia de este proceso al interior de LCEs. Además, puesto que no se dispone de datos de producción primaria neta para corroborar dicha hipótesis, es necesario asumir que la fluorescencia es un proxy de la concentración de clorofila. Aun así, este supuesto tiene sentido dada la relación (débil a moderada) entre la concentración de clorofila y la producción primaria neta (Cullen, 1982) que presenta una mayor asociación en cuencas limitadas en nutrientes y con bajas concentraciones de diatomeas (Müller-Karger et al., 2015) como ocurre en el GM (Biggs and Müller-Karger, 1994; Lee-Sánchez et al., 2022; Linacre et al., 2021; Velásquez-Aristizábal et al., 2022). Como se dijo previamente, es probable que este proceso de interacción del campo de viento con LCEs en disipación favorezca los procesos de producción primaria y que el incremento de la [chl-a] durante el invierno no solo corresponda a procesos de fotoaclimatación y/o de redistribución del contenido de clorofila subsuperficial en el GM como fue establecido por Pasqueron de Fommervault et al. (2017) y como ha sido observado en algunas cuencas oligotróficas por Cornec et al. (2021b).

Si se asume que la fluorescencia es un proxy adecuado de la biomasa fitoplanctónica en el golfo (Lee-Sánchez et al., 2022; Linacre et al., 2019), el posible incremento de las tasas de fijación y stock de C en AEs y LCEs en disipación que se produce durante el invierno puede ser analizado con los perfiles verticales de fluorescencia de LCEs en disipación durante los cruceros XIXIMIs. Estos perfiles verticales indican que en los LCEs se incrementó la fluorescencia en la capa superficial durante el invierno y la primavera, mientras que disminuyó en verano, justo cuando aumentó la fluorescencia en la superficie de los CEs (Figura 2.11). Los resultados muestran que no sólo se produjo un incremento de la fluorescencia superficial en los LCEs durante los meses fríos, sino que la diferencia entre los máximos profundos de fluorescencia respecto a NEs y CEs fue menor (Figura 2.11). Por ejemplo, el LCE en disipación muestreado en la campaña XIXIMI-3 (Jumbo + Icarus; estaciones B11, C22, D27 y D28; Figura 2.11A) presentó una $Z_{eu} \sim 83\text{--}85$ m, una $MLD \sim 83\text{--}130$ m y una profundidad de la nitraclina de $95\text{--}120$ m. Resultados que indican que la mezcla vertical, quizá favorecida por el mecanismo eddy-Ekman pumping, erosionó la base de la nitraclina y puso a disposición NN en la zona iluminada en este LCE, lo que pudo producir un incremento de los procesos de producción primaria en su interior. Por su parte, el máximo superficial de fluorescencia se observó principalmente durante el verano en CEs

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

que, además, presentaron un máximo profundo de fluorescencia más somero e intenso (≥ 70 m) que el agua sin efecto de remolino (70–100 m) y AEs (típicamente ≥ 100 m; Figura 2.11). Estos máximos profundos de fluorescencia podrían estar asociados con los máximos profundos de biomasa durante el verano en CEs tal como fue demostrado en un estudio hecho a nivel global (Cornec et al., 2021b). Este resultado para los CEs cobra sentido dado que la concentración de clorofila puede ser considerada como un proxy de la NPP, particularmente en regiones oceánicas oligotróficas (Cullen, 1982; Müller-Karger et al., 2015), y la fluorescencia un proxy de la concentración de clorofila (Lee-Sánchez et al., 2022; Lorenzen, 1966), aunque la relación es más fuerte durante condiciones de baja irradiancia (Ryan-Keogh and Thomalla, 2020).

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

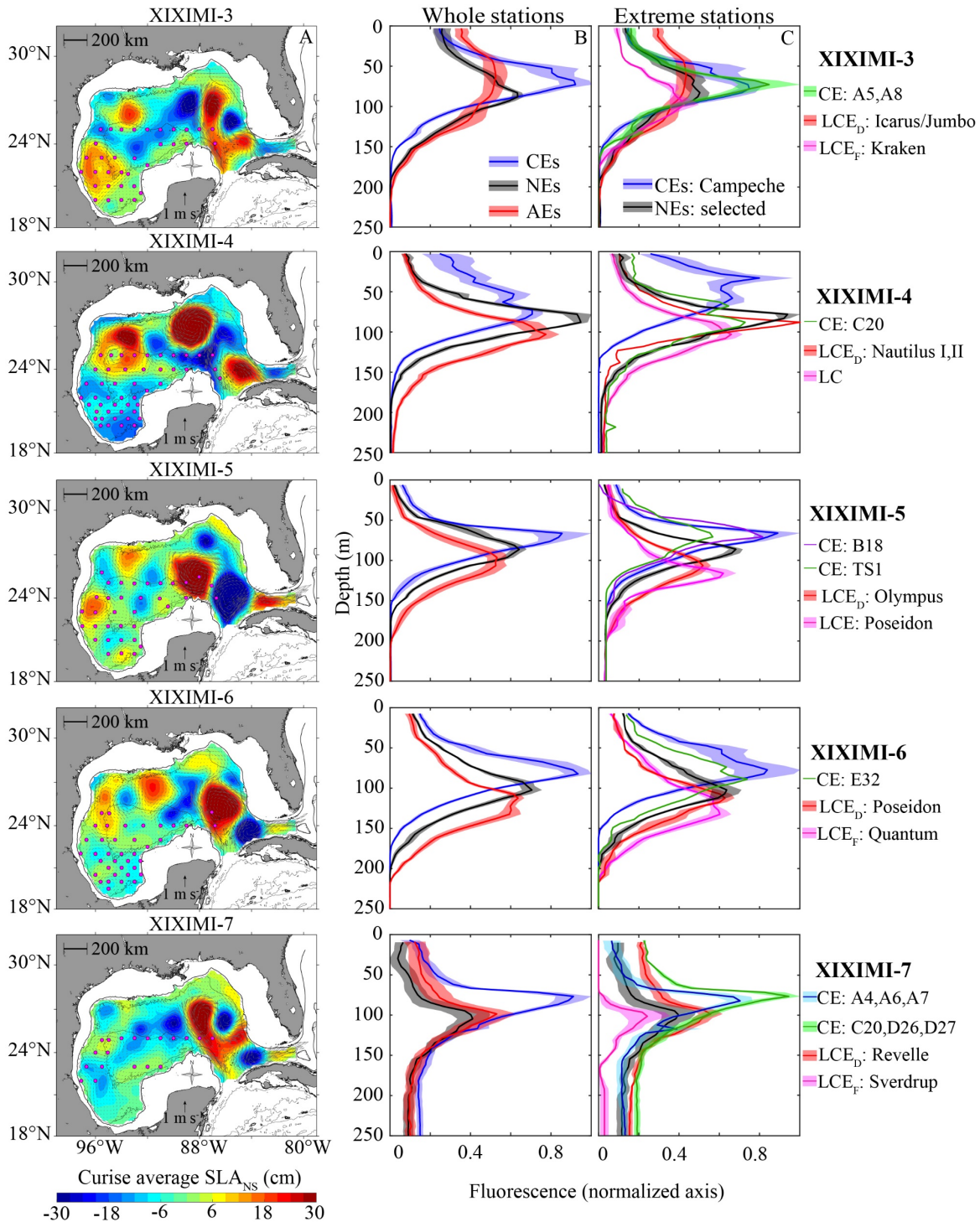


Figure 2.11. (A) Mapas de la altura del nivel del mar sin efecto estérico que muestran la ubicación de las estaciones (círculos magenta) empleadas en cada XIXIMI (para el nombre, ver Figura 2.1). Las flechas grises representan las corrientes de velocidad geostrofica. Perfiles verticales promedio de fluorescencia en grupos de estaciones ciclónicas (azul, cian, verde y morado), sin efecto de remolino (negro y gris) y anticiclónicas (rojo y magenta) empleando (B) el total de estaciones y (C) estaciones selectas. Las áreas sombreadas en los perfiles verticales representan el intervalo de confianza del 95%. Los nombres de algunas estaciones y de los LCEs se presentan en las leyendas de la figura.

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

El incremento de la fluorescencia en la capa superficial de AEs durante el invierno podría estar relacionado con un proceso de fotoaclimatación (Cornec et al., 2021b). En este mecanismo los productores primarios incrementan la concentración intracelular de pigmentos fotosintéticos bajo condiciones de baja irradiancia (máximo profundo de fotoaclimatación), pero este incremento no está necesariamente acompañado por un aumento de biomasa (Cornec et al., 2021b; Pasqueron de Fommervault et al., 2017). En el GM se observó que la clorofila superficial varía estacionalmente debido principalmente a la mezcla invernal, pero la combinación de datos del contenido total de clorofila integrado desde la superficie hasta la zona mesopelágica y de datos de retrodispersión por partículas (*backscattering*) no indicaron una variabilidad de la biomasa fitoplanctónica en la columna de agua a escala anual y de cuenca (Pasqueron de Fommervault et al., 2017). Este resultado indicó que el incremento superficial de clorofila estaría principalmente asociado a la redistribución vertical por la profundización de la MLD y/o a procesos de fotoaclimatación, mientras que no respondió a un incremento efectivo de biomasa fitoplanctónica (Pasqueron de Fommervault et al., 2017). Aun así, la posición más somera de las medias de Z_N y del DFM respecto a la media de la MLD en el LCE en etapa de disipación en XIXIMI-3 sugiere que el DFM correspondería principalmente a un máximo de biomasa. Por lo tanto, el ingreso de nutrientes nuevos modulado por la interacción remolino-viento produciría un florecimiento de fitoplancton, que estaría relacionado con el incremento superficial de la fluorescencia en LCEs en disipación durante la mezcla convectiva invernal (p.e., Jumbo + Icarus, XIXIMI-3, Figura 2.11).

Dados los resultados obtenidos en los Capítulos 1 y 2, se planteó un nuevo diagrama esquemático (Figura 2.12) que refleja la modulación por los remolinos de mesoescala de la relación entre Z_{eu} , Z_N , DCM y MLD en el GM, basado en datos medidos en algunas estaciones de los cruceros XIXIMI-3 (invierno) y XIXIMI-5 (verano), que complementa el dibujo esquemático propuesto por Pasqueron de Fommervault et al. (2017). El esquema también incluye estaciones sin efecto de remolinos de mesoescala que muestra similitudes con el diagrama propuesto por Pasqueron de Fommervault et al. (2017). Si se asume que la fluorescencia es un proxy de la clorofila-a, a diferencia del esquema de Pasqueron de Fommervault et al. (2017), en algunas estaciones muestreadas en nuestro estudio durante el

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

invierno se forman DCMs en CEs muestreados en la región de Campeche así como en LCEs en disipación; DCMs que posiblemente estarían relacionados con máximos profundos de biomasa (Cornec et al., 2021b), y la MLD puede erosionar la base de la nitraclina en LCEs en disipación durante las condiciones de invierno poniendo a disposición NN en la región iluminada. Los resultados mostrados en el diagrama son consistentes con los resultados obtenidos para los restantes cruceros de verano donde se emplearon todas las estaciones clasificadas por grupos CE, NE y AE. Sin embargo, los resultados derivados para el crucero de invierno deben tomarse con precaución en tanto que se usaron pocas estaciones para representar los grupos CE, AE y NE.

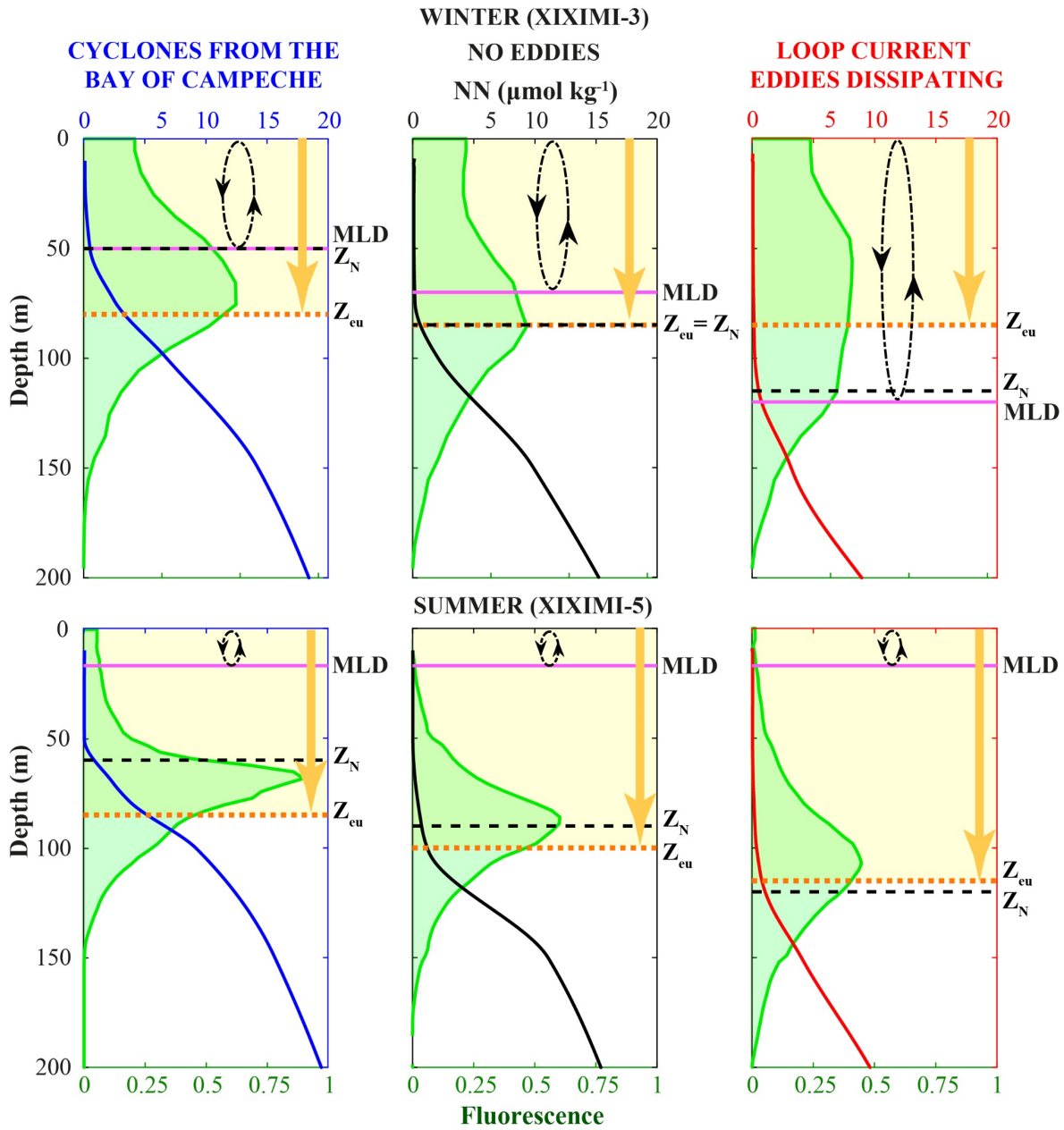


Figure 2.12. Diagrama esquemático de la distribución vertical de fluorescencia (eje x inferior) y NN en CE (eje x superior azul), agua sin efecto de remolino (eje x superior negro) y LCEs en disipación (eje x superior rojo) durante invierno (panel superior, estaciones selectas de XIXIMI-3) y verano (panel inferior, estaciones selectas de XIXIMI-5) en el GM. El panel fue hecho con valores reales de fluorescencia (área sombreada verde), NN (líneas azul, negra y roja para CE, NE y AE, respectivamente), profundidad de la nitraclina (Z_N ; línea negra discontinua), Z_{eu} (línea discontinua naranja), MLD (línea continua morada). La región amarilla con flecha vertical naranja representa la profundidad de la zona eufótica (1% de luz). Las elipses discontinuas negras con puntas de flecha negra esquematizan el proceso de mezcla vertical.

2.3.3 Flujos de N a la zona eufótica del GM

La determinación de los flujos verticales de NN se hizo para los grupos de estaciones CE, NE y AE obtenidos con la clasificación nitracéntrica descrita en el Capítulo 1 (Velásquez-Aristizábal et al., 2022). La clasificación para los grupos de estaciones CE, NE y AE se incluye en algunas figuras del material suplementario de este capítulo donde los grupos de estaciones se presentan jerarquizadas y están diferenciadas con color azul, negro y rojo, respectivamente (p.e. Figuras S2.8, S2.12 y S2.14). En la Figura 2.13 se observan los perfiles verticales promedio de NN y de la anomalía de densidad potencial para los grupos de estaciones clasificados en los cruceros XIXIMI-3 a XIXIMI-7, pero sin incluir las estaciones ubicadas en el Canal de Yucatán ni aquellas influenciadas por el LCE Poseidón, recientemente desprendido de la LC. Los perfiles promedio de NN y de σ_0 por crucero y para los grupos de estaciones CE, NE y AE son muy similares tanto en invierno como en verano, sugiriendo que los remolinos de mesoescala juegan un rol más importante en la distribución espacial de NN en el GM que las condiciones estacionales. Las diferencias más importantes se observan en los perfiles promedio de σ_0 que reflejan el efecto de la mezcla convectiva invernal, en tanto que la capa delimitada por la superficie y la isopicna de $\sim 25 \text{ kg m}^{-3}$ está marcadamente estratificada en los cruceros de verano (especialmente en XIXIMI-4 a XIXIMI-6), mientras que está completamente mezclada en el crucero de invierno (XIXIMI-3; Figura 2.13). Por su parte, diferencias notorias en los perfiles de NN se observan a partir de 50 m en el grupo de estaciones influenciadas por CEs. En algunas estaciones influenciadas por CEs durante el invierno se observaron mayores concentraciones de NN cerca a los 50 m, mientras que en los cruceros de verano esta capa permaneció completamente agotada (Figura 2.13). Resultados previamente descritos por (Biggs and Müller-Karger, 1994; Lee-Sánchez et al., 2022) y en el Capítulo 1 (Velásquez-Aristizábal et al., 2022). Estos perfiles verticales muestran que los CEs juegan un importante papel en el abasto de NN a la zona eufótica del GM, no solo a través del mecanismo de bombeo por remolino (eddy-pumping) sino porque el levantamiento de las isopicnas produce mayores pendientes de la nitraclina que conllevan a mayores flujos difusivos de NN. Estos mecanismos de abasto de NN, incluyendo el suministro producido por la mezcla convectiva invernal se describen a continuación.

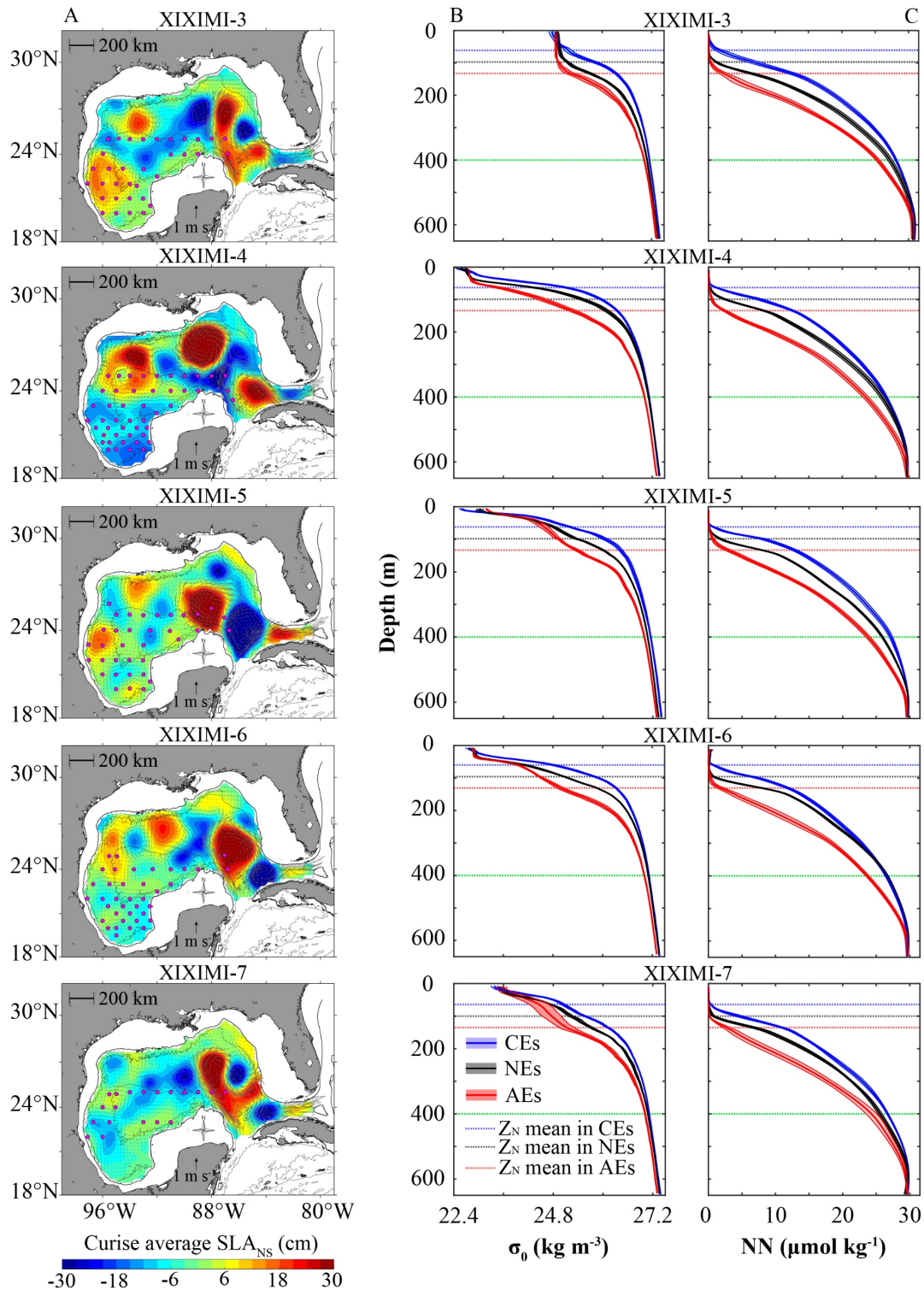


Figure 2.13. (A) Mapas de la altura del nivel del mar sin efecto estérico que muestran la ubicación de las estaciones (círculos magenta) empleadas en cada XIXIMI (para el nombre, ver Figura 2.1). Las flechas grises representan las corrientes de velocidad geostrófica. Perfiles verticales promedio de grupos de estaciones ciclónicas (azul), sin efecto de remolino (negro) y anticiclónicas (rojo) para (B) la anomalía de densidad potencial y (C) NN. Las áreas sombreadas en los perfiles verticales representan el intervalo de confianza del 95%.

2.3.3.1 Flujos difusivos de NN

Los flujos difusivos de NN (F_N) estimados en las profundidades de $Z_{eu} \pm 10$ m, 100 ± 10 m y 150 ± 10 m de la región de aguas profundas del GM muestran que las parametrizaciones de K_z modificadas de Omand and Mahadevan (2015) y de Ryabov et al. (2010) son estadísticamente iguales (valor- $p = 0$; Figura 2.14). Por su parte, con la parametrización de K_z modificada de Bahamón and Cruzado (2003) se obtienen menores valores de F_N en 150 ± 10 m respecto a las otras dos parametrizaciones, y además, se obtienen valores de F_N menores en 100 ± 10 m respecto a los valores calculados con la parametrización modificada de Omand and Mahadevan (2015; Figura 2.14). La mayor diferencia entre los valores de F_N se obtuvo a los 150 m, profundidad donde la estimación usando la parametrización de K_z modificada de Bahamón and Cruzado (2003) fue un $\sim 40\%$ menor respecto a las otras parametrizaciones (medianas: 0.04 vs. 0.085 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$; Figura 2.14). A nivel de cuenca, F_N disminuye con el aumento en la profundidad entre la zona eufótica y 150 m, en tanto que los intervalos de confianza del 95% para las medianas de F_N en la región de transición de la zona eufótica-afótica y a los 150 m fueron de $0.11\text{--}0.15$ $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ y de $0.08\text{--}0.09$ $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$, respectivamente (Figura 2.14). El NN suministrado a través de la base de la zona eufótica es rápidamente consumido por los productores primarios manteniendo un mayor gradiente de NN que incrementa la difusión respecto a zonas más profundas. Sin embargo, los intervalos de confianza alrededor de la mediana calculados combinando los datos de F_N obtenidos para las estaciones muestreadas en todos los cruceros suavizan la mediana obtenida por grupos de estaciones CE, NE y AE de 0.21 , 0.13 y 0.04 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$, respectivamente (ver resumen estadístico obtenido con la parametrización de K_z modificada de Omand and Mahadevan, 2015, en la Tabla S2.2).

De manera general, si se eliminan los valores de F_N de nueve estaciones de XIXIMI-3 cuya $MLD > Z_{eu}$ (Figura S2.7) y si se calculan los valores de F_N con la parametrización de K_z modificada de Omand and Mahadevan (2015), se encuentra que los flujos difusivos en la región oceánica del golfo rara vez superaron el límite de 0.6 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ (Figura 2.15). Los resultados muestran que los flujos difusivos estuvieron en los intervalos de $0\text{--}0.58$ (dos valores extremos de 0.78 no son considerados), $0.01\text{--}0.55$ y $0\text{--}0.25$ $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ con medias de 0.16 , 0.14 y 0.09 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ para las profundidades de $Z_{eu} \pm 10$ m, 100 ± 10 m y 150 ± 10 m, respectivamente (Tabla S2.2; Figuras 2.15 y S2.8). A nivel de cuenca, solo los

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

resultados promedio de F_N obtenidos en este estudio para la capa de 150 ± 10 m son comparables con las estimaciones de $\sim 0.06\text{--}0.07$ $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ obtenidas por Pasqueron de Fommervault et al. (2017), también para la región de aguas profundas del GM.

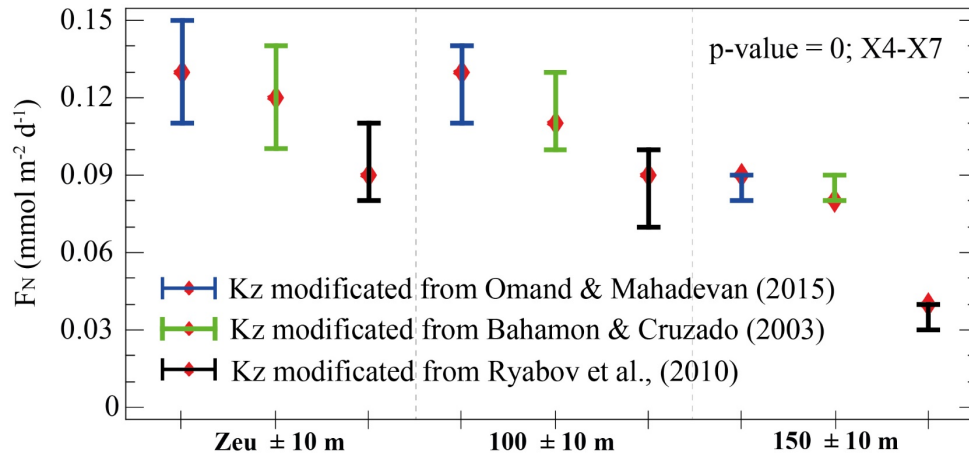


Figure 2.14. Medianas e intervalo de confianza del 95% de los flujos difusivos calculadas en todas las estaciones muestreadas en los cruceros XIXIMI-4 a XIXIMI-7 para las profundidades $Zeu \pm 10$ m, 100 ± 10 m y 150 ± 10 m de la región de aguas profundas del GM. Las barras de error azules, verdes y negras representan las parametrizaciones (ecuaciones 2.11, S2.4 y S2.7) modificadas de Omand and Mahadevan (2015), Ryabov et al. (2010) y Bahamón and Cruzado (2003), respectivamente. El rombo rojo corresponde a la mediana.

La comparación de los resultados obtenidos para F_N respecto a grupos CE, NE y AE y para los cinco cruceros indica que los flujos difusivos estuvieron principalmente modulados por remolinos de mesoescala (prueba mediana de Mood; valor-p = 0) más que por la temporada del año (prueba mediana de Mood; valor-p = 0.15). Los valores promedio de F_N estimados en todos los cruceros para los grupos de estaciones CE, NE y AE (AE del interior del GM, AE de la LC y LCE recientemente desprendidos) fueron de 0.25, 0.15 y 0.04 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ para la zona eufótica mientras que fueron de 0.08, 0.12 y 0.07 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ a los 150 m (Figura 2.15; Tabla S2.2). Estos resultados indican que en la zona eufótica se presentaron mayores flujos difusivos de NN en CEs que en AEs (valor-p = 0), pero los flujos se igualaron en ambos grupos de estaciones a los 150 m (Figura 2.15; Tabla S2.2). Además, estos resultados muestran el importante papel que juegan los CEs en el abasto de NN, no solo por el mecanismo de bombeo por remolino (ver próxima sección) sino por el mecanismo de transporte difusivo de NN a la zona eufótica del golfo.

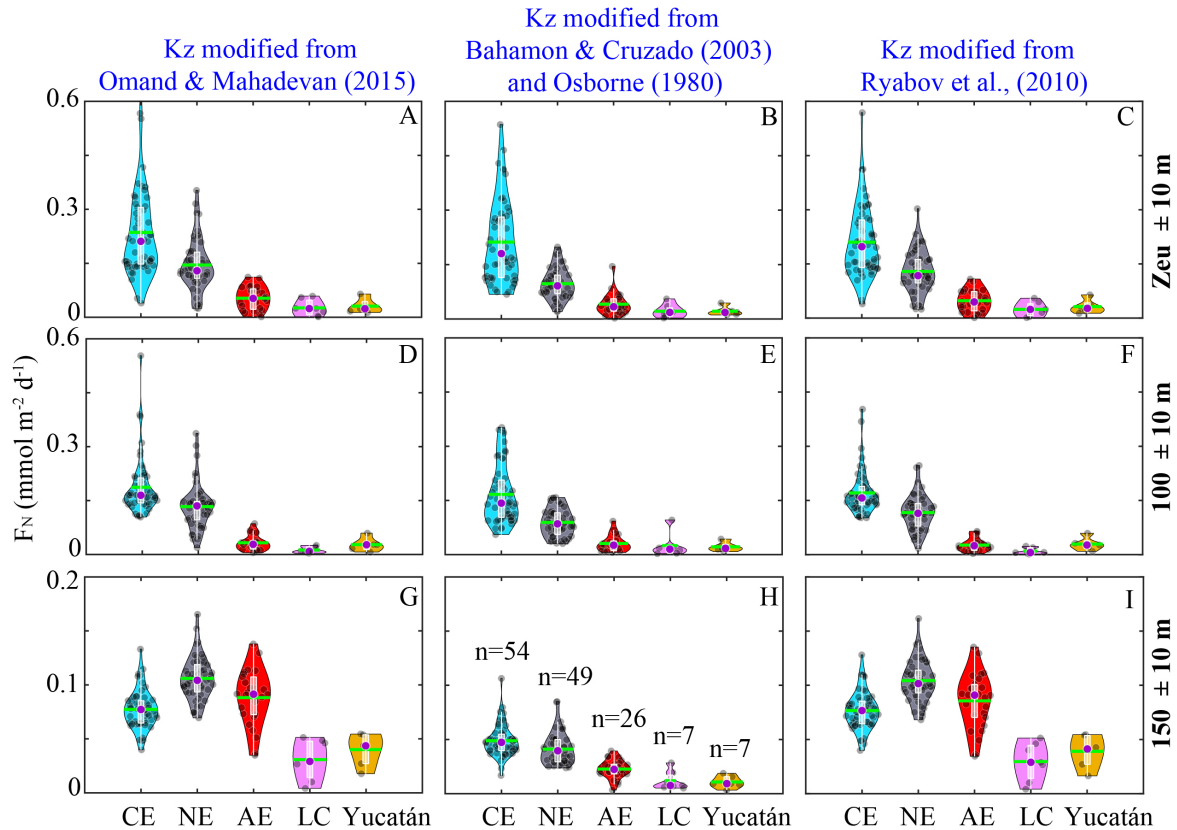


Figure 2.15. Diagramas de violín/densidad de Kernel del flujo difusivo de N (F_N) calculado con las tres parametrizaciones de K_z modificadas de (A, D, G) Omand and Mahadevan (2015), (B, E, H) Bahamón and Cruzado (2003) y Ryabov et al. (2010) a las profundidades de (A-C) $Zeus \pm 10$ m, (D-F) 100 ± 10 m y (G-I) 150 ± 10 m. Las estaciones están clasificadas como ciclónicas (CE, azul), sin efecto (NE, negro), anticiclónicas (AE, rojo), ubicadas en la Corriente del Lazo (LC, rosa) y en el Canal de Yucatán (amarillo). Los puntos negros son los datos de cada estación, la línea horizontal verde es la media y el círculo violeta es la mediana. Cada “violín” contiene el típico diagrama de cajas y bigotes en color blanco. Solo se emplearon los datos de los cruceros XIXIMI-4 al 7.

