



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

ESTUDIO PALEOECOLÓGICO EN EL GOLFO DE MÉXICO
EMPLEANDO FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS COMO
INDICADORES AMBIENTALES DURANTE EL PLEISTOCENO
TARDÍO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

B I Ó L O G A

P R E S E N T A

ARANTZA CASAS ORTIZ

DIRECTORA DE TESIS
DRA. ELSA ARELLANO TORRES

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD.MX 2022





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Hoja de datos.

Datos del alumno

Casas

Ortiz

Arantza

5568040577

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Biología

312294623

Datos de la tutora

Dra.

Elsa

Arellano

Torres

Datos del sinodal 1

Dr.

Frank Raul

Gio

Argáez

Datos del sinodal 2

Dr.

Juan Francisco

Sánchez

Beristain

Datos del sinodal 3

Dra.

María de la Luz

Espinosa

Fuentes

Datos del sinodal 4

Dr.

Alejandro

Estradas

Romero

Datos del escrito

Casas-Ortiz, A. (2022) Estudio Paleoecológico en el Golfo de México empleando foraminíferos planctónicos como indicadores ambientales durante el Pleistoceno Tardío. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias, UNAM. Ciudad de México. 91 p.

*A Mamarisa y Néstor Casas.
Porque gracias a sus nombres, el mio logró este
gran proyecto.*

*A mamá M y Papá K.
Porque llegamos hasta el final.*

*A mamá Ita.
Porque este logro también te pertenece.*

Agradecimientos académicos.

Agradezco infinitamente a la Universidad Nacional Autónoma de México por abrirme las puertas y ser mi hogar desde el bachillerato hasta la Licenciatura.

A la Facultad de Ciencias por darme un lugar en sus aulas, brindarme las bases de mi carrera y mostrarme el camino para mi formación como científica.

A los profesores que me acompañaron en mi trayectoria universitaria, que me guiaron e inspiraron para mi futuro profesional.

Agradezco al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) proyecto IN118220 titulado “Variabilidad climática natural del Cuaternario tardío a partir de reconstrucciones de temperatura y salinidad superficial del Golfo de México”.

Agradezco infinitamente a la Dra. Elsa Arellano por darme la oportunidad de retomar mi camino en esta etapa. Le agradezco por guiarme a lo largo de este proyecto, por su dedicación y paciencia en estos tiempos tan complicados y brindarme una luz en tiempos de pandemia.

Agradezco nuevamente a la Dra. Elsa Arellano y su familia, por la confianza y el espacio seguro que me brindaron para comenzar este proyecto, sin su apoyo y su grata confianza, esto no hubiera sido posible.

Finalmente, agradezco al Dr. Gio Argáez, el Dr. Sánchez Beristain, la Dra. Espinosa Fuentes y el Dr. Estradas Romero por su tiempo y oportunas observaciones que enriquecieron significativamente el contenido de este trabajo.

Agradecimientos personales.

A mis papás, Néstor Casas e Isabel Ortiz, por ser el pilar principal de mi vida. Ustedes me han guiado en cada paso de mi camino. Les agradezco hasta la eternidad por la confianza y las muchas oportunidades que me han permitido llegar hasta aquí.

A mis hermanas, Ari y Aura, por escucharme y apoyarme en cada momento. Por ser mis más fieles confidentes, por acompañarme los tiempos más difíciles y festejar los más felices conmigo. Las amo con todo mi ser y es imposible imaginar un mundo sin ustedes.

A Daniel Mendiola, mi Dani. Por estar a mi lado, por tu comprensión y cariño en esta etapa final. Si bien muchas veces el camino parece muy difícil, tu ejemplo y compañía me inspiran a seguir adelante.

A mis amigos:

Monse Bazaldúa, por tu amistad, tu confianza y tu apoyo. Te estaré eternamente agradecida porque, de no ser por ti, seguiría perdida en el mundo del polen.

A Astrid Mora, por ser una amiga tan divertida y la mejor compañera de laboratorio. Tu ayuda y guía siempre fueron oportunas.

A Abril Amezcua, valoro mucho haber coincidido contigo, gracias.

A Melisa Ostos, por ser mi mejor amiga desde el inicio de esta etapa y compartir tanto conmigo. Hemos llegado hasta el final.

A Yedid, ser tu amiga fue una de las mejores cosas que me pasaron en la universidad. Agradezco tu tiempo, tu confianza y el cariño que me has dado.

A Odilón, jamás olvidaré esas pláticas motivacionales con los ánimos devastados. Juntos comenzamos y juntos terminamos. Tu amistad me ha mantenido a flote en los tiempos más oscuros

A Daniel Pérez, por ser uno de mis mejores amigos. Compartir clases y prácticas de campo fue de las mejores cosas que me pudieron haber pasado.

A Rodrigo Ramírez Pacheco, mi más viejo amigo. Por tu amistad y los ánimos a la distancia.

A la Dra. Arellano, por abrirme las puertas de su casa. Por la confianza y el apoyo que me brindó desde el Servicio Social.

A todos ustedes, que son un ejemplo a seguir para mi.

Al final, pero no menos importante, a mi Tita. Por acompañarme en mis noches de desvelos.

Índice general

Resumen.....	10
1. Introducción	
1.1 Aplicación de los estudios paleoecológicos.....	11
1.2 Justificación.....	13
1.3 Objetivos	14
1.4 Hipótesis	15
2. Marco teórico	
2.1 Foraminíferos	16
2.1.1 Foraminíferos de hábito planctónico.....	16
2.2 Bioestratigrafía.....	17
2.3 Geoquímica isotópica	19
3. Zona de estudio: Golfo de México	
3.1 Ubicación geográfica	20
3.2 Oceanografía	21
3.2.1 Circulación oceánica y corrientes	21
3.2.2 Características fisicoquímicas de las aguas	23
3.2.3 Productividad	26
3.3 Geología y sedimentos	29
3.3.1 Evolución tectónica	29
3.3.2 Relieve submarino	29
3.3.3 Sedimentos	30
4. Materiales y método	
4.1 Núcleo sedimentario	32
4.2 Procesamiento de muestras	32
4.3 Determinación de las especies de foraminíferos planctónicos	33
4.4 Distribución de las especies a lo largo del núcleo	33
4.5 Bioestratigrafía	33
4.6 Análisis geoquímicos de isotopía estable	34
4.7 Cronología	35
4.8 Análisis estadísticos	35
5. Resultados	
5.1 Abundancia y distribución de foraminíferos planctónicos	36
5.2 Bioestratigrafía	39
5.3 Cronobioestratigrafía	42
5.4 Isotopía	45
5.4.1 Análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$	45
5.5 Análisis estadísticos	46

5.5.1	Análisis de componentes principales	51
6.	Discusión	
6.1	Marco cronológico	54
6.2	Diagénesis temprana	54
6.3	Registros isotópicos	55
6.3.1	Análisis de la curva de $\delta^{18}\text{O}$	55
6.3.2	Análisis de la señal de $\delta^{13}\text{C}$	59
6.4	Patrones ecológicos de los foraminíferos planctónicos	63
6.5	Corriente de Lazo y Zona de Convergencia Inter-Tropical	66
6.6	Reconstrucción paleoambiental	68
7.	Conclusiones	70
8.	Referencias	71
	Anexos.....	86

Índice de Figuras.

