

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el SECIHTI (Secretaría de Ciencia, Humanidades, Tecnología e Innovación).

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México). El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo o titular de los Derechos de Autor.

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



**Doctorado en Ciencias
en Oceanografía Física**

**Controles físicos y biogeoquímicos en la variabilidad espacio
temporal del oxígeno disuelto en el Golfo de México**

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

Presenta:

José Gerardo Quintanilla Terminel

Ensenada, Baja California, México
2025

Tesis defendida por
José Gerardo Quintanilla Terminel

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Julio Sheinbaum Pardo
Codirector de tesis

Dr. Juan Carlos Herguera García
Codirector de tesis

Dr. Enric Pallas Sanz

Dr. Pierre Damien

Dr. Helmut Maske Rubach



Dra. María Tereza Cavazos
Coordinadora del Posgrado en Oceanografía Física

Dra. Ana Denise Re Araujo
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **José Gerardo Quintanilla Terminel** como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Oceanografía Física.

Controles físicos y biogeoquímicos en la variabilidad espacio temporal del oxígeno disuelto en el Golfo de México

Resumen aprobado por:

Dr. Julio Sheinbaum Pardo
Codirector de tesis

Dr. Juan Carlos Herguera García
Codirector de tesis

El presente trabajo se centra en observar y entender la variabilidad espacial y temporal del oxígeno disuelto en el Golfo de México, un parámetro clave para comprender la dinámica biogeoquímica de esta región. Los datos analizados provienen de mediciones realizadas durante cruceros oceanográficos y del monitoreo continuo de boyas BioARGO, los cuales sirvieron como base para desarrollar y evaluar distintos modelos. Se realizó un análisis multiparamétrico para conocer las profundidades e isopícnas núcleo de las masas de agua, así como el porcentaje de mezcla entre ellas dentro del Golfo. A partir de esta información, se construyó un modelo de cajas sencillo con flujos de entrada y salida horizontales y verticales de oxígeno parametrizados según estudios previos y las mediciones realizadas. Este modelo simula la variabilidad estacional en la capa superficial, así como la disminución de oxígeno en aguas subsuperficiales observada del Caribe al Golfo. Se estimaron los tiempos de residencia aproximados de cada masa de agua para validar el modelo. Observamos que el modelo no representa la variabilidad anual en las aguas intermedias medida durante los cruceros por lo que posteriormente, se integraron datos satelitales en un segundo modelo para evaluar el impacto de los desprendimientos de giros asociados a la corriente de Lazo. El segundo modelo reproduce con éxito la variabilidad del oxígeno observada en las aguas de la termoclina principal, destacando la variabilidad del desprendimiento de los remolinos de la corriente de Lazo como un proceso clave en la ventilación de la termoclina del GoM. Según nuestro modelo, se necesita un área promedio de desprendimiento de LCE de aproximadamente 97,000 km² por año para mantener los niveles de oxígeno en las aguas de la termoclina por encima de 2.6 ml L⁻¹ en la parte superior de la termoclina y 2.4 ml L⁻¹ en la parte inferior de la termoclina. Otra implicación de este modelo es que, si la tendencia anual de disminución del área de desprendimiento de los LCE continúa en los próximos años, las concentraciones de oxígeno en la termoclina del GoM podrían seguir disminuyendo, lo que podría tener consecuencias desconocidas para la estructura de la red ecológica en estas profundidades. En un tercer paso, se empleó un modelo biogeoquímico acoplado al modelo físico NEMO/PISCES para evaluar su capacidad de reproducir la variabilidad observada. Los resultados mostraron un desempeño adecuado en las zonas superficiales y profundas del Golfo de México; sin embargo, el modelo presentó limitaciones para simular la variabilidad de las aguas intermedias. Se considera esencial seguir con el esfuerzo de mejorar el acoplamiento físico con los modelos biogeoquímicos, particularmente en la representación de procesos físicos que introduzcan mezcla importante en aguas intermedias.

Palabras clave: Golfo de México, Oxígeno, Corriente de Lazo, Ventilación, Giros Desprendidos

Abstract of the thesis presented by **José Gerardo Quintanilla Terminel** as a partial requirement to obtain the Doctor of Science degree in Physical Oceanography

Physical and biogeochemical controls in the oxygen spatial and temporal variability in the Gulf of Mexico

Abstract approved by:

Dr. Julio Sheinbaum Pardo
Thesis Co-Director

Dr. Juan Carlos Herguera García
Thesis Co-Director

The present study focuses on observing and understanding the spatial and temporal variability of dissolved oxygen in the Gulf of Mexico, a key parameter for comprehending the biogeochemical dynamics of this region. The analyzed data come from measurements taken during oceanographic cruises and continuous monitoring by BioARGO buoys, which served as the basis for developing and evaluating different models. A multiparametric analysis was conducted to determine the core depths and isopycnals of water masses, as well as the mixing percentage between them within the Gulf. Based on this information, a simple box model was constructed with horizontal and vertical oxygen inflow and outflow fluxes, parameterized according to previous studies and collected measurements. This model simulates seasonal variability in the surface layer and the observed decrease in oxygen in subsurface waters from the Caribbean to the Gulf. The approximate residence times of each water mass were estimated to validate the model. We observed that the model does not represent the annual variability in intermediate waters measured during the cruises. Therefore, satellite data were later integrated into a second model to evaluate the impact of eddy detachments associated with the Loop Current. The second model successfully reproduces the observed oxygen variability in the main thermocline waters, highlighting the variability of Loop Current eddies (LCE) detachment as a key process in thermocline ventilation in the Gulf of Mexico. According to our model, an average detached LCE area of approximately 97,000 km² per year is needed to maintain oxygen levels in the thermocline waters above 2.6 ml L⁻¹ in the upper thermocline and 2.4 ml L⁻¹ in the lower thermocline. Another implication of this model is that if the yearly trend of decreasing LCE detachment area continues in the coming years, oxygen concentrations in the Gulf of Mexico thermocline may continue to decline, potentially leading to unknown consequences for the ecological web structure at these depths. In a third step, a biogeochemical model coupled with the physical NEMO/PISCES model was used to assess its ability to reproduce the observed variability. The results showed good performance in the surface and deep zones of the Gulf of Mexico; however, the model exhibited limitations in simulating the variability of intermediate waters. It is considered essential to continue efforts to improve the physical coupling with biogeochemical models, particularly in the representation of physical processes that introduce significant mixing in intermediate waters.

Keywords: Gulf of Mexico, Oxygen, Ventilation, Loop Current, Eddies

Dedicatoria

Con profunda gratitud, dedico este trabajo a mis asesores y comités de tesis, quienes con su guía, paciencia y apoyo hicieron posible esta tesis.

A mi familia, por ser mi pilar inquebrantable, por su amor incondicional y su confianza en mí aun en los momentos más desafiantes. Su aliento y compañía han sido mi mayor fortaleza.

Y a Marimar, por su amor, comprensión y apoyo constante. Gracias por caminar a mi lado, por creer en mí y por ser mi inspiración en cada paso de este viaje.

Agradecimientos

A mis asesores que me empujaron para acabar.

A mi comité de tesis que siempre me apoyó.

A mi familia que no dejó de confiar en mí.

Al CICESE y a SECIHTI por darme la oportunidad de estudiar y realizar un doctorado.

A Tere que no paró de apoyarme para sacar este trabajo.

Y a Marimar, tu amor me sacó adelante.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatoria	v
Agradecimientos.....	vi
Lista de figuras.....	viii
Lista de tablas.....	x
Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Antecedentes.....	1
1.2 Justificación	8
1.3 Objetivos.....	9
1.3.1 Objetivo general	10
1.3.2 Objetivos específicos	10
Capítulo 2. Metodología	12
2.1 Análisis de componentes múltiples para identificar masas de agua	12
2.2 Análisis de datos y modelo de cajas sencillo	15
Capítulo 3. Efecto de remolinos de la corriente de Lazo en la concentración de oxígeno de la termoclina	24
3.1 Oxígeno disuelto en la termoclina del Golfo de México.....	24
3.2 Relación entre los giros desprendidos de la corriente de Lazo y la concentración del oxígeno disuelto en la termoclina del Golfo de México.....	32
3.3 Modelo de cajas con métricas de giros desprendidos de la corriente del Golfo de México	39
Capítulo 4. Modelo NEMO/PISCES	50
4.1 Descripción del modelo NEMO/PISCES.....	50
4.2 Simulación NEMO/PISCES GOLFO36.....	52
Capítulo 5. Conclusiones	55
Literatura citada	57

Lista de figuras

Figura	Página
1. Esquema general de procesos que afectan y que distribuyen al oxígeno disuelto en el océano.....	5
2. Esquema general de las masas de agua en el Golfo de México, con valores promedio de Oxígeno saturado y de consumo aparente de oxígeno.....	7
3. Resultados del análisis OMP, perfil vertical mostrando todos los valores y sección vertical.....	14
4. Variabilidad estacional de la profundidad de capa de mezcla en el Golfo de México y en la Corriente de Lazo (figura modificada de Portela et al., 2018).....	18
5. Esquema de masas de agua, profundidad y Corrientes utilizadas en modelo de cajas.....	19
6. Ecuaciones ajustadas para caída de carbono orgánico particulado y cambio de tasa de consumo de oxígeno por profundidad.....	20
7. Esquema de variables Biogeoquímicas utilizadas en modelo de cajas.....	21
8. Variabilidad estacional del oxígeno disuelto en el agua superficial del Golfo de México estimada con modelo de cajas.....	22
9. Variabilidad en oxígeno disuelto de masa de agua intermedia con variación en entrada de agua de la corriente de Lazo.....	22
10. Oxígeno disuelto modelado en masas de agua subsuperficiales.....	23
11. Diagrama TS del Golfo de México con esquema de coloración de acuerdo a rango de oxígeno en la termoclina superior.....	25
12. a) Mapa de estaciones XIXIMI y BioARGO. b) perfiles de oxígeno contra profundidad. c) perfiles de oxígeno contra densidad.....	27
13. a) Mapa de estaciones BioARGO 1. b) Perfil de oxígeno contra densidad.....	30
14. Área de giros desprendidos de la corriente de Lazo de 2000 a 2024.....	33
15. Perfiles en densidad del oxígeno disuelto durante cruceros XIXIMI, con mapas de estaciones y contornos de corriente de Lazo y de giros desprendidos.....	34
16. Comparación del perfil de oxígeno disuelto contra densidad durante tres cruceros de verano con la misma malla de estaciones.....	37
17. Esquema de Modelo de cajas para estudiar la variabilidad del oxígeno disuelto dentro del Golfo de México durante A) meses sin desprendimiento de giros y B) meses con desprendimiento de giros.....	45
18. Oxígeno disuelto estimado con modelo de cajas en la termoclina superior e inferior y comparación con valores medidos durante cruceros XIMIMI y boya BioARGO 2.....	46

19. Perfil contra densidad de la variabilidad interanual del oxígeno disuelto en la termoclina del Golfo de México medido con boya BioARGO de octubre 2021 a agosto 2023.....	48
20. Comparación de resultados modelos NEMO/PISCES contra valores medidos en cruceros XIXIMI.....	53
21. Variabilidad del oxígeno disuelto entre isopícnas de 26.5 y 27 kg m ⁻³ modelada en GOLFO36.....	54

Lista de tablas

Tabla	Página
1. Valores de coeficientes empíricos utilizados para la estimación de oxígeno saturado.....	3
2. Propiedades características utilizadas para el análisis OMP.....	13
3. Concentraciones promedio de oxígeno en la termoclina superior e inferior del Golfo de México al este de 90° W y al oeste de 90°W reportadas en este trabajo y en trabajos previos.....	28
4. Concentraciones de oxígeno en cada crucero XIXIMI en la termoclina superior e inferior.....	31
5. Área y profundidad isopicnica para dos giros desprendidos de la corriente de Lazo.....	42
6. Lista de parámetros y estimaciones utilizadas para el modelo de cajas con entradas de giros..	44
7. Comparación concentraciones oxígeno disuelto medidos vs modelados con GOLFO36.....	52

Capítulo 1. Introducción

1.1 Antecedentes

El oxígeno disuelto en el océano (O_2) es fundamental para el equilibrio y la salud de los ecosistemas marinos. Este componente esencial del agua marina no solo sostiene la vida acuática, sino que también influye en diversos procesos biogeoquímicos que afectan al clima global y al funcionamiento de la biosfera. Desde el plancton microscópico hasta los grandes mamíferos marinos, todos los organismos aeróbicos oceánicos dependen de la presencia de oxígeno disuelto para su respiración y supervivencia. Además, el oxígeno disuelto juega un papel crucial en la descomposición de materia orgánica y en la regulación de los ciclos de nutrientes en el océano, lo que a su vez impacta en la productividad primaria y la salud general de los ecosistemas marinos (Falkowski et al., 2008). Comprender su importancia y los factores que influyen en sus concentraciones es vital no solo para la preservación de la vida marina, sino también para la sostenibilidad de las actividades humanas que dependen de estos recursos. En un contexto de cambio climático y actividad humana creciente, la vigilancia y gestión del oxígeno disuelto en los océanos se ha vuelto una prioridad para garantizar la estabilidad y resiliencia de nuestros océanos (Keeling et al., 2010). Debido a dichas interacciones, la concentración de O_2 en una muestra de agua es un indicador de la historia de procesos físicos y biogeoquímicos por los que ha pasado un volumen de agua (Figura 1).

En primer lugar, el proceso de intercambio de oxígeno entre el océano y la atmósfera es un fenómeno crucial para la regulación del oxígeno en ambos entornos y tiene un impacto significativo en la salud de los ecosistemas marinos y terrestres. La transferencia de oxígeno entre el aire y agua ocurre principalmente por el proceso de difusión: el oxígeno se mueve desde áreas de alta concentración hacia áreas de baja concentración, siguiendo el gradiente de concentración. La eficiencia de este intercambio se ve favorecida por la acción del viento y el movimiento de las olas. El viento contribuye al mezclado de la capa límite de intercambio, promoviendo una mayor tasa de difusión gaseosa.

Sin embargo, la temperatura y salinidad del agua son las variables que juegan un papel crucial en la solubilidad del oxígeno. El oxígeno se disuelve mejor en aguas frías y menos salinas. Por lo tanto, las variaciones en la temperatura y la salinidad debido a factores estacionales o regionales afectan directamente las concentraciones de oxígeno disuelto en la capa superficial del océano. En las zonas donde

el agua es cálida y salina, como en los trópicos, la capacidad del agua para retener oxígeno disminuye, lo que puede llevar a zonas de bajo oxígeno, o hipoxia, que son perjudiciales para la vida marina.

La solubilidad del oxígeno en el agua depende de varios factores, siendo la temperatura el más importante (Weiss, 1970). Para describir esta dependencia, utilizamos tanto la ley de Fick para la difusión del oxígeno como la relación empírica para la solubilidad del oxígeno en función de la temperatura.

$$J = -D \frac{\partial C}{\partial x} \quad (1)$$

Donde: J es el flujo difusivo (cantidad de sustancia que atraviesa una unidad de área por unidad de tiempo, en mol/m²·s), D es el coeficiente de difusión del gas en el medio (en m²/s), $\frac{\partial C}{\partial x}$ es el gradiente de concentración del gas en una dirección, el signo negativo indica que la difusión ocurre desde zonas de mayor concentración hacia zonas de menor concentración.

La solubilidad del oxígeno en el agua está inversamente relacionada con la temperatura, como se describe mediante la ecuación de Henry y la ley de Fick para la difusión en la ecuación empírica que relaciona la solubilidad del oxígeno con la temperatura:

$$\ln([O_2]_{sat}) = A + \frac{B}{T} + C \ln(T) + DT + ES \quad (2)$$

Donde T es la temperatura potencial, S la salinidad y A, B, C, D y E coeficientes empíricos obtenidos experimentalmente como se muestra en la tabla 1 de acuerdo con Benson y Krause (1984).

Los océanos están en constante movimiento debido a la combinación de vientos, rotación terrestre y diferencias de densidad del agua. Las corrientes oceánicas, tanto superficiales como profundas, transportan agua y sus componentes, incluyendo el oxígeno disuelto, a través de vastas distancias. Este transporte es vital para la redistribución de oxígeno en las distintas regiones del océano. Por ejemplo, en las regiones polares, el agua fría y densa se hunde y se mueve hacia el ecuador, llevando consigo oxígeno disuelto a las profundidades oceánicas.

Los fenómenos climáticos y estacionales también influyen en la distribución del oxígeno disuelto. Eventos como El Niño y La Niña alteran los patrones de circulación oceánica y la mezcla de agua, afectando las concentraciones de oxígeno en diferentes regiones. Además, las variaciones estacionales en la

temperatura del agua y en la intensidad del viento pueden modificar significativamente los niveles de oxígeno disuelto, afectando la productividad biológica y la salud de los ecosistemas marinos.

Tabla 1. Valores de coeficientes empíricos utilizados para la estimación de oxígeno saturado.

Coeficiente empírico	Valor aproximado (Benson y Krause, 1984)
A	-139.3
B	1.56
C	-6.6
D	1.2438×10^{-2}
E	-8.6219×10^{-3}

En adición al intercambio océano-atmósfera y la circulación oceánica, la distribución del oxígeno disuelto en los océanos está intrínsecamente relacionada con diversos procesos biogeoquímicos que influyen en la disponibilidad y el ciclo de este gas vital. Estos procesos no solo afectan la cantidad de oxígeno disponible para la vida marina, sino que también tienen un impacto profundo en la dinámica de los ecosistemas oceánicos y en el equilibrio global de gases (Gruber, 2011).

Uno de los procesos biogeoquímicos más significativos en la distribución del oxígeno disuelto es la fotosíntesis llevada a cabo por el fitoplancton y las algas marinas. Durante la fotosíntesis, los productores primarios utilizan la luz solar para convertir el dióxido de carbono y el agua en oxígeno y glucosa, liberando oxígeno en la columna de agua, particularmente en las zonas superficiales del océano, donde la luz penetra y permite la fotosíntesis (Falkowski et al., 2004). En ecosistemas acuáticos este (CO_2) se encuentra disuelto como carbono inorgánico disuelto (CID), que incluye las concentraciones de ácido carbónico (H_2CO_3), bicarbonato (HCO_3^-) y carbonato (CO_3^{2-}). La producción de oxígeno por organismos primarios en la zona fótica (profundidad de agua en la capa superficial hasta la cual llega la radiación solar necesaria para mantener la fotosíntesis) es esencial para mantener los niveles de oxígeno disuelto en el océano y sustentar la vida marina, desde microorganismos hasta grandes mamíferos marinos (Boyd et al., 2014).

De forma inversa, el consumo de oxígeno en el océano se lleva a cabo principalmente debido a procesos de remineralización de materia orgánica usando oxígeno como aceptor de electrones (agente oxidante) en el proceso de respiración. Los organismos marinos, incluidos el zooplancton, los peces, los organismos bentónicos y las bacterias consumen oxígeno para metabolizar nutrientes y producir energía. Este proceso

de respiración consume oxígeno y produce dióxido de carbono como subproducto. En zonas con alta actividad biológica, como las áreas de alta productividad y las zonas costeras, la demanda de oxígeno puede ser alta, y las concentraciones de oxígeno disuelto pueden verse reducidas debido a la alta tasa de respiración. En estas áreas, el balance entre la producción de oxígeno por fotosíntesis y el consumo por respiración es crucial para mantener un ambiente saludable. Es por ello que la descomposición de materia orgánica en el océano tiene un impacto significativo en el oxígeno disuelto (Berelson et al. 2001). Cuando los organismos marinos mueren, su materia orgánica se hunde y se descompone de forma paulatina a medida que se hunde en el océano. La descomposición de esta materia orgánica consume oxígeno y consiguientemente reduce las concentraciones de oxígeno en las aguas intermedia y profundas (Jenkins, 1982). Este proceso es especialmente relevante en las zonas donde hay alta producción de materia orgánica que propicia una mayor transferencia de carbono orgánico a las aguas intermedia y profundas y finalmente a los sedimentos generando un importante consumo de oxígeno disuelto como son las corrientes de frontera oriental en los océanos.

El parámetro que relaciona la concentración de O_2 saturado en la superficie y el consumo por respiración en aguas subsuperficiales es el Consumo Aparente de Oxígeno (AOU, por sus siglas en inglés: Apparent Oxygen Utilization). El AOU es la diferencia entre el O_2 de saturación (O_2^{sat}) calculado a partir de la ecuación 2 y el O_2 medido: $AOU = O_2^{sat} - O_2^{in situ}$. Este parámetro es ampliamente utilizado para estudiar la eficiencia de los procesos biológicos como la respiración y la descomposición de materia orgánica en el océano. Un valor elevado de AOU indica un alto consumo de oxígeno por procesos biológicos, lo cual está relacionado con áreas de alta productividad biológica, como las zonas de surgencia, donde los nutrientes se encuentran en abundancia y favorecen el crecimiento de fitoplancton (Falkowski et al., 1998). Además, el AOU es útil para estimar la edad de las masas de agua, ya que las aguas que han estado más tiempo en contacto con el fondo marino o con la biota muestran mayores valores de AOU debido al mayor consumo de oxígeno (Williams y Del Giorgio, 2005).

Aunado a estos procesos, los ciclos de nutrientes también desempeñan un papel fundamental en la producción primaria en la zona fótica y por lo tanto en la cantidad de materia orgánica que puede respirarse en aguas subsuperficiales, afectando así la distribución del oxígeno disuelto. En el océano, los nutrientes pueden clasificarse en nuevos y regenerados, desempeñando un papel crucial en la productividad biológica. Los nutrientes nuevos provienen de fuentes externas, como el afloramiento de aguas profundas o el ingreso de ríos, y sustentan el crecimiento del fitoplancton al aportar elementos esenciales como el nitrato y el fosfato. En contraste, los nutrientes regenerados se reciclan dentro del ecosistema marino a partir de la descomposición de materia orgánica, permitiendo que organismos como

el zooplancton y las bacterias los reincorporen a la cadena trófica. Este equilibrio entre aporte externo y reciclaje interno influye en la producción primaria del océano, regulando la disponibilidad de nutrientes y, por ende, la dinámica del O_2 .

Aun cuando el ciclo del oxígeno es menos complejo que el de otros elementos, sus interacciones a diversas escalas físicas y biogeoquímicas nos permiten utilizar modelos matemáticos relativamente sencillos para entender su variabilidad. Los modelos biogeoquímicos son herramientas muy útiles para entender los controles de la variabilidad del oxígeno disuelto en los océanos. Estos modelos varían en complejidad y escala, desde modelos simples que consideran solo algunos procesos clave, hasta modelos altamente detallados que simulan interacciones complejas entre múltiples factores. La elección del nivel de modelación adecuado depende del propósito del estudio, la disponibilidad de datos y los recursos computacionales. A continuación, se describen diferentes niveles de modelos biogeoquímicos aplicados a la variabilidad del oxígeno disuelto, junto con sus pros y contras.

Cada nivel de modelación tiene aplicaciones específicas y ventajas, así como limitaciones. Los modelos de primer orden son útiles para estudios preliminares y escenarios simples, mientras que los modelos de segundo orden permiten una comprensión más detallada de las dinámicas ecológicas y biogeoquímicas. Los modelos de tercer orden, aunque complejos y demandantes, proporcionan una visión más completa de la interacción entre los procesos físicos y biogeoquímicos, esenciales para la investigación a gran escala y la predicción del impacto del cambio climático en la distribución del oxígeno disuelto en los océanos. La elección del modelo depende del objetivo del estudio, la disponibilidad de datos y los recursos computacionales, siendo crucial equilibrar precisión y viabilidad para obtener resultados útiles y aplicables.

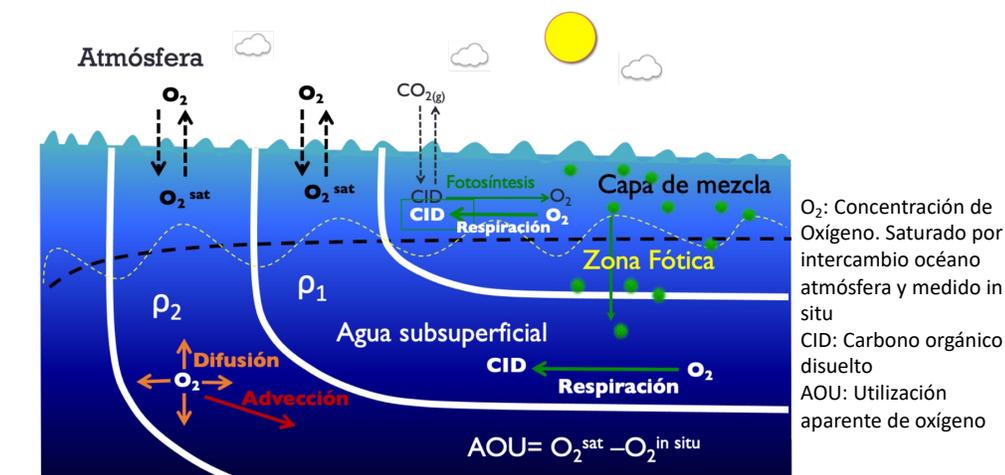


Figura 1. Esquema general de procesos que afectan y que distribuyen al oxígeno disuelto en el océano

Teniendo en cuenta lo anterior, consideramos fundamental conocer las masas de agua presentes en nuestra área de estudio, el Golfo de México (GM). Este cuerpo de agua se clasifica como un mar semicerrado con una superficie de aproximadamente $1.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ y un volumen cercano a $2.5 \times 10^6 \text{ km}^3$, alcanzando una profundidad máxima de 3,800 metros. Se ubica entre los 18° y 30° N de latitud y los 98° y 82° W de longitud, y se conecta con el mar Caribe a través del Canal de Yucatán, con una profundidad de 2,040 metros, y con el océano Atlántico mediante el Estrecho de Florida, que tiene una profundidad de 740 metros.