Es importante resaltar que, cuando se divide el grupo de estaciones AE en estaciones influenciados por LCEs en disipación y del interior del golfo (AE en las Figuras 2.15 y S2.9) y en AEs de la LC más LCEs recientemente desprendidos (LC en las Figuras 2.15 y S2.9), se observa que la mediana de los flujos difusivos fue mayor en AEs del interior del GM y LCEs en etapa de disipación. Esto ocurre especialmente a 150 m donde la mediana de F_N en LCEs en disipación fue casi el doble de las medianas de F_N estimadas en estaciones influenciadas por la LC y LCEs recientemente desprendidos e, incluso, fue mayor que las medianas de F_N observadas en estaciones influenciadas por CEs (Figuras 2.15 y S2.9). Este interesante resultado muestra un incremento del flujo difusivo de NN en LCEs en disipación a 150 m, profundidad donde Linacre et al. (2019) mostraron que se suele presentar el 0.1%

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

de luz y donde observaron mayores biomásas del ecotipo-II de *Prochlorococcus*, una cianobacteria adaptada a bajas irradiancias y “altos” nutrientes que está asociada con los LCEs en disipación.

En un reciente estudio conducido en el noroeste de la región oceánica del GM ($> 25^\circ\text{N}$), Kelly et al. (2021) estimaron que los flujos difusivos de NN hacia la zona eufótica son menores que $0.001 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, es decir, tres órdenes de magnitud menores a los valores reportados en este estudio y a los valores reportados por Pasqueron de Fommervault et al. (2017) para el GM. Si se analizan los perfiles verticales de NN, K_z y F_N de la figura 2 del material suplementario de Kelly et al. (2021), se infiere, tras comparar con nuestros resultados del Capítulo 1 y de la sección 2.3.2, que dos de las estaciones que muestrearon fueron posiblemente NE ($Z_N \sim 75 \text{ m}$) mientras que tres ellas estuvieron probablemente influenciadas por un LCE recientemente desprendido de la LC ($Z_N < 110 \text{ m}$). Se observa que las estimaciones de F_N obtenidas por Kelly et al. (2021) estuvieron en los intervalos de ~ 0 – 0.001 y de 7×10^{-4} – $0.05 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, valores obtenidos de la figura 2c de su material suplementario a las profundidades de $100 \pm 10 \text{ m}$ y $150 \pm 10 \text{ m}$. Estos valores de F_N están en los intervalos de los valores mínimos encontrados en este estudio para estaciones influenciadas por NEs y AEs (Tabla S2.2). Aún así, los valores de K_z usados en nuestro estudio, así como los calculados por Pasqueron de Fommervault et al. (2017) son, al menos, un orden de magnitud mayores que los obtenidos por Kelly et al. (2021), por lo que se requieren realizar más estudios para determinar si se están sobre o subestimando los flujos difusivos de NN a la zona eufótica del golfo. Sin embargo, la generalización que Kelly et al. (2021) hicieron para la región oceánica del GM, minimiza el papel de los flujos difusivos de NN hacia la zona eufótica dado que sus estimaciones no tuvieron una cobertura espacial y temporal mayor que la obtenida con los cruceros XIXIMI y no muestrearon CEs, por lo que el impacto de estas estructuras comunes en el GM no fue considerado en sus conclusiones. Además, como se mostrará en la próxima sección, los flujos de NN producidos por bombeo en los remolinos ciclónicos son varias veces mayores que los flujos difusivos de NN.

En las estaciones de BATS y ESTOC ubicadas en el giro subtropical del Atlántico Norte han estimado que los flujos difusivos verticales de NN hacia la zona eufótica oscilan entre 0.03 – $0.04 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Cianca et al., 2007; Siegel et al., 1999), valores similares a los estimados en este estudio para estaciones influenciadas por AEs, la LC, el Canal de Yucatán

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

y al interior de LCE en todas sus etapas de vida. Además, en zonas como el giro subpolar del Atlántico Norte y en la región de la Corriente del Golfo han reportado flujos difusivos verticales de $0.06\text{--}0.22 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Forryan et al., 2012; Pidcock et al., 2016; Zhang et al., 2018) mientras que en otros estudios hechos en el Atlántico Norte reportaron valores de F_N de $0.38\text{--}0.58 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Bahamón and Cruzado, 2003; Planas et al., 1999), intervalos similares a los valores promedio de F_N obtenidos en este estudio. Como se mostró previamente con los resultados de las características de la nitraclina, estos valores de F_N indican que en el GM los flujos difusivos mediados por CEs podrían desempeñar un rol importante en el abasto de NN a la zona eufótica del golfo. Sin embargo, la amplitud de los intervalos de las estimaciones de F_N calculadas en este estudio y reportadas para el Atlántico Norte y para el GM sugiere que, además de la variabilidad espacial, temporal y por efectos de remolinos de mesoescala, las aproximaciones matemáticas y/o las mediciones a través de perfiladores de microestructura usadas para calcular K_z podrían jugar un importante papel en estos resultados. Esto fue demostrado con estimaciones de producción nueva calculada a partir de modelos biogeoquímicos y observaciones que indicaron que las diferencias en la parametrización de la difusión vertical producía diferentes valores de los flujos difusivos de nutrientes (Bahamón and Cruzado, 2003; Gnanadesikan et al., 2001). Por lo tanto, la combinación de mediciones indirectas de K_z en el GM con parametrizaciones matemáticas como las usadas/propuestas en este estudio permitiría obtener estimaciones de F_N más confiables que puedan ser usadas en estudios de mayor escala temporal en el golfo.

2.3.3.2 Flujos de NN por mezcla convectiva invernal

Los flujos convectivos de NN (F_{N-WC}) ingresados a la Zeu durante la mezcla invernal se calcularon asumiendo que el invierno después de cada capa de verano es adecuadamente representado por XIXIMI-3. Nuestras estimaciones indican que los flujos convectivos fueron diferentes entre remolinos de mesoescala y entre temporadas mostrando que las estaciones influenciadas por CEs, particularmente muestreadas durante XIXIMI-4, presentaron los mayores valores de F_{N-WC} . A nivel de cuenca, F_{N-WC} fue menor que $0.5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, aunque en promedio, presentó una media (\pm un intervalo de confianza del 95%) de $0.09 \pm 0.02 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y una mediana de $0.06 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Figura 2.16; Tabla S2.3).

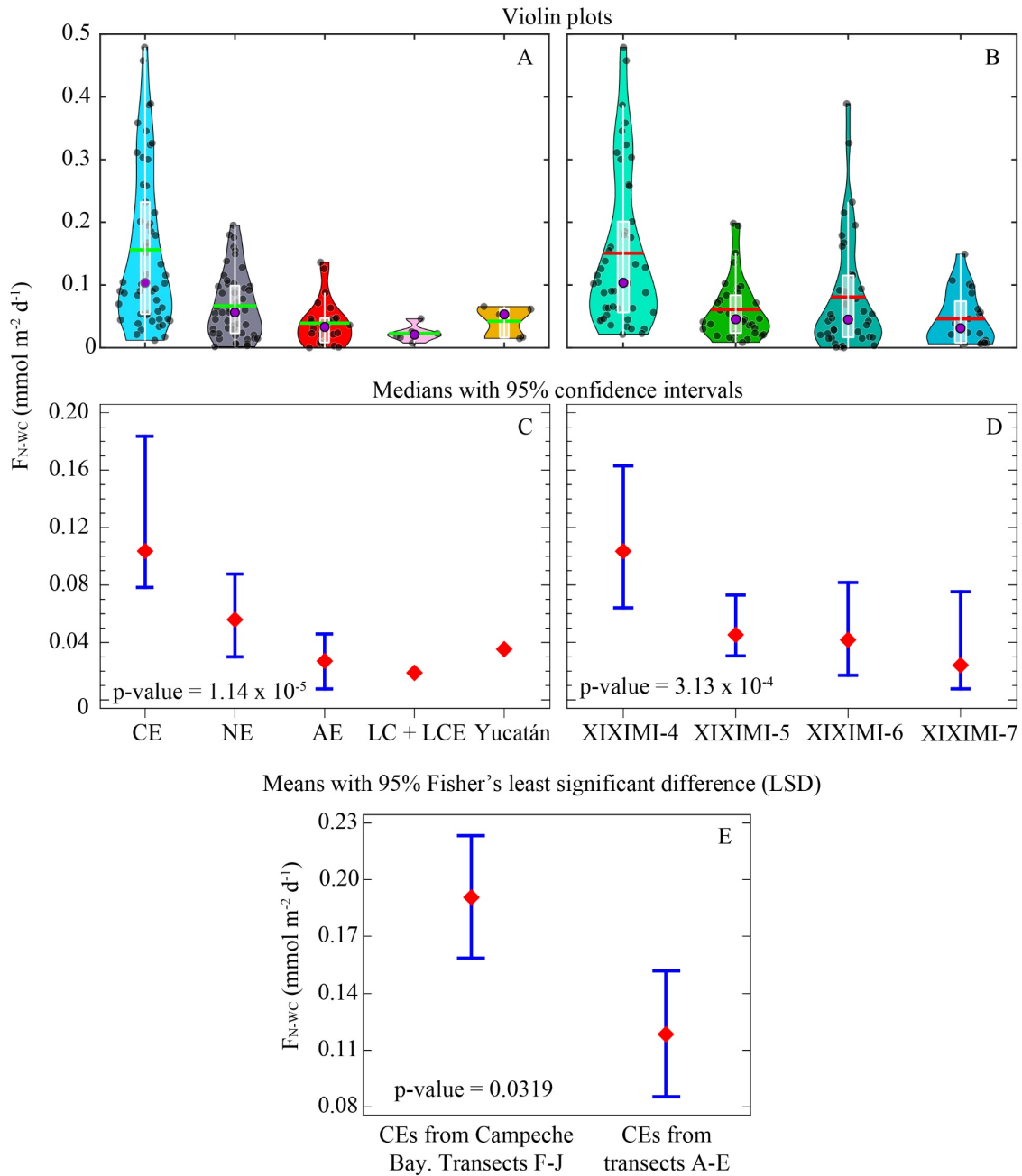


Figure 2.16. Diagramas de violín/densidad de Kernel del flujo convectivo de N (F_{N-WC}) separado por grupos de estaciones (A) con y sin efecto de remolinos de mesoescala y (B) por cruceros. En (A) las estaciones están clasificadas como ciclónicas (CE, azul), sin efecto (NE, negro), anticiclónicas (AE, rojo), ubicadas en la Corriente del Lazo (LC, rosa) y en el Canal de Yucatán (amarillo). Los puntos negros son los datos de cada estación, las líneas horizontales verde y roja corresponden a la media y el círculo violeta es la mediana. Cada “violín” contiene el diagrama de cajas y bigotes en color blanco. Solo se emplearon los datos de los cruceros XIXIMI-4 al 7. (C, D) Prueba de medianas de Mood con intervalos de confianza del 95% para los mismos grupos de estaciones de (A, B), respectivamente. (E) Diagrama de medias con intervalos basados en la diferencia mínima significativa de Fisher (LSD) entre grupos de estaciones ciclónicas de Campeche (transectos F-J) y de los transectos A-E.

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

Las pruebas estadísticas de las medianas de Mood indicaron que el F_{N-WC} en estaciones influenciadas por CEs (mediana: $0.104 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) y NEs (mediana: $0.056 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) fueron entre dos y cinco veces mayores que el flujo convectivo obtenido en las estaciones influenciadas por AE + LCE (mediana: $0.023 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$; Figuras 2.16A y 2.16C; Tabla S2.3). Además, en las estaciones ciclónicas de la Bahía de Campeche ($n = 28$) se estimó una media de F_{N-WC} ($0.19 \pm 0.03 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) un 58% mayor que la media del flujo convectivo de NN estimada en el resto de estaciones influenciadas por CEs en el interior del GM ($0.12 \pm 0.03 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$; valor-p = 0.0319; $n = 26$; Figura 2,16E). Resultado relacionado con el levantamiento de la nitraclina en los CEs muestreados durante el invierno, dado que se observó que en algunas estaciones ciclónicas (como la G44) la profundidad de la capa de mezcla superó la profundidad de la nitraclina (Figuras 2.9 y S2.7), por lo que este mecanismo convectivo pudo abastecer una mayor cantidad de NN a la zona iluminada de dicha región del golfo.

A nivel de cruceros, los mayores valores de F_{N-WC} fueron estimados durante la campaña XIXIMI-4, cuya mediana ($\sim 0.48 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) fue un 140, 23 y 374% mayor que las medianas de F_{N-WC} en los cruceros XIXIMI-5 a XIXIMI-7, respectivamente (Figuras 2.16A y 2.16C; Tabla S2.3). Resultado que posiblemente esté relacionado con la cantidad de estaciones muestreadas en CEs en cada crucero, en tanto que el 44, 15, 30 y 11% de las estaciones influenciadas por este tipo de remolinos fueron muestradas en XIXIMI-4 a XIXIMI-7, respectivamente (Figuras 2.16B y 2.16D; Tabla S2.3). Estos resultados muestran el importante papel que desempeñan los CEs en el GM en el abasto de NN a la zona eufótica por mezcla convectiva vertical, particularmente los CEs de la Bahía de Campeche donde se ha documentado la presencia semipermanente de estas estructuras de mesoescala (Elliott, 1982; Linacre et al., 2015; Pérez-Brunius et al., 2013; Schmitz, 2005a), así como su impacto en los procesos de producción primaria y respiración de la comunidad procariota y de las bacterias heterotróficas (Durán-Campos et al., 2017; Villegas-Mendoza et al., 2022). Sin embargo, como se demuestra en la próxima sección, este proceso convectivo es un mecanismo insuficiente de abasto de NN a la zona eufótica del golfo, especialmente porque la MLD en promedio se profundiza un $\sim 20\%$ más que Zeu en solo el $\sim 40\%$ de las estaciones de XIXIMI-3 (de las cuales el $\sim 60\%$ fueron NE), mientras que se profundiza $\sim 12 \text{ m}$ más que

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

la Z_N en solo el 16% de las estaciones de XIXIMI-3 (ver promedios de estas profundidades en la Figura S2.7).

Si bien no se discutirá a fondo, el cálculo alternativo de los Flujos de NN producidos por mezcla convectiva invernal empleando parte de la metodología seguida por Siegel et al. (1999) y Cianca et al. (2007) produce menores valores de F_{N-WC} que los reportados previamente. Estos investigadores calcularon el stock de NN en BATS y ESTOC durante el verano (6 meses antes del invierno) entre superficie y la máxima profundidad de la isopícnica más profunda que fue asomerada durante el invierno. Aplicamos este procedimiento a las medias de los grupos de estaciones CE, NE y AE y encontramos que las isopícnicas asomeradas por grupos fueron 24.78, 24.90 y 24.87 kg m⁻³, respectivamente (Figura S2.10). Las estimaciones de F_{N-WC} con esta metodología son menores que las discutidas previamente e indican que el flujo convectivo en el golfo es menor que 0.08 mmol m⁻² d⁻¹ y presenta una media de 0.02 ± 0.01 mmol m⁻² d⁻¹.

La comparación de las medias de los flujos difusivo y convectivo de NN hacia la zona eufótica, indica que la media global del primero es mayor ~ 78% (0.16 vs. 0.09; valor-p = 0; Tablas S2.2 y S2.3), por lo que los mecanismos difusivos de abasto de NN a la región oceánica del GM son mayores. Este resultado, sin embargo, es opuesto a las diferencias estimadas entre ambos tipos de flujos de NN hacia la zona eufótica reportadas para otras regiones oligotróficas como el giro subtropical del Atlántico Norte (Cianca et al., 2007; Siegel et al., 1999). Por ejemplo, en las estaciones de BATS y ESTOC se ha documentado que el flujo convectivo de NN (0.13–0.17 mmol m⁻² d⁻¹) puede ser hasta un orden de magnitud mayor que el flujo difusivo de NN (0.01–0.03 mmol m⁻² d⁻¹). Resultado probablemente relacionado con una mayor estratificación durante el verano seguida de una mayor profundización de la capa de mezcla en invierno que, a diferencia de las observaciones realizadas en el golfo, erosiona con mayor intensidad la nitraclina (Cianca et al., 2007; Damien et al., 2018; Omand and Mahadevan, 2015; Pasqueron de Fommervault et al., 2017; Siegel et al., 1999). Por su parte, a partir de estudios de modelación también realizados en el Atlántico Norte, estimaron que el flujo convectivo de NN a la zona eufótica estaría en el intervalo ~ 0.13–0.5 mmol m⁻² d⁻¹ (Williams et al., 2000), rango de valores similares a los obtenidos en nuestro estudio. Similarmente, a partir de un estudio de modelación hecho por McGillicuddy et al. (2003) para todo el océano Atlántico, se puede inferir (ver su figura 6b)

que la suma de los flujos difusivos y convectivos de NN a la zona eufótica en el GM estaría en el intervalo de 0.01–0.11 mmol m⁻² d⁻¹, con los menores valores estimados en la región de la LC y en LCEs en disipación. Los resultados obtenidos por estos investigadores son similares a la suma de las medias de los flujos difusivos y convectivos en el golfo, así como a las medias de los flujos difusivos y convectivos obtenidos en la LC y LCEs (Tablas S2.2 y S2.3). Aún así, en algunas regiones como la cuenca de Islandia, donde la MLD puede profundizarse hasta 600 m, la mezcla convectiva invernal juega un papel más importante en el abasto de NN a la zona eufótica. En esta región, se han estimado flujos convectivos de NN en el intervalo de ~ 1.6–1.9 mmol m⁻² d⁻¹ (Painter et al., 2014; Pidcock et al., 2016), valores que quizás no sean observados en el GM dado que la MLD pocas veces alcanza los 150 m (Müller-Karger et al., 2015; Pasqueron de Fommervault et al., 2017).

Nuestros resultados para los flujos difusivos y convectivos, sin embargo, son al menos un orden de magnitud menores a las estimaciones obtenidas con el mecanismo de abasto de NN por bombeo por remolinos que se discutirá a continuación.

2.3.3.3 Flujos de NN por bombeo por remolino (Eddy-pumping)

Las estimaciones de los flujos de NN hacia la zona eufótica producidos por el mecanismo eddy-pumping (F_{N-EP}) indican que no existen diferencias estadísticamente significativas entre cruceros (valor-p = ~ 0.3–0.7), pero indican que el bombeo por remolino es posiblemente más importante durante las condiciones de verano donde se obtuvieron mayores valores extremos, medias y medianas de F_{N-EP} (Figura 2.17). Los valores promedio de F_{N-EP} (\pm intervalo de confianza del 95%) estimados en las profundidades mínima, media y máxima de la zona eufótica registradas durante los días de influencia de un CE en cada estación fueron de 3.9 ± 1.3 , 4.9 ± 1.5 y 6.9 ± 1.9 mmol m⁻² d⁻¹, respectivamente (Figuras 2.17B, 2.17D y 2.17F; Tabla S2.4). Las discrepancias entre los intervalos de confianza de F_{N-EP} fueron producidas por las diferencias en los stocks de NN calculados entre la superficie y los valores estimados mínimo, medio y máximo de Zeu (Figuras 2.17A, 2.17C y 2.17E), y no por el tiempo que fue estadísticamente igual entre cruceros (media: 28 ± 4 d; valor-p = 0.72 por la prueba de medianas de Mood; Figura 2.17G; Tabla S2.4). Las diferencias en los stocks de NN en la zona eufótica de estaciones influenciadas por CEs se deben a que nuestro estudio no fue hecho bajo un enfoque remolino-céntrico, por lo que los CEs muestreados se

encontraban en diferentes etapas de vida, como se discutió en el Capítulo 1 (Velásquez-Aristizábal et al., 2022). Por lo tanto, un menor/mayor valor de Zeu en cada estación influenciada durante el paso de un CE pudo corresponder a un mayor/menor incremento de pigmentos fotosintéticos que modifican Zeu (Morel, 1988). Como resultado, los promedios mínimo y máximo de los flujos de NN producidos por bombeo por remolino fueron diferentes entre sí, pero no fueron distintos del valor promedio (valor-p \approx 0.033; Figura 2.17H).

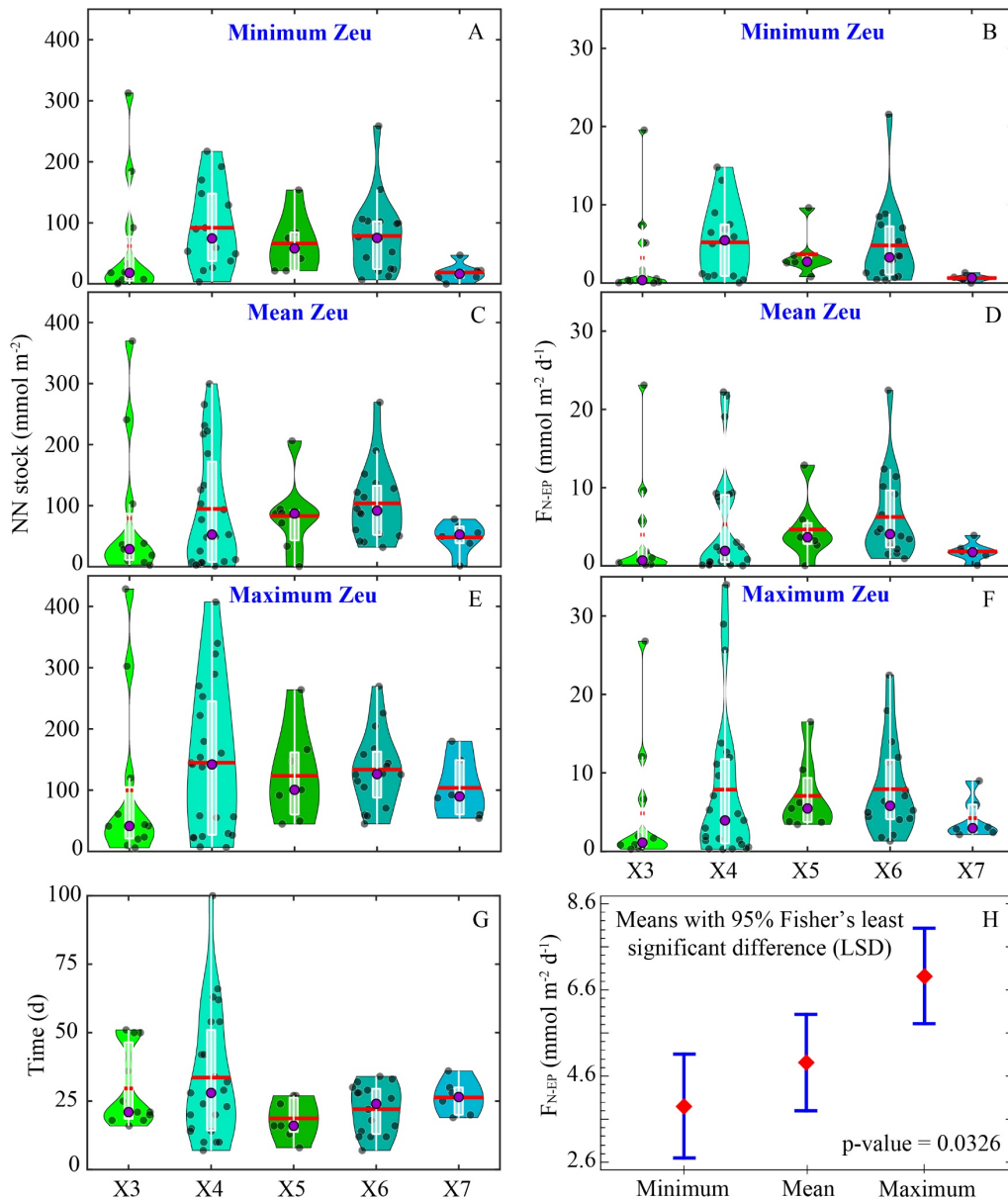


Figure 2.17. Diagramas de violín/densidad de Kernel para (A, C, E) el stock de NN, (B, D, F) el flujo de N por bombeo por remolino (F_{N-EP}) y (G) el tiempo de paso de un CE por cada estación. En cada figura las estaciones están agrupadas por cruceros XIXIMI-3 (X3) a XIXIMI-7 (X7). El Stock

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

de NN y el F_{N-EP} se presentan para las profundidades (A-B) mínima, (C-D) media y (E-F) máxima de Zeu. Los puntos negros son los datos de cada estación, la línea horizontal roja es la media y el círculo morado es la mediana. Cada “violín” contiene el diagrama de cajas y bigotes en color blanco. (H) Diagrama de medias con intervalos basados en la diferencia mínima significativa de Fisher (LSD) para los valores de F_{N-EP} por cada Zeu presentados (B, D, F).

A nivel de cuenca, la comparación de nuestras estimaciones para los tres mecanismos de flujo de NN indica que el eddy-pumping es el proceso más importante de abasto de NN a la zona eufótica en el golfo, en tanto que el promedio de F_{N-EP} de todos los cruceros es, al menos, un orden de magnitud mayor que los promedios calculados para F_{N-WC} y F_N (valor-p = 0; Tablas S2.2–S2.4). Es importante notar que el mecanismo de bombeo por remolino no solo produce un ingreso de NN a la zona eufótica mediante la advección vertical de parcelas de agua subsuperficiales ricas en nutrientes, sino que juega otro importante rol en el suministro vertical de NN hacia la capa del DCM mediante la intensificación de los procesos difusivos de NN como resultado de mayores gradientes de NN, especialmente durante las condiciones de mayor estratificación. Proceso que puede sostener las poblaciones de fitoplancton eucarionte como fue demostrado por Barone et al. (2019) en la estación de ALOHA, ubicada en el giro subtropical del Pacífico Norte. Además, como podría ocurrir en invierno, el acercamiento de la nitraclina a la MLD por eddy-pumping también facilitaría el suministro de NN por mezcla vertical.

Hasta donde sabemos, en el GM no se han realizado estudios donde calculen los flujos de NN a la zona eufótica producidos por el mecanismo eddy-pumping (ni por mezcla convectiva invernal) por lo que la comparación más directa de nuestros resultados para F_{N-EP} se hizo con la cuenca vecina más cercano, el giro subtropical del Atlántico Norte. En esta región oligotrófica, se reportaron valores promedio de F_{N-EP} de 0.36–0.5 mmol m⁻² d⁻¹ y de 0.2 mmol m⁻² d⁻¹ para las estaciones de BATS y ESTOC, respectivamente (Cianca et al., 2007; Siegel et al., 1999). En estas investigaciones concluyeron que el eddy-pumping es el mecanismo más importante de abasto de NN a la región eufótica de BATS (el segundo en ESTOC), tal como lo observado en el GM en este estudio. Sin embargo, nuestros resultados muestran que el F_{N-EP} es un orden de magnitud mayor que los valores promedio reportados para las estaciones de BATS y ESTOC ubicadas en el oeste y este del giro sutropical del Atlántico Norte, respectivamente (Cianca et al., 2007; Siegel et al., 1999).

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

Nuestras estimaciones para las medias de F_{N-EP} ($4.9 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) y para F_N ($0.15 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) son similares a los resultados reportados para la cuenca de Islandia por Pidcock et al. (2016) quienes realizaron un estudio remolino-céntrico en un dipolo CE-AE y encontraron que el bombeo de NN a hacia a la zona iluminada producido por el CE ($\sim 4.1 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) fue casi 30 veces mayor que el flujo difusivo de NN ($\sim 0.14 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Estos resultados confirman el importante papel que desempeñan los remolinos de mesoescala en el GM, particularmente los CEs, un resultado ampliamente reportado para otras variables físicas y bioquímicas en el golfo (Biggs and Müller-Karger, 1994; Damien et al., 2018; Echeverri-García et al., 2022; Guerrero et al., 2020; Hamilton et al., 1999; Hernández-Sánchez et al., 2022; Lee-Sánchez et al., 2022; Linacre et al., 2019, 2015; Meunier et al., 2018; Pasqueron de Fommervault et al., 2017; Sosa-Gutiérrez et al., 2020; Velásquez-Aristizábal et al., 2022; Vukovich, 2007; Williams et al., 2015).

2.3.3.4 Balance de NN en la región oceánica del GM

Se realizó un balance de flujos de N que ingresan a la zona eufótica de la región oceánica del golfo incluyendo los mecanismos de difusión diapicnal/vertical, mezcla invernal/convectiva, bombeo por remolino, difusión isopicnal, fijación de N_2 y advección horizontal, los últimos tres estimados u obtenidos de datos reportados en la literatura. Además, también se utilizaron datos de la literatura para estimar la producción primaria nueva que está sostenida por fuentes de N externas (Damien et al., 2018; Kelly et al., 2021), y los flujos de N exportados fuera de la zona eufótica del golfo (en forma de nitrógeno orgánico particulado y por excreción de zooplancton). Con este ejercicio, se analizó la importancia del mecanismo eddy-pumping producido por CEs con respecto a los otros procesos de abasto de NN a la zona eufótica del golfo. Los cálculos se realizaron en la zona eufótica del golfo y para escalar los flujos de N a nivel de cuenca, se empleó el área de la región oceánica del golfo ($\geq 200 \text{ m}$), que fue estimada en $9.89 \times 10^5 \text{ km}^2$ (ver tabal 6.1 en el *Report of the Gulf of Mexico Coastal Carbon Synthesis Workshop, 2014*. https://web.whoi.edu/ocb/wp-content/uploads/sites/43/2017/01/GMx_report_FINAL.pdf). Además, empleamos el porcentaje de área que, en promedio, ocupan diariamente los CEs y AEs en la región oceánica del GM, que estimamos en 14% y 17%, respectivamente (Figura S2.11).

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

De acuerdo con nuestros resultados, en promedio, los flujos difusivos de NN y los flujos de NN por bombeo por remolino ocurrirían a lo largo de todo el año (365 d) y la mezcla convectiva invernal ocurriría durante 90 d, suministrando anualmente ~ 790 , ~ 3460 y ~ 120 Gg N hacia la zona eufótica de la región de aguas profundas del golfo (Tabla S2.5; Figura 2.18).

Otra fuente de abasto de NN a la zona iluminada en el océano son los flujos “horizontales”/isopicales, para los que se ha reportado que son menores (Barone et al., 2019) o casi iguales (Cianca et al., 2007; Siegel et al., 1999) que los flujos difusivos verticales/diapicales de NN en la región oligotrófica del giro subtropical del Atlántico Norte (Tabla S2.5; Figura 2.18). Sin embargo, dado que este mecanismo no fue abordado en este estudio, asumimos que el flujo difusivo isopical en el GM estaría en el mismo orden de magnitud que el flujo difusivo diapical de 0.0274 ± 0.0274 mmol N m⁻² reportado para BATS y ESTOC (Cianca et al., 2007; Siegel et al., 1999), por lo que este mecanismo estaría suministrando ~ 140 Gg N a la zona iluminada del golfo (Tabla S2.5; Figura 2.18).