Figura 1: Corriente de Lazo	22
Figura 2: Temperatura superficial del mar del GM en el invierno con intervalos entre 10-30°C. Imagen tomada de https://giovanni.gsfc.nasa.gov (Sea Surface Temperature at 11 microns (Day) Monthly_9km MODIS-aqua. MODISA_L3m).....	24
Figura 3: Temperatura superficial del mar en verano con intervalos entre 25-30°C. Imagen tomada de Imagen tomada de https://giovanni.gsfc.nasa.gov (Sea Surface Temperature at 11 microns (Day) Monthly_9km MODIS-aqua. MODISA_L3m).....	25
Figura 4: Salinidad del GM a) en verano y b) en invierno con intervalos de 32.4‰-36.6‰.....	26
Figura 5: Media anual de concentración de clorofila-a de SeaWiFS para el periodo 1997-2007..	28
Figura 6: Mapa de distribución de los principales sedimentos del GM	31
Figura 7: Mapa de la ubicación del núcleo EN032-18PC.....	32
Figura 8: Abundancia absoluta de foraminíferos planctónicos y distribución de <i>G. ruber</i> , <i>G. sacculifer</i> , <i>G. crassaformis</i> , <i>G. truncatulinoides</i> y <i>N. dutertrei</i> a lo largo del núcleo.....	38
Figura 9: Distribución y abundancia de <i>G. inflata</i> y <i>G. menardii</i> e identificación de las 5 zonas en relación con los trabajos previos de Martin et al. (1993) y Martinez et al. (2007).....	39
Figura 10: Correlación de las zonas identificadas en referencia a los núcleos 625B de Martin et al. (1993), y ODP 999 A de Martinez et al. (2007).....	41
Figura 11: Interpolación lineal de los puntos de anclaje con un error estándar de 0.05.....	43
Figura 12: Correspondencia isotópica de los 5 escenarios isotópicos marinos identificados en referencia del LR04-stack de Lisieki y Raymo (2005), y el ODP 999 A de Martinez et al. (2007) a partir del $\delta^{18}\text{O}$ en testas de <i>G. ruber</i> . Correlación de las 5 zonas ubicadas a partir de las abundancias en <i>G. inflata</i> y <i>G. menardii</i>	44
Figura 13: Curva isotópica de (A) $\delta^{18}\text{O}$ y (B) $\delta^{13}\text{C}$ en testas de <i>G. ruber</i> , <i>G. sacculifer</i> , y <i>N. dutertrei</i>	45
Figura 14: Gráfica de cajas y bigotes para $\delta^{18}\text{O}$ en testas de <i>G. ruber</i> , <i>G. sacculifer</i> y <i>N. dutertrei</i>	48
Figura 15: Gráfica de cajas y bigotes para $\delta^{13}\text{C}$ en testas de <i>G. ruber</i> , <i>G. sacculifer</i> y <i>N. dutertrei</i>	49
Figura 16: Gráfico de dispersión de los eigenvalores respecto a los 6 componentes calculados.....	51
Figura 17: Variables del componente o asociaciones de especies.....	52
Figura 18: Distribución de los componentes a lo largo de la secuencia.	53
Figura 19: Compilado final de gráficas para discusión.....	62

Índice de tablas.

Tabla 1: Análisis estadístico de las especies de foraminíferos seleccionados.....	36
Tabla 2: Correlación zonal respecto a la profundidad del núcleo EN32-18PC respecto a los núcleos 625B (Martin et al. 1990) y 999A (Martinez et al. 2007).....	42
Tabla 3: Puntos de anclaje tomados en referencia a los trabajos de Martin et al. (1990) y Martinez et al. (2007).....	42
Tabla 4: Estadística descriptiva del análisis de $\delta^{18}\text{O}$ en <i>G. ruber</i> , <i>G. sacculifer</i> y <i>N. dutertrei</i>	46
Tabla 5: Estadística descriptiva del análisis de $\delta^{13}\text{C}$ en <i>G. ruber</i> , <i>G. sacculifer</i> y <i>N. dutertrei</i>	47
Tabla 6: Prueba de normalidad Shapiro-Wilk para $\delta^{18}\text{O}$ ($\alpha=0.05$).....	48
Tabla 7: Prueba de normalidad Shapiro Wilk para $\delta^{13}\text{C}$ ($\alpha=0.05$).....	49
Tabla 8: Prueba Kruskal-Wallis para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en testas de <i>G. ruber</i> , <i>G. sacculifer</i> y <i>N. dutertrei</i> ($\alpha=0.05$).....	50
Tabla 9: Resumen del análisis de componentes principales.....	51
Tabla 10: Variables del componente.....	52
Anexo 1	86
Anexo 2	88
Anexo 3	89

Resumen.

Considerando que las alteraciones del medio ambiente modifican, no solo la distribución y abundancia de los organismos, sino también sistemas ecológicos como respuesta a las variaciones del entorno, en esta tesis se realizó un trabajo de reconstrucción paleoecológica para investigar los patrones de cambio en diferentes especies, así como una reconstrucción paleoceanográfica.

Con la finalidad de reconstruir condiciones ambientales del pasado, en esta investigación delimitamos el marco cronológico entre 320 ka y 70 ka empleando un análisis bioestratigráfico con especies de foraminíferos planctónicos, con ayuda de la curva isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ y el stack LR04 (Lisiecky y Raymo, 2005) en el núcleo EN32-18PC extraído al suroeste del golfo de México.

El análisis de las curvas isotópicas del $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ y el estudio paleoecológico de las especies de foraminíferos planctónicos *Globigerina inflata*, *Trilobatus sacculifer*, *Globorotalia menardii*, *Globigerinoides ruber*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Globorotalia crassaformis* y *Globorotalia truncatulinoides* permitieron reconstruir tres escenarios climáticos durante el Pleistoceno tardío: 1) Condiciones glaciales no muy frías, de aguas mesotróficas de alta salinidad y una capa de mezcla homogénea. 2) Interglaciales cálidos de aguas oligotróficas de alta salinidad, con aguas superficiales mezcladas y subsuperficiales estratificadas. 3) Transiciones glaciales-interglaciales con mayor contenido de nutrientes y florecimiento de plancton posiblemente relacionados con los cambios en los regímenes de circulación oceánica y atmosférica. De esta manera se logró asentar un antecedente para posteriores estudios de geoquímica isotópica en foraminíferos planctónicos, usados en la reconstrucción paleoambiental en la región este del golfo de México.

