

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS

MAESTRIA EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFIA COSTERA



**DINÁMICA DE LA ALCALINIDAD TOTAL EN REMOLINOS DEL
GOLFO DE MÉXICO: INTEGRACIÓN DE DATOS SATELITALES Y
MEDICIONES IN SITU**

TESIS

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

PRESENTA

Jonathan David Paredes Hernández

Ensenada, Baja California, México

Junio del 2025

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

Dinámica de la alcalinidad total en remolinos del Golfo de México:
integración de datos satelitales y mediciones in situ

T E S I S

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

MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

Presenta

Jonathan David Paredes Hernández

Aprobada por:



Dr. José Martín Hernández Ayón

Director



Dr. Carlos Orión Norzagaray López

Sinodal



Dr. Enric Pallàs Sanz

Sinodal



Dra. Luz de Lourdes Aurora
Coronado Álvarez

Sinodal

Resumen

En este trabajo se analizó la evolución de un remolino anticiclónico desprendido de la Corriente de Lazo en el Golfo de México, desde el 16 de septiembre de 2021 hasta el 15 de febrero de 2022. Para ello, se utilizaron datos satelitales de salinidad y temperatura, complementados con observaciones in situ realizadas durante la campaña oceanográfica PhytBloomEddy, en la que se muestreó el núcleo del remolino en noviembre de 2021 mediante un termosalinómetro y muestras de agua para analizar alcalinidad total (AT).

Los análisis estadísticos demostraron que no existen diferencias significativas entre las mediciones satelitales y las obtenidas con instrumentos en el campo, lo que validó el uso de sensores remotos para representar la estructura superficial del remolino. Además, las estimaciones de alcalinidad total basadas en la ecuación empírica de Lee et al. (2006) mostraron una coherencia alta con los valores medidos directamente, confirmando la utilidad de este método en remolinos.

Durante el período de seguimiento con productos satelitales, que abarcó 152 días, el remolino mostró un aumento en la salinidad superficial de aproximadamente 0.5 unidades y una pérdida térmica de hasta 5 °C, indicando una evolución activa. El análisis de la humedad relativa y las secciones verticales de salinidad sugieren que el incremento en la salinidad superficial está relacionado con procesos de mezcla vertical. Esto implica que los remolinos anticiclónicos desprendidos de la Corriente de Lazo actúan como vectores físicos que transforman masas de agua, como la NASUW (Agua Subtropical Subsuperficial del Atlántico Norte) y la CSW (Agua Superficial Caribeña), en la GCW

(Agua Común del Golfo), lo que promueve intercambios verticales de sal y calor, que afectan significativamente la estructura biogeoquímica del Golfo de México.

Palabras clave: Golfo de México, remolinos de la corriente de lazo, química del CO₂, alcalinidad total.

Abstract

This study analyzed the evolution of an anticyclonic eddy shed from the Loop Current in the Gulf of Mexico, from September 16, 2021, to February 15, 2022. Satellite-derived salinity and temperature data were used, complemented by in situ observations collected during the PhytBloomEddy oceanographic campaign. During this campaign, the core of the eddy was sampled in November 2021 using a thermosalinograph and water samples for total alkalinity (TA) analysis.

Statistical analyses showed no significant differences between satellite measurements and those obtained with field instruments, validating the use of remote sensing to represent the surface structure of the eddy. Additionally, total alkalinity estimates based on the empirical equation by Lee et al. (2006) showed high consistency with directly measured values, confirming the usefulness of this method in eddy environments.

During the 152-day monitoring period using satellite products, the eddy exhibited an increase in surface salinity of approximately 0.5 units and a thermal loss of up to 5 °C, indicating active evolution. Analysis of relative humidity and vertical distribution of salinity suggest that the increase in surface salinity is related to vertical mixing processes.

This implies that anticyclonic eddies shed from the Loop Current act as physical vectors that transform water masses, such as NASUW (North Atlantic Subtropical Underwater) and CSW (Caribbean Surface Water), into GCW (Gulf Common Water), thereby promoting vertical exchanges of salt and heat that significantly affect the biogeochemical structure of the Gulf of Mexico.

Keywords: Gulf of Mexico, Loop Current eddies, CO₂ chemistry, total alkalinity.

Dedicatoria

A mi familia por siempre apoyarme a lograr mis metas.

A mi amorcito, por ser parte de mi vida y ayudarme a ser la mejor versión de mí .

Agradecimientos

Agradezco sinceramente a la Secretaría de Ciencias, Humanidades, Tecnología e Innovación (SECIHTI, anteriormente CONAHCYT) por otorgarme la beca que me permitió realizar mis estudios de Maestría de manera adecuada (N.º de becario: 64fa94c736ae36197c20267e). Asimismo, extiendo mi agradecimiento a la Universidad Autónoma de Baja California por su respaldo institucional.

Muchas gracias al proyecto “*Florecimientos de Fitoplancton en un Remolino de la Corriente de Lazo*” (FORDECYT-PRONACES/1327709/2020) por brindarme acceso a los datos recolectados durante la campaña de muestreo, los cuales fueron fundamentales para el desarrollo de este estudio.

Reconozco el papel esencial del Instituto de Investigaciones Oceanológicas (IIO) y de la Facultad de Ciencias Marinas en mi formación académica. Así como a todos los profesores que me impartieron clases. Sus enseñanzas me dieron otra perspectiva de los procesos oceanográficos.

Mi más sincero agradecimiento al Dr. José Martín Hernández Ayón, mi mentor, por sus valiosos consejos tanto en el ámbito académico como en la vida cotidiana. Su guía ha sido fundamental en mi camino por la fascinante química del CO₂.

A la Dra. Luz de Lourdes Aurora Coronado Álvarez, gracias por enseñarme a hacer buena ciencia, por tu apoyo constante y por tu generosidad. Y las grandes charlas que compartimos.

Gracias al Dr. Enric Pallàs Sanz por sus consejos, su sabiduría y por recibirme siempre con una sonrisa. Sus enseñanzas me permitieron comprender mejor los remolinos, y ahora, gracias a usted, me he quedado encantado con ellos.

Al Dr. Carlos Orión Norzagaray López, agradezco su atención y amabilidad, así como esos inesperados detalles —como los cacahuates y los cafés— que hacían más llevaderas las largas jornadas de trabajo.

Finalmente, muchas gracias a todo el equipo del laboratorio de CO₂ por permitirme formar parte durante estos dos años. Siempre fue un placer compartir un café y debatir sobre ciencia con ustedes.

Índice general

<i>Resumen</i>	<i>III</i>
<i>Abstract</i>	<i>IV</i>
<i>Lista de tablas y figuras</i>	<i>X</i>
<i>1. Introducción</i>	<i>1</i>
<i>2. Antecedentes</i>	<i>4</i>
2.1. Masas de agua	4
2.2. Sistema de los carbonatos en el Golfo de México	5
2.3. Alcalinidad Total	7
2.4. Remolinos desprendidos de la corriente de Lazo	9
2.5. Satélites	12
<i>3. Justificación</i>	<i>15</i>
<i>4. Hipótesis</i>	<i>16</i>
<i>5. Objetivo general</i>	<i>17</i>
5.1. Objetivos específicos	17
<i>6. Materiales y métodos</i>	<i>18</i>
6.1. Datos oceanográficos	18
6.2. Datos satelitales	18
6.3. Definición del remolino	20
6.4. Cálculos de AT a diferentes salinidades	20
6.5. Estimaciones de AT	21
6.6. Análisis estadístico	21
6.7. Línea satelital y lineal del termosalinometro	22
<i>7. Resultados</i>	<i>24</i>
7.1 Observaciones superficiales y verticales del remolino	25
7.2. Evaluación de los algoritmos de AT	29
7.3. Contraste gráfico de datos medidos vs satelitales	31
7.4. Análisis estadístico	33
7.5. Estimaciones satelitales de AT	39
7.6. Análisis del remolino en el tiempo	43
7.7. Predicciones de AT: verificando replicabilidad de la submesoescala dentro de los LCEs	44

7.8. Tendencia de AT en la vida del remolino	47
7.9. Viento y humedad relativa	48
7.10. Clorofila a	51
8. Discusiones	52
8.1. Variabilidad del remolino	53
8.2. Diferencias en los valores de AT	55
9. Conclusiones	59
10. Referencias	61

Lista de tablas y figuras

Lista de tablas

Tabla I: Masas de agua reportadas por Portela et al. Para el GoM en 2018. TEOS-10.	5
Tabla II: Momentos estadísticos de primer y segundo orden de las series espaciales de temperatura y salinidad (ver Figura 10). N indica el número de observaciones totales que componen las series espaciales. S.D. se refiere a desviación estándar (Standard Deviation en inglés).	33
Tabla III: Pruebas de normalidad para los datos del satélite y el termosalinómetro. P-valores.	38
Tabla IV: Pruebas de homocedasticidad para los datos de temperatura y salinidad del satélite y el termosol (p-valores). El test de Levene esta ajustado a la mediana.	38
Tabla V: Valores de significancia (p-valores) obtenidos para la salinidad y la temperatura del satélite y el termosol mediante tres pruebas estadísticas: Mann-Whitney, Permutación y Brunner-Munzel.	39
Tabla VI: Pruebas de normalidad, homocedasticidad y de igualdad de grupos para los datos de AT entre datos del termosol y el satélite.	42

Lista de figuras

Figura 1: Esquema donde se señalan los principales vectores ambientales y biogeoquímicos de la acidificación oceánica en el GoM y su cobertura espacial conocida (tomado de Osborne et al., 2022).	7
Figura 2: Comparación de la dinámica superficial representada mediante mapas de color de la topografía dinámica absoluta (ADT, por sus siglas en inglés) y corrientes sobrepuestas (flechas; $cm\ s^{-1}$) para los veranos del a) 2011 (Junio; V11), e) 2015 (ago-sep; V15) y i) 2016 (julio; V16). Perfiles de AOU ($\mu mol\ kg^{-1}$), (c, g, k) CID ($\mu mol\ kg^{-1}$) y (d, h) $\sigma\theta$ ($kg\ m^{-3}$) (tomado de Cervantes-Díaz, 2021).	12
Figura 3: Remolino anticiclónico muestreado durante la campaña PhytBloomEddy del 09-11-2022 al 16-11-2022. Mapa de color de ADT(m) promedio y corrientes sobrepuestas (vectores; $m\ s^{-1}$). Los puntos rojos son las estaciones de muestreo.	25
Figura 4: Mapa de color de salinidad superficial promedio (ups) satelital del GoM promedio del 10-11-2022 al 16-11-2022. Las líneas blancas representan las isolíneas de ADT (m), mientras que los vectores de color negro indican la dirección y magnitud de las corrientes geostróficas. Los puntos rojos representan las estaciones de muestreo.	26

Figura 5: Distribución vertical de temperatura (°C) a través del LCE Yazoo, durante la campaña PhytBloomEddy del 09-16 de noviembre del 2022. En el eje y la profundidad en m, en el eje x la distancia en grados oeste. Las líneas verticales con los puntos del ctd. _____ 27

Figura 6: Distribución vertical de salinidad práctica (ups) a través del LCE Yazoo (mapa de color), durante la campaña PhytBloomEddy del 09-16 de noviembre del 2022. En el eje y tenemos la profundidad en m y en el eje x tenemos la distancia en grados oeste. Las líneas verticales con los puntos del ctd. _____ 28

Figura 7: Distribución vertical de AT ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) a través del LCE Yazoo (mapa de color) durante la campaña PhytBloomEddy del 09-16 de noviembre del 2022. En el eje y tenemos la profundidad en m y en el eje x tenemos la distancia en grados oeste. Los puntos negros representan las muestras discretas obtenidas durante la campaña. _____ 29

Figura 8: Estimaciones de AT utilizando: (i) las ecuaciones de Lee et al 2006 (en azul), (ii) el modelo LIAR de Carter et al., (2021) (en rojo), y (iii) el termosalinómetro durante la campaña PhytBloomEddy (en negro). En el eje y tenemos los valores de AT en $\mu\text{mol kg}^{-1}$ y en el eje x la distancia en grados Oeste. Los datos superficiales medidos de AT durante la campaña PhytBloomEddy están representados en negro. Las barras de error indican la desviación estándar. _____ 29

Figura 9: A) Temperatura (° C) y B) salinidad (ups) del termosalinómetro promediados en intervalos de 0.083 grados longitud (líneas azules) y del satélite interpolada a la posición de la medida del Termosal (líneas rojas). En el eje y distancia en grados oeste. _____ 33

Figura 10: Diagramas de caja para A) temperatura (° C) y B) salinidad (ups) correspondientes a los datos del termosalinómetro (10-16 noviembre 2022). _____ 35

Los diagramas de caja y bigotes, tanto de salinidad como temperatura, muestran una gran cantidad de valores atípicos (Figura 10; los puntos negros), para salinidad 13477 y para la temperatura 10847. Sin embargo, ambos conjuntos presentan distribuciones con rangos más estrechos. Los datos provienen de siete días diferentes de muestreo dentro del remolino de mesoescala, lo cual podría explicar las marcadas diferencias observadas en los conjuntos de datos de salinidad y temperatura. _____ 35

Figura 11: Histogramas de densidad con líneas de distribución para los datos (c-d) temperatura (rojo) y (a-b) salinidad (azul) superficiales del termosal (paneles inferiores) y el satélite (paneles superiores). El eje y presenta la densidad de muestras y en el eje x están los valores de salinidad (ups) y temperatura (° C). _____ 36

Figura 12: Diagramas de caja y bigotes para A) la temperatura (° C) y B) salinidad (ups) correspondientes a los datos satelitales. _____ 37

Figura 13: En rojo se muestra la AT en $\mu\text{mol kg}^{-1}$ calculada con la ecuación de Lee et al. (2006), utilizando datos satelitales de temperatura y salinidad superficial del mar, mientras que en azul se presenta la AT superficial en $\mu\text{mol kg}^{-1}$ del remolino obtenida durante la campaña PhytBloomEddy de las muestras discretas. _____ 40

Figura 14: Histograma de frecuencias (A) y diagrama de caja-bigotes (B), de los datos de AT colectados dentro del remolino con el Termosal y los estimados mediante datos satelitales. _____ 42

Figura 15: Promedios diarios satelitales de A) salinidad (ups) y B) temperatura (°C) dentro del remolino anticiclónico, muestreados desde el 16-09-2022-09-16 hasta el 15-02-2023. Las líneas punteadas marcan la tendencia lineal. _____ 43

Figura 16: Salinidad (ups) superficial satelital dentro del remolino, correspondiente al 15 de noviembre de 2022. Los valores considerados corresponden a regiones con ADT ≥ 0.6 m. Los puntos negros son las estaciones muestreadas en PhytBloomEddy. Los contornos de salinidad son cada 0.025ups. _____ 45

Figura 17: Estimaciones de AT en $\mu\text{mol kg}^{-1}$, utilizando las ecuaciones de Lee et al. 2006 (A) y la función LIAR de Carter et al 2021 (B). Los datos satelitales corresponden al 15 de noviembre de 2022. Los valores considerados están dentro del rango de profundidad de la capa superficial (ADT) ≥ 0.6 m. Los puntos negros corresponden a las estaciones de muestreo de PhytBloomEddy _____ 46

Figura 18: Estimaciones satelitales promedio de AT utilizando la ecuación de Lee et al. (2006) . Los datos diarios promedio están representados en puntos verdes mientras que la línea punteada verde representa la de tendencia de AT estimada. En el eje y la AT en $\mu mol\ kg^{-1}$ y en el eje x la fecha en días. El número de observaciones es de N= 152, y el coeficiente de correlación al cuadrado de la recta de regresión (línea discontinúa verde) es $R^2= 0.939$. _____ 48

Para obtener resultados del efecto del viento, se utilizaron promedios diarios de datos satelitales de reanálisis del viento provenientes ERAS-5. A partir de estos datos, se generaron promedios superficiales dentro del contorno de 0.6m del LCE muestreado, permitiendo así calcular los valores diarios de la magnitud del viento sobre dicha área. _____ 48

Figura 19: Magnitud del viento promedio diario dentro del remolino muestreado (contorno de 0.6m ADT), durante el periodo del 16 de septiembre de 2022 al 15 de febrero del 2023. _____ 49

Figura 20: Porcentaje de humedad relativa (%) promedio diario dentro del remolino muestreado, del 16 de septiembre del 2022 al 15 de febrero del 2023. _____ 50

Figura 21: Concentraciones promedio de clorofila-a ($mg\ m^{-3}$) dentro del remolino muestreado del 16 de septiembre del 2022 al 15 de febrero del 2023. Global Ocean Biogeochemistry Analysis and Forecast (<https://doi.org/10.48670/moi-00015>) _____ 51

Figura 22: Diagrama Temperatura-Salinidad (T-S) (a) que compara los valores satelitales extraídos del remolino en dos fechas distintas y que evidencia la presencia de agua con características del Agua Común del Golfo (GCW por sus siglas en inglés) para el día 15-de septiembre del 2022 (en azul) y el 16 de enero del 2023 (en rojo). (b) Diagrama T-S tomado de Cervantes et al. (2022). _____ 54

1. Introducción

El ambiente marino del golfo de México (GoM) contiene una gran diversidad de ecosistemas, lo cual le permite proveer de una amplia gama de servicios ecosistémicos, tales como la protección de la línea costera y la remoción de dióxido de carbono (Liu et al., 2024). Aunado a esto es un hábitat de gran multitud de especies marinas, siendo una zona de gran importancia económica y ecológica, presentando pesquerías muy lucrativas, así como la presencia de plataformas petroleras (Osborne et al., 2022).

Esta región ha sido objeto de diversos estudios que han demostrado los impactos de la acidificación oceánica en el GoM. Sin embargo, su gran dinamismo y la dificultad para mantener estaciones de monitoreo a largo plazo dificultan la atribución de los cambios en la química de los carbonatos a la acidificación oceánica (Osborne et al., 2022; Liu et al., 2024). La variabilidad alta y las diferentes escalas de impacto han llevado a organismos como GOA-ON (Red Global de Observación sobre la Acidificación Oceánica) a establecer dos metas de medición: “Climate” y “Weather” (Newton et al., 2015). La categoría “Climate” se utiliza para evaluar tendencias a largo plazo en la acidificación oceánica, impulsadas por efectos antropogénicos sobre las condiciones hidrográficas y la química del carbono en escalas temporales decenales. Por otro lado, “Weather” se enfoca en patrones espaciales y temporales de corta variación, permitiendo analizar las respuestas de los ecosistemas a las dinámicas locales relacionadas con la acidificación (Newton et al., 2015).

El GoM es un mar semicerrado que funciona como un sistema oceánico dentro de una gran cuenca. Tiene una superficie aproximada de 1,507,639 km², una profundidad media

de 1,615 m y un volumen cercano a los 2,434,000 km³ (McKinney et al., 2021). Se ubica en el Océano Atlántico occidental, conectado al Mar Caribe a través del Canal de Yucatán y al Océano Atlántico Norte mediante el Estrecho de Florida (Olvera et al., 2024). Estas conexiones hacen del GoM una vía crucial en la circulación del Océano Atlántico, facilitando el transporte de calor, salinidad, nutrientes y organismos desde el Mar Caribe hacia latitudes más altas del Atlántico Norte, lo que influye directamente en el clima y la estacionalidad de regiones como Centroamérica, el sureste de Estados Unidos y el propio Caribe (Sheinbaum et al., 2002; Müller-Karger et al., 2015).

La circulación del GoM está dominada por la Corriente de Lazo (Loop Current; LC) y los remolinos anticiclónicos que se desprenden de ella (Loop Current Eddies; LCEs), los cuales controlan el movimiento de las masas de agua en la capa superior de hasta 800 – 1,000 metros (Hamilton et al., 2018; Zhang et al., 2024; Trott et al., 2024). La LC ingresa al GoM a través del Canal de Yucatán como una extensión de la corriente del Caribe, formando un bucle anticiclónico que puede alcanzar gran penetración hacia el norte del golfo. Cuando esta extensión se vuelve inestable, la LC se fragmenta y desprende grandes remolinos anticiclónicos que se propagan hacia el oeste (Leben, 2005; Candela et al., 2019; Trott et al., 2024). Estos remolinos juegan un papel clave en la redistribución de calor, sal, y otras propiedades físicas y biogeoquímicas dentro del golfo.

La hidrografía del GoM está determinada por la confluencia de diversas masas de agua que provienen del Atlántico y transitan por el Caribe antes de ingresar al golfo a través de la corriente de Yucatán (Hernández-Guerra & Joyce, 2000; Portela et al., 2018). Estas masas presentan propiedades termohalinas particulares que, al interactuar con las

estructuras dinámicas como la LC y los remolinos, generan una compleja variabilidad espacial y temporal en la columna de agua.