Otro mecanismo de abasto de NN a la zona eufótica de la región de aguas profundas del GM es la fijación de N₂, para la cual los pocos estudios con mediciones directas de las tasas fueron principalmente conducidos en el noreste (Mulholland et al., 2014; Mulholland et al., 2006) y noroeste del golfo (Holl et al., 2007). Holl et al. (2007) encontraron que las tasas de fijación de N₂ incrementan hacia la región oceánica del noroeste del golfo, para la cual reportan una tasa de ~ 0.120 mmol N m⁻² d⁻¹ (Tabla S2.5; Figura 2.18). Si se asume que esta tasa de fijación de N₂ representa toda la región de aguas profundas del GM y es constante a lo largo del año, se estima que a través de este mecanismo estarían ingresando cerca de ~ 600 Gg N, valor considerablemente mayor que los flujos de N que ingresan por fijación estimados a partir de los datos reportados por Kelly et al. (2021) de 2–14 Gg N. En este estudio usamos el valor de 600 Gg N calculado de los datos de Holl et al. (2007), en tanto que se calculó para la región oceánica del golfo donde se ha inferido la fijación de N₂ es un importante mecanismo de abasto de nitrógeno inorgánico en AEs (Hernández-Sánchez et al., 2022). Adicionalmente, elegimos dicho valor de N, dado que la tasa de fijación de N₂ obtenida de Holl et al. (2007) está en el intervalo de ~ 0.07 – 0.18 mmol N m⁻² d⁻¹ (350–900 Gg N) estimado para la región oceánica del GM, obtenida de un estudio global donde analizaron las

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

tres principales fuentes exógenas de abasto de N en el océano global (fijación de N₂, depositación atmosférica e ingresos ribereño; ver figura 2 en Jickells et al., 2017).

Aunque podría suponerse que el abasto de nutrientes por escurrimiento de ríos hacia la región profunda del GM es importante, se ha reportado que los aportes ribereños de NN solo tienen fuerte influencia en la plataforma continental, y que la exportación de N de la plataforma hacia el mar profundo es mínima. Xue et al. (2013) realizaron un balance de N para la plataforma continental en el noreste del GM y concluyeron que las entradas desde los ríos y por intercambio con el océano profundo son esencialmente balanceadas por la pérdida de N por desnitrificación en sedimentos de la plataforma, de tal manera que el aporte neto de N desde la plataforma hacia el océano profundo podría considerarse despreciable. Aun así, si consideramos los aportes ribereños de N en todo el golfo, pero eliminamos los aportes de N de la plataforma estudiados por Xue et al. (2013), se esperaría que en la región oceánica del golfo ingresaran entre ~ 0.5 a ~ 50 Gg N (media de ~ 25 Gg N) equivalentes a ~ 0.0001–0.01 mmol m⁻² d⁻¹ (~ 0.005 mmol m⁻² d⁻¹; ver figura 1 de Jickells et al., 2017).

Otro mecanismo de abasto externo de N a la región oceánica del GM es la depositación atmosférica de N en las formas NH_x, NO_y y nitrógeno inorgánico disuelto. Este mecanismo de abasto estaría ingresando nitrógeno a la región oceánica del golfo a una tasa de ~ 0.04 mmol N m⁻² d⁻¹ (intervalo de ~ 0.02–0.06 mmol N m⁻² d⁻¹) equivalente a ~ 200 Gg N (~ 100–300 Gg N), de acuerdo con Jickells et al. (2017; ver su figura 3). Finalmente, a partir del estudio de modelación realizado en el Atlántico por McGillicuddy et al. (2003) y que incluye el GM, se obtiene que la advección horizontal de N que ingresa en la zona eufótica del GM por la LC estaría en el intervalo de ~ 0.08 a ~ 0.274 mmol m⁻² d⁻¹, valores equivalentes a ~ 414–1380 Gg N, de los cuales se usó el promedio del intervalo (~ 900 Gg N; Tabla S2.5; Figura 2.18).

Para el balance de nitrógeno, se ignoró el posible mecanismo de suministro de NN desde aguas subsuperficiales hasta la Zeu producido por fitoplancton migrante que, como fue reportado para la estación de ALOHA en el giro subtropical del Pacífico Norte, puede ayudar a balancear el abasto de NN hacia la capa superior (incluyendo la capa de mezcla) de la región iluminada de cuencas oligotróficas como el GM, especialmente durante el verano (Johnson et al., 2010; Lee-Sánchez et al., 2022; Letscher and Villareal, 2018). Adicionalmente, no se incluyó el flujo de N producido por la interacción del viento con AEs a través del mecanismo

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

eddy-Ekman pumping, particularmente durante el invierno. Pese a que se ha documentado que este mecanismo juega un importante papel en el abasto de nutrientes en regiones oligotróficas como los giros subtropicales (Dufois et al., 2016), en el GM aun no ha sido documentado y con nuestros datos no es posible realizar estimaciones de la magnitud de los flujos de NN producidos por dicho mecanismo.

Con relación a los flujos de salida de N de la zona eufótica, hicimos un estimado global del bombeo de NN fuera de la zona iluminada producido por AEs. Se usaron los perfiles promedio de NN en los cruceros XIXIMI-4 a XIXIMI-7 y se encontró que un promedio de $13 \pm 13 \text{ mmol m}^{-2}$ de NN (stock de NEs – stock AEs) es enviado fuera de Zeu en cada estación influenciada por AEs en el interior del GM. Además, el tiempo promedio de permanencia de un AE en una estación dada en el golfo es similar al de un CE ~ 30 d. Con estos datos se obtiene un flujo de $0.433 \pm 0.433 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, por lo que se estima que en toda la región de aguas profundas del golfo, una media de 370 Gg N son enviados anualmente fuera de la zona iluminada por AEs (Tabla S2.5; Figura 2.18).

Otro mecanismo de salida de N reportado en el noreste de la región oceánica del golfo es la exportación de N orgánico particulado medido con trampas de sedimentos en la región noreste del golfo fue de $0.46\text{--}1.14 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (mediana: $0.52 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$; Kelly et al., 2021). Esta mediana corresponde a un flujo de exportación de ~ 2620 Gg N. Kelly et al. (2021) también presentan flujos de exportación de N debido a la excreción de amonio por parte del zooplancton migratorio, cuya tasa estimada fue de $0\text{--}0.172 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, con una media de $0.071 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ que correspondería, si fuera constante a lo largo del golfo, a una exportación anual de ~ 360 Gg N (Tabla S2.5; Figura 2.18). Además, los flujos de salida de NN del golfo producidos por advección horizontal pueden ser considerados iguales a 0 Gg N dado que entre la superficie y la profundidad de la nitraclina se han estimado valores residuales de NN de $\sim -4 \text{ } \mu\text{mol N L}^{-1}$ calculados a partir de un modelo de fracciones de masas de agua (ver Valencia-Gasti et al., 20229 donde el residual es el valor observado menos el valor esperado calculado con fracciones de masas de agua de la capa superior (comunicación personal con Érika Lee-Sánchez y Víctor Camacho-Ibar). Este valor residual indica que, en la capa superficial del golfo, si solo se presentaran procesos físicos, la concentración de NN sería $\sim 4 \text{ } \mu\text{mol N L}^{-1}$. No obstante, dado que esta capa está agotada en N inorgánico, el residual negativo indica que no se presenta una exportación neta de NN fuera del golfo, pero

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

en la capa superior. Sin embargo, esta estimación es un resultado preliminar, por lo que se debe verificar este supuesto. Las tasas de desnitrificación pelágica de N no fueron estimadas en este estudio, pero se suponen despreciables dado que en la región oceánica del GM no se presentan condiciones subóxicas/anóxicas en la columna de agua (Cervantes-Díaz et al., 2022; Lee-Sánchez et al., 2022; Valencia-Gasti et al., 2022; Figura 2.18).

Con respecto a la captación de N en la zona eufótica por la producción nueva, la aplicación del modelo acoplado físico-biogeoquímico GOLFO12-PISCES en la región oceánica del golfo mostró que el ciclo medio estacional de este proceso oscila entre ~ 50 y ~ 150 mg C m⁻² d⁻¹ (Damien et al., 2018). Así, empleando la relación de Redfield de 106:16 mol C: mol N se obtiene un intervalo de 8.8 a 25.6 mg N m⁻² d⁻¹, que prorrateado al área total del GM equivale a ~ 3170 – 9500 Gg N anual, con una media de ~ 6330 Gg N (Tabla S2.5; Figura 2.18). Este intervalo podría ampliarse a ~ 4140 – 13790 Gg N con una media de ~ 8960 Gg N si se usan las salidas del estudio de modelación realizado en el Atlántico (que abarcó el GM) realizado por McGillicuddy et al. (2003; Tabla S2.5; Figura 2.18).

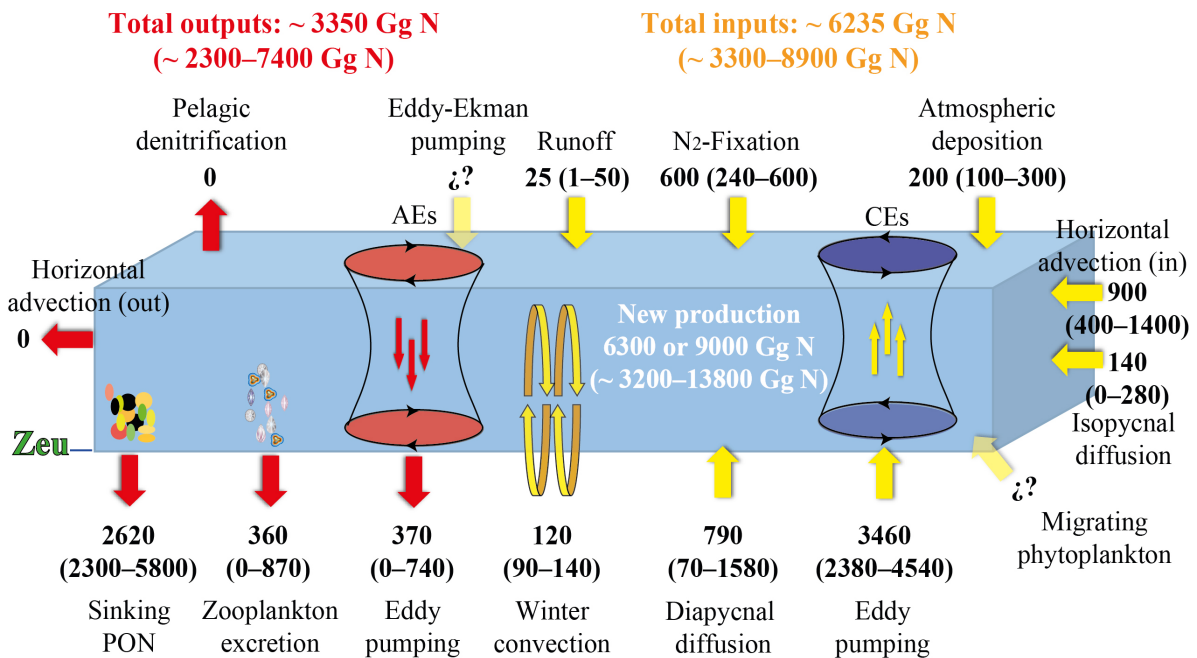


Figure 2.18. Esquema del balance de masa anual de los principales mecanismos de abasto de nitrógeno a la Zeu de la región oceánica del GM (ver detalles en la sección 2.3.3.4 y Tabla S2.5). Las entradas/salidas de N a la capa eufótica se esquematizan con flechas de color amarillo/rojo. Las flechas más transparentes representan los mecanismos no cuantificados en este estudio u obtenidos de la literatura. Los valores individuales representan la media y el intervalo entre paréntesis los valores mínimo y máximo, todos en Gg N por año. Los detalles de los flujos y referencias usadas se presentan en la Tabla S2.5. Los dos posibles valores de la producción nueva de 6300 y 9000 Gg N fueron estimados de Damien et al. (2018) y McGillicuddy et al. (2003), respectivamente.

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

De acuerdo con nuestras estimaciones y los trabajos previamente publicados para el GM, la producción nueva estaría casi completamente balanceada con los mecanismos de abasto de N a la zona eufótica presentados en la Figura 2.18. Dado que se usaron valores promedio de todos los flujos de N, podría asumirse que los ~ 65 Gg N faltantes (1–2% de la producción nueva), equivalentes a un flujo de $0.013 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, podrían ser suministrados por los procesos eddy-Ekman pumping y/o fitoplancton migrante (incluso podría ser una desviación numérica como resultado de las aproximaciones y uso de valores medios). Nuestras estimaciones indican que el mecanismo eddy-pumping es el principal proceso de abasto de N a la zona eufótica del GM que representa un 56% de la producción nueva, seguido por los procesos de advección horizontal (14%) y difusión diapical (12.5%; Tabla S2.5). Este resultado difiere del balance propuesto por Kelly et al. (2021) quienes concluyeron que el mecanismo de advección horizontal es el principal proceso de suministro de nitrógeno inorgánico a la zona iluminada del golfo. Sin embargo, estos investigadores solo muestrearon unas pocas estaciones en el noreste del golfo que está fuertemente influenciado por la LC. Además, Kelly et al. (2021) no calcularon el flujo producido por bombeo por remolino en CEs y, de acuerdo con sus perfiles verticales de NN, posiblemente mostraron un LCE recientemente desprendido de la LC, por lo que sus resultados subestiman el papel de mecanismos como el difusivo y el eddy-pumping. Así como Kelly et al. (2021) establecieron que el transporte horizontal es el principal mecanismo de abasto de N a la zona iluminada del golfo, Yang et al. (2022) atribuyeron un máximo de producción primaria neta observado en julio alrededor de los 50 m en la región de aguas profundas del golfo a la extensión de la pluma del río Mississippi, al transporte lateral de nutrientes o a los LCEs más que al ingreso vertical. Nuestros resultados, sin embargo, indican que este máximo de NPP observado durante el verano por Yang et al. (2022) sería preferiblemente producido por el mecanismo de bombeo por remolino en CEs.

Aun con las incertidumbres relacionadas con la estimación de cada flujo, nuestro balance de masa realizado con las principales fuentes de abasto de N a la zona eufótica de la región de aguas profundas del golfo sugiere que el aporte de nitrato por bombeo por remolino en CEs es uno de los principales mecanismos de abasto vertical de N nuevo hacia la Zeu, por lo que estos remolinos de mesoescala juegan un papel fundamental en la producción primaria en el GM.

2.4 CONCLUSIONES

A partir de los perfiles verticales de NN obtenidos durante las campañas oceanográficas XIXIMI-3 a 7 realizadas en la región de aguas profundas del Golfo de México (GM) se analizaron los flujos de nitrógeno a la zona eufótica (Zeu) producidos por mecanismos difusivos, convectivos y advectivos. A nuestro entender, en este trabajo se presentan las primeras estimaciones de flujos de NN producidos durante la mezcla invernal, así como los flujos producidos por el mecanismo de bombeo por remolino en la región oceánica del GM.

Los resultados indican que el mecanismo eddy-pumping producido por CEs es el principal proceso de abasto de nitrato a la Zeu del golfo. A través de dicho mecanismo, los remolinos ciclónicos no sólo producen el mayor abasto de nitrato hacia la Zeu a través de procesos advectivos, sino que incrementan los flujos difusivos y convectivos de este nutriente justo en la capa más cercana al máximo profundo de fluorescencia como consecuencia de un aumento de la pendiente y curvatura del perfil de NN y un correspondiente asomeramiento de la profundidad de la nitraclina. Este asomeramiento de Z_N es aún más relevante durante la mezcla convectiva invernal cuando se observa la mayor disminución de Zeu y la mayor profundización de la capa de mezcla (MLD). Por lo tanto, el levantamiento de Z_N producido por el bombeo por remolinos ciclónicos acerca una mayor fracción del stock de nitrato proveniente de las capas subsuperficiales a la región iluminada incluyendo la capa de mezcla, por lo que los productores primarios son abastecidos con un mayor contenido de nitrógeno inorgánico suministrado por mecanismos difusivo, convectivo y advectivo. Como consecuencia, los CEs abastecen más del 50% del total de nitrógeno inorgánico a la región iluminada de la región oceánica del golfo. Un resultado muy significativo dado que, a nivel de cuenca y durante el invierno, el proceso de mezcla convectiva invernal, por sí solo, es un mecanismo insuficiente de abasto de NN a la zona eufótica del golfo debido a una menor profundización de la capa de mezcla comparada con otras cuencas oligotróficas.

En la cuantificación de los flujos de N, la profundidad de la zona eufótica juega un papel determinante, en tanto que, nitraclinas someras por la influencia de CEs en etapa de intensificación que atraviesan por una estación con Zeu considerablemente más profunda que Z_N , se obtiene un mayor stock de NN. Esto indica que se producen mayores flujos de N por mezcla convectiva y por bombeo por remolino. Nuestros resultados mostraron que usar una base de datos satelital de clorofila-a y la parametrización propuesta por Morel (1988) es una

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

opción adecuada para estimar la Z_{eu} en la región de aguas profundas del golfo. Los cálculos mostraron que la media mensual de Z_{eu} varía espacio-temporalmente y por efecto de remolinos de mesoescala, indicando que esta variable está modulada por el ingreso de aguas más oligotróficas por la LC al noroeste del golfo y los LCEs que se desprenden de ella, por la descarga de aguas del sistema de ríos Mississippi-Atchafalaya y por la descarga de ríos y generación de CEs en la Bahía de Campeche. Además, Z_{eu} estuvo principalmente modulada en invierno por la mezcla convectiva y en verano por el efecto de remolinos de mesoescala. Esta variabilidad de Z_{eu} producida por diferentes forzantes físicos también fue observada en los perfiles verticales de NN que, como se demostró en el Capítulo 1, están fuertemente asociados con variables hidrográficas. Como resultado de estas asociaciones, se obtuvieron altas correlaciones lineales entre Z_{eu} y Z_N , así como entre Z_N y la profundidad de la isoterma de 20 °C, por lo que es posible emplear a la Z_{eu} derivada satelitalmente para estimar, como primera aproximación, perfiles y stocks de NN en aguas oceánicas del GM.

Además de la Z_{eu} , las propiedades de la nitraclina componen otras variables fundamentales para la determinación de los flujos difusivos de N, uno de los tres mecanismos más importantes para el abasto de nitrógeno inorgánico a la zona iluminada del golfo, especialmente durante las condiciones de verano. De forma general, nuestros resultados sugieren que mientras mayor sea la pendiente y el índice de curvatura de la nitraclina y mientras más cercana esté la profundidad de la nitraclina a Z_{eu} , mayor será el flujo difusivo de NN hacia la zona iluminada. Un resultado notable que refuerza el importante rol que desempeñan los remolinos de mesoescala a través del mecanismo eddy-pumping en la modulación de los procesos biogeoquímicos en el golfo. Así, la posición más cercana de la Z_N respecto al máximo profundo de fluorescencia en las estaciones influenciadas por CEs indicaría la formación preferente de un máximo profundo de biomasa tanto en invierno como en verano. Contrariamente, una mayor separación de la Z_N respecto al DCM en algunos LCEs en etapa de formación e intensificación y durante las condiciones de verano estaría produciendo máximos profundos de fotoaclimatación. Sin embargo, durante las condiciones de invierno es posible que al interior de LCEs en etapa de disipación se presenten máximos de biomasa como resultado del mecanismo de eddy-Ekman pumping. Un resultado observado con los perfiles verticales de fluorescencia de algunas estaciones influenciadas por LCEs en etapa de disipación durante el invierno que mostraron una Z_N más somera, una MLD

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

más profunda y un correspondiente incremento de la fluorescencia superficial y una menor diferencia respecto a la posición e intensidad de los máximos profundos de fluorescencia observados en NEs y CEs. Aun así, se deben realizar más cruceros oceanográficos durante las condiciones de invierno en el golfo con el propósito de estimar con mayor confiabilidad los flujos de NN producidos por la mezcla convectiva invernal, así como establecer si los remolinos anticiclónicos suministran una cantidad importante de nitrógeno inorgánico a la zona eufótica del golfo a través del mecanismo de bombeo por interacción con el viento.

CONCLUSIONES GENERALES

Los remolinos de mesoescala juegan un importante rol en la determinación de la disponibilidad de nutrientes en la capa superior del océano y, consecuentemente, influyen procesos biogeoquímicos importantes como la producción primaria y los flujos verticales de nitrógeno (N) en las zonas eufótica y mesopelágica superior. Debido a la ubicuidad de los remolinos de mesoescala en la región oceánica del Golfo de México (GM), es altamente probable que, si se realizan campañas oceanográficas con cobertura regional, tal como en este estudio, algunas estaciones muestreadas estén influenciadas por estas estructuras. Aunque la altimetría satelital es una herramienta útil para localizar remolinos de mesoescala, la SLA y la ADT no reflejan la magnitud de la influencia de estas estructuras en el stock de NN con la misma claridad que los datos hidrográficos. Las BFVs y la NN_{int-z} estuvieron altamente correlacionadas y produjeron excelentes clasificaciones de las estaciones de muestreo en grupos CE, NE y AE. Estas metodologías fueron más efectivas para clasificar los efectos de los remolinos de mesoescala en la distribución de nutrientes y de otras propiedades biogeoquímicas e hidrográficas que otras clasificaciones basadas en criterios previamente usados en el GM, tales como la profundidad de la isoterma de 6 °C.

A través de polinomios de tercer orden y de las BFVs, los stocks de NN y los perfiles verticales de NN pueden ser predichos en el intervalo de 100–500 m. Así, las BFVs, que son determinadas con mediciones de CTD en el momento de un lance, tales como las profundidades de la isoterma de 20 °C y de la isopícnica de 26 kg m⁻³, permitirán a los investigadores determinar si una estación está bajo influencia de un CE, de un AE o si no tienen influencia de remolinos de mesoescala en el momento del muestreo. Además, estas parametrizaciones permitirán estimar el stock de NN, variable importante para el estudio de la producción primaria y la dinámica de la comunidad plantónica en el golfo. Adicionalmente, las correlaciones presentadas en este estudio permitirán reconstruir perfiles verticales de NN a partir de un gran número de perfiles hidrográficos disponibles en el GM, tales como aquellos perfiles incluidos en la base de datos de flotadores APEX o de perfiles hidrográficos detallados que fueron recientemente obtenidos con gliders al interior de remolinos específicos como el LCE Poseidón (Sosa-Gutiérrez et al., 2020). Las metodologías de clasificación nitracéntrica e hidrográfica desarrolladas en nuestro estudio pueden ser aplicadas en la región de aguas profundas de otros mares oligotróficos, tales como la región

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

central del Mar Caribe, donde los remolinos de mesoescala desempeñan un importante papel en el control de las distribuciones de propiedades hidrográficas y biogeoquímicas.

La aplicación de las metodologías de clasificación nitracéntrica e hidrográfica a los perfiles verticales de NN obtenidos durante las campañas oceanográficas XIXIMI-3 a 7 realizadas en la región de aguas profundas del golfo permitieron cuantificar los flujos de nitrógeno a la zona eufótica producidos por mecanismos difusivos, convectivos y advectivos en estaciones oceanográficas influenciadas por CEs, NEs, y AEs. En este trabajo se presentan las primeras estimaciones de flujos de NN producidos durante la mezcla invernal y producidos por el mecanismo de bombeo por remolino en la región oceánica del GM. El mecanismo eddy-pumping producido por CEs es el principal proceso de abasto de nitrógeno inorgánico representando más del 50% del total de nitrógeno inorgánico suministrado a la capa eufótica de la región de aguas profundas del golfo.

El afloramiento del stock subsuperficial de NN producido por el bombeo por CEs incrementa los flujos difusivos y convectivos de nitrógeno inorgánico en la capa más cercana al máximo profundo de fluorescencia como consecuencia del aumento de la pendiente y curvatura de la nitraclina, por lo que los productores primarios son abastecidos con una mayor cantidad de NN. La advección de la nitraclina hacia capas superiores producida por CEs cobra mayor relevancia durante la mezcla convectiva invernal cuando la profundidad de la capa eufótica disminuye, pero aumenta la mezcla vertical induciendo un incremento en la clorofila superficial en estas estructuras debido al abasto de NN. A nivel de cuenca y durante el invierno, el proceso de mezcla convectiva invernal, por sí solo, es un mecanismo insuficiente de abasto de NN a la zona eufótica del golfo debido a una menor profundización de la capa de mezcla comparada con otras cuencas oligotróficas.

En la cuantificación de los flujos de N, la profundidad de la zona eufótica (Z_{eu}) desempeña un rol importante, en tanto que, estaciones con diferentes valores de Z_{eu} , pero que sean influenciadas por CEs de la misma intensidad, presentarán un mayor stock de NN si Z_{eu} es mayor. Esto indica que CEs con características similares producen mayores flujos de N por mezcla convectiva invernal y por bombeo por remolino en estaciones con valores de Z_{eu} mayores. Nuestros resultados mostraron que usar una base de datos satelital de clorofila-a y la parametrización propuesta por Morel (1988) es una opción adecuada para estimar la Z_{eu} en la región de aguas profundas del golfo. Z_{eu} está principalmente modulada

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

en invierno por la mezcla convectiva y en verano por el efecto de remolinos de mesoescala. Zeu está modulada por el ingreso de aguas más oligotróficas por la LC al noroeste del golfo y los LCEs que se desprenden de ella, por la descarga de aguas del sistema de ríos Mississippi-Atchafalaya y por la descarga de ríos y generación de CEs en la Bahía de Campeche. Esta variabilidad de Zeu producida por diferentes forzantes físicos también fue observada en los perfiles verticales de NN que, como se demostró en el Capítulo 1, están fuertemente asociados con variables hidrográficas. Como resultado de estas asociaciones, se obtuvieron altas correlaciones lineales entre Zeu y la profundidad de la nitraclina, así como entre las profundidades de la nitraclina y de la isoterma de 20 °C, por lo que es posible emplear a la Zeu derivada satelitalmente para estimar, como primera aproximación, perfiles y stocks de NN en aguas oceánicas del GM.

Las propiedades de la nitraclina son variables fundamentales para la determinación de los flujos verticales de nitrógeno inorgánico a la zona iluminada de la región oceánica del golfo, especialmente de los flujos difusivos de NN producidos por CEs durante las condiciones de mayor estratificación de la columna de agua. Mayores pendientes e índices de curvatura de la nitraclina y mayor cercanía entre las profundidades de la nitraclina y de la zona eufótica producen mayores flujos difusivos de NN hacia la zona iluminada. Este resultado refuerza el importante rol de los CEs en la modulación de los procesos biogeoquímicos en el golfo. Adicionalmente, mayor cercanía entre las profundidades de la nitraclina y del máximo de fluorescencia en las estaciones influenciadas por CEs indicaría la formación preferente de un máximo profundo de biomasa tanto en invierno como en verano. Contrariamente, una mayor separación entre estas profundidades en algunos LCEs en etapa de formación e intensificación y durante las condiciones de verano estaría produciendo máximos profundos de fotoaclimatación. Sin embargo, durante las condiciones de invierno es posible que al interior de LCEs en etapa de disipación se presenten máximos de biomasa como resultado del mecanismo de eddy-Ekman pumping. Aun así, se deben realizar más cruceros oceanográficos en invierno que permitan estimar, con mayor confiabilidad, los flujos de N producidos por mezcla invernal, así como establecer si los AEs suministran una cantidad importante de N a la zona eufótica del golfo a través del mecanismo de bombeo por interacción con el viento.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdulla, C.P., Alsaafani, M.A., Alraddadi, T.M., Albarakati, A.M., 2016. Estimation of Mixed Layer Depth in the Gulf of Aden: A New Approach. *PLoS One* 11, e0165136.
- Armstrong, F.A.J., Stearns, C.R., Strickland, J.D.H., 1967. The measurement of upwelling and subsequent biological process by means of the Technicon Autoanalyzer® and associated equipment. *Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr.* 14, 381–389. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0011-7471\(67\)90082-4](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0011-7471(67)90082-4)
- Bahamón, N., Cruzado, A., 2003. Modelling nitrogen fluxes in oligotrophic environments: NW Mediterranean and NE Atlantic. *Ecol. Modell.* 163, 223–244. [https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(03\)00007-3](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(03)00007-3)
- Bahamón, N., Velásquez, Z., Cruzado, A., 2003. Chlorophyll a and nitrogen flux in the tropical North Atlantic Ocean. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 50, 1189–1203. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(03\)00145-6](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(03)00145-6)
- Barone, B., Coenen, A., Beckett, S., Jr, D., Weitz, J., Karl, D., 2019. The ecological and biogeochemical state of the North Pacific Subtropical Gyre is linked to sea surface height. *J. Mar. Res.* 77, 215–245. <https://doi.org/10.1357/002224019828474241>
- Beckmann, A., Hense, I., 2007. Beneath the surface: Characteristics of oceanic ecosystems under weak mixing conditions – A theoretical investigation. *Prog. Oceanogr.* 75, 771–796. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.09.002>
- Biddanda, B., Benner, R., 1997. Major contribution from mesopelagic plankton to heterotrophic metabolism in the upper ocean. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 44, 2069–2085. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(97\)00045-9](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0967-0637(97)00045-9)
- 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. Ocean.* 99, 7371–7384. <https://doi.org/10.1029/93JC02153>
- Bock, N., Cornec, M., Claustre, H., Duhamel, S., 2022. Biogeographical Classification of the Global Ocean From BGC-Argo Floats. *Global Biogeochem. Cycles* 36, e2021GB007233. <https://doi.org/10.1029/2021GB007233>
- Cardona, Y., Bracco, A., 2016. Predictability of mesoscale circulation throughout the water column in the Gulf of Mexico. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 129, 332–349. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2014.01.008>
- Cermeño, P., Dutkiewicz, S., Harris, R.P., Follows, M., Schofield, O., Falkowski, P.G., 2008. The role of nutricline depth in regulating the ocean carbon cycle. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 105, 20344–20349. <https://doi.org/10.1073/pnas.0811302106>
- Cervantes-Díaz, G.Y., Hernández-Ayón, J.M., Zirino, A., Herzka, S.Z., Camacho-Ibar, V., Norzagaray, O., Barbero, L., Montes, I., Sudre, J., Delgado, J.A., 2022. Understanding upper water mass dynamics in the Gulf of Mexico by linking physical and biogeochemical features. *J. Mar. Syst.* 225, 103647. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2021.103647>
- Chang, Y.-L., Oey, L.-Y., 2012. Why does the Loop Current tend to shed more eddies in summer and winter? *Geophys. Res. Lett.* 39, L050605. <https://doi.org/10.1029/2011GL050773>
- Chen, X., Schallenberg, C., Phillips, H., Chase, Z., 2021. Biogeochemical characteristics of eddies in the East Australian Current depend on eddy type, history and location. *J. Mar. Syst.* 216, 103512. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2021.103512>
- Cianca, A., Helmke, P., Mouriño, 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, C07025. <https://doi.org/10.1029/2006JC003788>
- Cornec, M., Claustre, H., Mignot, A., Guidi, L., Lacour, L., Poteau, A., D’Ortenzio, F., Gentili, B., Schmechtig, C., 2021a. Deep Chlorophyll Maxima in the Global Ocean: Occurrences, Drivers and Characteristics. *Global Biogeochem. Cycles* 35, e2020GB006759. <https://doi.org/10.1029/2020GB006759>
- Cornec, M., Laxenaire, R., Speich, S., Claustre, H., 2021b. Impact of Mesoscale Eddies on Deep Chlorophyll Maxima. *Geophys. Res. Lett.* 48, e2021GL093470. <https://doi.org/10.1029/2021GL093470>
- Cullen, J., 1982. The Deep Chlorophyll Maximum: Comparing Vertical Profiles of Chlorophyll a. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 39, 791–803. <https://doi.org/10.1139/f82-108>
- Cullen, J., Eppley, R., 1981. Chlorophyll maximum layers of the Southern California Bight and possible mechanisms of their formation and maintenance. *Oceanol. Acta* 4, 23–32.
- 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