La corriente de borde oriental del Giro Subtropical del Atlántico Norte atraviesa el Caribe e ingresa al GM por el Canal de Yucatán con un caudal medio estimado de 33 Sv (un Sv equivale a $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) (Sturges y Lugo-Fernández, 2005). Dentro del GM, esta corriente es conocida como la corriente de Lazo, que fluye hacia el noreste antes de salir por el Estrecho de Florida hacia el Atlántico con un caudal aproximado de 25 Sv, constituyendo la principal fuente de la Corriente del Golfo (Sturges y Lugo-Fernández, 2005). No obstante, el flujo de esta corriente no es constante y su penetración hacia el noroeste del GM varía a lo largo del tiempo (Bunge et al., 2002). Por debajo de los 800 metros, todo el intercambio de agua entre el GM y el Caribe se da a través del Canal de Yucatán (Sheinbaum et al., 2002), con un flujo promedio de retorno hacia el Caribe estimado en 8 Sv (Ochoa et al., 2001). En la región sur del GM, dentro de la Bahía de Campeche, se ha identificado un giro ciclónico casi permanente, conocido como el Giro de Campeche (Vázquez De La Cerda et al., 2005).

Las masas de agua subsuperficiales que circulan en el GM provienen del Caribe y cada una de ellas tiene un tiempo de residencia distinto dentro del Golfo (Jochens et al., 2005; Rivas et al., 2005). Entre ellas, encontramos el Agua Superficial, que se mantiene sobre la termoclina estacional y presenta temperaturas entre 28°C en verano y 22.5°C en invierno, con una salinidad entre 36.3 y 36.4, y una densidad promedio de $1,025.3 \text{ kg/m}^3$ (Nowlin et al., 2001). Otra de las masas de agua es el Agua Subsuperficial Subtropical (SUW), que se forma en el Atlántico Norte Subtropical y se caracteriza por su elevada salinidad, superior a 37 (O'Connor et al., 2005). Al ingresar al Caribe, se encuentra entre los 140 y 220 metros de profundidad, con una salinidad de 36.7 a 36.9, temperaturas de entre 24.5 y 20°C y densidades de 24.7 a 26 kg/m^3 (Morrison y Nowlin, 1982). Dentro del GM, la SUW se mezcla con el Agua Superficial durante la mezcla vertical invernal, dando lugar al Agua Común del Golfo de México (GCW), caracterizada por una temperatura promedio de 22.5°C , salinidad de 36.4 y densidad de $1,025.7 \text{ kg/m}^3$. Durante el verano, esta masa de agua queda sumergida entre los 50 y 200 metros de profundidad, por debajo de la capa de mezcla.

Además, encontramos una masa de agua con características similares al Agua de los 18° del Mar de los Sargazos (18° SSW), que probablemente se ha modificado debido a procesos de mezcla con otras aguas en el Caribe. Esta masa se forma por enfriamiento invernal de las aguas de la Corriente del Golfo al norte del Mar de los Sargazos, creando una capa de más de 350 metros de profundidad con una temperatura característica de 18°C y una salinidad de 36.5‰ (Worthington, 1953). Se ha documentado su transporte subsuperficial hacia el mar Caribe a lo largo del gran giro del Atlántico Norte (Kinard et al., 1974). Al ingresar al GM, esta masa se encuentra entre los 200 y 350 metros de profundidad, con temperaturas promedio ligeramente menores, de 17.8°C, y una salinidad de 36.3‰. Esta reducción en la salinidad podría indicar la mezcla de esta masa con otras de densidad similar antes de llegar al GM. A pesar de esta mezcla, la masa de agua con densidades entre 1,026 y 1,026.6 kg/m³ en el GM sigue denominándose Agua de los 18° (Morrison y Nowlin, 1982).

Por debajo del Agua de los 18°, se encuentra el Agua Central del Atlántico Tropical (TACW), que ocupa profundidades entre 350 y 400 metros. Esta masa de agua presenta densidades entre 1,026.6 y 1,027.3 kg/m³, temperaturas de entre 16°C y 9°C, y salinidades de entre 36.3 y 35.2. Se origina por la mezcla de Agua Central del Atlántico Norte (NACW) y Agua Central del Atlántico Sur (SACW), formadas en distintas regiones del Atlántico (Ingham, 1966; Schmitt, 1982). En el GM, el NACW tiene densidades de entre 1,026.6 y 1,027 kg/m³, mientras que el SACW oscila entre 1,027 y 1,027.35 kg/m³ (Morrison y Nowlin, 1982).

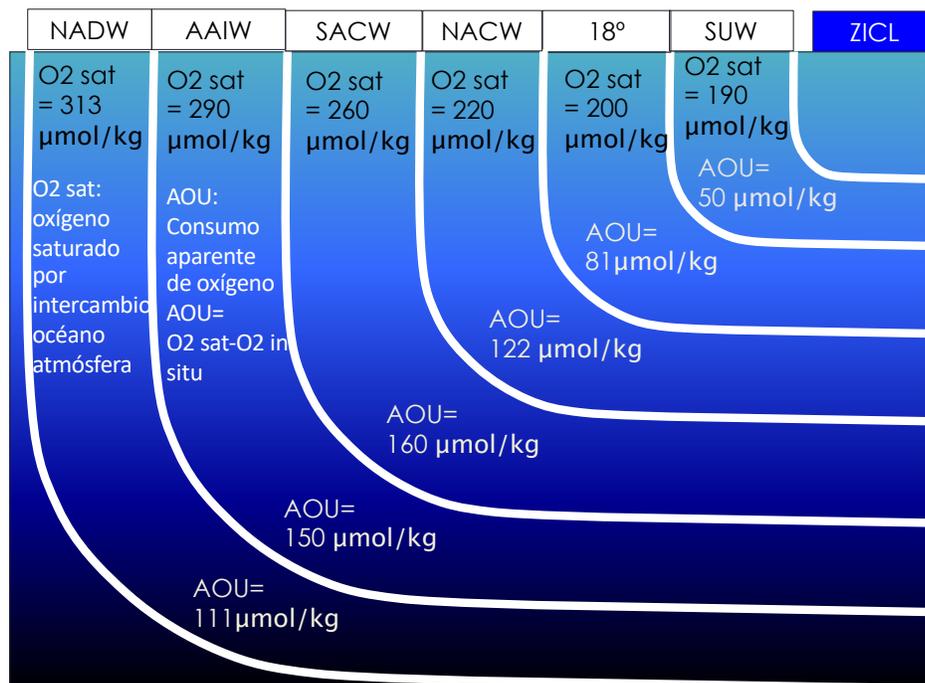


Figura 2. Esquema general de las masas de agua en el Golfo de México, con valores promedio de Oxígeno saturado y de consumo aparente de oxígeno

Por debajo, entre los 700 y 1,100 metros de profundidad, se encuentra el Agua Intermedia de la Antártida (AAIW), que se forma en la superficie de la Corriente Circumpolar al norte del Paso de Drake durante el invierno (Stramma y Schott, 1999; Stramma e England, 1999). En el GM, esta masa de agua se caracteriza por temperaturas de entre 5°C y 8°C, salinidades de entre 35 y 34.9‰ y densidades entre 1,027.35 y 1,027.6 kg/m³ (Morrison y Nowlin, 1982). Finalmente, a partir de los 1,100 metros de profundidad y hasta el fondo del GM, se localiza el Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW). Esta masa se forma por la mezcla de varias aguas originadas en las altas latitudes del Atlántico Norte (Emery y Meincke, 1986; Schmitz y McCartney, 1993). En el GM, presenta temperaturas de entre 5°C y 4.3°C, salinidades de 34.93 a 34.97‰ y densidades entre 1,027.6 y 1,027.75 kg/m³ (Morrison y Nowlin, 1982).

El estudio de estas masas de agua nos permite comprender la dinámica oceanográfica del GM, la cual influye en múltiples procesos físicos, químicos y biológicos determinantes para la distribución y variabilidad del O₂.

1.2 Justificación

El Golfo de México es una región de inmensa importancia económica y ecosistémica. Su riqueza en recursos naturales y su biodiversidad son fundamentales para la economía y la salud ambiental de la región. La protección y la gestión sostenible de sus recursos son esenciales para garantizar que estos beneficios perduren para las generaciones futuras, equilibrando el desarrollo económico con la conservación de sus valiosos ecosistemas.

A nivel económico, el Golfo de México es un motor crucial para las economías de los países que lo rodean, incluyendo Estados Unidos, México, Cuba y varios países centroamericanos. La región es un centro neurálgico para la industria petrolera y del gas, albergando importantes reservas de hidrocarburos y siendo el hogar de numerosos campos de petróleo y gas natural. Las actividades de extracción y producción de estos recursos son fundamentales para el suministro energético regional y global, generando empleo y contribuyendo significativamente a los ingresos gubernamentales a través de impuestos y regalías.

Además, el Golfo de México es un importante centro de pesca comercial. Sus aguas ricas en nutrientes especialmente sobre las plataformas continentales que le rodean soportan una variedad de especies marinas que son fundamentales para la industria pesquera. La pesca comercial en el Golfo proporciona alimentos, empleo e ingresos a miles de personas en la región. Los productos pesqueros del Golfo, como

camarones, atún y otras especies, son exportados a nivel mundial, contribuyendo a la seguridad alimentaria y a la balanza comercial de los países costeros. El turismo también juega un papel destacado en la economía del Golfo de México. Las playas y atracciones naturales de la región atraen a millones de visitantes cada año. Desde destinos costeros populares como Veracruz y Miami hasta áreas menos conocidas con rica biodiversidad, el turismo genera ingresos significativos y apoya a las comunidades locales.

A nivel ecosistémico, el Golfo de México es un área de extraordinaria riqueza biológica y ecológica. Sus hábitats costeros y marinos, que incluyen manglares, praderas de pastos marinos y arrecifes de coral, son fundamentales para la biodiversidad de la región. Estos ecosistemas proporcionan refugio y áreas de crianza para muchas especies marinas, incluyendo peces comerciales y especies en peligro de extinción como la tortuga carey y el manatí.

Los manglares, en particular, juegan un papel crucial en la protección de las costas al reducir la erosión y actuar como barreras naturales contra tormentas y huracanes. Además, estos hábitats ofrecen servicios ecosistémicos esenciales, como la filtración de nutrientes y contaminantes, contribuyendo a la salud general del sistema marino.

Los pastos marinos y arrecifes de coral también son vitales. Los pastos marinos ayudan a estabilizar los sedimentos y proporcionan hábitats cruciales para diversas especies de peces e invertebrados. Los arrecifes de coral, aunque amenazados por el cambio climático y la acidificación del océano, siguen siendo centros de biodiversidad y proporcionan protección a las costas.

El Golfo de México, sin embargo, enfrenta desafíos significativos. La contaminación por desechos industriales, escorrentía agrícola y derrame de petróleo han impactado negativamente en la calidad del agua y la salud de los ecosistemas. La hipoxia, o zonas muertas, resultado de la proliferación de algas debido al exceso en el aporte de nutrientes por los ríos, también representa una amenaza grave para la vida marina.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Entender la variabilidad espacial y temporal del oxígeno disuelto en el Golfo de México, utilizando mediciones directas y modelos de distinta orden de complejidad. Los objetivos detallados para alcanzar este propósito son los siguientes:

Analizar la variabilidad espacial y temporal del oxígeno disuelto en el Golfo de México mediante un enfoque integrado que combine mediciones empíricas y modelos biogeoquímicos de distintos niveles de complejidad.

1.3.2 Objetivos específicos

El estudio de la distribución espacial y temporal del oxígeno disuelto en el Golfo de México es fundamental para comprender la dinámica de los ecosistemas marinos y su respuesta a factores ambientales. Para ello, se propone un muestreo sistemático en diversas estaciones, abarcando zonas profundas durante diferentes épocas del año. Es crucial analizar las variaciones en la concentración de oxígeno en función de la profundidad, temperatura, salinidad. Asimismo, se deben evaluar las fluctuaciones temporales en relación con eventos estacionales, meteorológicos (como huracanes y tormentas) y variaciones diurnas y nocturnas.

A partir de los datos recopilados, se busca desarrollar y validar modelos de primer orden que simulen el balance de oxígeno disuelto, considerando procesos como la producción primaria, la respiración y la difusión. Para garantizar su precisión, el modelo deberá calibrarse con datos de mediciones directas, ajustando parámetros clave como las tasas de producción y consumo de oxígeno. Finalmente, se evaluará su desempeño en la captura de las variaciones observadas en el Golfo de México.

Posteriormente, se avanzará hacia modelos de segundo orden, los cuales incluirán interacciones más detalladas entre el fitoplancton, el zooplancton y los procesos de descomposición, junto con la influencia de la circulación y mezcla de aguas. La integración de datos sobre la dinámica de los ecosistemas marinos y los ciclos de nutrientes permitirá mejorar la simulación de la variabilidad del oxígeno disuelto. La validación de estos modelos se realizará comparando sus predicciones con observaciones empíricas. El siguiente paso será la implementación de modelos de tercer orden, los cuales incorporarán simulaciones de circulación oceánica y procesos biogeoquímicos complejos. Estos modelos deberán considerar la

dinámica de las corrientes, la interacción entre las capas superficiales y profundas, y la influencia de variables climáticas. Para mejorar su precisión, se integrarán datos de alta resolución espacial y temporal, permitiendo evaluar su capacidad para representar la variabilidad a gran escala del oxígeno disuelto.

Una aplicación clave de estos modelos será la evaluación de los impactos ambientales y el cambio climático en la concentración de oxígeno disuelto. Se analizará cómo factores como la contaminación y los eventos climáticos extremos pueden afectar la salud de los ecosistemas marinos. A partir de estos análisis, se generarán recomendaciones para la gestión y conservación del Golfo de México, proponiendo estrategias para mitigar efectos negativos sobre la calidad del agua y la biodiversidad marina. Finalmente, se desarrollarán recomendaciones para futuras investigaciones, identificando las limitaciones de los modelos y proponiendo mejoras mediante la incorporación de nuevos datos y tecnologías. Se sugerirán direcciones para estudios adicionales que aborden lagunas de conocimiento o áreas emergentes de interés en la dinámica del oxígeno disuelto y los procesos oceánicos del Golfo de México

Capítulo 2. Metodología

En este trabajo se presentan datos obtenidos en 6 campañas oceanográficas que se llevaron a cabo en el Golfo de México del 2011 al 2019. Durante estas campañas llamadas XIXIMI se tomaron perfiles verticales de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto con un CTD, así como muestras de agua con una roseta para mediciones de distintas variables. Una vez que se obtuvieron las mediciones de oxígeno disuelto con el CTD, los datos fueron procesados para eliminar cualquier error o anomalía que pueda surgir debido a factores como la deriva del sensor, las condiciones ambientales cambiantes, o las imperfecciones del instrumento. Para calibrar adecuadamente los datos de O₂, se realizaron mediciones con las muestras de agua siguiendo el método de Winkler modificado (Benson & Krause, 1984).

Para llevar a cabo la calibración, se tomaron una serie de muestras de agua con botellas Niskin a distintas profundidades durante el muestreo con el CTD. Las mediciones de oxígeno disuelto obtenidas con el método Winkler se comparan con las obtenidas por el sensor del CTD en las mismas profundidades y condiciones. Esta comparación permite ajustar los datos del CTD mediante un factor de calibración, corrigiendo cualquier error sistemático en las mediciones del sensor y mejorando la exactitud de las mediciones en futuras campañas de muestreo (Uchida et al., 2008).

2.1 Análisis de componentes múltiples para identificar masas de agua

Los datos obtenidos durante estas campañas son la principal fuente de información utilizada para parametrizar y calibrar los modelos utilizados, además se utilizaron datos de boyas BioARGO así como datos satelitales de la altura superficial del mar para identificar la corriente de Lazo (LC, por sus siglas en inglés Loop Current) y los desprendimientos de giros anticiclónicos (LCE, por sus siglas en inglés Loop Current Eddie). A partir de estos datos realizamos un análisis OMP (Optimal Multiparameter Analysis) siguiendo a Tomczak et al. (2007) con el objetivo de determinar los porcentajes de masas de agua dentro del GM (Tabla 2). El análisis OMP es un método utilizado para identificar y cuantificar las proporciones de masas de agua en una región del océano. Se basa en la idea de que cada masa de agua tiene propiedades características (endmembers), como temperatura potencial, salinidad, pH y otras propiedades preformadas (como alcalinidad o nutrientes). Estas propiedades actúan como firmas que permiten distinguir los núcleos de cada masa de agua y la proporción de mezcla entre diferentes masas de agua.

Las propiedades características utilizadas en el análisis incluyen tanto propiedades principales como secundarias. Entre las principales se encuentran la temperatura potencial, la salinidad y la vorticidad. Por otro lado, dentro de las propiedades secundarias se consideran el fosfato preformado a partir del oxígeno disuelto, la composición isotópica del carbono inorgánico disuelto preformado, el pH preformado y la vorticidad.

Tabla 2. Propiedades características utilizadas para el análisis OMP.

PTemp	Sal.	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pre}}$	PO_4_{pre}	pH	Pvort	Masa de agua
17.9	36.49	1.26	0.15	7.94	0.03	18°
16.2	36.19	1.45	0.48	7.84	1.12	NACW alta
11.6	35.42	1.82	0.56	7.84	0.03	NACW baja
11.4	35.39	1.88	0.63	7.87	0.05	SACW alta
7.12	34.98	2.15	0.79	7.87	0.03	SACW baja
6.73	34.87	1.95	0.80	7.85	0.05	AAIW alta
5.23	34.94	2.21	0.95	7.85	0.30	AAIW baja
4.65	34.98	1.93	0.88	7.85	0.04	NADW

En cuanto a su comportamiento, algunas de estas propiedades son conservativas, mientras que otras no lo son. Las propiedades conservativas, como la temperatura potencial y la salinidad, permanecen prácticamente inalteradas a menos que ocurra un proceso importante de mezcla vertical. En contraste, las propiedades no conservativas, como el oxígeno disuelto o el pH, pueden sufrir modificaciones debido a procesos biológicos o químicos. Sin embargo, en el análisis de mezcla óptima de masas de agua (OMP, por sus siglas en inglés), estas propiedades no conservativas se consideran constantes para representar las características de las masas de agua originales.

El análisis OMP permite resolver un sistema de ecuaciones lineales que establece una relación entre las propiedades observadas en un punto y las propiedades características de las masas de agua puras o endmembers. Si se tienen N propiedades medidas y M masas de agua, el sistema se expresa matemáticamente como: $A \cdot f = P$

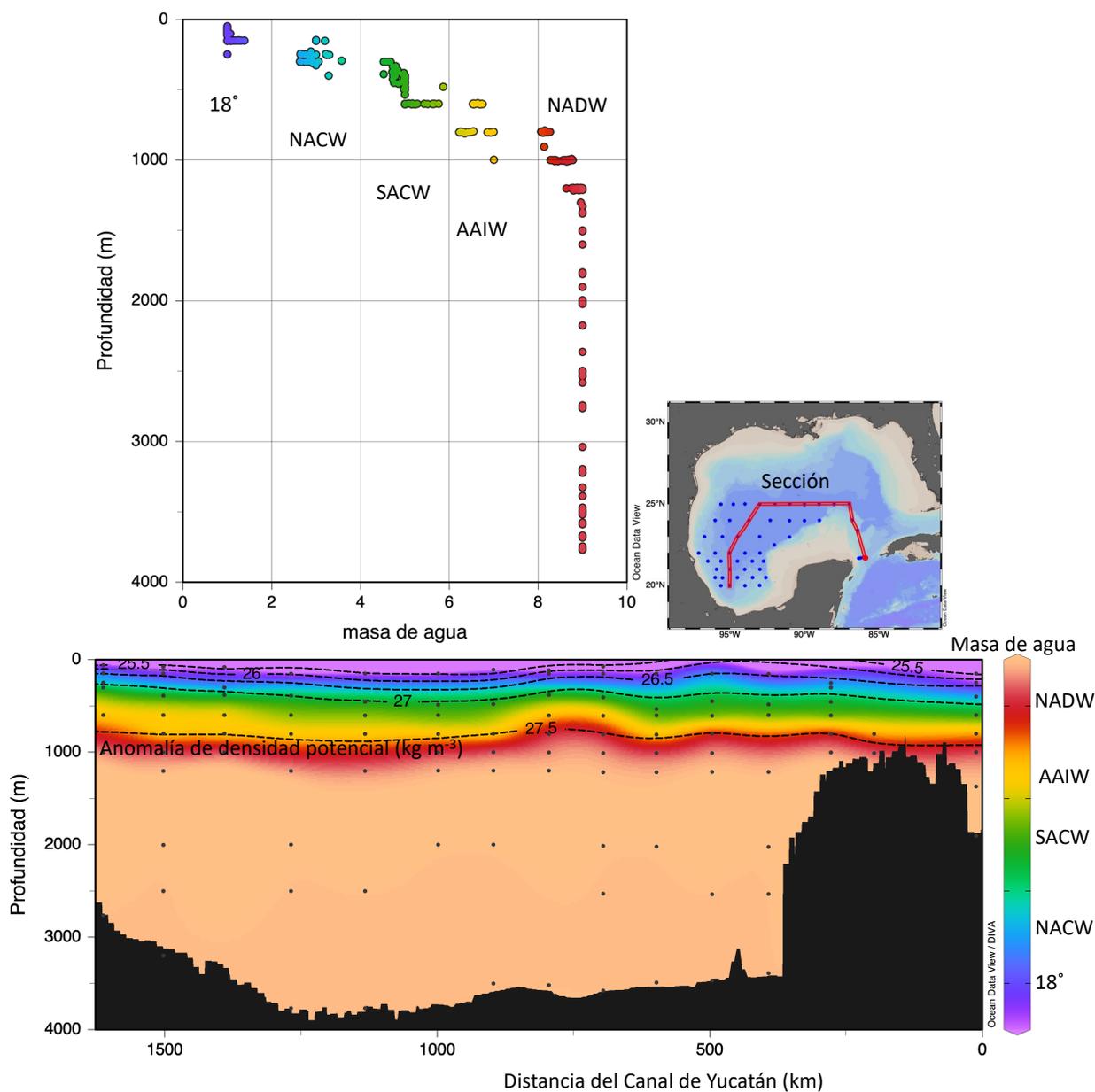


Figura 3. Resultados del análisis OMP, perfil vertical mostrando todos los valores y sección vertical

En esta ecuación, A representa la matriz de propiedades de las características (Tabla 2), f es el vector de fracciones o proporciones de cada masa de agua en el punto de interés, y P es el vector de propiedades observadas en ese mismo punto. Una condición fundamental de este sistema es que la suma de las fracciones de las masas de agua debe ser igual a 1, además de que ninguna fracción puede ser negativa. Para resolver este sistema de ecuaciones, se emplean técnicas de optimización que minimizan los errores entre las propiedades observadas y aquellas calculadas por el modelo, asegurando así una representación precisa de la composición de las masas de agua en el área de estudio.

Al analizar los resultados del método OMP en el Golfo de México, observamos que las masas de agua mantienen aproximadamente la misma composición a lo largo de la cuenca. En la gráfica de porcentaje de masa de agua versus profundidad, los valores impares indican el 100% de una masa de agua específica, lo que permite identificar con claridad las principales contribuciones en cada estrato.

Podemos notar que la masa de agua de 18°C se encuentra en promedio a 170 m de profundidad, seguida por la masa de agua Central del Atlántico Norte (NACW) alrededor de los 280 m. Por debajo, la masa de agua Central del Atlántico Sur (SACW) aparece con un promedio de 450 m, mientras que la del Agua Intermedia Antártica (AAIW) se sitúa a 720 m. La masa de agua Profunda del Atlántico Norte (NADW) muestra dos capas bien diferenciadas: una menos profunda, entre 800 y 1200 m, donde se observa una mezcla con la AAIW, y una parte más profunda, desde los 1200 m hasta el fondo, donde no hay mezcla con otras masas de agua. Asimismo, la AAIW muestra una interacción más evidente con la SACW, lo que sugiere un intercambio de propiedades en este rango de profundidades.

Gracias a este análisis, es posible identificar el porcentaje de mezcla entre masas de agua a diferentes profundidades, lo que resulta clave para entender los procesos de intercambio en el Golfo de México. Esta información puede ser utilizada en un modelo de cajas que incorpore mezcla vertical, permitiendo evaluar con mayor precisión la dinámica de las masas de agua y su impacto en la circulación oceánica de la región.

2.2 Análisis de datos y modelo de cajas sencillo

Después de hacer el análisis OMP para identificar las masas de agua y sus profundidades, desarrollamos un modelo de cajas siguiendo la ecuación 3 y las figuras 6 y 7. Los modelos de cajas son herramientas simplificadas que se utilizan para estudiar sistemas complejos al dividirlos en compartimentos o "cajas" interconectadas que representan diferentes componentes del sistema. Cada caja simboliza una región específica, un reservorio o un grupo de procesos homogéneos, como el agua de una capa oceánica, la atmósfera o un sector del suelo. Estos modelos permiten analizar flujos de materia y energía entre las cajas, como el transporte de nutrientes, el intercambio de gases o el flujo de calor, simplificando las dinámicas del sistema sin perder de vista los procesos esenciales.

En el caso de problemas ambientales, los modelos de cajas son particularmente útiles para evaluar cómo interactúan diferentes factores. Por ejemplo, un modelo de cajas puede dividir el Golfo de México en varias regiones: aguas superficiales, columna de agua y sedimentos del fondo. En cada caja, se evalúan procesos

clave, como la producción primaria, la sedimentación de materia orgánica y la descomposición, y se establecen flujos entre ellas para simular cómo los nutrientes y el oxígeno se mueven y cambian en el tiempo.

Una de las ventajas principales de los modelos de cajas es su flexibilidad y facilidad de implementación. Estos modelos no requieren la gran cantidad de datos o capacidad computacional que exigen los modelos más complejos, como los tridimensionales de alta resolución. Además, son ideales para realizar simulaciones exploratorias y para responder preguntas específicas, como cómo cambiaría la concentración de oxígeno si se redujeran los aportes de nitrógeno en un porcentaje determinado.