1. Introducción.

1.1 Aplicación de los estudios Paleoecológicos

El océano es un componente fundamental para el Sistema Tierra y sus ecosistemas. Provee servicios esenciales para la vida y, por tanto, para los seres humanos (UNGA, 2016). Entre sus servicios, el océano destaca como un regulador del clima y un componente fundamental en los ciclos biogeoquímicos, por lo que su análisis a través de diversas escalas de tiempo y espacio son relevantes para comprender sus variaciones y procesos. Actualmente, las actividades antropogénicas modifican las características oceanográficas y sus ecosistemas a una velocidad tan rápida, que a los seres vivos les resultará difícil adaptarse (Brierley & Kingsford, 2009). Por lo anterior, el estudio de las tendencias de largo plazo nos ayuda a entender procesos y variaciones paleoclimáticas de escala natural (Barnes, 1999).

La región oceánica del Golfo de México provee servicios esenciales para el sustento humano y otras comunidades biológicas, a la vez que influye en las propiedades de las corrientes marinas regionales y hemisféricas (Turner & Rabalais, 2019). El golfo posee una ubicación clave para transferir humedad y calor desde el trópico hacia los continentes y las altas latitudes (Sturges, *et al.*, 2005). Ahora bien, el estudio del registro de organismos planctónicos en sedimentos del Golfo de México es clave para entender las directrices hidrográficas, procesos ecológicos y oceanográficos que se han presentado en la región (Turner & Rabalais, 2019).

Para realizar este estudio, se analizó un núcleo de sedimento marino colectado dentro del área de influencia de la Corriente de Lazo, siendo además una zona de desarrollo y paso de tormentas tropicales y huracanes, importante para determinar el clima de nuestro país (INEGI, 2021). Los núcleos de sedimento marino nos permiten acceder a una alta resolución espacial y temporal porque poseen condiciones de depósito continuas e ininterrumpidas (Barnes, 1999). En estos registros de largo plazo, nuestros principales indicadores ecológicos y oceanográficos serán los foraminíferos planctónicos, colectados del sedimento. Los foraminíferos planctónicos son excelentes paleo-indicadores que reflejan con facilidad las condiciones de su hábitat en un momento y lugar determinados

(Kucera, 2007). Con ellos, reconstruiremos la paleoecología de la comunidad de aguas superficiales, tras analizar sus señales geoquímicas, la bioestratigrafía y la distribución de las especies principales.

Hay diferentes trabajos en el Golfo de México referentes a paleoceanografía y paleoclimatología, en su mayoría pertenecen a la porción norte (Brunner, 1982; Poore *et al.*, 2003; Nürnberg *et al.*, 2008) y en menor proporción a la porción sur, en aguas mexicanas (Arellano & Machain, 2017; Ramos *et al.*, 2017). Tras saber que en el Golfo de México han ocurrido cambios hidrográficos a escala glacial-interglacial, se espera que nuestros indicadores biológicos sean sensibles a dichas variaciones, y permitan reconstruir escenarios de enfriamiento y calentamiento que han ocurrido en el pasado. En este proyecto realizaremos un estudio bioestratigráfico y paleoecológico en el Golfo de México basado en foraminíferos planctónicos con el objetivo de (1) afinar la cronología del núcleo estudiado y, (2) realizar reconstrucciones paleoambientales de las capas superficial y subsuperficial del mar. La temporalidad del estudio abarcará varios ciclos glaciales e interglaciales del Pleistoceno Tardío, *i.e.*, desde el MIS 9 (ca. 360 ka antes del presente (AP)) hasta el MIS 4 (ca. 70 ka años AP).

1.2 Justificación.

Con el fin de estudiar las condiciones ambientales y geoquímicas del océano que permitieron la presencia de distintas especies de foraminíferos durante el Pleistoceno Tardío. En particular se reconstruirá la paleoecología de la capa superficial-subsuperficial en que habitaban los foraminíferos del Golfo de México, para determinar cómo influyeron las transiciones climáticas de escala glacial-interglacial en poblaciones que aún existen.

1.3 Objetivos

- Acotar la cronología de un núcleo de sedimento colectado al oriente del Golfo de México, con base en la bioestratigrafía y la abundancia de especies de foraminíferos planctónicos para el Pleistoceno Tardío.
- Conocer la distribución de las especies de foraminíferos planctónicos ecológicamente más sensibles, en un núcleo de sedimento marino colectado al oriente del Golfo de México.
- Reconstruir, con base en la isotopía estable ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) analizada en testas de foraminíferos planctónicos, las características geoquímicas de la capa superficial y subsuperficial del océano (nivel del mar, estratificación y corrientes marinas locales) para entender sus cambios paleoecológicos.
- Identificar las fluctuaciones ambientales de las masas superficiales de agua en la región oriental del Golfo de México en el periodo representado en el núcleo de sedimento.

1.4 Hipótesis.

Las especies de foraminíferos planctónicos y su señal geoquímica isotópica serán sensibles a los cambios de escala glacial-interglacial, donde destacarán sus fluctuaciones en abundancia y en señales isotópicas, determinadas por cambios en los patrones hidrográficos de estratificación y circulación oceánica regional.

2. Marco teórico.

2.1 Foraminíferos.

Los foraminíferos son organismos unicelulares pertenecientes al Reino Protista, Phylum Foraminífera, Subphylum Rhizaria. Son protozoos principalmente marinos, de hábito planctónico o bentónico, y aunque son de vida libre, pueden encontrarse especies con simbiontes algales (Hemleben *et al.*, 1989). Su crecimiento se observa principalmente en la concha o testa, la cual se forma por la producción de nuevas cámaras que se adicionan sobre sí mismas formando un elaborado enrollamiento. Dentro de la testa se encuentra el citoplasma y los organelos, que migran progresivamente hacia las nuevas cámaras añadidas. A la apertura que se cierra por el crecimiento de una nueva cámara se le denomina *foramen*, dando origen así al nombre que los distingue. Dentro de la testa se encuentra el citoplasma y los cuerpos fibrilares (*rizópodos*) que les permiten controlar la flotabilidad, el movimiento, y su alimentación (Greiner, 1970).

2.1.1 Foraminíferos de hábito planctónico.

Los foraminíferos planctónicos son organismos que construyen una testa de calcita (CaCO_3) aunque algunos precipitan aragonita, una forma cristalizada del CaCO_3 (Todd & Blackmon 1956). Se distribuyen en la columna de agua de acuerdo con las condiciones fisicoquímicas y ecológicas de la misma (Kennet & Huddlestun, 1972a; Kennet & Huddlestun, 1972b). La distribución y abundancia de las especies está estrechamente relacionada con patrones ecológicos y las propiedades de las masas de agua superficiales. Es decir, las condiciones de la capa superficial del mar definen la composición de las comunidades de foraminíferos, su diversidad, así como la forma de la testa y la isotopía del O y C presentes (Hemleben *et al.*, 1989). El medio ambiente tiene la capacidad de modificar la distribución temporal y espacial de los organismos que habitan en él, por lo tanto, sistemas ecológicos completos se afectan por una o diversas variaciones en los parámetros físicos y químicos del entorno (Kucera, 2007). Por ejemplo, en los mares actuales destaca el trabajo de Kucera (2007) quien describe que las especies de foraminíferos planctónicos se agrupan en 5

categorías generales: aguas cálidas tropicales, aguas cálidas subtropicales, aguas templadas, aguas polares, y especies oportunistas sin preferencia específica.