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

- of Chlorophyll Concentration. *J. Geophys. Res. Ocean.* 123, 2592–2614. <https://doi.org/10.1002/2017JC013456>
- Damien, P., Sheinbaum, J., Pasqueron de Fommervault, O., Jouanno, J., Linacre, L., Duteil, O., 2021. Do Loop Current eddies stimulate productivity in the Gulf of Mexico? *Biogeosciences* 18, 4281–4303. <https://doi.org/10.5194/bg-18-4281-2021>
- de Boyer Montégut, C., 2004. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *J. Geophys. Res.* 109, C12003. <https://doi.org/10.1029/2004JC002378>
- Dewar, W.K., Flierl, G.R., 1987. Some Effects of the Wind on Rings. *J. Phys. Oceanogr.* 17, 1653–1667. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1987\)017<1653:SEOTWO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1987)017<1653:SEOTWO>2.0.CO;2)
- 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, e1600282. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1600282>
- Dugdale, R.C., 1967. NUTRIENT LIMITATION IN THE SEA: DYNAMICS, IDENTIFICATION, AND SIGNIFICANCE. *Limnol. Oceanogr.* 12, 685–695. <https://doi.org/10.4319/lo.1967.12.4.0685>
- Durán-Campos, E., Salas de Leon, D., Monreal-Gómez, M., 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>
- Echeverri-García, L., Daudén-Bengoia, G., Compaire, J.C., Jiménez-Rosenberg, S.P.A., Pérez-Brunius, P., Ferreira-Bartrina, V., Herzka, S.Z., 2022. Variability of fish larvae assemblages relative to mesoscale features in the deep water region of the southern Gulf of Mexico. *Hydrobiologia* 849, 1471–1493. <https://doi.org/10.1007/s10750-022-04797-w>
- Elliott, B.A., 1982. Anticyclonic Rings in the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.* 12, 1292–1309. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<1292:ARITGO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<1292:ARITGO>2.0.CO;2)
- Enfield, D.B., Mestas-Núñez, A.M., Trimble, P.J., 2001. The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophys. Res. Lett.* 28, 2077–2080. <https://doi.org/10.1029/2000GL012745>
- Estrada, M., Marrasé, C., Latasa, M., Berdalet, E., Delgado, M., Riera, T., 1993. Variability of deep chlorophyll maximum characteristics in the Northwestern Mediterranean. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 92, 289–300. <https://doi.org/10.3354/meps092289>
- Forryan, A., Martin, A.P., Srokosz, M.A., Popova, E.E., Painter, S.C., Stinchcombe, M.C., 2012. Turbulent nutrient fluxes in the Iceland Basin. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 63, 20–35. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2011.12.006>
- Gaube, P., J. McGillicuddy, D., Moulin, A.J., 2019. Mesoscale Eddies Modulate Mixed Layer Depth Globally. *Geophys. Res. Lett.* 46, 1505–1512. <https://doi.org/10.1029/2018GL080006>
- Gnanadesikan, A., Slater, R.D., Gruber, N., Sarmiento, J.L., 2001. Oceanic vertical exchange and new production: a comparison between models and observations. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 49, 363–401. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(01\)00107-2](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(01)00107-2)
- Gomez, F.A., Lee, S.-K., Liu, Y., Hernandez Jr., F.J., Müller-Karger, F.E., Lamkin, J.T., 2018. Seasonal patterns in phytoplankton biomass across the northern and deep Gulf of Mexico: a numerical model study. *Biogeosciences* 15, 3561–3576. <https://doi.org/10.5194/bg-15-3561-2018>
- Gong, X., Jiang, W., Wang, L., Gao, H., Boss, E., Yao, X., Kao, S.-J., Shi, J., 2017. Analytical solution of the nitracline with the evolution of subsurface chlorophyll maximum in stratified water columns. *Biogeosciences* 14, 2371–2386. <https://doi.org/10.5194/bg-14-2371-2017>
- Gordon, L., Jennings, J., Ross, A., Krest, J., 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. *Methods Man. WHPO* 91–1.
- Guerrero, L., Sheinbaum, J., Mariño-Tapia, I., González-Rejón, J.J., Pérez-Brunius, P., 2020. Influence of mesoscale eddies on cross-shelf exchange in the western Gulf of Mexico. *Cont. Shelf Res.* 209, 104243. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.csr.2020.104243>
- Hamilton, P., Fargion, G., Biggs, D., 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>
- Heileman, S., Rabalais, N., 2009. XV-50 Gulf of Mexico: LME# 5, in: Sherman, K., Hempel, G. (Eds.), *The UNEP Large Marine Ecosystem Report. A Perspective on the Changing Condition in LMEs of the World's Regional Seas.* UNEP Regional Seas Report and Studies. United Nations Environment Programme,

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

- Nairobi, Kenya, pp. 673–688.
- Hernández-Hernández, N., Arístegui, J., Montero, M.F., Velasco-Senovilla, E., Baltar, F., Marrero-Díaz, Á., Martínez-Marrero, A., Rodríguez-Santana, Á., 2020. Drivers of Plankton Distribution Across Mesoscale Eddies at Submesoscale Range. *Front. Mar. Sci.* 7, 667. <https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00667>
- Hernández-Sánchez, O.G., Camacho-Ibar, V.F., Fernández Álamo, M.A., Herzka, S.Z., 2022. Nitrogen sources (NO₃⁻ vs N₂ fixation) inferred from bulk δ¹⁵N values of zooplankton from the deep water region of the Gulf of Mexico. *J. Plankton Res.* 44, 48–67. <https://doi.org/10.1093/plankt/fbab089>
- 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: 15N₂-fixation and natural abundance stable isotopic evidence. *Limnol. Oceanogr.* 52, 2249–2259. <https://doi.org/https://doi.org/10.4319/lo.2007.52.5.2249>
- 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>
- Huang, P.-Q., Lu, Y.-Z., Zhou, S.-Q., 2018. An Objective Method for Determining Ocean Mixed Layer Depth with Applications to WOCE Data. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 35, 441–458. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-17-0104.1>
- Hydes, D.J., Aoyama, M., Aminot, A., Bakker, K., Becker, S., Coverly, S., Daniel, A., Dickson, A., Grosso, O., Kerouel, R., Ooijen, J., Sato, K., Tanhua, T., Woodward, E., 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. Go-sh. Repeat Hydrogr. Man. A Collect. Expert Reports Guidel. IOCCP Rep. No 14, ICPO Publ. Ser. No. 134, version 1, 2010.
- Jickells, T.D., Buitenhuis, E., Altieri, K., Baker, A.R., Capone, D., Duce, R.A., Dentener, F., Fennel, K., Kanakidou, M., LaRoche, J., Lee, K., Liss, P., Middelburg, J.J., Moore, J.K., Okin, G., Oschlies, A., Sarin, M., Seitzinger, S., Sharples, J., Singh, A., Suntharalingam, P., Uematsu, M., Zamora, L.M., 2017. A reevaluation of the magnitude and impacts of anthropogenic atmospheric nitrogen inputs on the ocean. *Global Biogeochem. Cycles* 31, 289–305. <https://doi.org/10.1002/2016GB005586>
- 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>
- 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.* 12, 3325. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-23678-9>
- Koeve, W., Eppley, R.W., Podewski, S., Zeitzschel, B., 1993. An unexpected nitrate distribution in the tropical North Atlantic at 18°N, 30°W—implications for new production. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 40, 521–536. [https://doi.org/10.1016/0967-0645\(93\)90030-Q](https://doi.org/10.1016/0967-0645(93)90030-Q)
- Lee-Sánchez, E., Camacho-Ibar, V.F., Velásquez-Aristizábal, J.A., Valencia-Gasti, J.A., Samperio-Ramos, G., 2022. Impacts of mesoscale eddies on the nitrate distribution in the deep-water region of the Gulf of Mexico. *J. Mar. Syst.* 229, 103721. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2022.103721>
- Lee, Z., Weidemann, A., Kindle, J., Arnone, R., Carder, K.L., Davis, C., 2007. Euphotic zone depth: Its derivation and implication to ocean-color remote sensing. *J. Geophys. Res.* 112, C03009. <https://doi.org/10.1029/2006JC003802>
- Letelier, R.M., Karl, D.M., Abbott, M.R., Bidigare, R.R., 2004. Light driven seasonal patterns of chlorophyll and nitrate in the lower euphotic zone of the North Pacific Subtropical Gyre. *Limnol. Oceanogr.* 49, 508–519. <https://doi.org/10.4319/lo.2004.49.2.0508>
- Letscher, R., Villareal, T., 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.F., Selph, K.E., Lara-Lara, J.R., Mirabal-Gómez, U., Bazán-Guzmán, C., Lago-Lestón, A., Fernández-Martín, E.M., 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. *J. Geophys. Res. Ocean.* 124, 8342–8359. <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 Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 106, 55–67. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.09.009>
- Linacre, L., Sánchez-Robles, C., Mirabal-Gómez, U., Lara-Lara, J.R., Bazán-Guzmán, C., 2021. Cell carbon content and biomass assessments of dinoflagellates and diatoms in the oceanic ecosystem of the Southern

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

- Gulf of Mexico. PLoS One 16, e0247071. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0247071>
- Liu, G., Bracco, A., Sitar, A., 2021. Submesoscale Mixing Across the Mixed Layer in the Gulf of Mexico. *Front. Mar. Sci.* 8. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.615066>
- Liu, Y., Lee, S.-K., Muhling, B.A., Lamkin, J.T., Enfield, D.B., 2012. Significant reduction of the Loop Current in the 21st century and its impact on the Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res. Ocean.* 117, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JC007555>
- Lorenzen, C.J., 1966. A method for the continuous measurement of in vivo chlorophyll concentration. *Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr.* 13, 223–227. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(66\)91102-8](https://doi.org/10.1016/0011-7471(66)91102-8)
- Martin, A.P., Pondaven, P., 2003. On estimates for the vertical nitrate flux due to eddy pumping. *J. Geophys. Res.* 108, 3359. <https://doi.org/10.1029/2003JC001841>
- Martin, A.P., Richards, K.J., 2001. Mechanisms for vertical nutrient transport within a North Atlantic mesoscale eddy. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 48, 757–773. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(00\)00096-5](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(00)00096-5)
- McGillicuddy, D.J., 2016. Mechanisms of Physical-Biological-Biogeochemical Interaction at the Oceanic Mesoscale. *Ann. Rev. Mar. Sci.* 8, 125–159. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015606>
- McGillicuddy, D.J., Anderson, L.A., Doney, S.C., Maltrud, M.E., 2003. Eddy-driven sources and sinks of nutrients in the upper ocean: Results from a 0.1° resolution model of the North Atlantic. *Global Biogeochem. Cycles* 17, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2002GB001987>
- McGillicuddy, D.J., Robinson, A.R., 1997. Eddy-induced nutrient supply and new production in the Sargasso Sea. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 44, 1427–1450. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(97\)00024-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(97)00024-1)
- Meier, U., 2006. A note on the power of Fisher’s least significant difference procedure. *Pharm. Stat.* 5, 253–263. <https://doi.org/10.1002/pst.210>
- 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, Thomas, Tenreiro, M., Pallás-Sanz, E., Ochoa, J., Ruiz-Angulo, A., Portela, E., Cusí, S., Damien, P., Carton, X., 2018. Intrathermocline Eddies Embedded Within an Anticyclonic Vortex Ring. *Geophys. Res. Lett.* 45, 7624–7633. <https://doi.org/10.1029/2018GL077527>
- Middelburg, J.J., 2019. *Marine Carbon Biogeochemistry*, SpringerBriefs in Earth System Sciences. Springer International Publishing, Cham. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-10822-9>
- Mignot, A., Claustre, H., Uitz, J., Poteau, A., D’Ortenzio, F., Xing, X., 2014. Understanding the seasonal dynamics of phytoplankton biomass and the deep chlorophyll maximum in oligotrophic environments: A Bio-Argo float investigation. *Global Biogeochem. Cycles* 28, 856–876. <https://doi.org/10.1002/2013GB004781>
- Morel, A., 1988. Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case I waters). *J. Geophys. Res.* 93, 10749. <https://doi.org/10.1029/JC093iC09p10749>
- Morel, A., Huot, Y., Gentili, B., Werdell, P.J., Hooker, S.B., Franz, B.A., 2007. Examining the consistency of products derived from various ocean color sensors in open ocean (Case 1) waters in the perspective of a multi-sensor approach. *Remote Sens. Environ.* 111, 69–88. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.03.012>
- Mulholland, M.R., Bernhardt, P.W., Heil, C.A., Bronk, D.A., O’Neil, J.M., 2006. Nitrogen fixation and release of fixed nitrogen by *Trichodesmium* spp. in the Gulf of Mexico. *Limnol. Oceanogr.* 51, 1762–1776. <https://doi.org/https://doi.org/10.4319/lo.2006.51.4.1762>
- Mulholland, M.R., Bernhardt, P.W., Ozmon, I., Procise, L.A., Garrett, M., O’Neil, J.M., Heil, C.A., Bronk, D.A., 2014. Contribution of diazotrophy to nitrogen inputs supporting *Karenia brevis* blooms in the Gulf of Mexico. *Harmful Algae* 38, 20–29. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.hal.2014.04.004>
- Müller-Karger, F.E., Smith, J.P., Werner, S., Chen, R., Roffer, M., Liu, Y., Muhling, B., Lindo-Atichati, D., Lamkin, J., Cerdeira-Estrada, S., Enfield, D.B., 2015. Natural variability of surface oceanographic conditions in the offshore Gulf of Mexico. *Prog. Oceanogr.* 134, 54–76. <https://doi.org/10.1016/j.pocan.2014.12.007>
- Müller-Karger, F.E., Walsh, J.J., Evans, R.H., Meyers, M.B., 1991. On the seasonal phytoplankton concentration and sea surface temperature cycles of the Gulf of Mexico as determined by satellites. *J. Geophys. Res. Ocean.* 96, 12645–12665. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/91JC00787>
- Omand, M.M., Mahadevan, A., 2015. The shape of the oceanic nitracline. *Biogeosciences* 12, 3273–3287. <https://doi.org/10.5194/bg-12-3273-2015>
- Osborn, T.R., 1980. Estimates of the Local Rate of Vertical Diffusion from Dissipation Measurements. *J. Phys.*

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

- Oceanogr. 10, 83–89. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010<0083:EOTLRO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010<0083:EOTLRO>2.0.CO;2)
- Oschlies, A., Koeve, W., Garçon, V., 2000. An eddy-permitting coupled physical-biological model of the North Atlantic: 2. Ecosystem dynamics and comparison with satellite and JGOFS local studies data. *Global Biogeochem. Cycles* 14, 499–523. <https://doi.org/10.1029/1999GB900080>
- Painter, S.C., Henson, S.A., Forryan, A., Steigenberger, S., Klar, J., Stinchcombe, M.C., Rogan, N., Baker, A.R., Achterberg, E.P., Moore, C.M., 2014. An assessment of the vertical diffusive flux of iron and other nutrients to the surface waters of the subpolar North Atlantic Ocean. *Biogeosciences* 11, 2113–2130. <https://doi.org/10.5194/bg-11-2113-2014>
- 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., García-Carrillo, P., Dubranna, J., Sheinbaum, J., Candela, J., 2013. Direct observations of the upper layer circulation in the southern Gulf of Mexico. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 85, 182–194. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.07.020>
- Pidcock, R.E.M., Martin, A.P., Painter, S.C., Allen, J.T., Srokosz, M.A., Forryan, A., Stinchcombe, M., Smeed, D.A., 2016. Quantifying mesoscale-driven nitrate supply: A case study. *Global Biogeochem. Cycles* 30, 1206–1223. <https://doi.org/10.1002/2016GB005383>
- Planas, D., Agustí, S., Duarte, C.M., Granata, T.C., Merino, M., 1999. Nitrate uptake and diffusive nitrate supply in the Central Atlantic. *Limnol. Oceanogr.* 44, 116–126. <https://doi.org/10.4319/lo.1999.44.1.0116>
- Poore, R.Z., DeLong, K.L., Richey, J.N., Quinn, T.M., 2009. Evidence of multidecadal climate variability and the Atlantic Multidecadal Oscillation from a Gulf of Mexico sea-surface temperature-proxy record. *Geo-Marine Lett.* 29, 477–484. <https://doi.org/10.1007/s00367-009-0154-6>
- 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. *J. Geophys. Res. Ocean.* 123, 5134–5149. <https://doi.org/10.1029/2018JC013813>
- Ryabov, A.B., Rudolf, L., Blasius, B., 2010. Vertical distribution and composition of phytoplankton under the influence of an upper mixed layer. *J. Theor. Biol.* 263, 120–133. <https://doi.org/10.1016/j.jtbi.2009.10.034>
- Ryan-Keogh, T.J., Thomalla, S.J., 2020. Deriving a Proxy for Iron Limitation From Chlorophyll Fluorescence on Buoyancy Gliders. *Front. Mar. Sci.* 7. <https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00275>
- Sarma, V.V.S.S., Jagadeesan, L., Dalabehera, H.B., Rao, D.N., Kumar, G.S., Durgadevi, D.S., Yadav, K., Behera, S., Priya, M.M.R., 2018. Role of eddies on intensity of oxygen minimum zone in the Bay of Bengal. *Cont. Shelf Res.* 168, 48–53. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.09.008>
- Schmitz Jr., W.J., 2005. Cyclones and Westward Propagation in the Shedding of Anticyclonic Rings from the Loop Current. *Washingt. DC Am. Geophys. Union Geophys. Monogr. Ser.* 161, 241–261. <https://doi.org/10.1029/161GM18>
- Siegel, D.A., McGillicuddy, D.J., Fields, E.A., 1999. Mesoscale eddies, satellite altimetry, and new production in the Sargasso Sea. *J. Geophys. Res. Ocean.* 104, 13359–13379. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/1999JC900051>
- Sosa-Gutiérrez, R., Pallàs-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.* 125, e2019JC015397. <https://doi.org/10.1029/2019JC015397>
- Strickland, J.D.H., 1970. The Ecology of the plankton off La Jolla, California: In the period April through September, 1967.
- 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. *J. Geophys. Res. Ocean.* 127, e2021JC017705. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2021JC017705>
- 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. *Front. Mar. Sci.* 9. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.827574>
- Villegas-Mendoza, J., Gómez-Ocampo, E., Velásquez-Aristizábal, J., Rodríguez-Escobar, D., 2022. Microbial metabolic activity in two basins of the Gulf of Mexico influenced by mesoscale structures. *J. Mar. Syst.* 103781. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2022.103781>
- Vukovich, F.M., 2007. Climatology of Ocean Features in the Gulf of Mexico Using Satellite Remote Sensing

CAPÍTULO 2. Flujos verticales de N hacia la zona eufótica de la región oceánica del GM

- Data. *J. Phys. Oceanogr.* 37, 689–707. <https://doi.org/10.1175/JPO2989.1>
- 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, e0138230.
- Williams, R.G., McLaren, A.J., Follows, M.J., 2000. Estimating the convective supply of nitrate and implied variability in export production over the North Atlantic. *Global Biogeochem. Cycles* 14, 1299–1313. <https://doi.org/10.1029/2000GB001260>
- Xue, Z., He, R., Fennel, K., Cai, W.-J., Lohrenz, S., Hopkinson, C., 2013. Modeling ocean circulation and biogeochemical variability in the Gulf of Mexico. *Biogeosciences* 10, 7219–7234. <https://doi.org/10.5194/bg-10-7219-2013>
- Yang, B., Gomez, F., Schmid, C., Baringer, M., 2022. In situ estimates of net primary production in the open-ocean Gulf of Mexico. *Limnol. Oceanogr. Lett.* n/a. <https://doi.org/10.1002/lol2.10270>
- Zavala-Hidalgo, J., Morey, S.L., O'Brien, J.J., 2003. Seasonal circulation on the western shelf of the Gulf of Mexico using a high-resolution numerical model. *J. Geophys. Res. Ocean.* 108. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2003JC001879>
- Zavala-Hidalgo, J., Morey, S.L., O'Brien, J.J., Zamudio, L., 2006. On the Loop Current eddy shedding variability. *Atmosfera* 19, 41–48.
- Zavala-Hidalgo, J., Romero-Centeno, R., Mateos-Jasso, A., Morey, S., Martínez-López, B., 2014. The response of the Gulf of Mexico to wind and heat flux forcing: What has been learned in recent years? *Atmósfera* 27, 317–334.
- Zhang, L., Wang, C., Wu, L., 2012. Low-frequency modulation of the Atlantic warm pool by the Atlantic multidecadal oscillation. *Clim. Dyn.* 39, 1661–1671. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1257-0>
- Zhang, S., Curchitser, E., Kang, D., Stock, C., Dussin, R., 2018. Impacts of Mesoscale Eddies on the Vertical Nitrate Flux in the Gulf Stream Region. *J. Geophys. Res. Ocean.* 123. <https://doi.org/10.1002/2017JC013402>

Supplementary Material. Chapter 1

NITRACENTRIC/HYDROGRAPHIC CLASSIFICATION AND PREDICTION OF NITRATE PROFILES FOR OCEANOGRAPHIC STATIONS UNDER THE INFLUENCE OF MESOSCALE EDDIES IN THE GULF OF MEXICO

1.1 Supplementary Figures

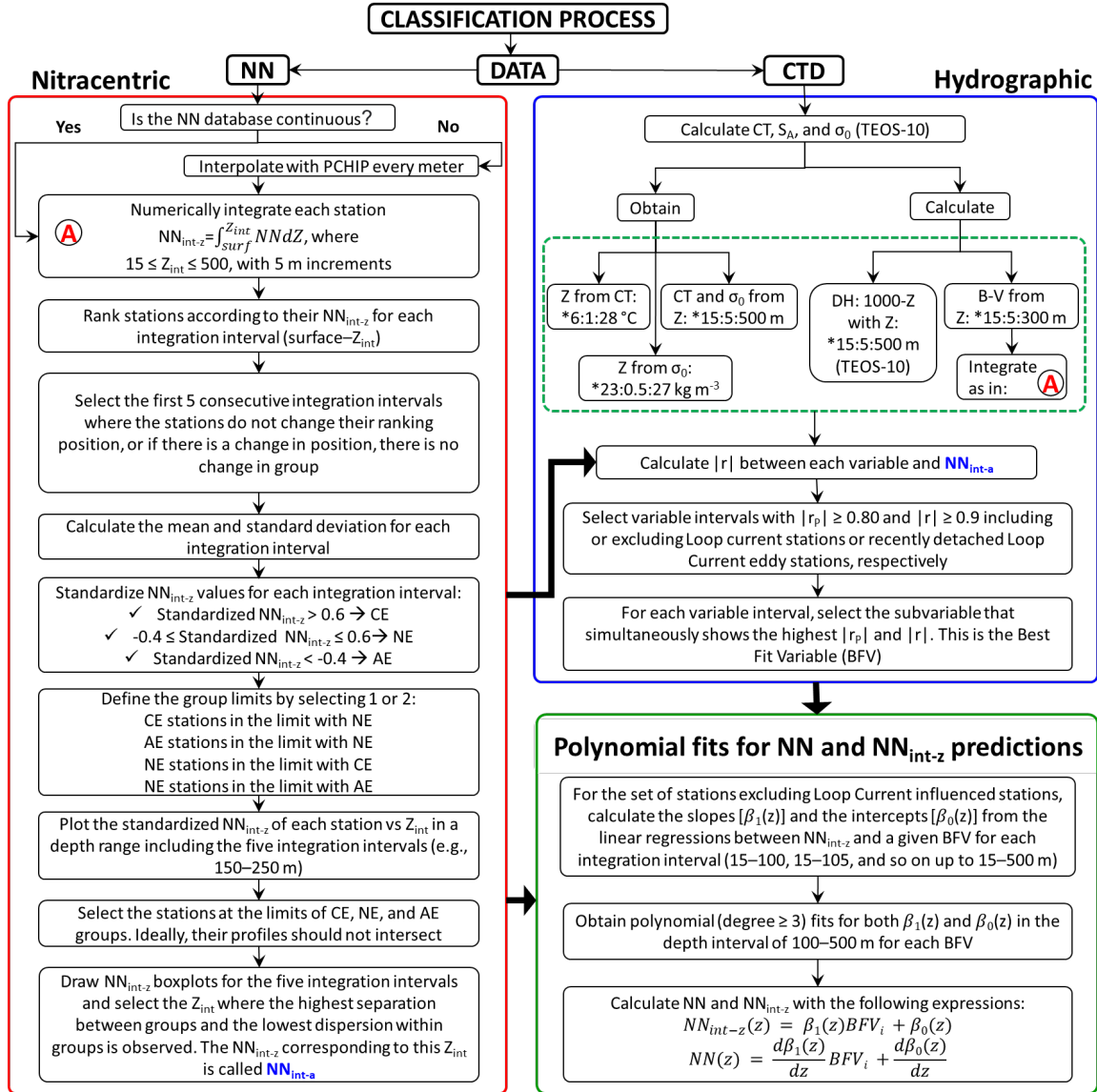


Figure S1. Flow chart of nitracentric and hydrographic classification methodologies used to separate the oceanographic stations into cyclonic (CE), no eddy (NE), and anticyclonic (AE) groups.

NN: Nitrate + nitrite concentration

NN_{int-z}: NN stock at z depth

NN_{int-a}: NN stock with “a” indicating the depth where the optimal separation between groups is observed

Z_{int}: The upper depth limit of the NN integral

CT: Conservative Temperature

S_A: Absolute Salinity

* **a:b:c** Indicates the lowermost, the step, and the uppermost values, respectively

r: Pearson coefficient for stations without Poseidon

rp: r for stations including Poseidon

σ₀: Potential density anomaly

Z: Depth

DH: Dynamic height

B-V: Brunt-Väisälä frequency

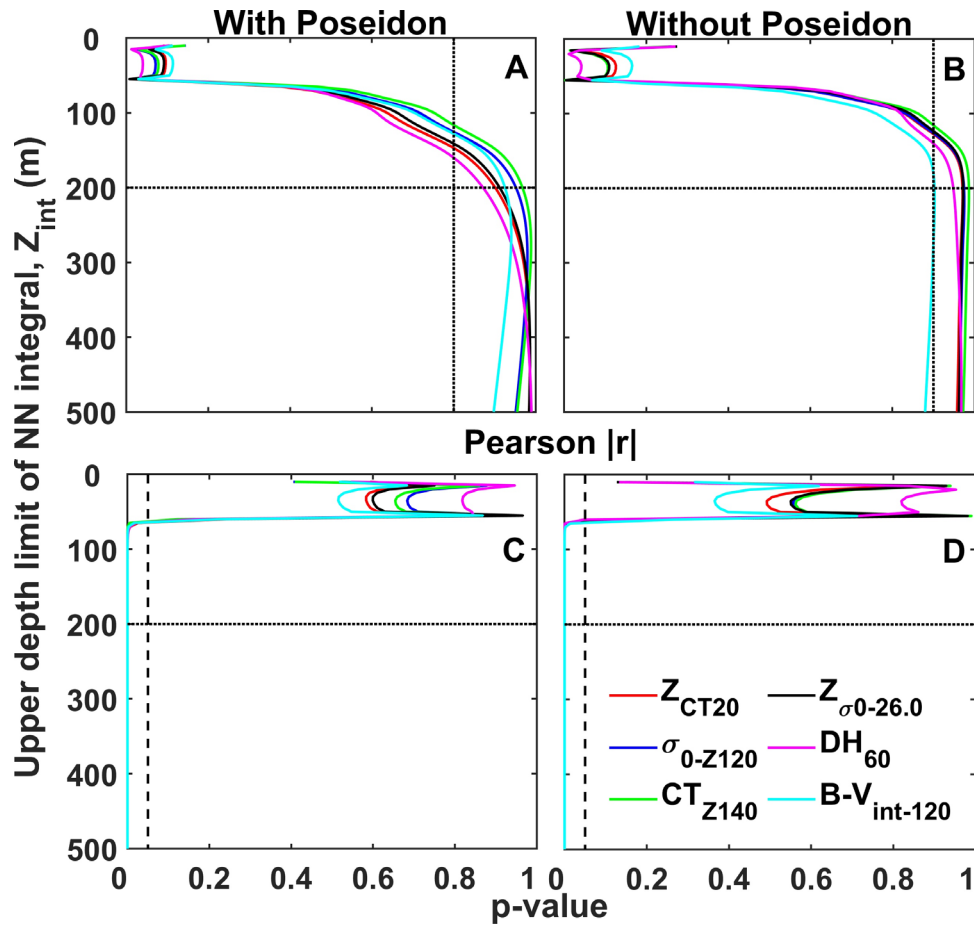


Figure S2. (A, B) Absolute value of the Pearson correlation coefficients with their respective p-values (C-D). In Figures S2A-B, each point was calculated for a given integration interval for 15–20, 15–25, and so on up to 15–500 m between each BFV and NN_{int-z} when Poseidon stations are (A, C) or are not (B, D) included. The horizontal dotted lines indicate the 15–200 m NN integration interval. In Figures S2A and S2B, the dotted lines represent the criteria of $|r_p| \geq 0.8$ and $|r| \geq 0.9$ with and without the Poseidon stations, respectively. In Figures S2C-D, the dashed vertical lines indicate the critical p-values of 0.05.

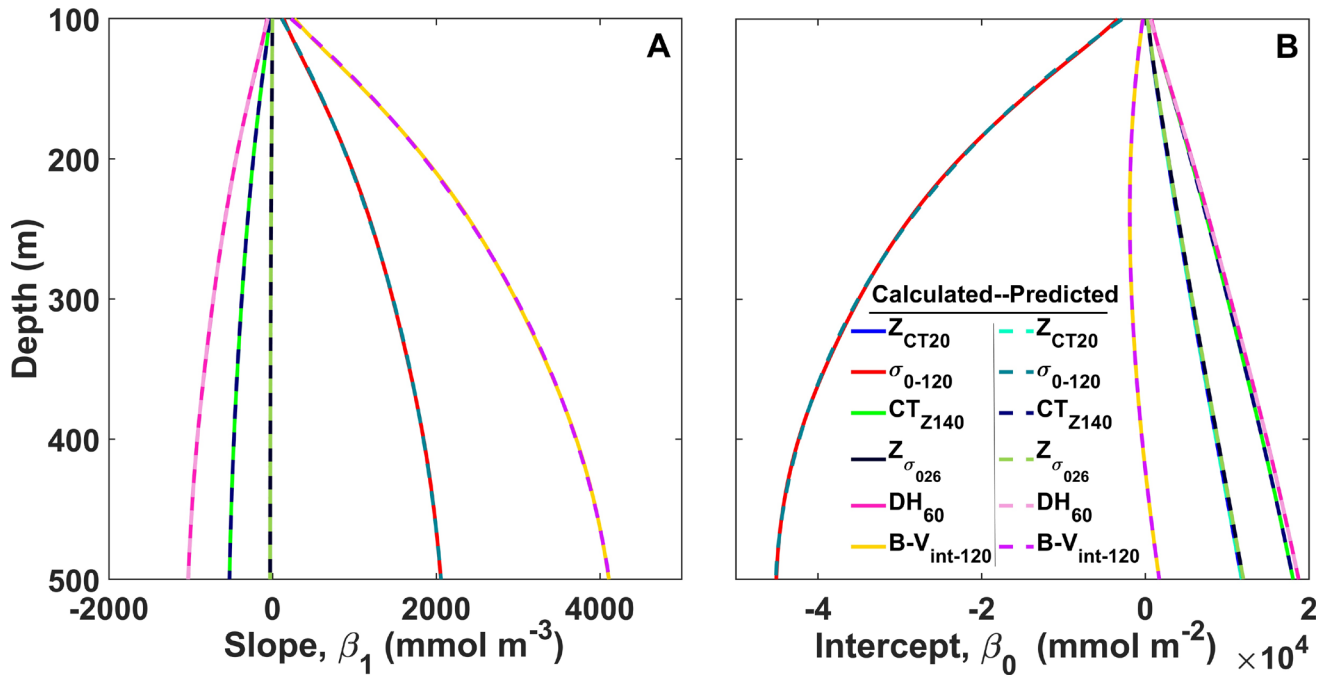


Figure S3. Plot of the (A) Slope (β_1 , mmol m^{-3}) and (B) intercept (β_0 , mmol m^{-2}) values obtained for each linear regression between the NN concentration integrated from the surface (15 m) to different depths between 100–500 m (NN_{int-z}) and each of the BFVs. Solid blue, red, green, black, pink, and yellow lines represent the slope and intercept values calculated for the linear relationship (Equation 1) of NN_{int-z} with the depth of the 20 °C isotherm (Z_{CT20} , m), potential density anomaly at 120 m (σ_{0-120} , kg m^{-3}), Conservative Temperature at 140 m (CT_{Z140} , °C), depth of the 26 kg m^{-3} isopycnal ($Z_{\sigma_{026}}$, m), integrated dynamic height between 1000–60 m (DH_{60} , $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), and the Brunt-Väisälä frequency integrated between 15–120 m ($B-V_{int-120}$, m s^{-1}), respectively. Dashed cyan, gray, dark blue, dark green, light pink, and magenta lines represent the β_1 and β_0 values for the corresponding BFVs predicted with the third degree polynomials ($R^2 = 1$) shown in Equation 2. Note that since Z_{CT20} and $Z_{\sigma_{026}}$ results were similar, they overlapped.

