



Universidad Autónoma de Baja California

Facultad de Ciencias Marinas



“Distribución espacial del ácido silícico (Si(OH)_4) en el Golfo de México durante las campañas oceanográfica de XIXIMI 2 y XIXIMI 3”

Presenta

Denice Alejandra Naranjo Ortiz

Ensenada, Baja California.

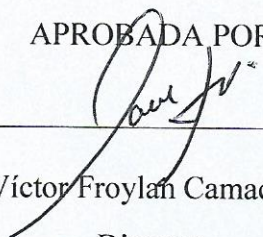
**“Distribución espacial del ácido silícico ($\text{Si}(\text{OH})_4$) en el Golfo de México
durante las campañas oceanográficas de XIXIMI 2 y XIXIMI 3”**

TESIS

PRESENTA

DENICE ALEJANDRA NARANJO ORTIZ

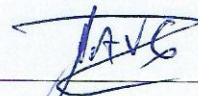
APROBADA POR



Dr. Víctor Froylán Camacho Ibar
Director



Dra. María Del Carmen Ávila López
Sinodal



Dr. José Augusto Valencia Gasti
Secretario

Resumen

El Golfo de México (GoM) es una cuenca semicerrada, cóncava y es considerada como oligotrófica. El sistema de la Corriente del Lazo (CL), la cual involucra a la Corriente del Lazo, el despredimiento de remolinos de la CL, y la presencia de remolinos anticiclónicos y ciclónicos, como la principal característica de circulación oceánica dentro del GoM. Se utilizaron datos de las campañas oceanográficas de XIXIMI-2 (2011) y XIXIMI-3(2013), para conocer la distribución del ácido silícico (Si(OH)_4) dentro del GoM, y la influencia que tiene las estructuras de mesoescala en dicho nutriente. Asimismo, se probó al Si^* como posible trazador de masas de agua. De lo anterior se obtuvo que la distribución del Si(OH)_4 en el GoM parecen estar fuertemente influenciadas por los remolinos anticiclónicos y ciclónicos. No hubo diferencias substanciales en el contenido de Si(OH)_4 entre regiones, ni se encontró alguna asociación a la mezcla invernal. Se encontró que de manera general para los dos cruceros, una concentración de Si(OH)_4 de 2-2.5 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ los primeros 100 m de la columna de agua, mientras que después de los 1000 m la concentración es 25-26 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Por otro lado, el cálculo de Si^* podría ser una futura herramienta como trazador de masas de aguas, y conocer si el GoM se está enriqueciendo o empobreciendo en Si(OH)_4 . Finalmente, se ha mencionado la importancia del Si(OH)_4 en la producción primaria, principalmente, por el papel de las diatomeas en el hundimiento de partículas y secuestro del carbono hacia el fondo marino. Sin embargo, se ha reportado que las picocianobacterias parecen desempeñar un rol importante en la exportación del silice en ambientes oligotróficos, y se ha mencionado la presencia de estos organismos dentro del GoM, y aunque los mecanismos de enriquecimiento dentro del GoM no están claros, las picocianobacterias podría ejercer una gran influencia en el ciclo del silice en la cuenca.

Palabras clave: Corriente del Lazo, Ácido silícico, remolinos anticiclónicos, remolinos ciclónicos, picocianobacterias.

Agradecimientos

A mi director Víctor Camacho, por su guía, comentarios, tiempo y paciencia. Por fomentar y explorar y visualizar un lado de la oceanografía que desconocía.

A mis sinodales , Augusto Valencia y Ma. Carmén Ávila. A Augusto por su dedicación y paciencia en resolver mis dudas, y su guía en el procesamiento de datos. A Ma. Carmén por sus comentarios, y apoyo, y tiempo en resolver mis dudas, y sugerencias en el trabajo.

A grupo que trabaja con nutrientes dentro del Golfo de México, por aquellas reuniones donde se exponían sus avances y/o artículos de los cuales aprendí mucho. Y por sus observaciones a mis presentaciones (Erika, Cristian, Jorge, Augusto, Mauricio, Ma. Carmén).

Al proyecto de Monitoreo Ambiental en Aguas Profundas del Golfo de México en Respuesta al Derrame Petrolero Asociado a la Plataforma Deepwater Horizon, ya que uno de los objetivos de este proyecto fue establecer una línea base de las características oceanográficas geoquímicas en aguas profundas del Golfo de México, de donde obtuve los datos.

A la Facultad de Ciencias Marinas, a los profesores de los cuáles aprendí mucho.

A mis amigas, por su apoyo (Vale, Meli, Rox, Linda, Esperanza, Maricza)

A mi familia, a mis padres y a mis hermanos. Por estar siempre presente.

Lista de tablas

TABLA I. ENTRADAS Y SALIDAS DEL ÁCIDO SILÍCICO ($\text{Si}(\text{OH})_4$) EN EL OCÉANO GLOBAL. INFORMACIÓN OBTENIDA EN TRÉGUER Y DE LA ROCHA (2013).	10
TABLA II. PROPIEDADES DE LAS MASAS DE AGUA PRESENTES EN EL GOLFO DE MÉXICO OBTENIDA DE PORTELA ET AL. 2018. LOS LIMITES MOSTRADOS SE BASAN EN TEOS-10.	21
TABLA III. PERIODO DE DURACIÓN DE LOS CRUCEROS XIXIMI 2 Y XIXIMI 3.	25
TABLA IV. CATEGORIZACIÓN DE LAS ESTACIONES LAS CAMPAÑAS OCEANOGRÁFICAS DE XIXIMI-2 Y XIXIMI-3.	27

Lista de figuras

FIGURA 1. CICLO BIOGEOQUÍMICO DEL SILICIO EN EL OCÉANO GLOBAL EN ESTADO ESTACIONARIO: UN POSIBLE BALANCE DE ACUERDO A LOS RANGOS DE CADA FLUJO (F). -----	11
FIGURA 2. PERFIL PROMEDIO DE ÁCIDO SILÍCICO DISUELTO EN LA COLUMNA DE AGUA. DATOS OBTENIDOS DE CLIVAR [HTTPS://WWW.NODC.NOAA.GOV/OCADS/OCEANS/REPEATSECTIONS/] DE DOS SECCIONES, P18 UBICADA EN EL PACÍFICO NORTE Y A22 UBICADA EN EL ATLÁNTICO NORTE. -----	13
FIGURA 3. CONFIGURACIÓN BATIMÉTRICA DEL GOLFO DE MÉXICO. -----	19
FIGURA 4. GRÁFICA DE DISPERSIÓN DE LOS DATOS DE ADT OBTENIDA DEL CTD Y DEL PRODUCTO SATELITAL CMEMS. -----	28
FIGURA 5. LOCALIZACIÓN DE LAS ESTACIONES DE LA LÍNEA A22, PARA EL CÁLCULO DE SI*. FLECHA ROJA SEÑALA EL PASAJE DE ANEGADA-JUNGFERN. -----	30
FIGURA 6. LOCALIZACIÓN Y DIVISIÓN DE LAS ESTACIONES DE MUESTREO DURANTE LOS CRUCEROS (A) XIXIMI-2 Y (B) XIXIMI-3. -----	31
FIGURA 7. PROMEDIO DE ALTIMETRÍA Y LAS VELOCIDADES GEOSTRÓFICAS DURANTE EL PERÍODO DE CADA CRUCERO. LA FIGURA SUPERIOR (A) CORRESPONDE A XIXIMI-2, MIENTRAS QUE LA FIGURA INFERIOR (B) AL CRUCERO DE XIXIMI-3. EN CADA FIGURA SE SEÑALAN LAS ESTACIONES EN PUNTOS NEGROS; LOS PUNTOS BLANCOS CORRESPONDEN A LAS ESTACIONES ASOCIADAS A LA CORRIENTE DE LAZO; LOS PUNTOS ROJOS CORRESPONDEN A ESTACIONES QUE SE UBICAN DENTRO DE UN REMOLINO ANTICLÓNICO, Y LOS PUNTOS AZULES SON LAS ESTACIONES ASOCIADAS A UN REMOLINO CICLÓNICO. -----	34
FIGURA 8. DIAGRAMA T-S CON OXÍGENO DISUELTO CORRESPONDIENTE A XIXIMI 2. (A) SE SEÑALAN LAS RESPECTIVAS MASAS DE AGUA DENTRO DEL GOM. LA LÍNEA ROJA CORRESPONDEN A LAS ESTACIONES RELACIONADAS A LA CORRIENTE DE LAZO. (B) DIAGRAMA T-S CON LA CONCENTRACIÓN OXÍGENO DISUELTO. LAS ABREVIATURAS INDICADAS CORRESPONDEN AL AGUA COMÚN DEL GOLFO (GW), REMANENTE DEL AGUA SUPERFICIAL DEL CARIBE (CSWR), AGUA SUBTROPICAL SUBSUPERFICIAL (SUW), AGUA CENTRAL DEL ATLÁNTICO TROPICAL (TACW), AGUA INTERMEDIA DE ANTÁRTICO (AAIW) Y LA CAPA SUPERIOR DEL AGUA PROFUNDA DEL ATLÁNTICO NORTE (NADW). -----	37
FIGURA 9. DIAGRAMA T-S CON OXÍGENO DISUELTO CORRESPONDIENTE A XIXIMI 3. (A) SEÑALAN LAS RESPECTIVAS MASAS DE AGUA DENTRO DEL GOM. LA LÍNEA ROJA CORRESPONDEN A LAS ESTACIONES RELACIONADAS A LA CORRIENTE DE LAZO. (B) DIAGRAMA T-S CON LA CONCENTRACIÓN OXÍGENO DISUELTO. LAS ABREVIATURAS INDICADAS CORRESPONDEN AL AGUA COMÚN DEL GOLFO (GW), REMANENTE DEL AGUA SUPERFICIAL DEL CARIBE (CSWR), AGUA SUBTROPICAL SUBSUPERFICIAL (SUW), AGUA CENTRAL DEL ATLÁNTICO TROPICAL (TACW), AGUA INTERMEDIA DE ANTÁRTICO (AAIW) Y LA CAPA SUPERIOR DEL AGUA PROFUNDA DEL ATLÁNTICO NORTE (NADW). -----	38
FIGURA 10. DISTRIBUCIÓN DEL $\text{Si}(\text{OH})_4$ DURANTE LOS CRUCEROS XIXIMI-2 Y XIXIMI-3, GRÁFICOS CONTRA (A) PROFUNDIDAD Y (B) DENSIDAD POTENCIAL (Sigma-T kg m^{-3}). CON FINES DE GRÁFICO LAS CONCENTRACIONES ASOCIADAS A LA CORRIENTE DE LAZO NO FUERON CONSIDERADOS. -----	40
FIGURA 11. PERFIL PROMEDIO DEL $\text{Si}(\text{OH})_4$ EN EL GOLFO DE MÉXICO, CORRESPONDIENTES A LOS CRUCEROS DE XIXIMI-2 Y XIXIMI-3. LA FIGURA SUPERIOR REPRESENTA LOS PRIMEROS 500 M (A) Y EL PERFIL COMPLETO (B). CON FINES DE GRÁFICO LAS CONCENTRACIONES ASOCIADAS A LA CORRIENTE DEL LAZO NO FUERON CONSIDERADAS. -----	41

FIGURA 12. PERFILES DE LA DISTRIBUCIÓN DEL $\text{Si}(\text{OH})_4$ PRESENTE EN LAS ESTACIONES UBICADAS DENTRO DE LOS REMOLINOS CICLÓNICOS (AZUL) Y ANTICLÓNICOS (ROJO) DURANTE EL CRUCERO DE XIXIMI-2. LAS FIGURAS SUPERIORES SE MUESTRAN EN LOS PRIMEROS 500 M(A) Y 1500 M (B), MIENTRAS QUE LA FIGURA INFERIOR REPRESENTA EL PERFIL COMPLETO (C).-----	43
FIGURA 13. PERFILES DE LA DISTRIBUCIÓN DEL $\text{Si}(\text{OH})_4$ PRESENTE EN LAS ESTACIONES UBICADAS DENTRO DE LOS REMOLINOS CICLÓNICOS (AZUL) Y ANTICLÓNICOS (ROJO) DURANTE EL CRUCERO DE XIXIMI-3. LAS FIGURAS SUPERIORES MUESTRAN LOS PRIMEROS (A) 500 M, (B) 1500 M Y (C) EL PERFIL COMPLETO.-----	44
FIGURA 14. PERFILES PROMEDIOS DE LAS REGIONES DEFINIDAS DENTRO DEL GOLFO DE MÉXICO DURANTE LA CAMPAÑA OCEANOGRÁFICA DE XIXIMI-2. LAS FIGURAS SUPERIORES SE MUESTRAN EN LOS PRIMEROS 500 M(A) Y 1500 M (B), MIENTRAS QUE LA FIGURA INFERIOR REPRESENTA EL PERFIL COMPLETO (C). -----	46
FIGURA 15. PERFILES PROMEDIOS DE LAS REGIONES DEFINIDAS DENTRO DEL GOLFO DE MÉXICO DURANTE LA CAMPAÑA OCEANOGRÁFICA DE XIXIMI-3. LAS FIGURAS SUPERIORES SE MUESTRAN EN LOS PRIMEROS 500 M(A) Y 1500 M (B), MIENTRAS QUE LA FIGURA INFERIOR REPRESENTA EL PERFIL COMPLETO (C). -----	47
FIGURA 16. SECCIÓN DE LA LÍNEA A22 CON Si^* EN EL MAR CARIBE. LOS CONTORNOS BLANCOS INDICAN LOS VALORES DE ANOMALÍA DE DENSIDAD (KG M^{-3}). LOS CONTORNOS NEGROS LOS VALORES DE Si^* . LA FIGURA (A) ES LA SECCIÓN SIN LA LOCALIZACIÓN DE LAS MASAS DE AGUA, MIENTRAS QUE (B) ES LA HUELLA DE Si^* CON LA IDENTIFICACIÓN DE LAS MASAS DE AGUA. -----	49
FIGURA 17. CONCENTRACIÓN DE (A) $\text{Si}(\text{OH})_4$ Y (B) NO_3^- EN LA LÍNEA A22 DEL MAR CARIBE. LOS CONTORNOS BLANCOS INDICAN LOS VALORES DE ANOMALÍA DE DENSIDAD (KG M^{-3}) MIENTRAS QUE LOS CONTORNOS NEGROS ES LA CONCENTRACIÓN DE (A) $\text{Si}(\text{OH})_4$ Y (B) NO_3 ($\mu\text{MOL KG}^{-1}$).-----	50
FIGURA 18.- DISTRIBUCIÓN DE Si^* DURANTE EL CRUCERO DE XIXIMI-2. LOS CONTORNOS BLANCOS INDICAN LA ANOMALÍA DE DENSIDAD (KG M^{-3}), MIENTRAS QUE LOS CONTORNOS NEGROS LOS VALORES DE Si^* . EN LAS FIGURAS (B) Y (C) SE NOMBRAN A LAS MASAS DE AGUA ENCONTRADAS DURANTE EL CRUCERO.-----	53
FIGURA 19.- DISTRIBUCIÓN DE Si^* DURANTE EL CRUCERO DE XIXIMI-3. LOS CONTORNOS BLANCOS INDICAN LA ANOMALÍA DE DENSIDAD (KG M^{-3}), MIENTRAS QUE LOS CONTORNOS NEGROS REPRESENTAN LOS VALORES DE Si^* . EN LAS FIGURAS (B) Y (C) SE NOMBRAN A LAS MASAS DE AGUA ENCONTRADAS DURANTE EL CRUCERO.-----	54
FIGURA 20. SECCIONES DE LAS CAMPAÑAS OCEANOGRÁFICAS (A) XIXIMI-2 Y (B) XIXIMI-3, UTILIZADAS PARA LA REALIZACIÓN DEL Si^* . -----	55

Tabla de Contenido

Resumen

Agradecimientos

Lista de tablas

Lista de figuras

I. Introducción	8
A. Ciclo biogeoquímico del silicio y su distribución en agua de mar	9
II. Antecedentes	14
III. Hipótesis	16
IV. Objetivos	16
A. Objetivo general	16
B. Objetivos específicos	16
V. Area de estudio	17
A. Descripción general	17
VI. Metodos	23
A. Colecta	23
B. Procesamiento de datos	23
A. Análisis de la calidad de los datos de nutrientes	23
B. Altimetría	24
C. Categorización de las estaciones de crucero	25
D. Regionalización del Golfo de México	29
E. Si* trazador de masas de agua	29
VII. Resultados	32
A. Patrón de circulación superficial durante los cruceros y diagramas T-S	32
B. Distribución del Si(OH) ₄ y el efecto de los remolinos anticiclónicos y ciclónicos	39
C. Regionalización y descripción del Si(OH) ₄ presentes durante las campañas oceanográficas	45
D. Si* como trazador de masas de agua para el GoM	48
VIII. Discusión	56
IX. Conclusión	62
X. Referencias	63

I. Introducción

Los procesos biológicos y físicos en el océano son clave para el control del balance de dióxido de carbono entre océano-atmósfera. Estos interactúan para bombear el carbono orgánico y sepultarlo en mar profundo. La fijación de carbono inorgánico en la materia orgánica durante la fotosíntesis, su transformación como biomasa a través de las redes tróficas, la influencia de los procesos de mezcla física y el transporte hacia el piso oceánico, y el regreso de la biomasa a sus formas inorgánicas originales disueltas se le conoce como bomba biológica (Ducklow et al., 2001; Giering et al., 2018). La eficiencia de la bomba biológica depende de los procesos locales, los cuales incluyen desde la presencia de fitoplancton para fijar dióxido de carbono y nutrientes, y los mecanismos que influyen en el transporte (pellets fecales) y disolución de la materia orgánica (microbiana, química) (Ducklow et al., 2001).

El ciclo del carbono y el ciclo del silicio en el océano se encuentran fuertemente vinculados, principalmente debido a la alta contribución de las diatomeas a la producción primaria y los flujos de carbono. Se estima que más del 75% de la producción primaria en las regiones costeras es producto de las diatomeas (Nelson et al., 1995), además sus paredes celulares silíceas promueven el hundimiento de material particulado (Giering et al., 2018). El silicio es uno de los elementos más abundantes en la corteza terrestre y es un nutriente requerido para el crecimiento de diferentes grupos taxonómicos en el océano, tales como diatomeas, esponjas, radiolarios y silicoflagelados (Tréguer and De La Rocha, 2013). La biomineralización por fitoplancton, como la silicificación realizada por las diatomeas y la calcificación realizada por cocolitofóridos juega un papel importante en el ciclo de carbono y los nutrientes en los océanos (De La Rocha 2003). Recientemente se ha reportado que en adición a los grupos ya conocidos, en el océano se presentan otros grupos de organismos silicificadores incluyendo algunos cocolitofóridos (Durak et al., 2016) e incluso cianobacterias del género *Synechococcus* (Baines et al., 2012; Ohnemus et al., 2016). *Synechococcus* es un género con alta abundancia de algunas especies en ambientes oligotróficos como el Golfo de México (Linacre et al., 2015) y se ha especulado que

pueden jugar un papel importante en el ciclo biogeoquímico del silicio en dichos ambientes (Brzezinski et al., 2017; Guidi et al., 2016)

A. Ciclo biogeoquímico del silicio y su distribución en agua de mar.

El silicio se encuentra en agua de mar de forma disuelta (SiD) y particulada. El SiD se encuentra predominantemente como ácido silícico (Si(OH)_4), mientras que el silicio particulado puede ser de origen tanto litogénico (SiL) como biogénico (SiB) (Quéguiner, 2016).

El agua de mar contiene un amplio espectro de material silícico particulado. El SiL está constituido de minerales como el cuarzo, los feldspatos y minerales arcillosos producidos por el intemperismo de las rocas, que han sido transportados hacia el océano por los ríos o el viento. Estos minerales se hunden en el mar y contribuyen al sedimento del piso oceánico, para después reaccionar y formar minerales secundarios. Por otro lado, el SiB es una forma no cristalina de sílice que se hunde, se disuelve y devuelve parte del SiD hacia la columna de agua (Riley y Chester, 1989). En la siguiente tabla (Tabla I) se presentan las principales entradas y salidas globales del Si(OH)_4 en el océano, seguido de un diagrama donde se representan las tasas brutas y netas de los aportes y salidas de este elemento.

TABLA I. ENTRADAS Y SALIDAS DEL ÁCIDO SILÍCICO ($\text{Si}(\text{OH})_4$) EN EL OCÉANO GLOBAL. INFORMACIÓN OBTENIDA EN TRÉGUER Y DE LA ROCHA (2013).

Entradas		Salidas	
Continentales	Flujos de ácido silícico (SiD) transportado por ríos (origen litogénico y biogénico) hacia los estuarios, donde una fracción del SiD se captura para la formación de minerales autigénicos y biogénicos de sílice. El SiD disponible fluye hacia el océano.	Acumulación neta del ópalo biogénico en los sedimentos.	El silicio biogénico depositado en el piso oceánico continúa disolviéndose hasta que se alcanza la saturación de SiD en el sedimento. Las mayores tasas de acumulación a largo plazo del SiB se producen en los márgenes continentales, tales como en el Pacífico Norte y ecuatorial, así como en el Océano Antártico.
	Descargas de submarinas de agua subterránea		
Eólicas	Flujos de polvos de partículas de sílice de origen litogénico.	Esponjas silíceas como sumidero de SiD.	Las esponjas silíceas pueden actuar como sumideros importantes, al menos en escala regional.
Hidrotermales	La entrada o salida de SiD depende de la temperatura en las dorsales submarinas y sus márgenes. Alta temperaturas equivalen a un alto flujo de SiD.		
Flujos biogeoquímicos	El sílice biogénico (BSi) es producido por organismos silíceos en la capa fótica. Parte de este flujo es reciclado en la superficie, y una parte se exporta a las profundidades del océano. El BSi exportado continúa disolviéndose a medida que se hunde, regenerando SiD. El restante ópalo biogénico se acumula en la interfase sedimento-agua, donde la disolución continúa.		