Entonces, a partir del estudio de las asociaciones de especies de foraminíferos planctónicos podemos descifrar: (1) las señales oceanográficas registradas en la geoquímica de sus testas; y (2) tras realizar censos en las especies, obtendremos patrones y asociaciones ecológicas que cambian con el tiempo. Ambos tipos de información nos permitirá entender, no solo la respuesta de los organismos a condiciones temporales y espaciales específicas, sino sus variaciones y cambios en el pasado (Kucera, 2007).

2.2 Bioestratigrafía

La bioestratigrafía es la parte de la estratigrafía que estudia las evidencias de vida pasada o microfósiles conservados en los estratos. Ordena las unidades litológicas de acuerdo a su contenido fósil, con el objetivo de clasificar sistemáticamente los estratos, lo cual permite realizar correlaciones de distintas sucesiones litoestratigráficas (Hedberg, 1980).

Gracias a la amplia distribución de los foraminíferos en los océanos (Kucera, 2007) son microfósiles muy utilizados en micropaleontología y bioestratigrafía para establecer zonas, las cuales permiten datar y correlacionar rocas y/o sedimentos procedentes de perforaciones (Hemleben *et al.*, 1989).

En el Golfo de México se han realizado estudios para determinar la distribución estratigráfica de foraminíferos planctónicos durante el Pleistoceno Tardío. Por ejemplo, Kennet y Huddlestun (1972a) identificaron tres eventos interglaciales y dos eventos glaciales con distintos ensamblajes de foraminíferos, divididos en 18 zonas relacionados con distintos eventos paleoclimáticos. Principalmente en el Golfo de México, se han encontrado afinidades en los patrones de distribución de dos especies principales: *Globorotalia menardii* y *Globigerina inflata* (ampliamente caracterizadas en el Atlántico occidental y mar Caribe).

Los eventos glaciales e interglaciales descritos en los trabajos de Kennet y Huddlestun (1972a) muestran una correlación temporal determinante con los estadios isotópicos marinos (MIS) basados en la proporción de isótopos estables de

oxígeno en foraminíferos. Los MIS revelan eventos de gran magnitud temporal y espacial como glaciales e interglaciales, lo que, basado en sus patrones ecológicos, brindan información paleoclimática (Hemleben *et al.*, 1989).

Martin *et al.* (1993) estudiaron las abundancias relativas de *Globorotalia menardii* y *Globigerina inflata* en núcleos ubicados al noreste del golfo. En él, determinaron 17 subzonas en el Pleistoceno con asignaciones de edad para los límites de secuencia. Estos límites subzonales son coincidentes con otros sitios, y ayudan a proporcionar secuencias bioestratigráficas de alta resolución.

Martínez *et al.* (2007) plantearon distintos escenarios hidrográficos para el mar Caribe occidental, basados en los porcentajes de abundancia de foraminíferos planctónicos. Por ejemplo, ellos encontraron que entre 560-480 mil años se formó una termoclina poco profunda y bien oxigenada, con entrada de nutrientes de origen terrestre. Pero de los 480-20 mil años caracterizaron dos escenarios distintos: (1) una termoclina superficial y máximos de clorofila en etapas interglaciales y (2) una termoclina profunda con condiciones oligotróficas superficiales durante etapas glaciales. Condiciones que se evaluarán con este trabajo, para la porción oriental del Golfo de México.

Un proceso a considerar cuando se realizan análisis de identificación de microfósiles es la diagénesis, la cual es un conjunto de cambios físicos y bioquímicos que sufren las testas *post-mortem* una vez que se depositan en el fondo marino (Moore, 1989).

La diagénesis marina está condicionada por el entorno oceánico (profundidad) y el ambiente de sedimentación. El tipo de alteración diagenética temprana se clasifica en tres: 1) Disolución de la calcita: que en grandes profundidades puede disolver las testas, o por encima de la Profundidad de Compensación de la Calcita modificar la composición isotópica y elemental del CaCO_3 (Regenberg *et al.*, 2007; Pearson & Burgess, 2008). 2) Sobrecrecimiento: donde puede ocurrir que se agrega en grandes cantidades de calcita secundaria a la testa con composición geoquímica muy distinta a la original (Pearson & Burgess, 2008). Y 3) Recristalización: proceso en el cual se reemplaza la estructura microgranular interna de las testas por cristales mas grandes, e involucra procesos de disolución y precipitación en películas acuosas a escala local. (Pingitore, 1932; Pearson & Burgess, 2008).

2.3 Geoquímica isotópica

Las interacciones océano-atmósfera, como la evaporación y precipitación en la superficie oceánica, junto a los cambios termohalinos en densidad de los niveles oceánicos inferiores, intervienen en procesos de formación de masas de agua (Liu & Tanhua, 2021). Por tanto, se asume que la composición isotópica presente en las testas de foraminíferos corresponde con las condiciones geoquímicas del ambiente en que crecieron y formaron sus testas (Leng, 2006). A partir de los valores obtenidos del análisis isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ será útil ubicar similitudes con la geoquímica intrínseca de las aguas superficiales y subsuperficiales para establecer sus diferencias paleoecológicas. Las señales del fraccionamiento isotópico del ^{18}O nos ayudan a reconstruir características físicas como la temperatura y salinidad del agua, así como del volumen global del hielo y cambios en el nivel del mar. Los cuales están vinculados a procesos de fraccionamiento que ocurren durante el ciclo hidrológico y la formación de corrientes locales. El fraccionamiento isotópico puede variar de acuerdo a sus patrones de formación como la evaporación, precipitación y formación de hielo marino (Lorius & Merlivat, 1977; Lisiecky & Raymo, 2005).