Sin embargo, los modelos de cajas también presentan limitaciones. Al simplificar el sistema en compartimentos homogéneos, se pierde información detallada sobre las variaciones espaciales y temporales. Por ejemplo, no capturan adecuadamente fenómenos locales, como corrientes pequeñas o eventos extremos. Por esta razón, aunque son útiles para una comprensión inicial o para evaluar tendencias generales, es importante combinarlos con observaciones y otros tipos de modelos más detallados cuando se busca un análisis profundo.

La profundidad de la capa de mezcla depende principalmente de los cambios en la radiación solar y los vientos. Durante el verano, la radiación solar es intensa, y se forma una termoclina superficial bien definida debido al calentamiento de las capas superiores del océano. Esto reduce la profundidad de la capa de mezcla, que puede ser de unos pocos metros. En cambio, en invierno, los vientos fuertes y la menor radiación solar enfrían la superficie, aumentando la turbulencia y homogeneizando una mayor columna de agua. Esto profundiza la capa de mezcla, alcanzando decenas o incluso cientos de metros. Asimismo, los sistemas ciclónicos tienden a aumentar la profundidad de la capa de mezcla al inducir afloramiento, mientras que los anticiclónicos la reducen al estabilizar la columna de agua. Estos procesos son esenciales para entender la productividad biológica, el intercambio de gases y la dinámica térmica en los océanos.

Consideramos que el modelo de cajas del océano es una herramienta simplificada pero poderosa para representar el comportamiento y la distribución de oxígeno disuelto en el medio marino. Este enfoque divide el océano en distintas "cajas" o compartimentos que representan zonas específicas, como la superficie, la columna de agua y los sedimentos. Cada caja intercambia oxígeno con las demás mediante flujos determinados por procesos biológicos, físicos y químicos.

En cuanto a las entradas de oxígeno, identificamos dos procesos principales. Primero, la interacción océano-atmósfera es un mecanismo crucial para mantener los niveles de oxígeno en la superficie del agua. Observamos que este intercambio está controlado por gradientes de concentración de oxígeno entre el aire y el agua, así como por factores como la temperatura, la salinidad y la agitación del agua causada por el viento. Una mayor agitación facilita la disolución de oxígeno en el agua, incrementando su concentración en la caja superficial del modelo. Segundo, la fotosíntesis en la zona fótica contribuye significativamente a la producción de oxígeno. En esta región iluminada de la columna de agua, las algas y otros organismos fotosintéticos generan oxígeno molecular (O_2) como subproducto de la fotosíntesis. Este proceso depende de la disponibilidad de luz solar y nutrientes y representa una fuente importante de oxígeno para las cajas superficiales y subsiguientes del modelo.

Por otro lado, identificamos dos principales salidas de oxígeno. La primera es la respiración en la columna de agua, donde los organismos heterótrofos, incluidos bacterias, zooplancton y peces, consumen oxígeno en todas las capas de la columna de agua. Observamos que este proceso transforma el oxígeno disuelto en dióxido de carbono (CO_2) y está influenciado por la biomasa y la actividad metabólica en cada caja. En zonas profundas o con baja circulación, este consumo puede conducir a hipoxia o anoxia, dependiendo de la disponibilidad de oxígeno. La segunda salida relevante es la respiración en los sedimentos. Los microorganismos que habitan en los sedimentos marinos también utilizan oxígeno para descomponer materia orgánica, un proceso particularmente relevante en regiones costeras donde se acumula una mayor cantidad de detritos orgánicos. La difusión de oxígeno desde la columna de agua hacia los sedimentos representa una salida significativa en el modelo.

La ecuación del modelo de cajas es:

$$O_2^{n,k} = f_{cm}^{n,k} O_{2sat}^{n,k}(T, S) + f_s^{n,k} \left[\left(\frac{V_d^{n,k} - V_e^{n,k} - V_{mv}^{n,k}}{V_d^{n,k}} \right) (O_2^{n-1,k} + F^{n,k} - R^{n,k} - R_S^{n,k}) + \frac{V_e^{n,k}}{V_d^{n,k}} O_2^{e,k} + \frac{V_{mv}^{n,k}}{V_d^{n,k}} O_2^{n,k+1} \right] \quad (3)$$

El modelo propuesto incluye:

- Índices de tiempo y de profundidad discretizados: donde n+1 representa el paso de tiempo mensual ($\Delta t=1$ mes), y k+1 representa la discretización de la profundidad de la columna de agua en intervalos de 100 m ($\Delta z=100$ m).

-Flujos de agua horizontales y verticales: donde $V_e = k \cdot V_{cl}$ es el volumen de agua que ingresa al Golfo de México desde la corriente de Lazo en la capa de 0 a 800 m, como una fracción k del flujo total de la

corriente de Lazo (V_{cl}). V_{mv} es el volumen de agua movido por mezcla vertical, calculado a partir del análisis OMP (Figura 3). V_d es el volumen de una capa específica dentro del Golfo de México.

- Tasa de procesos biogeoquímicos: donde F es la tasa mensual de fotosíntesis, R es la tasa mensual de respiración en la columna de agua, R_s es la tasa mensual de respiración en los sedimentos.

- Oxígeno en la capa superficial: donde f_{cm} es la fracción de la capa de superficial que es parte de la capa de mezcla al estar en contacto con la atmósfera (Figura 4). f_s es la fracción de la capa superficial sumergida sin contacto con la atmósfera. $O_{2\text{sat}}^{n,k}$ es la concentración de oxígeno de saturación en la capa superficial, calculada a partir de la temperatura y salinidad (tabla 1). La profundidad de la capa de mezcla por mes se obtuvo de Portela et al., 2018 (Figura 4). Los flujos de entrada y salida se obtuvieron de Sheinbaum et al., 2006 y de Candela et al., 2019 (Figura 5).

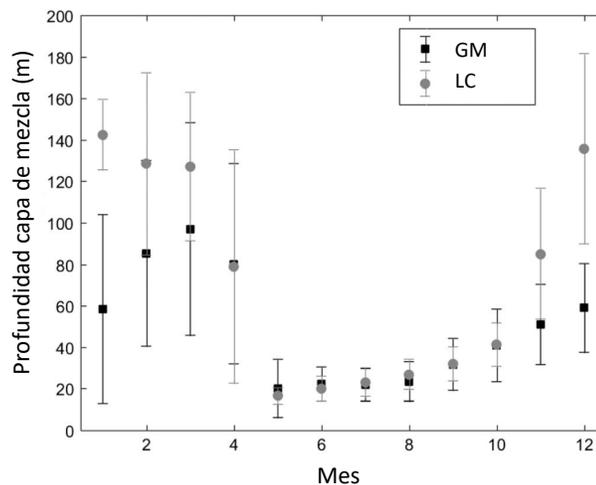


Figura 4. Variabilidad estacional de la profundidad de capa de mezcla en el Golfo de México y en la Corriente de Lazo (figura modificada de Portela et al., 2018)

Para modelar la tasa de consumo de O_2 por profundidad utilizamos la ecuación de Berelson (2001). Esta ecuación describe la caída de carbono orgánico particulado desde la zona eufótica hasta las profundidades del océano, con la pérdida de carbono que ocurre a medida que las partículas se hunden. El modelo asume que las partículas se disuelven o descomponen en el camino hacia el fondo oceánico, y su tasa de descomposición depende de la profundidad. Se expresa como:

$$OP(z) = P_0 \left(\frac{z}{100} \right)^{-k} \quad (4)$$

Donde $P(z)$ es la cantidad de carbono orgánico particulado (COP) a una profundidad z (en m).

P_0 es la cantidad de carbono orgánico particulado en la superficie medida a partir de datos satelitales. k es la constante de decaimiento o tasa de sedimentación. z es la profundidad en metros. La constante de decaimiento k depende de varios factores, incluyendo la calidad del material orgánico, la actividad microbiológica, y la presencia de procesos fisicoquímicos que afectan la descomposición del carbono orgánico.

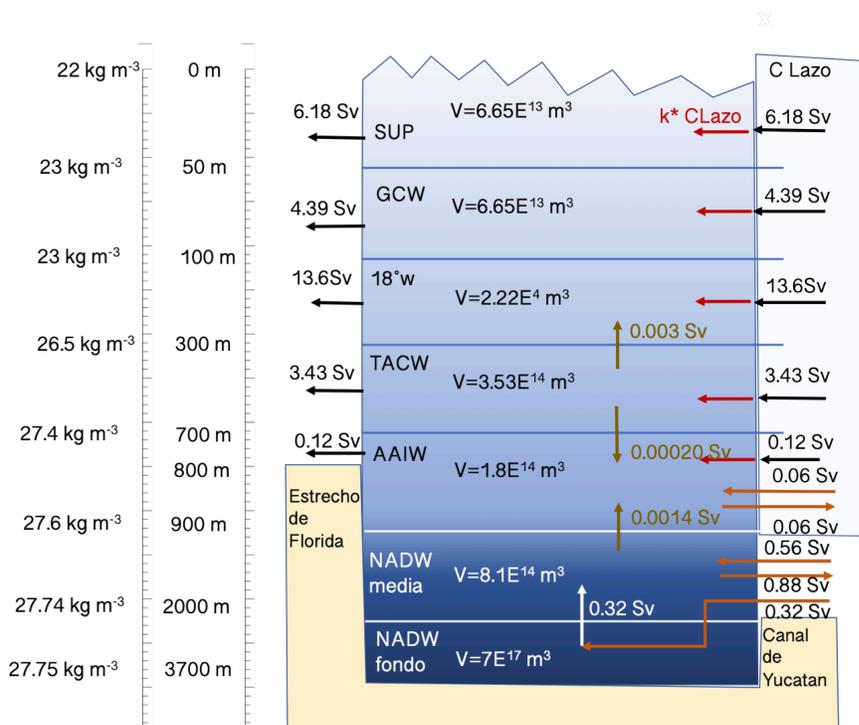


Figura 5. Esquema de masas de agua, profundidad y Corrientes utilizadas en modelo de cajas

Para obtener una ecuación ajustada al Golfo de México se utilizó un estudio realizado por Liu et al. (2019), donde se analizó las concentraciones de COP en la superficie del Golfo de México utilizando sensores de satélites como el *MODIS* (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) para obtener estimaciones de la concentración de materia orgánica particulada a lo largo de varias estaciones del Golfo de México. En este estudio, se reporta que la concentración promedio de carbono orgánico particulado superficial en la región costera del Golfo de México es aproximadamente 1.92 mg C m^{-3} en aguas alejadas de la costa.

El carbono orgánico particulado que llega a 1000 metros muestra una significativa disminución respecto a la concentración superficial debido a la descomposición y mineralización de las partículas durante su

trayecto hacia el fondo. Según un estudio de Muller-Karger et al. (2001), que utilizó trampas de sedimentos para medir la captura de COP en el Golfo de México, la concentración promedio de COP en el centro del Golfo a 1000 m de profundidad es de alrededor de 0.3 mg C m^{-3} . Este descenso en la concentración de COP hacia el fondo refleja la tasa de respiración. A partir de estos dos valores se aproximó una tasa de sedimentación $k = 0.58$ (Figura 7)

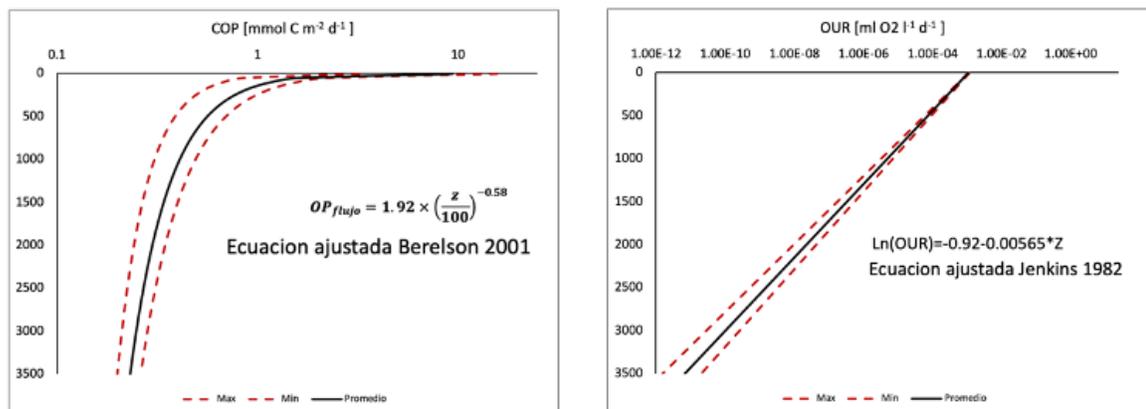


Figura 6. Ecuaciones ajustadas para caída de carbono orgánico particulado y cambio de tasa de consumo de oxígeno por profundidad

El flujo de caída $OP(z)$ de carbono orgánico particulado a una profundidad z está relacionado con la concentración de $COP(z)$ y su velocidad de caída $W(z)$ mediante la siguiente ecuación:

$$F(z) = COP(z) W(z) \quad (5)$$

La velocidad de caída $W(z)$ del COP se reporta de 20 a 50 m día^{-1} en las zonas más alejadas de la costa del Golfo de México (Muller-Karger et al., 2001, Katzenstein et al., 2017). Asumiendo una velocidad de caída constante de 35 m día^{-1} y a partir de la ecuación 5 podemos obtener la concentración de COP a diferentes profundidades y saber cuánto se consume por m. Usando una relación estequiométrica de Redfield calculamos cuanto oxígeno disuelto se consume al consumirse esta materia orgánica, por cada 106 moles de carbono orgánico consumido se consumen 150 moles de O_2 (Redfield 1963, Sarmiento y Gruber, 2006). De esta manera se obtiene una tasa de consumo de oxígeno en $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{ día}^{-1}$ que se puede pasar a $\text{ml l}^{-1} \text{ día}^{-1}$. Una vez conocida la tasa de consumo de oxígeno por día (OUR, por sus siglas en ingles Oxygen Utilization Rate) se ajustó a una ecuación de Jenkins (1982, Figura 6).

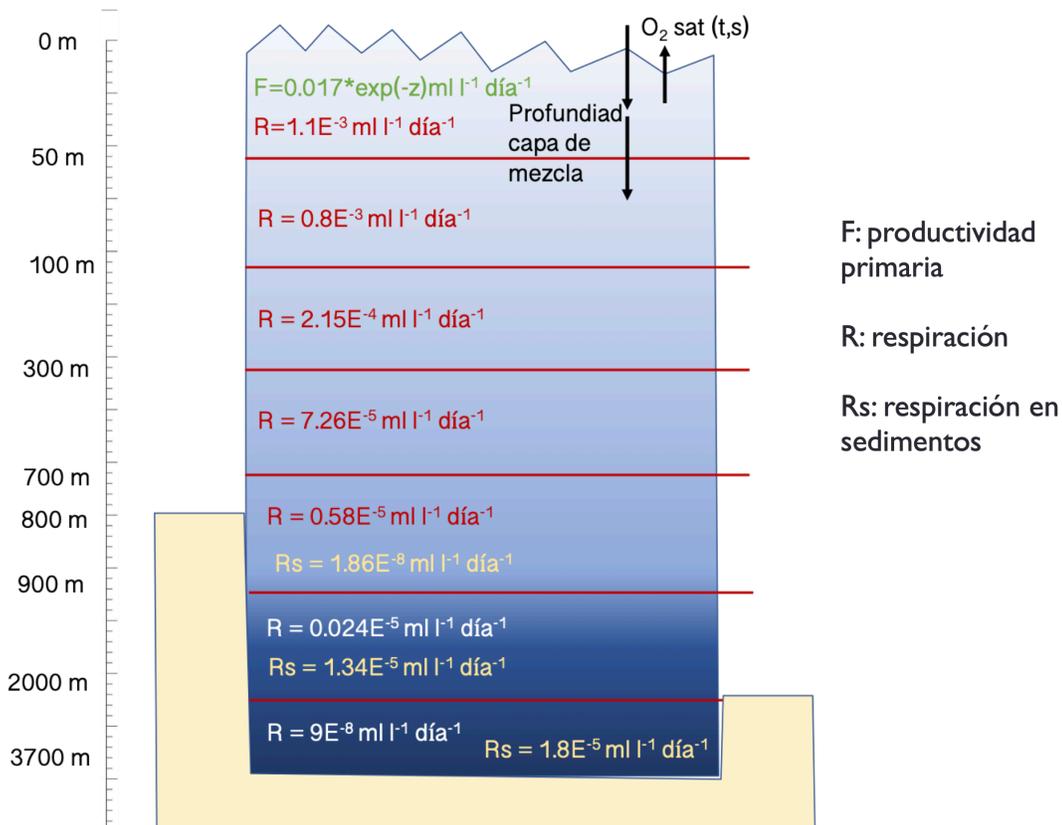


Figura 7. Esquema de variables Biogeoquímicas utilizadas en modelo de cajas

En la capa superficial observamos una diferenciación entre la caja de 0 a 50 metros y la caja de 50 a 100. La caja de 0 a 50 m se ve afectada por el intercambio océano atmósfera como se puede ver sigue de cerca el oxígeno de saturación, mientras que por debajo de la capa de mezcla este intercambio no se lleva a cabo. Sin embargo, la luz solar es suficiente para soportar la fotosíntesis, y la producción de oxígeno por fotosíntesis es mayor que el consumo de oxígeno por respiración. En verano se observa una mayor concentración O_2 de 50 a 100m que de 0 a 50m. En invierno, una vez que la capa de mezcla llega por debajo de la caja de 50 a 100m, el O_2 en ambas cajas superficiales se equilibra con el oxígeno de saturación.

Por debajo de estas cajas empiezan las cajas de masas de agua de acuerdo a sus profundidades obtenidas con el análisis OMP (Figura 3). En estas cajas se buscó el momento en el que el O_2 del modelo llegara a un equilibrio y se acercara al O_2 promedio medido para cada masa de agua (Figura 2). El punto en el que se obtiene ese equilibrio se consideró como el tiempo de residencia promedio de la masa de agua en el interior del Golfo (τ). Este tiempo de residencia en años indica, de acuerdo al modelo, con los parámetros de entradas y salidas del O_2 indicados, cuanto tiempo requiere cada masa de agua para llegar una

concentración de O_2 estable (Figura 10). Al comparar con los tiempos de residencia estimados por Rivas et al., 2005, son aproximados.

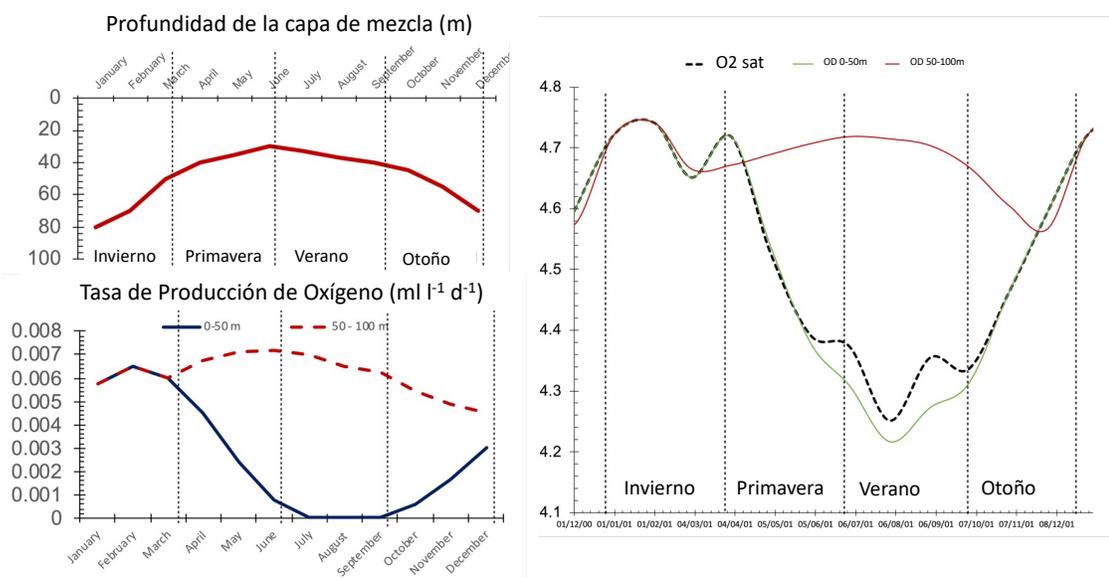


Figura 8. Variabilidad estacional del oxígeno disuelto en el agua superficial del Golfo de México estimada con modelo de cajas

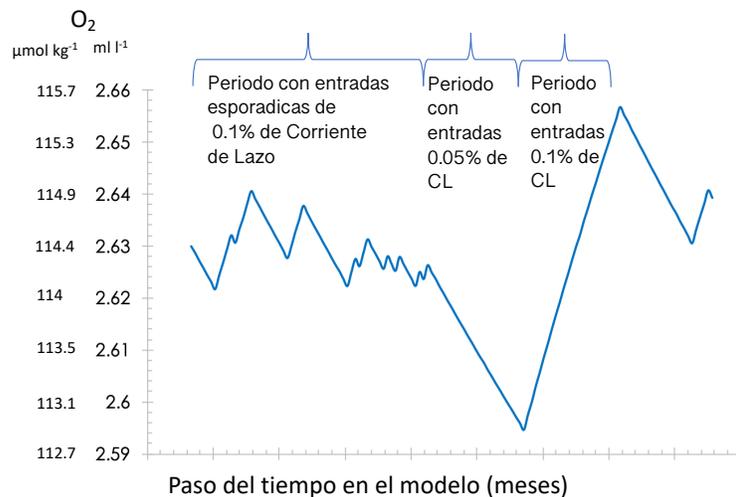


Figura 9. Variabilidad en oxígeno disuelto de masa de agua intermedia con variación en entrada de agua de la corriente de Lazo

En la figura 10 se muestra un experimento realizado en la caja del agua de los 18° , en este caso los flujos de entrada y de salida de agua al Golfo se consideraron variables y se modificaron con entradas esporádicas mayores y menores, para intentar reproducir la variabilidad observada (ver capítulo 3). El

modelo permite estos cambios sin embargo se tienen que realizar de forma manual y para cada caso por lo que es complicado realizar estos cambios.

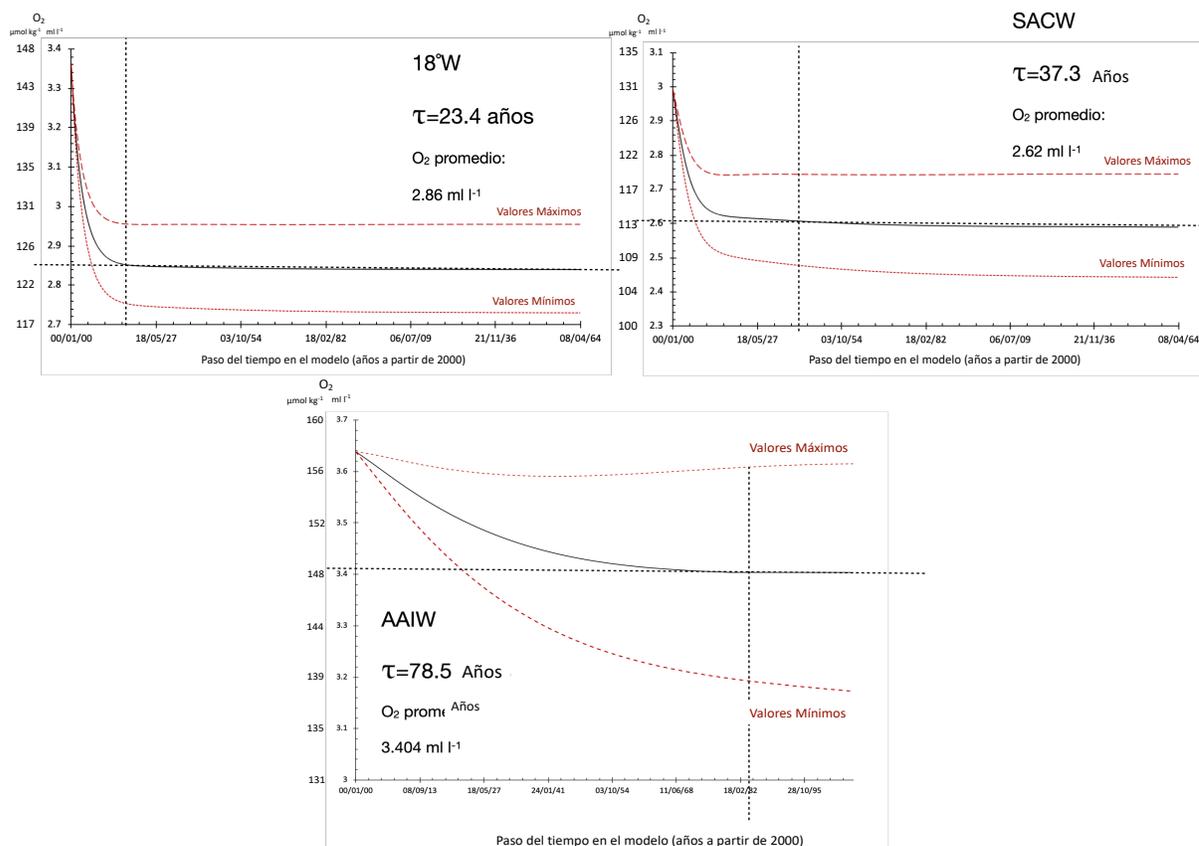


Figura 10. Oxígeno disuelto modelado en masas de agua subsuperficiales

El modelo de cajas de primer orden es altamente simplificado y no captura la complejidad espacial y temporal completa del sistema oceánico. En el Golfo de México, las interacciones entre las masas de agua son más complicadas, ya que existen variaciones en las corrientes oceánicas, la estratificación en bajas escalas y la variabilidad de la producción primaria y las tasas de respiración, que no se pueden modelar adecuadamente con un modelo de cajas de primer orden (Gibson et al., 2020).