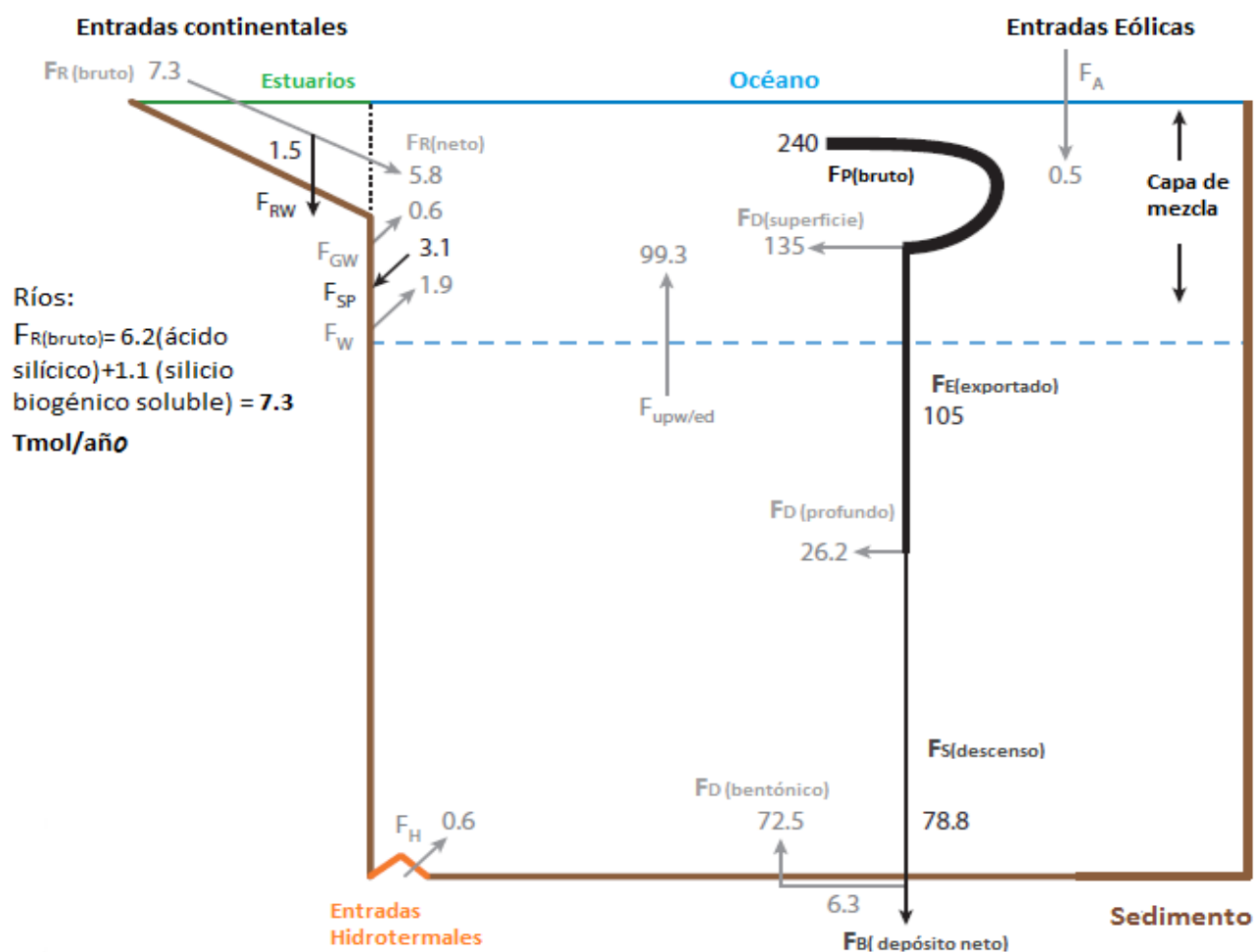


FIGURA 1. CICLO BIOGEOQUÍMICO DEL SILICIO EN EL OCÉANO GLOBAL EN ESTADO ESTACIONARIO: UN POSIBLE BALANCE DE ACUERDO A LOS RANGOS DE CADA FLUJO (F). Las flechas grises representan los flujos de ácido silícico (SiD), mientras que las flechas negras representan flujos de sílice biogénico (SiB). Todos los flujos están en teramoles de sílice por año (Tmol año^{-1}). Las abreviaciones: $F_R(\text{bruto})$ entrada bruta por ríos; $F_R(\text{neto})$ entrada neta por ríos; F_{RW} depósitos de SiB y formación de material autigénico de sílice en estuarios; F_{GW} flujos de agua subterránea; F_A entrada eólica; F_H entrada por fuentes hidrotermales; F_W entrada por intemperismo del piso oceánico; $F_P(\text{bruto})$ producción bruta de sílice biogénico; $F_D(\text{superficie})$ flujo del SiD reciclado en la superficie; $F_E(\text{exportado})$ flujo de SiB exportado hacia el depósito profundo; $F_D(\text{profundo})$ flujo de SiD reciclado en aguas profundas; $F_D(\text{bentónico})$ flujo de SiD reciclado en la interface sedimento-agua; $F_S(\text{descenso})$ flujo de SiB que alcanza la interface de sedimento-agua; $F_{upw/ed}$ flujo de SiD transferido desde el depósito profundo hacia la capa de mezcla; $F_B(\text{depósito neto})$ sepultamiento neto de SiB en los sedimentos costeros y profundos; F_{SP} sumidero neto de SiB de las esponjas en las plataformas continentales. Diagrama adaptado de Tréguer y De La Rocha (2012).

Existe una notable variación en las concentraciones de ácido silícico en agua de mar entre las diferentes cuencas del océano global. Por ejemplo, al comparar el perfil promedio de la sección A22 ubicada en el Atlántico norte con el perfil promedio de la sección P18 ubicada en el Pacífico norte, se observa que las aguas profundas del océano Pacífico se encuentran muy enriquecidas (concentración $> 160 \mu\text{mol kg}^{-1}$) con respecto al océano Atlántico (figura 2). A pesar de que los perfiles se encuentran posicionados aproximadamente a la misma latitud, tienen concentraciones muy distintas. Sarmiento et al. (2004) explican como la formación de masas de agua en altas latitudes y los procesos biogeoquímicos que ahí ocurren controlan el aporte de nutrientes a aguas en la termoclina permanente en latitudes bajas. Estos autores mencionan que el agua que alimenta la termoclina principal y la superficie del Océano Antártico se agota en ácido silícico conforme se transporta hacia el norte, y estos mismos procesos que agotan el ácido silícico en la superficie de la región subpolar también deben ser responsables del aumento en la concentración de ácido silícico en las profundidades del océano por disolución del ópalo biogénico. Estas propiedades son transportadas por masas de agua a través de los océanos. Sin embargo, proponen que, en contraste con el Atlántico, el enriquecimiento de ácido silícico en el Pacífico se asocia con procesos locales.

Es importante mencionar que Sarmiento et al. (2004) generaron y siguieron la huella de un nuevo trazador de masas de agua denominado Si^* . Este trazador se derivó a causa de una característica presente en el océano Antártico, altas concentraciones de nitrato y bajas concentraciones de ácido silícico. El Si^* se define como la diferencia $[\text{Si}(\text{OH})_4] - [\text{NO}_3^-]$. La utilidad de Si^* como trazador depende de la medida en la que se conserva. El Si^* también puede funcionar como un indicador de la disponibilidad de los nutrientes en la columna de agua, con base a los requerimientos de las diatomeas. Un valor de $\text{Si}^* \geq 0$, estaría vinculado a un sistema donde las diatomeas estén creciendo bajo las condiciones óptimas de luz y nutrientes, y bajo una razón molar de sílice y nitrógeno 1:1. La razón de ácido silícico y nitrato ≤ 0.5 resultaría como Si^* negativo, e indicaría una baja producción de diatomeas, puesto que están creciendo bajo condiciones limitantes (Sarmiento et al., 2004). De ello destaca la importancia de monitorear al ácido silícico, ya que al ser las diatomeas uno de los principales consumidores de $\text{Si}(\text{OH})_4$ en el océano, desempeñan un

papel importante en la producción primaria en las regiones costeras. Por ejemplo, una baja disponibilidad de Si(OH)_4 , podría afectar la eficiencia local de la bomba biológica.

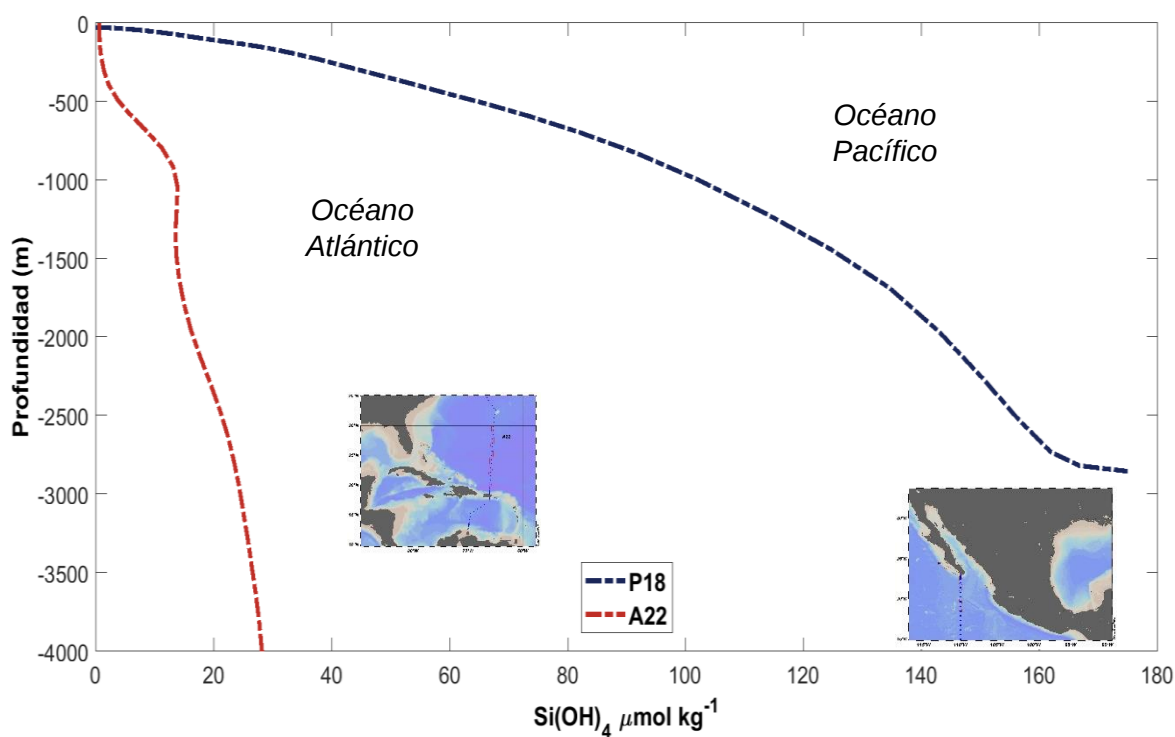


FIGURA 2. PERFIL PROMEDIO DE ÁCIDO SILÍCICO DISUELTO EN LA COLUMNA DE AGUA. DATOS OBTENIDOS DE CLIVAR [<https://www.nodc.noaa.gov/OCADS/OCEANS/REPEATSECTIONS/>] DE DOS SECCIONES, P18 UBICADA EN EL PACÍFICO NORTE Y A22 UBICADA EN EL ATLÁNTICO NORTE.

II. Antecedentes

El Golfo de México (GoM) se considera eutrófico en la franja costera, mientras que las aguas profundas son consideradas oligotróficas y limitadas en nutrientes (Pasqueron De Fommervault et al., 2017). La información publicada en revistas internacionales sobre nutrientes en el Golfo de México es escasa. La mayoría de esta información se centra en la región del norte del GoM, particularmente en la plataforma continental de Texas- Luisiana, y se relaciona con las descargas del río Misisipi y sus efectos en dicha región. Sylvan y Ammerman (2013) evaluaron el efecto de la entrada de nutrientes por los ríos Misisipi y Atchafalaya a la plataforma Luisiana, y reportan que esta entrada de nutrientes genera una eutrofización, y debido al crecimiento excesivo de fitoplancton se presenta el decaimiento en la concentración de oxígeno disuelto. Por otro lado, Pauer et al. (2016) examinaron el efecto en la producción primaria de los aportes de nutrientes (nitrógeno y fósforo) a la plataforma continental de Luisiana desde las fronteras oceánicas laterales. Una de sus conclusiones es que la producción primaria fue más sensible a los aportes de nitrógeno que de fósforo. También, Cardona et al. (2016) observaron la variabilidad de nitrato, fosfato y silicato en la descarga del sistema Misisipi-Atchafalaya y reportaron variaciones interanuales en sus concentraciones excepto para silicato, sin embargo, esto último fue debido a que se obtuvieron ciertas incertidumbres en las mediciones. Por otro lado, Jochens y DiMarco (2008) describen las corrientes y las distribuciones de nutrientes, oxígeno, salinidad y temperatura entre los 24° N y 27° N. Mencionan que los primeros 100 m el GoM está sujeto a la influencia de las condiciones atmosféricas, y que las variaciones en temperatura y en la concentraciones de oxígeno, salinidad y nutrientes depende la presencia de remolinos, así como de la proximidad al delta del río Misisipi y de la plataforma continental. Asimismo mencionan que debajo de los 100 m el agua del GoM adquiere características de origen Atlántico que son traídas por la Corriente del Lazo.

Entre los reportes sobre nutrientes en la región centro y sur del Golfo de México se encuentra el trabajo de Merino (1997) quien utilizó datos hidrográficos para evidenciar y describir las surgencias en la plataforma continental de Yucatán, y en el que se concluye que es una región importante para los afloramientos. Por otro lado, de la Lanza-Espino y

Gómez-Rojas (2004) describen las características hidrográficas como temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, distribución de nutrientes, masas de agua, entre otras, de la cuenca del golfo. Durán-Campos y colaboradores (2017) compararon la distribución de clorofila-a en el Banco y en el Cañón de Campeche, y la relación con estructuras hidrográficas de mesoescala. Estos autores concluyeron que, en el cañón, las mayores concentraciones de nutrientes se relacionaron con valores altos de clorofila-a por efectos de remolinos ciclónicos, mientras que en el Banco de Campeche, los valores altos de la concentración de nutrientes son producto de la mezcla vertical provocada por la plataforma.

La mayoría de los estudios sobre nutrientes en el GoM se enfocan en el nitrógeno y el fósforo, y las referencias al ácido silícico son más escasas aún. Del ácido silícico destaca el estudio de Carder et al. (1977), quienes identificaron un enriquecimiento de SiD por debajo de los 1250 m en la cuenca este del Golfo de México, comparada con la cuenca noroccidental del Caribe. Los autores señalan que debido a este enriquecimiento pudieron utilizar al Si(OH)_4 como trazador de patrones de circulación en la entrada del golfo, el Canal de Yucatán. Morrison et al. (1983) también observaron un decrecimiento de la concentración del ácido silícico hacia el Caribe. Asimismo, localizaron un máximo de silicato ($25 \mu\text{M}$) en la isopicna de los 27.70 kg m^{-3} ($\sim 1000 \text{ m}$) donde sugirieron la mezcla entre dos masas de agua: el Agua Media del Caribe y la capa superior del Agua Profunda del Atlántico Norte; al igual que Carder et al. (1977) también encontraron valores máximos de silicio disuelto de $\sim 26 \mu\text{M}$ entre los 900-1000 m.

III. Hipótesis

Los remolinos de mesoescala son el principal rasgo hidrodinámico dentro de la cuenca del Golfo de México. Los remolinos ciclónicos y anticiclónicos generaran levantamiento y hundimiento de las isopícnas, respectivamente, por lo que es probable que los eventos de mesoescala que suceden dentro del golfo desempeñen un papel importante en la distribución del ácido silícico en la columna de agua. En consecuencia, se esperaría observar un aumento en la concentración de ácido silícico en la capa superior (0 a 1000 m) del mar en un remolino ciclónico, mientras que se espera encontrar menores concentraciones en los remolinos anticiclónicos.

IV. Objetivos

A. Objetivo general

Describir la influencia de los remolinos de mesoescala en la distribución espacial del ácido silícico en la columna de agua del Golfo de México, durante verano (campana oceanográfica Xiximi 2) e invierno (campana oceanográfica Xiximi 3).

B. Objetivos específicos

- i.** Identificar las masas de agua presentes durante los cruceros.
- ii.** Conocer la distribución del ácido silícico en la columna de agua del Golfo de México.
- iii.** Describir el efecto que ejercen los remolinos de mesoescala en la distribución espacial del ácido silícico en la cuenca del golfo.
- iv.** Evaluar el potencial del Si^* como posible trazador de masas de agua en el Golfo de México.

V. Area de estudio

A. Descripción general

El Golfo de México (GoM) es una cuenca semicerrada, cóncava y con una configuración batimétrica y circulación oceánica particular. En cuanto a la configuración batimétrica destaca una plataforma continental de aproximadamente 100 km de ancho al norte del golfo, mientras que frente a la costa de Veracruz, la plataforma se vuelve más angosta hasta alcanzar unos 30 km de ancho, para volver a crecer y alcanzar los 200 km de ancho al oeste de la Península de Yucatán (Dubranna et al., 2011). Estas características se ven reflejadas en una batimetría compuesta con pendientes abruptas y suaves, en un espacio cóncavo y continuo, como se muestra en la figura 3. El GoM forma parte del sistema de circulación Giro Subtropical del Atlántico Norte, que se conecta a través del Mar Caribe por el Canal de Yucatán (CY) y con el océano Atlántico por el Estrecho de Florida (Muller-Karger et al., 2015; Candela et al., 2002; Lara-Lara et al., 2008).

La circulación de corrientes superficiales en el Golfo de México comienza desde el mar Caribe hasta el sureste de Estados Unidos. Específicamente, fluye agua del noroeste del Caribe hacia el GoM y se une a la Corriente de Yucatán para después continuar a lo largo de la península Yucatán, y una vez dentro del GoM se convierte en la Corriente del Lazo (CL) (Alvera-Azcárate et al., 2009). La CL se extiende en promedio hasta los 26° N y gira hacia en el sureste, y transporta agua cálida fuera del golfo por el estrecho de Florida. Se ha reportado que la CL puede penetrar hasta los 29° N (Alvera-Azcárate et al., 2009; Muller-Karger et al., 2015).

La CL es uno de los elementos principales que definen la circulación dentro del golfo. La CL exhibe una inestabilidad alrededor del borde, en donde se forman remolinos ciclónicos que pueden crecer y propagarse en la periferia, y desempeñar un rol en el proceso de desprendimiento y generación de un gran remolino anticiclónico (Candela et al., 2002; Le Hénaff et al., 2012; Muller-Karger et al., 2015). Los remolinos anticiclónicos que se desprenden son cálidos, y pueden tener una extensión entre los 200 y 300 km de diámetro, y de 500 a 1000 m de profundidad. A estos remolinos se les identifica como LCEs (Loop current eddies, por sus siglas en inglés) (Alvera-Azcárate et al., 2009; Candela et al., 2002;

Chang & Oey, 2011; Muller-Karger et al., 2015; Pérez-Brunius, et al., 2013; Portela et al., 2018). Los LCEs atrapan agua salada y caliente del Mar Caribe y la transportan hacia dentro del golfo. Una vez dentro de la cuenca, los LCEs se trasladan principalmente hacia el oeste, algunos de los LCEs continúan hacia el área central de la cuenca (Lewis & Kirwan, 1985; Morey, Martin, et al., 2003; Vukovick & Crissman, 1986), y con una menor frecuencia hacia el sur (Vukovick, 2007). Cabe de mencionar que hay años donde la separación de LCEs no siempre es observada, o pueden desprenderse hasta tres veces por año, y con mayor frecuencia durante los meses de junio a septiembre (Alvera-Azcárate et al., 2009; Muller-Karger et al., 2015). Alvera-Azcárate et al. (2009) identificaron una relación entre la distancia de intrusión de CL en el golfo y el tamaño de un remolino. Una mayor distancia de intrusión de la corriente (27°N) desprende remolinos pequeños con un tiempo de formación más rápido. Por otro lado, con intrusión normal ocurren remolinos de mayor tamaño y con un intervalo de tiempo de desprendimiento mayor.

Cabe mencionar que también existen formas de circulación ciclónica presentes dentro del GoM. Los principales remolinos se localizan en en la plataforma de Texas-Luisiana, al oeste de Florida y en el Banco de Campeche (de la Lanza and Gómez, 2004; Expósito-Díaz et al., 2009).

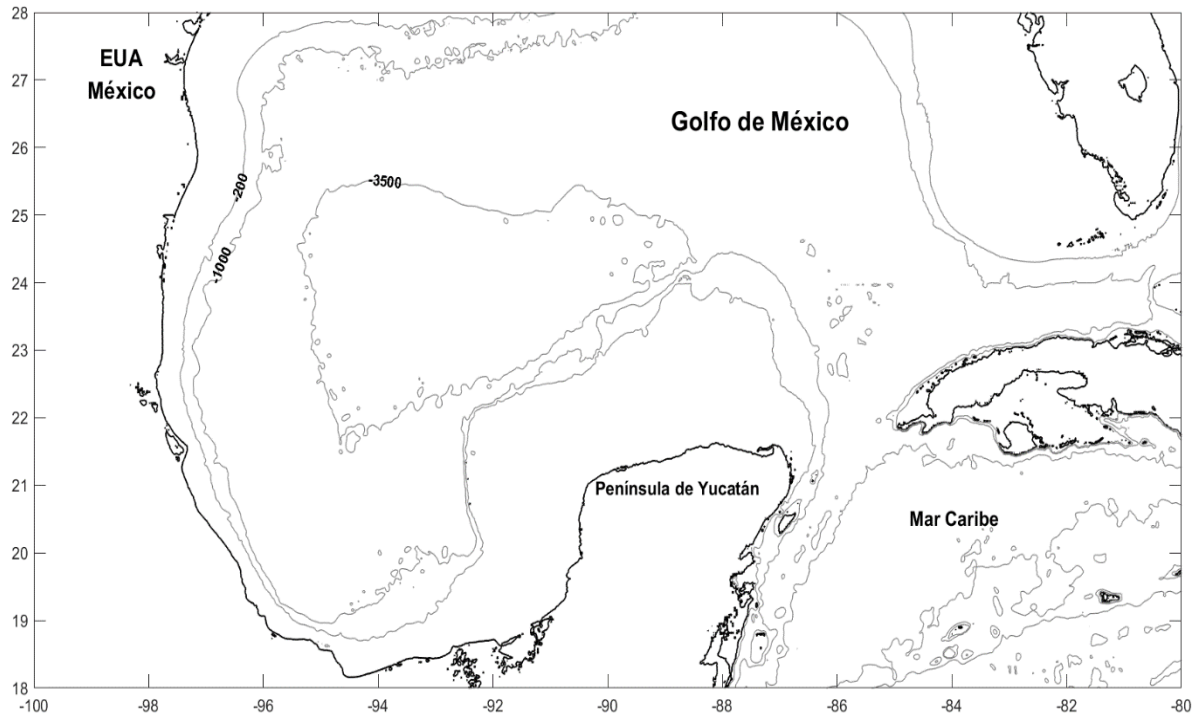


Figura 3. Configuración batimétrica del Golfo de México.

En cuanto a las masas de agua que ocupan el Golfo de México (GoM), son aquellas aguas que ingresan a través del Mar Caribe por el canal de Yucatán a profundidades no mayores a los 2000 m y por agua formada localmente (Nowlin et al., 2000; Rivas et al., 2005; Portela et al. 2018)

En la capa superficial se encuentran los remanentes del Agua Superficial del Caribe (CSW_r, por sus siglas en inglés). CSW es producto de la mezcla de aguas superficiales del Atlántico Norte, del río Amazonas y escorrentías locales de agua dulce de suramérica. CSW se ha observado en el Mar Caribe a los 50-75 m, con valores de salinidad menores a 35.5 (Portela et al., 2018). Dentro del GoM se han reportado remanentes de CSW dentro de LCEs (Portela et al. 2018; Nowlin et al., 2000) entre los 50-150 m con salinidades ligeramente mayores que las reportadas para el Mar Caribe, pero todavía se observa como un mínimo de salinidad (Portela et al., 2018).

Asimismo, en la capa superficial se localiza el Agua Subtropical Subsuperficial (SUW, por sus siglas en inglés), que se identifica por un máximo de salinidad subsuperficial que se

forma por la subducción de agua de la capa de mezcla hacia la termoclina permanente en los giros subtropicales del Atlántico (Portela et al., 2018). Dentro del GoM se ubica entre los ~150-250 m y se distingue por tener un máximo de salinidad $\sim 36.8 \text{ gr kg}^{-1}$ (Portela et al., 2018). La SUW entra a través de la CL y es transportada por medio de los remolinos que se desprenden hacia el interior del golfo (Jochens y DiMarco, 2008; Morrison et al., 1983).

La homóloga a SUW es el Agua Común del Golfo (GW, por sus siglas en inglés), la cual es ligeramente más fría y menos salada que SUW. GW es producto de dos mecanismos. El primero ocasionado a la mezcla provocada por “los nortes” (invierno) y la segunda por la colisión de los LCEs con la plataforma continental al noroeste del golfo (Durán-Campos et al., 2017; Portela et al., 2018). Durante la mezcla invernal se desvanen las propiedades de SUW, transformándose en GW, cuando los LCEs colisionan con la plataforma continental. GW se encuentran entre 100 y 150 m, pero en verano se hace más superficial ($\sim 50 \text{ m}$) cuando la termoclina estacional confina la capa superior de la capa subsuperficial. Aunque GW se encuentra a una profundidad similar a CSWr, estas se localizan en diferentes isopícnas. Además CSWr pertenecen a LCEs, mientras que GW a agua local (Portela et al., 2018).