Adicional a lo anterior, la señal de $\delta^{18}\text{O}$ se puede utilizar como un paleotermómetro. Por su relación en el fraccionamiento isotópico del oxígeno, el cambio de la temperatura con la señal isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ se calcula a partir de ecuaciones que vinculan el fraccionamiento isotópico de la calcita de las testas de foraminíferos ($\delta^{18}\text{O}_C$), y el fraccionamiento isotópico del agua de mar en donde calcificaron las testas ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$) sumado a la proporción isotópica estándar conocida para el agua de mar (VSMOW) (Bemis *et al.*, 1998; Waelbroeck *et al.*, 2002; Rohling *et al.*, 2021). En momentos pasados, el fraccionamiento isotópico de las testas se puede conocer simplemente midiendo el $\delta^{18}\text{O}_C$. Sin embargo, lo que limita y complica su uso como paleotermómetro es la falta de conocimiento del $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$, que tampoco son constantes en el tiempo. En el GM sólo se conocen los valores del $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW (VSMOW)}}$ actual (0.6‰) (LeGrande & Schmith, 2006), para Último Máximo Glacial (1.7‰) (Brennan *et al.*, 2012), y durante el MIS 6 (2.5-3‰) (Whitaker, 2008). El resto del tiempo o se asumen los anteriores o se interpolan, lo cual genera errores muy grandes para los valores

de la temperatura y por eso su uso se ha dejado a paleotermómetros como la razón Mg/Ca o las alkenonas ($U^{k'37}$) (Emiliani, 1955; Hoefs *et al.* 1998; Dekens *et al.*, 2002;) Por otra parte, las señales del fraccionamiento isotópico del ^{13}C brindan información sobre la parte orgánica e inorgánica del Ciclo del Carbono. El contenido de carbono orgánico (POC por sus siglas en inglés) de las aguas oceánicas y sus sedimentos, se obtiene tras analizar la isotopía de la materia orgánica ($\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$). La señal de $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$ otorga información de las condiciones en las que se fijó el carbono durante la fotosíntesis del plancton (Farquahr *et al.*, 1982; Popp *et al.*, 1997). Ahora bien, las señales isotópicas del carbono inorgánico disuelto (DIC por sus siglas en inglés) se obtienen con ayuda del análisis de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ realizado en carbonato de calcio. Organismos como los foraminíferos se usan como paleoindicadores para reconstruir propiedades de las masas de agua, vinculados a patrones de circulación oceánica regional. La reconstrucción de patrones de circulación oceánica se realiza siguiendo el rastro isotópico de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ en sus testas, dado que esta huella se fija durante la precipitación de la calcita (Dentith *et al.*, 2020), que a su vez se relaciona con la huella isotópica que dejan las corrientes marinas a su paso, y cuyo fraccionamiento isotópico varía con el tiempo y lugar de formación (Campos *et al.*, 2017).

3. Zona de estudio: Golfo de México.

3.1 Ubicación geográfica y clima.

El Golfo de México (GM) es una cuenca oceánica semicerrada que cubre un área de 1,550,000 km², ubicada al SE de Norte América y en el borde NO del océano Atlántico. El golfo está conectado al Atlántico Norte por el estrecho de Florida, y al mar Caribe por el canal de Yucatán (Uribe *et al.*, 2019) (Figura 1). El clima del Golfo de México varía de subtropical húmedo en el norte, a tropical húmedo y seco en el sur (Köppen, 1936). Está definido por la influencia de fuertes vientos del NE en el invierno, pero durante el verano, el incremento en la temperatura superficial del mar favorece la formación y presencia de tormentas tropicales y huracanes de junio a noviembre (INEGI, 2021).

3.2 Oceanografía

3.2.1 Circulación y corrientes

La circulación oceánica superficial del GM es conocida por ser un elemento clave en el clima del Atlántico Norte y la Circulación del Vuelco Meridional Atlántico (AMOC, por sus siglas en inglés). La corriente principal del golfo se conoce como Corriente de Lazo (CL). Esta corriente proviene del Atlántico SE como parte de la Corriente Sur Ecuatorial, que ingresa por el pasaje de las Antillas (Corriente de las Antillas) hacia el mar Caribe (Corriente del Caribe), transportando agua cálida y salada al GM a través del canal de Yucatán (Corriente de Yucatán). La CL al dirigirse hacia el estrecho de Florida gira en dirección horaria. Ahí se nombra como Corriente de Florida y finalmente, fluye hacia el Atlántico Norte como la Corriente del Golfo (Figura 1) (Johns *et al.*, 2002).

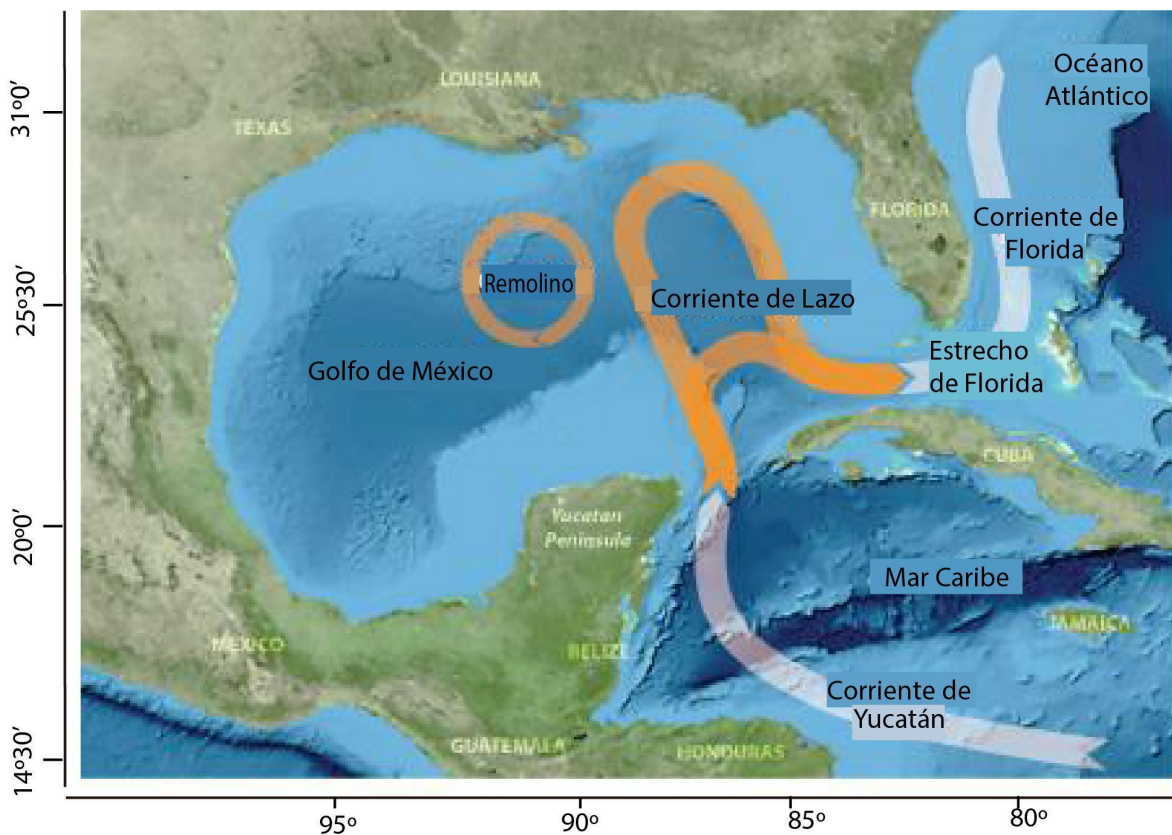


Figura 1 Corriente del Caribe atraviesa el canal de Yucatán formado por la Corriente de Lazo que fluye hacia el Atlántico norte por el estrecho de Florida. Un sistema de remolinos se desprenden de la Corriente de Lazo cuando ésta aumenta su velocidad durante el verano (forma extendida), y merma durante el invierno (forma contraída). Tomada y modificada del NOAA's Atlantic and Meteorological Laboratory.