El modelo depende de supuestos simplificados sobre los flujos de oxígeno y las tasas de respiración y fotosíntesis, que pueden variar dependiendo de las condiciones ambientales y biológicas locales. En el Golfo de México, estos parámetros pueden cambiar de manera significativa debido a factores como la entrada de nutrientes por ríos (especialmente el río Mississippi), lo que afecta las tasas de producción primaria. Los efectos de entradas de remolinos de la Orriente de Lazo tan poco son fácilmente introducibles al modelo.

Capítulo 3. Efecto de remolinos de la corriente de Lazo en la concentración de oxígeno de la termoclina

3.1 Oxígeno disuelto en la termoclina del Golfo de México

La termoclina principal del océano puede definirse como un volumen permanentemente estratificado ubicado por debajo de la capa de mezcla, ventilado por pulsos provenientes de diferentes fuentes, y donde ocurre un importante consumo de oxígeno debido a la remineralización de materia orgánica. Uno de los procesos que ventilan estas profundidades es la mezcla a lo largo de isopícnas producida por la circulación oceánica (mezcla isopícnal), mientras que la mezcla vertical (mezcla diapícnal) y la difusión de oxígeno desempeñan un papel no fácilmente cuantificable (Oschlies et al., 2018). La desoxigenación de la termoclina ocurre cuando la tasa de consumo de oxígeno supera la tasa de ventilación (Deutsch et al., 2006). Una tendencia global de desoxigenación se ha vinculado con una disminución del contenido de oxígeno en las masas de agua subductantes, impulsada principalmente por el calentamiento del océano, así como por un aumento de la estratificación que reduce los flujos de masas de agua que ventilan esas profundidades (Falkowski et al., 2011; Portela et al., 2020).

Entre los procesos que ventilan las aguas de la termoclina en el océano abierto, se ha observado pero no reportado extensivamente el papel de la advección horizontal por remolinos de mesoescala, debido a las limitaciones de los métodos de observación y la naturaleza altamente variable de la circulación de mesoescala (Gruber et al., 2010; Levin, 2018). El Golfo de México es una región oceánica semi-cerrada fuertemente influenciada por la circulación de mesoescala, donde el efecto de los remolinos de mesoescala en la variabilidad del oxígeno es más fácil de observar que en cuencas más grandes.

La termoclina del GM se puede identificar claramente en el diagrama de temperatura y salinidad potenciales (T-S, Fig. 11) como la capa que muestra un gran cambio de temperatura y salinidad. Por encima de la termoclina principal hay dos masas de agua: el Agua Subtropical Subsuperficial (SUW, por sus siglas en inglés) identificada por un máximo local de salinidad superior a 36.5, que caracteriza las aguas del Caribe en la subsuperficie superior, y el Agua Común del Golfo (GCW), una masa de agua que se origina dentro del Golfo como resultado del enfriamiento y mezcla invernal. Por debajo de la termoclina principal se encuentra el Agua Intermedia Antártica (AAIW), identificada por un mínimo de salinidad que fluye sobre el Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW) (Portela et al., 2018) (Figura 11).

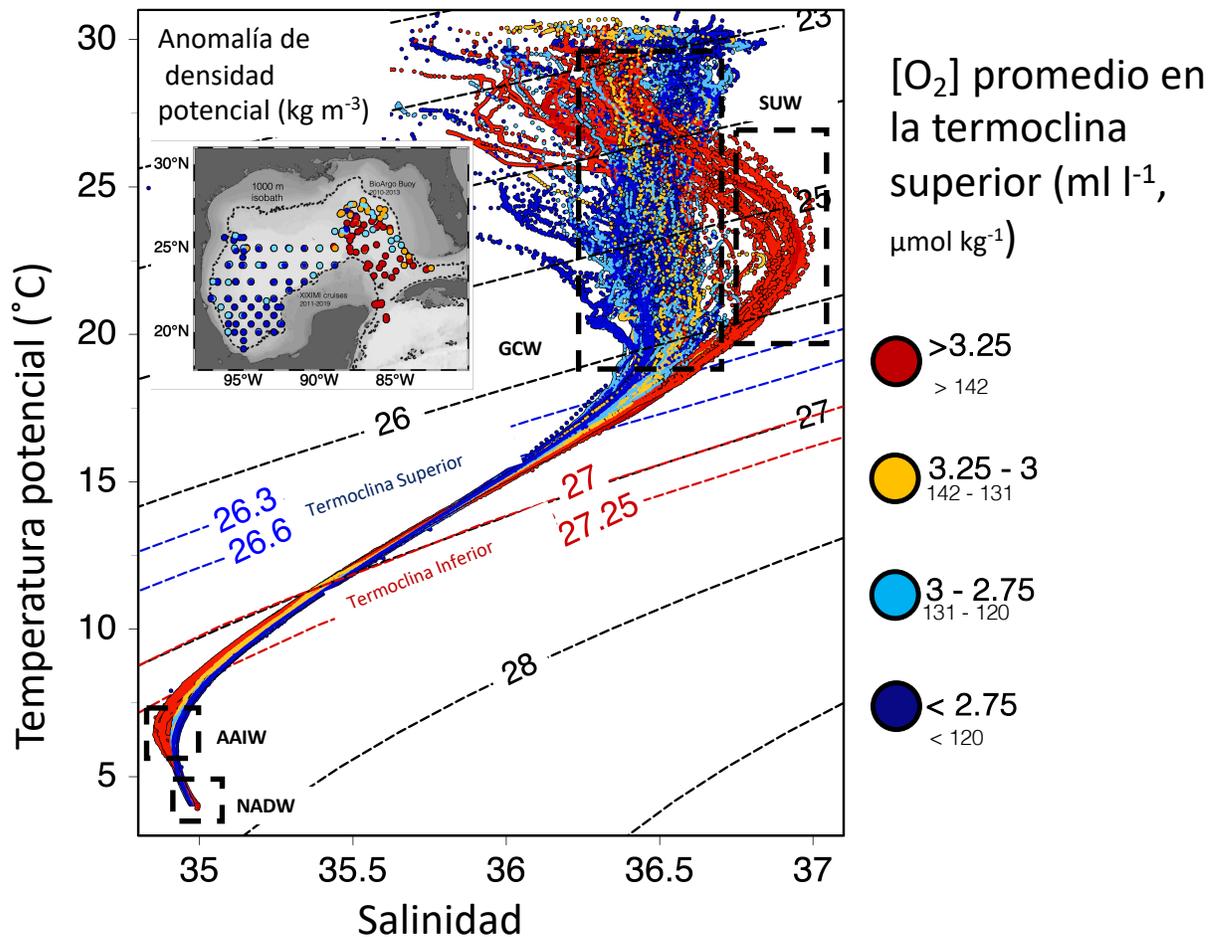


Figura 11. Diagrama TS del Golfo de México con esquema de coloración de acuerdo a rango de oxígeno en la termoclina superior

La variabilidad espacial del oxígeno en la termoclina principal del GM ha sido de interés histórico debido al contraste observado entre los valores de O_2 en las cuencas oriental y occidental (Fig. 2, Tabla 1, Jochens et al., 2005). Este contraste resulta de la intrusión de la Corriente de Lazo (LC), una corriente energética que transporta agua del Caribe a través del Canal de Yucatán hacia el Golfo. La corriente puede extenderse e introducirse en el noreste del GM antes de salir por el Estrecho de Florida hacia el Atlántico Norte o pasar directamente sin intrusión (Maul, 1977; Hurlburt y Thompson, 1980; Athié et al., 2020). Esporádicamente, la LC desprende remolinos anticiclónicos conocidos como Remolinos de la Corriente de Lazo. La frecuencia de desprendimiento de estas estructuras de mesoescala es altamente variable, ocurriendo cada 2 a 18 meses (Leben, 2005), con tamaños variables y diámetros que van de 200 a 400 km (Elliot, 1982) y características reconocibles hasta profundidades de 1000 m (Meunier et al., 2018). Una vez desprendidos, estos remolinos transportan sus aguas caribeñas de la LC hacia la cuenca del GM, mezclándose con las

aguas del interior del Golfo y perdiendo coherencia en su camino hacia el límite occidental del GM (Meunier et al., 2018, 2020).

La termoclina principal de la LC está compuesta por dos masas de agua identificadas históricamente por su contenido de oxígeno contrastante (Morrison y Nowlin, 1977). Su límite superior se encuentra en un rango de anomalía de densidad potencial σ_θ : 26.3 a 26.6 kg m⁻³: el agua de dieciocho grados (18°, también conocida como Agua del Mar de los Sargazos a 18° o Agua de Modo Subtropical Norte), generalmente identificada por un máximo local de O₂ (Figuras 11, 12 y 13). La alta concentración relativa de O₂ en esta masa de agua resulta de la mezcla en una capa de mezcla profunda y casi uniforme de temperatura durante el invierno en el norte del Mar de los Sargazos, donde se origina (Kwon y Riser, 2004; Billheimer et al., 2021). En el Caribe, se reportó inicialmente en la Cuenca Venezolana Oriental con un O₂ de 3.8 ± 0.2 ml l⁻¹ (Kinard et al., 1974) y en la LC en el este del GM con valores de oxígeno de 3.6 ± 0.2 ml l⁻¹ (Morrison y Nowlin, 1977). El límite inferior de la termoclina de la LC, centrado en σ_θ : 27 a 27.25 kg m⁻³, está compuesto por el Agua Central Tropical del Atlántico (TACW), identificada en la LC con un mínimo de O₂ de 3.05 ± 0.2 ml l⁻¹ (Morrison y Nowlin, 1977). (En este trabajo se usa la convención habitual de media ± una desviación estándar para reportar todos los valores).

En contraste con las concentraciones relativamente altas de oxígeno observadas en la termoclina principal de la LC, el oeste del GM muestra niveles de O₂ notablemente más bajos (Tabla 3, Figuras 11, 12 y 13), lo que implica un mayor tiempo de residencia dentro del GM (Rivas et al., 2005). El mayor contraste se observa en la termoclina superior a $\sigma_\theta = 26.5$ kg m⁻³, mostrando una disminución de este a suroeste de hasta 0.8 ml l⁻¹ vinculada a la erosión del máximo local de oxígeno que identifica al 18° en el Caribe y la LC (Jochens et al., 2005). La termoclina inferior muestra una disminución similar pero menor en O₂ de 0.35 ml l⁻¹ con respecto a la LC (Morrison et al., 1983). El claro contraste entre el contenido de oxígeno de la LC y el oeste del GM puede ser un indicador del intercambio de agua entre la LC y el interior del GM (Rivas et al., 2005).

Según Rivas et al. (2005), la ventilación de la termoclina del Golfo de México (GM) está fuertemente controlada por el intercambio de agua entre las aguas de la Corriente de Lazo (LC) relativamente altas en O₂ y el interior del GM. Por lo tanto, los valores contrastantes de oxígeno observados entre la LC y el centro y oeste del GM implican un intercambio relativamente lento entre las aguas de la LC y las del interior del Golfo. Se ha estimado que el volumen anual intercambiado en los primeros 700 m entre ambas regiones es de solo el 10% del flujo anual de la LC, y la mayor parte de este intercambio se atribuye al desprendimiento esporádico de remolinos de la Corriente de Lazo (LCEs) y su movimiento hacia el oeste

(Maul, 1980). En consecuencia, los cambios en los volúmenes de masas de agua intercambiadas entre la LC y el oeste del GM, impulsados por la variabilidad en el desprendimiento de los LCEs, podrían conducir a cambios en el contenido de oxígeno de la termoclina en las aguas del interior del GM, de forma similar a lo observado en el Atlántico Norte, donde se ha demostrado que el transporte de oxígeno por remolinos es un mecanismo importante para la ventilación de las aguas de la termoclina (Robbins et al., 2000; Brandt et al., 2015; Hanh et al., 2017; Pitcher et al., 2021).

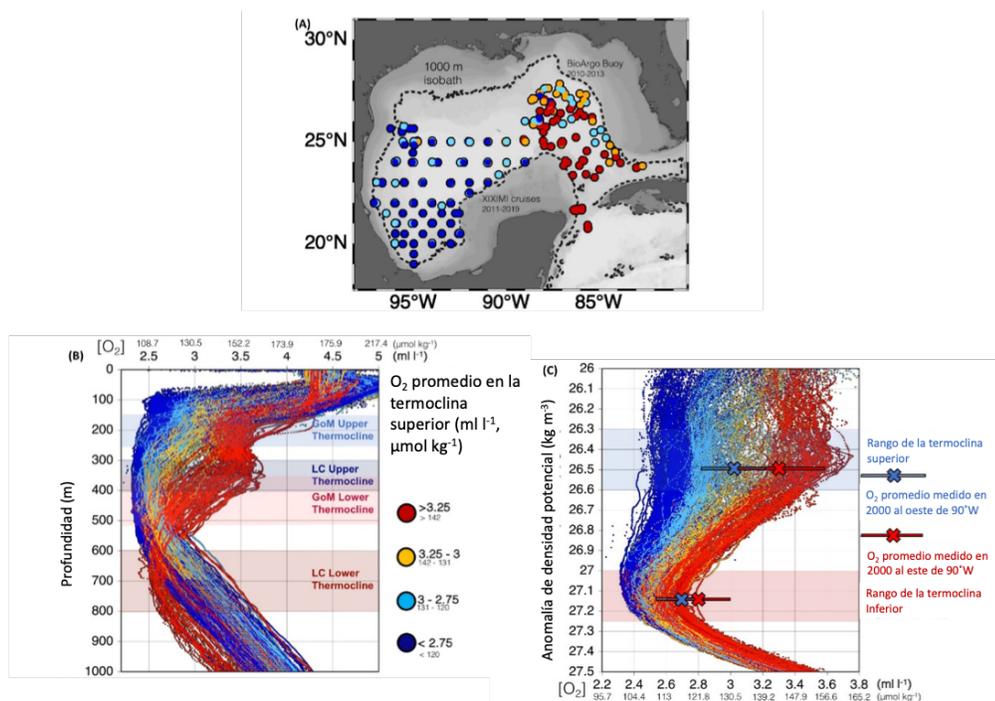


Figura 12. a) Mapa de estaciones XIXIMI y BioARGO. b) perfiles de oxígeno contra profundidad. c) perfiles de oxígeno contra densidad

Los datos de altimetría satelital permiten identificar la posición de la LC, el tamaño de los LCEs y su momento de desprendimiento (Figura 14, Leben, 2005; Hall y Leben, 2016), pero la escasez de series temporales de oxígeno en las profundidades del GM ha dificultado hasta ahora evaluar el efecto de los desprendimientos de LCEs en la variabilidad del oxígeno. Aquí utilizamos los nuevos datos de oxígeno recopilados en seis cruceros y dos flotadores BioARGO obtenidos entre 2010 y 2023, junto con los datos de altimetría (métricas de LCEs) para estudiar los efectos de los LCEs en la variabilidad de la concentración de oxígeno en el GM (Figura 14). Además proponemos un modelo de caja simple que considera a los LCEs como la única fuente de ventilación de las aguas de la termoclina del GM, con el objetivo de reproducir tanto las mediciones históricas como las nuevas de oxígeno (Figuras 17 y 18).

Tabla 3. Concentraciones promedio de oxígeno en la termoclina superior e inferior del Golfo de México al este de 90° W y al oeste de 90°W reportadas en este trabajo y en trabajos previos.

Oxígeno promedio (ml l ⁻¹ , μmol kg ⁻¹)			
Este de 90° W (Corriente de Lazo y Canal de Yucatan)		Oeste de 90° W	
σ_{θ} (kg m ⁻³) 26.3-26.6	σ_{θ} 27-27.15	σ_{θ} 26.3-26.6	σ_{θ} 27-27.25
3.60 ± 0.20 157 ± 9	3.05 ± 0.20 133 ± 9	3.0 ± 0.20 * 131 ± 9	2.70 ± 0.20 117 ± 9
1972 Morrison and Nowlin, 1977	1972 Morrison and Nowlin, 1977	1978 Morrison et al., 1983	1978 Morrison et al., 1983
3.40 ± 0.20 * 148 ± 9	2.80 ± 0.20 * 122 ± 9		
1999 - 2000 Rivas et al., 2005	1999 - 2000 Rivas et al., 2005		
3.30 ± 0.30 * 144 ± 13	2.80 ± 0.20 * 122 ± 9	3.0 ± 0.20 * 130 ± 9	2.7 ± 0.15 * 117 ± 6
2000 - 2001 Jochens and DiMarco, 2008	2000 - 2001 Jochens and DiMarco, 2008	2000 - 2001 Jochens and DiMarco, 2008	2000 - 2001 Jochens and DiMarco, 2008
3.23 ± 0.25 141 ± 11	2.54 ± 0.07 110 ± 3	2.75 ± 0.25 ** 120 ± 11	2.40 ± 0.20 ** 104 ± 9
2010 - 2013 BioARGO 1 Buoy	2010 - 2013 BioARGO 1 Buoy	2010 - 2017 Portela et al., 2018	2010 - 2017 Portela et al., 2018
3.37 ± 0.21 147 ± 8	2.66 ± 0.08 11 ± 4	2.75 ± 0.17 120 ±	2.46 ± 0.07 107 ± 3
2011 - 2019 XIXIMI cruises	2011 - 2019 XIXIMI cruises	2011 - 2019 XIXIMI cruises	2011 - 2019 XIXIMI cruises

* Las primeras dos columnas corresponden a datos estimados basados en figuras, mientras que las columnas 3 y 4 de la tabla son datos de giros anticiclónicos.

Los datos de oxígeno utilizados en este estudio fueron recolectados durante los cruceros XIXIMI, llevados a cabo por el Consorcio de Investigación del Golfo de México (CIGOM) a bordo del RV/Justo Sierra entre 2011 y 2019, con fechas listadas en la Tabla 3. Los valores de oxígeno de los cruceros XIXIMI se midieron con un CTD equipado con un sensor de oxígeno SBE43 calibrado y los datos fueron nuevamente calibrados

a bordo siguiendo el método de micro-Winkler (Furuya y Harada, 1995). El arreglo de estaciones intentó mantenerse lo más uniforme posible entre cruceros, con una resolución espacial de aproximadamente 1° (Figura 16). Durante el crucero XIXIMI-5 se muestreó el centro del LCE Poseidon, y en los cruceros XIXIMI-6 y 7 se recolectaron muestras adicionales de la cuenca superior norte del Caribe, así como durante XIXIMI-7, cuando se muestrearon cuatro estaciones adicionales en el noroeste del GM. Lamentablemente, los "Nortes" (frentes fríos con vientos del norte) durante XIXIMI-3 y los ciclones tropicales durante XIXIMI-6 y 7 no permitieron completar el muestreo planeado en todos los cruceros (Figura 13). A pesar de estas lagunas, el área muestreada se considera representativa de la región profunda del GM ya que abarca un área espacial considerable, incluyendo estaciones en el Canal de Yucatán y en el noroeste del Caribe (Figuras 11, 12 y 13).

Además de los datos de los cruceros, se utilizaron mediciones de oxígeno de dos flotadores BioARGO biogeoquímicos 4901043 (BioARGO 1, Figuras 11 y 12) y 4903622 (BioARGO 2, Figura 18) (<https://biogeochemical-argo.org>) para realizar comparaciones de valores con los cruceros XIXIMI y obtener cobertura espacial del noreste profundo del GM. Las mediciones de BioARGO presentadas aquí (Tabla 3, Figuras 11, 12 y 18) son las mediciones crudas sin trabajo posterior de calibración, por lo que los sensores pueden presentar errores de desplazamiento y deriva de hasta un 5% anual después de su despliegue (Bushinsky et al., 2016). Una técnica de corrección en ausencia de mediciones cercanas calibradas de oxígeno emplea la climatología WOCE para corregir errores de primer orden (Takeshita et al., 2013); sin embargo, no se aplicó aquí ya que este método sesgaría los datos de flotadores hacia una climatología basada en datos de los años 1980-90, oscureciendo en cierta medida las concentraciones de oxígeno de la última década. Reconocemos la necesidad de datos BioARGO corregidos para futuros análisis. Sin esta calibración, las mediciones de BioARGO muestran la misma tendencia hacia concentraciones más bajas de oxígeno que los resultados calibrados de $[O_2]$ de los cruceros XIXIMI (Tabla 3) por encima de la precisión o errores de deriva reportados para los sensores (Uchida et al., 2008).

Utilizamos los algoritmos TEOS-10 para calcular la salinidad absoluta, la temperatura potencial y la densidad potencial (ambas referenciadas a la superficie) a partir de las mediciones de CTD de los cruceros y ARGO. La termoclina superior e inferior se identificaron en los rangos de densidad de 26.3 a 26.6 kg m^{-3} y de 27 a 27.25 kg m^{-3} , respectivamente, siguiendo rangos similares previamente reportados (Tabla 3, Figuras 11, 12 y 15) y asegurando que tanto el máximo local de O_2 del agua de 18° en la LC como el mínimo de O_2 del TACW en la LC y el oeste del GM fueran bien capturados (las aguas de la termoclina media presentan valores transicionales de O_2 entre estos dos extremos). Los valores de O_2 están en el texto y figuras en ml l^{-1} para mantener consistencia con las unidades históricamente reportadas en estudios del

GM (Tabla 1). Dado que la unidad $\mu\text{mol kg}^{-1}$ es la más comúnmente reportada en la literatura reciente, se realizó la conversión a esta unidad utilizando la ecuación TEOS-10 basada en la densidad potencial calculada.

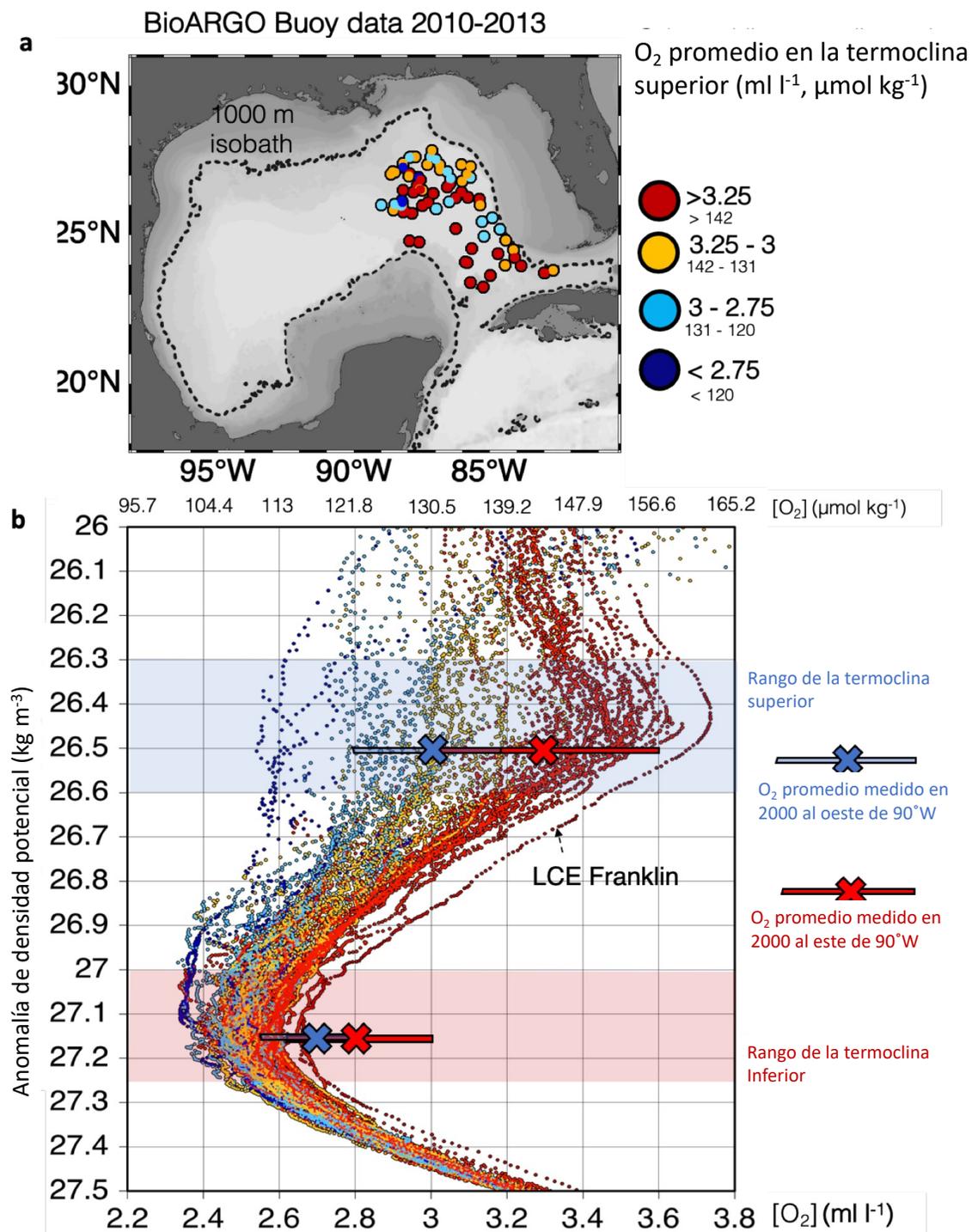


Tabla 4. Concentraciones de oxígeno en cada crucero XIXIMI en la termoclina superior e inferior.