Por debajo de GW se encuentra el Agua de los 18°C del mar de los Sargazos (EDW, por sus siglas en inglés). Esta masa de agua se localiza en la isoterma de los 18°C y se caracteriza por tener un máximo de oxígeno disuelto (Portela et al. 2018; Nowlin et al. 2000). En el Mar Caribe se ha caracterizado con máximo de oxígeno disuelto $\sim 3.5 \text{ ml L}^{-1}$ ($\sim 156.31 \mu\text{mol L}^{-1}$). Se ha identificado EDW dentro del GoM al asociarla con el valor de oxígeno disuelto $\sim 3\text{-}3.3 \text{ ml L}^{-1}$ ($\sim 143.98\text{-}147.38 \mu\text{mol L}^{-1}$) en la isoterma de los 18°C . La han localizado entre los 200-400 m. Sin embargo, se ha mencionado que la presencia de EDW en el GoM es esporádica, y que los procesos asociados a su intermitencia no es claro. EDW se ha localizado con mayor frecuencia en regiones cercanas al Canal de Yucatán, (Jochens and DiMarco, 2008a; Portela et al., 2018). Asimismo, Portela et al. (2018) reportan que el transporte de EDW hacia el GoM se ha asociado a los LCEs.

Más abajo se encuentra el Agua Central del Atlántico Tropical (TACW, por sus siglas en inglés). Las aguas centrales son producto de la subducción de las masas de agua en las

regiones subtropicales, y se consideran como el componente principal de la termoclina permanente alrededor de los océanos del mundo (Leffanue and Tomczak, 2004). TACW se caracteriza por poseer mínimos de oxígeno ($< 3 \text{ ml L}^{-1}$) y presentar una linealidad en los diagramas T-S. La TACW se encuentra constituida por la mezcla entre agua mas salada del Atlántico Norte y menos saladas del Atlántico Sur (Jochens & DiMarco, 2008; Portela et al. 2018; Metcalf 1976). Portela et al. (2018) han reportado dentro del GoM a TACW entre los 300-700 m y concentraciones de oxígeno disuelto menores a 2.5 ml L^{-1} ($111.6 \mu\text{mol L}^{-1}$). Por otro lado, se ha reportado que dentro del GoM y del Mar Caribe cerca del 50% de TACW se origina en el Atlántico Sur (Rhein et al., 2005).

El Agua Intermedia del Antártico (AAIW, por sus siglas en inglés) se ubica entre los 500-1000 m, y se distingue por presentar un mínimo de salinidad ($\sim 900 \text{ m}$) (Kim y Min, 2013. Nowlin et al., 2000).

El agua profunda del Atlántico Norte o NADW por sus siglas en inglés (North Atlantic Deep Water) NADW, es el término general que es utilizado para referirse a varias masas de agua que fluyen desde su formación en el Atlántico Norte hasta el Océano Antártico (Leffanue and Tomczak, 2004). La fracción superior de la NADW es la que entra al GoM (Nowlin et al. 2000, Morrison et al., 1983) y está compuesta por fracciones del Agua del Labrador (Carvalho-Ferreira, y Kerr, 2017). La upper NADW se caracteriza por ser agua fría, salada y rica en oxígeno (Nowlin et al., 2000; Monreal-Gómez et al., 2004).

TABLA II. PROPIEDADES DE LAS MASAS DE AGUA PRESENTES EN EL GOLFO DE MÉXICO OBTENIDA DE PORTELA ET AL. 2018. LOS LIMITES MOSTRADOS SE BASAN EN TEOS-10.

Masa de agua	Profundidad [m]	Salinidad gr kg^{-1}	Temperatura $^{\circ}\text{C}$	Isopicna kg m^{-3}
CSWr¹	50-150	<36.7	22-28	23-25.5
GW	0-250	<36.8	20-22.5	26
EDW	300-400	-	~ 18	~ 26.4
SUW	150-250	>36.8	20-25	$25.5n^1$
TACW	300-700	35.1-36.6	8-20	~ 27
AAIW	740-900	35.01-35.11	5.5-6.5	27.4-27.5
upNADW	>1200	~ 35.15	4-4.5	>27.75

¹r=remanente; n=núcleo.

Por otro lado, el GoM recibe aporte de agua dulce particularmente del norte y sur de la cuenca. Al norte del GoM domina la descarga del sistema Mississippi-Atchafalaya (Cardona y Bracco, 2016). Al sur del golfo se encuentra la descarga de los ríos Champotón, Coatzacoalcos y el sistema Grijalva-Usumacita (Ulloa, Álvarez-Torres, Horak-Romo & Ortega-Izaguirre, 2017).

Por último, los eventos de carácter atmosférico son fundamentales en gran parte de la oceanografía en el GoM (Muller-Karger et al., 2015; Zavala-Hidalgo et al., 2014). La circulación de los vientos así como el paso de tormentas tropicales y frentes fríos son responsables de la transferencia de calor océano-atmosfera (Zavala-Hidalgo et al., 2014). Estos eventos ocasionan surgencias costeras y cambios en la profundidad de la capa de mezcla (Bunge et al., 2002; Muller-Karger et al., 2015).

VI. Metodos

A. Colecta

Los datos fueron obtenidos de las campañas oceanográficas realizadas por el proyecto de Monitoreo Ambiental en Aguas Profundas del Golfo de México en Respuesta al Derrame Petrolero Asociado a la Plataforma Deepwater Horizon. Uno de los objetivos de este proyecto fue establecer una línea base de las características oceanográficas geoquímicas en aguas profundas del Golfo de México.

Se utilizaron los datos de dos campañas oceanográficas. La primera XIXIMI-2 (figura 6a) , que se realizó del 2 al 17 de julio del 2011, y cubrió un total de 40 estaciones. La segunda fue XIXIMI-3 (figura 6b) que se realizó del 20 de febrero hasta 10 de marzo del 2013, cubriendo un total de 34 estaciones. La metodología de la toma de muestras y análisis de nutrientes se realizó de la misma manera en ambos cruceros. Cabe mencionar que los datos de salinidad y temperatura fueron tomados in situ con un CTD.

La toma de muestras de agua de mar fue mediante botellas Niskin/Go Flo, el agua colectada fue vertida en botellas de HDPE de 500 ml para después extraer 50 ml de la botella y ser pasadas a través de filtros Whatman GF/F. Después, cada muestra fue congelada y transportada al laboratorio en el Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la UABC, para después realizar los análisis correspondientes. Se empleó un analizador de nutrientes de flujo segmentado de marca Skalar modelo San-Plus, para determinar las concentraciones de nitrato+nitrito y silicio disuelto. El analizador se utilizó de acuerdo a los protocolos descritos en Gordon et al. (1993), con la modificación de Armstrong et al. (1967).

B. Procesamiento de datos

A. Análisis de la calidad de los datos de nutrientes

- ✓ Determinación de la exactitud y la precisión mediante análisis del material de referencia

Para determinar la exactitud y la precisión de los análisis de nutrientes de XIXIMI-2, durante los análisis en laboratorio se utilizó material certificado de referencia para

nutrientes en agua de mar MOOS-2 del Consejo Canadiense de Investigación. En cambio para XIXIMI-3 el aseguramiento de la calidad de los análisis se hizo mediante agua de mar de referencia del océano Pacífico. Se recolectó agua de mar en la región del talud continental frente a las costas de Ensenada Baja California, en diciembre del 2012 durante la campaña oceanográfica BTS-11. Se tomó agua de mar superficial a 5 m (BTS-5m) y agua de mar profundo a 750 m (BTS-750m) con la finalidad de contar con diferentes concentraciones de nutrientes para comparar. El agua colectada fue filtrada a través de filtros GF/F, después se esterilizó en autoclave y se almacenó en botellas ámbar de vidrio.

✓ **Análisis de calidad de datos y etiquetado con base a los criterios de ODV**

Se asignaron etiquetas para control de calidad de los datos (QF). Las etiquetas 0 y 1 representan datos con un alto grado de confianza. La etiqueta 4 representa datos que son cuestionables por efectos de contaminación o error de etiquetado, y la etiqueta 8 representa datos no confiables.

El criterio para asignar las etiquetas consistió en calcular estadística básica en las concentraciones de ácido silícico dentro de un rango de profundidad. Para establecer QF 0, se sumó al promedio 1 desviación estándar y se clasificó como el límite superior, mientras que para el límite inferior se restó al promedio 1 desviación estándar. Se realizó lo mismo para las demás etiquetas, solo que para QF 1 se utilizaron dos desviaciones estándar, mientras que para QF 4 tres desviaciones estándar. Sin embargo, la etiqueta de calidad 8 fue la única excepción, ya que no se aplicó un criterio estadístico. Esta etiqueta solo se asignó en casos en los que el valor de concentración reportado era biogeoquímicamente improbable. Con fines de graficado, se omitieron aquellos valores con etiquetas de calidad 4 y 8.

B. Altimetría

Con el objetivo de observar el patrón de circulación superficial general durante el periodo de cruceros, se realizaron figuras de altimetría y de circulación geostrófica. Los datos se obtuvieron mediante un producto global satelital del nivel del mar descargado del Servicio de Monitoreo del Medio Marino de Copernicus (CMEMS, <http://marine.copernicus.eu/services-portfolio/access-to-products/>). Se utilizaron los promedios diarios de la anomalía del nivel del mar (SLA) y las velocidades geostróficas en

una malla de resolución de 0.25°. Se obtuvo el promedio de la topografía dinámica absoluta (ADT, por sus siglas en inglés) y de las velocidades geostroficas. El ADT esta compuesto por SLA + MDT (topografía dinámica promedio, por sus siglas en inglés). El periodo que se utilizó para el cálculo de ADT y de las velocidades geostroficas fue de acuerdo a la duración de cada crucero que esta referido en la tabla III. Para la MDT se uso el promedio de 20 años para el GoM. La ADT que se representa en las figuras de altimetria es sin considerar el efecto de calentamineto (el componente estérico).

TABLA III. PERIODO DE DURACIÓN DE LOS CRUCEROS XIXIMI 2 Y XIXIMI 3.

CRUCERO	Periodo
XIXIMI 2	02-07-2011 al 17-07-2011
XIXIMI 3	20-02-2013 al 10-03-2013

C. Categorización de las estaciones de crucero

Con el objetivo de conocer el efecto que tiene la presencia de remolinos de mesoescala en la distribución del Si(OH)_4 se realizó una clasificación de las estaciones de cada crucero. Esta clasificación esta basada en las características hidrográficas obtenidas de CTD (temperatura, salinidad y anomalía de densidad), y con datos de CMEMS satelitales de altimetría y corrientes geostroficas. Para cada estación se examinaron los perfiles hidrográficos, en conjunto con las imágenes de altimetría y velocidades geostroficas que se obtuvieron para cada crucero. Los criterios que fueron considerados para la clasificación consistieron en 1) examinar levantamientos o hundimientos en los perfiles de hidrografía; 2) en observar hundimientos o levantamientos en la superficie del nivel del mar, en conjunto con el patrón de las velocidades geostroficas (circulación ciclónica o anticiclónica).

Asimismo, se obtuvo la ADT apartir de los datos de CTD, y se procedió a realizar una correlación lineal entre la ADT de CTD y satelital (CMEMS). El objetivo de esta comparación es determinar si hay una correlación entre la información obtenida satelital y los datos in situ. El resultado se encuentra representado en la figura 4, en donde se observa

una gran similitud entre la ADT in situ y la altimetría satelital. Dicha información indica que el uso de la herramienta satelital de altimetría fue adecuado para la clasificación de las estaciones.

Cabe señalar que la categorización se complementó con productos satelitales de clorofila y temperatura superficial del mar, además del cálculo de la energía cinética turbulenta. Los criterios para utilizar estas herramientas consistieron en 1) evaluar el contenido de clorofila en las estaciones a examinar y visualizar zonas de baja o alta productividad (remolinos ciclónicos→ más productivos); 2) evaluar el comportamiento de temperatura superficial en la estaciones a examinar (remolinos anticiclónicos→ mayor temperatura superficial), y 3) Richardson (1983) menciona que la energía cinética turbulenta (EKE) es mayor en los remolinos, por lo tanto se esperaba una mayor EKE asociada a los bordes de los remolinos, de ahí que se utilizó para la identificación de los bordes. Los datos para complementar la categorización de las estaciones se obtuvieron de Ocean Colour Climate Change Initiative (OC-CCI) (www.oceancolour.org/thredds/ncss/grid/CCI-ALL-v3.1-MONTHLY/dataset.html), para clorofila. La temperatura superficial de mar se obtuvo de Jet Propulsion Laboratory MUR Measures Project (<https://coastwatch.pfeg.noaa.gov/erddap/griddap/jplMURSST41.html>). La energía cinética turbulenta (EKE) se calculó a partir de las velocidades geostróficas con la siguiente ecuación $EKE = (u^2 + v^2)^{1/2}$. El procesamiento de los datos consistió en obtener el promedio de cada crucero de clorofila, de la temperatura superficial del mar y de EKE.

Finalmente, con los criterios mencionados con anterioridad condujeron a la categorización propuesta en la tabla IV.

TABLA IV. CATEGORIZACIÓN DE LAS ESTACIONES LAS CAMPAÑAS OCEANOGRÁFICAS DE XIXIMI-2 Y XIXIMI-3.

Categoría	XIXIMI 2		XIXIMI 3	
	Estaciones	No. estaciones	Estaciones	No. Estaciones
Remolinos anticiclónicos en disipación asociados a la CL (LCEs)	C20, C21, C22, D27, D28, D29, B11,B12,B13, B14, B15, A1, A2, A3, A4	15	D27	1
Bordes de remolinos ciclónicos	F38, F37, F36, H47, H45	5	A4, A5, A7,A8, A9, H47	5
Bordes de remolinos anticiclónicos		0	B16, B17	2
Bordes de remolinos anticiclónicos en disipación (LCEs)	C23, C25, D30	3	D29, B11,C22, A2,A3, F37, E34,C23	8
Remolinos anticiclónicos	<u>B12, B16</u>	2	<u>C21, D28</u>	2
Remolinos ciclónicos	H46, J62	2	A1, A6, H46	3
Estaciones asociadas a la CL	A7,A8 , A9 , A10, B19, B18	6	A9,A10, B18	3
Sin categoría	D26, B17, C24, G44,F39, H48, A5	7	D26, C20,B15,G44,F39,F38,F36, H45,C24,H48	10
Total		40		34

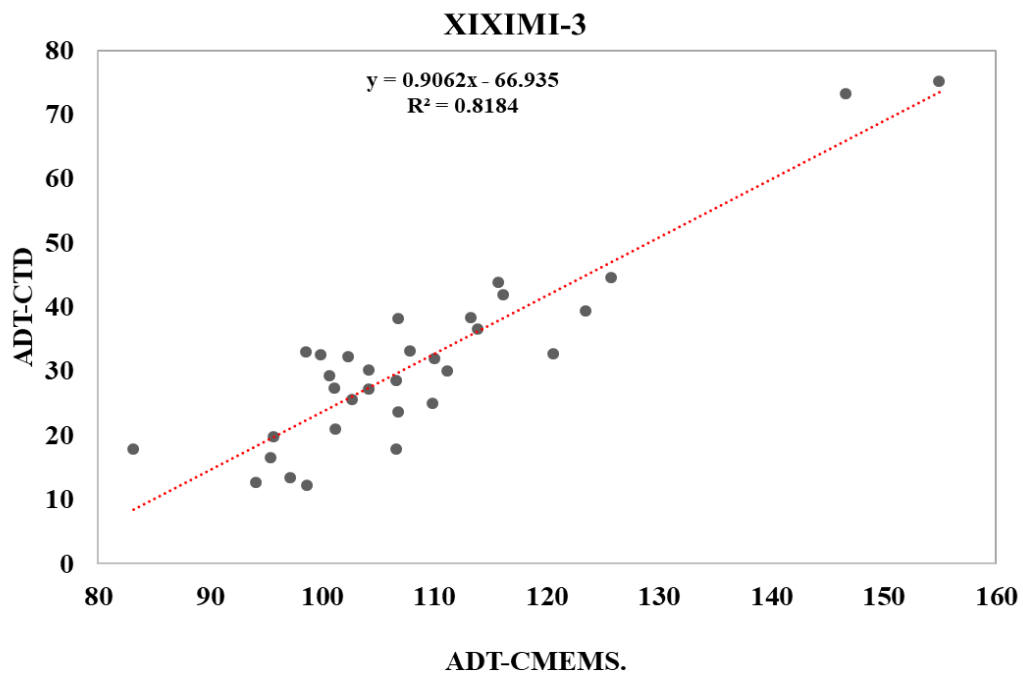
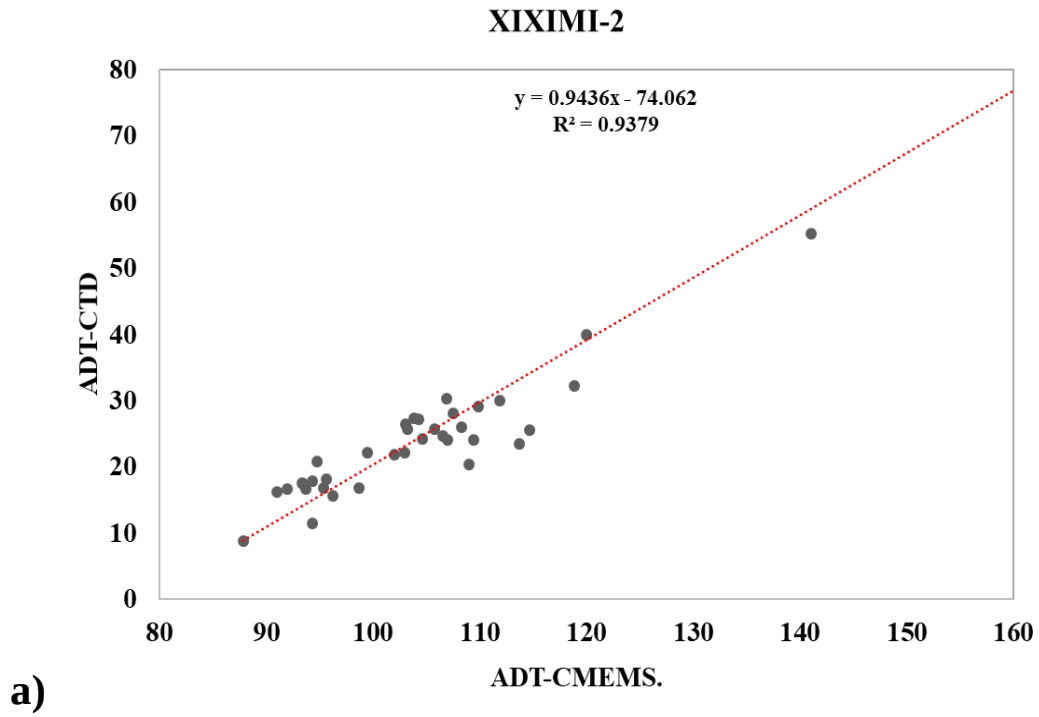


FIGURA 4. GRAFICA DE DISPERSIÓN DE LOS DATOS DE ADT OBTENIDA DEL CTD Y DEL PRODUCTO SATELITAL CMEMS.

D. Regionalización del Golfo de México

Se realizó una regionalización del Golfo de México con el objetivo de explorar la posible presencia de cambios en la concentración del ácido silícico en la columna de agua desde la entrada del agua por el Canal de Yucatán hacia el interior de la cuenca. Esta división consiste en cuatro zonas: norte (entre los 24° y 26° N), centro (23° y 22° N) y sur (21° y 19° N), con la sección norte dividida en dos zonas. La norte 1 (N1) localizada entre los 96° y 94° W y la norte 2 (N2) ubicada entre los 87° y 92° W. Las estaciones asociadas a la CL no fueron consideradas dentro de las regiones (figura 6). El objetivo de dividir el norte del golfo en dos regiones fue conocer la influencia de la CL en las estaciones cercanas (N2). Finalmente, para representar estas áreas se obtuvo el perfil promedio de cada sección.

E. Si* trazador de masas de agua

Para determinar a Si* como posible trazador de masas de agua se utilizaron los datos hidrográficos de las campañas oceanográficas XIXIMI-2 y XIXIMI-3, y además se obtuvieron datos hidrográficos para el Mar Caribe, con el objetivo de evaluar la huella de cada masa, antes de su entrada al GoM.

Los datos para el Mar Caribe se obtuvieron de CLIVAR (Clima y Océano: Variabilidad, Previsibilidad y Cambio, por sus siglas en inglés) (https://www.nodc.noaa.gov/ocads/oceans/RepeatSections/clivar_a20_a22.html), el cual es uno de los cuatro proyectos del Programa Mundial de Investigación del Clima (WCRP, por sus siglas en inglés). Se utilizó la línea A22-2012 (Expocode: 33AT20120324). De los datos descargados, se calculó el Si* en los primeros 2000 m de la columna de agua, debido a que es la profundidad del Canal de Yucatán, y agua por debajo de los 2000 m no entraría al GoM. La localización de las estaciones de la línea A22 está representada en la figura 5.