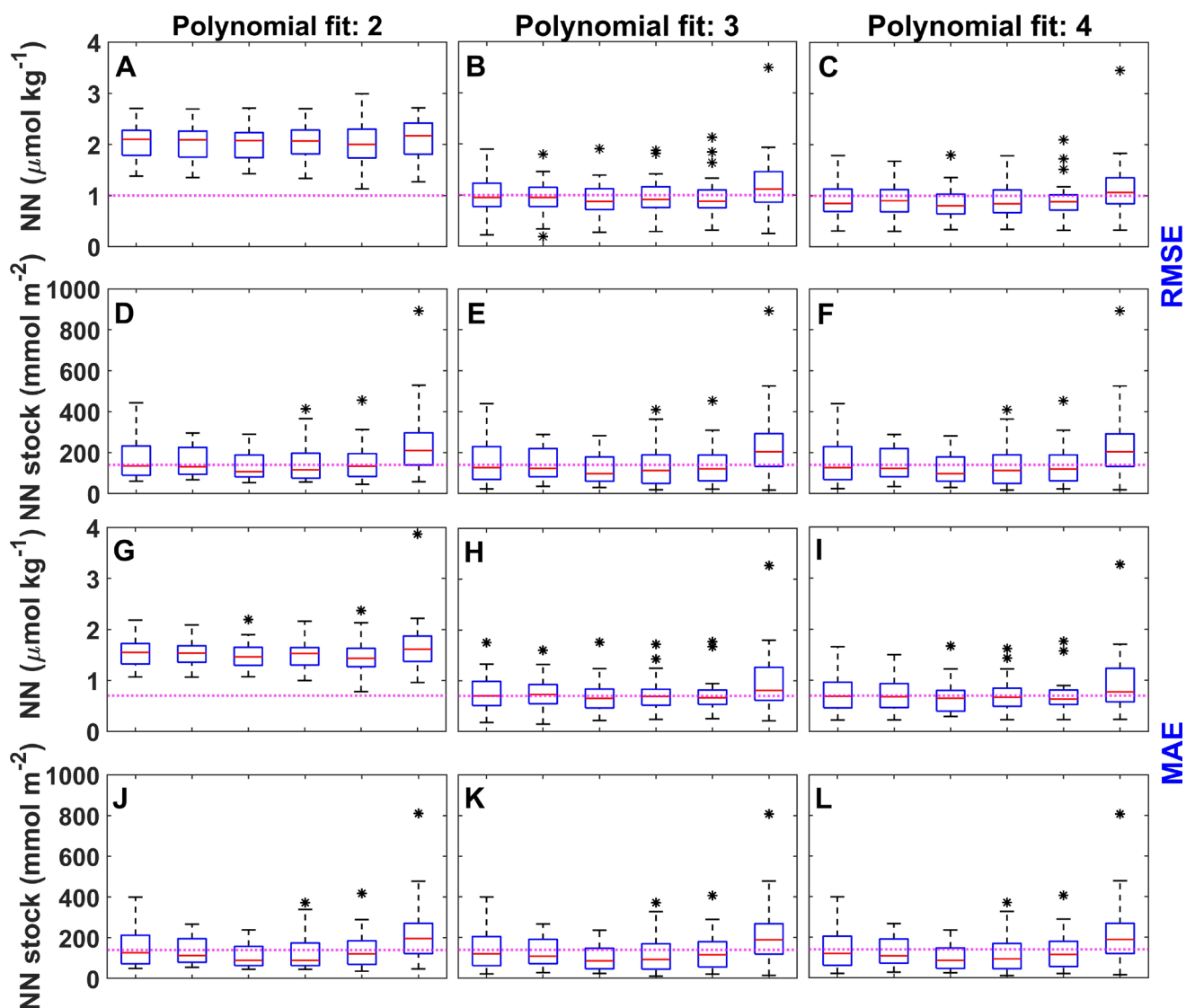


Figure S4. Boxplots of the root mean square errors (RMSEs), mean absolute errors (MAEs) and bias (BIAS) of the nitrate + nitrite concentration (**A-C**, **G-I**, **M-O**) and NN stock (**D-F**, **J-L**, **P-R**). Each boxplot for a given BFV corresponds to second degree (left column), third degree (central column), and fourth degree (right column) polynomial fits. The magenta dotted lines correspond to $1 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (**A-C**), $0.7 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (**G-I**), $0 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (**M-O**), 0mmol m^{-2} (**P-R**), and 140mmol m^{-2} (**D-F**, **J-L**). The red lines and the black asterisks indicate the RMSE medians and outliers, respectively. Boxplots did not include Poseidon stations (**Figure 1**), i.e., each statistical descriptor was calculated using 32 values of the remaining stations. For example, the box-and-whisker diagram for the depth of the 20°C isotherm in **Figure S4A** (**Figure S4D**) was obtained with 32 RMSEs, each of them calculated with the observed values and the predicted NN ($\text{NN}_{\text{int-z}}$) values obtained with Equation 3 (Equation 2) within the 100–500 m depth interval.

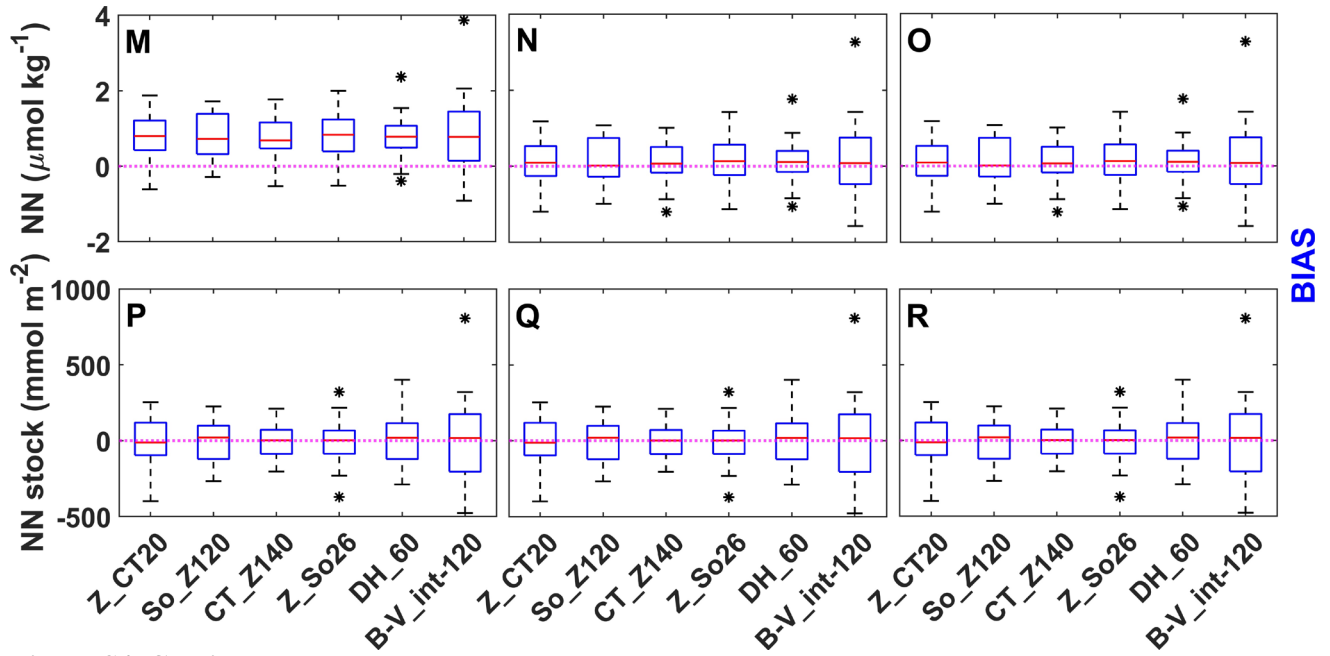


Figure S4. Continue

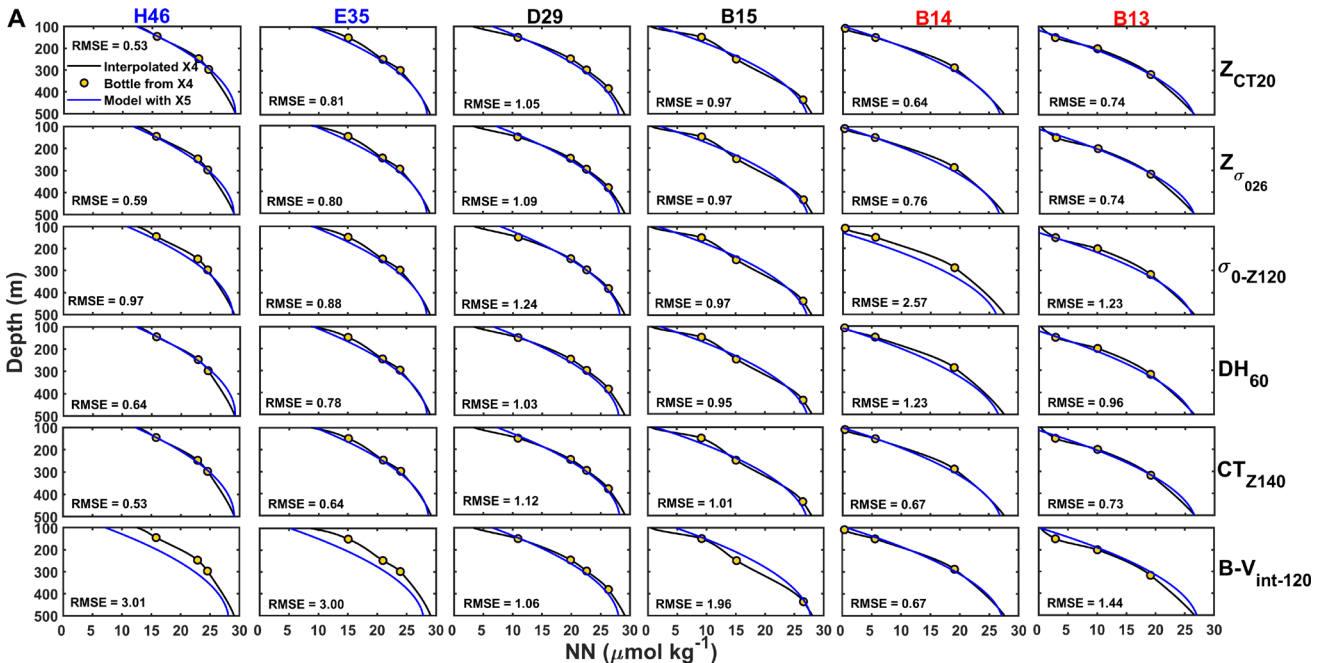


Figure S5. Observed [yellow circles (●)] and predicted (blue line) nitrate + nitrite (NN, $\mu\text{mol kg}^{-1}$) depth profiles from stations sampled during three oceanographic campaigns within the deep-water region of the GM (A) XIXIMI-4 (X4, from 27 August to 16 September 2015), (B) XIXIMI-6 (X6, from 18 August to 10 September 2017), and (C) XIXIMI-3 (X3, from 19 February to 10 March 2013). Station names in blue, black, and red letters belong to the CE, NE, and AE groups, respectively. Each row corresponds to a given BFV ordered from top to bottom as: depth of the 20 °C isotherm (Z_{CT20}), depth of the 26 kg m^{-3} isopycnal ($Z_{\sigma_{026}}$), potential density anomaly at 120 m (σ_{0-Z120}), integrated dynamic height between 1000–60 m (DH_{60}), Conservative Temperature at 140 m (CT_{Z140}), and the integrated Brunt-Väisälä frequency between 15–120 m ($B-V_{\text{int-120}}$). The Blue line corresponds to the NN predicted values with the cubic parameterizations for XIXIMI-5 shown in **Table S3**. Root Mean Square Errors (RMSEs) were calculated using the predicted (with XIXIMI-5) and interpolated NN

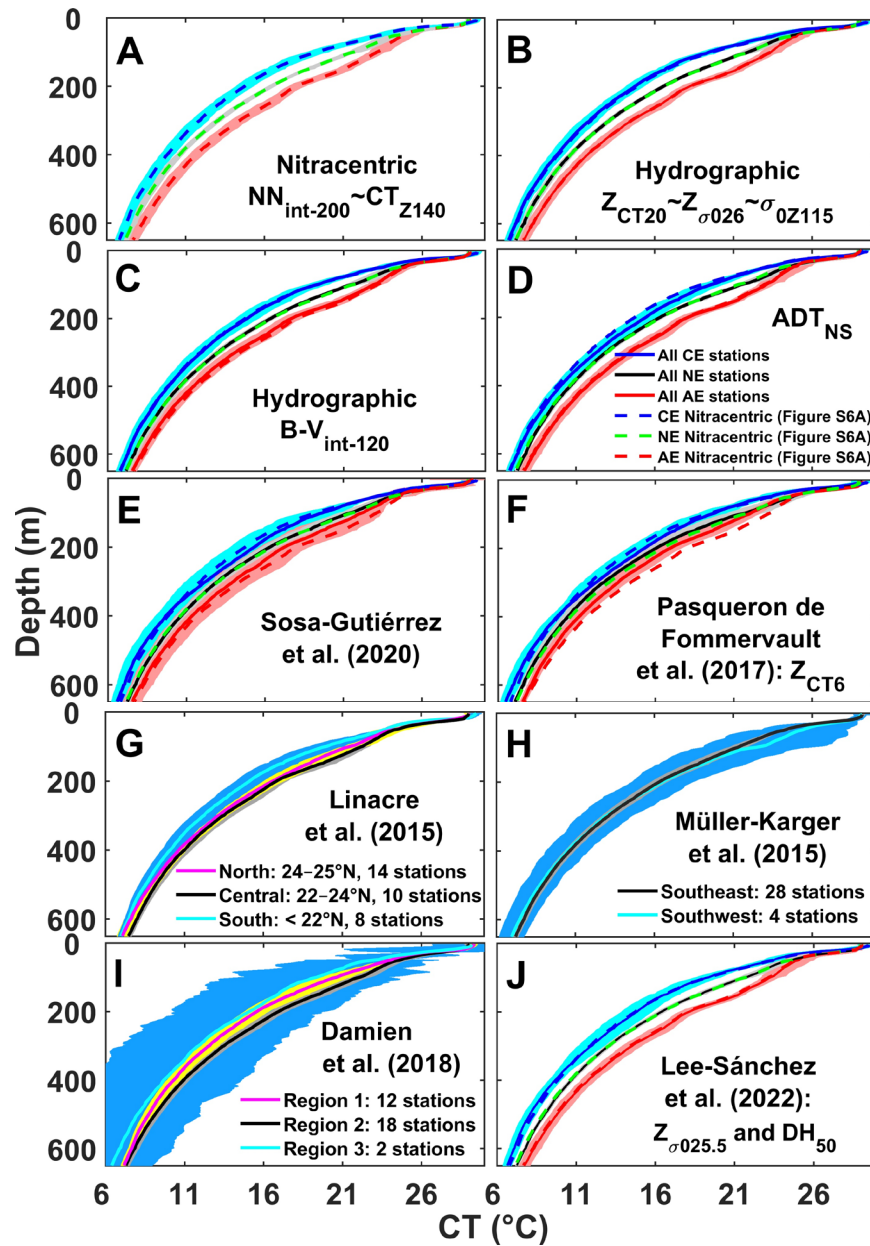


Figure S6. Average of the Conservative Temperature (CT, °C) depth profiles with 95% confidence intervals (CIs) for cyclonic (CE; light blue), no eddy (NE; black), and anticyclonic (AE; red) groups obtained by (A) nitracentric classification, (B, C) hydrographic classification, and (D) non-steric absolute dynamic topography (ADT_{NS}). (E, F) Average CT (°C) profiles with CIs for the classification of mesoscale eddies based on the eddy identification criteria used by Sosa-Gutiérrez et al. (2020) and Pasqueron de Fommervault et al. (2017), respectively. (G-J) Average CT (°C) profiles for the geographical classifications reported by Linacre et al. (2015), Müller-Karger et al. (2015), Damien et al. (2018), and Lee-Sánchez et al. (2022), respectively. The color shaded areas correspond to CIs. The thick lines are the CT means for each group. The dashed lines are the means of the nitracentric classification (Figure S6A). The Poseidon stations were not included in the figures.

1.2 Supplementary Tables

Table S1. Statistical parameters of depth-integrated nitrate + nitrite (NN) between the surface and 200 m ($NN_{int-200}$, $mmol\ m^{-2}$) obtained for cyclonic (CE), no eddy (NE), and anticyclonic (AE) groups and Poseidon and cyclonic eddy stations in the Bay of Campeche during the XIXIMI-5 campaign.

Group	n	$NN_{int-200}$ ($mmol\ m^{-2}$)				
		Mean	SD	Minimum	Maximum	CI
CE	9	1573	180	1307	1850	1435–1711
NE	16	1003	110	778	1156	944–1062
AE ¹	7	509	143	329	675	376–642
AE-P ²	10	400	221	46	675	242–558
Poseidon: PO1, A8, A10	3	145	139	46	304	0–489
Campeche: H46, F38, F37	3	1763	75	1715	1850	1576–1950

*CI: 95% confidence interval

¹AE: anticyclonic group without Poseidon stations

²AE-P: anticyclonic group with Poseidon stations

Table S2. Classification intervals for depth-integrated nitrate + nitrite between the surface and 150 and 200 m ($NN_{int-150}$, $NN_{int-200}$, $mmol\ m^{-2}$), depth of the 20 °C isotherm (Z_{CT20} , m), potential density anomaly at 120 m (σ_{0-120} , $kg\ m^{-3}$), Conservative Temperature at 140 m (CT_{Z140} , °C), depth of the 26 and 25.5 $kg\ m^{-3}$ isopycnals ($Z\sigma_{025.5}$, $Z\sigma_{026}$, m), integrated dynamic height between 1000–60 m and 1000–50 m (DH_{50} , DH_{60} , $m^2\ s^{-2}$), and the integrated Brunt-Väisälä frequency between 15–120 m ($B-V_{int-120}$, $m\ s^{-1}$) in cyclonic (CE), no eddy (NE), anticyclonic (AE), and Poseidon stations.

Variable	Classification Intervals for XIXIMI-5				
	BFV Rank*	CE (n = 9)	NE (n = 16)	AE (n = 7)	AE Poseidon (n = 3)
$NN_{int-200}$ ($mmol\ m^{-2}$)	–	> 1,300	770–1300	310–770	< 310
$NN_{int-150}$ ($mmol\ m^{-2}$)	–	> 530	210–530	55–210	< 85
Z_{CT20} (m)	2	< 110	110–150	150–200	> 200
$Z\sigma_{026}$ (m)	3	< 110	110–150	150–200	> 200
$Z\sigma_{025.5}$ (m)	–	< 83	83–120	120–160	> 160
CT_{Z140} (°C)	1	< 18.2	18.2–20.2	20.2–24.0	> 24.0
σ_{0-120} ($kg\ m^{-3}$)	4	> 26.0	25.5–26.0	25.0–25.5	< 25.0
DH_{60} ($m^2\ s^{-2}$)	5	< 10.2	10.2–11.0	11.0–12.8	> 12.8
DH_{50} ($m^2\ s^{-2}$)	–	< 10.5	10.5–11.3	11.3–12.7	> 12.7
$B-V_{int-120}$ ($m\ s^{-1}$)	6	> 1.70	1.32–1.70	1.00–1.32	< 1.00

Variable	Classification Intervals for XIXIMI-3				
	BFV Rank*	CE (n = 13)	NE (n = 13)	AE (n = 4)	LCE (n = 2)
$NN_{int-200}$ ($mmol\ m^{-2}$)	–	> 1,270	680–1270	160–680	< 160
$NN_{int-150}$ ($mmol\ m^{-2}$)	–	> 450	120–450	100–120	< 50
Z_{CT20} (m)	2	< 110	110–164	164–205	> 205
$Z\sigma_{026}$ (m)	3	< 120	120–170	170–205	> 205
$Z\sigma_{025.5}$ (m)	–	< 102	102–137	137–171	\geq 171
CT_{Z140} (°C)	1	< 18.8	18.8–21.4	21.4–23.2	> 24.0
σ_{0-120} ($kg\ m^{-3}$)	4	> 26.0	25.2–26.0	24.8–25.2	< 24.1
DH_{60} ($m^2\ s^{-2}$)	5	< 10.2	10.2–11.3	11.3–12.3	> 14.3
DH_{50} ($m^2\ s^{-2}$)	–	< 10.5	10.5–11.6	11.6–12.6	> 14.6
$B-V_{int-120}$ ($m\ s^{-1}$)	6	> 0.72	0.36–0.72	0.10–0.36	0.62–0.72

* BFV rank indicates the BFV performance to predict the NN profiles and NN stocks, where the 1 value corresponds to the best performance.

Table S3. Third degree polynomial fit coefficients for the relationships of the slope ($\beta_{1,j}$) and intercept ($\beta_{0,j}$) as functions of depth between 100 and 500 m for each BFV (see Equations 1–3 in the main text). The subscript “j” indicates that the fit was performed for each BFV [i.e., the depth of the 20 °C isotherm (Z_{CT20} , m), potential density anomaly at 120 m (σ_{0-Z120} , kg m⁻³), Conservative Temperature at 140 m (CT_{Z140} , °C), depth of the 26 kg m⁻³ isopycnal ($Z\sigma_{026}$, m), integrated dynamic height between 1000–60 m (DH_{60} , m² s⁻²), and the integrated Brunt-Väisälä frequency between 15–120 m ($B-V_{int-120}$, m s⁻¹)]. R^2 was ~ 1 for all polynomial fits. The upper (lower) part of the table corresponds to XIXIMI-5 (XIXIMI-3).

BFV _j	$\beta_{1,j}(Z) = a_{1,j}Z^3 + b_{1,j}Z^2 + c_{1,j}Z + d_{1,j}$				$\beta_{0,j}(Z) = a_{2,j}Z^3 + b_{2,j}Z^2 + c_{2,j}Z + d_{2,j}$			
	$a_1 \times 10^{-7}$	$b_1 \times 10^{-4}$	c_1	d_1	$a_2 \times 10^{-6}$	b_2	c_2	$d_2 \times 10^3$
Third degree polynomial fit data from XIXIMI-5 (winter cruise, n =32)								
Z_{CT20}	-1.2081	2.4871	-0.1831	14.2334	-25.5329	0.03348	16.6562	-1.72433
σ_{0-Z120}	79.6842	-167.6104	12.4543	-969.3391	-246.4119	0.49740	-327.8529	25.08697
CT_{Z140}	-19.6862	42.1258	-3.1608	244.6019	-3.0932	-0.01577	54.0493	-4.61017
$Z\sigma_{026}$	-1.1762	2.4618	-0.1836	14.2241	-25.3783	0.03264	17.5863	-1.79026
DH_{60}	-24.8856	67.5816	-5.7280	450.9893	-14.7906	-0.00567	53.3246	-4.63458
$B-V_{int-120}$	157.1099	-341.7314	25.3530	-1975.8135	-64.7042	0.11691	-45.0676	3.08121
Third degree polynomial fit data from XIXIMI-3 (winter cruise, n =30)								
Z_{CT20}	-2.2131	3.8354	-0.2312	16.5565	-21.3653	0.02453	22.0983	-1.98824
σ_{0-Z120}	161.8919	-261.1639	14.8530	-1059.3571	-466.5404	0.74612	-389.9781	27.41067
CT_{Z140}	-39.2606	64.4711	-3.7105	260.6513	-25.7390	-0.05022	63.7623	-4.87441
$Z\sigma_{026}$	-2.1179	3.7344	-0.2288	16.4036	-21.6371	0.02415	22.8178	-2.04284
DH_{60}	-37.9128	89.1631	-6.5951	487.7490	-10.7252	-0.01781	60.0771	-4.86524
$B-V_{int-120}$	159.7785	-298.9188	19.1543	-1385.3436	-61.4384	0.09572	-21.6981	1.16332

β_1 : mmol m⁻³, a_1 : mmol m⁻⁶, b_1 : mmol m⁻⁵, c_1 : mmol m⁻⁴, d_1 : mmol m⁻³

β_0 : mmol m⁻², a_2 : mmol m⁻⁵, b_2 : mmol m⁻⁴, c_2 : mmol m⁻³, d_2 : mmol m⁻²

1.3 Nitracentric and hydrographic classification of CLIVAR Section A22 in the Caribbean Sea

To explore the applicability of our methodology to classify stations based on the influence of mesoscale eddies in other oligotrophic seas we analyzed the hydrographic databases available for the stations in the Caribbean Sea of CLIVAR Section A22 (**Figure S7A**). Each of the three cruises reported for this section showed different conditions in terms of the presence of mesoscale eddies in the Caribbean Sea (**Figures S7B-D**). Like in the GM, high correlations were observed in the Caribbean Sea between the NN stock at 200 m and the BFVs. However, when analyzing all of the stations between 11 and 18 °N the nitracentric and hydrographic classifications indicated that Section A22 shows three hydrographically distinct regions as reflected in the average NN profiles (**Figures S7E-G**): a northern region (> 17 °N) hydrographically influenced by water mass exchange with the Atlantic Ocean through the Anegada-Jongfern Passage, a deep central region (13–17 °N for A22-1997 and A22-2003, or 14–17 °N for A22-2012) similar to our study area away from the coasts and largely influenced by mesoscale eddy activity, and a southern region (< 13 °N for A22-1997 and A22-2003, or < 14 °N for A22-2012) delimited by the Caribbean Current and the coasts of Colombia and Venezuela where hydrography is clearly influenced by the physiography of the coast and interaction with the bottom (**Figures S7B-D**). Water masses in the northern region showed relatively low NN concentration, with the maximum $\leq 30 \mu\text{mol kg}^{-1}$ located around 800 m while the southern region showed relatively high NN concentrations with a maximum $\sim 32 \mu\text{mol kg}^{-1}$ located at around 670 m (**Figures S7E-F**). The central region showed intermediate NN concentrations although the maximum, located at ~ 700 m had a similar value as the southern region (**Figures S7E-F**).

For comparison with our study, we applied the nitracentric and hydrographic classifications using the 14 stations (seven for each cruise) in the central region for the summer (August 1997) and autumn (October 2003) cruises in the Caribbean Sea, assuming that these cruises took place under similar stratification conditions as those observed during the XIXIMI-5 campaign in the GM. These classifications indicated that two (three), four (one) and one (three) stations were under the influence of CE, NE and AE respectively during the summer (autumn) campaign (**Figures S7B-C**). The average (\pm CI) vertical NN profiles showed a clear separation between the CE, NE and AE groups up to 800 m (**Figure S7H**) with maximum NN values $\sim 32 \mu\text{mol kg}^{-1}$ and $\sim 30 \mu\text{mol kg}^{-1}$ located at ~ 700 and 760 m in the CE and AE group, respectively.

Results for CLIVAR Section A22 in the Caribbean Sea suggest that the nitracentric and hydrographic classification methodology (**Figure S1**) used in our study can be applied for the same purpose in other open ocean oligotrophic regions to classify stations based on mesoscale eddy influence and to predict NN vertical distributions and NN stocks. The results from the A22 section analysis showed that the interaction with the Greater Antilles and the water mass exchange with the Atlantic through the Anegada-Jongfern passage strongly influenced hydrographic properties in the northern stations (north of 17 °N) and the interaction with the South American coast and probably river discharges strongly affected the southern-most stations (south of 13 °N) of the section as reflected by their NN average profiles (**Figures S7E-G**). When analyzing only the stations of the central region of the section under summer-early autumn conditions, the nitracentric and hydrographic classifications clearly separated the stations influenced by CE and AE (**Figure S7H**) even though we used the same BFV and the $\text{NN}_{\text{int-200}}$ for the classification as in the GM.