Campaña	Fecha	O ₂ (ml l ⁻¹ , μmol kg ⁻¹)					
		Agua de la Corriente de Lazo		n (Número de estaciones)	Agua del interior del Golfo		n
		Upper 26.3-26.6	Lower 27-27.25		Upper 26.3-26.6	Lower 27-27.25	
XIXIMI-2	2/07/2011 a 12/07/2011	3.55 ± 0.08 155 ± 3	2.74 ± 0.05 119 ± 2	7	2.78 ± 0.17 121 ± 7	2.50 ± 0.04 109 ± 2	33
XIXIMI-3	13/02/2013 a 10/03/2013	3.56 ± 0.06 155 ± 3	2.68 ± 0.05 117 ± 2	3	2.82 ± 0.12 123 ± 5	2.52 ± 0.07 110 ± 3	33
XIXIMI-4	27/08/2015 a 16/09/2015	3.45 ± 0.06 150 ± 3	2.74 ± 0.04 119 ± 2	11	2.88 ± 0.22 125 ± 10	2.49 ± 0.09 108 ± 4	44
XIXIMI-5	10/06/2016 a 24/06/2016	3.38 ± 0.07 147 ± 3	2.66 ± 0.05 116 ± 2	5	2.84 ± 0.11 124 ± 5	2.50 ± 0.06 109 ± 3	35
XIXIMI-6	19/08/2017 a 7/09/2017	3.49 ± 0.07 152 ± 3	2.69 ± 0.06 117 ± 3	12	2.65 ± 0.05 115 ± 2	2.41 ± 0.05 105 ± 2	36
XIXIMI-7	9/05/2019 a 7/06/2019	3.37 ± 0.07 147 ± 3	2.68 ± 0.04 117 ± 2	10	2.61 ± 0.09 113 ± 4	2.40 ± 0.05 104 ± 2	22
O₂ promedio		3.47 ± 0.08 151 ± 3	2.7 ± 0.03 117 ± 2	80	2.76 ± 0.11 120 ± 5	2.47 ± 0.05 107 ± 2	247

Los valores promedio de O₂ en la termoclina superior e inferior se calcularon para cada perfil de los cruceros XIXIMI y los flotadores BioARGO. Con el objetivo de simplificar la visualización de los datos y la comparación entre cruceros, cada perfil fue etiquetado con un código de color según el valor promedio de oxígeno en la termoclina superior en el rango de densidad de 26.3 a 26.6 kg m⁻³ (donde el cambio espacial y temporal de O₂ fue más pronunciado) utilizando los siguientes criterios (aplicados en las figuras 11, 12, 13, 15 y 19, código de color entre paréntesis):

- Agua de la Corriente de Lazo (rojo): O₂ > 3.25 ml l⁻¹ (142 μmol kg⁻¹)
- Agua Transicional 1 (naranja): 3–3.25 ml l⁻¹ (131–142 μmol kg⁻¹)

- Agua Transicional 2 (cian): $2.75\text{--}3\text{ ml l}^{-1}$ ($120\text{--}131\text{ }\mu\text{mol kg}^{-1}$)
- Agua Residencial del interior del GM (azul): $\text{O}_2 < 2.75\text{ ml l}^{-1}$ ($120\text{ }\mu\text{mol kg}^{-1}$)

El mapa de ubicaciones de las estaciones XIXIMI y perfiles BioARGO (Figuras 11 y 12), así como los perfiles de O_2 trazados contra la profundidad (Figura 12) y contra la anomalía de densidad potencial (Figura 12) se presentan con el mencionado código de color. Las profundidades promedio para la termoclina superior e inferior de la LC se estimaron usando todos los perfiles identificados como agua de la Corriente de Lazo, mientras que las profundidades promedio para la termoclina superior e inferior del GM se estimaron usando todos los perfiles identificados como agua transicional 1 y 2 y agua residencial (Figura 12).

Las métricas de la LC (Corriente de Lazo) y los LCEs (Remolinos de la Corriente de Lazo) se calcularon a partir de los datos globales del producto L4 de alturas del nivel del mar (SSH, por sus siglas en inglés) y variables derivadas, reprocesados desde 1993 hasta 2019, distribuido por Copernicus (<https://doi.org/10.48670/moi-00148>). De acuerdo con Leben (2005) y Hall y Leben (2016), se utilizaron datos diarios de SSH en mallas corregidas por señales estéricas desde el 1 de enero de 2000 hasta el 31 de diciembre de 2019 para identificar la posición de la LC y los LCEs, siguiendo el contorno de 17 cm de SSH. El código LCT identifica el momento en que el contorno de 17 cm se separa de la LC.

3.2 Relación entre los giros desprendidos de la corriente de Lazo y la concentración del oxígeno disuelto en la termoclina del Golfo de México

Para este trabajo, la fecha de desprendimiento de un LCE se estimó como la fecha inicial en la que el contorno de 17 cm de la LC se separó en dos porciones sin volver a unirse. El área de los LCEs se estimó calculando el promedio y la desviación estándar de su área diaria durante los primeros 30 días después del desprendimiento. Este período de 30 días se seleccionó arbitrariamente, pero parece proporcionar una estimación adecuada de su área, dadas las escalas temporales de desarrollo de los LCEs. La desviación estándar promedio fue de aproximadamente $\pm 10\%$. Las fechas de desprendimiento y áreas de los LCEs (Figura 14) se utilizaron para comparar la frecuencia de desprendimiento de los LCEs y el área total desprendida durante las décadas de 2000–2009 y 2010–2019, así como para establecer parámetros en el modelo de caja descrito en la sección 4. Las posiciones calculadas de la LC y los LCEs se representan en la Figura 3 como mapas de superficie que muestran el contorno promedio de 17 cm de SSH durante los días

en que se realizaron los cruceros, junto con valores promedio mensuales del contorno de 17 cm de SSH en 3, 6, 9 y 12 meses antes de las fechas de los cruceros (Figura 15).

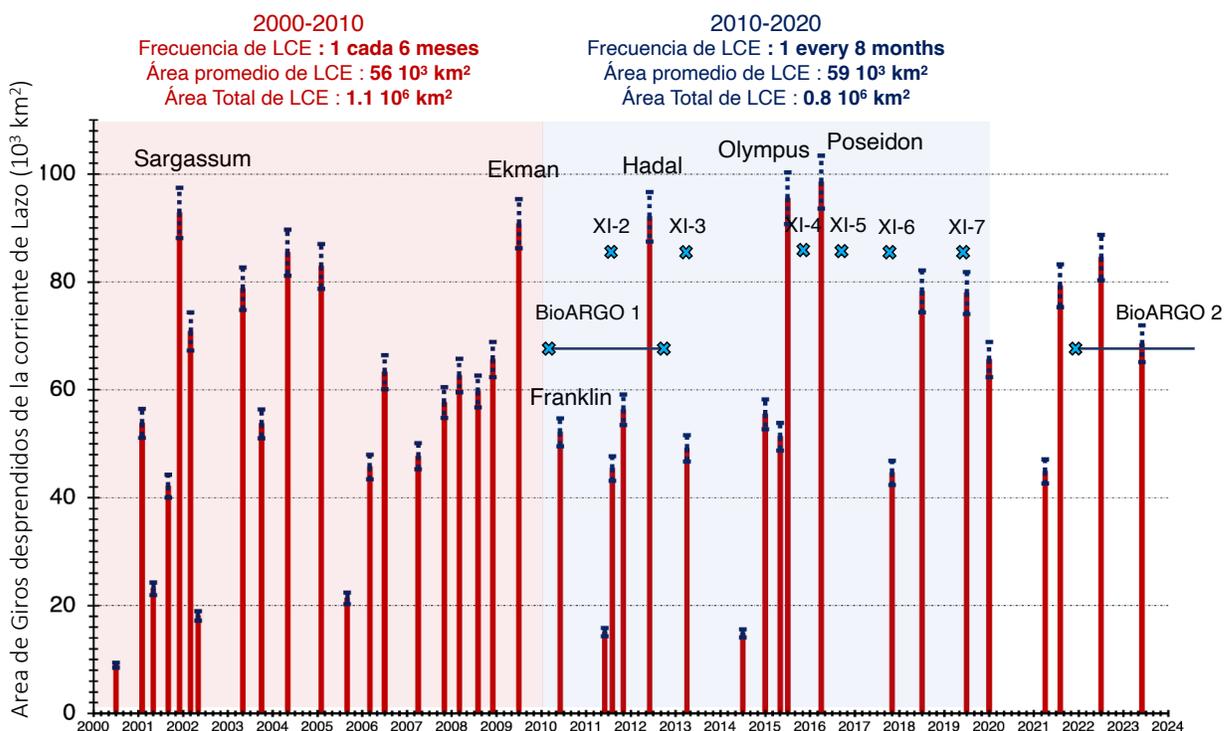


Figura 14. Área de giros desprendidos de la corriente de Lazo de 2000 a 2024

Todos los datos de oxígeno utilizados en este trabajo se muestran en la Figura 15. El mapa de estaciones (Figuras 11, 12 y 13) muestra las ubicaciones de todos los perfiles XIXIMI y BioARGO con codificación por colores según los valores de oxígeno en la termoclina superior, para ilustrar la variabilidad espacial de $[O_2]$. La Figura 2b presenta los perfiles de O_2 trazados contra la profundidad de 0 a 1000 m, indicando el intervalo de profundidad promedio de las termoclinas superior e inferior como intervalos sombreados para identificar las diferencias de profundidad de las isopícnas en la LC y el interior del GM, respectivamente. La Figura 12c muestra los perfiles de O_2 trazados contra la anomalía de densidad potencial de 26 a 27.5 $kg\ m^{-3}$, haciendo un zoom en el rango de densidad de la termoclina principal. Graficar el oxígeno contra la densidad facilita la comparación de valores de oxígeno de la termoclina en la LC y en el GM, eliminando las diferencias de profundidad de las isopícnas causadas por su distinta estratificación y circulación.

Las concentraciones máximas en la termoclina superior ($[O_2]^{TS}$) superiores a 3.25 $ml\ l^{-1}$ se observan consistentemente en las aguas del Caribe y de la LC (Fig. 1a). Cada crucero XIXIMI y perfil BioARGO

confirman que los valores promedio más altos de $[O_2]^{TS}$ ($\geq 3.25 \text{ ml l}^{-1}$) y $[O_2]^{TI}$ ($\geq 2.6 \text{ ml l}^{-1}$) corresponden respectivamente a las aguas de la termoclina superior e inferior del Caribe, el Canal de Yucatán y dentro del GM hasta una penetración máxima de la LC en el oeste de 87° W .

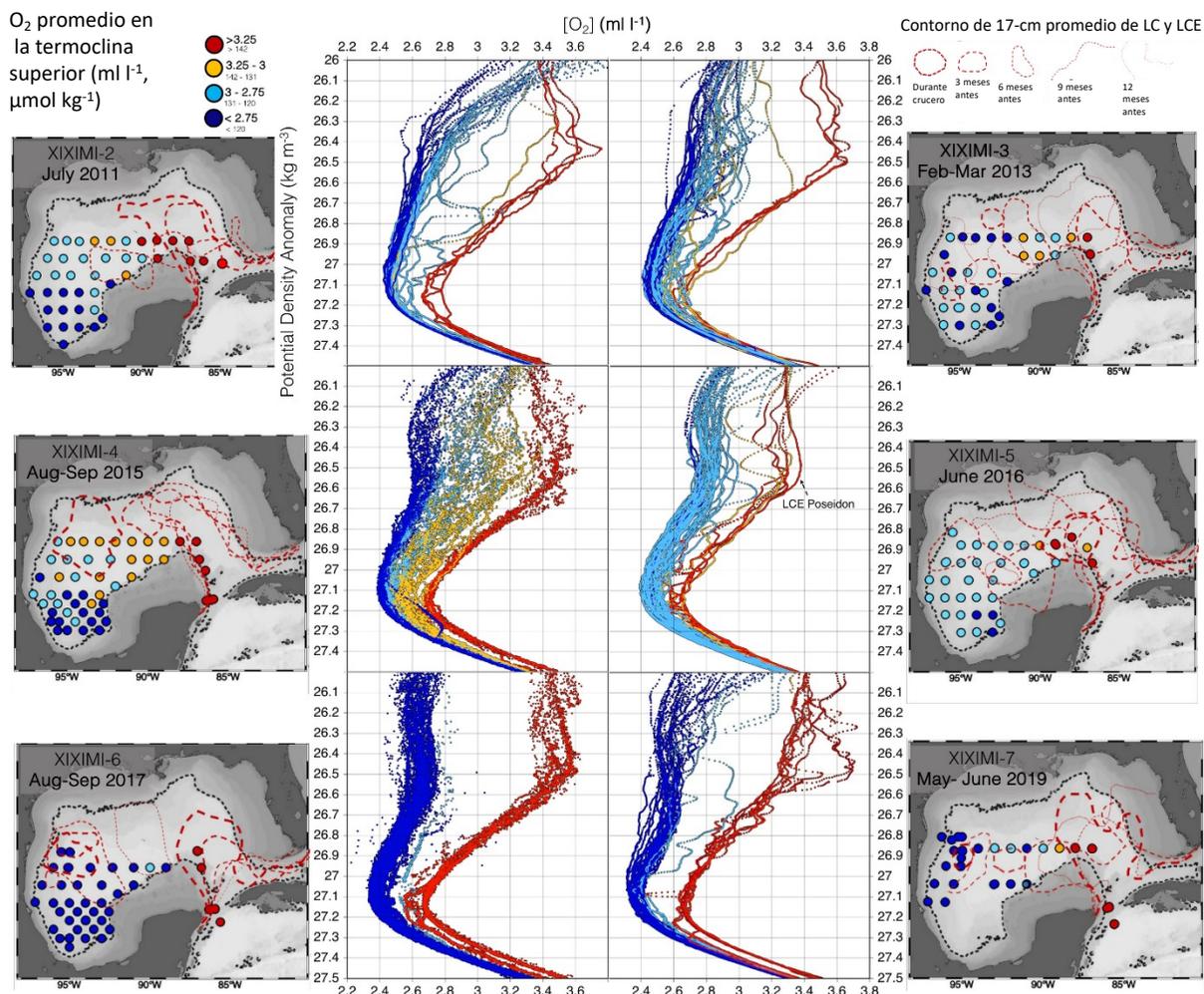


Figura 15. Perfiles en densidad del oxígeno disuelto durante cruceros XIXIMI, con mapas de estaciones y contornos de corriente de Lazo y de giros desprendidos

Los perfiles de oxígeno de BioARGO se tomaron principalmente dentro del área de influencia de la LC al este de 90° W (Figura 12). De los 76 perfiles totales de BioARGO, 32 mostraron un valor promedio de $[O_2]^{TS}$ igual o superior a 3.25 ml l^{-1} (considerados como aguas de la LC), 24 se consideraron aguas de transición y solo 4 mostraron valores inferiores a 2.75 ml l^{-1} , considerados como aguas residuales del interior del GM. Los datos de XIXIMI muestran un patrón similar, con los valores más altos de $[O_2]^{TS}$ ubicados en el área de la LC.

Comparación de mediciones históricas y recientes de oxígeno:

1. Al este de 90° W: Las concentraciones de oxígeno en la termoclina superior han mostrado valores muy similares en las últimas dos décadas, con un rango promedio de ($[O_2]^{TS}$) de 3.23 ± 0.25 ml l⁻¹ (BioARGO) a 3.40 ± 0.20 ml l⁻¹ en 2000 (Rivas et al., 2005). Los valores promedio de XIXIMI entre 2011-2019 caen intermedios con 3.37 ± 0.21 ml l⁻¹, lo que sugiere que los cambios recientes en oxígeno en la termoclina superior del GM no se deben a cambios en las aguas fuente de la LC.
2. Termoclina inferior al este de 90° W: En las últimas dos décadas, las concentraciones han disminuido, pasando de $[O_2]^{TI} = 2.8 \pm 0.25$ ml l⁻¹ (2000) a 2.66 ± 0.08 ml l⁻¹ (XIXIMI) y 2.54 ± 0.07 ml l⁻¹ (BioARGO). Esto sugiere una tendencia a la desoxigenación de la termoclina inferior del Caribe, que podría estar influyendo en el GM.
3. Al oeste de 90° W: Las concentraciones en la termoclina superior e inferior han disminuido desde los valores promedio de ($[O_2]^{TS}$) = 3.0 ± 0.20 ml l⁻¹ y $[O_2]^{TI} = 2.7 \pm 0.20$ ml l⁻¹ reportados en 1978 y 2000 a $[O_2]^{TS} = 2.75 \pm 0.20$ ml l⁻¹ y $[O_2]^{TI} = 2.46 \pm 0.07$ ml l⁻¹ en los cruceros XIXIMI.

Estas observaciones sugieren que los cambios en el contenido de oxígeno en la termoclina superior pueden deberse a procesos dentro del GM, mientras que los cambios en la termoclina inferior pueden estar relacionados tanto con cambios en las aguas fuente de la LC como con procesos internos del GM.

La combinación de estos conjuntos de datos sugiere un mecanismo específico para explicar el balance de oxígeno en la termoclina del GM. En la Sección 3.4 se propone un modelo simple que vincula la concentración de oxígeno de la termoclina con los desprendimientos de LCEs y su presencia en el interior del GM.

Mientras que la principal preocupación sobre la desoxigenación en el Golfo de México (GM) es la expansión de la “zona muerta” de bajo oxígeno en las aguas de la plataforma norte (Rabalais et al., 2002), en la región de aguas profundas del Golfo (aquí delimitada como la región con profundidades mayores a 1000 m; Figuras 1, 2 y 3), las mediciones obtenidas durante la década 2010-2020 sugieren otra tendencia de desoxigenación, de menor magnitud, en la termoclina principal (Tabla 1), que no había sido abordada previamente.

Un análisis de regresión lineal utilizando las concentraciones de oxígeno reportadas en 2000 (Jochens y DiMarco, 2008) y los nuevos datos de cruceros de 2011 y 2019 presentados aquí (Tabla 2), muestra una tendencia decreciente de $-0.016 \text{ ml l}^{-1} \text{ año}^{-1}$ ($-7.1 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1} \text{ década}^{-1}$) en la termoclina superior ($r^2=0.63$, $p=0.034$) y de $-0.014 \text{ ml l}^{-1} \text{ año}^{-1}$ ($-6.4 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1} \text{ década}^{-1}$) en la termoclina inferior ($r^2=0.92$, $p<0.001$; Figura 18).

Los datos muestran claramente que el contenido de oxígeno en las aguas de la termoclina (definida mediante un rango de densidad potencial) provenientes del Caribe es mayor que en el interior del Golfo de México. Además, está bien establecido que las aguas de origen caribeño ingresan al GM a través de la LC y su irregular desprendimiento de LCEs con periodicidades que van de unos meses a más de un año, desplazándose luego hacia el oeste hacia el interior del Golfo (Jochens y DiMarco, 2008; Portela et al., 2018; Meunier et al., 2020). Usando observaciones de altimetría e hidrográficas, encontramos diferencias notables en las mediciones de $[O_2]$ durante los cruceros XIXIMI, que coinciden con la presencia/ausencia de LCEs en la región (Figura 13). Este hallazgo, junto con: a) la ausencia de cambios drásticos en el carbono orgánico particulado (POC) reportados por Contreras et al. (2023); b) la falta de cambios sustanciales en la productividad superficial según observaciones satelitales (Li et al., 2022); y c) la falta de evidencia de un incremento en la temperatura de la termoclina (Tabla 3), sugiere que los LCEs son la principal fuente de oxígeno para las aguas de la termoclina del GM.

Mientras que los dos primeros cruceros XIXIMI se planificaron en diferentes estaciones (verano e invierno) para observar la variabilidad estacional en las profundidades del Golfo de México (GM), los siguientes cruceros se planificaron todos durante el verano con el objetivo de observar la variabilidad interanual. Los cruceros XIXIMI-4, 5 y 6 comparten un total de 24 estaciones ubicadas en los mismos puntos (Fig. 5), lo que permite una comparación directa entre veranos consecutivos sin el ruido causado por un muestreo heterogéneo.

Considerando la diferencia promedio de oxígeno entre cruceros consecutivos como una tasa anual de cambio de oxígeno según la ecuación 6:

$$\Delta O_2^i = V_{[O_2]}^i - OUR^i \quad (6)$$

Este cambio puede ser positivo o negativo y representa el resultado neto de una tasa de ventilación $V[O_2]$ (el flujo neto de oxígeno hacia el GM occidental como volumen de control mediante advección y difusión) menos una tasa de utilización de oxígeno (OUR, por sus siglas en inglés, que representa el consumo neto

de oxígeno por respiración biológica, Jenkins, 1982). Por lo tanto, una tasa de cambio de oxígeno negativa indica una reducción neta de oxígeno.

La tasa de cambio de oxígeno de XIXIMI-4 (agosto de 2015) a XIXIMI-5 (junio de 2016) fue $\Delta[O_2]^{TS} -0.5 \pm 0.06 \text{ ml l}^{-1} \text{ año}^{-1}$ (no significativa según la prueba de Kruskal-Wallis, $p=0.25$) y $\Delta[O_2]^{TI} = 0 \text{ ml l}^{-1} \text{ año}^{-1}$, mientras que ΔO_2^i de XIXIMI-5 (junio de 2016) a XIXIMI-6 (agosto de 2017) fue $\Delta[O_2]^{TS} = -0.16 \pm 0.05 \text{ ml l}^{-1} \text{ año}^{-1}$ ($-6.9 \pm 2.1 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{ año}^{-1}$) y $\Delta[O_2]^{TI} = -0.04 \pm 0.02 \text{ ml l}^{-1} \text{ año}^{-1}$ ($-1.7 \pm 0.8 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{ año}^{-1}$) (ambos significativos según la prueba de Kruskal-Wallis, $p < 0.0001$). Tal reducción de oxígeno en un año requiere una tasa de desoxigenación un orden de magnitud mayor que la tasa global a esas mismas densidades (Oschlies et al., 2018). Esto sugiere una reducción significativa en la ventilación de la termoclina, un aumento en el consumo de oxígeno a esas densidades, o una combinación de ambos (Deutsch et al., 2006).

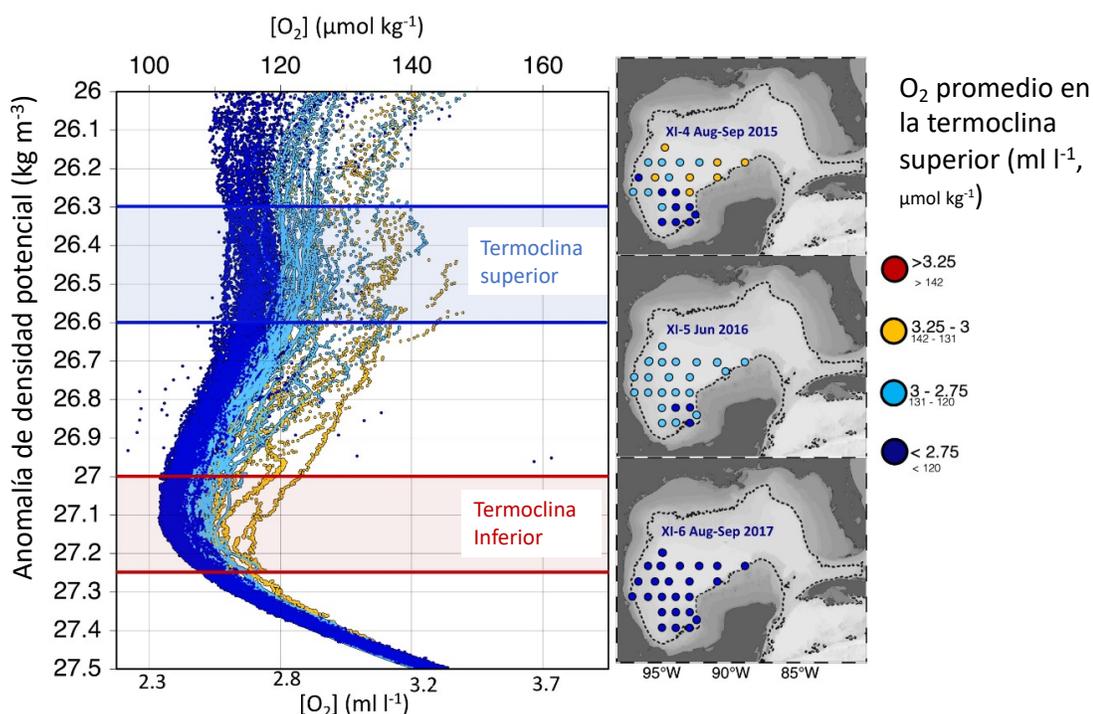


Figura 16. Comparación del perfil de oxígeno disuelto contra densidad durante tres cruces de verano con la misma malla de estaciones

¿Podría un aumento en la tasa de utilización de oxígeno explicar la reducción observada?

Si la tasa de ventilación VO_2^i se mantuvo constante, entonces la OUR tendría que haberse casi duplicado entre 2016 y 2017 en comparación con el año anterior. La falta de mediciones directas de OUR hace

imposible descartar totalmente esta posibilidad, pero para que ocurriera tal aumento en OUR, la productividad primaria en la capa fótica tendría que haber aumentado significativamente. Las concentraciones de clorofila-a en la superficie derivadas de satélite no muestran una tendencia de variabilidad decenal entre 1997 y 2018 que indique un aumento significativo en la productividad primaria en superficie durante la última década (Li et al., 2022). Esto, sumado a los datos publicados sobre POC para los mismos cruceros (Contreras et al., 2023) que muestran valores muy similares en el mismo período y sin indicios de aumento, indica que la tendencia hacia valores más bajos de oxígeno en la termoclina principal probablemente no se explique por un mayor transporte de carbono orgánico a profundidad.

¿Podría el calentamiento oceánico explicar la reducción de oxígeno observada?

Se ha documentado un calentamiento del GM de 0 a 2000 m durante el período 1970-2020 (Wang et al., 2023). Sin embargo, también reportan una oscilación decenal del contenido de calor en la capa de 200-600 m, con un calentamiento muy débil durante 2010-2020 a estas profundidades (ver su Figura 4). Otros estudios indican que la temperatura potencial de la termoclina parece haberse mantenido constante alrededor de 17.15°C y 9.90°C entre 2000 y 2020 (diagrama T-S de Jochens y DiMarco, 2008, Tabla 5 y Figura 11). Si el calentamiento oceánico no está en el centro de la reciente desoxigenación de la termoclina del GM, es importante entender qué otros factores están reduciendo las concentraciones de oxígeno en este volumen de agua, dado su impacto en las poblaciones de macroorganismos de alto valor económico y ecológico, que se ven estresados o migran cuando las concentraciones de oxígeno disminuyen (Stramma et al., 2010; Andrews et al., 2017). Los datos de temperatura recopilados en este estudio muestran temperaturas ligeramente más bajas en la termoclina principal (aunque no significativas, $p > 0.05$) que en los dos años anteriores, así como un ligero hundimiento del rango de isopícnas (Tabla 5). Esta evidencia sugiere que la reducción de oxígeno en 2017 no fue un resultado directo de un aumento de temperatura en el GM intermedio.