El cálculo de Si*, tanto para las campañas oceanográficas como para la línea A22, se describe a continuación :

- 1) Separar los componentes preformados y remineralizados, tanto de nitrato como del silicio.

$$\text{NO}_3^-(\text{Observado}) = \text{NO}_3^-(\text{preformado}) + \triangle \text{NO}_3^-$$

$$\text{Si}(\text{OH})_4(\text{observado}) = \text{Si}(\text{OH})_4(\text{preformado}) + \triangle \text{Si}(\text{OH})_4$$

- 2) Combinar ambos nutrientes y asumir que la remineralización ocurre de una razón 1:1.

$$\begin{aligned} \text{Si}^* &= \text{Si}(\text{OH})_4(\text{observado}) - \text{NO}_3^-(\text{Observado}) \\ &= \text{Si}(\text{OH})_4(\text{preformado}) - \text{NO}_3^-(\text{preformado}) + (\triangle \text{Si}(\text{OH})_4 - \triangle \text{NO}_3^-) \end{aligned}$$

- 3) Entonces $\triangle \text{Si}(\text{OH})_4$ y $\triangle \text{NO}_3^-$ será igual a

$$\text{Si}^* = \text{Si}(\text{OH})_4(\text{preformado}) - \text{NO}_3^-(\text{preformado})$$

Y si:

Si: N mantiene una razón 1: 1

$$\text{Si}^* \Rightarrow 0$$

Sin embargo:

$-\text{Si}^*$ indica razones ≤ 0.5 de Si: N

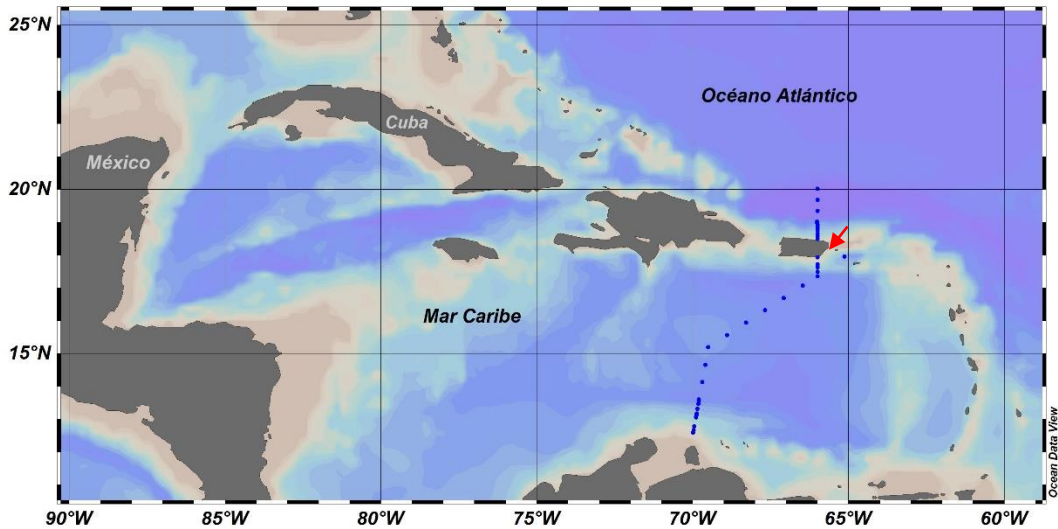
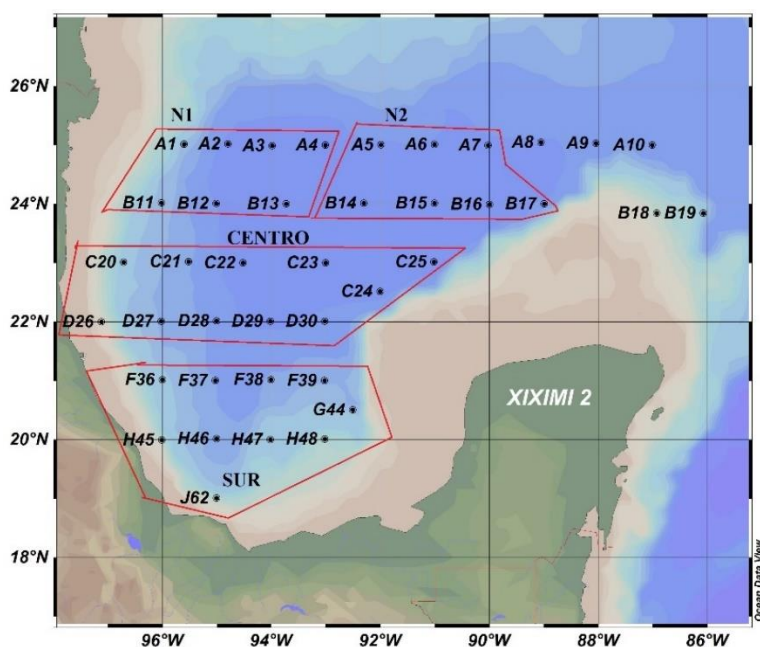


FIGURA 5. LOCALIZACIÓN DE LAS ESTACIONES DE LA LÍNEA A22, PARA EL CALCULO DE Si^* . FLECHA ROJA SEÑALA EL PASAJE DE ANEGADA-JUNGFERN.

a)



b)

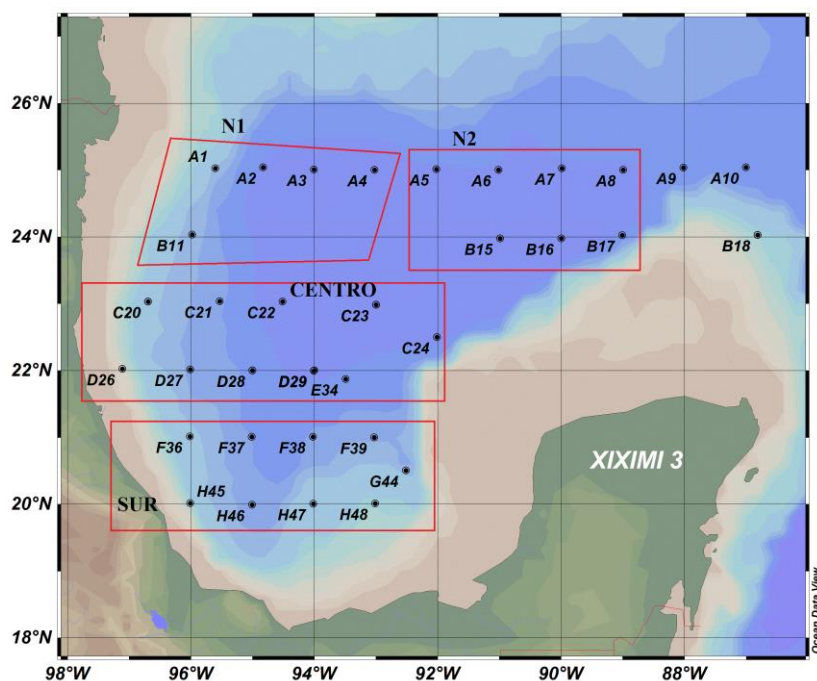


FIGURA 6 . LOCALIZACIÓN Y DIVISIÓN DE LAS ESTACIONES DE MUESTREO DURANTE LOS CRUCEROS (A) XIXIMI-2 Y (B) XIXIMI-3.

VII. Resultados

A. Patrón de circulación superficial durante los cruceros y diagramas T-S.

El patrón de circulación promedio y la altura del nivel del mar presente durante los cruceros se puede observar en la figura 7. De la figura destaca que en ambos cruceros se observa la influencia de la CL. Esta influencia, que se distingue con las alturas de nivel del mar >30 cm, se extiende hasta los $27\text{-}28^\circ$ N y en la periferia los vectores de velocidad alcanzan aproximadamente 1 m s^{-1} . Asimismo, dentro de la cuenca se observan estructuras con circulación de tipo ciclónica y anticiclónica. Los remolinos ciclónicos (RC) se identifican por presentar una circulación en contra de las manecillas del reloj la cual está indicada por los vectores de velocidad, y un hundimiento en la superficie del mar. Este hundimiento está representado dentro de la gama de los colores azules en la figura 7. Los remolinos anticiclónicos (RA) se identifican por presentar una circulación en el sentido de las manecillas de reloj como se indica con los vectores de velocidad, además de un levantamiento en la superficie del nivel del mar. Este levantamiento está representado dentro de la gama de los colores rojos en la figura 7.

Durante XIXIMI 2 se observan distintos patrones de circulación superficial (figura 7a). Entre ellos destaca que alrededor de los 24° N y 86° W la CL presenta el inicio de un estrangulamiento que eventualmente dará origen al LCE Hadal que se desprendió un mes después (WHG, 2019). Durante esta campaña se observan dos remolinos ciclónicos y cuatro anticiclónicos. Los dos remolinos ciclónicos se encuentran en la periferia de la CL, con alturas de 10 cm, dos de ellos ubicados a los 27° N y 91° W y 27° N y 87° W. En cuanto a los remolinos anticiclónicos, dos de ellos se localizan al norte, aproximadamente a los 27° N 95° W y 27° N 93° W con alturas entre 30 y 40 cm. Asimismo, destaca una circulación anticiclónica localizada entre los $22\text{-}25^\circ$ N y 98° W y $23\text{-}25^\circ$ N y 90° W, con una altura de 30 cm. Este patrón de circulación parece ser remanente del LCE Franklin, que tuvo un periodo de vida desde 05/2010 al 10/2011 y se disipó en el suroeste del GoM (WHG, 2019).

En XIXIMI-3 (Fig 7b), al igual que XIXIMI-2, se observan distintos patrones de circulación superficial. Se observa la presencia de cuatro remolinos ciclónicos y un anticiclónico. De los RC, dos de ellos se localizan en la periferia de la CL (27° N y 89° W; 27° N y 91° W) y

presentan alturas de nivel del mar de -10 a -30 cm, mientras que los otros cuatro están distribuidos dentro del GoM (19° N y 95° W; 25°N y 96°W; 25°N y 91°W; 23°N y 91°W), con alturas entre los -10 y 20 cm. El remolino anticiclónico, este se centra alrededor de los 26° N y 93° W. Cabe mencionar que al igual que en XIXIMI-2, destaca una circulación de tipo anticiclónica localizada entre los 20-24° N y 91-97° W, con una altura de 10 a 50 cm. Posiblemente sea remanente de LCE Jumbo. Jumbo se dividió temporalmente en dos remolinos y se volvieron a unir para convertirse en parte de una gran circulación anticiclónica en el suroeste del golfo hasta su completa disipación en febrero del 2013, fecha que coincide con el periodo del crucero (WHG,2019). Por otro lado, el crucero de XIXIMI-3 posiblemente se realizó durante la formación del LCE Kraken, que se separó dos meses después de haber finalizado la campaña (WHG, 2019).

Cabe señalar que una de las características de la Bahía de Campeche es la presencia de un remolino de circulación ciclónica casi permanente (Monreal-Gómez et al. 2004; Expósito-Díaz et al. 2009). Sin embargo durante XIXIMI-2 esto no fue evidente en las corrientes superficiales. No obstante en XIXIMI-3 si se observa una circulación ciclónica en la Bahía de Campeche (19° N y 95° W).

De acuerdo con la categorización realizada se logró detectar cuáles estaciones estuvieron dentro de remolinos ciclónicos y anticiclónicos durante las campañas oceanográficas (tabla IV) que en las imágenes de altimetría no fueron del todo evidente. Por ejemplo, entre los 24° y 95°W en XIXIMI-2 (figura 7a) hay un remolino anticiclónico asociado a la estación B12. Y aunque si se observa un levantamiento de la superficie y una circulación superficial anticiclónica, parece no haber una relación clara en las figuras de altimetría y las estaciones. Por ello, se destaca la importancia de complementar la categorización no solo con imágenes satelitales, sino con datos in situ, en esta ocasión el observar el comportamiento de los perfiles de hidrografía.

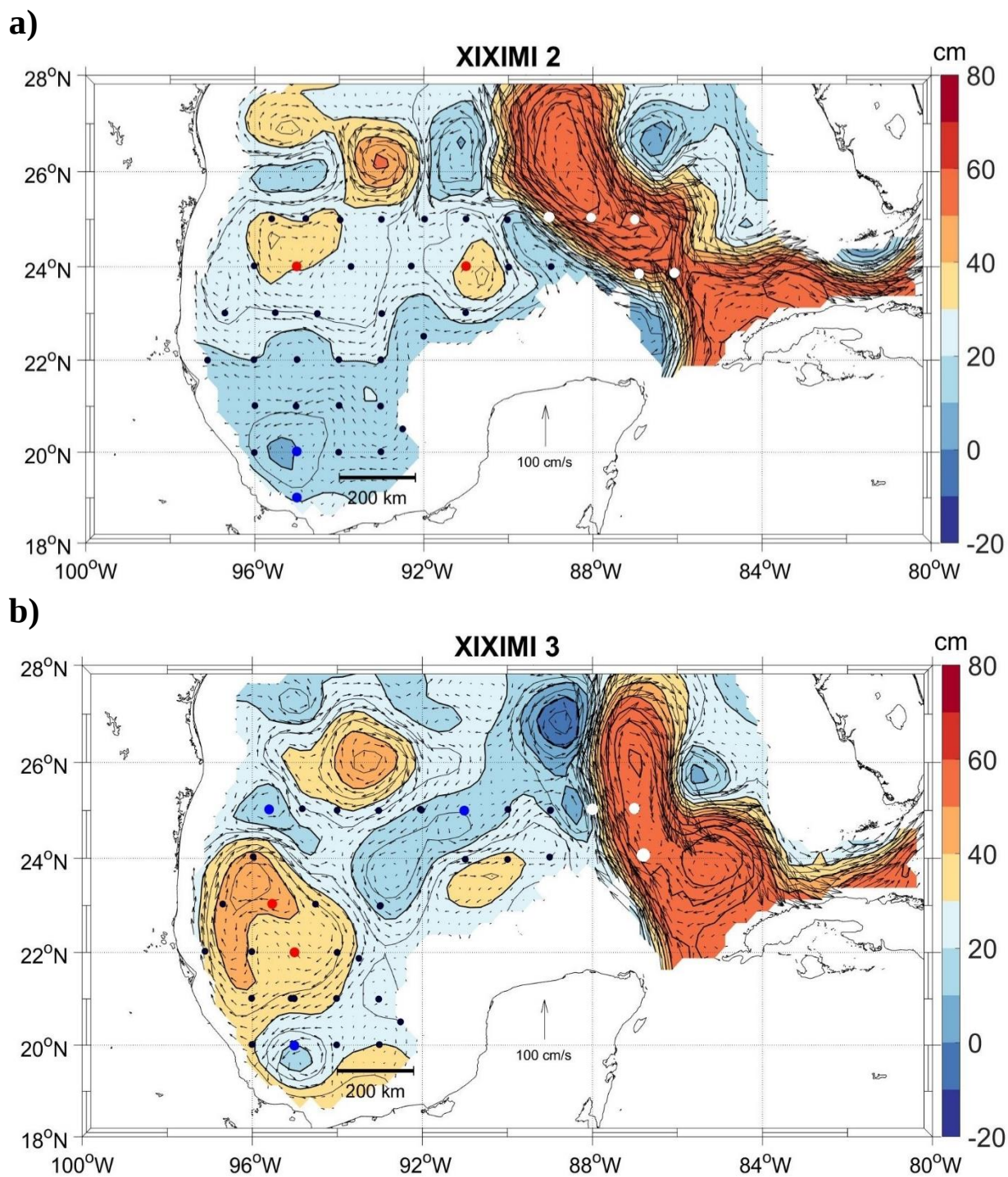


Figura 7. Promedio de altimetría y las velocidades geostróficas durante el periodo de cada crucero. La figura superior (a) corresponde a XIXIMI-2, mientras que la figura inferior (b) al crucero de XIXIMI-3. En cada figura se señalan las estaciones en puntos negros; los puntos blancos corresponden a las estaciones asociadas a la Corriente de Lazo; los puntos rojos corresponden a estaciones que se ubican dentro de un remolino anticlónico, y los puntos azules son las estaciones asociadas a un remolino ciclónico.

Con respecto a las masas de agua presentes durante los cruceros, los diagramas T-S (fig. 8 y 9) indican que superficialmente (<250 m) se encuentra el remanente del Agua Superficial del Caribe (CSWr), Agua Común del Golfo (GW) y el Agua Subtropical Subsuperficial (SUW) como lo describen Aldeco et al. (2009) y Duran et al. (2017). En ambos cruceros se distingue el máximo de salinidad asociado a SUW en las estaciones asociadas a la CL, y puede ser una evidencia de que está entrando a través de la CL, se transporta hacia el golfo, y una vez dentro del golfo se mezcla y su señal se desvanece, dando lugar al agua GW, ya que el resto de las estaciones solo se encuentra a GW y a CSWr. Portela et al. (2018) mencionan que GW se encuentra a una profundidad similar a CSWr, pero estas se localizan en diferentes isopícnas, y es evidente en los diagramas T-S. GW se localiza alrededor de los 26 kg m^{-3} , mientras que CSWr está localizada por debajo de los 25 kg m^{-3} . Además CSWr es agua menos salina traída del Caribe por medio de los LCEs, mientras que GW se forma localmente.

Se ha reportado que EDW, al igual que CSWr y SUW, es una masa de agua asociada a LCEs, y se ha localizado con mayor frecuencia en regiones cercanas al Canal de Yucatán (Jochens and DiMarco 2008; Nowlin et al. 2000; Portela et al. 2018). EDW se logra identificar debido a la señal de oxígeno disuelto. Se ha identificado EDW dentro del GoM al asociarla con el valor de oxígeno disuelto $\sim 3\text{-}3.3 \text{ ml L}^{-1}$ ($\sim 143.98\text{-}147.38 \text{ } \mu\text{mol L}^{-1}$) en la isoterma de los 18° C (Jochens and DiMarco, 2008a; Portela et al., 2018). Se ha mencionado que la presencia de EDW en el GoM es esporádica, y que los procesos asociados con la intermitencia no son claros. De acuerdo a los diagramas T-S y de oxígeno (Figura 7 y 8), la señal de EDW solo se localiza en las estaciones asociadas a la CL, y podría ser una evidencia de la entrada de EDW al igual que SUW por medio de la CL.

Después se encuentra el Agua Central del Atlántico Tropical (TACW), que se distingue por su linealidad en el T-S y por presentar las concentraciones mínimas de oxígeno (fig. 8b y 9b).

El Agua Intermedia del Antártico (AAIW, por sus siglas en inglés) se ubica entre los 500-1000 m, y se distingue por presentar un mínimo de salinidad ($\sim 900 \text{ m}$) (Kim y Min, 2013. Nowlin et al., 2000). Debajo de la TACW se localiza el mínimo de salinidad asociado al Agua Intermedia de la Antártica (AAIW) entre los 500-1000 m. Nowlin et al. (2000), Rhein

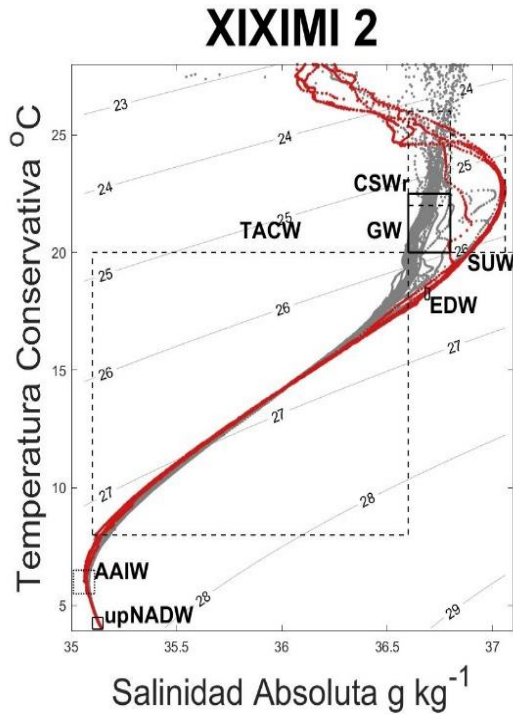
et al. (2005), Rivas et al. (2005), Jochens et al. (2008) y Durán-Campos et al. (2015) identifican a AAIW con el mínimo de salinidad.

Portela et al. (2018) detectan una capa de transición entre AAIW y upNADW, donde hay fuertes gradientes en temperatura y oxígeno disuelto (~1000-1500 m). Por debajo de los 1500 m, el GoM está ocupado por la fracción superior del Agua Profunda del Atlántico Norte (upNADW), con aguas ligeramente más saladas y ricas en oxígeno (fig 8b y 9b) que la AAIW.

Cabe mencionar que se pueden observar diferencias estacionales entre los cruceros, el verano en XIXIMI-2 y el invierno en XIXIMI-3. En XIXIMI-2 (figura 8) se observan valores de densidad hasta los 23 kg m^{-3} , y con temperaturas superiores a los 25° C . Por lo contrario en XIXIMI 3 la mayoría de los valores de densidad están más cercanos a la isopícnica de los 25 kg m^{-3} , y con temperaturas inferiores a los 25° C . Las diferencias en densidad y los cambios en temperatura indicarían que en XIXIMI-3 el agua estaba menos estratificada. Esta mezcla puede ser producto de la mezcla invernal, y/o por influencia del paso de frentes fríos que son más comunes en invierno que en verano (Zavala-Hidalgo et al., 2014)

Por último, cabe señalar que en ambos cruceros se observan valores mínimos de salinidad superficialmente, la mayoría asociados a la CL. Para XIXIMI-2, solo la estación J62 presentó un valor de salinidad de $\sim 35.5 \text{ gr kg}^{-1}$, lo que es 0.5 gr kg^{-1} menor que los valores de salinidad para las estaciones cercanas a la CL (como la B17 y B16, figuras no mostradas). En XIXIMI-2, estos mínimos superficiales de salinidad son más evidentes que en XIXIMI-3, pero esta diferencia podría estar relacionada a la mezcla en XIXIMI-3. Estos mínimos en salinidad podrían tener dos orígenes, ya sea ser producto del aporte de agua dulce que recibe el golfo a través de los ríos de Misisipi-Atchafalaya, Champotón, Coatzacoalcos y el sistema Grijalva-Usumacita, ó restos del agua menos salina transportada del Mar Caribe a través de los LCEs.

a)



b)

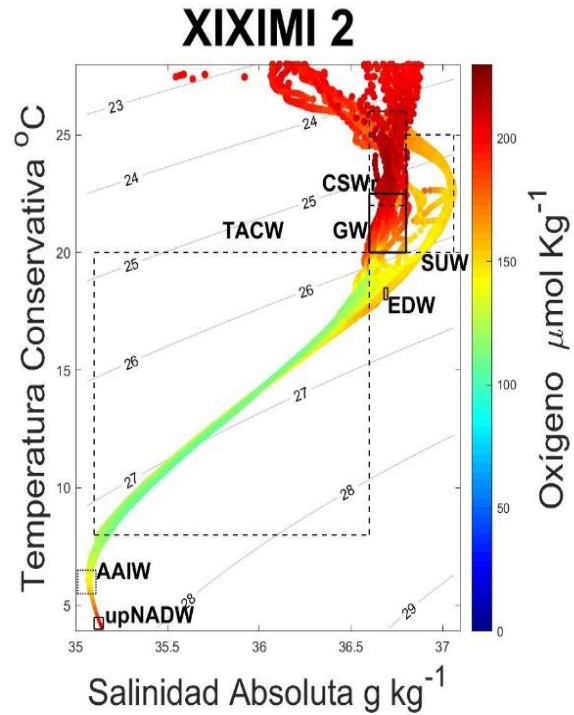


FIGURA 8. DIAGRAMA T-S CON OXÍGENO DISUELTO CORRESPONDIENTE A XIXIMI 2. (A) SE SEÑALAN LAS RESPECTIVAS MASAS DE AGUA DENTRO DEL GOM. LA LÍNEA ROJA CORRESPONDEN A LAS ESTACIONES RELACIONADAS A LA CORRIENTE DE LAZO. (B) DIAGRAMA T-S CON LA CONCENTRACIÓN OXÍGENO DISUELTO. LAS ABREVIATURAS INDICADAS CORRESPONDEN AL AGUA COMÚN DEL GOLFO (GW), REMANENTE DEL AGUA SUPERFICIAL DEL CARIBE(CSW), AGUA SUBTROPICAL SUBSUPERFICIAL (SUW), AGUA CENTRAL DEL ATLÁNTICO TROPICAL (TACW), AGUA INTERMEDIA DE ANTÁRTICO (AAIW) Y LA CAPA SUPERIOR DEL AGUA PROFUNDA DEL ATLÁNTICO NORTE (NADW).