Además de la circulación oceánica, el sistema físico del GoM se ve influenciado por factores atmosféricos y continentales. La región presenta tres estaciones principales: la estación seca (marzo a mayo), la estación de lluvias (junio a octubre) y la estación de nortes (noviembre a febrero) (Barranco et al., 2022). Durante la mayor parte del año, predominan los vientos del este, pero en la estación de nortes se desarrollan eventos intensos de viento del norte debido a sistemas de alta presión en el continente, que inducen mezcla vertical significativa en la columna de agua (Barranco et al., 2022).

El GoM también recibe aportes fluviales importantes, especialmente del sistema Mississippi-Atchafalaya, que, junto con la entrada de masas de agua oceánicas, contribuye a la complejidad del sistema hidrodinámico y biogeoquímico del golfo (Portela et al., 2018). En particular, la parte sur del GoM muestra un patrón de circulación caracterizado por la presencia de ciclones semipermanentes en la Bahía de Campeche y una circulación anticiclónica al Este, asociada con la batimetría local, el forzamiento del viento y la influencia de los remolinos anticiclónicos desprendidos de la LC (Portela et al., 2018; Valencia-Gasti et al., 2022). Estos procesos dinámicos tienen un impacto directo sobre la distribución de propiedades como la alcalinidad total y la química del dióxido de carbono (CO_2). Ya que los remolinos anticiclónicos pueden modificar la estratificación, promover la subducción de aguas superficiales y alterar los balances biogeoquímicos locales, elementos clave para entender la variabilidad de los sistemas de carbono en el GoM.

2. Antecedentes

2.1. Masas de agua

Se considera que el agua superficial del GoM es una mezcla de tres masas de agua bien identificadas por sus valores y relaciones de salinidad y temperatura, dadas por las siguientes masas de agua (tabla I): El agua superficial del caribe (*Caribbean Surface Water*, [CSW]), el agua común del golfo (*Gulf Common Water*, [GCW]) y el agua subtropical subsuperficial del Atlántico norte (*North Atlantic Subtropical Underwater*, [NASUW]Portela et al 2018; Cervantes-Díaz et al., 2022). La masa de agua más representativa por debajo de los primeros 150 m en los remolinos de la corriente de Lazo es el agua subtropical subsuperficial del Atlántico norte (NASUW Elliot, 1982; Vidal et al.,1994; Cervantes-Díaz et al., 2022). La cual se forma por una subducción en el giro subtropical del Atlántico norte. Los valores de salinidad subsuperficiales máximos, distinguen a la NASUW de su contraparte, la GCW que presenta temperaturas similares, pero salinidades más bajas (Portela et al 2018; Cervantes-Díaz et al., 2022).

Tabla I: Masas de agua reportadas por Portela et al. Para el GoM en 2018. TEOS-10.

Masa de agua	Temperatura (θ)	Salinidad absoluta	Oxígeno disuelto ml/L	Profundidad m
Agua Subsuperficial Subtropical del Atlántico Norte (NASUW, siglas en ingles)	20-25	>36.8	2.5-3.8	150-230
Remanente de Agua Superficial del Caribe (CSWr)	22-28	<36.7	>4	50-150
Agua Común del Golfo (GCW)	20-22.5	<36.8	2.5-4.2	50-150
Agua Central Tropical del Atlántico (TACW)	8-20	35.1-36.6	<3	300-700
Núcleo del Agua Central Tropical del Atlántico (TACWna)	9-13	35.25-35.9	2.1-2.2	400-600
Agua Intermedia Antártica (AAIW)	5.5-6.5	35.05-35.11	3-3.5	740-900
Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW)	4-4.5	~35.15	>4.5	>1200

2.2. Sistema de los carbonatos en el Golfo de México

La dinámica del sistema de los carbonatos en el GoM se encuentra bajo la influencia de una compleja interacción de distintos forzantes ambientales y antropogénicos (Figura 1), además de los incrementos en los reservorios de CO₂ de origen antropogénico que contribuyen a la acidificación oceánica (Osborne et al., 2022). A lo largo de los años, diferentes programas de investigación han procurado monitorear las condiciones químicas del área mediante la toma de muestras discretas de pH, presión parcial del CO₂ (pCO₂, la cual es la principal variable superficial monitoreada y recopilada por programas/ iniciativas como SOCAT), alcalinidad total (AT) y carbono inorgánico disuelto (CID), principalmente en la porción norte del GoM durante los veranos (Kealoha et al., 2020; Osborne et al., 2022). Del total de los datos recopilados de 1996 al 2020, sólo cerca del

4% de las mediciones pertenecen a la parte suroeste de la región ($\sim 25.5^\circ$ N latitud, $\sim 88^\circ$ W longitud). Esta escasez de mediciones en esta región del GoM genera importantes incertidumbres con respecto a nuestra comprensión de los procesos que ocurren fuera de la región norte, lo que conlleva a realizar generalizaciones sobre los controles biogeoquímicos que modifican la química de los carbonatos (Kealoha et al., 2020).

Los datos disponibles evidencian la importancia de la circulación oceánica, la estacionalidad en la temperatura y la influencia de las descargas ribereñas en la dinámica química del sistema de los carbonatos. Además, los programas XIXIMI y CIGOM, realizados en aguas mexicanas, indican que las estructuras verticales de CID y AT en la parte central y sur del GoM son comparables con los perfiles observados en el Caribe (Osborne et al., 2022; Cervantes et al., 2022).

Los patrones de distribución superficial del pH y la $p\text{CO}_2$ están más controlados por procesos físicos y biológicos locales que dificultan hallar un agua superficial en equilibrio con la atmósfera (Cai et al., 2020). Por su parte, la AT puede ser trazada vía la salinidad, ya que en aguas superficiales exhiben una relación lineal que permite determinar la distribución de la AT debido a la mezcla de diferentes masas de agua. Por ello, el uso de herramientas satelitales que proporcionan mediciones de salinidad resulta sumamente útil en el golfo. Existen varios estudios que han empleado la relación salinidad para explorar la distribución del AT en el GoM (por ejemplo, Cai et al., 2010; Wang et al., 2013; Yang y Byrne, 2023).

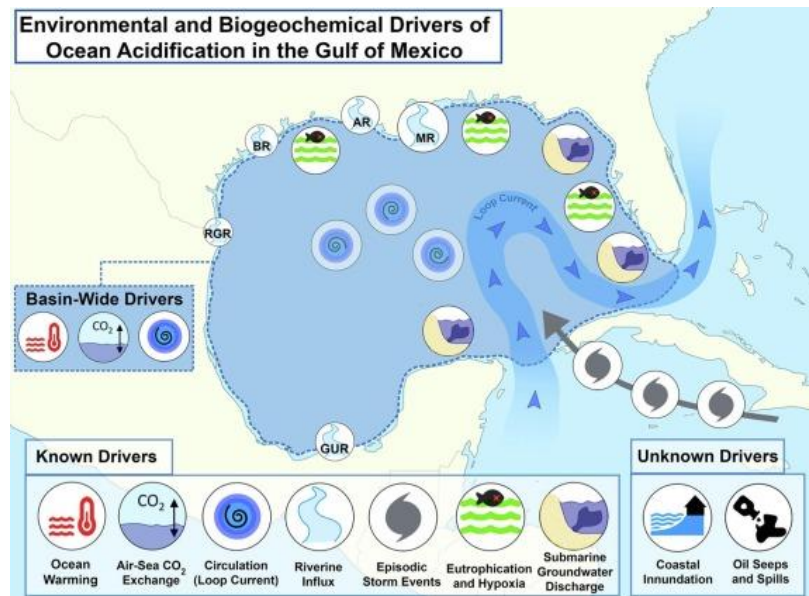


Figura 1: Esquema donde se señalan los principales vectores ambientales y biogeoquímicos de la acidificación oceánica en el GoM y su cobertura espacial conocida (tomado de Osborne et al., 2022).

2.3. Alcalinidad Total

La AT se define como “ el número de moles del ion hidrogeno (H^+) equivalentes al exceso de aceptores de protones (bases formadas a partir de ácidos débiles con una constante de disociación $K \leq 10^{-4.5}$ a 25°C y una fuerza ionica de cero) sobre los donadores de protones (ácidos con $K > 10^{-4.5}$)” (Dickson, 1981). La AT puede expresarse como:

$$AT = [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] + [B(OH)_4^-] + 2[PO_4^{3-}] + [HPO_4^{2-}] - [H_3PO_4] \\ + [SiO(OH)_3^-] + Org - Alk + [OH^-] - [H^+] \text{ y otras bases menores}$$

donde los aceptores de iones de hidrógeno incluyen iones bicarbonato/carbonato, borato, fosfato, silicato y especies orgánicas (Cai et al., 1998; Yang y Byrne, 2023). Debido a su relación lineal en las aguas superficiales con la salinidad, se puede considerar a la AT como conservativa, dado que su distribución en la parte superficial del océano se encuentra regulada en gran medida por fenómenos físicos, tales como la mezcla y la

evaporación (Brewer et al., 1986; Millero et al., 1998; Lee et al., 2006). En los océanos (sub)tropicales (30°N-30°S), las variaciones en la AT superficial asociadas con los cambios en la salinidad debido al balance hídrico explican más del 80% de la variabilidad total de la AT (Millero et al., 1998). En latitudes más altas (> 30°N o 30°S), el enfriamiento estacional intensifica la mezcla convectiva con aguas profundas ricas en AT, lo que representa un factor adicional clave en el incremento de las concentraciones de AT en la superficie (Lee et al., 2006).

La AT no se ve afectada por el intercambio de CO_2 entre la atmósfera y el océano, aunado a su mayor estabilidad termodinámica, esto la convierte en la variable más utilizada del sistema de los carbonatos. Dentro de la AT se encuentran tres constituyentes químicos (bicarbonatos, carbonatos y boratos) cuyo incremento o disminución es proporcional a los cambios de salinidad. La AT por sus propiedades y características facilita el desarrollo de relaciones empíricas entre la AT con la salinidad y temperatura superficial (Fine et al., 2016).

Las primeras relaciones globales entre la AT normalizada por salinidad y la temperatura superficial del mar fueron establecidas por Millero et al. (1998), utilizando subconjuntos de datos históricos de AT ($n = 1,740$) junto con mediciones obtenidas durante la investigación global del carbono en la década de 1990. Desde la publicación de estas relaciones, se han incorporado un número considerable de nuevas mediciones de AT al conjunto de datos global (Lee et al., 2006; Carter et al., 2016). Con el paso del tiempo, y gracias al desarrollo de nuevos métodos y enfoques, se han empleado diferentes técnicas para realizar estimaciones de AT más precisas (Velo et al., 2013; Carter et al., 2016).

2.4. Remolinos desprendidos de la corriente de Lazo

Los LCE son estructuras de mesoescala de gran tamaño que juegan un papel crucial en la dinámica oceánica del GoM. Estos remolinos transportan volúmenes masivos de agua cálida y salina de origen Atlántico subtropical desde el Mar Caribe hacia el interior del GoM, contribuyendo significativamente al transporte de calor, salinidad, nutrientes, organismos y energía a lo largo de la cuenca (Müller-Karger et al., 2015; Candela et al., 2019; McGillicuddy et al., 2016; Gentil et al., 2024).

Por su alto contenido de calor y sal, los LCE son elementos fundamentales en la modulación de las propiedades físicas y biogeoquímicas en el GoM, influyendo directamente en procesos como la mezcla vertical, la redistribución de nutrientes y la productividad primaria (Linacre et al., 2019; Ernst et al., 2023; Velásquez-Aristizábal et al., 2022). Estos remolinos inducen modificaciones en la estructura vertical de las isopícnas, lo cual altera la distribución de nutrientes y las condiciones necesarias para la proliferación de fitoplancton, afectando la estructura de las comunidades planctónicas.

Los LCE son vectores clave de transporte en la circulación termohalina regional y su identificación es esencial para interpretar correctamente los datos oceanográficos. Se ha observado que, a medida que estos remolinos se desplazan hacia el oeste del GoM, experimentan transformaciones debidas a la interacción con la atmósfera (intercambio de calor), la descarga de sistemas fluviales como el Mississippi-Atchafalaya, la evaporación, la precipitación, así como procesos de mezcla isopícnica y diapícnica (Sosa-Gutiérrez et al. 2020; Gentil et al., 2024). Además, estudios recientes sugieren que los flujos de flotabilidad de Ekman pueden desempeñar un rol importante en su disipación, al

transformar energía potencial en cinética y acelerar su debilitamiento (Meunier et al., 2024).

Los LCE suelen presentar diámetros que oscilan entre 200 y 300 km, con velocidades máximas de entre 0.8 y 2.5 ms⁻¹ y un tiempo de separación de la Corriente de Lazo que varía entre 5 y 19 meses (Meunier et al., 2018). Se ha identificado la existencia de rutas preferenciales para su desplazamiento, lo cual favorece una acumulación regional de aguas caribeñas con características termohalinas particulares (Herring, 2010). Estas trayectorias influyen en la redistribución de los aportes continentales y marinos, incluyendo el transporte de propiedades desde los ríos mexicanos y el sistema Mississippi-Atchafalaya.

La importancia de los LCE no se limita al ámbito físico y biogeoquímico; su interacción con eventos extremos como huracanes, así como su posible impacto en ecosistemas pelágicos y en infraestructuras como las plataformas petroleras, resalta la necesidad de avanzar en su estudio y monitoreo (Zavala-Hidalgo et al., 2006; Portela et al., 2018). Comprender a fondo el comportamiento e impacto de estos remolinos es clave para evaluar su influencia en la dinámica del carbono y en la salud general del ecosistema del GoM.

Cervantes-Díaz (2021) analizó datos de CID y utilización aparente de oxígeno (AOU por sus siglas en inglés)

$$AOU = O_2^{sat} - O_2^{obs},$$

donde O_2^{sat} es la concentración de oxígeno en saturación (O_2 en equilibrio con la atmósfera a la temperatura potencial del agua a 1 atmósfera de presión total) y O_2^{obs} es la concentración de oxígeno disuelto observada (medida).

De junio del 2011, agosto-septiembre 2015 y julio del 2016 de las campañas XIXIMI's. Describiendo el efecto superficial y vertical sobre estas variables, dentro y fuera de los remolinos de mesoescala de la corriente de Lazo. Donde las concentraciones de AOU y CID fueron mayores en las zonas de muestreo fuera de los remolinos de mesoescala de la corriente de lazo y menores dentro de ellos. Encontrando que la distribución de la AOU, CID y anomalía de densidad potencial (σ_θ) no dependen exclusivamente de la estacionalidad y se ven fuertemente afectadas por las estructuras de mesoescala así como la incursión de la corriente de Lazo.

En superficie Cervantes-Díaz (2021) encontró que durante el verano se registran mayores incursiones de aguas caribeñas, con concentraciones generales de AOU $< -5 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ o en equilibrio. Por otro lado, las áreas donde predominan los remolinos anticiclónicos de mesoescala de la corriente de Lazo presentaron concentraciones de AOU cercanas a $-23 \mu\text{mol} \text{ kg}^{-1}$. En la investigación también se analizaron perfiles superficiales normalizados de pCO_2 en función de la temperatura, concluyendo que esta variable está modulada principalmente por la temperatura en el GoM. Esto refuerza lo señalado por Cai et al. (2020), respecto a cómo los forzantes físicos regulan esta variable. Esto muestra la relación que existe entre la temperatura y la pCO_2 en la zona de estudio.

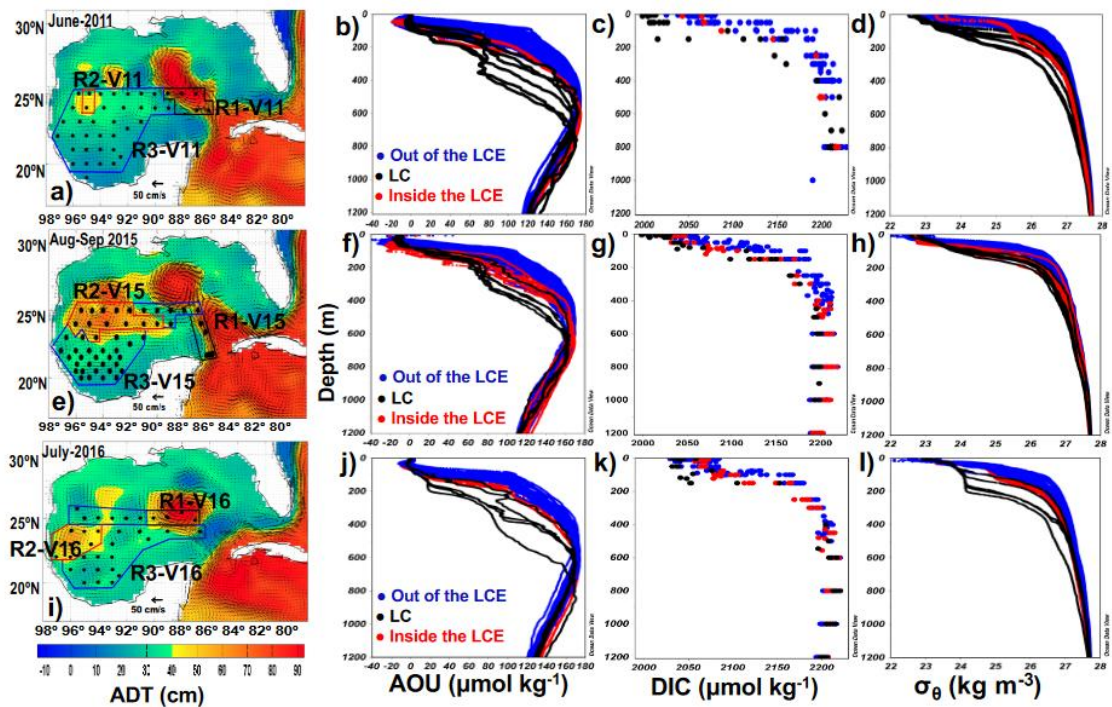


Figura 2: Comparación de la dinámica superficial representada mediante mapas de color de la topografía dinámica absoluta (ADT, por sus siglas en inglés) y corrientes sobrepuestas (flechas; $cm s^{-1}$) para los veranos del a) 2011 (Junio; V11), e) 2015 (ago-sep; V15) y i) 2016 (julio; V16). Perfiles de AOU ($\mu mol kg^{-1}$), (c, g, k) DIC ($\mu mol kg^{-1}$) y (d, h) σ_{θ} ($kg m^{-3}$) (tomado de Cervantes-Díaz, 2021).

2.5. Satélites

Las relaciones entre los parámetros que componen el sistema de carbonatos están determinadas principalmente por la termodinámica. La salinidad influye directamente en los coeficientes de las ecuaciones del sistema de carbonatos (Land et al., 2015) y presenta una correlación con la AT a nivel global (Millero et al., 1998; Lee et al., 2006). Además, la temperatura es un factor clave en la solubilidad del CO_2 (Woolf et al., 2016); por lo tanto, la temperatura y la salinidad están estrechamente relacionadas con las variaciones del carbono inorgánico disuelto (por ejemplo, Bakker et al., 1999). Debido a su relevancia en la caracterización del sistema de carbonatos en aguas superficiales, estas variables son

fundamentales para su evaluación (Dickson et al., 2007). Como resultado, los datos satelitales de temperatura se han convertido en una herramienta estándar para identificar las causas de la variabilidad del sistema de carbonatos a gran escala (Lefèvre et al., 2021; Olivier et al., 2022; Shutler et al., 2024).

El desarrollo reciente de observaciones satelitales de salinidad ha permitido el monitoreo del sistema de carbonatos desde el espacio (Land et al., 2015; Salisbury et al., 2015), basándose en relaciones empíricas entre salinidad y AT. Investigaciones iniciales confirmaron la fiabilidad de esta técnica, posibilitando las primeras observaciones de AT a escala sinóptica en el Atlántico (Fine et al., 2016), así como el análisis de la mezcla temporal entre alcalinidad y carbono disuelto en la pluma del Amazonas (Land et al., 2019). El uso de aprendizaje automático ha facilitado evaluaciones de largo plazo sobre parámetros individuales del carbono, como la $p\text{CO}_2$ (Watson et al., 2020; Chau et al., 2022; Friedlingstein et al., 2021), e incluso del sistema de carbonatos en su totalidad (Gregor y Gruber, 2021) integrando observaciones satelitales con amplias bases de datos in situ, como el Global Ocean Data Analysis Project (GLODAP, Lauvset et al., 2021) y el Surface Ocean CO_2 Atlas (SOCAT, Bakker et al., 2016, Shutler et al., 2024).

Estos enfoques dependen de datos satelitales de temperatura, velocidad del viento, altura de la superficie del mar y color oceánico, parámetros que actualmente se miden con precisión. Estos datos se combinan con análisis in situ o climatologías para comprender los procesos que regulan las concentraciones en el agua. En el estudio de los sumideros oceánicos de carbono, la dirección del intercambio con la atmósfera se determina comparando las concentraciones de CO_2 en la interfase océano-atmósfera; mientras que el

propio intercambio turbulento está principalmente controlado por las condiciones en la superficie acuática, caracterizándose rutinariamente mediante datos de temperatura superficial del mar y velocidad del viento (Ho et al., 2006; Shutler et al., 2024).