Durante el verano, la CL se intensifica y penetra más profundamente en el GM (Hall & Leben, 2016). Estos pulsos, durante el incremento de la corriente, desprenden remolinos o giros anticiclónicos de más de 200 km de diámetro que transportan aguas cálidas hacia el talud continental frente a las costas de Tamaulipas y Texas. Las corrientes al oeste del GM son relativamente débiles, pero igualmente forman giros de mesoescala con patrones muy definidos durante el invierno y el verano. Estas variaciones están influenciadas por los vientos predominantes de la región y los patrones de circulación oceánica (Sturges *et al.*, 2005).

3.2.2 Características fisicoquímicas de las aguas.

Las aguas del Golfo de México están conformadas por masas de aguas derivadas del Atlántico Norte y el mar Caribe (Schimtz & Richardson, 1991). Según Cervantes *et al.* (2022), las masas de agua superficial de la región se caracterizan de la siguiente manera:

El *Agua Superficial del Caribe* (CSW, por sus siglas en inglés) se transporta por la CL y se localiza en la capa superficial. Es una mezcla de aguas superficiales del Atlántico Norte, aguas del río Amazonas y aguas fluviales de Sudamérica. La CSW se caracteriza por sus valores altos de salinidad ~36 a 36.6‰ y temperaturas $\geq 22^{\circ}\text{C}$, ubicadas en un rango de profundidad media de 170m. El *Agua Subsuperficial Subtropical del Atlántico Norte* (NASUW, por sus siglas en inglés) se identifica por un máximo de salinidad subsuperficial que se forma por la subducción de aguas mezcladas de la termoclina permanente de los giros subtropicales (Portela *et al.*, 2018). Se caracteriza por valores de salinidad de 36.6‰, con valores más altos en el estrecho de Yucatán de 36.92‰. Sin embargo, una vez dentro del golfo, cambia sus propiedades por procesos de evaporación formando parte de la CSW. Las temperaturas promedio tienen de 19 - 26°C en profundidades promedio 100-350m. El *Agua Común del Golfo* (GCW por sus siglas en inglés). La formación de esta masa de agua se da a partir de la mezcla de la CSW y la NASUW producida por los giros desprendidos de la CL. Tiene un rango de salinidad entre 36.3-36.6‰, temperaturas entre 18-22°C y profundidades de 0-200m en invierno y 30-200m en verano.

Por otra parte, las aguas profundas del golfo son el *Agua Central del Atlántico Tropical* (TACW por sus siglas en inglés) que tiene una salinidad entre 35.1-36.6‰, temperaturas de 9-13°C y profundidades de 300-700m. El *Agua Intermedia de la Antártida* (AAIW por sus siglas en inglés) tiene una salinidad entre 35.05-35.11‰, temperaturas de 5.5-6.5°C y profundidades de 740-900m y el *Agua Profunda del Atlántico Norte* (NADW por sus siglas en inglés) tiene una salinidad entre 35.15‰, temperaturas de 4-4.5°C y se encuentra a profundidades mayores de 1200m. (Portela *et al.*, 2018)

Las temperaturas superficiales del mar (TSM) son muy distintas durante el invierno y el verano. Durante el invierno se definen las isotermas este-oeste que reflejan

claramente incrementos de temperatura hacia el sur del golfo (entre 18-32°C). También en invierno, la región norte del Golfo de México registra temperaturas mínimas de 17°C con pequeñas variaciones estacionales, mientras que la región Sur registra mínimas de hasta 23.5°C (Figura 2) (Greiner 1970). Durante el verano, las temperaturas superficiales se registran homogéneamente en 30-32°C en todo el golfo (Figura 3) (Müller 2015).

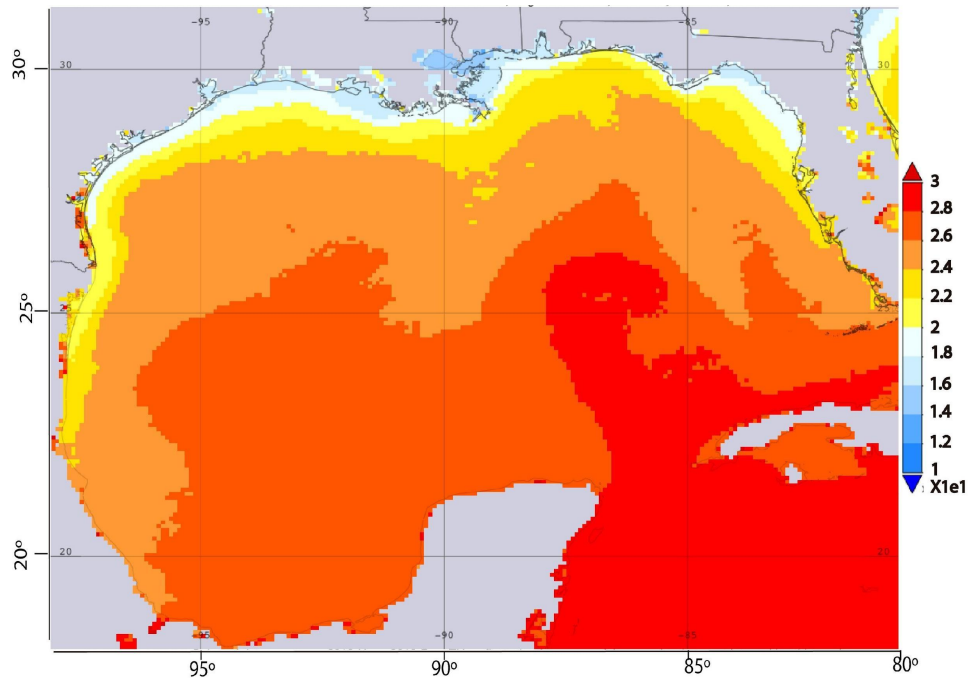


Figura 2 Temperatura superficial del mar del GM en el invierno con intervalos entre 10-30°C.
Tomado de: <https://giovanni.gsfc.nasa.gov> (Sea Surface Temperature at 11 microns (Day)
Monthly_9km MODIS-aqua. MODISA_L3m)