¿Podrían los cambios en la mezcla vertical producir la reducción observada de oxígeno?

En ese caso, esperaríamos cambios significativos en la temperatura y salinidad de las isopícnas elegidas, y esto no se observa durante los cruceros (Tabla 4). Los cambios interanuales en la mezcla horizontal suelen estar relacionados con la variabilidad a mesoescala (Morrison et al., 2022) y, como se observó en la sección 3.2, el cambio más evidente en la circulación a mesoescala antes del crucero XIXIMI-6 fue la ausencia de desprendimientos de LCEs desde abril de 2016 hasta noviembre de 2017.

¿Podrían los cambios en los LCEs producir la reducción de oxígeno observada?

Los LCEs parecen ser una fuente importante de oxígeno a través de la advección y la mezcla isopical de aguas caribeñas hacia el interior del GM. Nuestras observaciones sugieren que la caída significativa de oxígeno de 2016 a 2017 podría ser el resultado de una ventilación reducida debido a la advección y mezcla isopical causada por la ausencia de LCEs recientemente desprendidos en el interior del GM. La ausencia de desprendimientos de LCEs también podría conducir a una reducción de la productividad, como sugieren Damien et al. (2018), lo que explicaría la reducción de POC medida en 2017 (Contreras-Pacheco et al., 2023) y estaría vinculada a una disminución de la OUR. Si es más bajo en momentos en que la OUR también es más baja, esto significaría que la tasa de ventilación también debe ser más baja, según la ecuación 7:

$$V[O_2]^i = \Delta O_2^i + OUR^i \quad (7)$$

Esto podría ser el caso durante períodos prolongados sin desprendimientos de remolinos. En resumen, la evidencia sugiere que la ventilación producida por la advección y mezcla de LCEs desprendidos es, en primera instancia, el principal motor de la variabilidad de oxígeno en la termoclina del GM. Si este es el caso, un modelo basado en los LCEs como las principales fuentes de ventilación de las aguas interiores del GM debería ser capaz de capturar la señal observada de desoxigenación interanual y decadal.

3.3 Modelo de cajas con métricas de giros desprendidos de la corriente del Golfo de México

Con este objetivo formulamos un modelo de caja simple para verificar si esta hipótesis es válida, haciendo simplificaciones y utilizando estimaciones de orden de magnitud para varios procesos y parámetros. Su propósito principal es guiar futuros estudios que requieran más observaciones y modelos de mayor complejidad para determinar con mayor precisión el balance de oxígeno en las aguas de la termoclina del GM. Las estimaciones aproximadas pero físicamente y bioquímicamente fundamentadas de los procesos utilizados para construir este modelo simple se basan en datos publicados disponibles, en las escalas de tiempo determinadas por el desprendimiento y movimiento de los remolinos, así como en las diferencias anuales observadas en el contenido de oxígeno durante los cruceros XIXIMI (Figura 17).

Para estimar cómo los cambios en la frecuencia de desprendimiento de LCEs y algunas características (como tamaño) podrían afectar el contenido de oxígeno en la termoclina del oeste del GM (WGM), se

formuló un modelo de caja simple que considera el ingreso de oxígeno proveniente de los LCEs. La ecuación utilizada se muestra esquematizada en la figura 17 y se resume en las tablas 5 y 6:

$$\frac{\Delta(V_{WGoM}^i [O_2]_{GoM}^i)}{\Delta t} = V_{WGoM}^i \Delta [O_2]^i + \frac{V_{LCE}^i [O_2]_{LCE}^i - V_{LCE}^i [O_2]_{WGoM}^i}{\Delta t}$$

$$V_{WGoM}^i \frac{\Delta([O_2]_{WGoM}^i)}{\Delta t} = V_{WGoM}^i \Delta O_2^i + \frac{V_{LCE}^i [O_2]_{LCE}^i - V_{LCE}^i [O_2]_{WGoM}^i}{\Delta t}$$

$$\frac{\Delta([O_2]_{WGoM}^i)}{\Delta t} = \Delta O_2^i + \frac{V_{LCE}^i}{V_{WGoM}^i} \frac{V_{LCE}^i [O_2]_{LCE}^i - V_{LCE}^i [O_2]_{WGoM}^i}{\Delta t}$$

$$[O_2]_{WGoM}^{i,t+\Delta t} - [O_2]_{WGoM}^{i,t} = \Delta O_2^i \Delta t + \frac{V_{LCE}^{i,t}}{V_{WGoM}^i} ([O_2]_{LCE}^i - [O_2]_{WGoM}^{i,t})$$

$$[O_2]_{WGoM}^{i,t+\Delta t} = \Delta O_2^i \Delta t + [O_2]_{WGoM}^{i,t} + \frac{V_{LCE}^{i,t}}{V_{WGoM}^i} ([O_2]_{LCE}^i - [O_2]_{WGoM}^{i,t}) \quad (8)$$

El lado derecho de la ecuación separa el cambio de oxígeno en dos partes: el primer término (ΔO_2^i) representa el cambio en el interior del GM sin la entrada de oxígeno de los LCEs, mientras que el segundo término representa los flujos de oxígeno de entrada y salida producidos por un evento de desprendimiento de LCE durante un intervalo de tiempo (Δt). Como el volumen se conserva, el flujo de volumen que ingresa al GM por un LCE debe salir también; la diferencia radica en la concentración de oxígeno de las aguas que ingresan/salen.

Donde:

$[O_2]_{WGoM}^{i,t+\Delta t}$: es el contenido estimado de oxígeno en la termoclina occidental del Golfo de México (GM) para $i=1$ el volumen de la termoclina superior (con el rango isopical σ_θ : 26.3 to 26.6 kg m⁻³) y para $i=2$ el volumen de la termoclina inferior (σ_θ : 27 to 27.25 kg m⁻³), Δt representa un intervalo de tiempo discreto elegido de un mes. El modelo comienza en $t=t=$ enero de 2000 con los valores iniciales reportados durante ese año, $[O_2]_{GoM}^{1,1} = 3 \pm 0.2$ ml l⁻¹ y $[O_2]_{GoM}^{2,1} = 2.7 \pm 0.15$ ml l⁻¹ (Jochens y DiMarco, 2008).

V_{WGoM}^i : es el volumen de control (asumido constante) contenido dentro de la región profunda del GM en la termoclina superior e inferior al oeste de 90°W (WGM) para excluir el área media ocupada por la corriente de Lazo (LC, por sus siglas en inglés) (caja azul en la Fig. 6). El volumen del WGM se calculó a

partir de la batimetría ETOPO1 usando las profundidades promedio de las isopícnas en los perfiles de aguas residentes del Golfo. Para la termoclina superior, la capa se estimó entre 155 ± 7 y 210 ± 8 m, un rango de profundidad que contiene un volumen de $V_{GOM}^{TS} = 48 \pm 7 \cdot 10^3 \text{ km}^3$. Para la termoclina inferior, las profundidades promedio de las isopícnas se observaron entre 345 ± 20 m y 534 ± 18 m, con un volumen promedio de $V_{WGoM}^{TI} = 167 \pm 21 \cdot 10^3 \text{ km}^3$.

$V_{LCE}^{i,t}$: es el volumen de agua que entra al GM en la termoclina superior o inferior en el evento de un desprendimiento de LCE durante el mes ttt (cilindro rojo en la Fig. 6.b). Si no hay desprendimiento durante el mes ttt, entonces $V_{LCE} = 0$ y el tercer término en el lado derecho de la Eq. (2) es igual a 0, haciendo que la Eq. 2 sea una simple suma del oxígeno calculado el mes anterior más la tasa mensual de cambio de oxígeno $[O_2]_{WGoM}^{i,t+\Delta t} = \Delta O_2^i \Delta t + [O_2]_{WGoM}^{i,t}$. Si hay un desprendimiento de LCE durante el mes ttt, entonces el volumen transportado por el V_{LCE}^i para cada capa de termoclina se estima a partir del área del LCE (Fig. 4) durante el primer mes después del desprendimiento. El volumen de las capas superior e inferior del LCE se estima suponiendo que los remolinos tienen una forma cilíndrica con un área constante desde la superficie hasta las profundidades de la termoclina inferior usando la ecuación 9:

$$V_{LCE}^{i,t} = A_{LCE}^t (h_{n+1}^i - h_n^i) \quad (9)$$

Donde A_{LCE} es el área promedio de la superficie del LCE delimitada por la curva de 17 cm de SSH en km^2 estimada durante un mes después de su desprendimiento, h_1^i y h_2^i son las profundidades de los límites más somero y más profundo de las capas de termoclina superior o inferior. Se eligió una forma cilíndrica como la más simple para estimar el volumen de agua transportado por un LCE con área A_{LCE} , pero si la forma del remolino se acercara más a un cuenco en lugar de un cilindro, el volumen de agua transportado podría estar algo sobreestimado, especialmente en profundidad. La forma cilíndrica simple es suficiente para los propósitos y el alcance de este modelo de caja. Para estimar las profundidades se calculó una ecuación lineal utilizando el área de los LCEs desprendidos Franklin y Poseidon y las profundidades de esas isopícnas tomadas dentro de esos LCEs con los datos y ecuaciones mostrados en la Tabla 5.

$[O_2]_{LCE}^i$: es la concentración de oxígeno en el volumen de agua V_{LCE}^i transportado por los LCEs. Usamos los valores promedio medidos con el flotador BioARGO y los cruceros XIXIMI en el Caribe y la LC, con la mayor desviación estándar medida: $[O_2]_{LCE}^{TI} = 3.5 \pm 0.12$ y $[O_2]_{LCE}^{TS} = 2.7 \pm 0.15 \text{ ml l}^{-1}$. Ambos valores se consideran constantes desde 2000 hasta 2019 con una desviación estándar relativamente alta para abarcar toda la variabilidad de esta entrada de oxígeno.

Tabla 5. Área y profundidad isopicnica para dos giros desprendidos de la corriente de Lazo.

LCE	A_{LCE} (km²)	σ_{θ} (kg m⁻³)	Profundidad (km)
Franklin 13 junio 2010 BioARGO 1 Perfil 1	52 133 \pm 2 870	26.3	0.296
		26.6	0.389
		27	0.579
		27.15	0.769
Poseidon 18 junio 2016 XIXIMI-5 Perfil B37	98 516 \pm 4 955	26.3	0.341
		26.6	0.445
		27	0.613
		27.15	0.812
26.3		$h_1 = 9.9 \cdot 10^{-7} A_{LCE} + 0.24$	
26.6		$h_2 = 1.2 \cdot 10^{-6} A_{LCE} + 0.33$	
27		$h_3 = 7.3 \cdot 10^{-7} A_{LCE} + 0.54$	
27.15		$h_4 = 5.17 \cdot 10^{-7} A_{LCE} + 0.76$	

Es la tasa de cambio de oxígeno dada por la suma de entradas menos salidas al volumen de control limitado por las aguas de termoclina superior e inferior dentro del WGM sin la influencia de los desprendimientos de LCEs (en $\text{ml l}^{-1} \text{mes}^{-1}$). Como se detalla en la sección 3.3, esta tasa integra una tasa de utilización de oxígeno por la respiración biológica en la columna de agua (Jenkins, 1982), así como los términos de advección y difusión lateral y vertical de oxígeno (Oschlies et al., 2018). Cada uno de estos procesos es complicado de medir explícitamente, pero la suma de sus partes se aproximó midiendo la tasa de cambio durante un período sin entrada de oxígeno de los LCEs entre los cruceros XIXIMI-5 y XIXIMI-6. Estas estimaciones son:

$\Delta O_2^{TS} = -0.013 \pm 0.004 \text{ ml l}^{-1} \text{mes}^{-1}$ y $\Delta O_2^{TI} = -0.0033 \pm 0.002 \text{ ml l}^{-1} \text{mes}^{-1}$ para la termoclina superior e inferior, respectivamente. Ambas tasas de cambio de oxígeno son negativas, lo que indica que entre agosto de 2017 y junio de 2016, en ausencia de desprendimientos de LCEs, la suma del consumo biológico de

oxígeno y la mezcla y difusión de oxígeno vertical y horizontal resultó en una pérdida neta de $[O_2]$ en la termoclina superior e inferior del WGM.

Dado que esta es la única estimación disponible para ΔO_2 procedimos suponiendo que, en ausencia de LCEs, el oxígeno de la termoclina del GM disminuye a estas tasas constantes durante todo el período de enero de 2000 a diciembre de 2019. La idea de que ΔO_2 es constante es claramente una simplificación excesiva, e implica que, en ausencia de desprendimientos de LCEs, el oxígeno de la termoclina del WGM continuará disminuyendo hasta agotarse por completo. En realidad, los sistemas oceánicos, como cualquier ecosistema, tienden a equilibrarse, y una reducción en la entrada de agua vía desprendimientos de LCEs podría ser compensada por otros procesos (Deutsch et al., 2006). Sin embargo, para los propósitos de este modelo, creemos que esta es una suposición simple y, hasta cierto punto, realista, dado que omite la variabilidad estacional y de frecuencia más baja, que solo proporcionan los LCEs como primer orden.

Asumimos un volumen constante para la termoclina superior basándose en datos batimétricos promedio (ETOPO1) y en las profundidades isopícnas medidas en aguas residuales del Golfo de México. Además, el volumen transportado por un LCE se estimó suponiendo que los remolinos tienen forma cilíndrica desde la superficie hasta la termoclina inferior. Las concentraciones de oxígeno transportadas por los LCEs se consideraron constantes desde 2000 hasta 2019, con desviaciones estándar altas para abarcar la variabilidad total observada. El modelo también considera tres escenarios. En el escenario medio, se utilizarán valores promedio de los parámetros. En el escenario máximo, se emplean los valores más altos de oxígeno de entrada y cambio en el Golfo de México. Finalmente, en el escenario mínimo, se usan los valores más bajos de oxígeno de entrada y cambio en el sistema.

Una de las mayores simplificaciones es el supuesto de que los remolinos que ingresan al WGM durante el mes de desprendimiento mezclan inmediatamente su contenido de oxígeno con las aguas residuales. Aunque esta simplificación no refleja completamente la realidad (los LCEs mantienen propiedades internas por meses), el resultado a largo plazo (concentración de oxígeno) es el mismo, variando solo la transición.

La reducción en la frecuencia de desprendimientos de LCEs observada durante la última década podría explicar, a primera orden, la disminución de oxígeno en la termoclina del GM. Este modelo destaca la importancia de los LCEs como mecanismo clave de ventilación para la termoclina del GM y proporciona una herramienta inicial para explorar los impactos de posibles escenarios de desoxigenación en el contexto del cambio climático.

Tabla 6. Lista de parámetros y estimaciones utilizadas para el modelo de cajas con entradas de giros.

Parámetro	Valores		Supuestos y referencias
	σ_{θ} (kg m ⁻³) i = 1: 26.3-26.6	σ_{θ} i = 2: 27-27.25	
V_{WGM} : Volumen de agua en la caja del GM al oeste de 90°W	48 ± 7 10³ (km ³) 161 to 205 m	167 ± 21 10³ (km ³) 353 to 506 m	Calculado a partir de los datos de batimetría ETOPO1, asumiendo una profundidad constante para cada isopícnica dentro del Golfo de México al oeste de 90°W.
A_{LCE} : Área de Giro desprendido de la Corriente de Lazo	Estimado a partir del contorno de 17 cm no conectado a la Corriente de Lazo, sin reconexión en el mes siguiente y sin restricción de diámetro.		A partir de datos de altimetría de AVISO, Leben <i>et al.</i> , 2005.
V_{LCE} : Volumen de agua transportado por LCEs	A_{LCE} (h₂-h₁)	A_{LCE} (h₄-h₃)	Estimado asumiendo una forma cilíndrica. Se supone que este volumen se mezcla diapícnicamente con el volumen del Golfo de México inmediatamente después del mes de desprendimiento del LCE.
h : Profundidad de isopícnicas en el interior del LCE	h₁ (σ_{θ} = 26.3) 9.9 10 ⁻⁷ A + 0.24 h₂ (σ_{θ} = 26.6) 1.2 10 ⁻⁶ A + 0.33	h₃ (σ_{θ} = 27) 7.3 10 ⁻⁷ A + 0.54 h₄ (σ_{θ} = 27.25) 5.17 10 ⁻⁷ A + 0.76	Utilizando una regresión lineal a partir del área del LCE Franklin (junio de 2010) y el perfil de densidad-profundidad del BioArgo Buoy, así como el área del LCE Poseidon (abril de 2016) y el perfil B37 del crucero XI-5 (tabla 4)
[O₂]_{LCE} : [O ₂] transportado por LCE	3.5 ± 0.12 ml l ⁻¹ 152.3 ± 5.2 μmol kg ⁻¹	2.7 ± 0.15 ml l ⁻¹ 117.4 ± 6.2 μmol kg ⁻¹	Constante, a partir de mediciones en la Corriente de Lazo y el Caribe (este estudio, Morrison y Nowlin, 1977, Rivas <i>et al.</i> , 2005).
ΔO₂ : Tasa de cambio de [O ₂] en el interior del GM sin desprendimiento de LCE	-0.16 ± 0.05 ml l ⁻¹ y ⁻¹ - 6.9 ± 2.1 μmol kg ⁻¹ y ⁻¹	-0.04 ± 0.02 ml l ⁻¹ y ⁻¹ - 1.7 ± 0.8 μmol kg ⁻¹ y ⁻¹	Constante, estimada a partir de la disminución medida durante un período sin desprendimiento de LCEs (junio de 2016 - agosto de 2017). Aquí se presenta por año para una comparación más fácil con los valores de OUR reportados en otros lugares.
Empieza en t = 1: Jun 2000	[O₂]^{UT,1} = 3.0 ± 0.2 ml l ⁻¹ 130.5 ± 8.7 μmol kg ⁻¹	[O₂]^{LT,1} = 2.7 ± 0.15 ml l ⁻¹ 117.4 ± 6.2 μmol kg ⁻¹	La fecha de separación del LCE se estimó dentro de un mes, por lo que el modelo utiliza un paso de tiempo de un mes. Comenzando con los valores de Jochens y DiMarco (2008).
Ecuación	$[O_2]_{WGoM}^{i,t+\Delta t} = \Delta O_2^i \Delta t + [O_2]_{WGoM}^{i,t} + \frac{V_{LCE}^{i,t}}{V_{WGoM}^i} ([O_2]_{LCE}^i - [O_2]_{WGoM}^{i,t})$		

Para comparar los resultados del modelo con las mediciones reales (Figura 18), los valores promedio y la desviación estándar de O₂ medidos en cada crucero XIXIMI se representan como una X coloreada y barras de error en la figura 14. La mayoría de las mediciones de XIXIMI están dentro del sombreado del modelo,

que representa los valores máximos y mínimos, excepto por la gran variabilidad de O_2 observada en XIXIMI-4 tanto en la termoclina superior como en la inferior, que no está bien representada. Esto podría indicar que el modelo no captura bien los períodos de alta heterogeneidad de O_2 , probablemente producida durante períodos de intensa actividad de LCEs, como se observó en XIXIMI-4. No obstante, el modelo representa correctamente la mezcla y homogeneización del oxígeno durante períodos de baja actividad de LCEs.

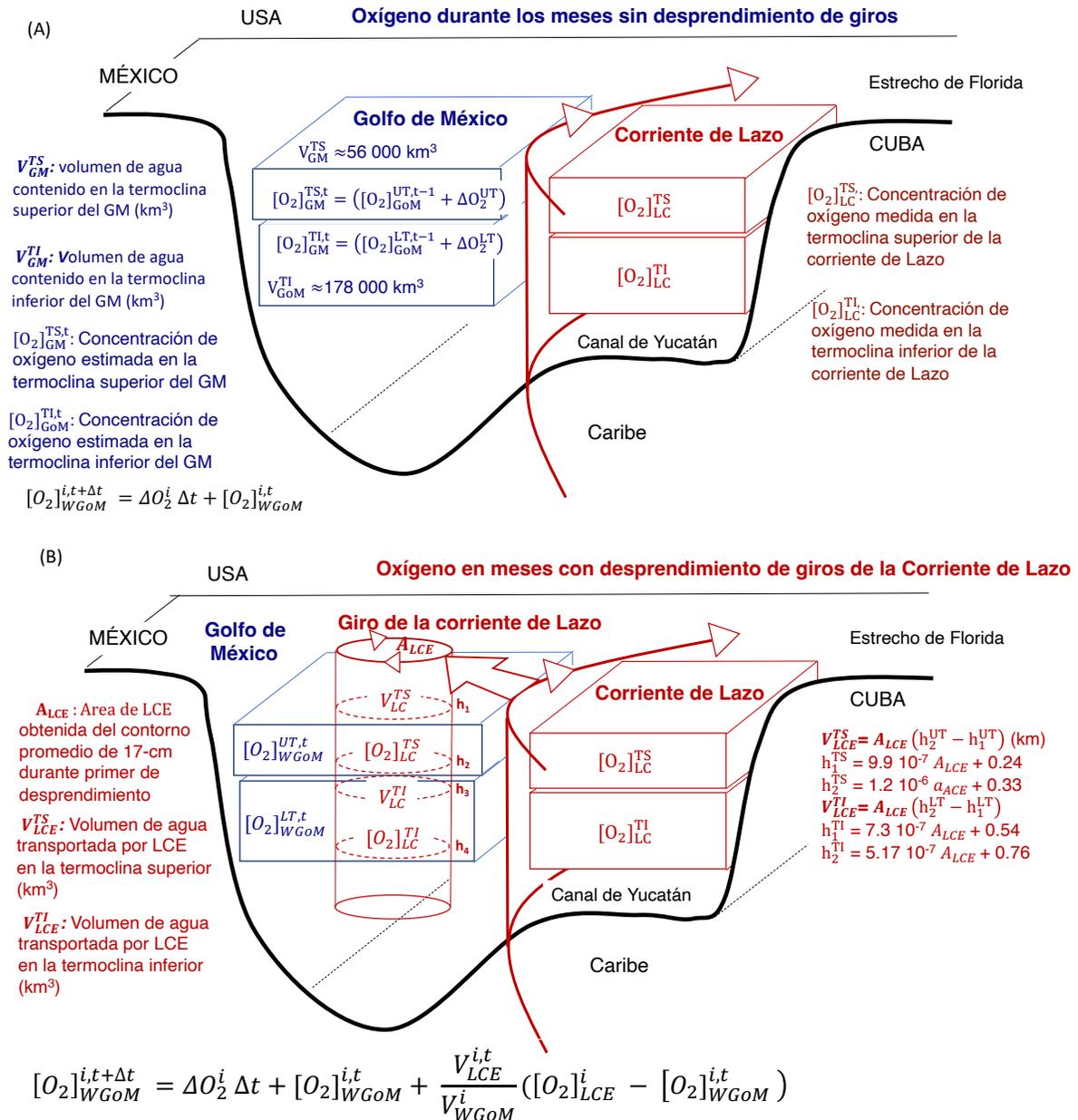


Figura 17. Esquema de Modelo de cajas para estudiar la variabilidad del oxígeno disuelto dentro del Golfo de México durante A) meses sin desprendimiento de giros y B) meses con desprendimiento de giros

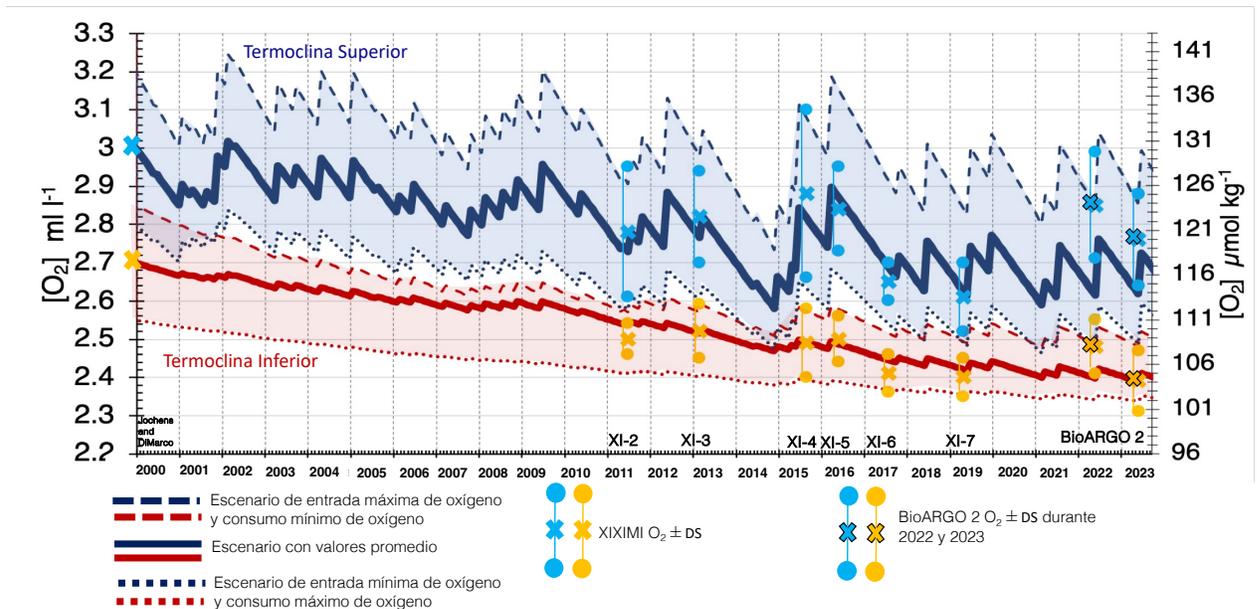


Figura 18. Oxígeno disuelto estimado con modelo de cajas en la termoclina superior e inferior y comparación con valores medidos durante cruceros XIMIMI y boyas BioARGO 2

Los valores promedio de O_2 medidos durante XIXIMI-6 y XIXIMI-7 en la capa de la termoclina superior están más cerca del escenario de entrada mínima de O_2 y del escenario de tasa mínima de cambio de O_2 que del escenario máximo. Esto puede interpretarse como que, al menos entre 2017 y 2019, el aporte de oxígeno a través del desprendimiento de LCEs estuvo más cerca de las estimaciones inferiores y/o que la tasa de cambio de O_2 fue más baja (tasa de disminución más alta) de lo previamente estimado.