Existen diversas metodologías para integrar datos satelitales con el objetivo de estimar las concentraciones de CO₂ y analizar el intercambio en la interfase océano-atmósfera. Desde hace varias décadas, las imágenes satelitales se han utilizado para evaluar la huella de carbono del océano, en respuesta a los esfuerzos del Consejo para el Estudio de la Superficie del Océano y la Atmósfera Inferior (CEOS, 2001-2014; Shutler et al., 2019) y a iniciativas científicas globales como el Estudio de la Superficie del Océano y la Atmósfera Inferior (SOLAS; Shutler et al., 2024).

Shutler et al. (2024) ejemplificaron cómo el uso de observaciones satelitales se ha convertido en una herramienta esencial para estudiar el ciclo del carbono marino y el impacto de su absorción en la salud de los ecosistemas oceánicos. Además, estas observaciones desempeñan actualmente un papel fundamental en la formulación de políticas y han sido reconocidas como un elemento clave para alcanzar los objetivos del Decenio de los Océanos de las Naciones Unidas (Dobson et al., 2022; Arico et al., 2021). Sin embargo, a pesar de los avances logrados, la relevancia de los datos satelitales en estas evaluaciones a menudo se subestima, al igual que la vulnerabilidad de las redes de monitoreo in situ, como SOCAT, en la toma de decisiones. En este contexto, hoy en día es posible realizar una integración sistemática de múltiples fuentes de datos, incluyendo observaciones satelitales, mediciones desde barcos, boyas y plataformas autónomas (Shutler et al., 2020; Shutler et al., 2024).

3. Justificación

La corriente de lazo y los remolinos asociados a ella son las características de circulación más relevantes y representativas del GoM, debido a su influencia en la hidrodinámica, las comunidades biológicas, la funcionalidad del ecosistema marino y las interacciones océano-atmósfera. Estas características constituyen objetos de estudio fundamentales (Chaichitehrani et al., 2024). Sin embargo, los costos altos de las campañas oceanográficas limitan la realización de estudios a nivel espacial, dado la gran cantidad de datos que se deben recopilar. Por ello, es necesario explorar otros recursos que permitan conocer y analizar la dinámica oceanográfica tanto en el espacio como en el tiempo, especialmente en lo que respecta a la hidrografía y la biogeoquímica del carbono.

Para determinar y monitorear la dinámica de este sistema, es fundamental seguir la variabilidad de cuatro parámetros del agua de mar: pH, CID, AT y pCO₂. Conociendo al menos dos de estos parámetros, junto con la salinidad, la temperatura y la presión, es posible estimar los otros dos, además de identificar las diferentes especies que componen el sistema de los carbonatos (Cai et al., 2020; Millero, 2006; Lewis y Wallace, 1998). Por ello, el uso de información satelital de temperatura y salinidad, que es de libre acceso y sin costo, representa una oportunidad valiosa para continuar generando conocimiento sobre estos temas. La información satelital permite dilucidar cómo los procesos biogeoquímicos cambian a través del tiempo y el espacio, especialmente bajo la influencia de remolinos de mesoescala. Esto es particularmente importante en áreas tan extensas como el GoM, donde realizar muestreos periódicos sería una tarea monumental, además

de requerir una gran cantidad de recursos humanos para la recolección y procesamiento de muestras.

Motivo por lo cual los recursos satelitales son una pieza clave para estimar y dilucidar procesos mediante la información que nos proporcionan. Por lo tanto, el objetivo de este estudio es describir la variabilidad termohalina dentro de un remolino anticiclónico desprendido de la corriente de lazo y analizar el efecto que tiene como forzante en la dinámica de los carbonatos y evaluar la factibilidad de estimar datos referentes al sistema de los carbonatos a partir de información satelital.

4. Hipótesis

Se plantea que la temperatura y la salinidad superficial satelital del agua en el GoM pueden ser utilizadas como predictores confiables para estimar la AT del sistema de carbonatos, manteniendo un margen de error compatible con los estándares internacionales establecidos por GOA-ON ($\pm 10 \mu\text{mol kg}^{-1}$ para AT). Además, se espera que los remolinos anticiclónicos de mesoescala actúen como vectores que conservan las propiedades termohalinas del agua caribeña en su núcleo, y que los procesos de mezcla vertical y advectivos (bombeo Eddy-Ekman), en sus bordes, induzcan afloramientos de aguas subsuperficiales que modifiquen las características biogeoquímicas del sistema de carbonatos, ya sea mediante la exportación de propiedades fuera del remolino o su retención y transformación en su interior.

5. Objetivo general

Analizar la dinámica superficial de los remolinos anticiclónicos de mesoescala en la AT en el GoM durante seis meses, utilizando datos satelitales desde el 16 de septiembre del 2022 hasta 15 de febrero del 2023.

5.1. Objetivos específicos

- Monitorear las variables termohalinas en la superficie durante la existencia de un remolino de la Corriente de Lazo, mediante imágenes de satélites, en el periodo del 16 de septiembre del 2022 al 15 de febrero del 2023.
- Realizar transectos superficiales de las variables termohalinas en el centro del remolino durante su duración y comparar estos perfiles con los datos obtenidos mediante mediciones *in situ* (termosalinometro).
- Realizar análisis estadísticos para determinar si existen diferencias significativas entre los valores superficiales satelitales y los medidos *in situ*.
- Estimar la AT en la región del GoM a partir de información termohalina derivada de imágenes satelitales, empleando las ecuaciones propuestas por Lee et al. (2006) y Carter et al. (2021).
- Validar las estimaciones de alcalinidad total mediante comparación con datos medidos *in situ* y ajustar los modelos de predicción.

6. Materiales y métodos

6.1. Datos oceanográficos

Durante la campaña oceanográfica del proyecto PhytobloomEddy en el GoM, se realizó un muestreo a través de un remolino de mesoescala anticiclónico, denominado Yazoo, del 10 al 16 de noviembre del 2022. Se realizaron 16 estaciones en las que se recolectaron muestras de agua de mar en varias profundidades, obteniendo datos de AT. Además, se instaló un termosalinómetro (SBE45; ± 0.0001 °C y ± 0.0003 S m⁻¹), para realizar mediciones en flujo continuo. Durante la navegación, también se tomaron muestras discretas para validar y calibrar los instrumentos.

Para el análisis, se utilizaron los datos superficiales (los primeros 30 metros) generados a partir de las muestras discretas de AT y las mediciones del termosalinómetro realizadas durante el crucero, con el fin de comparar estos resultados con los datos satelitales. La AT ($\pm 3 \mu\text{mol kg}^{-1}$) fue medida siguiendo el procedimiento descrito en Cervantes et al. (2022).

6.2. Datos satelitales

Con la finalidad de comprender el efecto de los remolinos de mesoescala en la distribución de la AT en la región de estudio, se recopilamos datos provenientes de diferentes sensores remotos para caracterizar estos efectos. El período de estudio abarca desde el desprendimiento del remolino Yazoo, ocurrido el 16 de septiembre de 2022, hasta que este alcanzó la frontera oeste del talud continental, el 15 de febrero de 2023.

La base de datos utilizada es una recopilación de datos provenientes del sistema de datos satelitales de E.U. Copernicus Marine Services; Global Ocean Physics Reanalysis L4 (<https://doi.org/10.48670/moi-00021>) el cual presenta una resolución espacial de $0.083^\circ \times 0.083^\circ$ para salinidad y temperatura, con una resolución temporal diaria. Global Ocean Gridded L4 Sea Surface Heights And Derived Variables Nrt (<https://doi.org/10.48670/moi-00149>) el cual presenta una resolución espacial de $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ para los datos de ADT (m) y las velocidades geostróficas, con una resolución temporal diaria. ERA5 Reanalysis L4 (DOI: 10.24381/cds.adbb2d47) el cual presenta una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ para velocidad del viento ($m\ s^{-1}$) y humedad relativa (%), con una resolución temporal diaria. Global Ocean Biogeochemistry Analysis and Forecast L4 (<https://doi.org/10.48670/moi-00015>) el cual presenta una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, para la concentración de masa de clorofila a, con una resolución temporal diaria.

Con esta información se generó una base de datos con salinidad práctica (unidades prácticas de salinidad, UPS), temperatura ($^\circ C$), velocidad del viento ($m\ s^{-1}$), concentración de clorofila a ($mg\ m^{-3}$) y las velocidades geostróficas. Se utilizaron los programas Python versión 3.14 y Ocean Data View (ODV, versión 4.3.4; Schlitzer, 2002) para procesar y generar los gráficos y mapas utilizados. En los gráficos verticales del remolino se utilizaron los métodos de interpolación de Newton por diferencias divididas (DIVA por sus siglas en inglés).

6.3. Definición del remolino

El método para identificar remolinos utilizado en este estudio fue el empleado por Pegliasco et al. (2015) y Trott et al. (2018), aplicado a datos de ADT. Este método consiste en identificar individualmente cada remolino en campos de ADT, siguiendo los contornos cerrados de ADT alrededor de las anomalías positivas máximas mayores a 0.6m (centro de los remolinos anticiclónicos). Definimos el contorno cerrado más externo alrededor del centro como el borde del remolino. Una vez detectado el remolino en mapas de ADT, se extrajeron las coordenadas del borde (latitud y longitud) día a día, para extraer de la base de datos generada la salinidad (ups), temperatura ($^{\circ}\text{C}$), velocidad del viento (m s^{-1}), concentración de clorofila a (mg m^{-3}) y las velocidades geostróficas del remolino Yazoo. Obteniendo un total de 152 mallas de datos.

6.4. Cálculos de AT a diferentes salinidades

Con la finalidad de contrastar los supuestos que se generen durante el análisis superficial de las estructuras de los datos recabados satelitalmente, se emplearon los perfiles verticales obtenidos mediante la campaña de muestreo PhytBloomEddy. Empleando los datos del termosalinómetro, y los datos superficiales (mediciones en los primeros 5m de la columna de agua) de AT para corroborar las estimaciones generadas a partir de las ecuaciones termodinámicas de los carbonatos y de los datos satelitales.

Las estimaciones se realizaron utilizando el programa CO2SyS.excel® (Lewis and Wallace, 1998; Orr et al., 2018), basadas en la escala de pH total descrita en Patsavas et al. (2015). Las constantes de disociación de los carbonatos (K_1' y K_2') se tomaron de

Luecker et al. (2000). La constante de disociación HSO^{-4} fue de Dickson et al. (1990) y la relación boro/clorinidad fue de Lee et al. (2010).

6.5. Estimaciones de AT

Se utilizaron los valores de salinidad y la temperatura para estimar los valores de la AT empleando las ecuaciones postuladas por Lee et al. (2006) y las ecuaciones de Carter et al. (2021). Estas estimaciones se contrastaron con los valores medidos potenciométricamente dentro del remolino y la media de AT postulada por Norzagaray et al. (en preparación) Una vez estimados los valores de AT y contrastados con los datos medidos in situ, se estimó la AT durante todo el muestreo satelital del remolino.

6.6. Análisis estadístico

Se analizaron las medidas de dispersión centrales de los conjuntos de datos, para determinar cuáles pruebas estadísticas usar. Con la finalidad de determinar si los conjuntos de datos provenientes del termosalinometro y el satélite son estadísticamente iguales, se realizaron pruebas de normalidad (Shapiro-Wilk, Jarque-Bera y Kolmogorov-Lilliefors). Pruebas de homocedasticidad (Test de Levene y Test de Fligner-Killeen). Y pruebas de comparación de grupos (Prueba Mann-Whitney, Prueba Permutación y Prueba Brunner-Munzel) para evaluar la similitud entre los parámetros generados mediante datos satelitales y los datos medidos en campo. Estos análisis se llevaron a cabo utilizando el lenguaje de programación Python.

6.7. Línea satelital y lineal del termosalinómetro

Durante el periodo 10–16 de noviembre, el termosalinómetro recorrió el transecto longitudinal y registró continuamente mediciones de salinidad y temperatura en alta frecuencia. En total, sumó 103 811 observaciones puntuales. Por otro lado, las imágenes satelitales diarias de temperatura y salinidad superficiales se descargaron para cada día completo (un mapa por día) del 9 al 16 de noviembre, por lo que se obtuvieron 7 imágenes de cada variable, uno diario, con resolución de 0.083° en latitud/longitud.

Para vincular esas 103 811 mediciones in situ con los mapas satelitales, se hizo lo siguiente:

- 1.

Durante cada día, la sonda se desplazó en un tramo que, al proyectarse sobre la cuadrícula satelital de 0.083° , abarca cierto número de píxeles contiguos en cada mapa. En promedio, el recorrido diario cubre una franja de aproximadamente 45 píxeles. Cada uno de esos píxeles satelitales se identifica mediante sus coordenadas en la rejilla de 0.083° .

- 2.

Cada día, para cada uno de los aproximadamente 45 píxeles, se tomó el valor que aporta el archivo de temperatura y salinidad en el centro de ese píxel. De este modo, por día obtenemos tantos valores satelitales como píxeles recorre el termosalinómetro. Si en un día la sonda cruza 45 píxeles, tendremos 45 valores satelitales de temperatura y otros 45 de salinidad. Dado que el término “píxel”

corresponde en el producto satelital a un recuadro de $0.083^\circ \times 0.083^\circ$, todos los puntos in situ que caen dentro de ese recuadro se asociarán a un único valor satelital.

3.

Cada una de las 103 811 lecturas del termosalinómetro tiene coordenadas (latitud, longitud) y hora. Para cada medición in situ se determinó a qué día corresponde (por fecha y UTC) y en qué píxel de $0.083^\circ \times 0.083^\circ$ cae. Suponiendo que un día la sonda produjo, por ejemplo, 15 000 lecturas y que, espacialmente, esas lecturas se distribuyen en 45 píxeles, en promedio dentro de cada píxel diario habrá alrededor de observaciones in situ por día / número de píxeles recorridos ese día $\approx 15\ 000 / 45 \approx 333$ valores. Así, para cada píxel diario se calcula la media de las mediciones de temperatura y salinidad registradas por el termosalinómetro durante ese día dentro de ese recuadro. Esa media in situ representa el valor observado para comparación con el valor del píxel satelital.

4. Cálculo final de los 315 pares satélite in situ. Si la sonda recorrió en total 7 días y cada día cruzó unos 45 píxeles, entonces: $7 \text{ días} \times 45 \text{ píxeles/día} = 315$ píxeles únicos diarios. Para cada uno de esos 315 píxeles diarios se obtiene:

- Un único valor de temperatura de superficie (o de salinidad de superficie) proveniente de la imagen satelital de ese día en ese píxel.
- Una media de los valores in situ que cayeron dentro de ese mismo píxel durante ese mismo día.

Por lo tanto, aunque la sonda produjo 103 811 mediciones individuales, al agruparlas por píxel diario se condensa toda esa información en 315 valores de temperatura de superficie promedio in situ y 315 valores de salinidad de superficie promedio in situ. Estos 315 promedios se comparan con los 315 valores satelitales correspondientes (uno por píxel y día). Al dividir $103\ 811 / 315$ obtenemos aproximadamente 330. Esto indica que, en promedio, cada uno de los 315 píxeles diarios promedió cerca de 330 observaciones del termosalinómetro. Esa gran diferencia en cantidad de datos explica que, estadísticamente, el número de mediciones individuales (103 811) se condense en un conjunto mucho más pequeño (315) cuando se agrupan espacialmente al nivel de píxel satelital y temporalmente por día.

7. Resultados

Se utilizaron los datos recabados durante la campaña PhytBloomEddy del termosalinómetro (Figura 3), se compararon los datos con los valores colectados mediante las imágenes satelitales correspondientes a las mismas fechas. Los datos recabados corresponden a una sección transversal (oeste a este) a través del remolino.

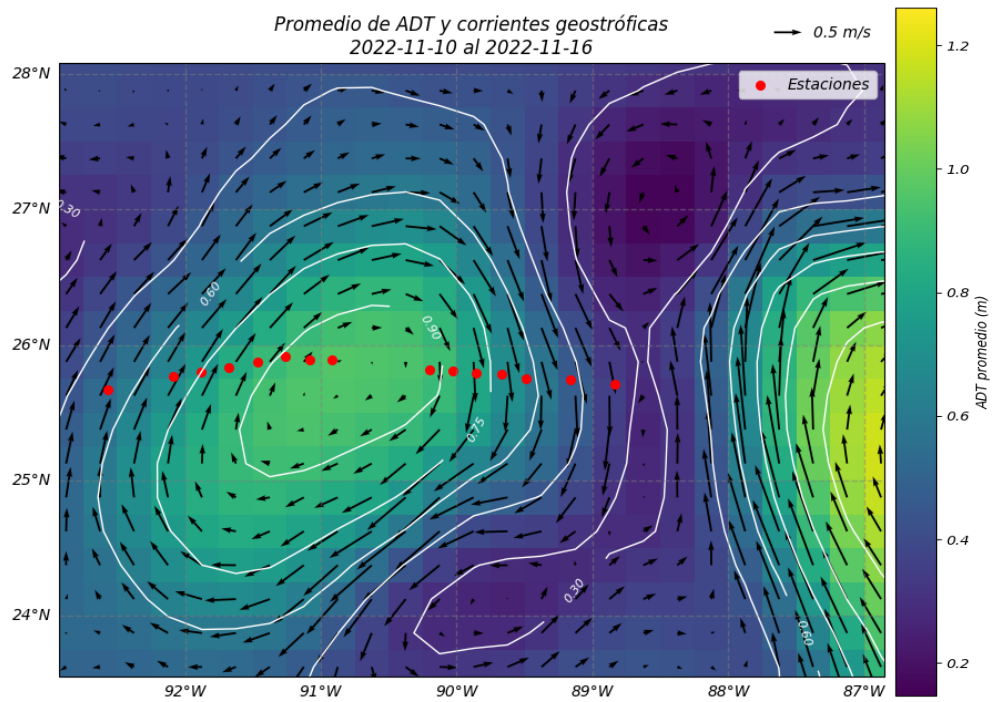


Figura 3: Remolino anticiclónico muestreado durante la campaña PhytBloomEddy del 09-11-2022 al 16-11-2022. Mapa de color de ADT(m) promedio y corrientes sobrepuestas (vectores; $m s^{-1}$). Los puntos rojos son las estaciones de muestreo.

7.1 Observaciones superficiales y verticales del remolino

A partir de los datos de muestreo, se analizaron los perfiles verticales de salinidad, temperatura y AT, así como los datos superficiales obtenidos por satélite durante la campaña PhytBloomEddy, de los cuales se emplearon los datos concernientes al periodo del 10 al 16 de noviembre de 2022.

Durante el muestreo, se observó la presencia de dos remolinos ciclónicos ubicados al Este y Oeste del remolino anticiclónico (Figura 4). Además, se identificó una pluma de agua de baja salinidad (<30 ups) advectada desde el sistema rivereño Mississippi. Es importante destacar que tres de las estaciones de muestreo quedaron en la parte exterior del remolino: una al oeste y dos al este.