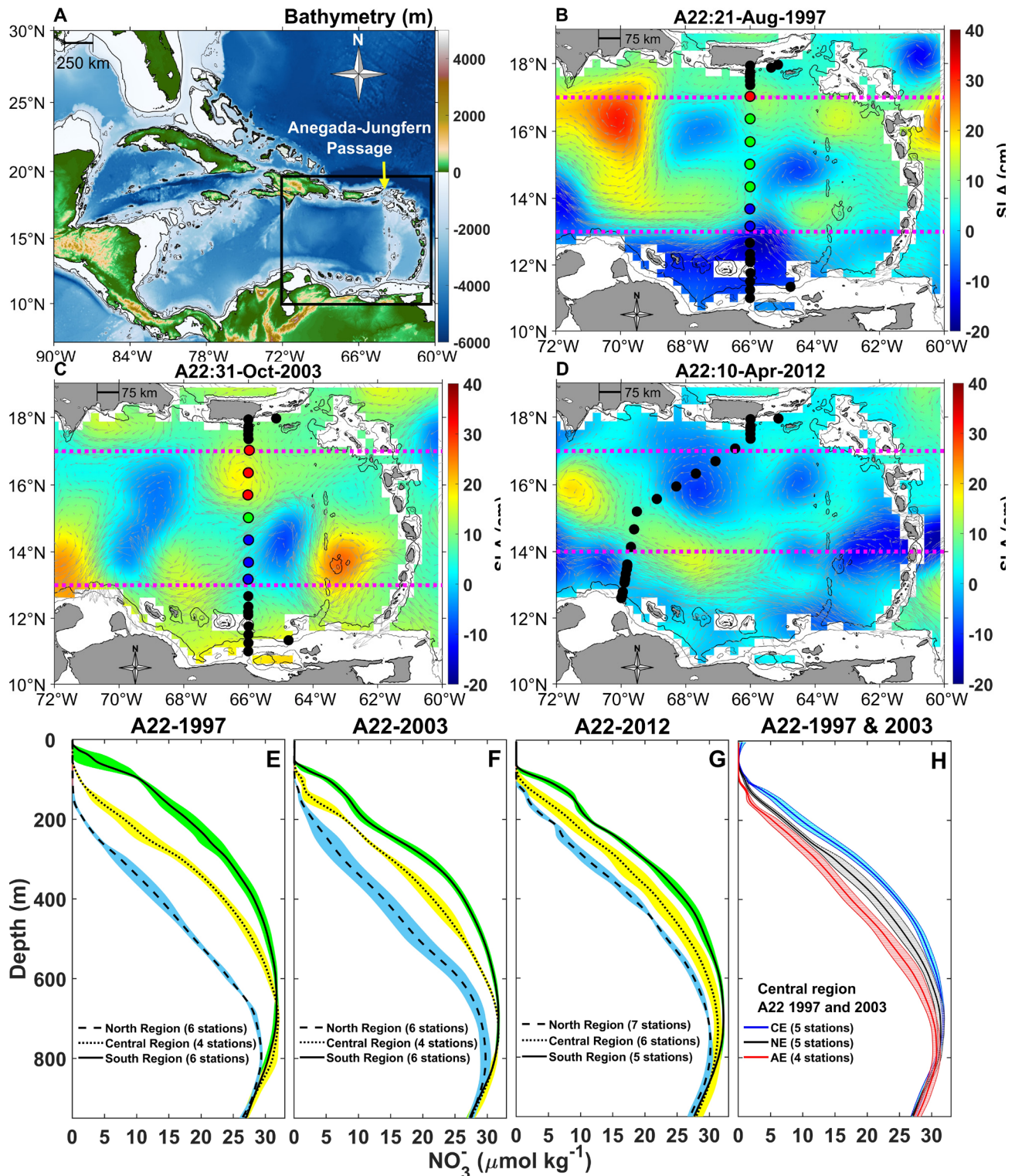


Figure S7. (A) Bathymetric map of the Caribbean Sea basins. The black rectangle represents the region shown in **Figures S7 B-D**. (B-D) Sampling stations in CLIVAR Section A22 during summer (16 to 21 August 1997; 25 stations), autumn (24 to 29 October 2003; 24 stations) and spring (09 to 14 April 2012; 26 stations), respectively. Black dots represent sampling stations and magenta dash lines represent the limits between the north ($> 17^\circ\text{N}$), central ($13\text{--}17^\circ\text{N}$) and south ($< 13^\circ\text{N}$) regions in which the A22 section (1997 and 2003) was divided based on hydrographic properties. Since the location of sampling stations in section A22-2012 was different, the limit of the southern region was located at 14°N . Gray arrows correspond to the geostrophic

surface velocity vectors. The blue (●), green (●), and red circles (●) correspond to cyclonic (CE), no eddy (NE), and anticyclonic (AE) stations, respectively, which were classified using the nitracentric classification. **(E-G)** Average (\pm SD) NN profiles of stations with ≥ 1000 m water depth for the summer, autumn and spring cruise, respectively, realized in Section A22. Regions were defined based on the nitracentric ($NN_{int-200}$) and hydrographic (BFVs) classifications using all of the stations collected in each of the cruises. Black dashed lines shaded in blue, dotted lines shaded in yellow and black continuous lines shaded in green represent the north, central and south regions, respectively. **(H)** Average (\pm CI, at 3 m intervals) NN profiles for CE (blue; 5 stations), NE (gray; 5 stations) and AE (red; 4 stations), stations as classified based on the nitracentric classification applied to stations in the central region of the stratified summer and autumn cruises.

References

References from Chapters 1 and 2 were merged, and are listed at the end of the Supplementary Material for Chapter 2.

Material suplementario. Capítulo 2

FLUJOS DIFUSIVOS, CONVECTIVOS Y POR BOMBEO POR REMOLINO DE NITRATO + NITRITO A LA ZONA EUFÓTICA DEL GOLFO DE MÉXICO

2.1 Figuras suplementarias

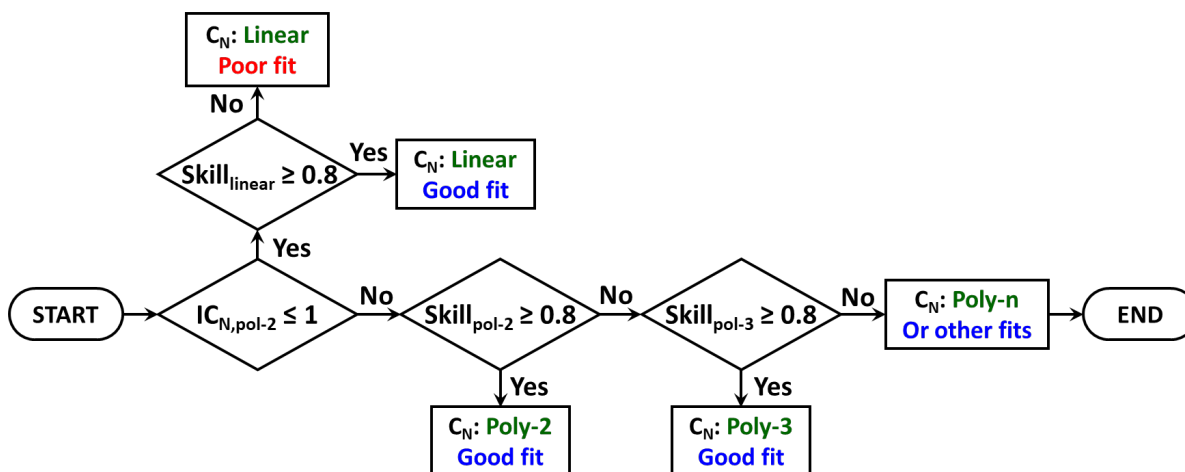


Figura S2.1. Diagrama de flujo para la determinación de la curvatura de la nitraclina de cada estación.

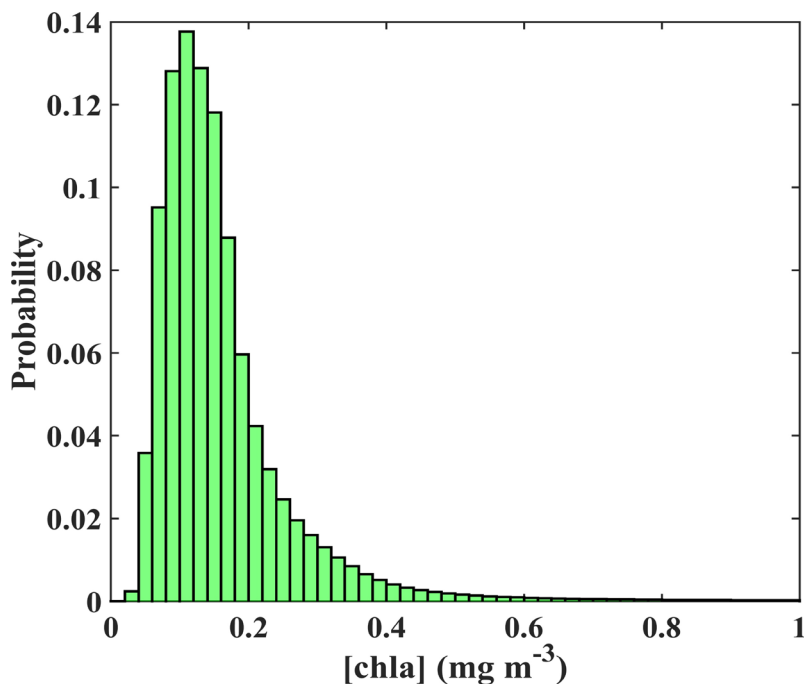


Figura S2.2. Histograma de probabilidad para el compuesto mensual de [chl a] (mg m^{-3}) superficial en el GM durante el periodo de enero de 2003 a septiembre de 2020. Los valores de [chl a] fueron obtenidos para la región de GM con batimetría superior a 200 m.

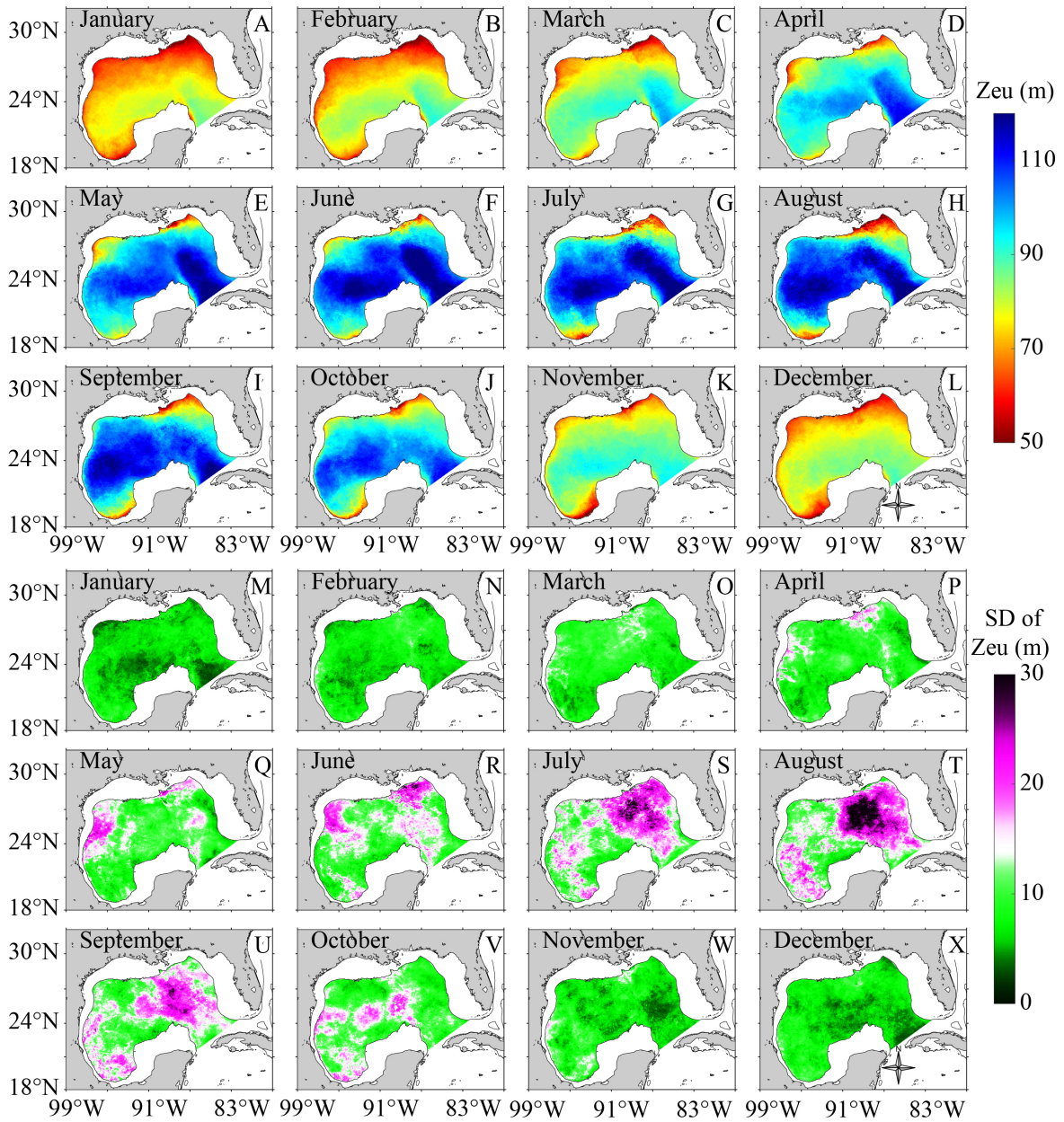


Figura S2.3. Distribución espacial del (A-L) ciclo medio anual de Zeu (m) en el GM de enero hasta diciembre, respectivamente. (M-X) Similar a (A-L), pero para la desviación estándar de Zeu (m). Zeu fue calculada con la ecuación 2.3 (Morel, 1988) y el compuesto mensual de [chl_a] de enero de 2003 a septiembre de 2020. Solo se muestran datos de Zeu para profundidades ≥ 200 m. Notar que la barra de colores del promedio y la desviación estándar de Zeu son diferentes.

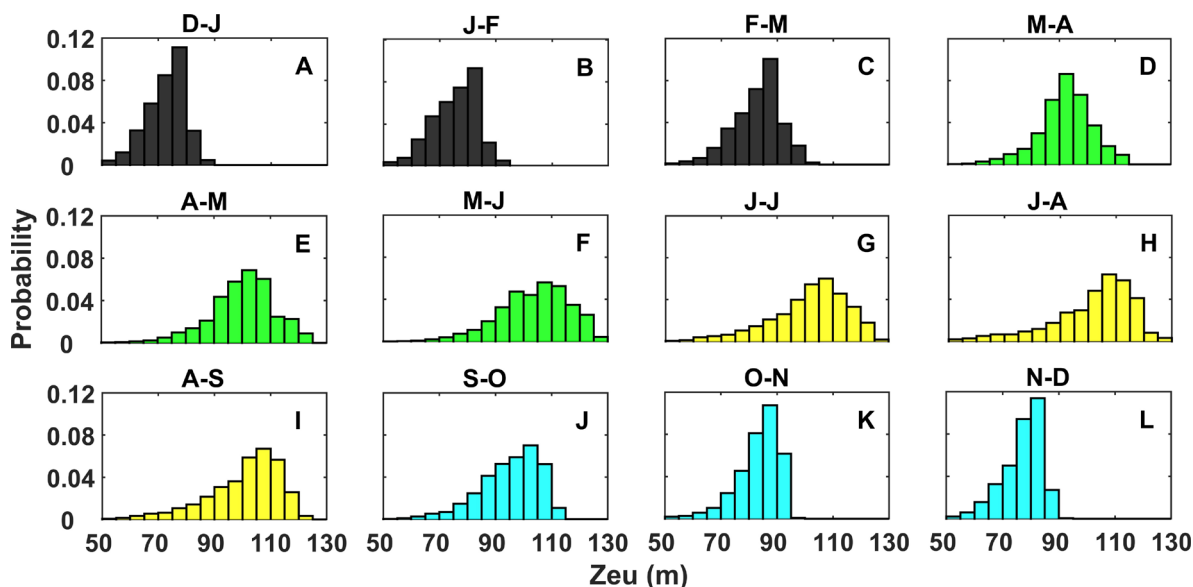


Figura S2.4. Distribuciones de probabilidad de Zeu obtenida con la ecuación 2.3 y el compuesto mensual de [chl_a] de enero de 2003 a septiembre de 2020 para (A-L) enero-diciembre. Las barras de color negro, verde, amarillo y cian representan los meses asociados a estaciones de invierno, primavera, verano y otoño, respectivamente.

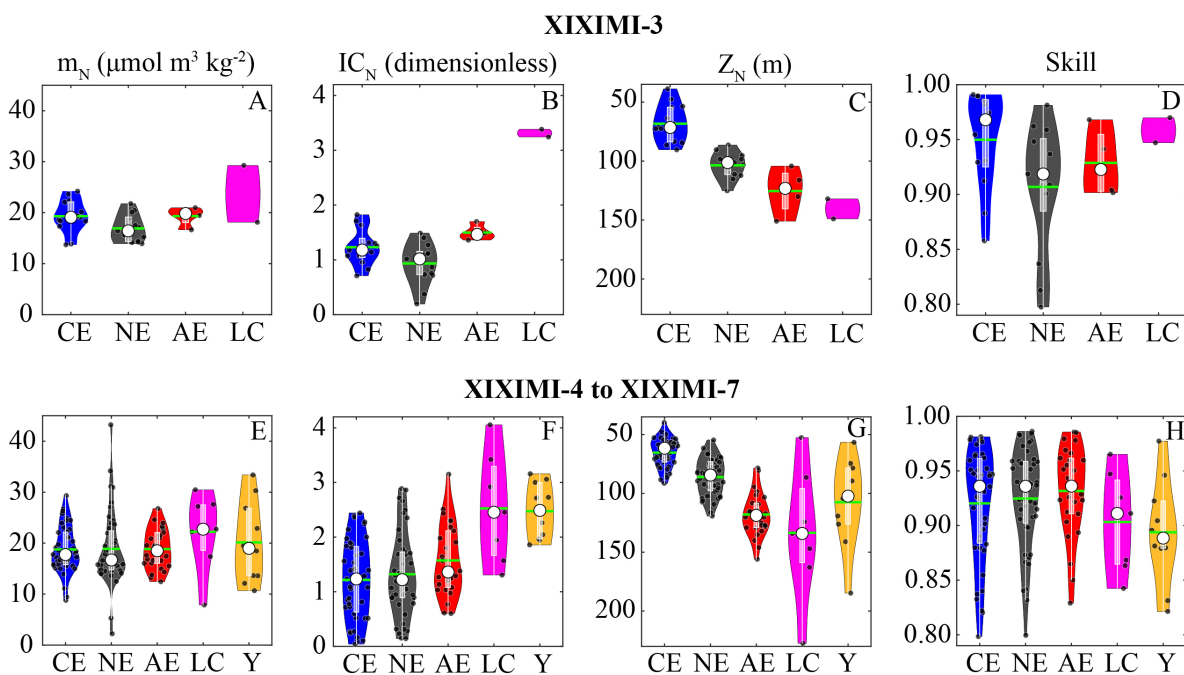


Figura S2.5. Diagramas de violín/densidad de Kernel para las características de la nitraclina obtenidas con los perfiles de NN vs. σ_0 . (A, E) pendiente: m_N , (B, F) curvatura: IC_N , (C, G) profundidad: Z_N y (D, H) skill (capacidad de los ajustes polinomiales) para las estaciones muestreadas en los cruceros XIXIMI-3 (panel superior) y XIXIMI-4 a XIXIMI-7 (panel inferior) clasificadas como ciclónicas (CE, azul), sin efecto (NE, negro), anticiclónicas (AE, rojo), ubicadas en la Corriente del Lazo (LC, rosa) y en el Canal de Yucatán (Y, amarillo). Los puntos negros son los datos de cada estación, la línea horizontal verde es la media y el círculo blanco es la mediana. Cada “violín” contiene el típico diagrama de cajas y bigotes en color blanco.

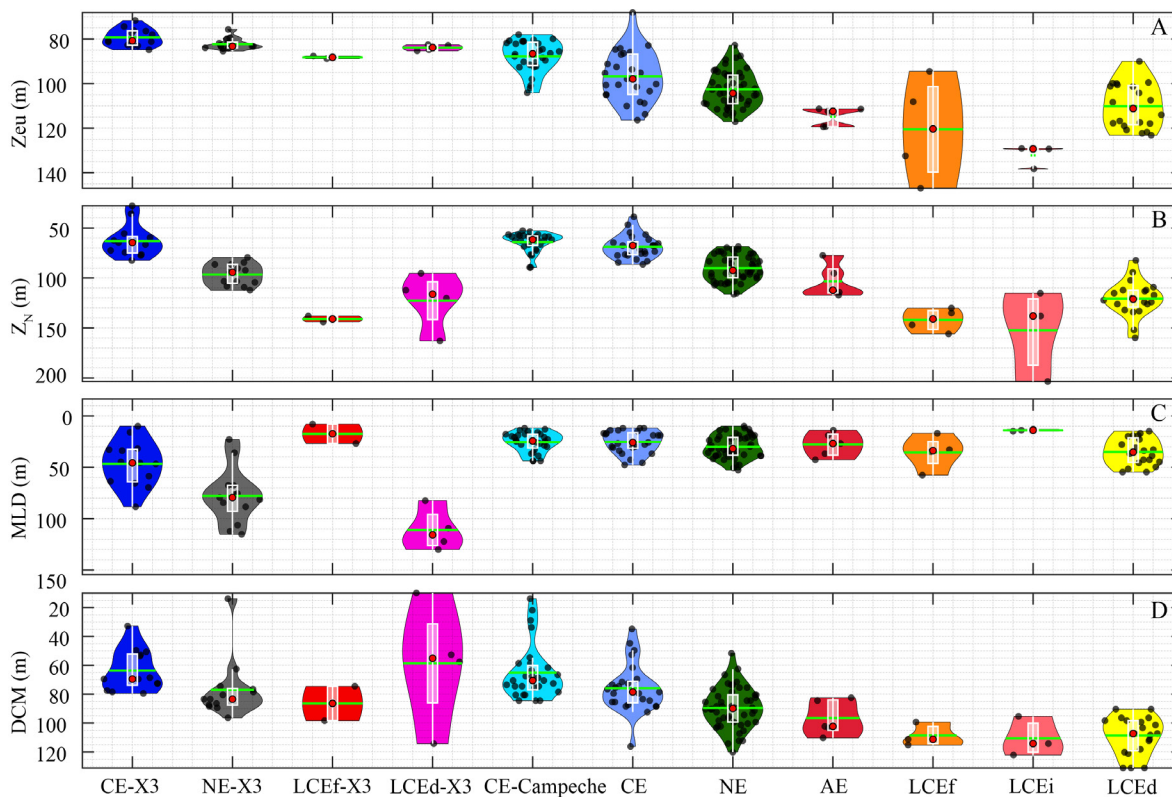


Figura S2.6. Igual que la Figura 2.9, pero para grupos de estaciones de los cruceros XIXIMI-4 a 7 separadas de acuerdo con el lugar de formación del CE (Campeche o fuera de) y del tiempo de vida del LCE [formación (f), intensificación (i) y disipación (d)].

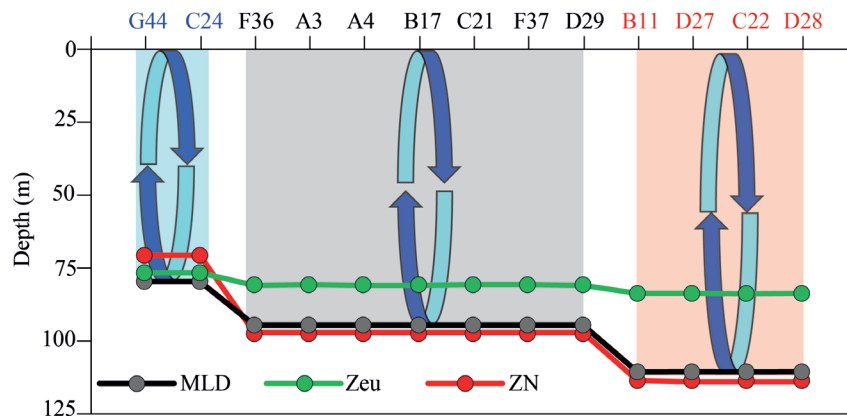


Figura S2.7. Esquema de las estaciones de XIXIMI-3 que cumplen el criterio $MLD > Zeu$. Los nombres y zonas sombreadas de las estaciones influenciadas por CEs, NEs y AEs se pusieron en colores azul, negro y rojo, respectivamente. Las líneas verde, negra y roja representan las profundidades promedio de cada grupo de estaciones de Zeu, MLD y Z_N , respectivamente.

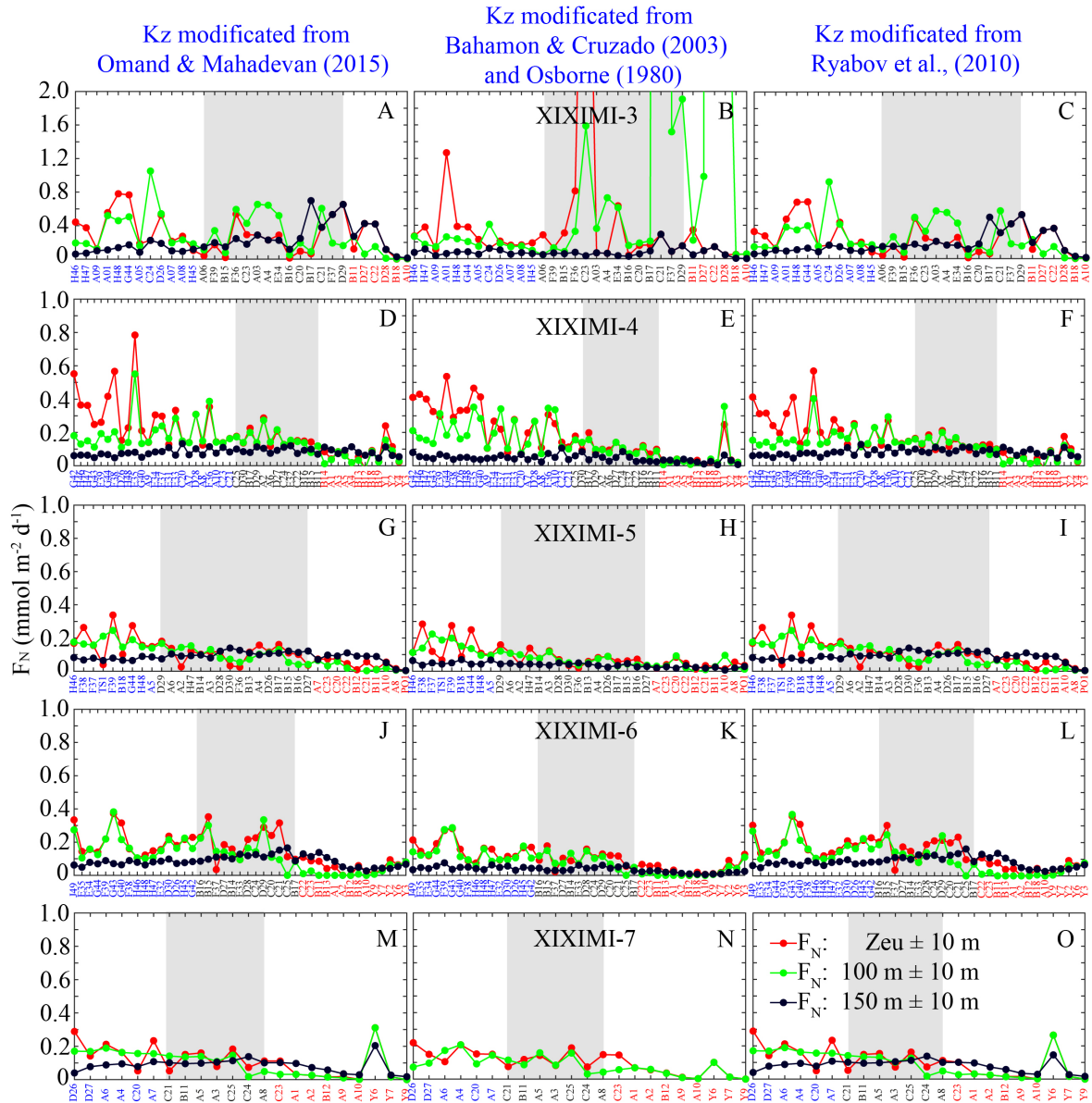


Figura S2.8. Similar a la Figura 2.15, pero con los flujos presentados por cada estación y por cada crucero. Los nombres de las estaciones influenciadas por CEs, NEs y AEs se pusieron en colores azul, negro y rojo, respectivamente. El área gris enmarca el grupo de estaciones NEs. Las líneas roja, verde y negra corresponden a los flujos difusivos obtenidos en las profundidades $Z_{eu} \pm 10 \text{ m}$, $100 \pm 10 \text{ m}$ y $150 \pm 10 \text{ m}$, respectivamente.

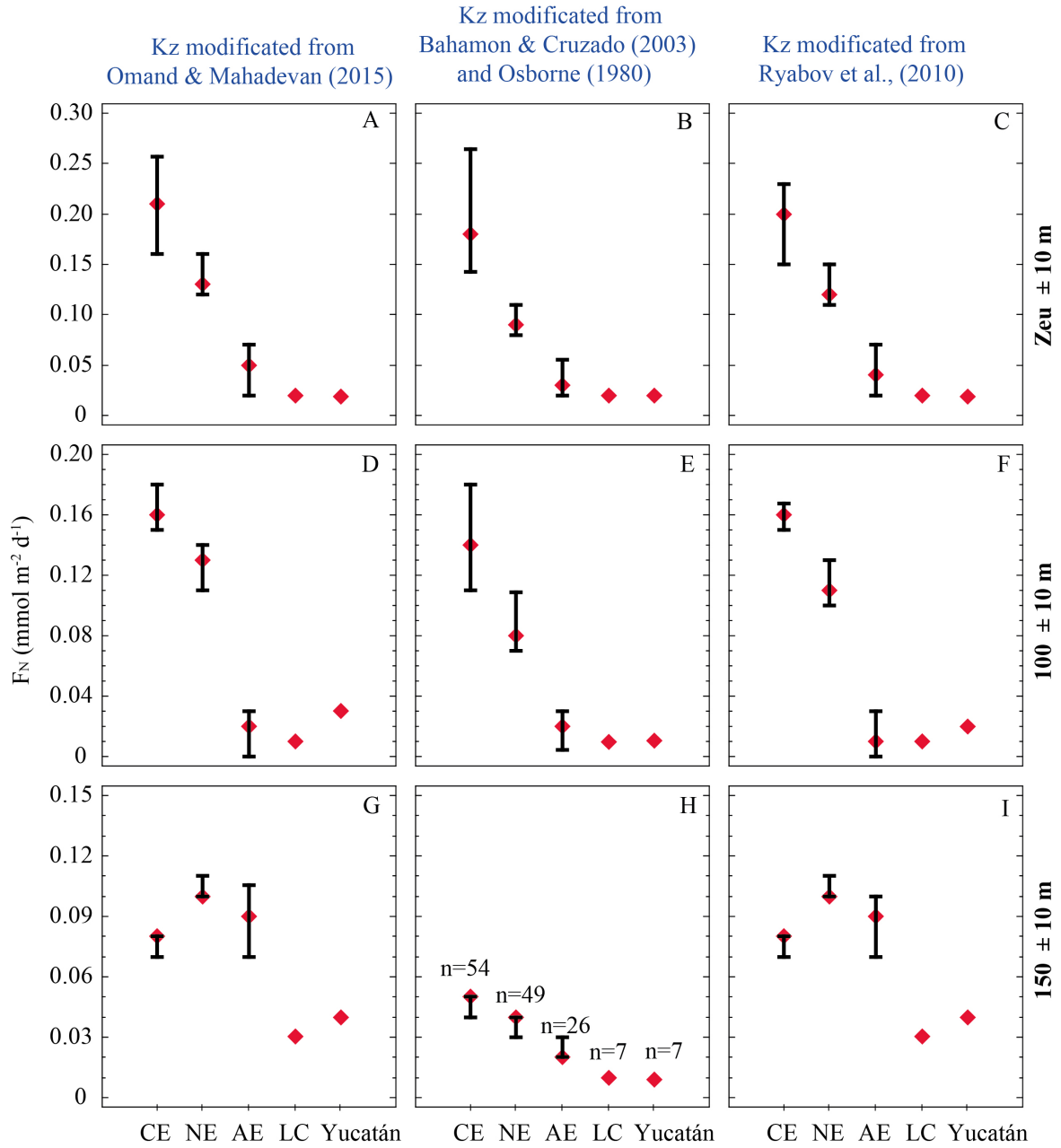


Figura S2.9. Diagrama de medianas de Mood con intervalos del 95% de confianza para los datos de mostrados en la Figura 2.15.