En cualquier caso, se necesitan más mediciones para confirmar la persistencia de esta tendencia hacia valores más bajos de concentración de oxígeno en la termoclina del GM. Si las suposiciones básicas que sustentan este modelo simple se consideran sólidas, podría proporcionar una herramienta útil de primera aproximación para estimar las condiciones de oxígeno en la termoclina del GM al monitorear las métricas de los LCEs mediante productos de altimetría.

Según los resultados del modelo (Figura 18), de enero de 2000 a diciembre de 2009, $[O_2]^{TS}$ disminuyó de 3 $ml\ l^{-1}$ a 2.9 $ml\ l^{-1}$ y $[O_2]^{TI}$ de 2.7 a 2.6 $ml\ l^{-1}$, mientras que de enero de 2010 a diciembre de 2019, $[O_2]^{TS}$ disminuyó de 2.9 a 2.7 $ml\ l^{-1}$ y $[O_2]^{TI}$ de 2.6 a 2.4 $ml\ l^{-1}$. Esto indica que la caída promedio anual del área de los LCEs del 0.3% de $1.1 \times 10^5\ km^2$ a $0.8 \times 10^5\ km^2$ entre las décadas de 2000–2010 y 2010–2020 (Fig. 14) resultó en una duplicación de la tasa de disminución de oxígeno. Aunque hubo más LCEs en el GM durante 2000–2009, su área/volumen estimado en el modelo no fue suficiente para compensar el parámetro

seleccionado de consumo de oxígeno, lo que aún condujo a una reducción de oxígeno en el WGM, aunque más lenta que en 2010–2019.

Con los parámetros del modelo de caja (Tabla 6), calculamos el área promedio anual de los LCEs necesaria para mantener diferentes concentraciones de oxígeno en la termoclina del WGM, basado en el balance en estado estacionario de la ecuación 10:

$$0 = \Delta O_2^i \Delta t + \frac{V_{LCE}^{i,t}}{V_{WGoM}^i} ([O_2]_{LCE}^i - [O_2]_{WGoM}^{i,t})$$

$$-\Delta O_2^i \Delta t = \frac{V_{LCE}^{i,t}}{V_{WGoM}^i} ([O_2]_{LCE}^i - [O_2]_{WGoM}^{i,t})$$

$$V_{LCE}^{i,t} = \frac{-(\Delta O_2^i \Delta t) (V_{WGoM}^i)}{([O_2]_{LCE}^i - [O_2]_{WGoM}^{i,t})} \text{ and } A_{LCE}^{i,t} = \frac{V_{LCE}^{i,t}}{(H^i)} \quad (10)$$

Donde H es el rango promedio de profundidad de la termoclina superior o inferior (Tabla 5). Usando la tasa anual de cambio de oxígeno y Δt igual a un año, el área desprendida por los LCEs necesaria para mantener los niveles mínimos de oxígeno medidos en 2019 (2.60 ml l⁻¹ en la termoclina superior y 2.40 ml l⁻¹ en la inferior) sería de 97 400 km² al año. Este umbral se superó en 2021 con un área total desprendida de 124 200 km², pero no se alcanzó en 2022 ni en 2023, con menos de 90 000 km² desprendidos en cada uno de esos años.

El uso de boyas BioARGO es una fuente accesible de series temporales de concentraciones de oxígeno que contribuyen al estudio de la ventilación oceánica, entre otros procesos. La boya BioARGO 4903622 (BioARGO 2) fue desplegada en las profundidades del GM en octubre de 2021 (Figura 18). Su serie de datos de diez días proporciona una mayor resolución temporal para estudiar la variabilidad del oxígeno en el centro del GM. En este estudio, estas mediciones se utilizan como una extensión de los datos de los cruceros para compararlas con las predicciones del modelo de caja (Figura 18).

Las mediciones promedio de oxígeno en la termoclina superior (excluyendo datos de aguas de la LC, marcadas en rojo en Figura 19) fueron de 2.75 ml l⁻¹, cercanas a los valores medidos en 2015 y por encima de las concentraciones registradas durante los cruceros XIXIMI-6 y 7. Aunque estas concentraciones son más altas que los valores promedio predichos por el modelo, están dentro de la zona de variabilidad prevista en el escenario de máxima entrada de LCE y máximo OUR (tasa de consumo de oxígeno). La alta variabilidad parece ser causada por la presencia de LCEs (valores promedio en ausencia de LCEs caen por debajo de 2.75 ml l⁻¹), con un valor mínimo promedio de 2.54 ml l⁻¹ en agosto de 2023.

Mientras tanto, los valores de O_2 en la termoclina inferior muestran baja variabilidad con un promedio de 2.42 ml l^{-1} , cercano a los valores medidos en 2019 y bien predicho por el modelo. Estas concentraciones reflejan la menor variabilidad en la termoclina inferior producida por los desprendimientos de LCEs. Estudios adicionales con datos futuros de BioARGO serán cruciales para mejorar o invalidar el modelo propuesto y profundizar el conocimiento sobre la variabilidad del oxígeno en la termoclina del GM.

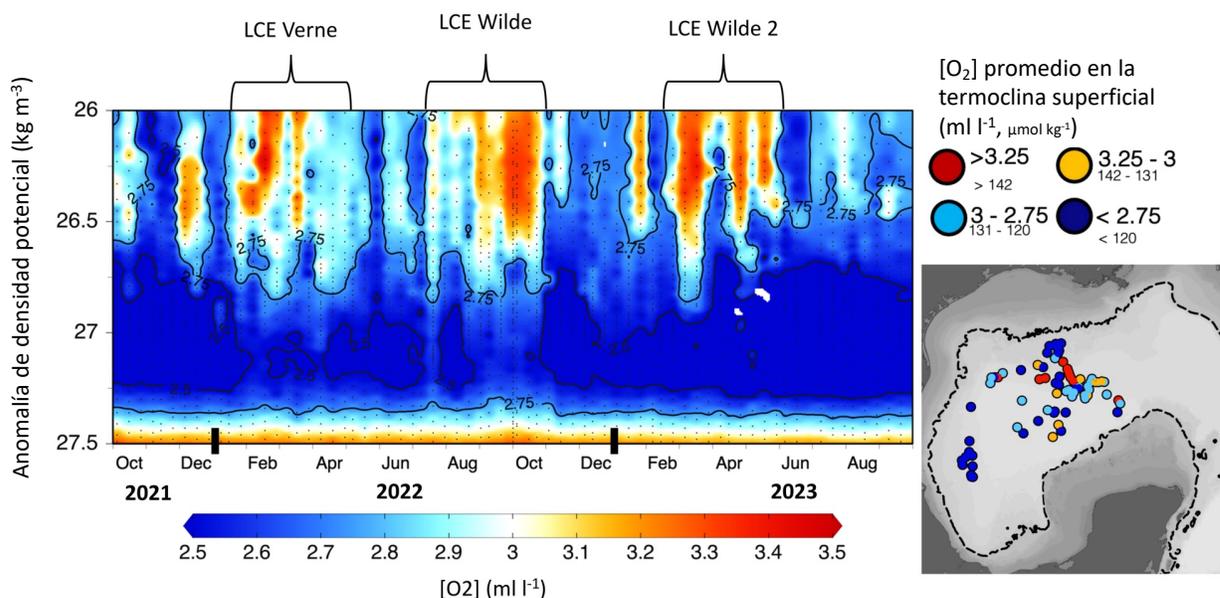


Figura 19. Perfil contra densidad de la variabilidad interanual del oxígeno disuelto en la termoclina del Golfo de México medido con boya BioARGO de octubre 2021 a agosto 2023

De acuerdo con nuestras observaciones y modelo, el número de LCEs que ingresan al GM parece ser un proceso clave para la ventilación de la termoclina, lo que implica que una tendencia decreciente en los desprendimientos de LCEs probablemente conduciría a una desoxigenación de las masas de agua interiores de la termoclina del GM. Algunas observaciones y resultados de modelos sugieren un debilitamiento de la Circulación de Revolucionamiento Meridional del Atlántico (AMOC, por sus siglas en inglés), vinculado a cambios en la corriente del Golfo (Chen et al., 2019; Rahmstorf et al., 2015; Caesar et al., 2018; Smeed et al., 2018), lo que podría reducir la frecuencia de desprendimientos de LCEs, aunque esta conexión aún no está firmemente establecida.

Si existe tal conexión, un debilitamiento continuo de la AMOC podría perpetuar la tendencia de desoxigenación de las aguas de la termoclina del GM. También se ha hipotetizado un posible desaceleramiento de la LC en algunos escenarios de calentamiento global (Liu et al., 2012; Rhein et al.,

2011). Sin embargo, estudios observacionales (Athié et al., 2015, 2020) muestran que una mayor o menor extensión de la LC en el GM no siempre implica un cambio predecible en los desprendimientos de LCEs, lo que sugiere un comportamiento más complejo.

Datos históricos y nuevos datos obtenidos durante seis cruceros XIXIMI en la región de aguas profundas del Golfo de México (2010–2019) ilustran la variabilidad espacial y temporal de las concentraciones de oxígeno en la termoclina del GM. Estas observaciones vinculan las concentraciones de oxígeno en la termoclina con la frecuencia y volúmenes de agua de los LCEs desprendidos que ingresan al GM desde el Caribe. El modelo simple sugiere que un área promedio anual de LCEs de aproximadamente 95 000 km² es necesaria para mantener niveles constantes de oxígeno en la termoclina del GM. Sin embargo, si la tendencia decreciente en los desprendimientos de LCEs observada en la última década persiste, podría llevar a una tendencia de desoxigenación en las aguas de la termoclina del GM.

La accesibilidad de datos de altimetría hace relativamente simple monitorear este comportamiento en el futuro y predecir cualitativamente el estado del oxígeno en la termoclina del GM. Sin embargo, se necesita continuar recopilando datos in situ en la región de aguas profundas del GM y aplicar modelos más integrales, apoyados por el despliegue de más flotadores BioARGO y el uso de modelos numéricos avanzados.

El posible vínculo entre el debilitamiento de la AMOC, el flujo en el Canal de Yucatán y el número de remolinos desprendidos sugiere implicaciones significativas para la estructura ecológica a estas profundidades y su sostenibilidad a largo plazo. Aunque estas tendencias y conexiones requieren ser confirmadas con futuras observaciones, el monitoreo continuo podría ser clave para comprender los impactos futuros del cambio climático en esta región crítica.

Capítulo 4. Modelo NEMO/PISCES

4.1 Descripción del modelo NEMO/PISCES

La dinámica del oxígeno disuelto en el Golfo de México está influenciada por procesos físicos, químicos y biológicos que interactúan de manera compleja. Para capturar esta interacción y prever los cambios en las concentraciones de oxígeno, se emplean modelos físicos de tercer orden acoplados a modelos biogeoquímicos. Este enfoque combina la capacidad de simular la circulación y estructura oceánica detallada con la representación de procesos biológicos y químicos, ofreciendo una visión integral de los factores que controlan la oxigenación en la región.

Un modelo físico de tercer orden se caracteriza por su alta resolución espacial y temporal, lo que permite simular fenómenos como corrientes oceánicas, turbulencia, estratificación térmica y transporte vertical y horizontal de masa y energía. Estas simulaciones incluyen interacciones entre la atmósfera y el océano, como el intercambio de gases y la influencia de vientos y temperaturas superficiales. Como hemos visto, los modelos más sencillos permiten observar y entender ciertas interacciones, pero modelar el sistema completo con todas sus interacciones representa un desafío mayor. Por ejemplo, incorporar procesos relacionados con el ciclo de nutrientes, la producción primaria, la descomposición de materia orgánica y las interacciones entre organismos vivos y el entorno químico y relacionarlos a circulación de mesoescala.

Cuando se acoplan modelos físicos y biogeoquímicos, se establece un sistema integrado que permite simular con precisión cómo los procesos físicos impactan los procesos biogeoquímicos y viceversa. Por ejemplo, la estratificación térmica generada por las condiciones físicas limita el intercambio de oxígeno entre la superficie y las aguas profundas, exacerbando la hipoxia en el fondo marino. Al mismo tiempo, los flujos de nutrientes transportados por las corrientes y su distribución espacial afectan la producción primaria y, en última instancia, la tasa de consumo de oxígeno.

Este enfoque también permite evaluar escenarios de cambio, como el impacto del cambio climático, la variabilidad en las descargas del río Misisipi o la implementación de prácticas de manejo de nutrientes en la cuenca. Simulaciones realizadas con este sistema acoplado pueden prever cómo estos factores alterarán la extensión, duración y severidad de las zonas hipóxicas en el futuro.

La implementación de estos modelos requiere datos detallados para su calibración y validación. Mediciones de temperatura, salinidad, concentraciones de nutrientes y oxígeno disuelto, así como datos de corrientes y vientos, son esenciales para garantizar la precisión de las simulaciones. Estas observaciones provienen de campañas de monitoreo, boyas oceánicas y satélites, que complementan la capacidad predictiva del modelo.

En la parte física, el modelo NEMO es una herramienta numérica avanzada diseñada para simular la dinámica física, química y biológica de los océanos y su interacción con el sistema climático. Es ampliamente utilizado en la comunidad científica para estudiar procesos oceánicos a diferentes escalas espaciales y temporales, desde pequeños mares regionales hasta océanos globales. NEMO se basa en ecuaciones hidrodinámicas que modelan la circulación oceánica tridimensional, incluyendo procesos como corrientes, transporte de calor, salinidad y estratificación. Además, integra módulos biogeoquímicos para simular ciclos de nutrientes, carbono y oxígeno, así como interacciones entre el océano y la atmósfera.

Una de sus características más destacadas es su flexibilidad y capacidad de acoplamiento. NEMO puede combinarse con otros modelos climáticos y atmosféricos, lo que lo hace ideal para estudiar el cambio climático, las variaciones del nivel del mar, o fenómenos específicos como la acidificación oceánica y la hipoxia. Es un modelo abierto y modular, lo que permite a los investigadores adaptar sus componentes a necesidades específicas, como aumentar la resolución en regiones costeras o integrar procesos sedimentarios. NEMO ha sido validado con datos observacionales globales y regionales, lo que garantiza su fiabilidad. Gracias a su robustez y flexibilidad, es una herramienta clave para la investigación oceanográfica y la toma de decisiones en gestión ambiental y climática.

Por el lado biogeoquímico el modelo PISCES (Pelagic Interactions Scheme for Carbon and Ecosystem Studies) es una herramienta numérica diseñada para simular el comportamiento de los ecosistemas marinos y los ciclos biogeoquímicos que los sustentan. Es un componente ampliamente utilizado en estudios oceánicos y climáticos, dado su capacidad para modelar procesos clave en el ciclo del carbono, la dinámica de los nutrientes y la producción biológica en el océano. PISCES está diseñado para acoplarse a modelos hidrodinámicos como NEMO, lo que permite estudiar cómo los procesos físicos y biogeoquímicos interactúan para dar forma a las condiciones del océano (Aumont et al., 2015).

PISCES incluye representaciones detalladas de los ciclos de carbono, oxígeno, nitrógeno, fósforo, silicio y hierro, los cuales son fundamentales para la productividad marina. Dentro del modelo, los organismos vivos se agrupan en cuatro tipos funcionales de plancton: dos clases de fitoplancton (pequeño y grande) y

dos de zooplancton (microzooplancton y mesozooplancton). Esto permite capturar la diversidad funcional y las interacciones tróficas esenciales en el ecosistema pelágico. Además, PISCES modela procesos como la fotosíntesis, el reciclaje de nutrientes, la sedimentación de materia orgánica y la remineralización, que influyen directamente en la distribución de nutrientes y oxígeno.

Una característica distintiva de PISCES es su capacidad para simular el impacto de factores externos como la variabilidad climática, la acidez del océano y las actividades humanas en los ecosistemas marinos. Por ejemplo, puede predecir cómo el aumento de la temperatura o las emisiones de CO₂ afectan la capacidad del océano para absorber carbono, lo que tiene implicaciones importantes en el contexto del cambio climático. También es útil para estudiar la hipoxia, ya que simula los procesos de consumo de oxígeno por descomposición de materia orgánica y su transporte en la columna de agua.

4.2 Simulación NEMO/PISCES GOLFO36

Damien et al., 2021 validó el modelo acoplado NEMO/PISCES (GOLFO12-PISCES) a partir de datos de clorofila, nutrientes, oxígeno disuelto y carbono orgánico e inorgánico. Esta validación aseguró que las simulaciones de PISCES sean representativas de las condiciones de la capa superficial del GM. Para este estudio el modelo se corrió con dos resoluciones, 1/12° y 1/36° manteniendo los parámetros validados por Damien et al., 2021 y 2023.

Tabla 7. Comparación concentraciones oxígeno disuelto medidos vs modelados con GOLFO36.

Densidad (kg m ⁻³)	O ₂ XIXIMI (μmol kg ⁻¹)		O ₂ Modelo NEMO (Golfo 36) (μmol kg ⁻¹)	
	Corriente de Lazo	Interior (90°W)	Corriente de Lazo	Interior (90°W)
22-25	198	209	197	212
25-26	164	174	170	163
26-26.5	151	119	157	148
26.5-27	128	117	146	145
27-27.4	115	107	137	142
>27.4	220	200	213	199

Lo primero que pudimos observar es que las condiciones iniciales del modelo en cuanto a oxígeno disuelto, muestran una diferencia importante si las comparamos con los datos de XIXIMI. Por debajo de la isopícnica

de 27 kg m^{-3} las concentraciones iniciales en el Caribe son más bajas que en el GM (Tabla 8), lo cual no es el caso en las mediciones realizadas (Figura 20).

La simulación GOLFO36 muestra ser eficaz en la reproducción de la variabilidad del oxígeno tanto en la capa superficial como en la capa profunda del Golfo de México. Los resultados obtenidos en estas capas son consistentes con los datos observacionales disponibles, reflejando patrones y fluctuaciones esperados en los niveles de oxígeno. En la capa superficial, el modelo reproduce de manera precisa las dinámicas de oxigenación, incluyendo los efectos de la circulación oceánica y las influencias externas como las descargas de agua dulce o el ciclo estacional de nutrientes. De manera similar, en la capa profunda, GOLFO36 captura adecuadamente las tendencias y la variabilidad a largo plazo del oxígeno, mostrando su capacidad para simular procesos de mezcla y respiración en esta zona del océano.

Sin embargo, la simulación presenta limitaciones significativas en la capa intermedia. En esta capa, GOLFO36 tiende a homogeneizar en exceso los valores de oxígeno (Figura 24), lo que impide capturar la alta variabilidad observada en los datos medidos. Los procesos de mezcla y transporte en la capa intermedia son más complejos, y las técnicas numéricas empleadas por el modelo parecen no ser suficientes para representar con precisión la dinámica de oxígeno en esta zona. Esto se traduce en una subestimación de los gradientes de oxígeno en la zona de transición entre la capa superficial y la profunda, lo que afecta negativamente la resolución del modelo en esta región intermedia.

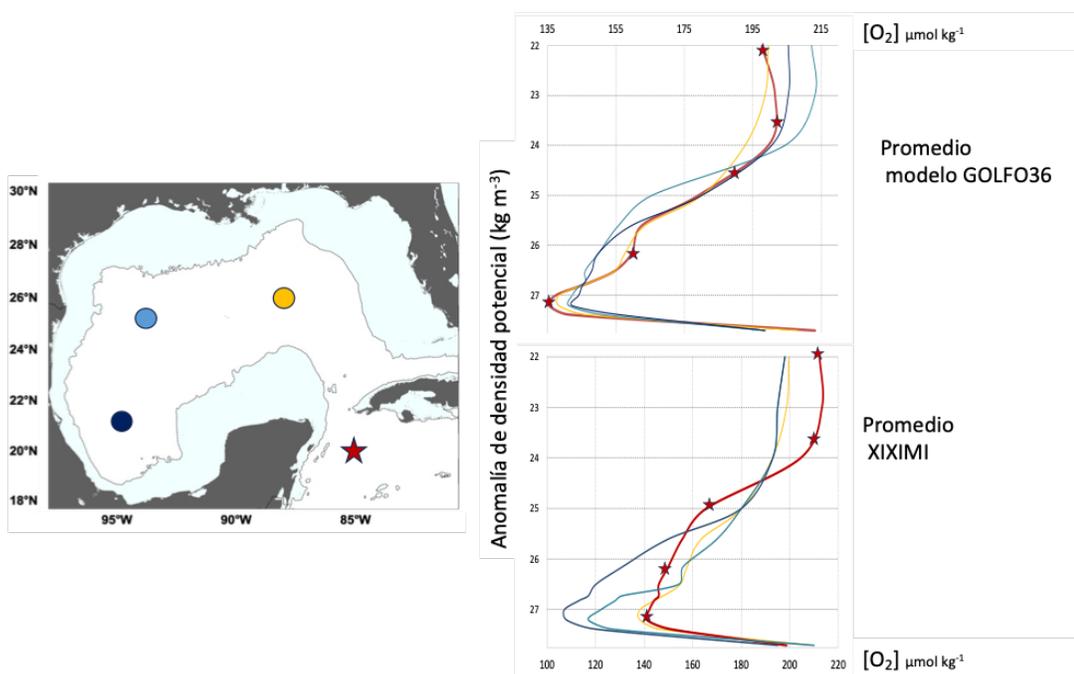


Figura 20. Comparación de resultados modelos NEMO/PISCES contra valores medidos en cruces XIXIMI

Este comportamiento sugiere que, aunque el modelo es adecuado para simular la variabilidad del oxígeno en las capas superficial y profunda, no es apropiado para representar con precisión los procesos en la capa intermedia. La excesiva homogeneización de los valores de oxígeno en esta capa hace que los resultados no coincidan con las observaciones, donde se registra una mayor variabilidad. Por lo tanto, el modelo puede ser útil en estudios relacionados con la capa superior y profunda del Golfo de México, pero no debe ser utilizado para análisis en la capa intermedia sin una mejora en su resolución numérica o la implementación de métodos alternativos para tratar la difusión en esta zona.

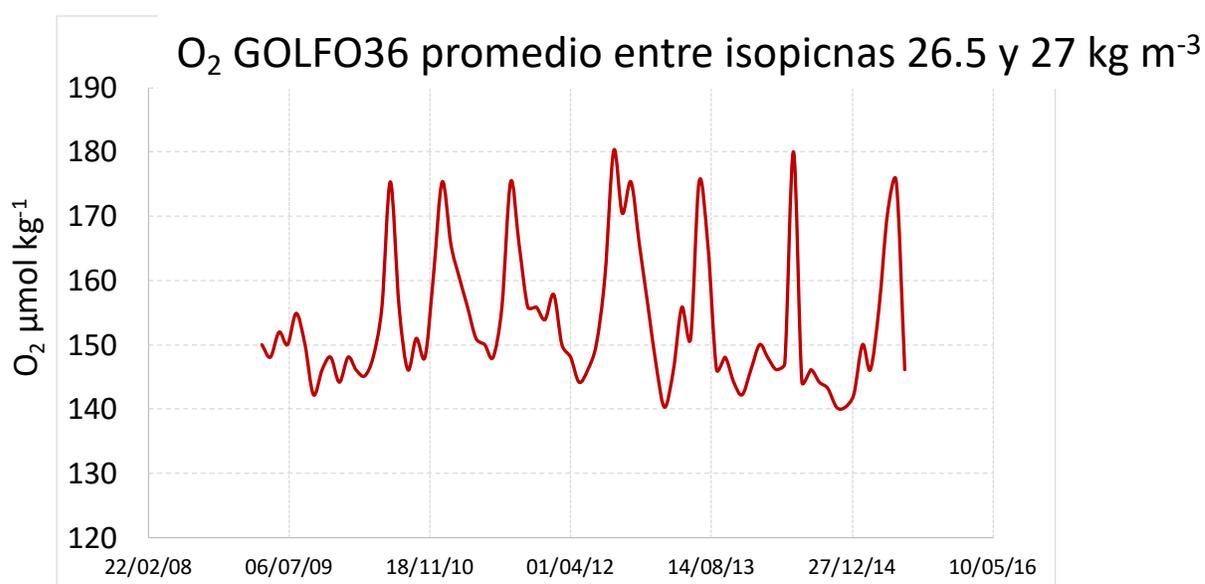


Figura 21. Variabilidad del oxígeno disuelto entre isopicnas de 26.5 y 27 kg m⁻³ modelada en GOLFO36

Capítulo 5. Conclusiones

Esta tesis constituye un esfuerzo para entender la variabilidad espacial y temporal del oxígeno disuelto en el Golfo de México, un parámetro crítico en la dinámica biogeoquímica de la región. Mediante la combinación de mediciones obtenidas en cruceros oceanográficos, boyas BioARGO y datos satelitales, se lograron desarrollar y evaluar tres enfoques modelísticos que arrojan luz sobre los procesos que controlan esta variabilidad y su impacto en las distintas profundidades del Golfo.

El primer modelo, de tipo caja, permitió parametrizar las entradas y salidas de oxígeno basándose en datos de campo y publicaciones previas. Este enfoque, aunque simplificado, demostró ser una herramienta robusta para describir la variabilidad estacional en la capa de mezcla, reproduciendo de manera adecuada los patrones de oxígeno observados. Además, corroboró los tiempos de residencia de las masas de agua subsuperficiales previamente reportados en la literatura, lo que valida su utilidad como base para estudios preliminares y la evaluación de procesos fundamentales.