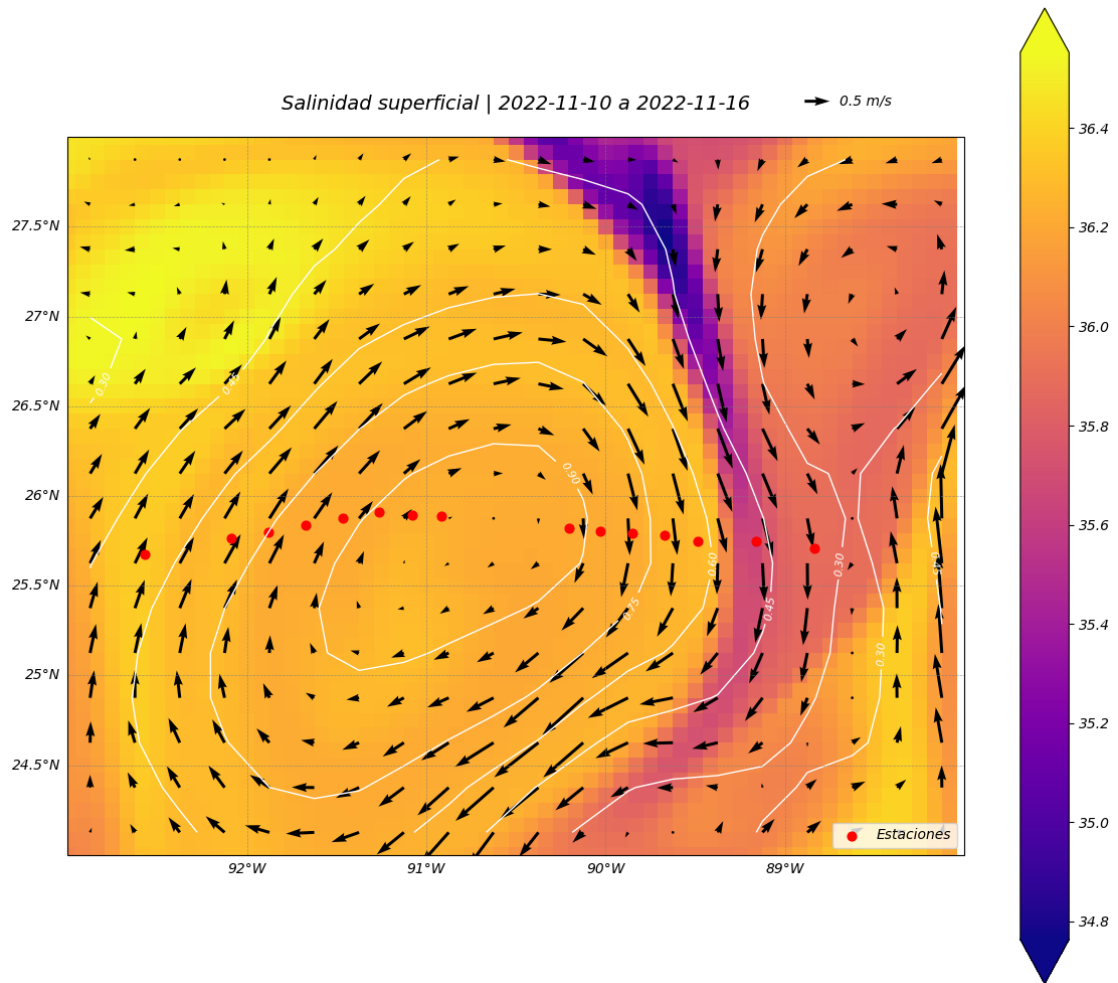


Figura 4: Mapa de color de salinidad superficial promedio (ups) satelital del GoM promedio del 10-11-2022 al 16-11-2022. Las líneas blancas representan las isolíneas de ADT (m), mientras que los vectores de color negro indican la dirección y magnitud de las corrientes geostroficadas. Los puntos rojos representan las estaciones de muestreo.

Se analizaron los primeros 500 m de la estructura vertical del remolino, ya que las mediciones de AT solo llegan a esa profundidad. Las aguas superficiales del remolino (Figura 5) muestran temperaturas de 27 - 30° C. Las isotermas están abombadas hacia el fondo en el centro del remolino; estructura típica de anticiclón. La estratificación (apilamiento de isotermas) es mayor en la parte Este del remolino, donde el anticiclón

interaccionó significativamente con un remolino ciclónico. A 500 m de profundidad, en esa misma región Este, se observó agua con temperaturas de 7.5° C mucho más fría que la región Oeste del remolino. Del lado Oeste, a esa misma profundidad, las temperaturas fueron de alrededor de 10° C.

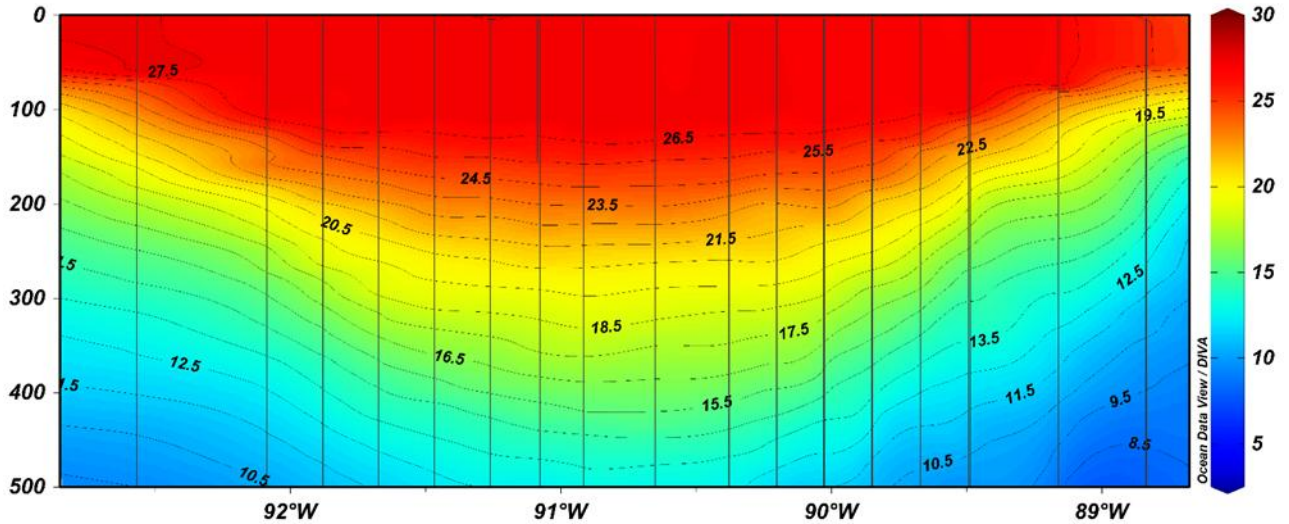


Figura 5: Distribución vertical de temperatura (°C) a través del LCE Yazo, durante la campaña PhytBloomEddy del 09-16 de noviembre del 2022. En el eje y la profundidad en m, en el eje x la distancia en grados oeste. Las líneas verticales con los puntos del ctd.

A 500 m en el lado Este del remolino, se encontró el mínimo de temperatura de 7°C . El remolino presentó un máximo subsuperficial de salinidad de 37.5 a 200 m de profundidad. La estructura vertical observada sugiere que la zona central del remolino, en los primeros 100m de la columna de agua, mantuvo encapsulados valores de salinidad entre 36 - 36.2, valores que pudieran corresponder a la CSW (tabla I).

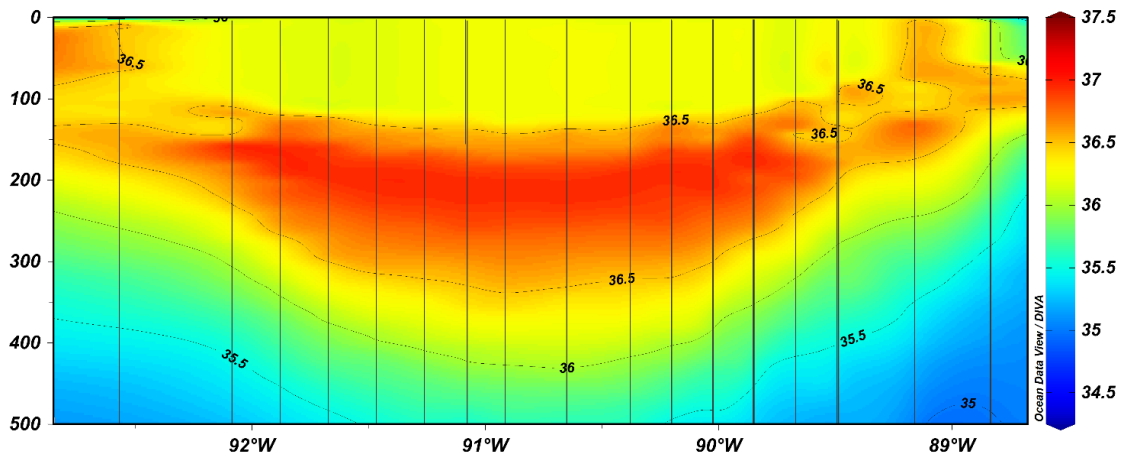


Figura 6: Distribución vertical de salinidad práctica (ups) a través del LCE Yazoo (mapa de color), durante la campaña PhytBloomEddy del 09-16 de noviembre del 2022. En el eje y tenemos la profundidad en m y en el eje x tenemos la distancia en grados oeste. Las líneas verticales con los puntos del ctd.

Los máximos de AT (Figura 7) en el remolino se localizaron a 200 m en la parte central y a 100 metros de profundidad en el lado Oeste. Las aguas superficiales presentaron valores de $2360 \mu\text{mol kg}^{-1}$ y con valores superior de $2375 \mu\text{mol kg}^{-1}$ hacia el este del remolino.

Los valores mínimos de AT de alrededor de $2300 \mu\text{mol kg}^{-1}$, se encontraron a 500 m de profundidad en el núcleo.

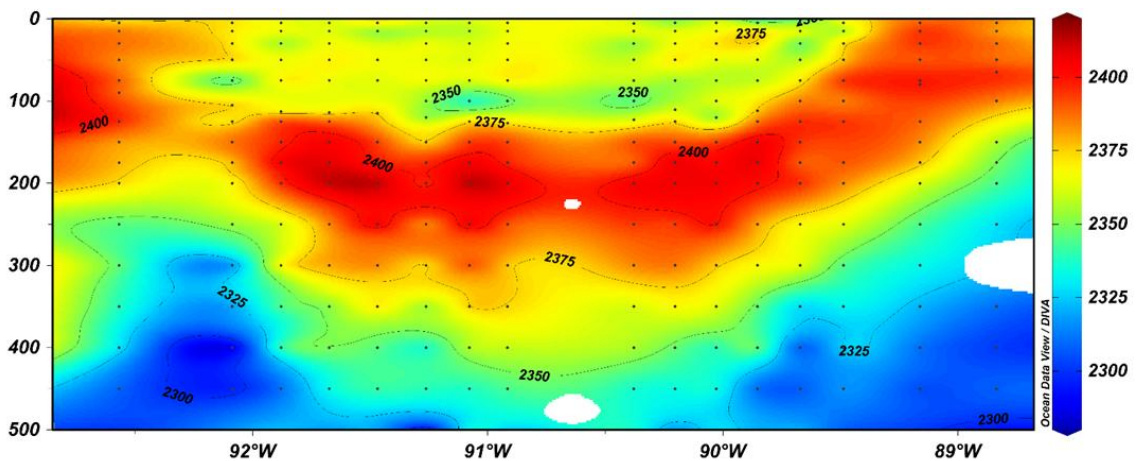


Figura 7: Distribución vertical de AT ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) a través del LCE Yazoo (mapa de color) durante la campaña PhytBloomEddy del 09-16 de noviembre del 2022. En el eje y tenemos la profundidad en m y en el eje x tenemos la distancia en grados oeste. Los puntos negros representan las muestras discretas obtenidas durante la campaña.

7.2. Evaluación de los algoritmos de AT

Se emplearon las ecuaciones de Lee et al. (2006) y el modelo de Carter et al. (2021) para estimar los valores de AT dentro del remolino. Las estimaciones emplearon los datos superficiales de salinidad y temperatura asociados a las muestras discretas de AT pertenecientes a los primeros 5 m de la columna de agua.

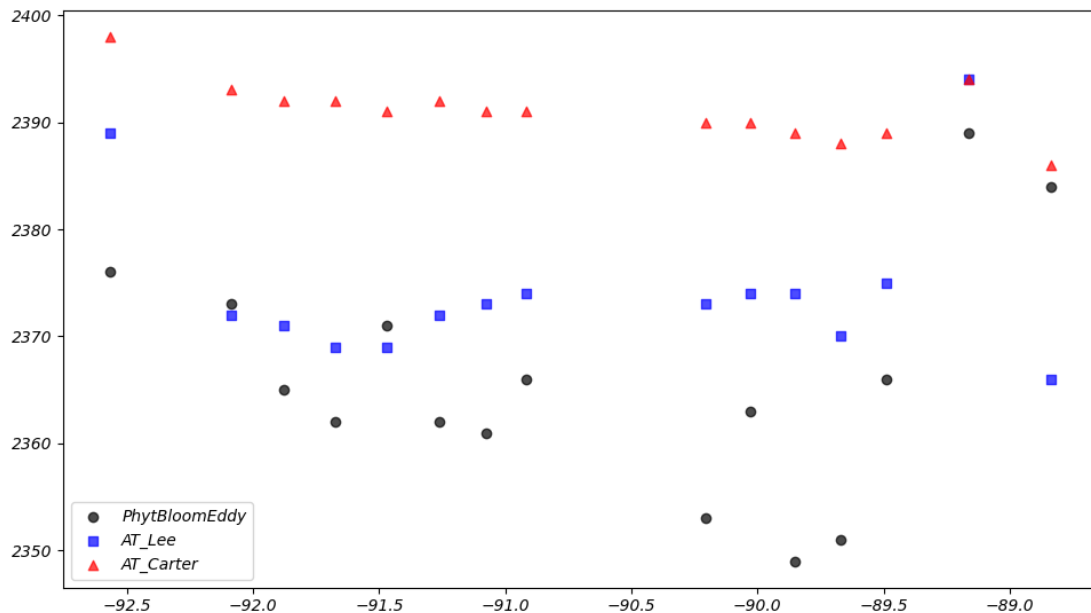


Figura 8: Estimaciones de AT utilizando: (i) las ecuaciones de Lee et al 2006 (en azul), (ii) el modelo LIAR de Carter et al., (2021) (en rojo), y (iii) el termosalinómetro durante la campaña PhytBloomEddy (en negro). En el eje y tenemos los valores de AT en $\mu\text{mol kg}^{-1}$ y en el eje x la distancia en grados Oeste. Los datos superficiales medidos de AT durante la campaña PhytBloomEddy están representados en negro. Las barras de error indican la desviación estándar.

Se observa una mayor similitud entre los valores de AT (Figura 8) medidos durante los primeros días de muestreo, en la longitud aproximada de 92.5° W. Conforme avanzó el periodo de muestreo, las diferencias entre los valores medidos y los estimados se incrementan, especialmente en las longitudes cercanas a 89° W, correspondientes a los últimos días del muestreo. Al inicio del muestreo (segundo día, 10 de noviembre), las mediciones de AT tomadas al Este del remolino presentaron menor dispersión y mayor coherencia con los valores estimados mediante el polinomio de Lee et al. (2006). Sin embargo, ambos métodos sobreestiman sistemáticamente la AT observada, con la excepción de la estación externa más al este. Se calculó la raíz del error cuadrático medio (RMSE, por sus siglas en inglés) entre los valores generados por Lee et al. (2006) y LIAR de Carter et al. (2021). La RMSE entre la AT medida durante la campaña PhytobloomEddy (AT_{PBE}) y la AT calculada con la metodología de Lee et al. (2006) (AT_{Lee}) es de $13 \mu\text{mol kg}^{-1}$; mientras que la RMSE entre AT_{PBE} y la AT calculada siguiendo Carter et al. (2021) (AT_{Carter}) fue de $27 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Encontramos que el modelo de Lee et al. (2006) presentó una mejor representación de los valores *in situ*, con diferencias menores en comparación con las ecuaciones propuestas por Carter et al. (2021). En particular, los valores estimados con la ecuación de Lee et al. (2006) se encontraron por debajo de los $2380 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en casi todo el transecto.

Por otro lado, los valores de AT_{Carter} tienden a sobre estimar la AT, con promedios que superan de los $2390 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (Figura 8). Los únicos puntos donde los valores de AT_{Carter} son muy cercanos a AT_{PBE} es entre -89.4 a -88.8 (Figura 8), donde la

diferencia entre el dato real y el estimado es de $5 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Estos están asociados a los máximos de salinidad superficial (Figura 6).

Los resultados con la ecuación de Lee et al. (2006) mantiene una mayor coherencia con los valores medidos dentro del remolino durante la primera mitad del muestreo (entre -92° y -91° W). Este modelo captura con mayor precisión las variaciones de AT asociadas a las características fisicoquímicas del remolino y las posibles interacciones con las aguas circundantes, específicamente, la disminución (incremento) de AT en el centro (periferia) del LCE.

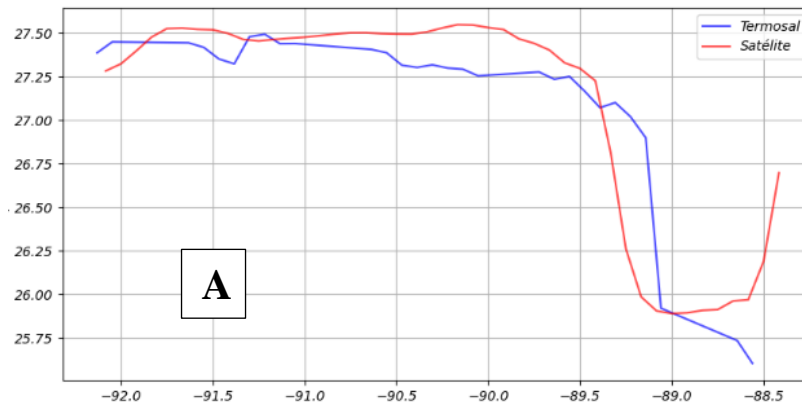
El modelo LIAR de Carter et al. (2021) generó valores superiores a los $2390 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en gran parte del transecto, con muy poca variabilidad espacial, presentando una desviación estándar de 2.7 mol kg^{-1} lo que sugiere que no es sensible a las fluctuaciones de AT asociadas a la estructura vertical del LCE. Nótese que las estimaciones de AT_{Carter} dentro del remolino se mantienen prácticamente constantes alrededor de $2390 \mu\text{mol kg}^{-1}$. En general, las estimaciones basadas en Lee et al. (2006) que presentaron una desviación estándar de 7.2 mol kg^{-1} son más consistentes con los valores in situ.

7.3. Contraste gráfico de datos medidos vs satelitales

Se compararon los datos de salinidad (ups) y temperatura ($^\circ\text{C}$) obtenidos en el crucero PhytBloomEddy con los valores satelitales. Para ello, se seleccionaron los datos espaciales y temporales más cercanos al trayecto que se realizó durante el muestreo en el crucero. Además, se evaluaron los patrones visuales en los gráficos de los datos empleados en el estudio.

Los valores de salinidad y temperatura superficiales (~ 1 m) (Figura 9) presentan patrones muy similares en ambos conjuntos de datos. Sin embargo, se observa una discrepancia en los valores entre los -89.5° y los -89.0° W. En la temperatura (Figura 9-A) se observa subestimación en los valores, pero la tendencia se ajusta bien, mientras que en la salinidad (Figura 9-B) presentan un comportamiento opuesto: los datos del termosalinómetro mostraron un incremento brusco, mientras que los valores satelitales indican una disminución en ese rango de longitudes.

Al analizar los patrones satelitales e in-situ de temperatura y salinidad superficial promediados espacialmente (intervalos de 0.083 grados longitud) se observan pequeñas diferencias excepto entre los -89.5° W y los -89.0° W donde se encuentran discrepancias máximas de hasta 1 grado centígrado (Figura 10b), y 0.8 ups (Figura 10a), respectivamente.



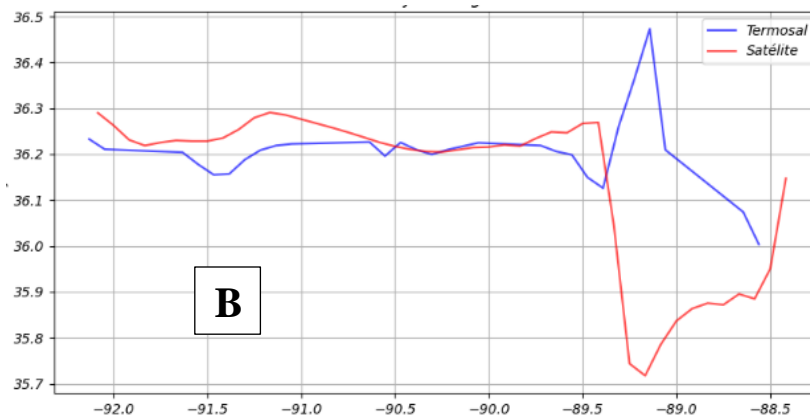


Figura 9: A) Temperatura ($^{\circ}$ C) y B) salinidad (ups) del termosalinómetro promediados en intervalos de 0.083 grados longitud (líneas azules) y del satélite interpolada a la posición de la medida del Termosal (líneas rojas). En el eje y distancia en grados oeste.

7.4. Análisis estadístico

Se realizó un análisis de los momentos estadísticos de primer y segundo orden (media y desviación estándar) para evaluar la naturaleza de los datos y determinar los análisis estadísticos adecuados, buscando identificar aquellas pruebas con mayor robustez.