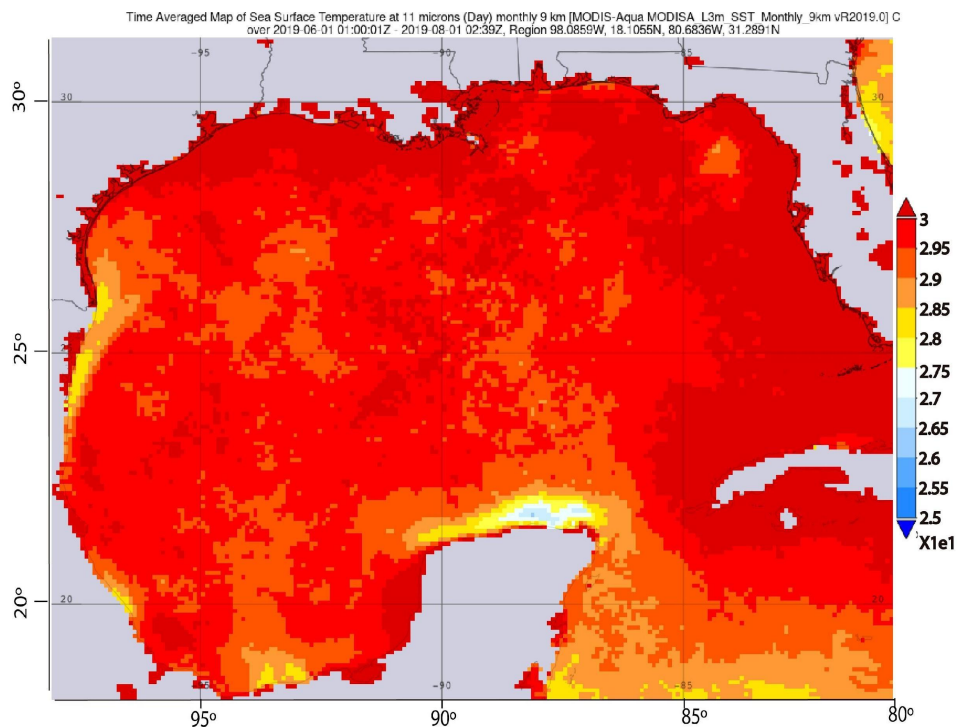


Figura 3 Temperatura superficial del mar en verano con intervalos entre 25-30°C. Tomado de: <https://giovanni.gsfc.nasa.gov> (Sea Surface Temperature at 11 microns (Day) Monthly_9km MODIS-aqua. MODISA_L3m)

La salinidad promedio del golfo es comparable a la del Atlántico Norte, y las salinidades superficiales promedian 36‰. Sin embargo, la salinidad oceánica disminuye en las regiones costeras reflejando los efectos de los aportes de agua dulce (Figura 4a-b). Al norte, en el complejo Mississippi-Atchafalaya la salinidad alcanza valores de 14-20‰; y al SO, en el complejo Grijalva-Usumacinta se encuentran valores de 32-33.5‰. Las salinidades subtropicales son notoriamente más altas con valores de 36-37.6‰ coincidiendo con las salinidades del mar Caribe que le dan origen (Sturges *et al* 2005).

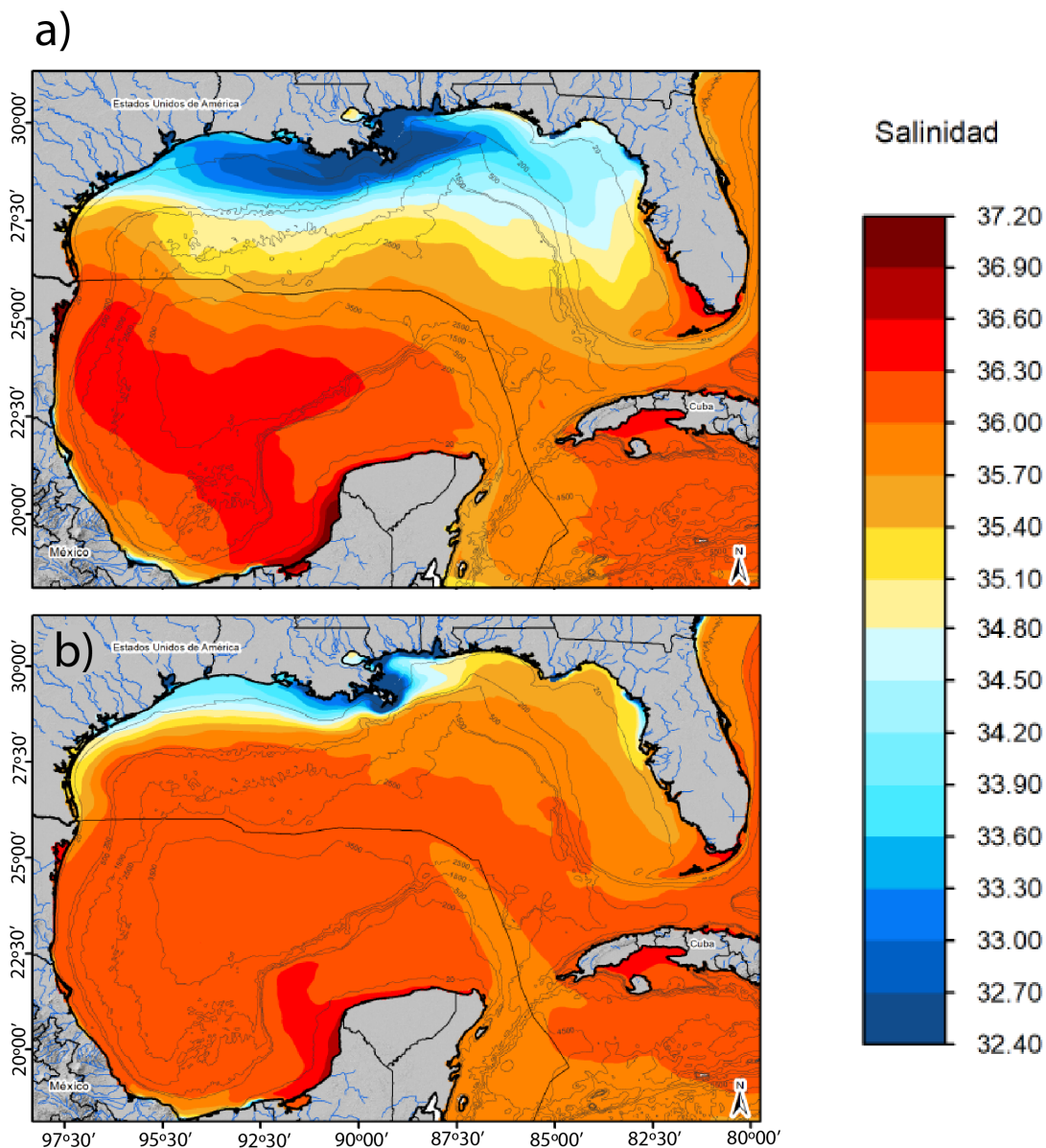


Figura 4 Salinidad del GM a) en verano y b) en invierno con intervalos de 32.4‰-36.6‰. Imagen tomada de Herzka, et al. (2021). "Atlas de línea base ambiental del Golfo de México"

3.2.3 Productividad

Considerando su contenido en fitoplancton y concentración de clorofila-a, las aguas superficiales del Golfo de México se pueden dividir en dos regiones: (i) aguas marinas profundas y oligotróficas, y (ii) aguas costeras eutróficas. Las aguas de la CL se consideran oligotróficas debido a su relativo aislamiento de las aguas eutróficas de la costa y la plataforma continental (Martinez & Zavala, 2009) (Figura 5). En extensión, la CL cubre más del 50% del área del golfo y como consecuencia, las aguas del mar abierto se consideran una región oligotrófica (Biggs., 1991). Sin

embargo, hay excepciones ubicadas en las zonas costeras en donde las variaciones temporales de productividad primaria están controladas principalmente por la descarga de los complejos Mississippi-Atchafalaya, Grijalva-Usumacinta, los ríos Pánuco, Papaloapan y Coatzacoalcos que son fuente de agua dulce y aporte de nutrientes. En las zonas de descarga fluvial, la distribución espacial del fitoplancton muestra los valores más altos de clorofila- a (Dunn, 1996; Martínez & Zavala, 2009) (Figura 6).