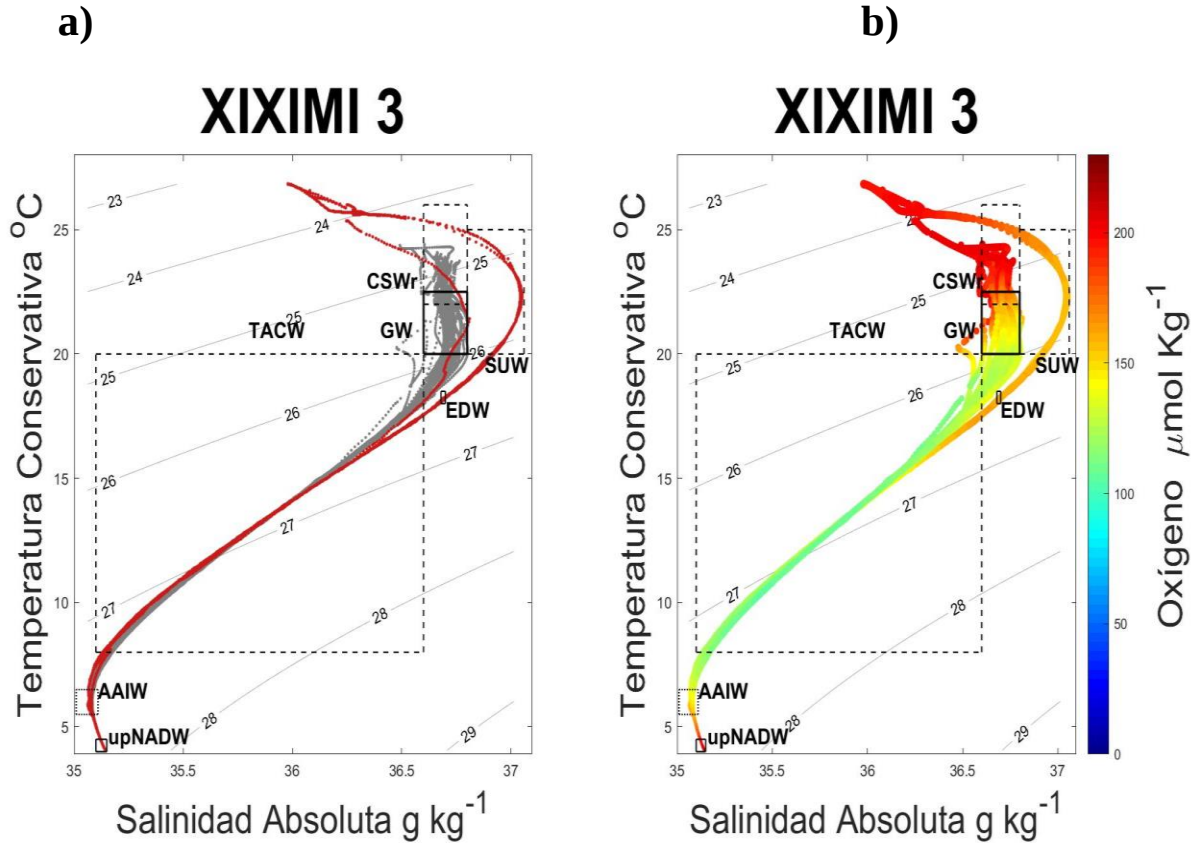


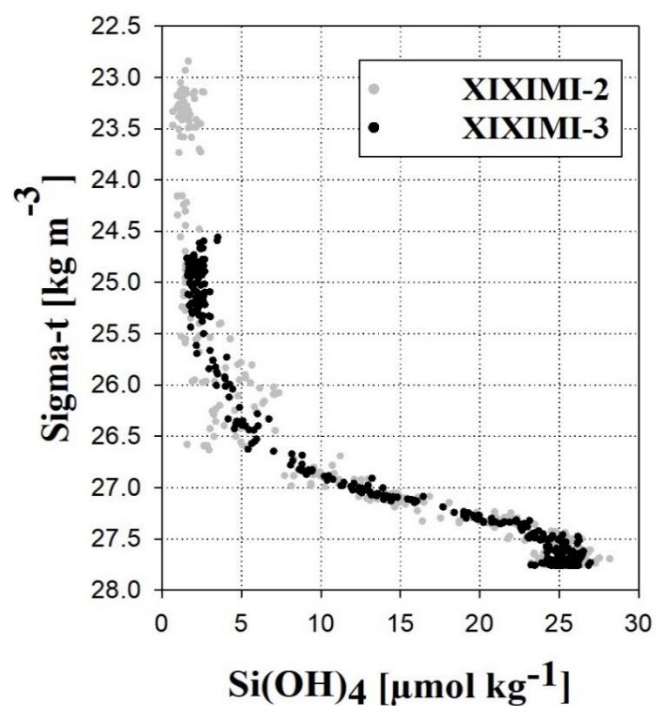
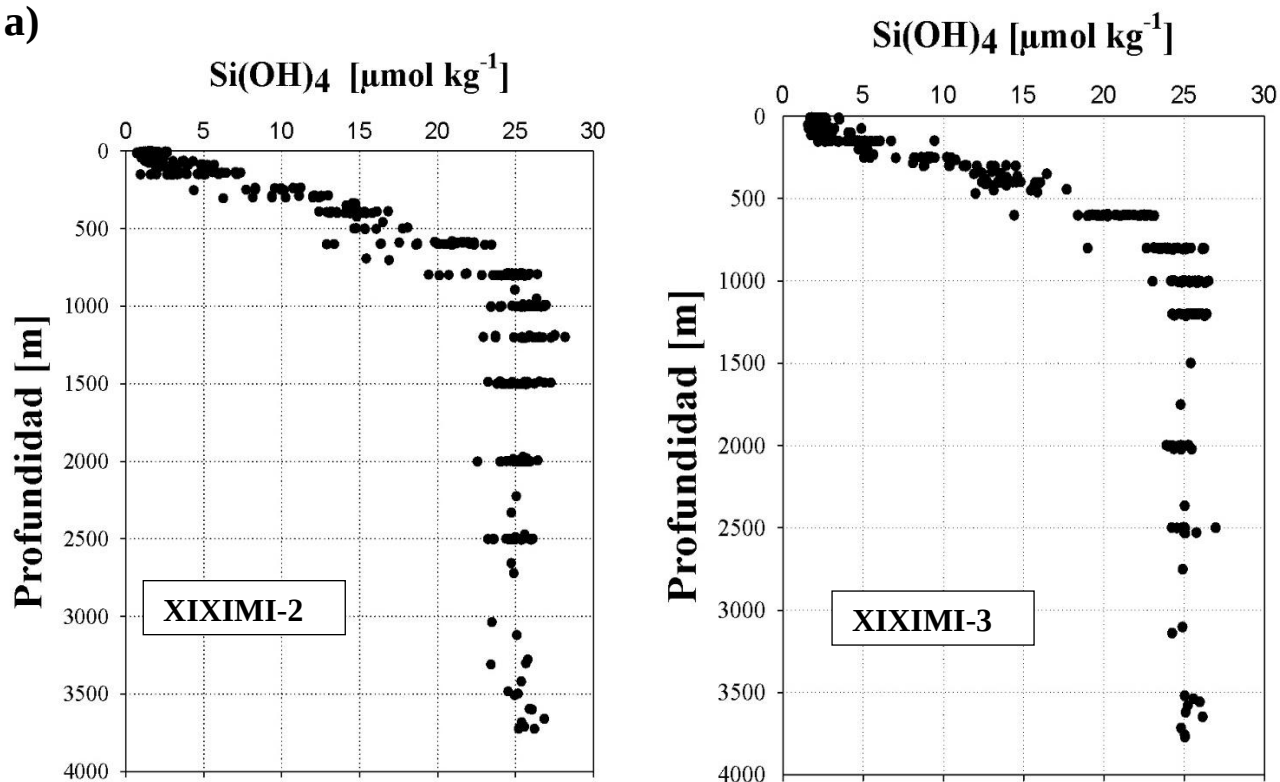
FIGURA 9. DIAGRAMA T-S CON OXÍGENO DISUELTO CORRESPONDIENTE A XIXIMI 3. (A) SEÑALAN LAS RESPECTIVAS MASAS DE AGUA DENTRO DEL GOM. LA LÍNEA ROJA CORRESPONDEN A LAS ESTACIONES RELACIONADAS A LA CORRIENTE DE LAZO. (B) DIAGRAMA T-S CON LA CONCENTRACIÓN OXÍGENO DISUELTO. LAS ABREVIATURAS INDICADAS CORRESPONDEN AL AGUA COMÚN DEL GOLFO (GW), REMANENTE DEL AGUA SUPERFICIAL DEL CARIBE (CSWr), AGUA SUBTROPICAL SUBSUPERFICIAL (SUW), AGUA CENTRAL DEL ATLÁNTICO TROPICAL (TACW), AGUA INTERMEDIA DE ANTÁRTICO (AAIW) Y LA CAPA SUPERIOR DEL AGUA PROFUNDA DEL ATLÁNTICO NORTE (NADW).

B. Distribución del Si(OH)_4 y el efecto de los remolinos anticiclónicos y ciclónicos.

La distribución del Si(OH)_4 presentó diferencias durante los cruceros XIXIMI-2 y XIXIMI-3 en el GoM, tanto en las concentraciones como en la forma del perfil (figura 10). En los primeros 600 m en ambos cruceros se observa una variabilidad en la distribución de la concentración de Si(OH)_4 entre estaciones al graficarse contra profundidad. Sin embargo, como lo reportan While & Haines (2010), al graficar la concentración de nutrientes en función de la densidad potencial (figura 10b) se reduce la variabilidad inducida por los procesos físicos. Cabe mencionar que hasta la isopícnica de los 27 kg m^{-3} sería lo equivalente a los primeros $\sim 500 \text{ m}$ de la columna de agua. Con lo que respecta a las diferencias en concentraciones entre las campañas oceanográficas, parece ser que XIXIMI-3 aprox. en los primeros 100 m (aprox. isopícnica 25.5 kg m^{-3} en fig 10b) parece estar enriquecido con respecto a XIXIMI-2, esto debido a que las concentraciones en XIXIMI-3 parecen iniciar a los de $>2 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Por último, otra característica importante por mencionar es que se observa un cambio rápido en concentración con respecto a la profundidad. Este cambio se le denominara como “silicacлина”. Esta característica parece iniciar a partir de los 150 m en la figura 10a, y es más evidente en la figura 10b donde estaría localizada aprox. a los 26.5 kg m^{-3}

Con el objetivo de comparar las concentraciones de Si(OH)_4 entre cruceros, se obtuvieron los perfiles promedio para cada campaña excluyendo a las estaciones asociadas a la CL (figura 11). En los primeros 100 m se observa que XIXIMI-3 está más enriquecido que XIXIMI-2, y después de los 100 m parecen tener un comportamiento similar con el incremento de la profundidad (figura 11b y 11c). A partir de los 800 m, la concentración aumenta a $24 \mu\text{mol kg}^{-1}$, cuando alcanza los 1000- 1200 m, parece haber un aumento ligeramente superior a los $25 \mu\text{mol kg}^{-1}$, y después de los 1200 m disminuye y se mantiene alrededor de los $24\text{-}25 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Otro factor importante a mencionar es la variabilidad en la dispersión de los datos en los primeros 500 m. Cabe destacar que Chang & Oey (2011) mencionan que los LCEs pueden influir en la estructura hidrográfica hasta los 500-1000 m. Por lo tanto, esta dispersión podría ser producto del efecto tanto de los remolinos ciclónicos y anticiclónicos, como de los LCEs.

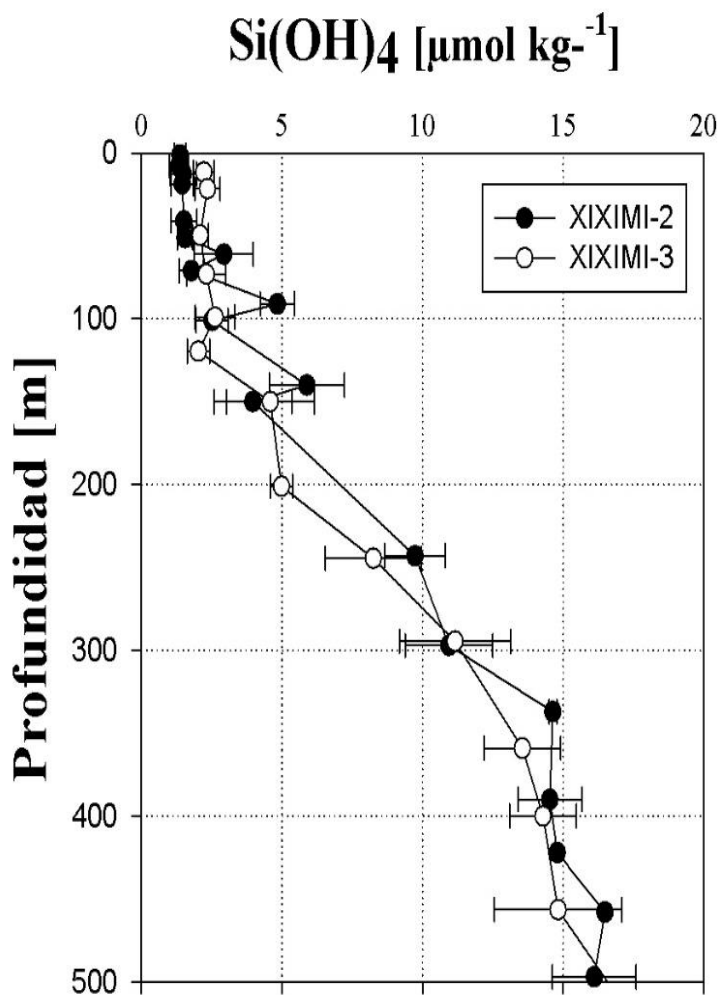
a)



b)

FIGURA 10. DISTRIBUCION DEL Si(OH)_4 DURANTE LOS CRUCEROS XIXIMI-2 Y XIXIMI-3, GRAFICADOS CONTRA (A) PROFUNDIDAD Y (B) DENSIDAD POTENCIAL (SIGMA-T kg m^{-3}). CON FINES DE GRAFICADO LAS CONCENTRACIONES ASOCIADAS A LA CORRIENTE DE LAZO NO FUERON CONSIDERADOS.

a)



b)

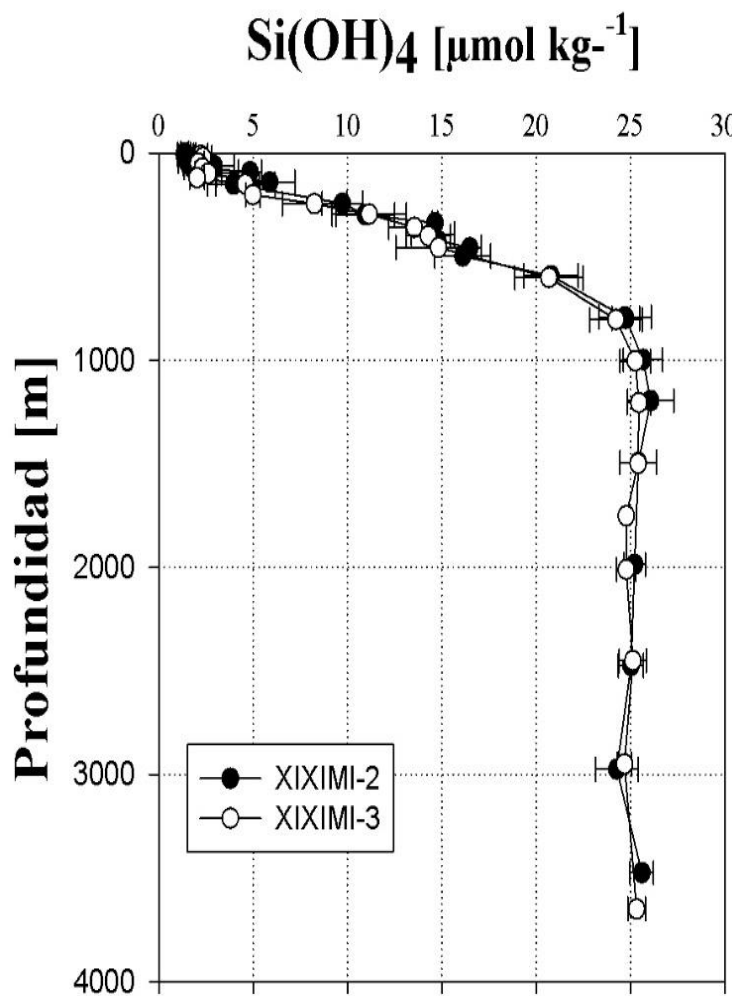


FIGURA 11. PERFIL PROMEDIO DEL Si(OH)_4 EN EL GOLFO DE MÉXICO, CORRESPONDIENTES A LOS CRUCEROS DE XIXIMI-2 Y XIXIMI-3. LA FIGURA SUPERIOR REPRESENTA LOS PRIMEROS 500 M (A) Y EL PERIL COMPLETO (B). CON FINES DE GRAFICADO LAS CONCENTRACIONES ASOCIADAS A LA CORRIENTE DEL LAZO NO FUERON CONSIDERADAS.

Para describir el efecto de las estructuras de mesoescala en la distribución vertical del Si(OH)_4 , en las figuras 12 y 13 se presentan los perfiles de las estaciones ubicadas dentro de estas estructuras (tabla IV). En primera instancia, se observa que las estaciones asociadas a los remolinos anticiclónicos (RA) presentan una menor concentración en ácido silícico que las estaciones asociadas a los remolinos ciclónicos (RC), al menos hasta los 800 m. Por ejemplo, a 150 m la estación B-12, influenciada por un remolino anticiclónico, muestra una concentración $<2 \mu\text{mol kg}^{-1}$, en tanto que en las estaciones H46 y J62, influenciadas por remolinos ciclónicos, la concentración es $\sim 5\text{-}7 \mu\text{mol kg}^{-1}$. No obstante, cabe señalar que después de los 1000 m la estación H46 esta ligeramente menos enriquecida que las estaciones asociadas a remolinos anticiclónicos (figura 12c), y es posible que este resultado no sea por la influencia de los remolinos. Otra característica destacable son las diferencias en las formas del perfil. En las estaciones asociadas a RA, están hundidas con respecto a las estaciones asociadas a los RC. Por ejemplo, la casi homogeneidad en concentración que presenta la estación B-12 en los primeros 150 m, no se observa en la J62.

Durante XIXIMI-3 se observa el mismo patrón que en XIXIMI-2, es decir, hundimiento de las isolíneas de concentración en las estaciones asociados a remolinos anticiclónicos, y levantamiento en las estaciones asociadas a remolinos ciclónicos. Sin embargo, no es evidente un cambio en el patrón en las concentraciones después de los 1000 m como se observó en XIXIMI-2, y en particular, solo se observa un mayor hundimiento en la estación C21 (remolino anticiclónico) que en la D28 (remolino anticiclónico).

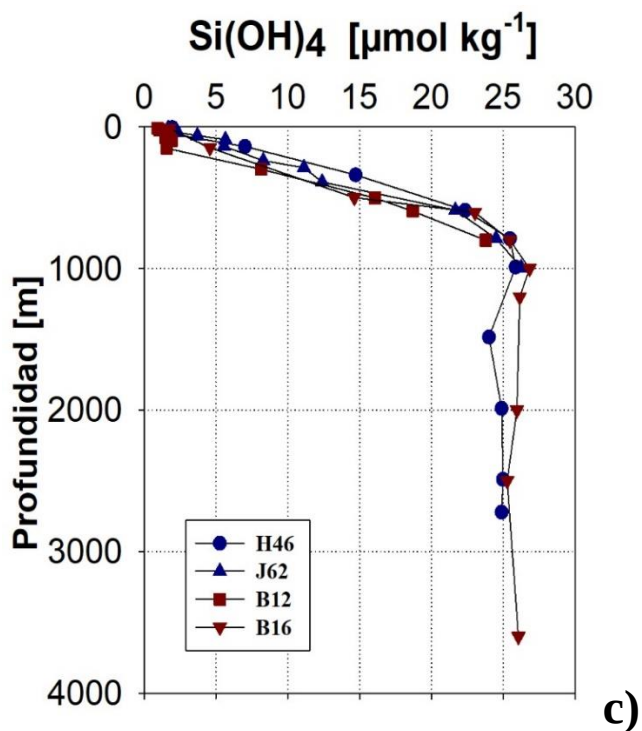
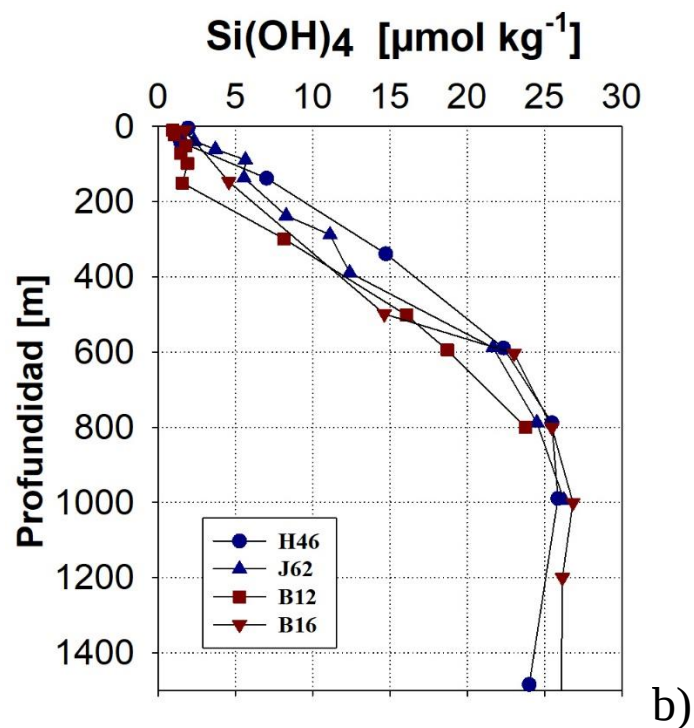
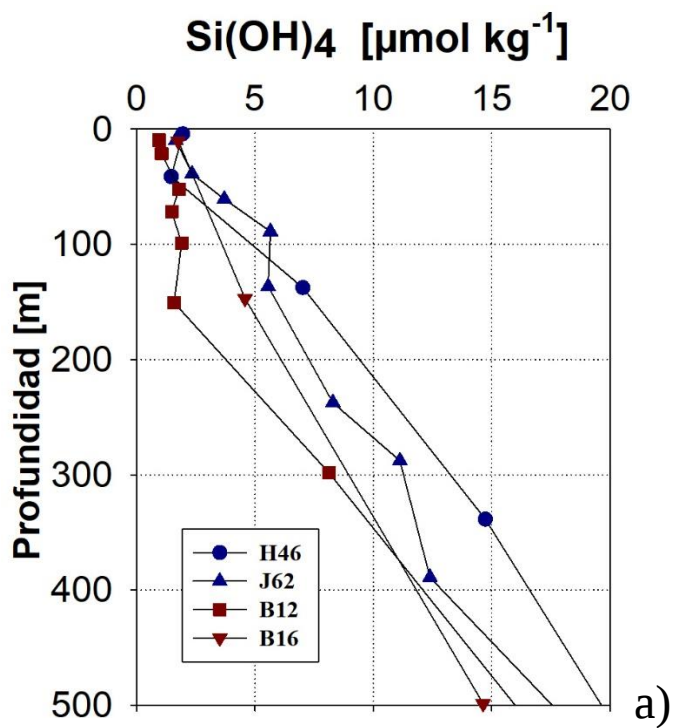
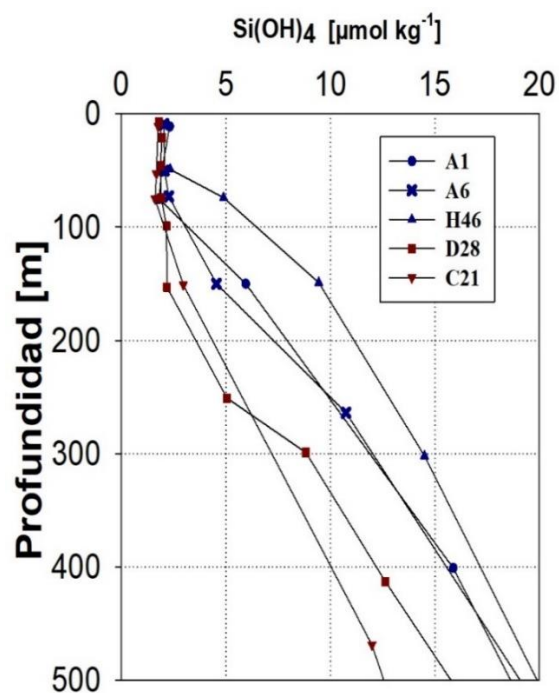
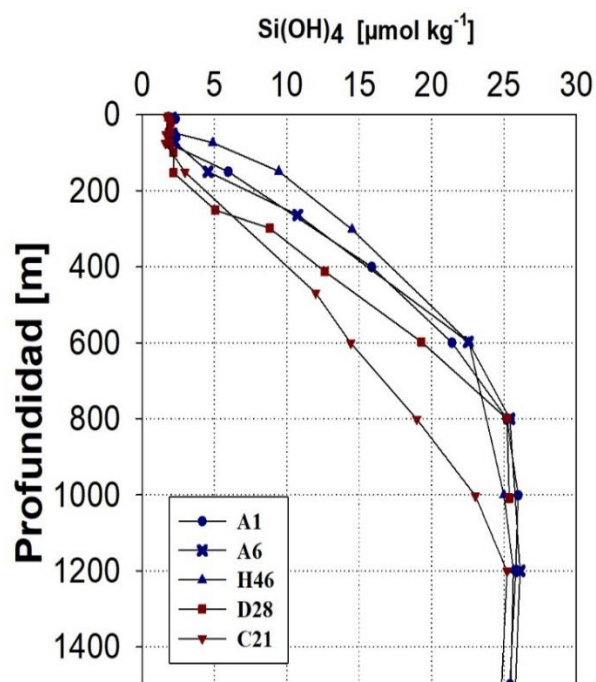