Tabla II: Momentos estadísticos de primer y segundo orden de las series espaciales de temperatura y salinidad (ver Figura 10). N indica el número de observaciones totales que componen las series espaciales. S.D. se refiere a desviación estándar (Standard Deviation en inglés).

	variable	N	Media	S.D.	Mediana
Termosal	Temperatura ($^{\circ}$ C)	103,811	27.21	0.43	27.32
Satélite	Temperatura ($^{\circ}$ C)	315	27.07	0.63	27.37
Termosal	Salinidad (ups)	103,811	36.20	0.08	36.21
Satélite	Salinidad (ups)	315	36.14	0.18	36.21

Al comparar todos los datos recabados con el termosalinómetro contra los valores satelitales, se observa una diferencia significativa en la cantidad de datos: el termosalinómetro recopiló 103,811 datos; mientras que las imágenes satelitales proporcionaron solo 315. Se aprecia una gran similitud en las medias y desviaciones estándar de la salinidad y la temperatura (Tabla II). La diferencia en salinidad entre los datos satelitales y los del termosalinómetro es de 0.06 ups en la media y 0.10 ups en la desviación estándar. En la temperatura tenemos una diferencia en la media de 0.14° C y en la desviación estándar de 0.20° C.

A continuación, se compararon los datos recabados mediante imágenes satelitales con los datos recopilados mediante el termosalinómetro, utilizando técnicas estadísticas gráficas (diagrama de caja-bigotes e histograma de frecuencias; Figura 10).

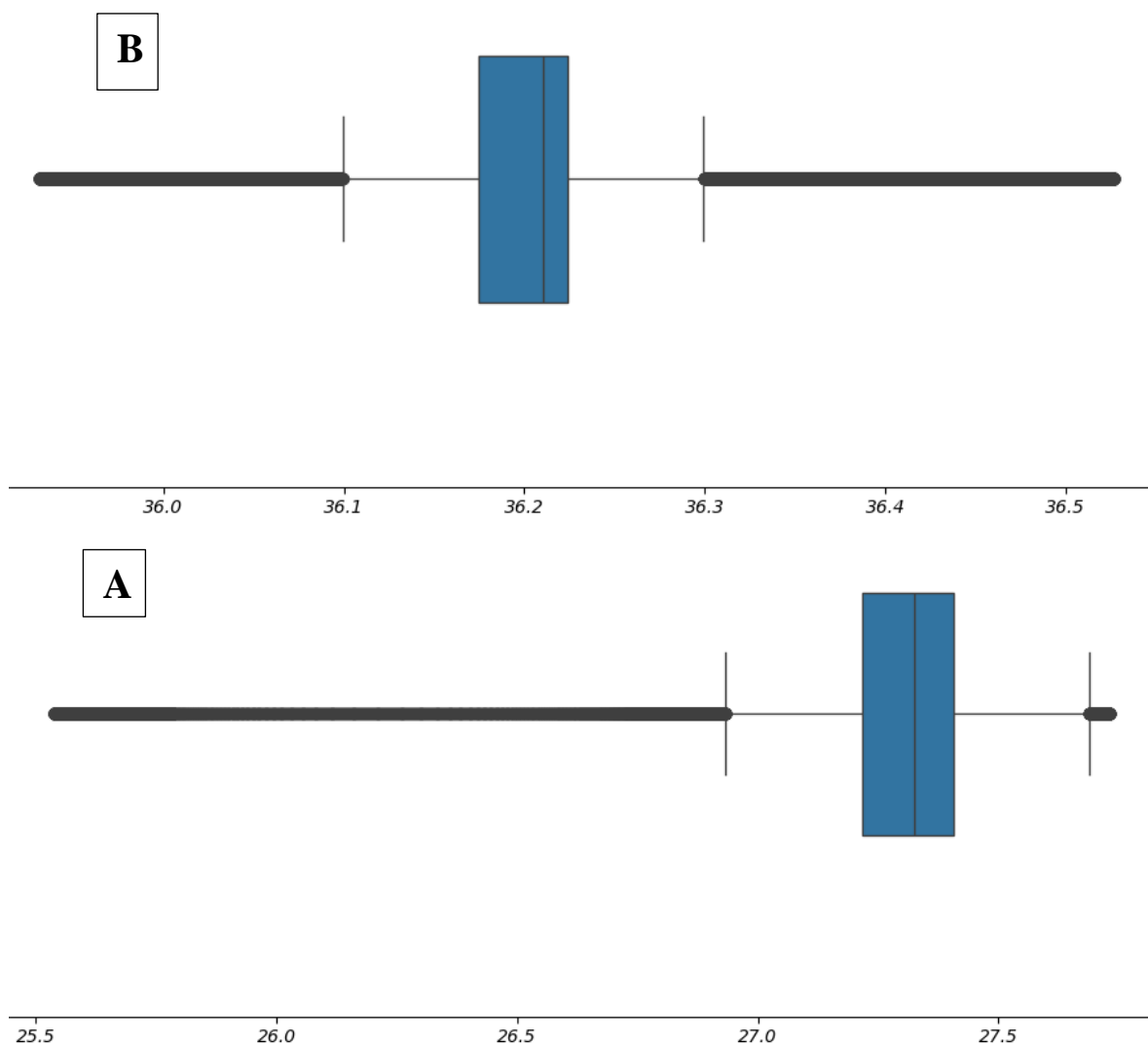


Figura 10: Diagramas de caja para A) temperatura ($^{\circ}$ C) y B) salinidad (ups) correspondientes a los datos del termosalinómetro (10-16 noviembre 2022).

Los diagramas de caja y bigotes, tanto de salinidad como temperatura, muestran una gran cantidad de valores atípicos (Figura 10; los puntos negros), para salinidad 13477 y para la temperatura 10847. Sin embargo, ambos conjuntos presentan distribuciones con rangos más estrechos. Los datos provienen de siete días diferentes de muestreo dentro del

remolino de mesoescala, lo cual podría explicar las marcadas diferencias observadas en los conjuntos de datos de salinidad y temperatura.

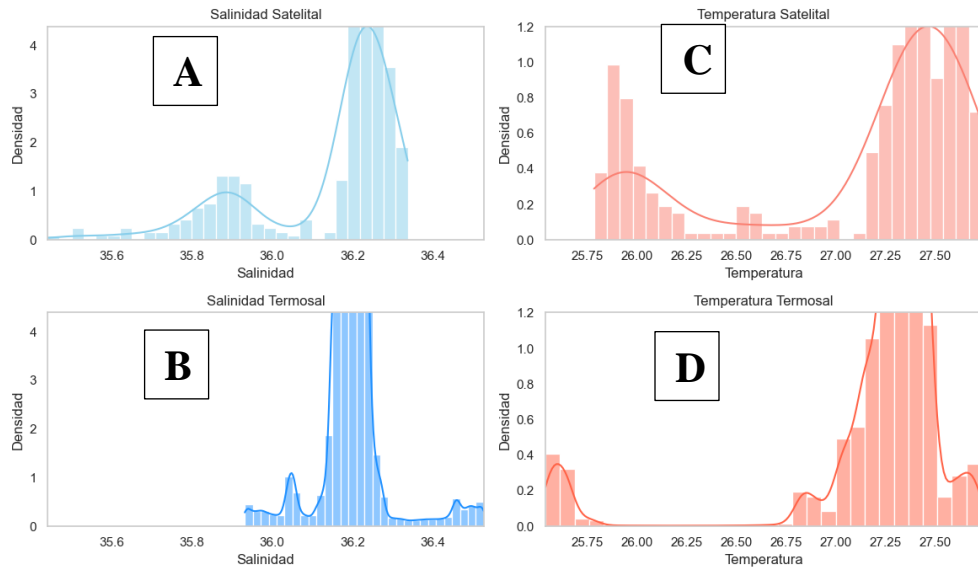
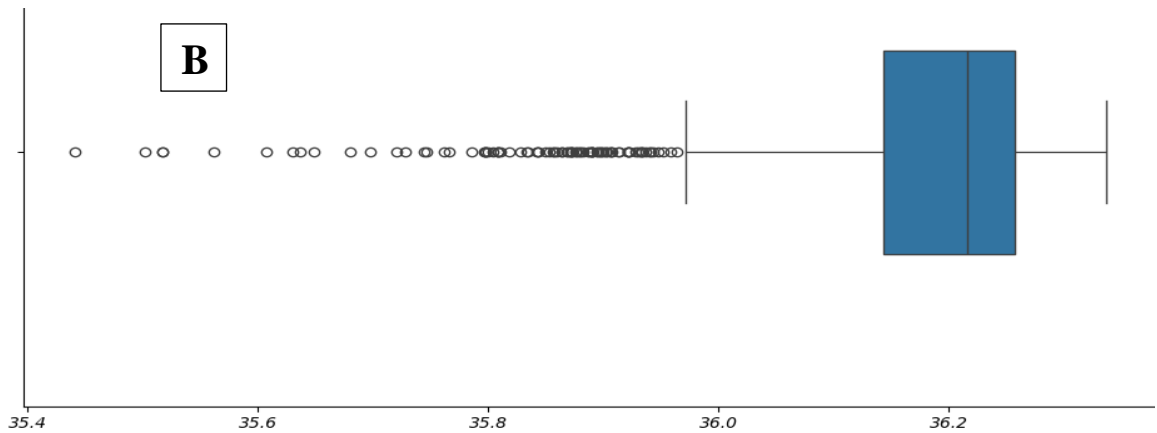


Figura 11: Histogramas de densidad con líneas de distribución para los dato (c-d) temperatura (rojo) y (a-b) salinidad (azul) superficiales del termosal (paneles inferiores) y el satélite (paneles superiores). El eje y presenta la densidad de muestras y en el eje x están los valores de salinidad (ups) y temperatura ($^{\circ}$ C).



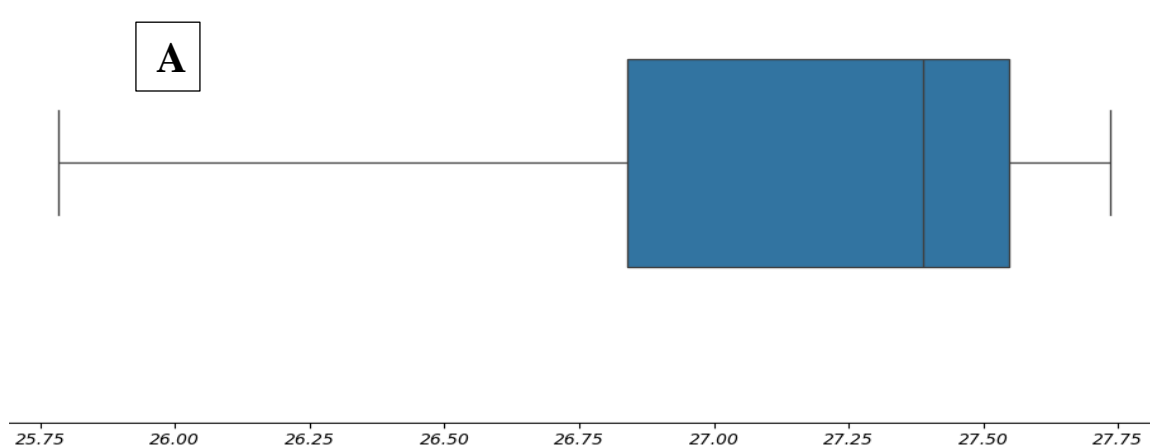


Figura 12: Diagramas de caja y bigotes para A) la temperatura ($^{\circ}$ C) y B) salinidad (ups) correspondientes a los datos satelitales.

La mayoría de los datos de temperatura (Figura 12-A) se concentra entre 26.85° y 27.60° $^{\circ}$ C, con una mediana cerca de 27.25° C. Se observa una ligera asimetría, ya que la mediana no está exactamente en el centro de la caja, y hay al menos un valor atípico en la parte baja. Esto sugiere que el conjunto de datos no presenta una distribución Normal sino más bien bimodal (Figura 11B). En cuanto a la salinidad (Figura 12-B), se detectaron numerosos puntos por debajo del bigote inferior, algunos muy alejados (en la zona de 35.9, 35.8 e incluso cerca de 35.4 ups). Esto indicó que la distribución de la salinidad está bastante sesgada o tiene una “cola” larga hacia valores más bajos o presenta una distribución bimodal (Figura 11A), produciendo múltiples valores atípicos en ese rango. La mayoría de los datos de salinidad se concentran en un rango relativamente estrecho, entre [36.2 – 36.3ups], con una mediana aproximadamente en 36.25 ups. Sin embargo, se identifican algunos valores extremos más bajos por debajo de 36.1 ups, que se consideran valores atípicos. Esto podría indicar variaciones puntuales o estaciones y momentos específicos en que la salinidad fue significativamente menor.

Dadas las distribuciones encontradas en los datos, se emplearon las medianas espaciales y temporales de los datos del termosalinómetro y el satélite, para realizar las pruebas estadísticas de normalidad y homocedasticidad. Con la finalidad de emplear el mismo número de muestras para ambos conjuntos de datos. Considerando que se presentan distribuciones bimodales en los datos.

Tabla III: Pruebas de normalidad para los datos del satélite y el termosalinómetro. p-valores.

	Termosal		Satélite	
	Temperatura	Salinidad	Temperatura	Salinidad
Shapiro-Wilk	0.001	0.001	0.001	0.001
Jarque-Bera	0.001	0.001	0.001	0.001
Kolmogorov-Lilliefors	0.001	0.001	0.001	0.001

Si el p-valor es mayor a 0.05, se acepta la hipótesis nula, lo que indica que los datos podrían proceder de una distribución Normal. Sin embargo, en este caso, todos los p-valores son menores a 0.05, por lo que se rechazó la hipótesis nula de normalidad y determinamos que los datos provienen de poblaciones no normales (Figura 11).

Tabla IV: Pruebas de homocedasticidad para los datos de temperatura y salinidad del satélite y el termosal (p-valores). El test de Levene esta ajustado a la mediana.

	Temperatura	Salinidad
Test de Levene	0.2506	0.0162
Test de Fligner-Killeen	0.7006	0.0718

Al no encontrar normalidad en temperatura y salinidad para ambos conjuntos de datos y carecer de homocedasticidad, se procedió a utilizar las pruebas no paramétricas.

Tabla V: Valores de significancia (p-valores) obtenidos para la salinidad y la temperatura del satélite y el termosal mediante tres pruebas estadísticas: Mann-Whitney, Permutación y Brunner-Munzel.

	Salinidad	Temperatura
Prueba Mann-Whitney	0.9485	0.0489
Prueba Permutación	0.4756	0.0773
Prueba Brunner-Munzel	0.9472	0.0554

En relación a la variable salinidad, los p-valores obtenidos en las pruebas de Mann-Whitney (0.9485), Permutación (0.4756) y Brunner-Munzel (0.9472) indicaron que no se encontró evidencia estadísticamente significativa para rechazar la hipótesis nula de igualdad entre los grupos comparados.

En el caso de la temperatura, los p-valores (Tabla V) de Brunner-Munzel (0.0554) y de la prueba de permutación (0.0773), son cercanos al umbral de significancia (0.05), lo que podría indicar una posible diferencia entre los grupos. Mientras que la prueba de Mann-Whitney (0.0489) se encuentra debajo del umbral de significancia (0.05).

En conjunto, los resultados obtenidos de las pruebas estadísticas sugieren que no hay diferencias estadísticamente significativas en salinidad ni en temperatura entre los grupos analizados (satélite y termosalinómetro).

7.5. Estimaciones satelitales de AT

Dada la buena relación encontrada entre los valores satelitales de salinidad-temperatura y los medidos con el termosalinómetro, así como la robusta reproducción de los valores de AT mediante la ecuación de Lee et al. (2006), se emplearon los datos satelitales para estimar los valores de AT en el remolino muestreado.

(cambio de ~ 20 unidades, entre 2360 a 2342 $\mu\text{mol kg}^{-1}$). Estas diferencias pudieran deberse a: (1) diferencia entre los métodos para medir y estimar la AT, o (2) diferencias en la resolución espacial, y/o (3) que el algoritmo de Lee et al (2006) es relativamente sensible a cambios en salinidad, considerando las diferencias observadas en la Figura 9.

La Figura 13 sugiere que los datos satelitales capturan de manera parcial la estructura espacial de la AT, esto probablemente debido al suavizado espacial o a una menor sensibilidad a procesos de pequeña escala. Aunque la similitud general es buena entre ambos conjuntos de datos de los -90° a -92° W, existen diferencias puntuales que podrían asociarse con procesos de submesoescala, como remolinos o intrusiones de agua provenientes del Mississippi-Atachafalaya (Figura 4).

Se observaron que los valores de AT en los datos del remolino siguieron una distribución normal, mientras que los datos satelitales presentan una distribución bimodal, con dos picos principales (figura 14a). Los datos satelitales (Figura 14a) muestran una distribución bimodal, con dos picos marcados en torno a 2340 y 2375 $\mu\text{mol kg}^{-1}$, lo que podría reflejar la presencia de dos regímenes o masas de agua distintas. Los datos clasificados como termosal provienen de mediciones in situ, mientras que los datos clasificados como satélite son estimaciones realizadas con el polinomio de Lee et al. (2006).

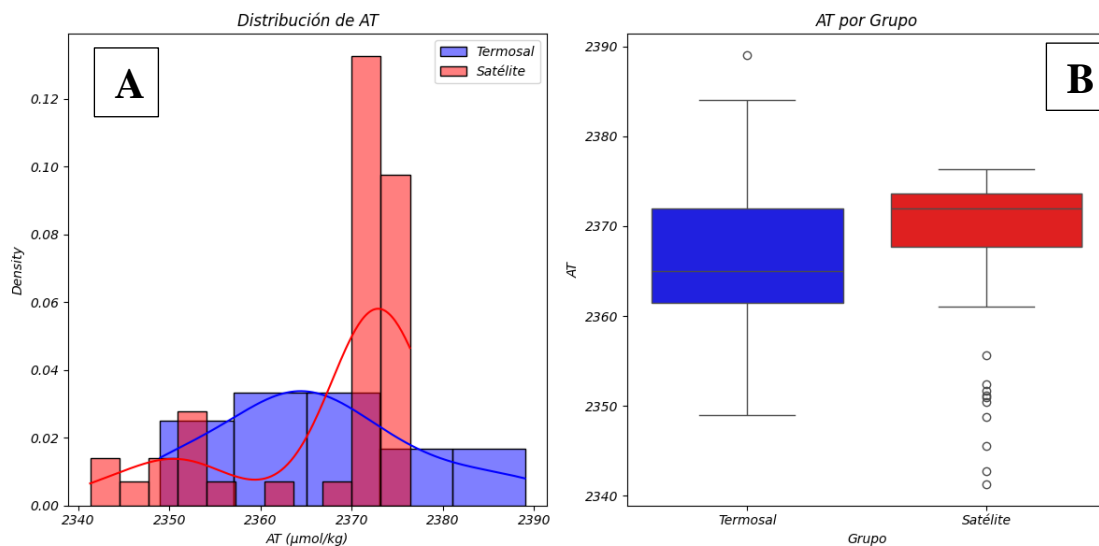


Figura 14: Histograma de frecuencias (A) y diagrama de caja-bigotes (B), de los datos de AT colectados dentro del remolino con el Termosal y los estimados mediante datos satelitales.

De acuerdo con los resultados de las pruebas estadísticas aplicadas (paramétricas y no paramétricas), no se encontraron diferencias estadísticamente significativas en los valores de AT entre los datos in situ y los estimados por satélite ($p > 0.05$ en todos los casos). Por lo tanto, podemos concluir que es estadísticamente válido calcular y utilizar los datos satelitales de AT en el estudio de remolinos anticiclónicos. Pues arrojan magnitudes semejantes (dentro del marco de los $\pm 12 \mu\text{mol kg}^{-1}$). Pero no recrean con fidelidad la estructura interna de AT del remolino.

Tabla VI: Pruebas de normalidad, homocedasticidad y de igualdad de grupos para los datos de AT entre datos del termosal y el satélite.

Prueba estadística	Termosal	Satélite
Shapiro-Wilk	0.6125	0.00001
Levene test	0.5171	
Mann-Whitney U Test	0.2821	
ANOVA	0.6846	

7.6. Análisis del remolino en el tiempo

Tras verificar que no existen diferencias estadísticamente significativas entre los valores superficiales medidos in situ y los datos satelitales, se procedió a analizar los valores diarios durante 152 días de salinidad y temperatura en el remolino. La recopilación de datos se realizó con una tasa de muestreo promedio diaria durante 152 días, desde el 16 de septiembre del 2022 hasta el 15 de febrero del 2023.