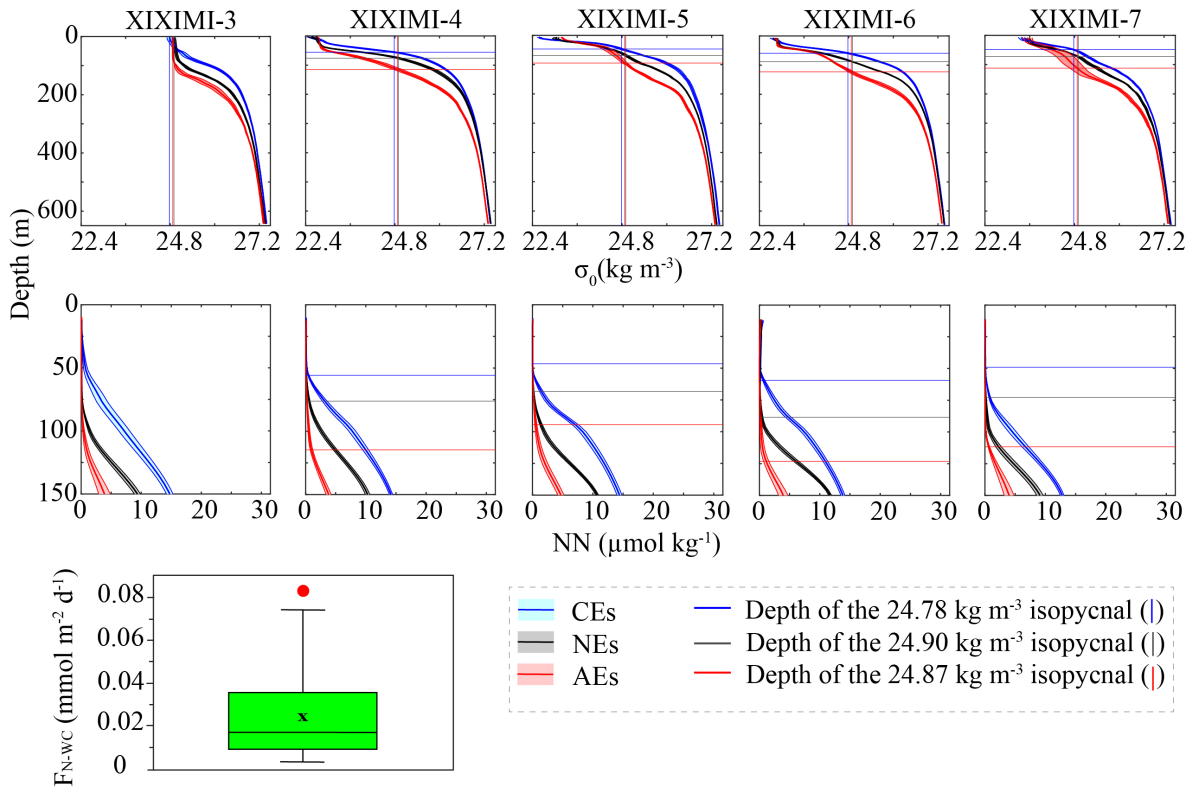


Figura S2.10. Perfiles verticales de la anomalía de densidad potencial (0–650 m; panel superior) y de NN (0–150 m; panel central) de los cruceros XIXIMI-3 al XIXIMI-7 que muestran la ubicación de la isopícnica más profunda de los cruceros de verano que sería asomerada en invierno (líneas verticales y horizontales los paneles superior y central, respectivamente) de acuerdo con los perfiles promedio de grupos de estaciones influenciadas por CEs (azul), NEs (negro) y AEs (rojo). Diagrama de cajas y bigotes del flujo convectivo de N estimado con el stock de N de verano mezclado seis meses después durante el invierno luego del asomeramiento de la isopícnica más profunda (ver sección 2.3.3.2). El círculo rojo corresponde a un dato extremo, mientras que la caja verde corresponde al rango intercuartílico. La media y mediana se representan por una equis (x) y una línea horizontal negras, respectivamente.

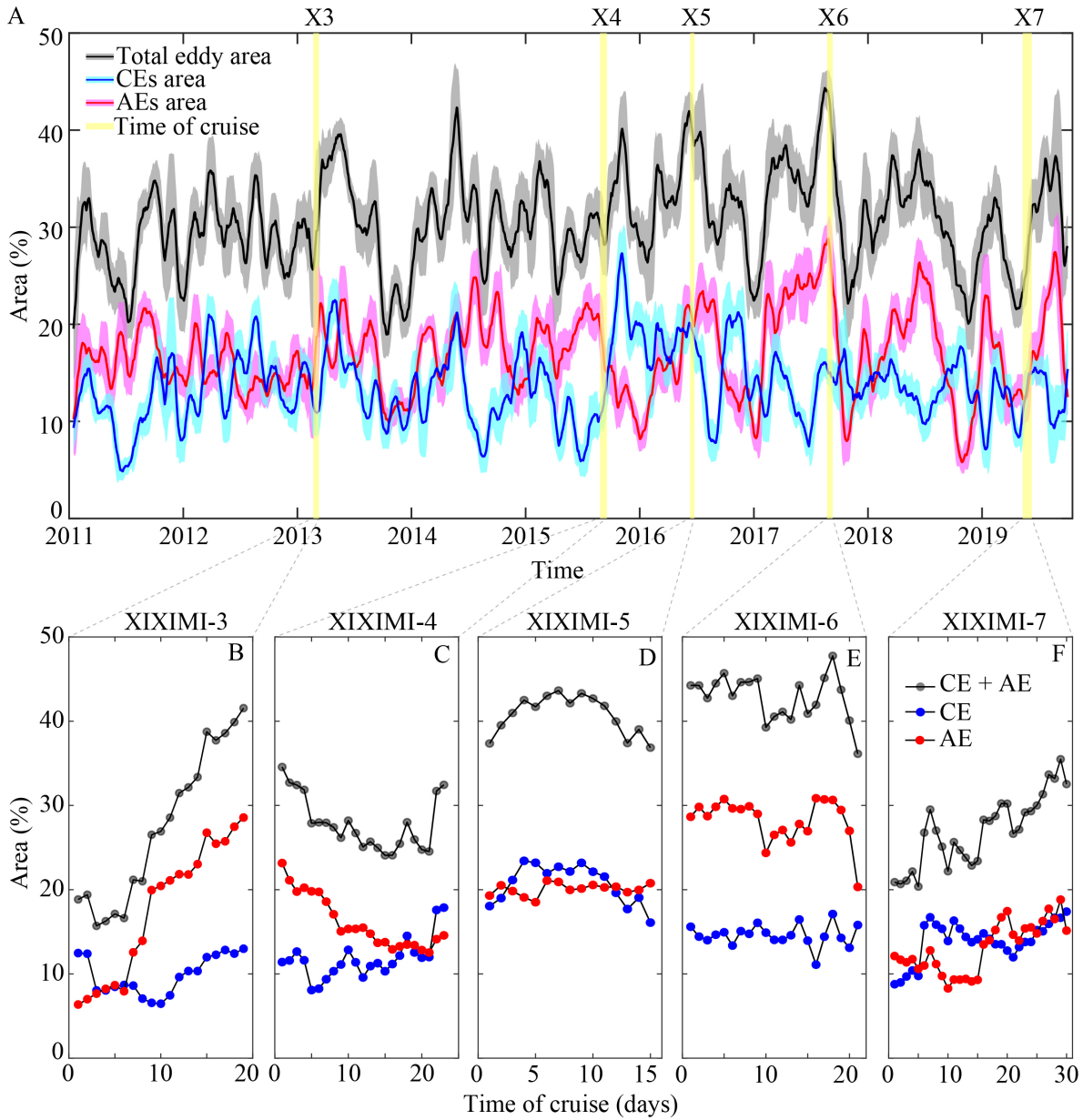


Figura S2.11. Porcentaje de área de CEs (media: ~ 14%; línea azul y sombra cian), AEs (media: ~ 17%; línea roja y sombra magenta) y CEs + AEs (media: ~ 31%; línea negra y sombra gris) en la región de oceánica del GM (isobata ≥ 200 m) para (A) la serie total de datos de enero de 2011 a octubre de 2019 obtenida del Atlas de Remolinos de AVISO (promediado cada mes) y (B-F) para las campañas XIXIMI-3 a XIXIMI-7, respectivamente (valores diarios). En (A) las líneas representan el valor medio cada 30 días, mientras que las áreas sombreadas la desviación estándar (SD).

2.2 Textos suplementarios

Texto suplementario S2.1. Análisis del criterio para elegir la profundidad de la nitraclina

El análisis de sensibilidad de la profundidad de la nitraclina (Z_N) obtenida de los perfiles verticales de NN interpolados cúbicamente con la profundidad (PCHIP, Capítulo 1; Velásquez-Aristizábal et al., 2022) indica que Z_N puede ser obtenida como la profundidad a la cual NN equivale a cualquier valor del intervalo de 0.5 a 0.7 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Los resultados no muestran diferencias estadísticamente significativas para la media de Z_N en dicho intervalo, particularmente en las estaciones influenciadas por CEs y aguas sin influencia de remolinos en todos los cruceros XIXIMI, ni para la mayoría de estaciones muestreadas en los cruceros de verano (valor- $p < 0.05$; panel derecho de la Figura S2.12). Aunque no son significativas, las mayores desviaciones de Z_N se obtuvieron en las estaciones influenciadas por AEs durante el invierno y primavera tardía. Esto se debe a que los perfiles verticales de NN de estaciones bajo influencia de AEs presentaron menores pendientes de la nitraclina (Figuras 2.12 y S2.6; Tabla S2.1), por lo que dos valores cercanos de NN estuvieron separados a mayor profundidad que en NEs y CEs. Sin embargo, cuando se determinó Z_N a partir de perfiles interpolados con la anomalía de densidad potencial (línea sólida magenta; panel derecho de la Figura S2.12), se obtuvieron mayores desviaciones respecto a la Z_N estimada de los perfiles de NN interpolados con la profundidad, especialmente en estaciones influenciadas por AEs muestreadas durante condiciones de poca o baja estratificación (XIXIMIs 3 y 7; panel derecho de la Figura S2.12).

Es importante notar que las dos estaciones con mayor influencia ciclónica en XIXIMI-3 y que cinco estaciones del crucero XIXIMI-6 presentaron valores diferentes de Z_N obtenida a partir de $\text{NN} = 0.7 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (panel izquierdo de la Figura S2.12). En estas estaciones se obtuvieron perfiles verticales con máximos subsuperficiales de NN (típicamente entre superficie y 50 m) que complicaron la elección de Z_N en tanto que la disponibilidad de NN en dicha capa subsuperficial se agotó nuevamente produciendo una segunda y verdadera base de la nitraclina (Figura S2.13). El problema con la selección de Z_N en este tipo de perfiles es que pueden existir dos o tres profundidades donde NN esté en el intervalo de 0.5–0.7 $\mu\text{mol kg}^{-1}$, como se observó en los perfiles verticales de NN obtenidos en las estaciones D30, B15 y B16 (Figura S2.13). En la estación B16 se obtendrían tres posibles valores de Z_N en los

intervalos 14–17 m, 63–65 m y 83–85 m, en la estación D30 se obtendrían dos posibles valores de Z_N en los intervalos 33–38 m y 68–72 m, mientras que en la estación B15 se obtendrían tres posibles valores de Z_N en los intervalos 12–13 m, 35–38 m y 96–97 m (Figura S2.13). Si se eliminan los datos de NN entre superficie y 50 m, que corresponde a la capa de profundidad donde típicamente está agotado el NN en el GM (Biggs & Müller-Karger, 1994; Lee-Sánchez et al., 2022; Velásquez-Aristizábal et al., 2022), no habría problema con la estimación de Z_N en las estaciones D30 y B15. Sin embargo, la estación B16 presenta un máximo subsuperficial de NN justo en 50 m ($NN = 1.6 \mu\text{mol kg}^{-1}$; Figura S2.13), por lo que aun presenta dos posibles valores de Z_N separados por 20 m (63–65 m y 83–85 m). En tanto que solo algunas estaciones de los cruceros XIXIMIs 3 y 6 presentaron estos máximos subsuperficiales de NN, tiene sentido usar el criterio de eliminar los datos de NN a 50 m y determinar Z_N donde NN esté en el intervalo $0.5\text{--}0.7 \mu\text{mol kg}^{-1}$.

Como típicamente estos criterios son obtenidos por programación computacional, es recomendable graficar primero los perfiles verticales interpolados para plantear límites de profundidad para la búsqueda de Z_N si se dispone de pocos perfiles, pero si la cantidad de perfiles verticales es muy grande, el problema debe resolverse con estrategias de programación computacional. En nuestras bases de datos, los valores de Z_N estimados con el criterio de $NN = 0.7 \mu\text{mol kg}^{-1}$ y eliminando los datos de NN entre superficie y 40 o 50 m, fueron prácticamente insensibles a estos máximos superficiales de NN. En este trabajo se usó dicho criterio y sin filtrar los datos de NN en lugar del criterio de $NN = 0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ usado previamente en el GM y el Atlántico Norte (Cianca et al., 2007; Lee-Sánchez et al., 2022; Letscher & Villareal, 2018; Linacre et al., 2019; Velásquez-Aristizábal et al., 2022).

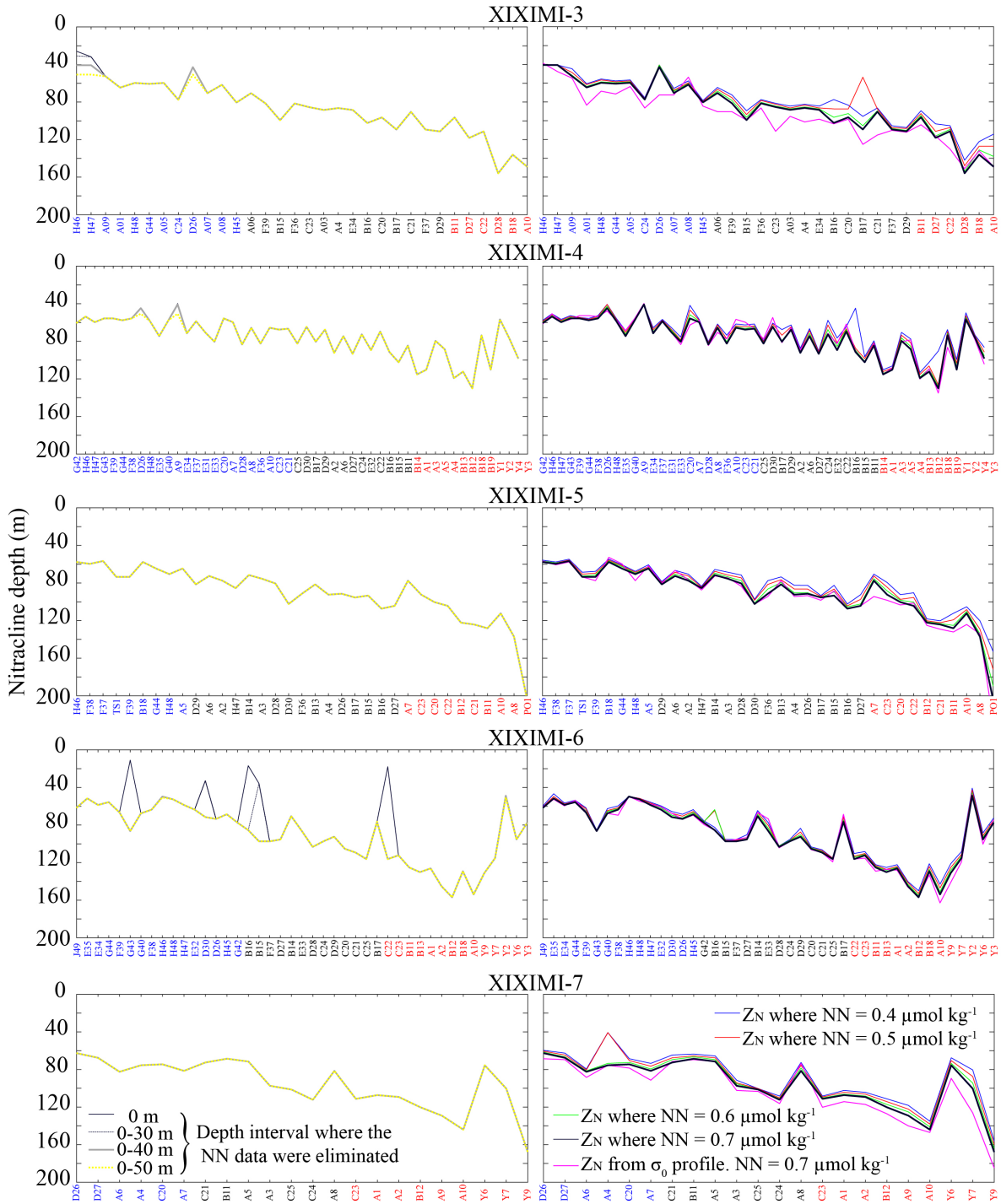


Figura S2.12. Análisis de sensibilidad de Z_N respecto a diferentes valores de NN. Las figuras del panel izquierdo muestran los valores de Z_N estimados con el criterio de $NN = 0.7 \mu\text{mol kg}^{-1}$ y eliminando los datos de NN entre superficie y 30, 40 o 50 m. El panel derecho muestra los valores de Z_N obtenidos con NN en el intervalo de 0.4 a $0.7 \mu\text{mol kg}^{-1}$ y eliminando los valores de NN entre 0 y 50 m de profundidad. Las estaciones influenciadas por CEs, NEs y AEs se presentan en colores azul, negro y rojo, respectivamente.

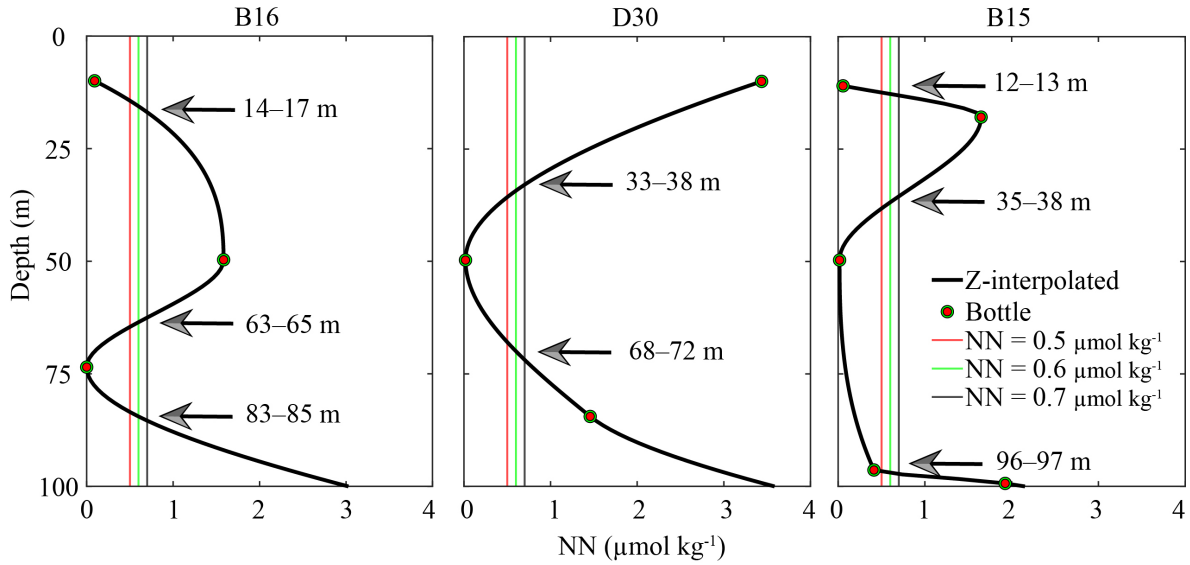


Figura S2.13. Perfiles verticales de NN de las estaciones B16, D30 y B15 muestreadas durante el crucero XIXIMI-6. Las líneas verticales roja, verde y negra indican los valores de NN = 0.5, 0.6 y 0.7 $\mu\text{mol kg}^{-1}$, respectivamente. Las flechas indican las profundidades de los perfiles donde se estaría obteniendo la Z_N de cada perfil.

Texto suplementario S2.2. Determinación del coeficiente de difusión turbulenta por diferentes parametrizaciones

Para la elección del coeficiente de difusión turbulenta (K_z) se emplearon tres parametrizaciones disponibles en la literatura, pero modificadas en este trabajo. La primera parametrización se describió en el cuerpo principal del Capítulo 2 (ecuaciones 2.9–2.11) y se obtuvo tras modificar la parametrización propuesta por Omand and Mahadevan (2015). La segunda parametrización emplea la ecuación S2.1 propuesta por (Osborn, 1980) y que ha sido ampliamente empleada en la literatura (Bahamón et al., 2003; Bahamón and Cruzado, 2003; Cianca et al., 2007; Siegel et al., 1999; y muchas más).

$$K_z = \frac{0.25\epsilon(z)}{N^2} \quad \text{S2.1}$$

Donde $\epsilon(z)$ corresponde a la tasa de disipación turbulenta como función de la profundidad y N^2 representa la frecuencia de Brunt-Väisälä (ecuación S2.2). Dado que la anomalía de densidad potencial se calcula como la diferencia entre la densidad del agua de mar y 1000 kg m^{-3} , N^2 se modificó para obtener el lado derecho de la ecuación S2.2. Donde g corresponde a la gravedad de la tierra (9.81 m s^{-2}), ρ_w es la densidad del agua de mar promedio (1025 kg

m^{-3}) y $\frac{\partial \sigma_0}{\partial z}$ es el gradiente de la anomalía de densidad potencial con la profundidad y se aproximó a $\frac{d\sigma_0}{dz}$.

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_w} \frac{\partial \rho}{\partial z} \approx -\frac{g}{\rho_w} \frac{d\sigma_0}{dz} \quad S2.2$$

De acuerdo con Bahamón and Cruzado (2003) $\epsilon(z)$ decrece exponencialmente desde la MLD hasta una profundidad donde ya no hay efectos turbulentos (“fondo”, acá usada como BKG, por background: aguas sin influencia de remolinos). La BKG se fijó en 200 m dado que la MLD en el GM no supera esta profundidad, tal como fue mostrado por Pasqueron de Fommervault et al. (2017) y como se encontró en este estudio (Figuras 2.9 y S2.6). Así, se resolvió la ecuación diferencial y se obtuvo $\epsilon(z)$; ecuación S2.3).

$$\epsilon(z) = \epsilon(MLD) \left[\frac{\epsilon(BKG)}{\epsilon(MLD)} \right]^{\frac{z-MLD}{BKG-MLD}} \quad S2.3$$

En donde $\epsilon(MLD)$ y $\epsilon(BKG)$ corresponden a las tasas de disipación turbulenta evaluadas en la profundidad MLD y en la BKG, respectivamente. En este estudio, ambas tasas fueron fijadas en $\epsilon(MLD) = 4 \times 10^{-4} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-3}$ y $\epsilon(BKG) = 4 \times 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-3}$, ambos en el intervalo de los valores empleados por Bahamón and Cruzado (2003). En este estudio se modificaron levemente para que las estimaciones de F_N fueran consistentes entre las tres parametrizaciones. Posteriormente, se reemplazaron las ecuaciones S.2.3 y S2.3 en S2.1 y se obtuvo K_z (ecuación S2.4).

$$K_z = \left[\frac{\rho_w}{4g} \epsilon(MLD) \left[\frac{\epsilon(BKG)}{\epsilon(MLD)} \right]^{\frac{z-MLD}{BKG-MLD}} \right] \frac{1}{\frac{d\sigma_0}{dz}} \quad S2.4$$

En este caso, el F_N se calculó con el gradiente de NN en función de σ_0 (ecuación S2.5), que se obtiene de eliminar $\frac{dz}{d\sigma_0}$ de la ecuación S2.3 asumiendo que $\frac{dNN}{d\sigma_0} = \frac{dNN}{dz} \frac{dz}{d\sigma_0}$ (regla de la cadena; Omand and Mahadevan, 2015).

$$F_N = \left\{ \frac{\rho_w \epsilon(MLD)}{4g} \left[\frac{\epsilon(BKG)}{\epsilon(MLD)} \right]^{\frac{z-MLD}{BKG-MLD}} \right\} \frac{dNN}{d\sigma_0} \quad S2.5$$

La última parametrización se obtuvo empleando la aproximación de Ryabov et al. (2010), también empleada para modelar las características de la nitraclina por Gong et al. (2017), y que, al igual que las anteriores parametrizaciones de K_z , fue modificada en este estudio para

garantizar que los flujos difusivos estimados tuvieran los mismos órdenes de magnitud (ecuación S2.6).

$$K_z = K_{z,min} + \frac{K_{z,max} - K_{z,min}}{1 + e^{-\frac{z-MLD}{l}}} \quad S2.6$$

Donde el parámetro l caracteriza la longitud de la capa de transición. En Gong et al. (2017) fijan a $l = 2$ m, pero nuestras estimaciones indican que $l \approx \frac{MLD}{3}$, por lo que la ecuación S2.6 fue transformada en la ecuación S2.7, y el F_N se obtuvo como se muestra en la ecuación S2.8.

$$K_z = K_{z,min} + \frac{K_{z,max} - K_{z,min}}{1 + e^{-\frac{3(z-MLD)}{MLD}}} \quad S2.7$$

$$F_N = \left[K_{z,min} + \frac{K_{z,max} - K_{z,min}}{1 + e^{-\frac{3(z-MLD)}{MLD}}} \right] \frac{dNN}{dz} \quad S2.8$$

Resultados del texto suplementario S2.2.

Los resultados muestran que la media del factor de escala, Z_w , fijado en 200 m por Omand and Mahadevan (2015), es mayor en el crucero de invierno que en los cruceros de verano (valor- $p = 0$; Figura S2.14) y que, sin incluir las 12 estaciones ubicadas en el Canal de Yucatán es menor en CEs que en NEs y AEs (valor- $p_1 = 0.0246$), entre los cuales no hay diferencias estadísticamente significativas (Figuras S2.14F y S2.14G). Se observa que la media en los grupos CEs, NEs, AEs y Canal de Yucatán está alrededor de 200 m, pero muchas estaciones presentan valores significativamente mayores (especialmente en XIXIMI-3) o menores (particularmente en XIXIMI-5) a este valor. El que los valores de Z_w sean mayores durante invierno y menores en CEs se debe a que este parámetro es directamente proporcional a la MLD (ecuación 2.10). Por lo tanto, para el cálculo de K_z y F_N se usó el valor de Z_w por cada estación.

Los valores de K_z obtenidos con las ecuaciones S2.7 y 2.11 muestran una casi completa correspondencia entre ellas, indicando que pueden ser usadas indistintamente para estimar a F_N . Los valores de K_z obtenidos con la ecuación S2.4, sin embargo, no pueden compararse dado que presentan diferentes unidades. Aun así, como se muestra en las Figuras S2.8-9, los flujos de NN estimados con las tres parametrizaciones son estadísticamente iguales (valor- $p = 0$). En este trabajo se eligió la parametrización que modificamos de Omand and Mahadevan (2015). De manera general, en el crucero de invierno se presentan mayores valores de K_z con

la profundidad, incluso, en algunas estaciones se obtuvieron mayores valores que $K_{z,min}$ hasta 400 m (Figura S2.15). Por su parte, K_z en los cruceros de verano iguala los valores de $K_{z,min}$ típicamente antes de 150 m (Figura S2.15). Dado que K_z disminuye con la profundidad y el gradiente de NN aumenta con la profundidad (pero puede ser constante si la curvatura es lineal) a partir de la profundidad de la nitraclina, se espera que los mayores flujos de NN se obtengan entre la base de la zona eufótica y la base de la profundidad de la nitraclina, especialmente en estaciones influenciadas por CEs. Los perfiles verticales de K_z obtenidos en este estudio son similares a los obtenidos por Omand and Mahadevan (2015) que observaron mayores/menores valores de K_z para MLDs más profundas/someras.

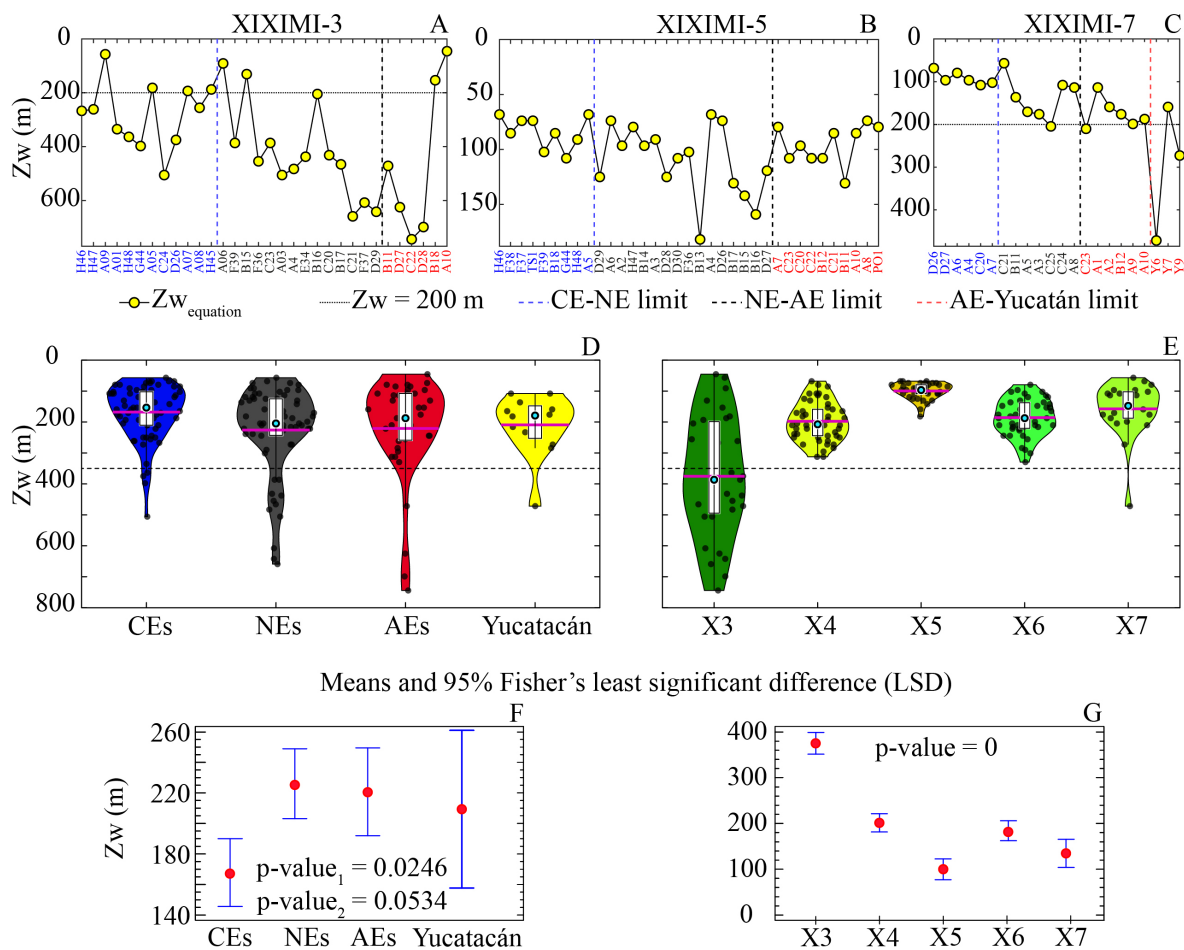


Figura S2.14. Análisis del factor de escala Z_w fijado en 200 m por Omand and Mahadevan (2015) y estimado en este estudio con la ecuación 2.10. (A, B, C) Z_w obtenida en las estaciones de los cruceros XIXIMI 3 al 5, respectivamente. Diagramas de violín/densidad de Z_w para las estaciones agrupadas de acuerdo con (D) la influencia de CEs (letras y diagrama azules), NEs (letras y diagrama negros), AEs (letras y diagrama rojo) y Canal de Yucatán (letras y diagrama amarillo o rojo) y (E) el crucero en que fueron muestreadas. (E, F) Medias e intervalo de confianza del 95% obtenido con la diferencia mínima significativa (LSD) de Fisher que corresponden a la mínima diferencia estadísticamente

significativa entre muestras. Así, si dos barras de error no se intersectan, entonces la media de ambas muestras son diferentes, con un 95% de confianza. Las líneas horizontales magenta y los círculos rojos en las figuras D-E y figuras F-G son las medias de Z_w , mientras que el círculo cian en las figuras D-E corresponde a la mediana, situada en el diagrama de cajas y bigotes (caja blanca).