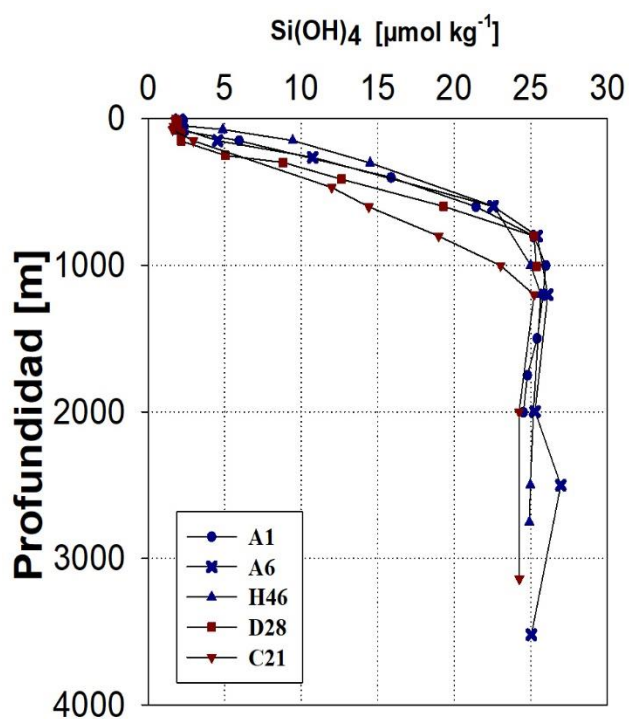
FIGURA 12. PERFILES DE LA DISTRIBUCIÓN DEL Si(OH)_4 PRESENTE EN LAS ESTACIONES UBICADAS DENTRO DE LOS REMOLINOS CICLÓNICOS (AZUL) Y ANTICLÓNICOS (ROJO) DURANTE EL CRUCERO DE XIXIMI-2. LAS FIGURAS SUPERIORES SE MUESTRAN EN LOS PRIMEROS 500 M(A) Y 1500 M (B), MIENTRAS QUE LA FIGURA INFERIOR REPRESENTA EL PERFIL COMPLETO (C).



a)



b)



c)

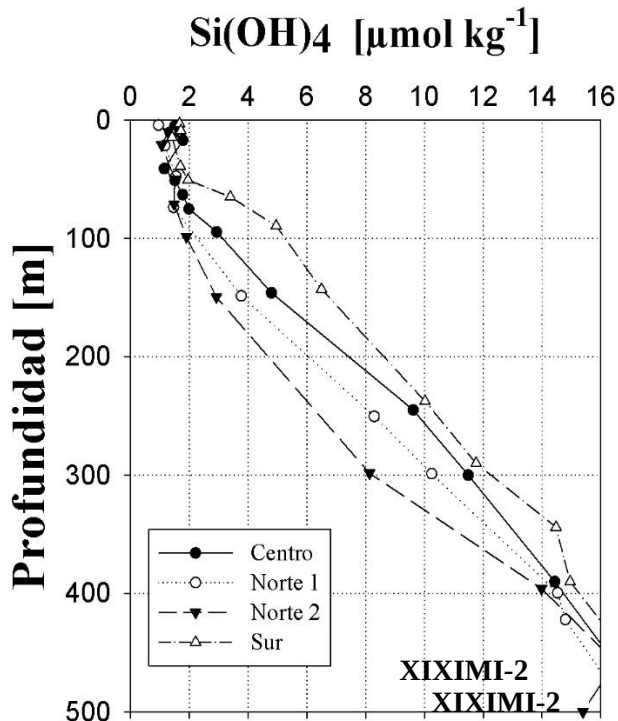
FIGURA 13. PERFILES DE LA DISTRIBUCIÓN DEL Si(OH)_4 PRESENTE EN LAS ESTACIONES UBICADAS DENTRO DE LOS REMOLINOS CICLÓNICOS (AZUL) Y ANTICICLÓNICOS (ROJO) DURANTE EL CRUCERO DE XIXIMI-3. LAS FIGURAS SUPERIORES MUESTRAN LOS PRIMEROS (A) 500 M, (B) 1500 M Y (C) EL PERFIL COMPLETO.

C. Regionalización y descripción del Si(OH)_4 presente durante las campañas oceanográficas.

Se observan cambios en el patrón de la concentración espacial del Si(OH)_4 durante el crucero de XIXIMI-2. Estos cambios se pueden observar en la figura 14. En los primeros 100 m las regiones N1yN2 parecen tener el mismo comportamiento siendo menos enriquecidas con respecto al centro y sur. Después parece haber una diferencia entre la sección norte, donde N2 se encuentra ligeramente menos enriquecido que N1, al menos hasta los 500 m. Por otra parte después de los 500 m, no se observan diferencias claras entre las secciones. Sin embargo destaca que después de los 1000 m, el N2 parecer estar ligeramente más enriquecido que las demás zonas.

Los cambios en la concentración espacial del Si(OH)_4 durante el crucero de XIXIMI-3 se pueden observar en la figura 15. En primera instancia destaca que en el perfil de XIXIMI-3 se observa con una menor variación en los datos que en XIXIMI-2. Por otro lado, en los primeros 100 m N1 y sur parecen tener el mismo comportamiento, y estar ligeramente más enriquecidas con respecto al centro y N2 (figura 15a). El comportamiento anterior parece mantenerse hasta los 1000 m (figura 15b). Después parece haber una diferencia entre los 1000 y 1500 m, entre los perfiles de centro-sur y N1-N2, donde centro-sur están ligeramente menos enriquecidas que N1-N2. Después de los 1500 m no se observan diferencias claras entre las secciones.

a)



b)

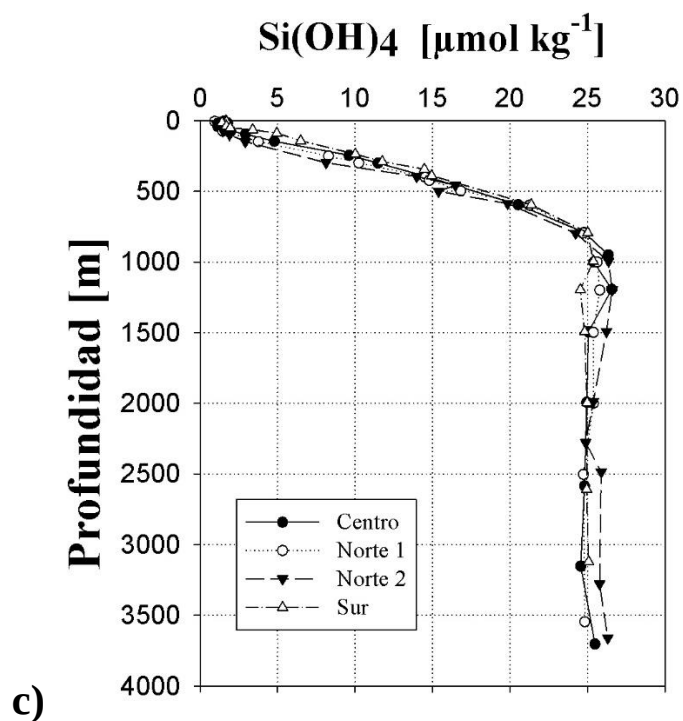
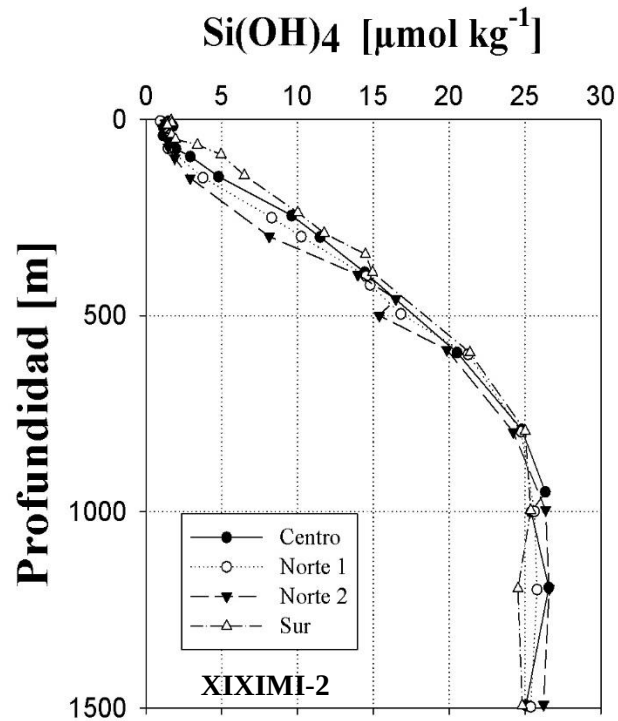


FIGURA 14. PERFILES PROMEDIOS DE LAS REGIONES DEFINIDAS DENTRO DEL GOLFO DE MÉXICO DURANTE LA CAMPAÑA OCEANOGRÁFICA DE XIXIMI-2. LAS FIGURAS SUPERIORES SE MUESTRAN EN LOS PRIMEROS 500 M (A) Y 1500 M (B), MIENTRAS QUE LA FIGURA INFERIOR REPRESENTA EL PERFIL COMPLETO (C).

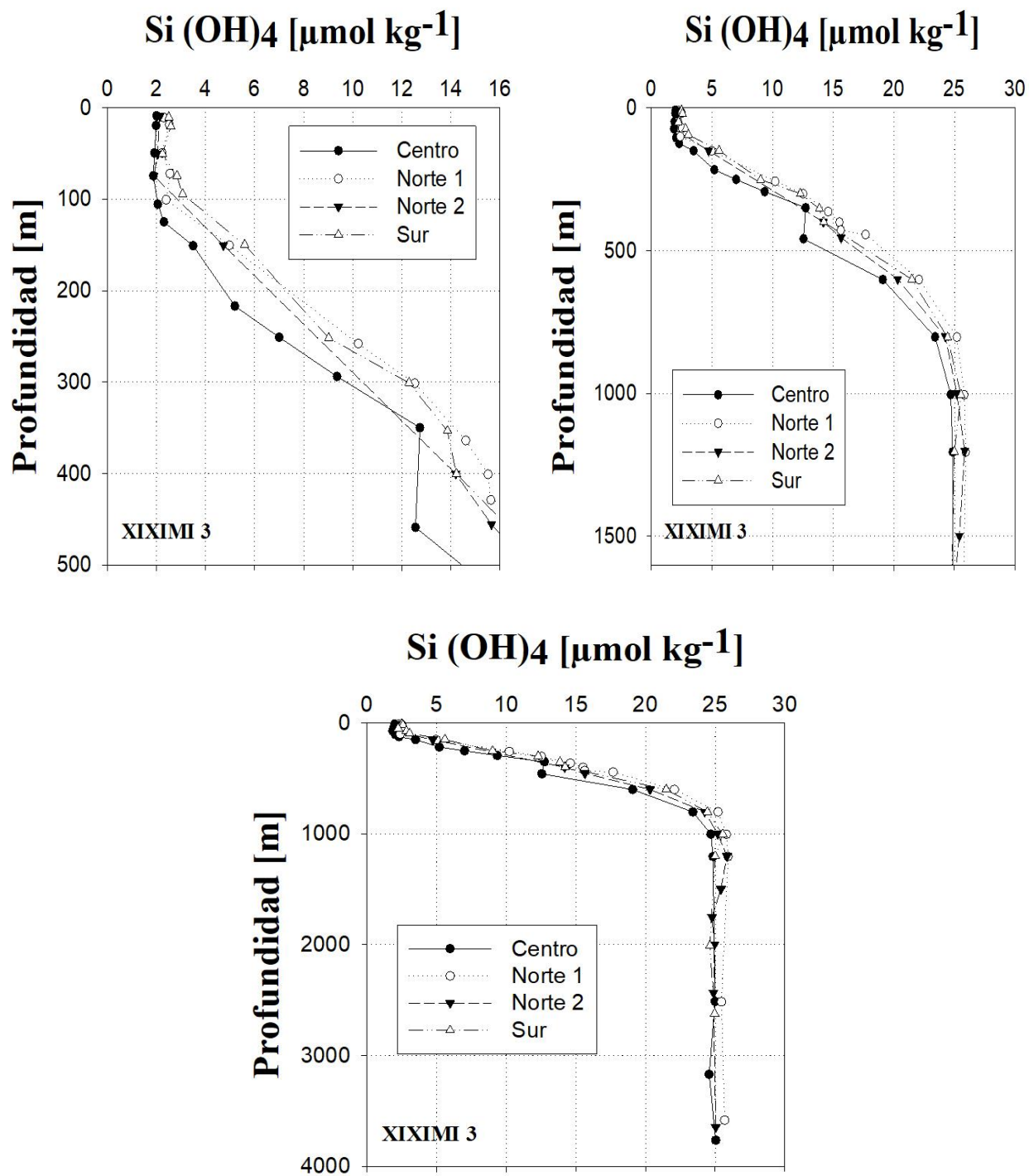


FIGURA 15. PERFILES PROMEDIOS DE LAS REGIONES DEFINIDAS DENTRO DEL GOLFO DE MÉXICO DURANTE LA CAMPAÑA OCEANOGRÁFICA DE XIXIMI-3. LAS FIGURAS SUPERIORES SE MUESTRAN EN LOS PRIMEROS 500 M(A) Y 1500 M (B), MIENTRAS QUE LA FIGURA INFERIOR REPRESENTA EL PERFIL COMPLETO (C).

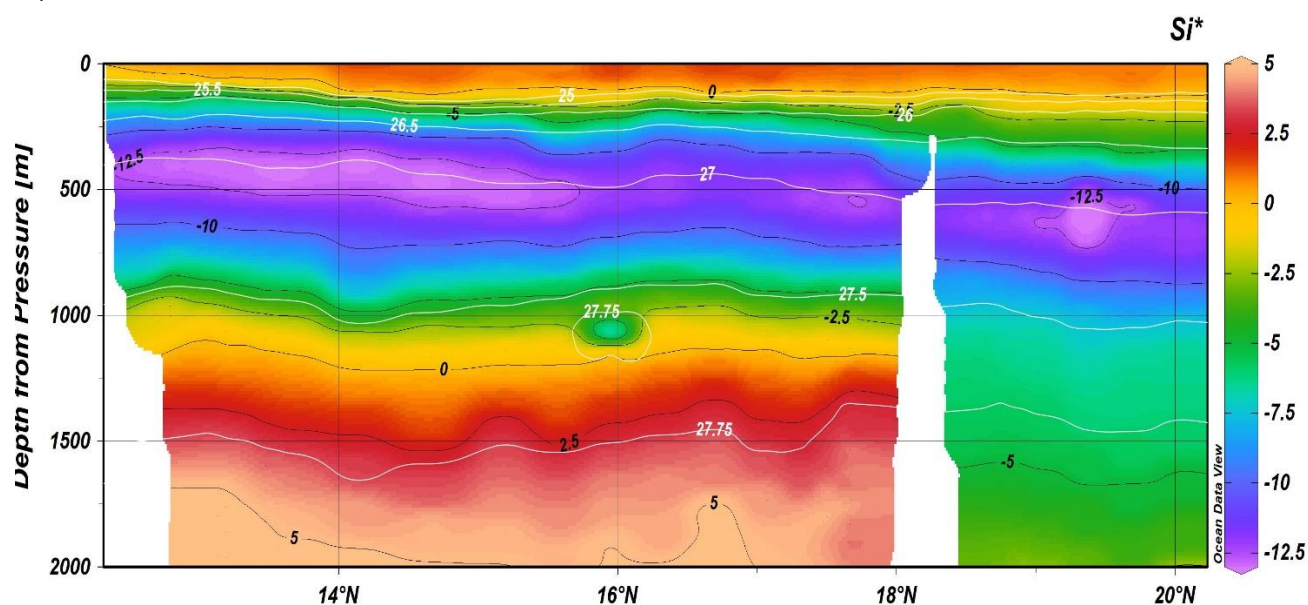
D. Si* como trazador de masas de agua para el GoM.

En la figura 16 se observa el Si* de la sección A22 del Mar Caribe (figura 16), en las dos cuencas: Mar Caribe y Océano Atlántico. De la latitud de los 18° a los 12° N, son las estaciones ubicadas dentro del Mar Caribe, mientras que de la latitud de los 18° a 20° N, corresponden a las estaciones localizadas en el Océano Atlántico (Figura 5). La mancha blanca que se observa en la figura 16, corresponde a la isla que separa el Mar Caribe del Océano Atlántico. Metcalf (1976) describe que agua del Océano Atlántico entra al Mar Caribe a través de los distintos pasajes de las Antillas Mayores y Menores, además destaca la importancia del Pasaje de Anegada-Jungfern (figura 5) ya que al ser el pasaje más profundo del este del Caribe (~1900 m), el agua que entra a través del pasaje desempeña un rol importante para establecer parte de las características del agua dentro de las cuencas del Colombia y Venezuela. La localización de las masas de agua en la sección de la línea A22 (figura 16b) se realizó con base en las anomalías de densidad (tabla II), además se complementó con la hidrografía local (salinidad, temperatura, oxígeno disuelto, figuras no mostradas).

Se observan dos comportamientos diferentes en Si* en la sección A22 entre las dos cuencas: Mar Caribe y el Océano Atlántico. Si observamos los valores para Si* en los primeros 800 m de profundidad para ambas cuencas, parece entrar el mismo tipo de agua de Si*, hasta que se observa un cambio; La cuenca del Caribe se enriquece en Si(OH)₄. La figura 17 representa la concentraciones del Si(OH)₄ y el nitrato (NO₃⁻). En dicha figura se observa que antes de entrar al Mar Caribe, el Agua Central (TACW) viene enriquecida en NO₃⁻, mientras que ligeramente más empobrecida en Si(OH)₄, y que aparentemente así entra al Mar Caribe. Después, de los 900-1000 m, la concentración de Si(OH)₄ aumenta, mientras que la concentración del NO₃⁻ disminuye ligeramente, y esto se ve reflejado en el valor de Si*, ya que este aumenta.

La distribución de Si* dentro del GoM esta representada en la figura 18 y 19. Para realizar las secciones se consideraron todas las estaciones, incluyendo las de la CL, con la intención de observar la entrada del agua a través del Canal de Yucatán.

a)



b)

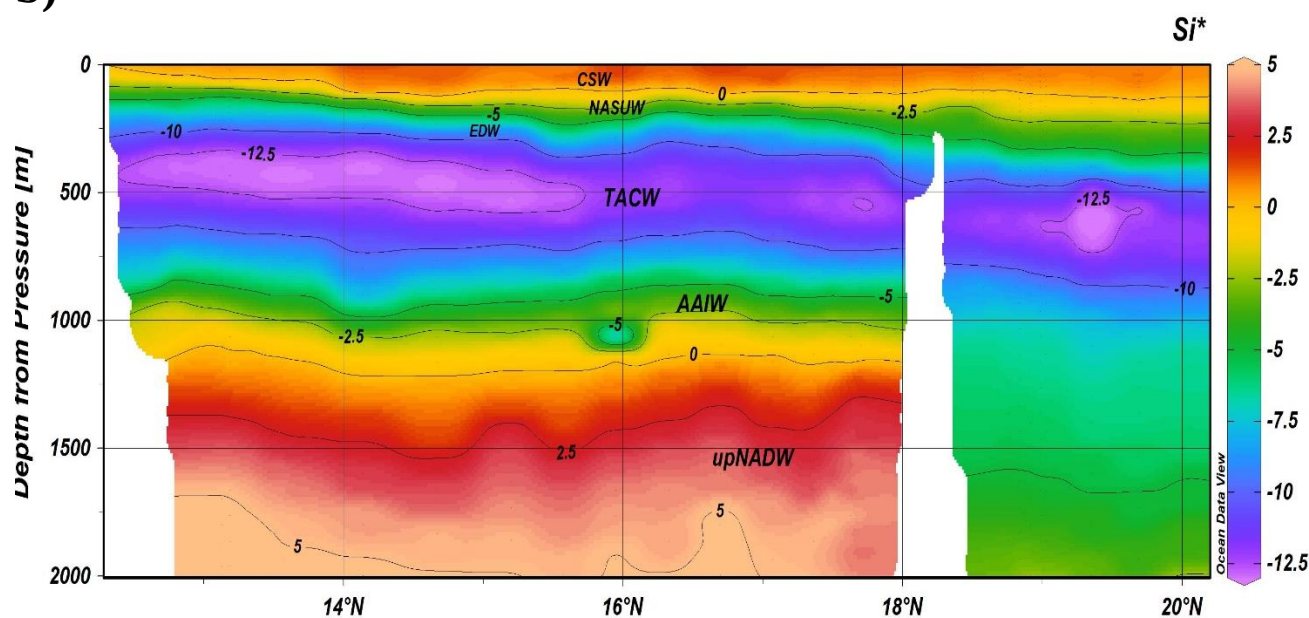
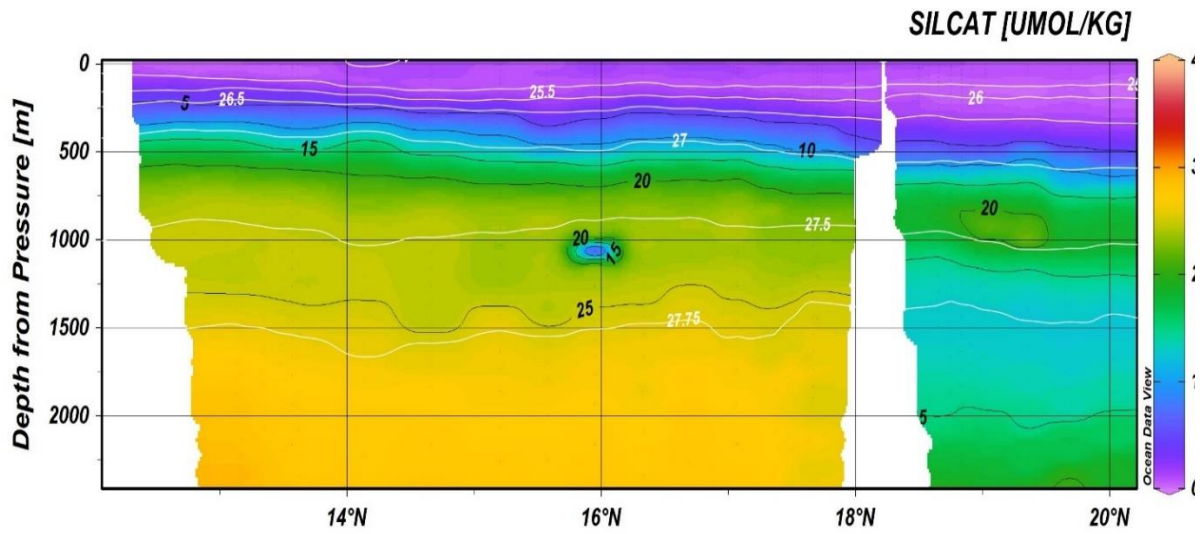


FIGURA 16. SECCIÓN DE LA LÍNEA A22 CON Si^* EN EL MAR CARIBE. LOS CONTORNOS BLANCOS INDICAN LOS VALORES DE ANOMALÍA DE DENSIDAD ($kg\ m^{-3}$). LOS CONTORNOS NEGROS LOS VALORES DE Si^* . LA FIGURA (A) ES LA SECCIÓN SIN LA LOCALIZACIÓN DE LAS MASAS DE AGUA, MIENTRAS QUE (B) ES LA HUELLA DE Si^* CON LA IDENTIFICACIÓN DE LAS MASAS DE AGUA.

a)



b)

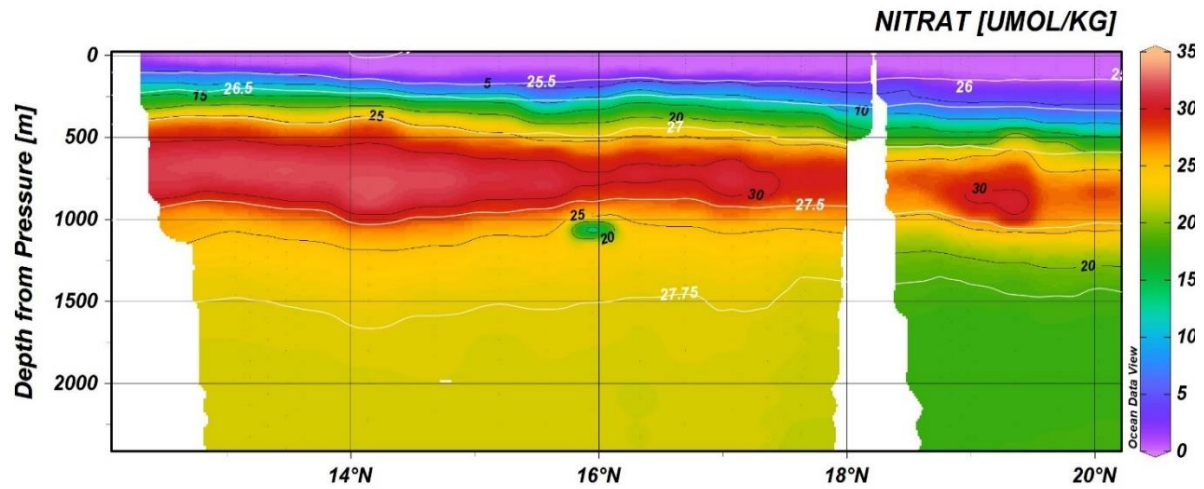


FIGURA 17. CONCENTRACIÓN DE (A) Si(OH)_4 Y (B) NO_3^- EN LA LÍNEA A22 DEL MAR CARIBE. LOS CONTORNOS BLANCOS INDICAN LOS VALORES DE ANOMALÍA DE DENSIDAD (KG M^{-3}) MIENTRAS QUE LOS CONTORNOS NEGROS ES LA CONCENTRACIÓN DE (A) Si(OH)_4 Y (B) NO_3^- ($\mu\text{MOL KG}^{-1}$).