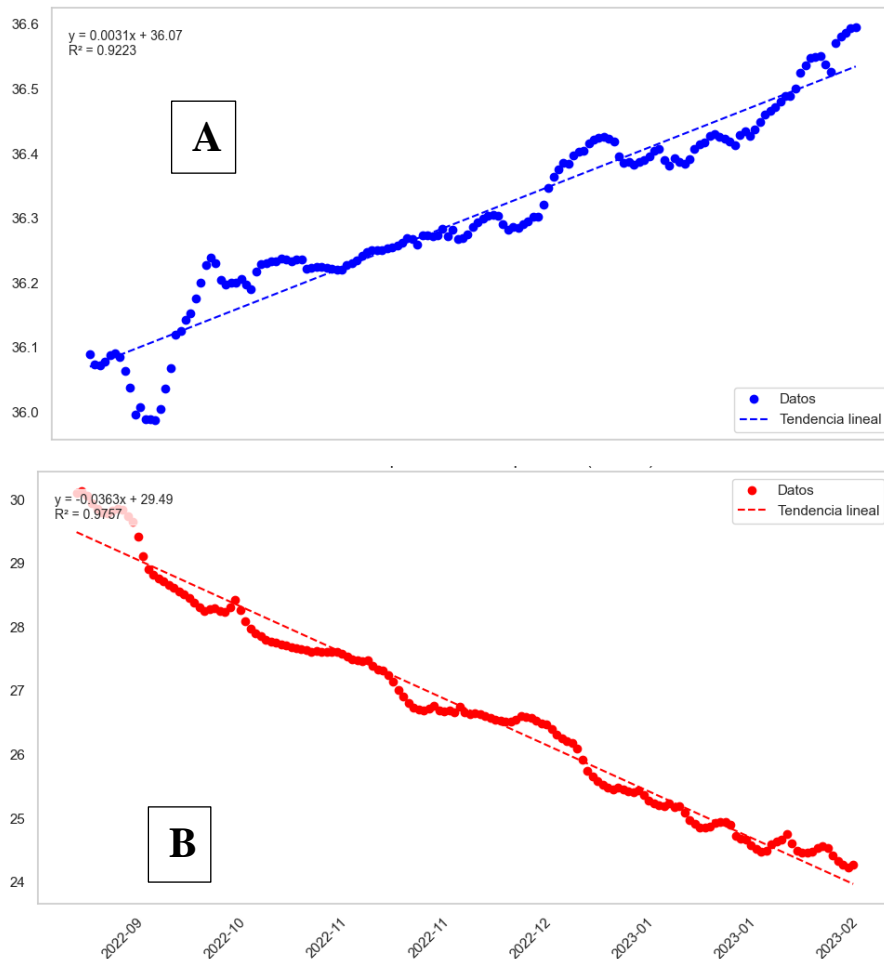


Figura 15: Promedios diarios satelitales de A) salinidad (ups) y B) temperatura (°C) dentro del remolino anticiclónico, muestreados desde el 16-09-2022-09-16 hasta el 15-02-2023. Las líneas punteadas marcan la tendencia lineal.

El remolino inició con una temperatura promedio de 30° C y una salinidad promedio de 36.1 ups el 16 de septiembre del 2022 (Figura 15), momento en el que se considera desprendido de la LC. A medida que el remolino envejece y se desplaza hacia el oeste, se observa una disminución en su temperatura promedio, con una tasa de cambio de $-0.0363^{\circ}\text{C día}^{-1}$, resultando en una pérdida de temperatura total de 5° C en todo el periodo estudiado. En cuanto a la salinidad, se registró un incremento de $+0.0032\text{ ups día}^{-1}$, acumulando en promedio un aumento total de 0.5 ups en todo el periodo estudiado.

Al analizar la relación lineal entre el tiempo transcurrido y las variables, se obtuvieron las siguientes ecuaciones de la recta:

$$\text{salinidad} = 0.0031 * \text{días} + 36.0705$$

$$\text{temperatura} = -0.0363 * \text{días} + 29.4905$$

El gráfico de salinidad (Figura 15-A), se puede observar variaciones relativamente drásticas, con caídas y aumentos en los valores. Por ejemplo, la disminución de 0.12 ups en la salinidad entre el 20 de septiembre y el 8 de octubre del 2022.

7.7. Predicciones de AT: verificando replicabilidad de la submesoescala dentro de los LCEs

Dado que se encontró una buena relación entre los valores de AT estimados satelitalmente y las mediciones in situ a través del remolino, se utilizaron los datos superficiales de salinidad y temperatura satelitales para determinar la estructura de AT en las zonas del remolino que cumplían con $\text{ADT} \geq 0.6\text{m}$.

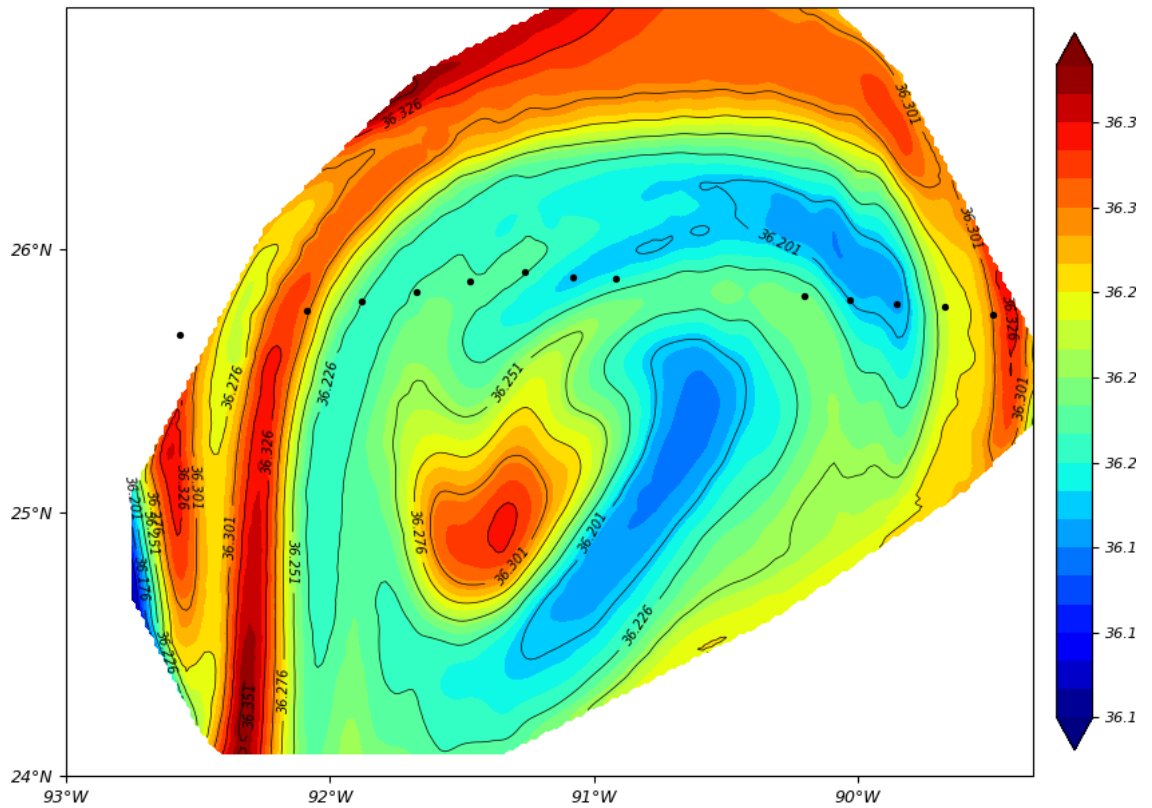


Figura 16: Salinidad (ups) superficial satelital dentro del remolino, correspondiente al 15 de noviembre de 2022. Los valores considerados corresponden a regiones con ADT ≥ 0.6 m. Los puntos negros son las estaciones muestreadas en PhytBloomEddy. Los contornos de salinidad son cada 0.025ups.

Diversos estudios validan la relación existente entre la AT y salinidad superficial, por lo que asumimos que las estimaciones de AT deben de ser coherentes con la estructura superficial de salinidad en la región de estudio. En la Figura 16, se presenta la estructura de salinidad del remolino muestreado durante la campaña oceanográfica PhytBloomEddy del día 15 de noviembre. Se observa que los datos satelitales (Figura 16) muestran la

estructura salina detectada en el termosalinómetro (Figura 6), caracterizada por presentar máximos de salinidad en la periferia del remolino.

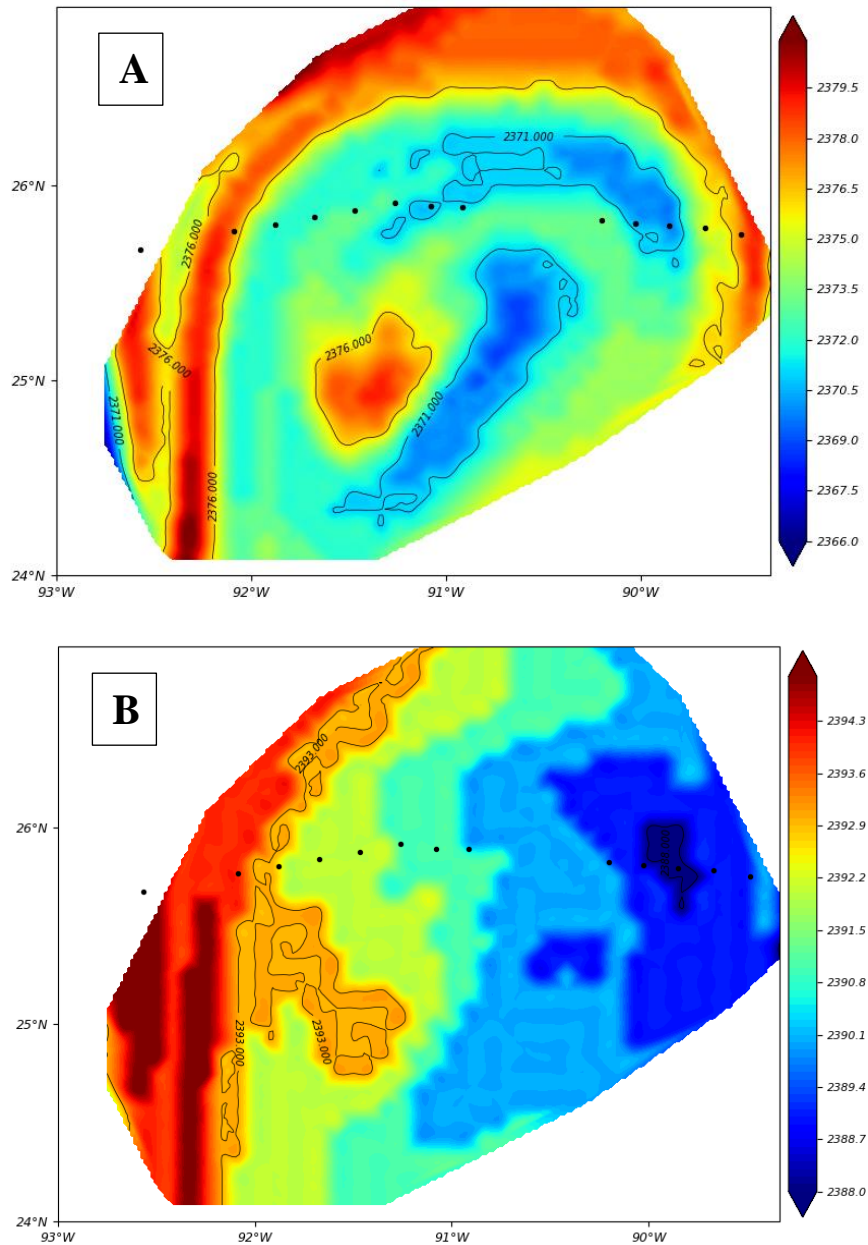


Figura 17: Estimaciones de AT en $\mu\text{mol kg}^{-1}$, utilizando las ecuaciones de Lee et al. 2006 (A) y la función LIAR de Carter et al 2021 (B). Los datos satelitales corresponden al 15 de noviembre de 2022. Los valores considerados están dentro del rango de profundidad de la capa superficial ($\text{ADT} \geq 0.6$ m). Los puntos negros corresponden a las estaciones de muestreo de PhytBloomEddy

Utilizando la misma malla de puntos obtenida del satélite y empleando las regresiones de Carter et al. (2021) y las de Lee et al. (2006), se generaron mapas superficiales de AT. Los resultados obtenidos con la ecuación de Lee et al., 2006 (Figura 18-A) presentaron coherencia con la estructura de salinidad observada (Figura 16). En cambio, los resultados derivados de las ecuaciones de Carter et al., (2021) fueron más inconsistentes con los valores de salinidad medidos con el termosal en la mitad este del remolino (Figura 17-B).

7.8. Tendencia de AT en la vida del remolino

Se estimaron valores diarios de AT a lo largo del trayecto del remolino en el Golfo de México, siguiendo su evolución espacio-temporal durante un periodo total de 152 días. El seguimiento se basó en el criterio de detección mediante $ADT \geq 0.6$ m, lo que permitió identificar consistentemente la presencia del remolino en el dominio de estudio.

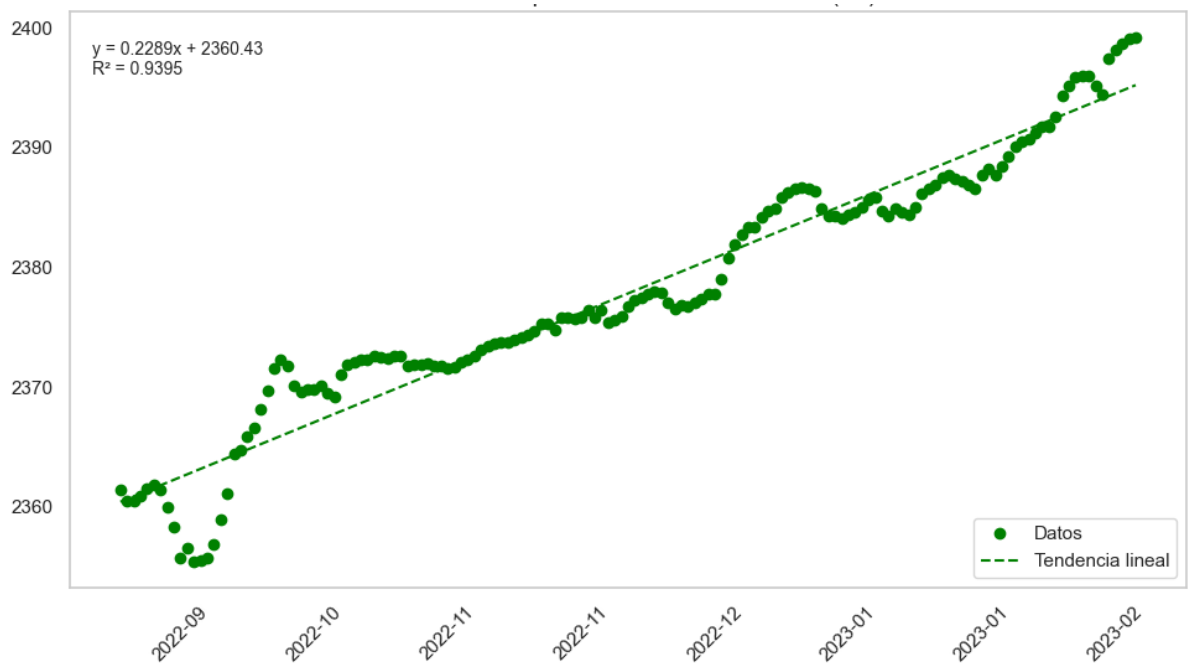


Figura 18: Estimaciones satelitales promedio de AT utilizando la ecuación de Lee et al. (2006) . Los datos diarios promedio están representados en puntos verdes mientras que la línea punteada verde representa la de tendencia de AT estimada. En el eje y la AT en $\mu\text{mol kg}^{-1}$ y en el eje x la fecha en días. El número de observaciones es de $N= 152$, y el coeficiente de correlación al cuadrado de la recta de regresión (línea discontinúa verde) es $R^2= 0.939$.

En la Figura 18 se observa que la ordenada al origen del polinomio ajustado, generado a partir de los valores promedio mediante la ecuación 1 propuesta por Lee et al. (2006), difiere en aproximadamente $3 \mu\text{mol kg}^{-1}$ con respecto al valor promedio de AT reportado por Norzagaray et al. (SP) en los primeros 30 metros del centro del LCE muestreado ($AT = 2363 \mu\text{mol kg}^{-1}$). La tasa estimada de incremento diario de AT dentro del remolino fue de $0.2289 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{ día}^{-1}$. La disminución observada en los últimos días de septiembre podría estar relacionada con un aporte de agua proveniente del sistema rivereño Mississippi-Atchafalaya. Asimismo, la pequeña disminución en los primeros días del noviembre, visible en la Figura 4, también puede estar vinculada a este fenómeno. Estas inyecciones de agua con baja salinidad fueron evidentes (Figura 15A).

Dado que ninguna de las regresiones consideradas incorpora procesos físicos o biológicos que ocurren en las zonas de estudio, y considerando que la campaña PhytBloomEddy es uno de los primeros estudios en medir directamente AT sobre un LCE, la incorporación de estas condiciones en modelos o estimaciones mediante regresiones podría mejorar los cálculos de AT en el GoM.

7.9. Viento y humedad relativa

Para obtener resultados del efecto del viento, se utilizaron promedios diarios de datos satelitales de reanálisis del viento provenientes ERAS-5. A partir de estos datos, se

generaron promedios superficiales dentro del contorno de 0.6m del LCE muestreado, permitiendo así calcular los valores diarios de la magnitud del viento sobre dicha área.

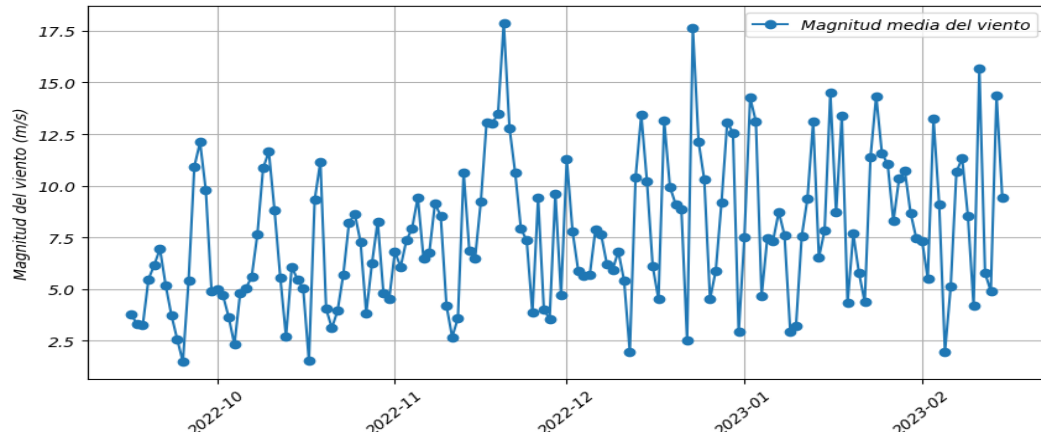


Figura 19: Magnitud del viento promedio diario dentro del remolino muestreado (contorno de 0.6m ADT), durante el periodo del 16 de septiembre de 2022 al 15 de febrero del 2023.

En el análisis de los valores de viento (Figura 19) en comparación con las líneas de tendencia de salinidad y temperatura (Figura 15 A-B), se observaron pequeños picos que pudieran estar relacionados con los incrementos en la magnitud del viento dentro del remolino, asociados al paso de vientos del Norte en otoño e invierno.

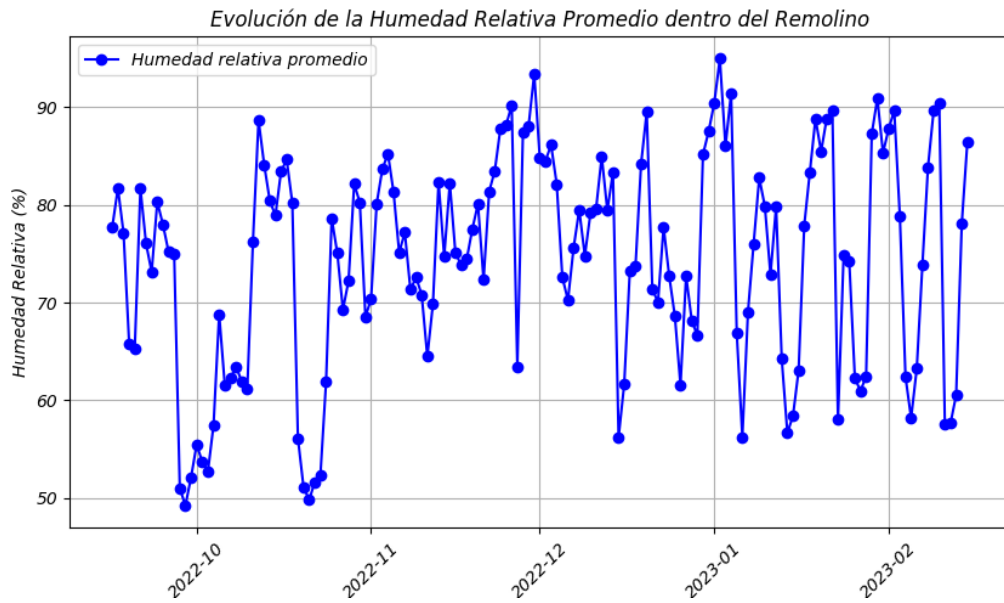


Figura 20: Porcentaje de humedad relativa (%) promedio diario dentro del remolino muestreado, del 16 de septiembre del 2022 al 15 de febrero del 2023.