El segundo modelo, que integró datos satelitales para analizar el efecto de los desprendimientos de giros asociados a la corriente de Lazo, destacó la importancia de este fenómeno en la dinámica del oxígeno disuelto. Los desprendimientos actúan como pulsos de frecuencias variadas que introducen oxígeno a la capa intermedia del Golfo de México, lo que los posiciona como un proceso esencial para el mantenimiento de los niveles de oxígeno en la termoclina de esta región. Este hallazgo subraya la conexión entre procesos físicos y biogeoquímicos, enfatizando la necesidad de incluir estos mecanismos en modelos regionales para comprender mejor su papel en la dinámica del ecosistema marino.

Finalmente, el tercer modelo biogeoquímico acoplado al modelo físico-químico NEMO/PISCES proporcionó una visión más compleja y detallada de los procesos involucrados. Este modelo mostró un desempeño adecuado en la representación de la variabilidad del oxígeno disuelto en las capas superficial y profunda, pero presentó limitaciones significativas en la capa intermedia. Estas discrepancias ponen de manifiesto la necesidad de mejorar las parametrizaciones y procesos representados en el modelo, particularmente aquellos relacionados con la interacción entre procesos físicos y biogeoquímicos en esta región del Golfo.

En conjunto, los resultados obtenidos en esta tesis reflejan la complejidad inherente a la dinámica del oxígeno disuelto en el Golfo de México, al tiempo que resaltan la utilidad de enfoques integradores que combinan mediciones in situ, datos satelitales y modelación. Este trabajo no solo contribuye al

entendimiento de los mecanismos que regulan el oxígeno disuelto en la región, sino que también ofrece una base sólida para el desarrollo de estrategias futuras orientadas a la conservación y manejo sostenible de este ecosistema marino.

Además, los hallazgos presentados tienen implicaciones más amplias para estudios biogeoquímicos en otras regiones oceánicas con características similares, particularmente aquellas regiones oceánicas semi-cerradas influenciadas por procesos de meso escala como desprendimientos de giros. Los resultados de esta investigación sugieren que incluir dichos procesos en modelos globales y regionales podría mejorar significativamente la capacidad de predecir cambios en la dinámica del oxígeno disuelto bajo escenarios de cambio climático.

Este trabajo subraya la relevancia de continuar fortaleciendo la integración de observaciones y modelos para lograr una descripción más precisa y completa de la dinámica del oxígeno disuelto en el Golfo de México y más allá. Se recomienda que los esfuerzos futuros se enfoquen en seguir con la medición directa y posterior parametrización de diversas tasas biogeoquímicas en distintas profundidades del Golfo de México. Así mismo, se considera esencial seguir con el esfuerzo de mejorar el acoplamiento físico con los modelos biogeoquímicos, particularmente en la representación de procesos físicos que introduzcan mezcla importante en aguas intermedias.

Literatura citada

- Andrews, O., Buitenhuis, E., Le Quéré, C., & Suntharalingam, P. (2017). Biogeochemical modelling of dissolved oxygen in a changing ocean. *Philosophical Transactions Of The Royal Society A Mathematical Physical And Engineering Sciences*, 375(2102), 20160328. <https://doi.org/10.1098/rsta.2016.0328>
- Athié, G., Candela, J., Ochoa, J., & Sheinbaum, J. (2012). Impact of Caribbean cyclones on the detachment of Loop Current anticyclones. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C3), C03018. <https://doi.org/10.1029/2011JC007090>
- Athié, G., Sheinbaum, J., Leben, R., Ochoa, J., Shannon, M. R., & Candela, J. (2015). Interannual variability in the Yucatan Channel flow. *Geophysical Research Letters*, 42(5), 1496–1503. <https://doi.org/10.1002/2014GL062674>
- Athié, G., Sheinbaum, J., Candela, J., Ochoa, J., Pérez-Brunius, P., & Romero-Arteaga, A. (2020). Seasonal variability of the transport through the Yucatan Channel from observations. *Journal of Physical Oceanography*, 50(2), 343–360. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0269.1>
- Aumont, O., Éthé, C., Tagliabue, A., Bopp, L., & Gehlen, M. (2015). PISCES-v2: An ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies. *Geoscientific Model Development Discussions*, 8(8), 2465–2513. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-2465-2015>
- Benson, B. B., & Krause, D. (1984). The concentration and isotopic fractionation of oxygen dissolved in fresh water and seawater in equilibrium with the atmosphere. *Limnology and Oceanography*, 29(3), 620–631. <https://doi.org/10.4319/lo.1984.29.3.0620>
- Berelson, W. M. (2001). The flux of particulate organic carbon into the ocean interior: A comparison of four U.S. JGOFS regional studies. *Oceanography*, 14(4), 59–67. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2001.07>
- Billheimer, S. J., Talley, L. D., & Martz, T. R. (2021). Oxygen seasonality, utilization rate, and impacts of vertical mixing in the Eighteen Degree Water region of the Sargasso Sea as observed by profiling biogeochemical floats. *Global Biogeochemical Cycles*, 35(3), e2020GB006824. <https://doi.org/10.1029/2020GB006824>
- Boyd, P. W., Doney, S. C., & Karl, D. M. (2014). Biological ramifications of climate-change-mediated oceanic multi-stressors. *Nature Climate Change*, 5(1), 71–79. <https://doi.org/10.1038/nclimate2441>
- Brandt, P., Bange, H. W., Banyte, D., Dengler, M., Didwischus, S.-H., Fischer, T., Greatbatch, R. J., Hahn, J., Kanzow, T., Karstensen, J., Körtzinger, A., Krahnemann, G., Schmidtko, S., Stramma, L., Tanhua, T., & Visbeck, M. (2015). On the role of circulation and mixing in the ventilation of oxygen minimum zones with a focus on the eastern tropical North Atlantic. *Biogeosciences*, 12(2), 489–512. <https://doi.org/10.5194/bg-12-489-2015>
- Bushinsky, S. M., Emerson, S. R., Riser, S. C., & Swift, D. D. (2016). Accurate oxygen measurements on modified Argo floats using in situ air calibrations. *Limnology and Oceanography: Methods*, 14(8), 491–505. <https://doi.org/10.1002/lom3.10107>

- Caesar, L., Rahmstorf, S., Robinson, A., Feulner, G., & Saba, V. (2018). Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature*, 556(7700), 191–196. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0006-5>
- Candela, J., Ochoa, J., Sheinbaum, J., Lopez, M., Perez-Brunius, P., Tenreiro, M., Pallàs-Sanz, E., Athié, G., & Arriaza-Oliveros, L. (2019). The flow through the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 49(6), 1381–1401. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0189.1>
- Carrillo, L., Johns, E. M., Smith, R. H., Lamkin, J. T., & Largier, J. L. (2016). Pathways and hydrography in the Mesoamerican Barrier Reef System Part 2: Water masses and thermohaline structure. *Continental Shelf Research*, 120, 41–58. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.03.014>
- Chang, Y. L., & Oey, L. Y. (2012). Why does the Loop Current tend to shed more eddies in summer and winter? *Geophysical Research Letters*, 39(5). <https://doi.org/10.1029/2011GL050773>
- Chen, C., Wang, G., Xie, S. P., & Liu, W. (2019). Why does global warming weaken the Gulf Stream but intensify the Kuroshio? *Journal of Climate*, 32(21), 7437–7451. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0895.1>
- Contreras-Pacheco, Y. V., Herzka, S. Z., Vallejo-Espinosa, G., & Herguera, J. C. (2023). Particulate organic carbon in the deep-water region of the Gulf of Mexico. *Frontiers in Marine Science*, 10. <https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1095212>
- 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>
- Damien, P., Sheinbaum, J., Pasqueron de Fommervault, O., Jouanno, J., Linacre, L., & Duteil, O. (2021). Do Loop Current eddies stimulate productivity in the Gulf of Mexico? *Biogeosciences*, 18(14), 4281–4303. <https://doi.org/10.5194/bg-18-4281-2021>
- Deutsch, C., Emerson, S., & Thompson, L. (2006). Physical-biological interactions in North Pacific oxygen variability. *Journal of Geophysical Research*, 111(C9). <https://doi.org/10.1029/2005JC003179>
- Elliott, B. A. (1982). Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 12(11), 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)
- Falkowski, P., Scholes, R. J., Boyle, E., Canadell, J., Canfield, D., Elser, J., Gruber, N., Hibbard, K., Högberg, P., Linder, S., Mackenzie, F. T., Moore III, B., Pedersen, T., Rosenthal, Y., Seitzinger, S., Smetacek, V., & Steffen, W. (2008). The global carbon cycle: A test of our knowledge of earth as a system. *Science*, 290(5490), 291–296. <https://doi.org/10.1126/science.290.5490.291>
- Falkowski, P. G., Algeo, T., Codispoti, L., Deutsch, C., Emerson, S., Hales, B., Huey, R. B., Jenkins, W. J., Kump, L. R., Levin, L. A., Lyons, T. W., Nelson, N. B., Schofield, O. S., Summons, R., Talley, L. D., Thomas, E., Whitney, F., & Pilcher, C. B. (2011). Ocean deoxygenation: Past, present, and future. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 92(46), 409–410. <https://doi.org/10.1029/2011EO460001>
- Furuya, K., & Harada, K. (1995). An automated precise Winkler titration for determining dissolved oxygen on board ship. *Journal of Oceanography*, 51(3), 375–383. <https://doi.org/10.1007/BF02285173>

- Gnanadesikan, A., Bianchi, D., & Pradal, M. A. (2013). Critical role for mesoscale eddy diffusion in supplying oxygen to hypoxic ocean waters. *Geophysical Research Letters*, *40*(19), 5194–5198. <https://doi.org/10.1002/grl.50998>
- Gruber, N., Doney, S. C., Emerson, S. R., Gilbert, D., Kobayashi, T., Körtzinger, A., Johnson, G. C., Johnson, K. S., Riser, S. C., & Ulloa, O. (2010). Adding oxygen to ARGO: Developing a global in situ observatory for ocean deoxygenation and biogeochemistry. In Hall, J., Harrison, D. E., & D. Stammer (Eds.), *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society, Vol. 2* (pp. 21–25). European Space Agency. <http://dx.doi.org/10.25607/OBP-467>
- Gruber, N. (2016). Elusive marine nitrogen fixation. *Proceedings Of The National Academy Of Sciences*, *113*(16), 4246–4248. <https://doi.org/10.1073/pnas.1603646113>
- Hall, C. A., & Leben, R. R. (2016). Observational evidence of seasonality in the timing of Loop Current eddy separation. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, *76*, 240–267. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2016.06.002>
- Hahn, J., Brandt, P., Schmidtke, S., & Krahnemann, G. (2017). Decadal oxygen change in the eastern tropical North Atlantic. *Ocean Science*, *13*(4), 551–576. <https://doi.org/10.5194/os-13-551-2017>
- Hamilton, P., Leben, R., Bower, A., Furey, H., & Pérez-Brunius, P. (2018). Hydrography of the Gulf of Mexico using autonomous floats. *Journal of Physical Oceanography*, *48*(4), 773–794. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0205.1>
- Hurlburt, H. E., & Thompson, J. D. (1980). A numerical study of Loop Current intrusions and eddy shedding. *Journal of Physical Oceanography*, *10*, 1611–1651. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010<1611:ANSOLC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010<1611:ANSOLC>2.0.CO;2)
- Jähne, B., Heinz, G., & Dietrich, W. (1987). Measurement of the diffusion coefficients of sparingly soluble gases in water. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *92*(C10), 10767–10773. <https://doi.org/10.1029/JC092iC10p10767>
- Jenkins, W. J. (1982). Oxygen utilization rates in North Atlantic subtropical gyre and primary production in oligotrophic systems. *Nature*, *300*(5889), 246–248. <https://doi.org/10.1038/300246a0>
- Jochens, A. E., Bender, L. C., DiMarco, S. F., Morse, J. W., Kennicutt II, M. C., Howard, M. K., & Nowlin, Jr., W. D. (2005). Understanding the processes that maintain the oxygen levels in the deep Gulf of Mexico: Synthesis report [Study MMS 2005–032, U.S. Department of the Interior, Minerals Management Service] <https://digital.library.unt.edu/ark:/67531/metadc955532/>
- Jochens, A. E., & DiMarco, S. F. (2008). Physical oceanographic conditions in the deepwater Gulf of Mexico in summer 2000–2002. *Deep–Sea Research Part II: Topical Studies In Oceanography*, *55*(24–26), 2541–2554. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.07.003>
- Kinard, W. F., Atwood, D. K., & Giese, G. S. (1974). Dissolved oxygen as evidence for 18° C Sargasso Sea Water in the eastern Caribbean Sea. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, *21*(1), 79–82. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(74\)90021-7](https://doi.org/10.1016/0011-7471(74)90021-7)
- Kwon, Y. O., & Riser, S. C. (2004). North Atlantic subtropical mode water: A history of ocean–atmosphere interaction 1961–2000. *Geophysical Research Letters*, *31*(19). <https://doi.org/10.1029/2004GL021116>

- Leben, R. R. (2005). Altimeter-derived loop current metrics. In W. Sturges & A. Lugo-Fernandes (Eds.), *Circulation of the Gulf of Mexico: Observations and Models*. (pp. 181–201). Geophysical Monograph Series (Vol. 161). <https://doi.org/10.1029/161GM15>
- Levin, L. A. (2018). Manifestation, drivers, and emergence of open ocean deoxygenation. *Annual Review of Marine Science*, 10(1), 229–260. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-121916-063359>
- Li, G., Wang, Z., & Wang, B. (2022). Multidecade trends of sea surface temperature, chlorophyll-a concentration, and ocean eddies in the Gulf of Mexico. *Remote Sensing*, 14(15), 3754. <https://doi.org/10.3390/rs14153754>
- Lindo-Atichati, D., Bringas, F., & Goni, G. (2013). Loop current excursions and ring detachments during 1993–2009. *International Journal of Remote Sensing*, 34(14), 5042–5053. <https://doi.org/10.1080/01431161.2013.787504>
- 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. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C5). <https://doi.org/10.1029/2011JC007555>
- Maul, G. A. (1977). The annual cycle of the Gulf Loop Current Part I: Observations during a one-year time series. *Journal of Marine Research*, 35(1), 29–47.
- Maul, G. A. (1980). The 1972–1973 cycle of the Gulf Loop Current Part II: Mass and salt balances of the basin. *Symposium on Progress in Marine Research in the Caribbean and Adjacent Regions*. Caracas, Venezuela. FAO Fisheries Reports (FAO), Vol. 200, pp. 597–619.
- Maul, G. A., & Vukovich, F. M. (1993). The relationship between variations in the Gulf of Mexico Loop Current and Straits of Florida volume transport. *Journal of Physical Oceanography*, 23(5), 785–796. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1993\)023<0785:TRBVIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1993)023<0785:TRBVIT>2.0.CO;2)
- McGillicuddy, D. J., Jr., Robinson, A. R., Siegel, D. A., Jannasch, H. W., Johnson, R., Dickey, T. D., McNeil, J., Michaels, A. F., & Knap, A. H. (1998). Influence of mesoscale eddies on new production in the Sargasso Sea. *Nature*, 394(6690), 263–266. <https://doi.org/10.1038/28367>
- Meunier, T., Pallás-Sanz, E., Tenreiro, M., Portela, E., Ochoa, J., Ruiz-Angulo, A., & Cusí, S. (2018). The vertical structure of a Loop Current Eddy. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(9), 6070–6090. <https://doi.org/10.1029/2018JC013801>
- Meunier, T., Sheinbaum, J., Pallás-Sanz, E., Tenreiro, M., Ochoa, J., Ruiz-Angulo, A., Carton, X., & de Marez, C. (2020). Heat content anomaly and decay of warm-core rings: The case of the Gulf of Mexico. *Geophysical Research Letters*, 47(3). <https://doi.org/10.1029/2019GL085600>
- Meunier, T., Pérez-Brunius, P., & Bower, A. (2022). Reconstructing the three-dimensional structure of Loop Current rings from satellite altimetry and in situ data using the gravest empirical modes method. *Remote Sensing*, 14(17), 4174. <https://doi.org/10.3390/rs14174174>
- Morales, E., Zavala-Hidalgo, J., Martínez-López, B., & Ruiz-Angulo, A. (2021). Influence of stratification and Yucatan Current transport on the Loop Current Eddy shedding process. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(1). <https://doi.org/10.1029/2020JC016315>

- Morrison, J. M., & Nowlin, W. D. (1982). General distribution of water masses within the eastern Caribbean Sea during the winter of 1972 and fall of 1973. *Journal Of Geophysical Research Atmospheres*, 87(C6), 4207-4229. <https://doi.org/10.1029/jc087ic06p04207>
- Morrison, J. M., Merrell, W. J., Jr., Key, R. M., & Key, T. C. (1983). Property distributions and deep chemical measurements within the western Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 88(C4), 2601–2608. <https://doi.org/10.1029/JC088iC04p02601>
- Morrison, J. M., & Nowlin, W. D., Jr. (1977). Repeated nutrient, oxygen, and density sections through the Loop Current. *Journal of Marine Research*, 35(1), 105–128.
- Morrison, A. K., Waugh, D. W., Hogg, A. M., Jones, D. C., & Abernathy, R. P. (2022). Ventilation of the Southern Ocean pycnocline. *Annual Review of Marine Science*, 14(1), 405–430. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010419-011012>
- Oschlies, A., Brandt, P., Stramma, L., & Schmidtko, S. (2018). Drivers and mechanisms of ocean deoxygenation. *Nature Geoscience*, 11(7), 467–473. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0152-2>
- Pichevin, T., & Nof, D. (1997). The eddy cannon. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 43(9), 1475–1507. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(96\)00064-7](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(96)00064-7)
- Pitcher, G. C., Aguirre–Velarde, A., Breitburg, D., Cardich, J., Carstensen, J., Conley, D. J., Dewitte, B., Engel, A., Espinoza–Morriberón, D., Flores, G., Garçon, V., Graco, M., Grégoire, M., Gutiérrez, D., Martin Hernandez–Ayón, J., May Huang, H., Isensee, K., Elena, J. M., Levin, L., Lorenzo, A., Machu, E., Merma, L., Montes, I., Swa, N., Paulmier, A., Roman, M., Rose, K., Hood, R., Rabalais, N. N., Gro, V. S. A., Salvattecí, R., Sánchez, S., Sifeddine, A., Wahab Tall, A., Van Der Plas, A. K., Yasuhara, M., Zhang, J., & Zhu, Z. (2021). System controls of coastal and open ocean oxygen depletion. *Progress in Oceanography*, 197, 102613. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2021.102613>
- Portela, E., Tenreiro, M., Pallàs-Sanz, E., Meunier, T., Ruiz-Angulo, A., Sosa-Gutiérrez, R., & Cusí, S. (2018). Hydrography of the central and western Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(8), 5134–5149. <https://doi.org/10.1029/2018JC013813>
- Portela, E., Kolodziejczyk, N., Vic, C., & Thierry, V. (2020). Physical mechanisms driving oxygen subduction in the global ocean. *Geophysical Research Letters*, 47(17). <https://doi.org/10.1029/2020GL089040>
- Prieur, C., Viry, L., Blayo, E., & Brankart, J. (2019). A global sensitivity analysis approach for marine biogeochemical modeling. *Ocean Modelling*, 139, 101402. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2019.101402>
- Pollard, R., Griffitts, M., Cunningham, S., Read, J., Pérez, F., & Ríos, A. (1996). Vivaldi 1991 - A study of the formation, circulation and ventilation of Eastern North Atlantic Central Water. *Progress In Oceanography*, 37(2), 167-192. [https://doi.org/10.1016/s0079-6611\(96\)00008-0](https://doi.org/10.1016/s0079-6611(96)00008-0)
- Rabalais, N. N., Turner, R. E., & Wiseman, W. J., Jr. (2002). Gulf of Mexico hypoxia, aka “The dead zone”. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 33(1), 235–263. <https://doi.org/10.1146/annurev.ecolsys.33.010802.150513>
- Rahmstorf, S., Box, J. E., Feulner, G., Mann, M. E., Robinson, A., Rutherford, S., & Schaffernicht, E. J. (2015). Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature Climate Change*, 5(5), 475–480. <https://doi.org/10.1038/NCLIMATE2554>

- Redfield, A. C., Ketchum, B. H., & Richards, F. A. (1963). The influence of organisms on the composition of sea-water, In M. N. Hill (Ed.), *The composition of seawater: Comparative and descriptive oceanography. The sea: ideas and observations on progress in the study of the seas* (pp. 26-77). Wiley-Interscience.
- Rhein, M., Kieke, D., Hüttl-Kabus, S., Roessler, A., Mertens, C., Meissner, R., Klein, B., Böning, C. W., & Yashayaev, I. (2011). Deep water formation, the subpolar gyre, and the meridional overturning circulation in the subpolar North Atlantic. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 58(17-18), 1819–1832. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2010.10.061>
- Rivas, D., Badan, A., & Ochoa, J. (2005). The ventilation of the deep Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 35(10), 1763–1781. <https://doi.org/10.1175/JPO2786.1>
- Robbins, P. E., Price, J. F., Owens, W. B., & Jenkins, W. J. (2000). The importance of lateral diffusion for the ventilation of the lower thermocline in the subtropical North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 30(1), 67–89. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2000\)030<0067:TIOLDF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030<0067:TIOLDF>2.0.CO;2)
- Sarmiento, J. L., & Gruber, N. (2006). *Ocean Biogeochemical Dynamics*. Princeton University Press.
- Sheinbaum, J., Athié, G., Candela, J., Ochoa, J., & Romero-Arteaga, A. (2016). Structure and variability of the Yucatan and Loop Currents along the slope and shelf break of the Yucatan Channel and Campeche Bank. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 76, 217–239. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2016.08.001>
- Smeed, D. A., Josey, S. A., Beaulieu, C., Johns, W. E., Moat, B. I., Frajka-Williams, E., Rayner, D., Meinen, C. S., Baringer, M. O., Bryden, H. L., & McCarthy, G. D. (2018). The North Atlantic Ocean is in a state of reduced overturning. *Geophysical Research Letters*, 45(3), 1527–1533. <https://doi.org/10.1002/2017GL076350>
- Stramma, L., & Schott, F. (1999). The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep Sea Research Part II Topical Studies In Oceanography*, 46(1-2), 279-303. [https://doi.org/10.1016/s0967-0645\(98\)00109-x](https://doi.org/10.1016/s0967-0645(98)00109-x)
- Stramma, L., & England, M. (1999). On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal Of Geophysical Research Atmospheres*, 104(C9), 20863-20883. <https://doi.org/10.1029/1999jc900139>
- Stramma, L., Schmidtko, S., Levin, L. A., & Johnson, G. C. (2010). Ocean oxygen minima expansions and their biological impacts. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 57(4), 587–595. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2010.01.005>
- Sturges, W., Hoffmann, N. G., & Leben, R. R. (2010). A trigger mechanism for Loop Current ring separations. *Journal of Physical Oceanography*, 40(5), 900–913. <https://doi.org/10.1175/2009JPO4245.1>
- Sturges, W., Lugo-Fernández, A., & Shargel, M. D. (2012). Introduction to Circulation in the Gulf of Mexico. *Geophysical monograph* (pp. 1-10). <https://doi.org/10.1029/161gm02>
- Takeshita, Y., Martz, T. R., Johnson, K. S., Plant, J. N., Gilbert, D., Riser, S. C., Neill, C., & Tilbrook, B. (2013). A climatology-based quality control procedure for profiling float oxygen data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(10), 5640–5650. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20399>

- Tomczak, M., & Godfrey, J. S. (2007). *Regional Oceanography: An Introduction*. Elsevier.
- Uchida, H., Kawano, T., Kaneko, I., & Fukasawa, M. (2008). In situ calibration of optode-based oxygen sensors. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25(12), 2271–2281. <https://doi.org/10.1175/2008JTECHO549.1>
- Uchida, H., Johnson, G. C., & McTaggart, G. C. (2010). CTD oxygen sensor calibration procedures. In: E. M. Hood, C. L. Sabine & B. M. Sloyan (Eds.), *The GO-SHIP Repeat Hydrography Manual: A Collection of Expert Reports and Guidelines. Version 1*. ICPO Publication Series. <https://doi.org/10.25607/OBP-1344>
- Van Der Boog, C. G., de Jong, M. F., Scheidat, M., Leopold, M. F., Geelhoed, S. C. V., Schulz, K., Dijkstra, H. A., Pietrzak, J. D., & Katsman, C. A. (2019). Hydrographic and biological survey of a surface-intensified anticyclonic eddy in the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(8), 6235–6251. <https://doi.org/10.1029/2018JC014877>
- Vukovich, F. M. (2012). Changes in the Loop Current's eddy shedding in the period 2001–2010. *International Journal of Oceanography*, 2012, 1–18. <https://doi.org/10.1155/2012/439042>
- Wang, Z., Boyer, T., Reagan, J., & Hogan, P. (2023). Upper-oceanic warming in the Gulf of Mexico between 1950 and 2020. *Journal of Climate*, 36(8), 2721–2734. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-22-0409.1>
- Weiss, R. F. (1970). The solubility of nitrogen, oxygen, and argon in water and seawater. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 17(4), 721–735. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(70\)90037-9](https://doi.org/10.1016/0011-7471(70)90037-9)
- Whitney, F. A., Freeland, H. J., & Robert, M. (2008). Persistently declining oxygen levels in the interior waters of the eastern subarctic Pacific. *Progress in Oceanography*, 75(2), 179–199. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.08.007>
- Williams, P. B., & Del Giorgio, P. A. (2005). Respiration in aquatic ecosystems: history and background. In P. A. del Giorgio & P. B. Williams (Eds.), *Respiration in Aquatic Ecosystems* (pp. 1-17). Oxford University Press. <https://doi.org/10.1093/acprof:oso/9780198527084.003.0001>
- Worthington, L. (1958). The 18° water in the Sargasso Sea. *Deep Sea Research (1953)*, 5(2-4), 297-305. [https://doi.org/10.1016/0146-6313\(58\)90026-1](https://doi.org/10.1016/0146-6313(58)90026-1)
- Yang, J. (2023). Predicting water quality through daily concentration of dissolved oxygen using improved artificial intelligence. *Scientific Reports*, 13(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-023-47060-5>