En XIXIMI-2 (figura 18) se observa un evidente diferencia en Si^* los primeros 0 a 2500 km de distancia. La figura 21a representa el transecto utilizado para realizar la sección, comenzando con A1, finalizando con J62. A partir de la estación B11, es cuando se observa el cambio en Si^* dentro del GoM. Sin embargo, este cambio en Si^* parece estar relacionado con variación en la exactitud y precisión de los datos, tanto de $\text{Si}(\text{OH})_4$ como de NO_3^- . Cabe mencionar que para el análisis de las muestras para dichas campañas, no se utilizaron materiales de referencias certificados, para la calibración del equipo (ver métodos).

En XIXIMI-3 (figura 19) se observa un evidente diferencia en Si^* entre los primeros 0 a 2000 km de distancia, y de 2000 a 4000 km. En la figura 21b esta representado el transecto utilizado para realizar la sección, comenzando con A1, finalizando con H45. A partir de la estación B11, es cuando se observa el cambio en Si^* dentro del GoM. Al igual que en XIXIMI-2, la disminución de Si^* parece estar relacionado en la determinación de exactitud y precisión de los datos. Para una mejor evaluación de Si^* dentro del GoM, es necesario tener una alta precisión en los datos.

Sin embargo, con el cálculo de Si^* durante los cruceros se logró seguir la huella de la mayoría de las masas de agua, desde el Mar Caribe hacia su entrada en el GoM. El seguimiento de las masas de agua fue considerando los valores de anomalía de densidad, salinidad, oxígeno disuelto y los valores Si^* asociados en el Mar Caribe, que al parecer dentro del GoM, parecen coincidir. En el Caribe, CSW se encuentra asociado a valores de $\text{Si}^* > 2.5$ superficiales, y que tanto en XIXIMI-2 como en XIXIMI-3, esta característica se mantiene (figura 16b, 18b, 19b), pero en XIXIMI-3 en menor magnitud.

Por otro lado, la señal de EDW no es del todo evidente, puesto que en el Mar Caribe el valor de Si^* asociado a EDW se encuentra alrededor de los -7.5, mientras que en XIXIMI-2 ó XIXIMI-3 este valor no es del todo claro, ya que oscila entre los -7.5 a -10 y -10, respectivamente (figura 16b, 18b, 20b).

Diferenciar entre GW y SUW dentro del GoM resulta complicado, a pesar de que ambas son masas de aguas que se encuentran a la misma profundidad pero en diferentes isopícnas (Portela et al., 2018). SUW se distingue por el máximo de salinidad tanto en la línea A22 (figura no mostrada) como en ambos cruceros, así como un valor de Si^* de -5. Por otro

lado, GW se asoció a la isopícnica de los 26.0 kg m^{-3} (figura 18a) y aparenta tener valores de Si^* de -7.5, tanto en XIXIMI-2 como en XIXIMI-3. Pero tanto SUW como GW son masas de agua que se encuentran muy cercanas en profundidad y en isopícnica, así que asociarles un valor Si^* no es sencillo (figura 16b, 18 b, 19b), por lo pronto aparenta ser que GW está por debajo de SUW.

Por otro lado, TACW parece tener la señal de -12.5 desde el Caribe, y en el golfo entra con la misma señal pero al transverse hacia dentro de la cuenca, este valor aumenta a -10 (figura 16b, 18 b, 19b). Por debajo se presenta AAIW, que en el Caribe se identifica por tener valores de Si^* entre -2.5 y -5, y que al adentrarse al GoM este valor se conserva y parece mantenerse dentro de la cuenca. Sin embargo, enseguida de AAIW parece haber una transición entre AAIW a upNADW, con una franja de Si^* -2.5 a 0, para después identificarse a upNADW con un valor de Si^* de > 2.5 .

Cabe mencionar que la mesoescala es evidente en la variabilidad de Si^* en los transectos de XIXIMI-2 y XIXIMI-3. En las figuras 18a y 19a, los levantamientos y hundimientos de las isopícnicas, parecen seguir parte del patrón del Si^* .

.

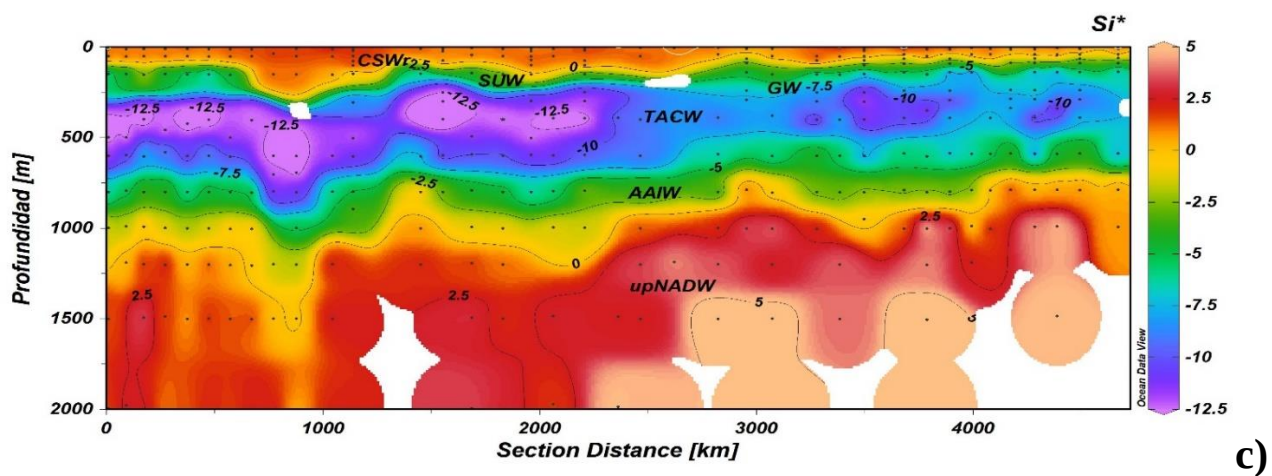
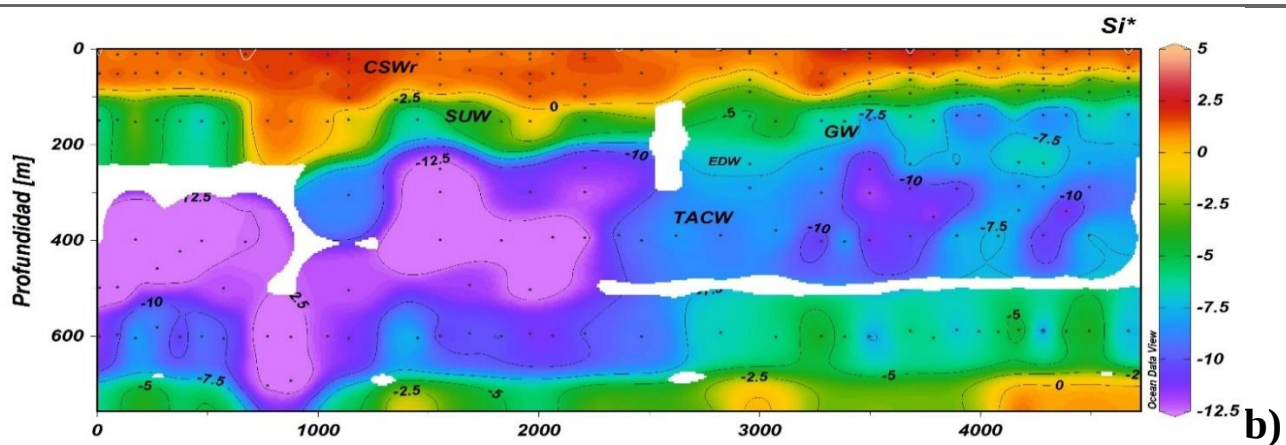
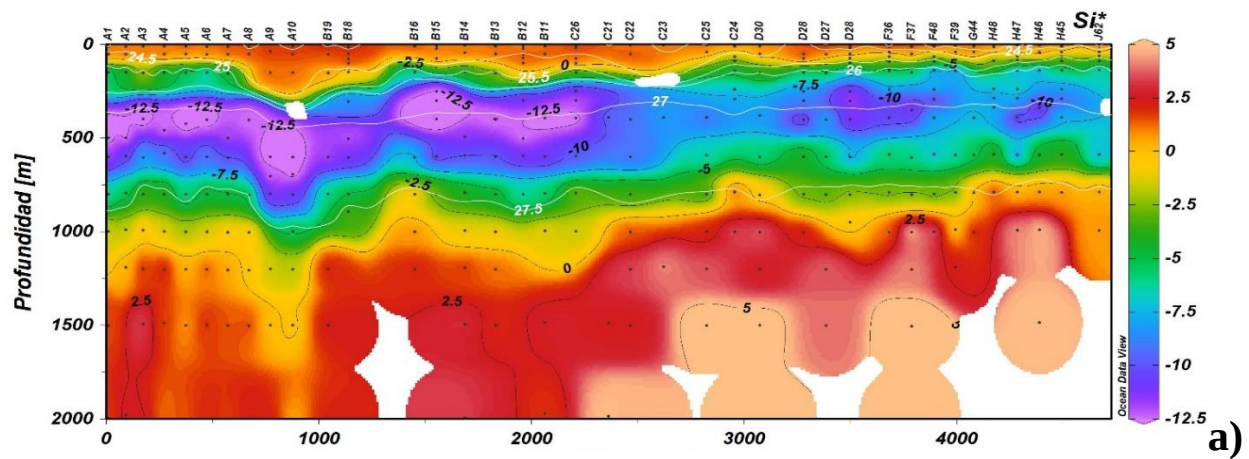


FIGURA 18.- DISTRIBUCIÓN DE Si^* DURANTE EL CRUCERO DE **XIXIMI-2**. LOS CONTORNOS BLANCOS INDICAN LA ANOMALÍA DE DENSIDAD ($kg\ m^{-3}$), MIENTRAS QUE LOS CONTORNOS NEGROS LOS VALORES DE Si^* . EN LAS FIGURAS (B) Y (C) SE NOMBRAN A LAS MASAS DE AGUA ENCONTRADAS DURANTE EL CRUCERO.

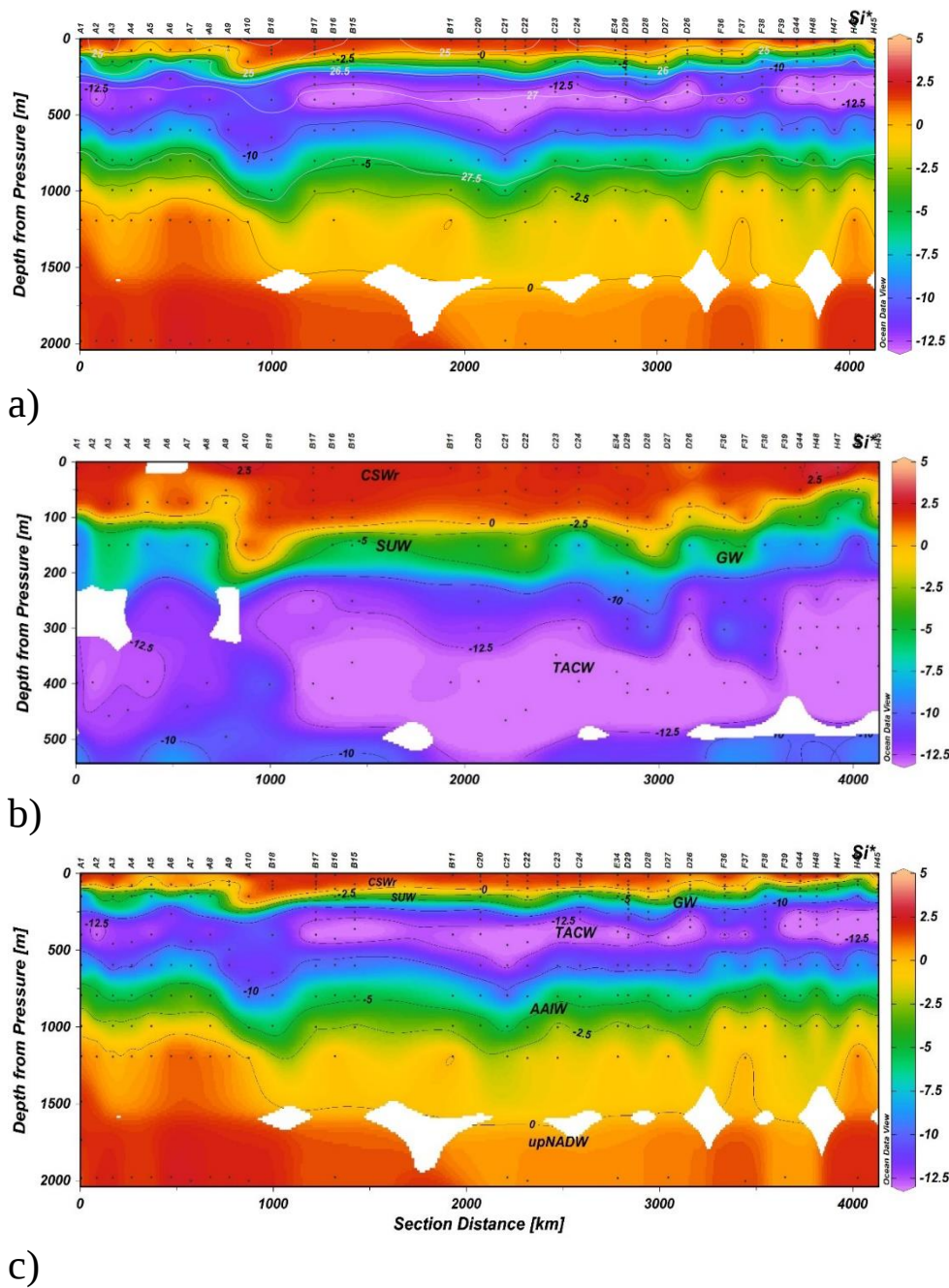


FIGURA 19.- DISTRIBUCIÓN DE σ_t^* DURANTE EL CRUCERO DE **XIXIMI-3**. LOS CONTORNOS BLANCOS INDICAN LA ANOMALÍA DE DENSIDAD (kg m^{-3}), MIENTRAS QUE LOS CONTORNOS NEGROS REPRESENTAN LOS VALORES DE σ_t^* . EN LAS FIGURAS (B) Y (C) SE NOMBRAN A LAS MASAS DE AGUA ENCONTRADAS DURANTE EL CRUCERO.

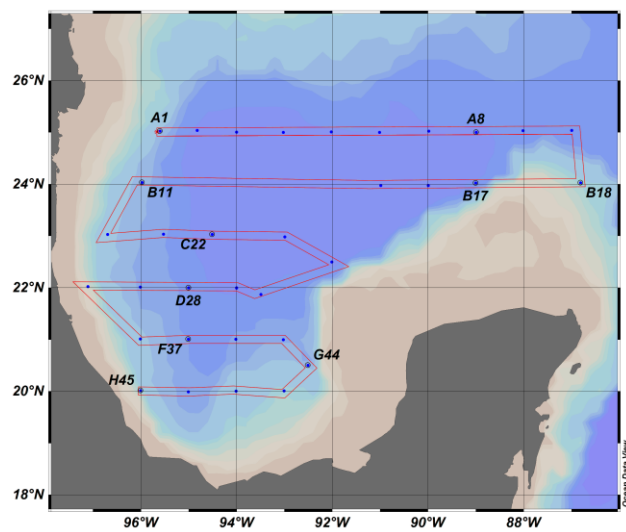
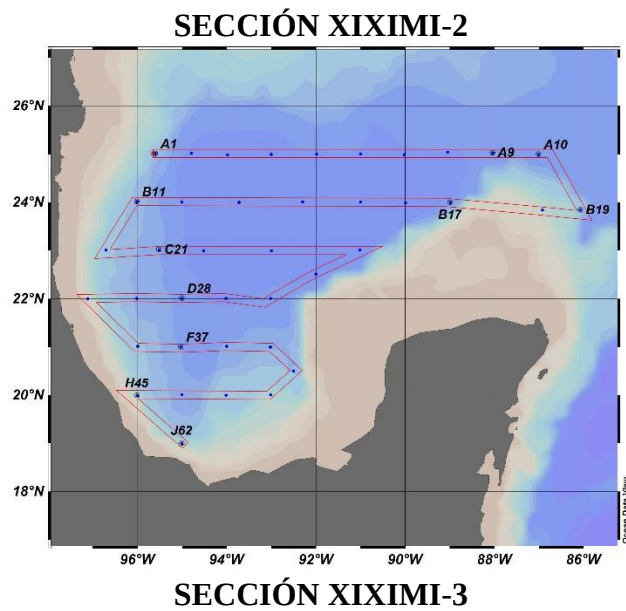


FIGURA 20. SECCIONES DE LAS CAMPAÑAS OCEANOGRÁFICAS (A) XIXIMI-2 Y (B) XIXIMI-3, UTILIZADAS PARA LA REALIZACIÓN DEL Si*.

VIII. Discusión

Se observan diferencias entre las campañas de XIXIMI-2 y XIMIMI-3, tanto en el patrón de circulación superficial como en la concentración del Si(OH)_4 . Los cruceros se realizaron en épocas del año distintas, y esto se refleja en los cambios en los valores de densidad, diagramas T-S y en las formas de los perfiles de Si(OH)_4 . En verano ((XIXIMI-2), los valores mínimos de densidad alcanzan hasta los 22 kg m^{-3} y están asociados con temperaturas relativamente altas ($> 27^\circ \text{ C}$), mientras que en invierno (XIXIMI-3), los valores mínimos de densidad están alrededor de 24.5 kg m^{-3} y se asocian con temperaturas superficiales relativamente frías ($< 24^\circ \text{ C}$). Estas diferencias son el resultado de la mezcla invernal, cuando los primeros metros de la columna de agua están menos estratificados y se profundiza la capa de mezcla. Cambios en la profundidad de la capa de mezcla podrían ocasionar aportes de aguas subsuperficiales más ricas en nutrientes a superficie, y estos estarían disponibles para ser utilizados por el fitoplancton. Por ende, en general, en el GoM los inviernos suelen ser más productivos que los veranos (Pasquero De Fommervault et al., 2017).

Por lo tanto se esperaría que el enriquecimiento o empobrecimiento en los primeros metros de la columna de agua esté relacionado con la variabilidad en la profundidad de la capa de mezcla. De acuerdo a Muller-Karger et al., (2015) para el GoM, la capa de mezcla presenta máximos de entre 90-120 m en febrero y de 20 m de mayo a octubre. Sin embargo, ya que la "silicacлина" en los perfiles típicamente inicia después de los 150 m (figuras 10 y 11), los cambios en la concentración del Si(OH)_4 no pueden ser explicados por la mezcla invernal, indicando que dichas variaciones son inducidos por las estructuras de mesoescala (y submesoescala) en el GoM.

El GoM es una cuenca donde las estructuras de mesoescala influyen en la distribución de las variables hidrográficas incluyendo la concentración de Si(OH)_4 . Los LCEs que se desprenden pueden tener una profundidad de 500 a 1000 m (Alvera-Azcárate et al., 2009; Candela et al., 2002; Chang & Oey, 2011; Muller-Karger et al., 2015; Pérez-Brunius, et al., 2013; Portela et al., 2018), lo que provoca que las isopícnas se hundan. En este estudio se muestra que la forma de los perfiles de Si(OH)_4 cambia notoriamente en las estaciones

influenciadas por los RC en comparación con las estaciones influenciadas por RA (figuras 12 y 13). Cuando hay un remolino anticiclónico, el hundimiento de las isopícnas indica que el agua superficial con concentración baja de Si(OH)_4 se profundiza, generando perfiles verticales de Si(OH)_4 con valores menores y constantes en la capa superficial. Lo contrario sucede en los remolinos ciclónicos, donde las estaciones asociadas muestran perfiles con mayores concentraciones de Si(OH)_4 en la capa superficial incluyendo una silicacлина más somera (~100 m).

Además del efecto de los remolinos de mesoescala que es evidente en los resultados de este estudio, también se exploró la posible variación regional en la concentración del Si(OH)_4 en el GoM. En el análisis por regiones no se observó un gradiente de aumento o disminución en la concentración del Si(OH)_4 hacia el interior del golfo. En las figuras 14 y 13 se observan diferencias entre regiones al menos en los primeros 500 m de la columna de agua, pero dichas diferencias parecen deberse a la influencia de la circulación de las estructuras de mesoescala (figura 7) más que a diferencias en los aportes de Si(OH)_4 a cada región en el GoM.