La Figura 20 muestra el porcentaje de humedad relativa promediada en el interior del remolino entre el 16 de septiembre del 2022 al 15 de febrero del 2023. Una humedad relativa del 100% indica que el aire está saturado de vapor de agua, lo que impide absorber más vapor y, por ende, inhibe evaporación adicional. Los valores relativamente altos (mayores al 80%) de humedad relativa sugieren que la evaporación dentro del remolino no fue significativa durante el periodo de muestreo. Esto concuerda con la época en la que se realizó la recolección de datos. Salvo por un par de días durante los cuales el porcentaje de humedad relativa descendió por debajo del 60%, se puede suponer que la salinidad ganada por el remolino proviene de las capas subsuperficiales.

7.10. Clorofila a

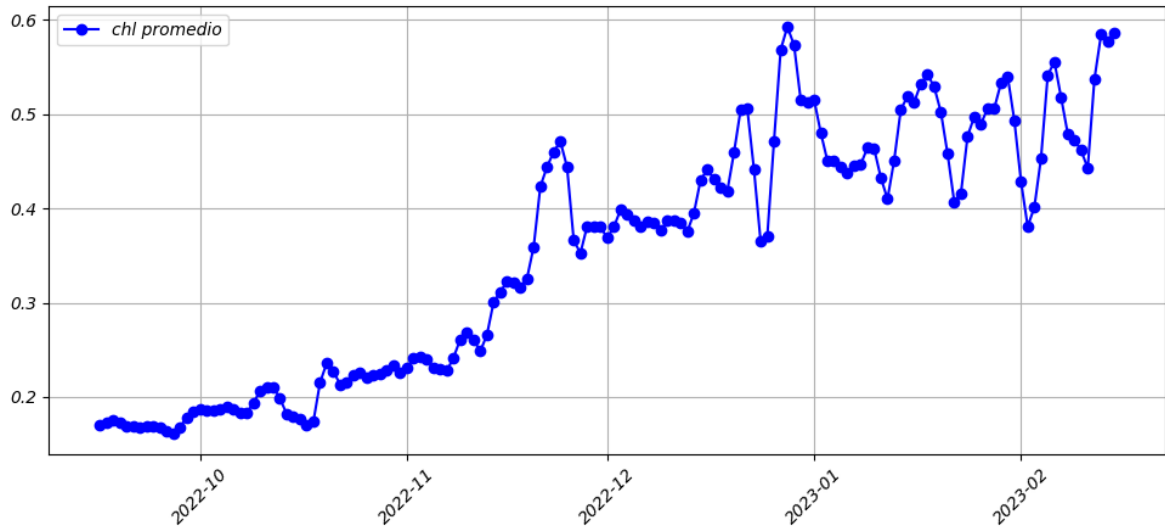


Figura 21: Concentraciones promedio de clorofila-a ($mg\ m^{-3}$) dentro del remolino muestreado del 16 de septiembre del 2022 al 15 de febrero del 2023. Global Ocean Biogeochemistry Analysis and Forecast (<https://doi.org/10.48670/moi-00015>)

Pero ¿qué papel podrían tener estos remolinos en los procesos biológicos? Aunque la física influye en la química, es evidente que estos fenómenos también deberían tener algún efecto en la comunidad biológica. De manera exploratoria, se realizó el promedio de las concentraciones de clorofila satelital (obtenida de Global Ocean Biogeochemistry Analysis and Forecast con resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ y una resolución temporal diaria) en el interior del LCE (contorno de 0.6m) durante los mismos 156 días (Figura 21). Se observó un incremento abrupto en la concentración de clorofila entre el 16-26 de noviembre, lo cual podría estar relacionado con un efecto post-remolino. Esto se debe a que, al mezclar aguas subsuperficiales ricas en nutrientes durante el paso de vientos Norte, estos remolinos podrían estar estimulando la productividad primaria. Aunque el aumento en la concentración de clorofila fue de solo $0.4\ mg\ m^{-3}$ después de 152 días, este

hallazgo respalda lo reportado por Damien et al. (2021), quienes indican que los LCE presentan un incremento en la biomasa de fitoplancton durante el invierno. Este fenómeno es favorecido por la mezcla invernal, aunado a un proceso de mesoescala conocido como bombeo de Ekman-remolino (Eddy-Ekman Pumping ; McGuillicuddy, 2016), que aporta nutrientes de manera preferencial a la zona eufótica dentro del núcleo del LCE, provocando así un pico de producción primaria asociado a los remolinos.

8. Discusiones

La estimación de la AT en la química oceanográfica es un tema fundamental para comprender los procesos biogeoquímicos en los océanos, ya que la AT desempeña un papel clave en el sistema de los carbonatos por su acción amortiguadora, por lo que conocer los controles de su variabilidad es relevante, especialmente en el contexto de acidificación. Sin embargo, Dado que las mediciones *in situ* de AT cubren áreas limitadas, y además suelen realizarse en periodos relativamente diferentes, contar con aproximaciones confiables (potencialmente en tiempo real) para grandes extensiones del océano, resulta esencial para esclarecer procesos y generar predicciones que permitan afrontar los desafíos derivados de la acidificación oceánica.

En este contexto, estudios realizados por Millero et al. (1998), Lee et al. (2006), Velo et al. (2013), Fine et al. (2016) y Carter et al. (2017) han desarrollado distintas ecuaciones empíricas para estimar la AT a partir de variables fácilmente medibles, como la temperatura, la salinidad y, en algunos casos, la presión. Sin embargo, los valores obtenidos y las diferencias entre estas ecuaciones reflejan tanto las metodologías empleadas como los enfoques teóricos y las bases de datos subyacentes.

Esta discusión analiza las principales diferencias entre estos estudios, explorando las razones detrás de sus discrepancias y evaluando sus implicaciones en escenarios específicos, como un remolino desprendido de la Corriente de Lazo en el Golfo de México durante los meses de septiembre de 2022 a febrero de 2023.

8.1. Variabilidad del remolino

Las diferencias observadas en los valores iniciales y finales de salinidad y temperatura del remolino son coherentes con las reportadas por diversos autores en la zona de estudio. La disminución de la temperatura refleja la pérdida de energía del remolino, mientras que el incremento en la salinidad en superficie a medida que este se desplaza por el Golfo de México podría estar relacionado con procesos de mezcla y afloramiento de aguas subsuperficiales con salinidades elevadas (Sosa-Gutiérrez et al. 2020). Además, las variaciones en los valores de salinidad y temperatura dentro del remolino podrían estar influenciadas por los vientos del norte, conocidos como “nortes”, característicos de la región. Estos eventos meteorológicos pueden intensificar los procesos de mezcla vertical y modificar las propiedades físico-químicas superficiales del GoM entre otoño e invierno (ciclo estacional anual).

Al analizar los valores iniciales y finales en el centro del remolino (Figura 15), se observaron cambios en la salinidad y temperatura. Esta modificación en las propiedades termohalinas sugiere que las aguas superficiales caribeñas se alteran hasta dar lugar al GCW (Figura 22). Meunier et al. (2024) mencionaron que los LCE se disipan de manera rápida y continua a medida que avanzan a través del Golfo de México. Los cambios en los

valores promedios diarios de salinidad y temperatura observados en este estudio concuerdan con lo planteado por Meunier et al. (2024).

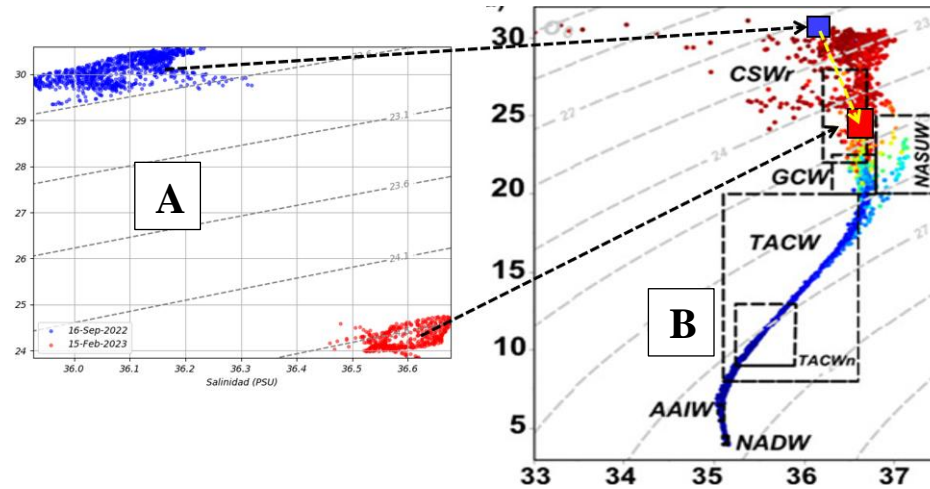


Figura 22: Diagrama Temperatura-Salinidad (T-S) (a) que compara los valores satelitales extraídos del remolino en dos fechas distintas y que evidencia la presencia de agua con características del Agua Común del Golfo (GCW por sus siglas en inglés) para el día 15-de septiembre del 2022 (en azul) y el 16 de enero del 2023 (en rojo). (b) Diagrama T-S tomado de Cervantes et al. (2022). Correspondientes a valores de seis cruceros XIXIMI (2010-2017) y GOMECC-3 (2017). Para el GoM.

Los resultados indican que los remolinos de mesoescala mantienen una relativa estabilidad en las propiedades del agua superficial en sus centros. Además, se observó un aumento en la salinidad en la capa superficial, lo cual podría señalar la intrusión de aguas subsuperficiales, contribuyendo así a la formación del GCW (Figura 22).

Cervantes-Díaz et al. (2022) analizaron varios sets de datos de cruceros en la región mexicana del GoM. Detectaron una diferencia significativa entre la zona Este cercana a la LC, y la zona Oeste, donde se observó una menor presencia de la NASUW. Este desvanecimiento de la NASUW en la región más al Oeste del GoM parece ser respuesta de un proceso de mezcla vertical inducido por los LCE en conjunto con los vientos nortes.

Este mecanismo propuesto con relación al cambio en T, S y AT se refuerza con lo mencionado por Meunier et al. (2022), quienes utilizaron el método “gravest empirical modes method (GEM)” para realizar estimaciones del contenido de calor y sal y la estructura vertical de varios LCE en el GoM, reconstruyéndolos a partir de ADT y perfiles de gliders. Encontraron que estas estructuras presentan un máximo subsuperficial (150 y 300 m) de salinidad la cual puede estar asociada con la NASUW. Esta masa de agua, en conjunto con los vientos, y la mezcla inducida por los remolinos podría explicar el incremento superficial de salinidad y la disminución de temperatura observadas en este estudio. Adicionalmente, Sosa-Gutiérrez et al.(2020) empleando modelos numéricos y datos de glider en invierno, denotan como los Nortes mezclan el máximo subsuperficial de la NASUW e incrementan de esta forma la salinidad superficial en los LCE.

8.2. Diferencias en los valores de AT

Lee et al. (2006) desarrollaron una ecuación empírica basada en un extenso conjunto de datos recopilados durante el programa GEOSECS (Geochemical Ocean Sections Study) y otras campañas internacionales. Su enfoque se centró en establecer una relación general entre la AT, la salinidad y la temperatura, considerando diferencias entre regiones oceánicas. Como resultado, generaron cinco ecuaciones empíricas de AT que reflejan patrones amplios y promedios globales, proporcionando una herramienta robusta para estimaciones generales. Sin embargo, no considera ningún proceso físico o químico de manera directa; simplemente correlacionan los datos ajustando polinomios para obtener el mejor ajuste posible.

Por otro lado, Carter et al. (2021) utilizaron una base de datos más reciente y ampliada, que incluyó datos de programas como SOCAT y GLODAPv2. Esto permitió a Carter et al. (2021) refinar las ecuaciones empíricas mediante el uso de nuevas técnicas de regresión que incorporaban no solo salinidad y temperatura, sino también otras variables como el oxígeno disuelto y el contenido de nutrientes. Su método interpola entre una cuadrícula predeterminada de coeficientes de regresión lineal basados en coordenadas de latitud, longitud y profundidad, lo que ayuda a evitar discontinuidades en las estimaciones que podrían surgir al cambiar entre diferentes conjuntos de constantes de regresión.

Se sabe que, en términos oceánicos, la AT está altamente correlacionada con la salinidad a escala global, presentando un $R^2 = 0.96$ (Gregor & Gruber, 2021). Pero cuando se incorporan factores biológicos y estructuras de mesoescala, como los LCE, la obtención de estimaciones robustas se vuelve complejo. En regiones costeras afectadas por aportes de ríos o zonas oceánicas donde se presentan procesos de mesoescala se dificulta encontrar relaciones que describan con precisión las variaciones medidas en AT. Un ejemplo de esto es el GoM, donde Wei-jun et al. (2020) reportó valores de AT medidos en dicha región, evidenciando un gradiente Este-Oeste con valores promedio en la zona de la LC que se sitúan en torno a $2350 \mu\text{mol kg}^{-1}$, incrementándose hasta aproximadamente $2400 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en la parte más occidental del GoM. Además, se observó una disminución de norte a sur, lo cual podría atribuirse a procesos biológicos y/o a las descargas del sistema del río Mississippi.

La concordancia observada entre los valores medidos de alcalinidad total (AT) y los estimados mediante la ecuación de Lee et al. (2006) en este estudio se explica, en primer lugar, por las bajas tasas de mezcla interna en el interior del remolino durante el periodo de muestreo. Cuando un remolino ciclónico se forma, atrapa en su núcleo una porción de agua con propiedades físico-químicas muy homogéneas, dominada por NASUW y CSW. Durante los primeros 30–40 días de vida, la disipación de energía del remolino es aún insuficiente para romper el gradiente de densidad que existe entre el núcleo y las aguas circundantes, lo que limita enormemente la mezcla lateral. Como resultado, la proporción de agua NASUW y CSW se mantiene prácticamente inalterada, de modo que la AT interna no se ve “contaminada” por aguas externas que pudieran modificar sus valores.

En segundo lugar, la ecuación polinómica de Lee et al. (2006) fue calibrada específicamente para aguas tropicales abiertas y ha demostrado en validaciones previas un RMSE del orden de $8 \mu\text{mol kg}^{-1}$ en la estimación de AT. Dado que durante nuestro muestreo la temperatura y la salinidad dentro del remolino permanecieron dentro de los rangos en los que Lee et al. validaron su fórmula, la predicción de AT resultó casi idéntica a las mediciones in situ. El hecho de que los datos de su polinomio incluyan principalmente muestras de remolinos ciclónicos jóvenes en entornos tropicales abiertos explica por qué esta ecuación reproduce fielmente los valores reales, siempre y cuando no exista mezcla significativa que altere la firma de las masas de agua originales.

Además, el efecto biológico sobre la AT en el núcleo del remolino durante esos días es mínimo. A diferencia de zonas costeras o frentes de mezcla donde la producción primaria

puede generar cambios notables en la química del carbono inorgánico y, en consecuencia, en la AT, en el centro de un remolino ciclónico la productividad suele ser reducida. De este modo, no se produce una acumulación significativa de materia orgánica ni una remineralización intensa que pudiera añadir o remover iones bicarbonato o carbonato en cantidades apreciables. Esto contribuye a que la AT in situ medida permanezca muy estable y cercana a la AT teórica estimada por el polinomio de Lee et al. (2006).

Por otra parte, los modelos de regresión basados en las ecuaciones de Carter et al. (2021) pueden sobrestimar los valores reales de AT en este tipo de estructuras oceánicas. Las redes de regresión de Carter fueron entrenadas con conjuntos de datos más heterogéneos, que incluyen aguas costeras, frentes de mezcla e incluso surgencias, y por tanto no siempre recogen con precisión las condiciones particulares de un remolino joven y coherente como el nuestro. Cuando estos nodos de regresión se enfrentan a temperaturas y salinidades característicos del remolino, especialmente en combinaciones poco representadas en sus bases de entrenamiento, tienden a extrapolar y producir resultados mayores que los medidos. En contraste, Lee et al. ajustaron su polinomio específicamente para las aguas tropicales abiertas, lo que reduce significativamente cualquier sesgo de extrapolación.

Aunque Meunier et al. (2022, 2024) señalan que los remolinos ciclónicos ligeros disipan la mayor parte de su energía y comienzan a mezclarse notablemente con aguas vecinas en un plazo aproximado de 100 días, durante la primera mitad de ese periodo la estructura interna del remolino permanece prácticamente intacta. La campaña de muestreo (10–16 de noviembre) se llevó a cabo en una fase temprana del remolino, cuando todavía existía un gradiente de densidad suficientemente fuerte para mantener su núcleo aislado. En

consecuencia, la AT interna no había sufrido alteraciones significativas cuando se recogieron las muestras, lo que explica la excelente correspondencia entre los valores medidos y los estimados.

Es relevante denotar que las ecuaciones planteadas por Lee et al (2006) no contemplaban el GoM como una región donde fueran utilizadas. Este trabajo postula su uso potencial para estimar los valores de AT en LCE. Una posible explicación de su óptimo desempeño puede estar relacionado con que estos transportan agua caribeña, la cual trae consigo una buena estimación de AT.

9. Conclusiones

1. La estimación de la AT en la oceanografía es una variable semiconservativa que permite comprender tanto procesos biogeoquímicos en los océanos, así como también puede ser utilizada en contextos de variabilidad mesoescala, como los remolinos en el Golfo de México. La utilización de ecuaciones empíricas basadas en variables como temperatura y salinidad permiten obtener aproximaciones confiables en tiempo real. Sin embargo, diversos estudios muestran que existen diferencias entre los resultados obtenidos con diferentes metodologías y bases de datos empleadas en cada caso.
2. La variabilidad física observada en el remolino, como los cambios en temperatura y salinidad, está influenciada por procesos de mezcla, afloramiento de aguas subsuperficiales y eventos meteorológicos, como los vientos del norte. Estos

procesos contribuyen a la evolución de las propiedades termohalinas del agua, afectando la estructura y la maduración del remolino.

3. La estabilidad relativa de las propiedades del agua en el centro del remolino, junto con el aumento en la salinidad superficial, indica la intrusión de aguas subsuperficiales a la capa de mezcla.
4. La elección de la ecuación empírica para estimar la AT tiene un impacto significativo en la precisión de los resultados. En este estudio, la ecuación de Lee et al. (2006), diseñada para ambientes tropicales y océano abierto, mostró mejores resultados en las estimaciones de AT, probablemente debido a la menor influencia de procesos biológicos y a la mayor presencia de agua de origen caribeña en el remolino.
5. Aunque a escala global la relación entre la AT y la salinidad suele ser robusta, en regiones específicas como el Golfo de México, esta relación puede verse afectada por procesos biológicos y por aportes de ríos. La variación espacial en los valores de AT refleja la interacción de estos procesos, presentando valores más altos en zonas influenciadas por corrientes y menores en áreas con mayor mezcla y descarga por ríos como el Mississippi.