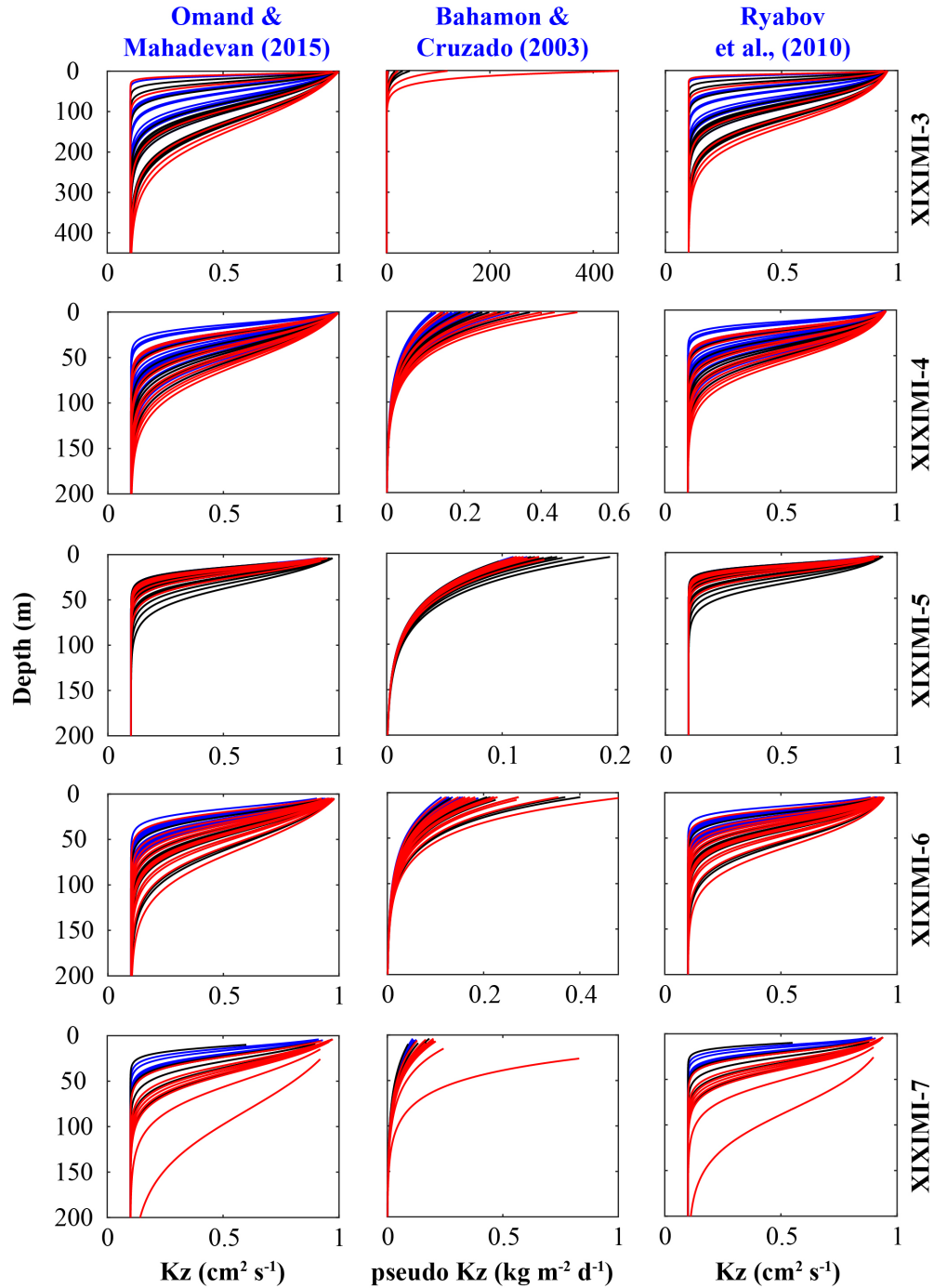


Figura S2.15. K_z determinada por las parametrizaciones modificadas a partir de Omand and Mahadevan (2015) según la ecuación 2.11 (panel izquierdo), de Bahamón and Cruzado (2003) según la ecuación S2.4 (panel central) y de Ryabov et al. (2010) según la ecuación S2.8 (panel derecho). Notar que la K_z obtenida a partir de Bahamón and Cruzado (2003) realmente es una pseudoconstante

que tiene unidades diferentes y cuyo eje x también presenta diferentes intervalos. Además, observar que los ejes verticales de XIXIMI-3 (renglón superior) son diferentes a los ejes verticales de los cruceros XIXIMI-4 a XIXIMI-7 (renglones 2–5, respectivamente). Cada figura contiene los perfiles verticales de todas las estaciones de cada crucero representadas por líneas azules, negras y rojas las estaciones influenciadas por CEs, NEs y AEs, respectivamente.

Texto suplementario S2.3. Determinación del tiempo de bombeo de NN a la zona eufótica debido a la influencia de CEs

Para el cálculo del tiempo que un CE afectó una estación dada, se graficó la SLA no estérica contra el tiempo en la ubicación de la estación y se emplearon videos de SLA para complementar las evidencias gráficas. La Figura S2.16 es un ejemplo para algunas estaciones del crucero XIXIMI-5 (Figuras S2.16A-B). Se determinó el intervalo de tiempo entre un valor máximo (área roja, Figuras S2.16C-G) y un valor mínimo (área azul; Figuras S2.16C-G) de SLA, pero solo cuando la SLA fuera menor o igual a cero y justo antes del periodo de muestreo de cada estación (Cianca et al., 2007; Siegel et al., 1999). La estimación del tiempo en el que se presentó un bombeo efectivo de CEs a la Zeu de cada estación estuvo determinada por el comportamiento temporal de la SLA antes del muestreo. Por ejemplo, fue fácil determinar el tiempo en las estaciones A5 (24 d), F39 (8 d) y H46 (27 d) dado que la SLA disminuyó hasta alcanzar valores negativos antes de la campaña (Figuras 2.16C-D y 2.16F). Sin embargo, antes del muestreo, las estaciones TS1 (13 d) y B18 (16 d) estuvieron bajo influencia de CEs por más de dos meses. Durante este intervalo de tiempo, se observó en las estaciones aumentos y disminuciones de la SLA, pero sin hacerse positiva, por lo que el tiempo fue calculado a partir del último máximo relativo de la SLA (B18) y/o en la etapa de sostenimiento de la SLA (TS1).

Para el cálculo de los contenidos de NN (stocks) se emplearon los valores mínimo, promedio y máximo de Zeu de cada estación, estimados a partir del conjunto de valores de Zeu obtenidos una semana antes, durante y una semana después del paso del CE por cada estación. Los stocks de NN obtenidos para una misma estación (o para perfiles promedio de grupos de estaciones) en los valores elegidos de Zeu muestran el importante papel que juega esta profundidad en la cuantificación de los flujos de NN por remolinos (Figura S2.16B). Esto ocurre especialmente en CEs intensos cuyas pendientes son más altas que las del resto de estaciones y cuyas curvaturas son típicamente polinomiales con la profundidad (Figura 2.12), por lo que el stock de NN incrementa rápidamente en pequeños intervalos de

profundidad (figura 7, Capítulo 1; Velásquez-Aristizábal et al., 2022). Los perfiles verticales promedio de NN en las estaciones influenciadas por el CE de la Bahía de Campeche (H46, F37, F38 y F39), por el LCE en disipación Olympus (B11, B12, C20, C21 y C22) y por agua sin influencia de remolinos (A4, B13, D28, D30 y F36), así como el perfil vertical de NN de la estación H46 son un claro ejemplo del efecto que tiene la posición de Zeu y, por tanto, de su estimación satelital. Además, es evidente la importancia de la elección de las estaciones sin influencia de remolinos dado que el stock de NN efectivamente bombeado por CEs se obtiene luego de restarle la cantidad de NN que habría en la estación si no estuviera influenciada por un CE.

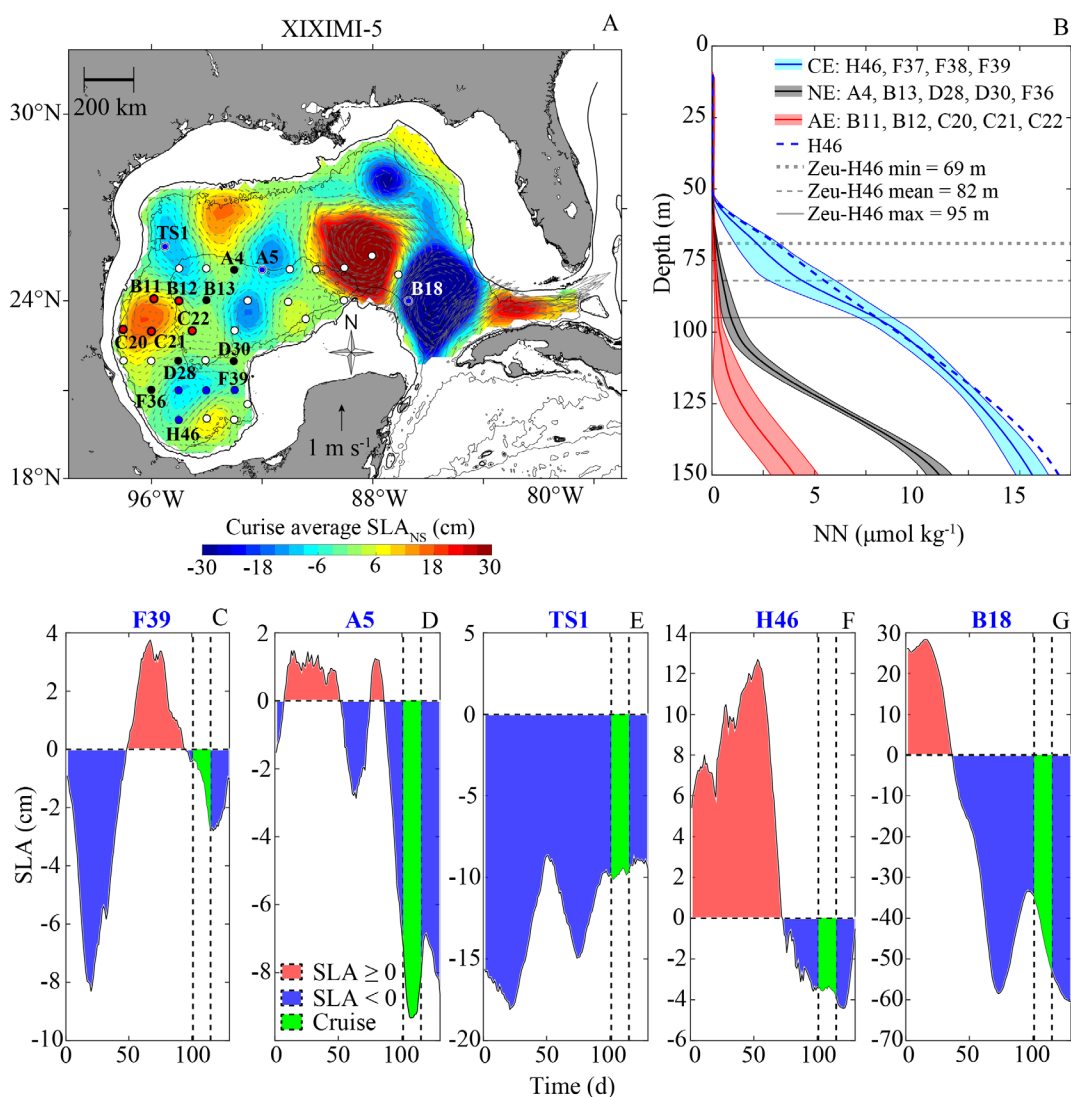


Figura S2.16. Ejemplo de la determinación del tiempo de bombeo de N por eddy-pumping en estaciones influenciadas por CEs en el crucero XIXIMI-5. (A) Mapa de la SLA del crucero XIXIMI-5 con el nombre de las estaciones usadas en las figuras B-G y con corrientes de velocidad geostrofica (flechas grises). (B) Perfiles verticales promedio de los grupos de estaciones influenciadas por CEs

(Campeche), NEs y AEs (Olympus en disipación) del crucero XIXIMI-5. La línea discontinua azul muestra el perfil vertical de NN de la estación H46. Las líneas horizontales punteada, a guiones y continua representan las profundidades mínima, media y máxima de la capa eufótica. Evolución temporal de la SLA unos meses antes y unos días después del crucero XIXIMI-5 (zona verde). Las regiones roja y azul corresponden a intervalos de tiempo de $SLA > 0$ y $SLA < 0$, respectivamente

2.3 Tablas suplementarias

Tabla S2.1. Valores promedio de las características de la nitraclina para los grupos CE, NE y AE conformados por estaciones de la región interior del GM (no incluyen estaciones de la LC ni del Canal de Yucatán) muestreadas en los cruceros XIXIMI-3 A XIXIMI-7. Las propiedades fueron calculadas de los perfiles verticales de NN contra profundidad y con skill ≥ 0.8 (curvatura y pendiente).

Cruise	CE				NE				AE			
	m_N ($\mu\text{mol kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$)	IC _N	Z _N (m)*	Skill*	m_N ($\mu\text{mol kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$)	IC _N	Z _N (m)	Skill	m_N ($\mu\text{mol kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$)	IC _N	Z _N (m)	Skill
XIXIMI-3	0.16	1.96	61	0.95	0.13	1.47	97	0.94	0.11	1.06	132	0.92
XIXIMI-4	0.12	1.64	66	0.88	0.12	1.40	85	0.92	0.09	0.89	108	0.94
XIXIMI-5	0.14	1.83	64	0.91	0.12	1.46	93	0.90	0.09	1.02	110	0.94
XIXIMI-6	0.13	1.63	64	0.88	0.12	1.51	93	0.87	0.12	1.22	133	0.91
XIXIMI-7	0.16	1.92	81	0.87	0.14	1.72	90	0.90	0.09	0.65	119	0.93
Summer's mean	0.13	1.70	65	0.89	0.12	1.46	90	0.90	0.10	1.04	117	0.93
XIXIMI-3's mean	0.16	1.96	61	0.95	0.13	1.47	97	0.94	0.11	1.06	132	0.92

Tabla S2.1. Continuación

Cruise	LC				Canal de Yucatán			
	m_N ($\mu\text{mol kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$)	IC _N	Z _N (m)*	Skill*	m_N ($\mu\text{mol kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$)	IC _N	Z _N (m)	Skill
XIXIMI-3	0.07	0.21	141	0.90	NA	NA	NA	NA
XIXIMI-4	0.05	0.30	109	0.91	0.06	0.67	87	0.92
XIXIMI-5	0.07	1.30	159	0.97	NA	NA	NA	NA
XIXIMI-6	0.04	0.46	143	0.96	0.06	0.44	108	0.98
XIXIMI-7	0.05	0.58	147	0.99	0.06	0.35	117	0.90
Summer's mean	0.06	0.69	137	0.95	0.06	0.56	98	0.95
XIXIMI-3's mean	0.07	0.21	141	0.90	NA	NA	NA	NA

* Variables adimensionales

NA: Sin información

Tabla S2.2. Resumen estadístico del flujo difusivo de N (F_N) obtenidos en las capas de profundidad $Z_{eu} \pm 10$ m, 100 ± 10 m y 150 ± 10 m para los grupos de estaciones influenciadas por CEs, NEs y AEs en los cruceros XIXIMI-3 a XIXIMI-7, así como en el conjunto total de estaciones de todos los cruceros. Los flujos fueron calculados con la parametrización de K_z modificada de Omand and Mahadevan (2015).

		F_N (mmol m ⁻² d ⁻¹), K_z modified from Omand and Mahadevan, 2015)								
Cruise	Value	$Z_{eu} \pm 10$ m			100 ± 10 m			150 ± 10 m		
		CE	NE	AE+LC	CE	NE	AE+LC	CE	NE	AE+LC
XIXIMI-3	Mean	0.329	0.146	0.003	0.264	0.268	0.005	0.110	0.185	0.021
	Median	0.274	0.133	0.003	0.193	0.267	0.005	0.100	0.188	0.021
	SD	0.228	0.125	0.002	0.161	0.191	0.001	0.037	0.048	0.010
	Min.	0.041	0.014	0.002	0.111	0.051	0.004	0.060	0.117	0.014
	Max.	0.780	0.292	0.005	0.542	0.520	0.006	0.188	0.248	0.029
	n	11	6	2	11	6	2	11	6	2
XIXIMI-4	Mean	0.286	0.161	0.047	0.195	0.157	0.034	0.078	0.094	0.084
	Median	0.254	0.143	0.047	0.154	0.142	0.028	0.073	0.093	0.086
	SD	0.166	0.051	0.031	0.101	0.049	0.027	0.022	0.016	0.024
	Min.	0.124	0.117	0.000	0.111	0.079	0.000	0.048	0.069	0.046
	Max.	0.784	0.287	0.085	0.551	0.273	0.084	0.133	0.120	0.114
	n	24	13	8	24	13	8	24	13	8
XIXIMI-5	Mean	0.193	0.104	0.042	0.179	0.098	0.022	0.077	0.107	0.071
	Median	0.162	0.115	0.051	0.170	0.101	0.014	0.079	0.108	0.090
	SD	0.094	0.049	0.029	0.036	0.041	0.023	0.010	0.017	0.037
	Min.	0.040	0.025	0.004	0.139	0.040	0.000	0.064	0.074	0.004
	Max.	0.338	0.181	0.074	0.246	0.167	0.065	0.089	0.139	0.110
	n	8	16	10	8	16	10	8	16	10
XIXIMI-6	Mean	0.202	0.196	0.051	0.179	0.151	0.005	0.075	0.117	0.082
	Median	0.170	0.216	0.052	0.162	0.142	0.000	0.077	0.110	0.084
	SD	0.079	0.094	0.038	0.075	0.090	0.009	0.012	0.023	0.042
	Min.	0.105	0.035	0.000	0.102	0.000	0.000	0.049	0.085	0.027
	Max.	0.372	0.353	0.109	0.382	0.335	0.026	0.098	0.165	0.138
	n	16	13	9	16	13	9	16	13	9
XIXIMI-7	Mean	0.182	0.116	0.034	0.167	0.105	0.019	0.081	0.108	0.066
	Median	0.187	0.112	0.021	0.166	0.135	0.021	0.083	0.102	0.065
	SD	0.082	0.050	0.039	0.012	0.052	0.012	0.023	0.014	0.031
	Min.	0.052	0.053	0.001	0.156	0.017	0.002	0.040	0.096	0.029
	Max.	0.289	0.183	0.112	0.189	0.146	0.032	0.108	0.138	0.102
	n	6	7	6	6	7	6	6	7	6
TOTAL	Mean	0.252	0.145	0.042	0.198	0.144	0.019	0.083	0.115	0.073
	Median	0.212	0.129	0.041	0.164	0.135	0.010	0.079	0.109	0.079
	SD	0.155	0.079	0.033	0.101	0.095	0.021	0.025	0.035	0.035
	Min.	0.040	0.014	0.000	0.102	0.000	0.000	0.040	0.069	0.004
	Max.	0.784	0.353	0.112	0.551	0.520	0.084	0.188	0.248	0.138
	n	65	55	35	65	55	35	65	55	35

Tabla S2.3. Resumen estadístico del flujo convectivo de N (F_{N-WC}) para los grupos de estaciones influenciadas por CEs, NEs y AEs en los cruceros XIXIMI-4 a XIXIMI-7, así como en el conjunto total de estaciones de todos los cruceros de verano.

Cruise	Value	F_{N-WC} ($\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$)		
		CE	NE	AE+LC
XIXIMI-4	Mean	0.210	0.106	0.055
	Median	0.193	0.102	0.046
	SD	0.140	0.054	0.036
	Min.	0.034	0.030	0.021
	Max.	0.479	0.180	0.126
	n	24	13	8
XIXIMI-5	Mean	0.104	0.051	0.042
	Median	0.080	0.041	0.032
	SD	0.067	0.031	0.038
	Min.	0.036	0.013	0.009
	Max.	0.198	0.102	0.136
	n	8	16	10
XIXIMI-6	Mean	0.140	0.049	0.013
	Median	0.106	0.023	0.001
	SD	0.108	0.057	0.019
	Min.	0.017	0.002	0.000
	Max.	0.389	0.195	0.047
	n	16	13	9
XIXIMI-7	Mean	0.052	0.064	0.017
	Median	0.046	0.056	0.008
	SD	0.036	0.056	0.016
	Min.	0.012	0.006	0.006
	Max.	0.101	0.149	0.046
	n	6	7	6
TOTAL	Mean	0.156	0.067	0.033
	Median	0.104	0.056	0.023
	SD	0.125	0.053	0.034
	Min.	0.012	0.002	0.000
	Max.	0.479	0.195	0.136
	n	54	49	33

Tabla S2.4. Resumen estadístico del stock de NN, del tiempo de permanencia de un CE en cada estación y del flujo de N por bombeo por remolino (F_{N-EP}) en estaciones influenciadas por CEs de los cruceros XIXIMI-3 a XIXIMI-7. Los flujos fueron calculados en los valores mínimo, medio y máximo de Zeu obtenida en cada estación durante el tiempo de influencia del CE.

Cruise	Value	NN stock (mmol m^{-2})			Time (d)	F_{N-EP} ($\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$)		
		Zeu _{min}	Zeu _{mean}	Zeu _{max}		Zeu _{min}	Zeu _{mean}	Zeu _{max}
XIXIMI-3	Mean	62	79	100	30	3.21	3.97	4.84
	Median	18	29	41	21	0.36	0.70	1.11
	SD	100	119	138	14	5.93	7.01	8.12
	Min.	0	3	6	16	0.02	0.14	0.29
	Max.	313	370	428	51	19.54	23.10	26.78
	n	11	11	11	11	11	11	11
XIXIMI-4	Mean	92	95	145	34	5.21	5.31	7.87
	Median	74	53	142	28	5.45	1.91	3.94
	SD	68	97	122	24	4.81	7.10	9.71
	Min.	3	1	7	7	0.03	0.02	0.27
	Max.	217	300	407	100	14.80	22.23	33.98
	n	14	23	23	23	14	23	23
XIXIMI-5	Mean	66	83	123	19	3.13	4.65	7.08
	Median	58	87	101	16	2.67	3.66	5.47
	SD	50	64	77	7	3.11	4.03	4.80
	Min.	21	1	45	8	0.00	0.04	3.44
	Max.	154	206	264	27	9.61	12.87	16.49
	n	6	7	7	7	7	7	7
XIXIMI-6	Mean	79	104	134	22	4.79	6.25	7.93
	Median	75	92	126	24	3.27	4.06	5.81
	SD	64	63	62	9	5.34	5.69	6.07
	Min.	7	32	45	7	0.36	0.94	1.32
	Max.	259	269	269	34	21.55	22.45	22.45
	n	16	16	16	16	16	16	16
XIXIMI-7	Mean	19	48	104	26	0.63	1.84	4.24
	Median	16	53	90	27	0.65	1.74	2.96
	SD	16	27	50	6	0.43	1.24	2.70
	Min.	0	2	54	19	0.00	0.08	2.15
	Max.	47	78	180	36	1.30	3.89	8.98
	n	6	6	6	6	6	6	6
TOTAL	Mean	70	89	128	28	3.90	4.91	6.92
	Median	47	60	115	24	1.44	2.41	4.18
	SD	71	85	102	17	4.86	6.08	7.61
	Min.	0	1	6	7	0.00	0.02	0.27
	Max.	313	370	428	100	21.55	23.10	33.98
	n	53	63	63	63	54	63	63

Tabla S2.5. Valores de los flujos de N ($\text{mmol N m}^{-2} \text{d}^{-1}$) y del contenido de N (Gg N) estimados en la zona eufótica de la región de aguas profundas del GM por diferentes mecanismos de abasto. Las entradas, salidas y la producción nueva se sombrearon en verde, naranja oscuro y naranja claro, respectivamente. En rojo aparecen los mecanismos no incluidos en este estudio ni obtenidos de la literatura.

Mechanism (inputs)	N flux ($\text{mmol N m}^{-2} \text{d}^{-1}$)	Mean of N flux ($\text{mmol N m}^{-2} \text{d}^{-1}$)	N (Gg)*
Eddy-pumping: CEs ^{1,p}	4.9113 ± 1.5311 ^a	4.9113	3461
Winter convection ^{1,q}	0.0940 ± 0.0170 ^a	0.0940	117
Diapycnal diffusion ¹	0.1567 ± 0.0206 ^a	0.1567	789
Isopycnal diffusion ²	0.0274 ± 0.0274 ^b	0.0274	138
N ₂ -Fixation ³	0.0472 ± 0.1186 ^c	0.1186 ^r	597
Horizontal advection (in) ⁴ . Approach 1	0.0822–0.2740 ^d	0.1781	896
Horizontal advection (in) ⁵ . Approach 2	0.6100–1.5300 ^e	1.1500	5788
Runoff ⁶	0.0001–0.0100 ^j	0.0400	201
Atmospheric deposition	0.0200–0.0600 ^j	0.0050	25
Eddy-Ekman pumping	?	?	?
Migrating phytoplankton	?	?	?
Total approach 1			6224 + ?
Total approach 2			11119 + ?
Mechanism (outputs)	N flux ($\text{mmol N m}^{-2} \text{d}^{-1}$)	Mean of N flux ($\text{mmol N m}^{-2} \text{d}^{-1}$)	N (Gg)
Eddy-pumping: AEs ^{1,p}	0.4333 ± 0.4333 ^a	0.4333	371
Zooplankton excretion ⁵	0–0.172 ^e	0.0710	357
Rates of sinking particulate organic nitrogen ⁵	0.4620 ± 1.144 ^e	0.5200 ⁱ	2617
Horizontal advection (out) ⁷	0 ^f	0	0
Pelagic denitrification ⁸	0	0	0
Total			3345 + ?
New production	Interval ($\text{mmol N m}^{-2} \text{d}^{-1}$)	Mean of the interval ($\text{mmol N m}^{-2} \text{d}^{-1}$)	N (Gg)
From Damien et al. (2018)	0.6289–1.8868 ^g	1.25785	6331
From McGillicuddy et al. (2003)	0.8219–2.7397 ^h	1.7808	8963
¹ This study	^a CI95%	^h See their figure 6	
² Cianca et al. (2007) and Siegel et al. (1999)	^b No available information	ⁱ Median	
³ Holl et al. (2007)	^c SE, n = 4	^j See their figures 1–3	
⁴ McGillicuddy et al. (2003)	^e Interquartile range	^p Area in CEs and AEs was 14% and 17%	
⁵ Kelly et al. (2021)	^f Oral communication	^q Time used in winter convection was 90 d	
⁶ Xue et al. (2013) and Jickells et al. (2017)	^g See their figure 8	^r Maximum value of the interval. Observed in the open GM	
⁷ Lee-Sánchez et al. In prep.	^d Interval limits. The average of both limits produces the mean		
⁸ Negligible since the GM is not suboxic/anoxic	[*] Time and total area used were 9.85 x10 ⁵ km ² and 365 d, respectively		

Referencias bibliográficas

- Bahamón, N., & Cruzado, A. (2003). Modelling nitrogen fluxes in oligotrophic environments: NW Mediterranean and NE Atlantic. *Ecological Modelling*, *163*, 223–244. [https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(03\)00007-3](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(03)00007-3)
- Bahamón, N., Velásquez, Z., & Cruzado, A. (2003). Chlorophyll a and nitrogen flux in the tropical North Atlantic Ocean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, *50*(10–11), 1189–1203. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(03\)00145-6](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(03)00145-6)
- 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: Oceans*, *99*(C4), 7371–7384. <https://doi.org/10.1029/93JC02153>
- Cianca, A., Helmke, P., Mouriño, 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. *Journal of Geophysical Research*, *112*(C7), C07025. <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. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *123*(4), 2592–2614. <https://doi.org/10.1002/2017JC013456>
- Gong, X., Jiang, W., Wang, L., Gao, H., Boss, E., Yao, X., Kao, S.-J., & Shi, J. (2017). Analytical solution of the nitracline with the evolution of subsurface chlorophyll maximum in stratified water columns. *Biogeosciences*, *14*(9), 2371–2386. <https://doi.org/10.5194/bg-14-2371-2017>
- 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: $^{15}\text{N}_2$ -fixation and natural abundance stable isotopic evidence. *Limnology and Oceanography*, *52*(5), 2249–2259. <https://doi.org/10.4319/lo.2007.52.5.2249>
- Jickells, T. D., Buitenhuis, E., Altieri, K., Baker, A. R., Capone, D., Duce, R. A., Dentener, F., Fennel, K., Kanakidou, M., LaRoche, J., Lee, K., Liss, P., Middelburg, J. J., Moore, J. K., Okin, G., Oschlies, A., Sarin, M., Seitzinger, S., Sharples, J., ... Zamora, L. M. (2017). A reevaluation of the magnitude and impacts of anthropogenic atmospheric nitrogen inputs on the ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, *31*(2), 289–305. <https://doi.org/10.1002/2016GB005586>
- 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. *Nature Communications*, *12*(1), 3325. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-23678-9>
- Lee-Sánchez, E., Camacho-Ibar, V. F., Velásquez-Aristizábal, J. A., Valencia-Gasti, J. 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 Systems*, *229*, 103721. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2022.103721>
- Letscher, R., & Villareal, T. (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. F., Selph, K. E., Lara-Lara, J. R., Mirabal-Gómez, U., Bazán-Guzmán, C., Lago-Lestón, A., Fernández-Martín, E. M., & 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*(11), 8342–8359. <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 Papers*, *106*, 55–67. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.09.009>
- McGillicuddy, D. J., Anderson, L. A., Doney, S. C., & Maltrud, M. E. (2003). Eddy-driven sources and sinks of nutrients in the upper ocean: Results from a 0.1° resolution model of the North Atlantic. *Global Biogeochemical Cycles*, *17*(2), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2002GB001987>
- Morel, A. (1988). Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case I waters). *Journal of Geophysical Research*, *93*(C9), 10749. <https://doi.org/10.1029/JC093iC09p10749>

- Müller-Karger, F. E., Smith, J. P., Werner, S., Chen, R., Roffer, M., Liu, Y., Muhling, B., Lindo-Atichati, D., Lamkin, J., Cerdeira-Estrada, S., & Enfield, D. B. (2015). Natural variability of surface oceanographic conditions in the offshore Gulf of Mexico. *Progress in Oceanography*, *134*, 54–76. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.12.007>
- Omand, M. M., & Mahadevan, A. (2015). The shape of the oceanic nitracline. *Biogeosciences*, *12*(11), 3273–3287. <https://doi.org/10.5194/bg-12-3273-2015>
- Osborn, T. R. (1980). Estimates of the Local Rate of Vertical Diffusion from Dissipation Measurements. *Journal of Physical Oceanography*, *10*(1), 83–89. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010<0083:EOTLRO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010<0083:EOTLRO>2.0.CO;2)
- 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*(24), 5647–5662. <https://doi.org/10.5194/bg-14-5647-2017>
- Ryabov, A. B., Rudolf, L., & Blasius, B. (2010). Vertical distribution and composition of phytoplankton under the influence of an upper mixed layer. *Journal of Theoretical Biology*, *263*(1), 120–133. <https://doi.org/10.1016/j.jtbi.2009.10.034>
- Siegel, D. A., McGillicuddy, D. J., & Fields, E. A. (1999). Mesoscale eddies, satellite altimetry, and new production in the Sargasso Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *104*(C6), 13359–13379. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/1999JC900051>
- Sosa-Gutiérrez, R., Pallàs-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. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *125*(7), e2019JC015397. <https://doi.org/10.1029/2019JC015397>
- 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*. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.827574>
- Xue, Z., He, R., Fennel, K., Cai, W.-J., Lohrenz, S., & Hopkinson, C. (2013). Modeling ocean circulation and biogeochemical variability in the Gulf of Mexico. *Biogeosciences*, *10*(11), 7219–7234. <https://doi.org/10.5194/bg-10-7219-2013>