En XIXIMI-2, se observa que el norte está empobrecido con respecto al sur. En la sección norte, N2 presenta una menor concentración de Si(OH)_4 que N1. Aunque cabe mencionar que la sección norte en general se encuentra bajo la influencia de una circulación anticiclónica, lo que podría estar hundiendo las isopícnas, por ende, la concentración de Si(OH)_4 ser menor. Lo contrario sucede en las secciones centro y sur de XIXIMI-2 donde se observa (figura 6a) que la altura superficial del mar aumenta, y esto se refleja en los perfiles de Si(OH)_4 . En XIXIMI-3 no se presenta un comportamiento similar al de XIXIMI-2. En XIXIMI-3 los perfiles de los primeros 1000 m presentan una distribución similar en las secciones N1 y sur; cabe señalar que en estas secciones se presentaron dos RC (figura 6b), lo que podría estar modulando la distribución del Si(OH)_4 en la columna.

Un probable aporte de Si(OH)_4 al GoM son las descargas continentales de los ríos, como lo mencionan Cardona et al. (2016), donde observaron la variabilidad de nitrato, fosfato y silicato en una descarga del sistema Misisipi-Atchafalaya y reportaron variaciones interanuales en sus concentraciones. También se ha reportado que la intrusión de la CL y

los LCEs modulan parte de la distribución de los valores mínimos superficiales de salinidad dentro del GoM asociados con las descargas del sistema Misisipi-Atchafalaya durante el verano, y que dependiendo de la extensión y posicionamiento de la CL pueden recircular estos mínimos de salinidad hacia dentro del GoM (Brokaw et al., 2019). No obstante, los valores en salinidad superficial durante los cruceros no fueron un indicativos de un aporte de agua dulce hacia la cuenca, y los mínimos de salinidad estuvieron más asociados a las estaciones vinculadas a la CL (figura 8 y 9), que es más probable que esos mínimos de salinidad estén asociados a agua proveniente del Mar Caribe. Por ende, la evidencia del aporte de los ríos de Si(OH)_4 hacia adentro de la cuenca no es clara, al menos en escala regional.

Asimismo, Jochens y DiMarco (2008) describen las distribuciones de nutrientes, oxígeno, salinidad y temperatura al norte del GoM entre los 24° N y 27°, y mencionan que en los primeros 100 m el GoM está sujeto a la influencia de las condiciones atmosféricas, y que las variaciones en temperatura y salinidad, y en las concentraciones de oxígeno y nutrientes, depende de la presencia de remolinos, así como de la proximidad al delta del río Misisipi y de la plataforma continental. Asimismo mencionan que debajo de los 100 m, el agua del GoM adquiere características de origen Atlántico que son traídas por la Corriente del Lazo. Aunque también como lo menciona Merino (1977) y Durán-Campos (2017), no solo las estructuras de mesoescala juegan un papel importante en la distribución de las variables hidrográficas, sino también de eventos locales. Por ejemplo, Merino (1997) describe la importancia de las surgencias en la plataforma continental de Yucatán, mientras que Durán-Campos et al. (2017) concluyeron que cambios en la hidrografía en el cañón de Campeche están influenciados por los efectos de remolinos ciclónicos, mientras que en el Banco de Campeche son debidos a la mezcla vertical provocada por la plataforma continental.

En síntesis, es muy probable que las variaciones de Si(OH)_4 en la cuenca del GoM observadas durante las campañas XIXIMI-2 y XIXIMI-3 sean principalmente debidas a la presencia de remolinos de mesoescala. Sin embargo, no se descarta la idea de que existan variaciones en la concentración de ácido silícico debidas a procesos locales y/o aportes de Si(OH)_4 de ríos a las estaciones cercanas a la costa, pero es probable que durante las

campañas oceanográficas de este estudio ese tipo de cambios se vean enmascarados por la influencia de los remolinos ciclónicos y anticiclónicos.

Por otro lado, el utilizar a Si^* descrito en Sarmiento et al. (2004) como un trazador de masas de agua proporcionó una herramienta para entender parte de la distribución de Si(OH)_4 en el GoM, donde no sólo las estructuras de mesoescala juegan un papel importante en la distribución de este nutriente dentro de la cuenca, sino también los aportes externos de este nutriente al golfo.

Previamente, ya se había utilizado al Si(OH)_4 como trazador de masas de agua. Carder et al. (1977) y Morrison et al. (1983) identificaron un enriquecimiento de SiD por debajo de los 1250 m en la cuenca este del Golfo de México, comparada con la cuenca noroccidental del Caribe. Carder et al. (1977) identificaron valores máximos de SiD de $\sim 26 \mu\text{M}$ entre los 900-1000 m y Morrison et al. (1983) localizaron un máximo de silicato ($25 \mu\text{M}$) en la isopícnica de los 27.70 kg m^{-3} ($\sim 1000 \text{ m}$), y sugirieron que este máximo resulta de la mezcla entre dos masas de agua: el Agua Media del Caribe y la capa superior del Agua Profunda del Atlántico Norte. También cabe mencionar que durante este estudio se encontraron valores para SiD de $25\text{-}26 \mu\text{mol kg}^{-1}$ después de los 1000 m.

En primera instancia, Si^* parecer funcionar como trazador de masas de agua. Al menos para SUW, TACW, AAIW y upNADW. Para GW, debido a que tienen características hidrográficas muy similares a SUW, el distinguir estas dos masas de agua dentro del GoM no es sencillo. Asimismo, a pesar de que se ha reportado a EDW en el Caribe, y se ha mencionado que EDW entra al GoM a través de la CL (Jochens and DiMarco, 2008b; Portela et al., 2018), no es posible identificar esta masa de agua dentro de la cuenca del GoM. Cabe señalar que la exactitud y precisión obtenidas, no permite valorar con certeza un enriquecimiento o empobrecimiento de Si(OH)_4 , entonces cambios asociados a los valores en Si^* deberían de considerarse con precaución antes de hablar de enriquecimiento y/o empobrecimiento dentro de la cuenca del GoM. Asimismo, es recomendable tener información de nutrientes justo antes de la entrada a la cuenca del GoM, y así con mayor certeza. También, es importante mencionar que para lograr una mejor identificación de

masas de agua, la confiabilidad en los datos es decisiva, ya que el Si* podría ser una herramienta para diferenciar a GW de SUW, pero con la resolución del crucero no es posible. y tal vez lograr identificar con mayor confiabilidad a EDW dentro del GoM, e inclusive determinar si el agua que entra en profundidad es una mezcla del Agua Media del Caribe y la capa superior del Agua Profunda del Atlántico Norte como lo siguieren Morrison et al. (1983).

El monitoreo del Si(OH)₄ en el ambiente marino ha estado con frecuencia vinculado con estudios de la contribución de las diatomeas a la producción primaria y a los flujos de carbono. Estos monitoreos son relevantes ya que se ha estimado que más del 75% de la producción primaria en las regiones costeras es producto de las diatomeas y por lo tanto son un componente importante de la bomba biológica a nivel global (Nelson et al., 1995). También de la necesidad de entender la distribución de la producción primaria en el océano a escala global es que se generó el trazador Si*, ya que puede funcionar como un indicador de la disponibilidad de los nutrientes en la columna de agua con base en los requerimientos de las diatomes (Sarmiento et al., 2004). En ambientes oligotróficos limitados en nutrientes y particularmente deficientes en Si(OH)₄ como el GoM (Pasqueron De Fommervault et al., 2017), otros grupos pueden dominar. Se ha mencionado a *Prochlorococcus* y *Synechococcus* como los productores primarios más abundantes en el mundo y como un componente principal del fitoplancton marino, siendo responsables de la mitad de la producción primaria marina global (Kaur et al., 2018). También se ha especulado en años recientes que picocianobacterias como *Synechococcus* y *Prochlorococcus* pueden jugar un papel importante en el ciclo biogeoquímico del silicio en ambientes oligotróficos (Baines et al., 2012; Brzezinski et al., 2017; Guidi et al., 2016). En un estudio de la comunidad fitoplanctónica en el GoM realizado con muestras recolectadas en la campaña XIXIMI-3, Linacre et al. (2015) encontraron que 46% del picoplancton estaba constituido por tres grupos autótrofos *Prochlorococcus*, *Synechococcus* y pico-eucariontes, donde *Prochlorococcus spp.* dominaba en con más de 80% la abundancia de la comunidad autotrófica. Sin embargo, a pesar de la presencia de estos grupos Durán-Campos et al., (2017) reportaron para el banco de Campeche grupos de cocolitofóridos, diatomeas y silicoflagelados.

Baines et al. (2012) hacen una importante observación acerca del sílice asociado con las

células de *Synechococcus*, y las implicaciones sobre la exportación de SiD hacia el fondo marino. Debido a que actualmente se cree que la acumulación de diatomeas altamente silicificadas en el Océano Antártico ejerce un control sobre el crecimiento de diatomeas en bajas latitudes, esto al reducir la relación de $\text{Si(OH)}_4 / \text{NO}_3^-$ dentro de las aguas intermedias y modales que suministran nutrientes a las aguas superficiales (Baines et al., 2012; Sarmiento et al., 2004). Baines et al. (2012) mencionan que para su área de estudio, el silice está unido externamente a las células de *Synechococcus*, y este es rápidamente intercambiable con el agua circundante, las implicaciones para la exportación de silice pueden ser mínimas. Sin embargo, si el silice está dentro de la pared celular de *Synechococcus*, la exportación hacia el fondo podría atribuirse al hundimiento de silice dentro de estos organismos, además de que esta influencia podría ser mayor si en *Prochlorococcus* también se acumulan cantidades sustanciales de silice. Asimismo, hacen hincapié que a pesar de la forma en la que se encuentre el silice dentro de las células, la alta abundancia y distribución cosmopolita de las picocianobacterias sugieren que ejercen una influencia en el ciclo del silicio marino.

Como ya se observó, el contenido de Si(OH)_4 y los mecanismos de exportación hacia el fondo marino en ambientes oligotróficos, y en especial para el GoM, permanecen poco claros. De ahí destaca la importancia del monitoreo del SiD, puesto que pueden tener implicaciones en la producción primaria y los flujos de carbono en ambientes marinos oligotróficos.

IX. Conclusión

La distribución del Si(OH)_4 en el GoM durante las campañas oceanográficas de XIXIMI-2 Y XIXIMI-3 , parecen estar fuertemente influenciadas por los remolinos anticiclónicos y ciclónicos. No hubo diferencias substanciales en el contenido de Si(OH)_4 entre regiones, ni se encontró alguna asociación a la mezcla invernal, esto debido a que la mesoescala parecía tener un papel fundamental en la distribución del Si(OH)_4 .

Por otro lado, el cálculo de Si^* podría ayudar a inferir enriquecimiento o empobrecimiento dentro de la cuenca. No obstante, para hacer dichas especulaciones se necesita tener una alta confiabilidad en la calidad de los datos. Por otra parte, el Si^* obtenido podría ser una futura herramienta como trazador de masas de aguas, y probablemente, ayude a discernir mejor al GW del SUW, y podría ser otra evidencia para la presencia de EDW dentro del GoM.

Finalmente, se ha mencionado la importancia del Si(OH)_4 en la producción, principalmente, de diatomeas y el papel que éstas pueden tener en el hundimiento de partículas y secuestro del carbono hacia el fondo marino. Sin embargo, las picocianobacterias parecen desempeñar un rol importante en la exportación del silice, y aunque los mecanismos de enriquecimiento dentro del GoM no están claros, estos organismos podrían ejercer una gran influencia en el ciclo del silice en la cuenca.

X. Referencias

- Alvera-Azcárate, A., Barth, A., Weisberg, R.H., 2009. The Surface Circulation of the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico as Inferred from Satellite Altimetry. *J. Phys. Oceanogr.* 39, 640–657. <https://doi.org/10.1175/2008JPO3765.1>
- Baines, S.B., Twining, B.S., Brzezinski, M.A., Krause, J.W., Vogt, S., Assael, D., McDaniel, H., 2012. Significant silicon accumulation by marine picocyanobacteria. *Nat. Geosci.* 5, 886–891. <https://doi.org/10.1038/ngeo1641>
- Brokaw, R.J., Subrahmanyam, B., Morey, S.L., 2019. Loop Current and Eddy-Driven Salinity Variability in the Gulf of Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 1–9. <https://doi.org/10.1029/2019GL082931>
- Brzezinski, M.A., Krause, J.W., Baines, S.B., Collier, J.L., Ohnemus, D.C., Twining, B.S., 2017. Patterns and regulation of silicon accumulation in *Synechococcus* spp. *J. Phycol.* 53, 746–761. <https://doi.org/10.1111/jpy.12545>
- Bunge, L., Ochoa, J., Badan, A., Candela, J., Sheinbaum, J., 2002. Deep flows in the Yucatan Channel and their relation to changes in the Loop Current extension. *J. Geophys. Res. Ocean.* 107, 26-1-26–7. <https://doi.org/10.1029/2001JC001256>
- Candela, J., Sheinbaum, J., Ochoa, J., Badan, A., Leben, R., 2002. The potential vorticity flux through the Yucatan Channel and the Loop Current in the Gulf of Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 29, 16-1-16–4. <https://doi.org/10.1029/2002GL015587>
- Cardona, Y., Bracco, A., 2016. Predictability of mesoscale circulation throughout the water column in the Gulf of Mexico. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 129, 332–349. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2014.01.008>
- Chang, Y.-L., Oey, L.-Y., 2011. Loop Current Cycle: Coupled Response of the Loop Current with Deep Flows. *J. Phys. Oceanogr.* 41, 458–471. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4479.1>
- de la Lanza, E.G., Gómez, R.J.C., 2004. Características físicas y químicas del Golfo de México., *Diagnóstico ambiental del Golfo de México.*
- Dubranna, J., Pérez-Brunius, P., López, M., Candela, J., 2011. Circulation over the continental shelf of the western and southwestern Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res. Ocean.* 116. <https://doi.org/10.1029/2011JC007007>
- Ducklow, H., Steinberg, D., Buesseler, K., 2001. Upper Ocean Carbon Export and the Biological Pump. *Oceanography* 14, 50–58. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2001.06>

- Durak, G.M., Taylor, A.R., Walker, C.E., Probert, I., De Vargas, C., Audic, S., Schroeder, D., Brownlee, C., Wheeler, G.L., 2016. A role for diatom-like silicon transporters in calcifying coccolithophores. *Nat. Commun.* 7. <https://doi.org/10.1038/ncomms10543>
- Durán-Campos, E., Salas-de-León, D.A., Monreal-Gómez, M.A., Coria-Monter, E., 2017. Patterns of chlorophyll-a distribution linked to mesoscale structures in two contrasting areas Campeche Canyon and Bank, Southern Gulf of Mexico. *J. Sea Res.* 123, 30–38. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2017.03.013>
- Expósito-Díaz, G., Salas-de León, D., Monreal-Gómez, M.A., Salas-Monreal, D., Vázquez-Gutiérrez, F., 2009. Inertial currents in the southern Gulf of Mexico Corrientes inerciales en el sur del Golfo de México. *Ciencias Mar.* 35, 287–296.
- Giering, S.L.C., Centre, N.O., Humphreys, M.P., 2018. Encyclopedia of Geochemistry. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-39193-9>
- Guidi, L., Chaffron, S., Bittner, L., Eveillard, D., Larhlimi, A., Roux, S., Darzi, Y., Audic, S., Berline, L., Brum, J.R., Coelho, L.P., Espinoza, J.C.I., Malviya, S., Sunagawa, S., Dimier, C., Kandels-Lewis, S., Picheral, M., Poulain, J., Searson, S., Stemmann, L., Not, F., Hingamp, P., Speich, S., Follows, M., Karp-Boss, L., Boss, E., Ogata, H., Pesant, S., Weissenbach, J., Wincker, P., Acinas, S.G., Bork, P., De Vargas, C., Iudicone, D., Sullivan, M.B., Raes, J., Karsenti, E., Bowler, C., Gorsky, G., 2016. Plankton networks driving carbon export in the oligotrophic ocean. *Nature* 532, 465–470. <https://doi.org/10.1038/nature16942>
- Jochens, A.E., DiMarco, S.F., 2008a. Physical oceanographic conditions in the deepwater Gulf of Mexico in summer 2000-2002. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 55, 2541–2554. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.07.003>
- Jochens, A.E., DiMarco, S.F., 2008b. Physical oceanographic conditions in the deepwater Gulf of Mexico in summer 2000-2002. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 55, 2541–2554. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.07.003>
- Kaur, A., Hernandez-Fernaund, J.R., Aguilo-Ferretjans, M. del M., Wellington, E.M., Christie-Oleza, J.A., 2018. 100 Days of marine *Synechococcus*–*Ruegeria pomeroyi* interaction: A detailed analysis of the exoproteome. *Environ. Microbiol.* 20, 785–799. <https://doi.org/10.1111/1462-2920.14012>
- Kim, I.N., Min, D.H., 2013. Temporal variation of summertime denitrification rates in the Texas-Louisiana inner shelf region in the Gulf of Mexico: A modeling approach using the extended OMP analysis. *Cont. Shelf Res.* 66, 49–57. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.07.005>

- Le Hénaff, M., Kourafalou, V.H., Morel, Y., Srinivasan, A., 2012. Simulating the dynamics and intensification of cyclonic Loop Current Frontal Eddies in the Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res. Ocean.* 117, 1–20. <https://doi.org/10.1029/2011JC007279>
- Leffanue, H., Tomczak, M., 2004. Using OMP analysis to observe temporal variability in water mass distribution. *J. Mar. Syst.* 48, 3–14. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2003.07.004>
- Linacre, L., Lara-Lara, R., Camacho-Ibar, V., Herguera, J.C., Bazán-Guzmán, C., Ferreira-Bartrina, V., 2015. Distribution pattern of picoplankton carbon biomass linked to mesoscale dynamics in the southern gulf of Mexico during winter conditions. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 106, 55–67. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.09.009>
- Luiza, M., Ferreira, D.C., Kerr, R., 2017. Source Water Distribution and Quantification of North Atlantic Deep Water and Antarctic Bottom Water in the Atlantic Ocean Laboratório de Estudos dos Oceanos e Clima (LEOC), Instituto de. Prog. Oceanogr. 153, 66–83. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.04.003>
- Merino, M., 1997. Upwelling on the Yucatan Shelf: Hydrographic evidence. *J. Mar. Syst.* 13, 101–121. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(96\)00123-6](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(96)00123-6)
- Metcalf G.W.(1976). Caribbean-Atlantic Water exchange Through the Anageda-Jungfern Passage.*Journal of Geophysical Research* 81(36), 6401-6409.
- Morrison, J. M., Merrell, W. J., Key, R. M., & Key, T. C. (1983). Property distributions and deep chemical measurements within the western Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 88(C4), 2601. doi:10.1029/jc088ic04p02601
- Muller-Karger, F.E., Smith, J.P., Werner, S., Chen, R., Roffer, M., Liu, Y., Muhling, B., Lindo-Atichati, D., Lamkin, J., Cerdeira-Estrada, S., Enfield, D.B., 2015. Natural variability of surface oceanographic conditions in the offshore Gulf of Mexico. *Prog. Oceanogr.* 134, 54–76. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.12.007>
- Nelson D. M. and Dortch Q. (1996) Silicic acid depletion and silicon limitation in the plume of the Mississippi River: evidence from kinetic studies in spring and summer. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 136, 163–178.
- En De La Rocha C.L. 2003. The Biological Pump. *Treatise on Geochemistry. Volume 6*; (ISBN: 0-08-044341-9); pp. 83–111.
- Nowlin, W.D., A. F Jochens, S.F. DiMarco, and R.O. Reid (2000) en Continental Shelf Associates, Inc. 2000. Deepwater Gulf of Mexico Environmental and Socioeconomic Data Search and Literature Synthesis. Volume I: Narrative Report. U.S. Department of the Interior, Minerals Management Service, Gulf of Mexico OCS Region, New Orleans, LA. OCS Study MMS 2000-049. 340 pp.

- Ohnemus, D.C., Rauschenberg, S., Krause, J.W., Brzezinski, M.A., Collier, J.L., Geraci-Yee, S., Baines, S.B., Twining, B.S., 2016. Silicon content of individual cells of *Synechococcus* from the North Atlantic Ocean. *Mar. Chem.* 187, 16–24. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2016.10.003>
- Pasqueron De Fommervault, O., Perez-Brunius, P., Damien, P., Camacho-Ibar, V.F., Sheinbaum, J., 2017. Temporal variability of chlorophyll distribution in the Gulf of Mexico: Bio-optical data from profiling floats. *Biogeosciences* 14, 5647–5662. <https://doi.org/10.5194/bg-14-5647-2017>
- Pérez-Brunius, P., García-Carrillo, P., Dubranna, J., Sheinbaum, J., Candela, J., 2013. Direct observations of the upper layer circulation in the southern Gulf of Mexico. *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 85, 182–194. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.07.020>
- Portela, E., Tenreiro, M., Pallàs-Sanz, E., Meunier, T., Ruiz-Angulo, A., Sosa-Gutiérrez, R., Cusí, S., 2018. Hydrography of the Central and Western Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res. Ocean.* 123, 5134–5149. <https://doi.org/10.1029/2018JC013813>
- Quéguiner, B., 2016. The Biogeochemical Cycle of Silicon in the Ocean. *Biogeochem. Cycle Silicon Ocean* 1–130. <https://doi.org/10.1002/9781119136880>
- Riley, J.P. y R. Chester. (1989). *Introducción a la química marina*. A.G.T, Editor. México, D.F. 459 pp.
- Rivas, D., Badan A. y Ochoa J. (2005). The Ventilation of the Deep Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.* 35: 1763–1780.
- Rhein, M., Kirchner, K., Mertens, C., Steinfeldt, R., Walter, M., Fleischmann-Wischnath, U., 2005. Transport of South Atlantic water through the passages south of Guadeloupe and across 16°N, 2000–2004. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 52, 2234–2249. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2005.08.003>
- Richardson, P.L., 1983. Eddy Kinetic Energy in the North Atlantic From Surface Drifters. *J. Geophys. Res.* 88, 4355–4367. <https://doi.org/10.1029/JC088iC07p04355>
- Sarmiento, J.L., Gruber, N., Brzezinski, A., Dunne, J.P., 2004. High latitude controls of thermohaline nutrients and low latitude biological productivity. *Nature* 427, 56–60. <https://doi.org/10.1038/nature02204.1>
- Sarmiento, J.L., Gruber, N., Brzezinski, M.A., Dunne, J.P., 2004. CORRECTIONS & AMENDMENTS thermocline nutrients and low latitude biological productivity 427, 0–5. <https://doi.org/10.1038/nature10605>

- Tréguer, P.J., De La Rocha, C.L., 2013. The World Ocean Silica Cycle. *Ann. Rev. Mar. Sci.* 5, 477–501. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-121211-172346>
- Ulloa, M.J., Álvarez-Torres, P., Horak-Romo, K.P., Ortega-Izaguirre, R., 2017. Harmful algal blooms and eutrophication along the mexican coast of the Gulf of Mexico large marine ecosystem. *Environ. Dev.* 22, 120–128. <https://doi.org/10.1016/j.envdev.2016.10.007>
- While, J., Haines, K., 2010. A comparison of the variability of biological nutrients against depth and potential density. *Biogeosciences* 7, 1263–1269. <https://doi.org/10.5194/bg-7-1263-2010>
- Zavala-Hidalgo, J., Romero-Centeno, R., Mateos-Jasso, A., Morey, S.L., Martínez-López, B., 2014. The response of the Gulf of Mexico to wind and heat flux forcing: What has been learned in recent years? *Atmosfera* 27, 317–334. [https://doi.org/10.1016/S0187-6236\(14\)71119-1](https://doi.org/10.1016/S0187-6236(14)71119-1)