10. Referencias

- Arico, S., Arietta, J. M., Bakker, D. C. E., Boyd, P. W., Cotrim Da Cunha, L., Chai, L., Dai, F., Gruber, N., Isensee, K., & Ishii, N. (2021). Integrated Ocean Carbon Research: A Summary of Ocean Carbon Research, and Vision of Coordinated Ocean Carbon Research and Observations for the Next Decade. UNESCO and the IOC.
- Bakker, D. C. E., de Baar, H. J. W., & de Jong, E. (1999). The dependence on temperature and salinity of dissolved inorganic carbon in East Atlantic surface waters. *Marine Chemistry*, 65(3–4), 263–280. [https://doi.org/10.1016/s0304-4203\(99\)00017-1](https://doi.org/10.1016/s0304-4203(99)00017-1)
- Bakker, D. C. E., Pfeil, B., Landa, C. S., Metzl, N., O'Brien, K. M., Olsen, A., Smith, K., Cosca, C., Harasawa, S., Jones, S. D., Nakaoka, S.-I., Nojiri, Y., Schuster, U., Steinhoff, T., Sweeney, C., Takahashi, T., Tilbrook, B., Wada, C., Wanninkhof, R., ... Xu, S. (2016). A multi-decade record of high-quality fCO₂ data in version 3 of the Surface Ocean CO₂ Atlas (SOCAT). *Earth System Science Data*, 8(2), 383–413. <https://doi.org/10.5194/essd-8-383-2016>
- Barranco, L. M., Martín Hernández Ayón, J., Pech, D., Enriquez, C., Herrera, J., Mariño, I., & Carlos Herguera, J. (2022). Physical and biogeochemical controls of the carbonate system of the Yucatan Shelf. *Continental Shelf Research*, 244(104807), 104807. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2022.104807>
- Brewer, P. G., Bradshaw, A. L., & Williams, R. T. (1986). Measurements of total carbon dioxide and alkalinity in the North Atlantic Ocean in 1981. En J. R. Trabalka & D. E. Reichle (Eds.), *The Changing Carbon Cycle: A Global Analysis* (pp. 348–370). Springer, New York.
- Cai, W.-J., & Wang, Y. (1998). The chemistry, fluxes, and sources of carbon dioxide in the estuarine waters of the Satilla and Altamaha Rivers, Georgia. *Limnology and Oceanography*, 43(4), 657–668. <https://doi.org/10.4319/lo.1998.43.4.0657>
- Cai, W.-J., Hu, X., Huang, W.-J., Jiang, L.-Q., Wang, Y., Peng, T.-H., & Zhang, X. (2010). Alkalinity distribution in the western North Atlantic Ocean margins. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C8). <https://doi.org/10.1029/2009JC005482>
- Cai, W.-J., Xu, Y.-Y., Feely, R. A., Wanninkhof, R., Jönsson, B., Alin, S. R., Barbero, L., Cross, J. N., Azetsu-Scott, K., Fassbender, A. J., Carter, B. R., Jiang, L.-Q., Pepin, P., Chen, B., Hussain, N., Reimer, J. J., Xue, L., Salisbury, J. E., Hernández-Ayón, J. M., ... Gledhill, D. K. (2020). Controls on surface water carbonate chemistry along North American ocean margins. *Nature Communications*, 11(1). <https://doi.org/10.1038/s41467-020-16530-z>
- Candela, J., Ochoa, J., Sheinbaum, J., López, M., Pérez-Brunius, P., Tenreiro, M., Pallàs-Sanz, E., Athié, G., & Arriaza-Oliveros, L. (2019). The flow through the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 49(6). <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0189.1>
- Carter, B. R., Williams, N. L., Gray, A. R., & Feely, R. A. (2016). *Locally interpolated alkalinity regression for global alkalinity estimation*. *Limnology and Oceanography: Methods*, 14(4), 268–277. <https://doi.org/10.1002/lom3.10087>
- Carter, B. R., Bittig, H. C., Fassbender, A. J., Sharp, J. D., Takeshita, Y., Xu, Y.-Y., Álvarez, M., Wanninkhof, R., Feely, R. A., & Barbero, L. (2021). *New and updated global empirical seawater property estimation routines*. *Limnology and Oceanography: Methods*, 19(12), 785–809. <https://doi.org/10.1002/lom3.10461>
- Cervantes Diaz, G. Y. (2021). Estudios de la química del carbono inorgánico y flujos de CO₂ en el Golfo de México [Tesis doctoral, Universidad Autónoma de Baja California]. <https://catalogocimarron.uabc.mx/cgi-bin/koha/opac-detail.pl?biblionumber=249828>

- Cervantes-Díaz, G. Y., Hernández-Ayón, J. M., Zirino, A., Herzka, S. Z., Camacho-Ibar, V., Norzagaray, O., Barbero, L., Montes, I., Sudre, J., & Delgado, J. A. (2022). Understanding upper water mass dynamics in the Gulf of Mexico by linking physical and biogeochemical features. *Journal of Marine Systems*, 225(103647), 103647. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2021.103647>
- Chaichitehrani, N., & He, R. (2024). Investigation of ocean environmental variables and their variations associated with major Loop Current eddy-shedding events in the Gulf of Mexico. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 213*(105354), 105354. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2023.105354>
- Chau, T. T. T., Gehlen, M., & Chevallier, F. (2022). A seamless ensemble-based reconstruction of surface ocean pCO₂ and air–sea CO₂ fluxes over the global coastal and open oceans. *Biogeosciences*, 19(4), 1087–1109. <https://doi.org/10.5194/bg-19-1087-2022>
- Damien, P., Sheinbaum, J., Pasquero de Fommervault, O., Jouanno, J., Linacre, L., & Duteil, O. (2021). Do Loop Current eddies stimulate productivity in the Gulf of Mexico? *Biogeosciences*, 18, 4281–4303. <https://doi.org/10.5194/bg-18-4281-2021>
- Dickson, A. G. (1981). "An exact definition of total alkalinity and a procedure for the estimation of alkalinity and total inorganic carbon from titration data." *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 28(6), 609–623. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(81\)90121-7](https://doi.org/10.1016/0198-0149(81)90121-7)
- Dickson, A. G., Wesolowski, D. J., Palmer, D. A., & Mesmer, R. E. (1990). Dissociation constant of bisulfate ion in aqueous sodium chloride solutions to 250°C. *The Journal of Physical Chemistry*, 94(20), 7978–7985. <https://doi.org/10.1021/j100383a042>
- Dickson, A. G., & Sabine, C. L. (2007). *Guide to Best Practices for Ocean CO₂ Measurements* (3rd ed.). PICES Special Publication.
- Dobson, K. L., Newton, J. A., Widdicombe, S., Schoo, K. L., Acquafredda, M. P., Kitch, G., Bantelman, A., Lowder, K., Valauri-Orton, A., Soapi, K., Azetsu-Scott, K., & Isensee, K. (2022). Ocean acidification research for sustainability: Co-designing global action on local scales. *ICES Journal of Marine Science*, fsac158. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fsac158>
- Elliott, B.A. Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico *J. Phys. Oceanogr.*, 12 (1982), pp. 1292-1309
10.1175/1520-0485(1982)012<1292: ARITGO>2.0.CO;2
- Ernst, P. A., Subrahmanyam, B., Trott, C. B., & Chaigneau, A. (2023). Characteristics of submesoscale eddy structures within mesoscale eddies in the Gulf of Mexico from 1/48° ECCO estimates. *Frontiers in Marine Science*, 10. <https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1181676>
- Fine, R. A., Willey, D. A., & Millero, F. J. (2017). Global variability and changes in ocean total alkalinity from Aquarius satellite data. *Geophysical Research Letters*, 44, 261–267. <https://doi.org/10.1002/2016GL071712>
- Gentil, M., Pallàs-Sanz, E., Middleton, L., Ruiz-Angulo, A., Meunier, T., Durante, G., Tenreiro, M., Allis Estrada, S. N., & Sheinbaum, J. (2024). Distribution, mixing, and transformation of a Loop Current ring waters: The case of Gulf of Mexico. *Geophysical Research Letters*, 51(23). <https://doi.org/10.1029/2024GL110845>
- Gregor, L., & Gruber, N. (2021). OceanSODA-ETHZ: A global gridded data set of the surface ocean carbonate system for seasonal to decadal studies of ocean acidification. *Earth System Science Data*, 13, 777–808. <https://doi.org/10.5194/essd-13-777-2021>
- 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>

- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D., & Thépaut, J.-N. (2023). ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present [Dataset]. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). <https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47>
- Hernández-Guerra, A., & Joyce, T. M. (2000). Water masses and circulation in the surface layers of the Caribbean at 66°W. *Geophysical Research Letters*, 27(21), 3497–3500. <https://doi.org/10.1029/2000GL011760>
- Ho, D. T., Law, C. S., Smith, M. J., Schlosser, P., Harvey, M., & Hill, P. (2006). Measurements of air-sea gas exchange at high wind speeds in the Southern Ocean: Implications for global parameterizations. *Geophysical Research Letters*, 33(16). <https://doi.org/10.1029/2006GL026817>
- Kealoha, A. K., Shamberger, K. E. F., DiMarco, S. F., Thyng, K. M., Hetland, R. D., Manzello, D. P., Slowey, N. C., & Enochs, I. C. (2020). Surface water CO₂ variability in the Gulf of Mexico (1996–2017). *Scientific Reports*, 10(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-020-68924-0>
- Land, P. E., Shutler, J. D., Findlay, H., Girard-Ardhuin, F., Sabia, R., Reul, N., Piolle, J., Chapron, B., Quilfen, Y., Salisbury, J. E., et al. (2015). Salinity from space unlocks satellite-based assessment of ocean acidification. *Environmental Science & Technology*, 49(4), 1987–1994. <https://doi.org/10.1021/es504849s>
- Lauvset, S. K., Lange, N., Tanhua, T., Bittig, H. C., Olsen, A., Kozyr, A., Álvarez, M., Becker, S., Brown, P. J., Carter, B. R., Cotrim da Cunha, L., Feely, R. A., van Heuven, S., Hoppema, M., Ishii, M., Jeansson, E., Jutterström, S., Jones, S. D., Karlsen, M. K., ... Key, R. M. (2021). An updated version of the global interior ocean biogeochemical data product, GLODAPv2.2021. *Earth System Science Data*, 13, 5565–5589. <https://doi.org/10.5194/essd-13-5565-2021>
- Leben, R. R. (2005). Altimeter-derived loop current metrics. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 161: 181.
- Lee, K., Tong, L. T., Millero, F. J., Sabine, C. L., Dickson, A. G., Goyet, C., Park, G.-H., Wanninkhof, R., Feely, R. A., & Key, R. M. (2006). *Global relationships of total alkalinity with salinity and temperature in surface waters of the world's oceans*. *Geophysical Research Letters*, 33(19), L19605. <https://doi.org/10.1029/2006GL027207>
- Lee, K., Kim, T.-W., Byrne, R. H., Millero, F. J., Feely, R. A., & Liu, Y. (2010). The universal ratio of boron to chlorinity for the North Pacific and North Atlantic oceans. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(6), 1801–1811. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.12.027>
- Lewis, E., & Wallace, D. (1998). Program developed for CO₂ system calculations. ORNL/CDIAC-105. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy.
- Linacre, L., Durazo, R., Camacho-Ibar, V. F., Selph, K. E., Lara-Lara, J. R., Mirabal-Gómez, U., Bazán-Guzmán, C., Lago-Lestón, A., Fernández-Martín, E. M., & Sidón-Ceseña, K. (2019). Picoplankton carbon biomass assessments and distribution of *Prochlorococcus* ecotypes linked to loop current eddies during summer in the southern Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research. Oceans*, 124(11), 8342–8359. <https://doi.org/10.1029/2019jc015103>
- Liu, H., Gilmartin, J., Sluis, M. Z., Kobari, T., Rooker, J., Bi, H., & Quigg, A. (2024). Dynamic oceanographic influences on zooplankton communities over the northern Gulf of Mexico continental shelf. *Journal of Sea Research*, 102501. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2024.102501>
- Lueker, T. J., Dickson, A. G., & Keeling, C. D. (2000). Ocean pCO₂ calculated from dissolved inorganic carbon, alkalinity, and equations for K₁ and K₂: Validation based on laboratory measurements of

- CO₂ in gas and seawater at equilibrium. *Marine Chemistry*, 70(1), 105–119. [https://doi.org/10.1016/S0304-4203\(00\)00022-0](https://doi.org/10.1016/S0304-4203(00)00022-0)
- McKinney, L. D., Shepherd, J. G., Wilson, C. A., Hogarth, W. T., Chanton, J., Murawski, S. A., Sandifer, P. A., Sutton, T., Yoskowitz, D., Wowk, K., Özgökmen, T. M., Joye, S. B., & Caffey, R. (2021). The Gulf of Mexico: An overview. *Oceanography*, 34(1), 30–43. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2021.115>
- McGillicuddy, D. J., Jr. (2016). Mechanisms of physical-biological-biogeochemical interaction at the oceanic mesoscale. *Annual Review of Marine Science*, 8(1), 125–159. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015606>
- Meissner, T., Wentz, F. J., Manaster, A., & Lindsley, R. (2019). *Remote Sensing Systems SMAP Ocean Surface Salinities [Level 2C, Level 3 Running 8-day, Level 3 Monthly], Version 4.0 validated release* [Dataset]. Remote Sensing Systems. <https://doi.org/10.5067/SMP40-2SOCS>, [10.5067/SMP40-3SPCS](https://doi.org/10.5067/SMP40-3SPCS), [10.5067/SMP40-3SMCS](https://doi.org/10.5067/SMP40-3SMCS)
- 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., 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>
- Meunier, T., Bower, A., Pérez-Brunius, P., Graef, F., & Mahadevan, A. (2024). The energy decay of warm-core eddies in the Gulf of Mexico. *Geophysical Research Letters*, 51(1). <https://doi.org/10.1029/2023GL106246>
- Millero, F. J., Lee, K., & Roche, M. (1998). *Distribution of alkalinity in the surface waters of the major oceans*. *Marine Chemistry*, 60(1–2), 111–130. [https://doi.org/10.1016/S0304-4203\(97\)00084-4](https://doi.org/10.1016/S0304-4203(97)00084-4)
- Muller-Karger, F. E., Smith, J. P., Werner, S., Chen, R., Roffer, M., Liu, Y., Muhling, B., Lindo-Atichati, D., Lamkin, J., Cerdeira-Estrada, S., & Enfield, D. B. (2015). Natural variability of surface oceanographic conditions in the offshore Gulf of Mexico. *Progress in Oceanography*, 134, 54–76. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.12.007>
- NASA Ocean Biology Processing Group. (2022). Aqua MODIS Level 3 Mapped Chlorophyll Data, Version R2022.0 [Dataset]. NASA Ocean Biology Distributed Active Archive Center. <https://doi.org/10.5067/AQUA/MODIS/L3M/CHL/2022>
- Newton, J. A., Feely, R. A., Jewett, E. B., Williamson, P., & Mathis, J. (2015). *Global Ocean Acidification Observing Network: Requirements and Governance Plan (2nd ed.)*. GOA-ON. http://www.goa-on.org/docs/GOA-ON_plan_print.pdf
- Olivier, L., Boutin, J., Reverdin, G., Lefèvre, N., Landschützer, P., Speich, S., Karstensen, J., Labaste, M., Noisel, C., Ritschel, M., Steinhoff, T., & Wanninkhof, R. (2022). Wintertime process study of the North Brazil Current rings reveals the region as a larger sink for CO₂ than expected. *Biogeosciences*, 19(12), 2969–2988. <https://doi.org/10.5194/bg-19-2969-2022>
- Orr, J. C., Epitalon, J.-M., Dickson, A. G., & Gattuso, J.-P. (2018). Routine uncertainty propagation for the marine carbon dioxide system. *Marine Chemistry*, 207, 84–107. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2018.10.006>
- Osborne, E., Hu, X., Hall, E. R., Yates, K., Vreeland-Dawson, J., Shamberger, K., Barbero, L., Martin Hernandez-Ayon, J., Gomez, F. A., Hicks, T., Xu, Y.-Y., McCutcheon, M. R., Acquafredda, M., Chapa-Balcorta, C., Norzagaray, O., Pierrot, D., Munoz-Caravaca, A., Dobson, K. L., Williams,

- N., ... Dash, P. (2022). Ocean acidification in the Gulf of Mexico: Drivers, impacts, and unknowns. *Progress in Oceanography*, 209(102882), 102882. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2022.102882>
- Patsavas, M. C., Byrne, R. H., Wanninkhof, R., Feely, R. A., & Cai, W. J. (2015). Internal consistency of marine carbonate system measurements and assessments of aragonite saturation state: Insights from two US coastal cruises. *Marine Chemistry*, 176, 9–20. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2015.06.022>
- Pegliasco, C., Chaigneau, A., & Morrow, R. (2015). Main eddy vertical structures observed in the four major Eastern Boundary Upwelling Systems. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120, 6008–6033. <https://doi.org/10.1002/2015JC010950>
- 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>
- Remote Sensing Systems (RSS). (2019). SMAP Sea Surface Salinity Products, Version 4.0 [Dataset]. PO.DAAC. <https://doi.org/10.5067/SMP40-3SPCS>
- Salisbury, J., Vandemark, D., Jönsson, B., Balch, W., Chakraborty, S., Lohrenz, S., Chapron, B., Hales, B., Mannino, A., Mathis, J., Reul, N., Signorini, S., Wanninkhof, R., & Yates, K. (2015). How can present and future satellite missions support scientific studies that address ocean acidification? *Oceanography*, 25(2), 108–121. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2015.35>
- Schlitzer, R. (2002). Interactive analysis and visualization of geoscience data with Ocean Data View. *Computers & Geosciences*, 28(10), 1211–1218. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(02\)00040-7](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(02)00040-7)
- Sheinbaum, J., Candela, J., Badan, A., & Ochoa, J. (2002). Flow structure and transport in the Yucatan Channel. *Geophysical Research Letters*, 29(3), 10-1–10-4. <https://doi.org/10.1029/2001GL013990>
- Shutler, J. D., Gruber, N., Findlay, H. S., Land, P. E., Gregor, L., Holding, T., Sims, R. P., Green, H., Piolle, J.-F., Chapron, B., Sathyendranath, S., Rousseaux, C. S., Donlon, C. J., Cooley, S., Turner, J., Valauri-Orton, A., Lowder, K., Widdicombe, S., Newton, J., ... Gaultier, L. (2024). The increasing importance of satellite observations to assess the ocean carbon sink and ocean acidification. **Earth-Science Reviews*, 250*(104682), 104682. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2024.104682>
- Sosa-Gutiérrez, R., Pallàs-Sanz, E., Jouanno, J., Chaigneau, A., Candela, J., y Tenreiro, M. (2020). Erosion of the subsurface salinity maximum of the Loop Current Eddies from glider observations and a numerical model. *J. Geophys. Res. Oceans*, 125, e2019JC015397. <https://doi.org/10.1029/2019JC015397>
- Sun, W., An, M., Liu, J., Liu, J., Yang, J., Tan, W., Dong, C., & Liu, Y. (2022). Comparative analysis of four types of mesoscale eddies in the Kuroshio-Oyashio extension region. *Frontiers in Marine Science*, 9. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.984244>
- Trott, C. B., Subrahmanyam, B., Chaigneau, A., & Roman-Stork, H. L. (2019). Eddy-induced temperature and salinity variability in the Arabian Sea. *Geophysical Research Letters*, 46(5), 2734–2742. <https://doi.org/10.1029/2018GL081605>
- Trott, C. B., Subrahmanyam, B., Hiron, L., & Zavala-Romero, O. (2024). Tracking Loop Current eddies in the Gulf of Mexico using satellite-derived Chlorophyll-a. *Remote Sensing*, 16(12), 2234. <https://doi.org/10.3390/rs16122234>
- Vidal, V. M., Vidal, F. V., Hernández, A. F., Meza, E., y Zambrano, L. (1994). Winter water mass distributions in the western Gulf of Mexico affected by a colliding anticyclonic ring. *Journal of Oceanography*, 50(5): 559–588.

- Valencia-Gasti, J. A., Camacho-Ibar, V. F., & Herguera, J. C. (2022). Water mass structure and mixing fractions in the Deepwater region of the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 127(5). <https://doi.org/10.1029/2021JC017705>
- Velásquez-Aristizábal, J. A., Camacho-Ibar, V. F., Durazo, R., Valencia-Gasti, J. A., Lee-Sánchez, E., & Trasviña-Castro, A. (2022). Nitracentric/hydrographic classification and prediction of nitrate profiles for oceanographic stations under the influence of mesoscale eddies in the Gulf of Mexico. *Frontiers in Marine Science*, 9. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.827574>
- Velo, A., Pérez, F. F., Lin, X., & Key, R. M. (2013). *Estimating ocean alkalinity from temperature and salinity*. *Marine Chemistry*, 136–137, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2012.11.002>
- Wang, Z. A., Wanninkhof, R., Cai, W.-J., Byrne, R. H., Hu, X., Peng, T.-H., & Huang, W.-J. (2013). The marine inorganic carbon system along the Gulf of Mexico and Atlantic coasts of the United States: Insights from a transregional coastal carbon study. *Limnology and Oceanography*, 58(1), 325–342. <https://doi.org/10.4319/lo.2013.58.1.0325>
- Watson, A. J., Schuster, U., Shutler, J. D., et al. (2020). Revised estimates of ocean-atmosphere CO₂ flux are consistent with ocean carbon inventory. *Nature Communications*, 11, 4422. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-18203-3>
- Wolf, D. K., Land, P. E., Shutler, J. D., Goddijn-Murphy, L. M., & Donlon, C. J. (2016). On the calculation of air-sea fluxes of CO₂ in the presence of temperature and salinity gradients. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(2), 1229–1248. <https://doi.org/10.1002/2015JC011330>
- Yang, B., & Byrne, R. H. (2023). Sub-annual and inter-annual variations of total alkalinity in the northeastern Gulf of Mexico. *Marine Chemistry*, 250(104195), 104195. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2022.104195>
- Zavala-Hidalgo, J., Morey, S. L., O'Brien, J. J., & Zamudio, L. (2006). On the Loop Current Eddy Shedding Variability. *Atmósfera*, 19, 41–48.
- Zhang, Y., Hu, C., McGillicuddy, D. J., Jr., Liu, Y., Barnes, B. B., & Kourafalou, V. H. (2024). Mesoscale eddies in the Gulf of Mexico: A three-dimensional characterization based on global HYCOM. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 215*(105380), 105380. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2024.105380>