En el golfo, los patrones de circulación de mesoescala también favorecen la productividad biológica, regulando el transporte de aguas ricas en nutrientes que ejercen una gran influencia en el ciclo estacional de producción primaria y secundaria (Biggs, *et al* 1991) Por ejemplo, existen cuatro regiones donde se favorecen eventos de florecimiento fitoplanctónico muy característicos: (1) la circulación geostrófica sobre la plataforma continental Florida-Texas-Louisiana, (2) la inversión estacional de la circulación superficial, (3) la circulación geostrófica en las aguas occidentales, y (4) el afloramiento costero en el banco de Campeche (Zavala *et al* 2003; Salas, *et al* 2004).

Particularmente, en la región sureste del golfo se localiza un giro ciclónico casi permanente que favorece el afloramiento de nutrientes y por lo tanto el florecimiento estacional de fitoplancton y zooplancton. El banco de Campeche es un área de alta productividad durante todo el año, con cambios estacionales durante el otoño y el verano, asociados al aporte fluvial (Lorda *et al.*, 2019)

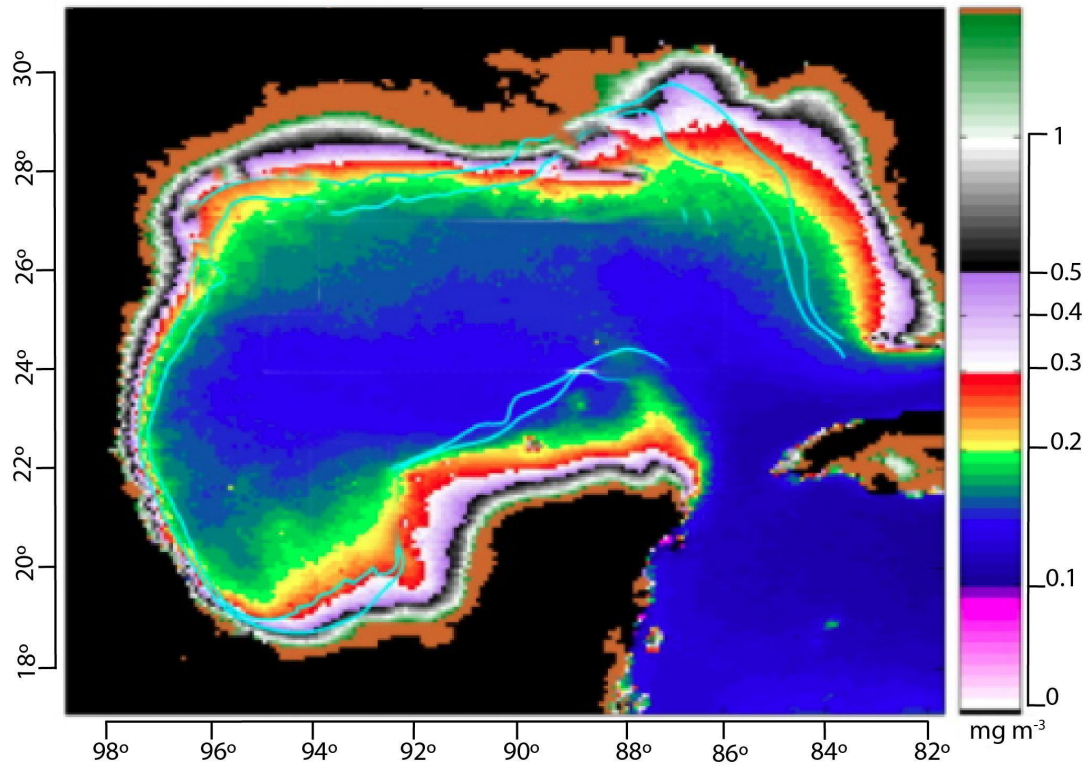


Figura 5 Media anual de concentración de clorofila-a de SeaWiFS para el periodo 1997-2007. Los valores superiores a 2mg m-3 se representan en marrón. Modificada de Martinez et al., 2009.

3.3 Geología y sedimentos.

3.3.1 Evolución tectónica

La evolución tectónica del golfo se remonta a hace 300 millones de años (Ma) como el resultado del hundimiento progresivo del piso oceánico, y a la fractura de Pangea hace 190 Ma (Day, *et al* 2004). Posteriormente, hace 180 Ma, la migración de Laurasia al Norte y Gondwana hacia el Sur formó un *rift* continental y depósito de lutitas rojas. Se estima que hace 162-132 Ma la incursión de aguas marinas al proto-golfo y el clima desértico facilitaron el depósito de grandes volúmenes de evaporitas y calizas (Trudgill, *et al* 1999). Hacia los 132 Ma se separan por completo los complejos salinos de Louann al norte y de Campeche al sur, mientras que en la zona abisal del centro del golfo se depositó sedimento arcilloso compuesto principalmente de material hemipelágico y turbidítico (Alzaga, *et al* 2009). Finalmente, hace 120 Ma, eventos geológicos como la subsidencia térmica y elevación de la Sierra Madre Oriental promovió el aporte de ~8-10 km de espesor de sedimentos (García & Dyment, 2022)

3.3.2 Relieve submarino

El golfo de México corresponde con un margen continental pasivo en donde se reconocen tres elementos principales de la corteza continental: la plataforma continental, el talud y el pie continental, y uno de corteza oceánica, la llanura de Sigsbee (Lugo, 2021).

La *plataforma continental* es una superficie nivelada, a excepción de las zonas en donde se encuentran arrecifes coralinos. En el norte, la plataforma tiene un rango en 210-480 km, mientras que en la zona colindante con el este de México su amplitud se reduce a 16-32 km. En la bahía de Campeche tiene una amplitud de 8 km que posteriormente se amplía a 260 km en Yucatán (Antoine & Pyle, 1970). El *talud continental* inicia a una profundidad promedio de 130 m (entre 200-2000 m). El relieve del talud es complejo, tiene laderas con pendientes suaves de 1-2° y en otras zonas alcanza una pendiente de 1.5-5°. Aunque también presenta escarpes de 20-30°. Las estructuras geológicas que presenta son cinturones de pliegue y

cabalgaduras a lo largo del talud continental (Bergantino, 1971). El *pie continental* tiene una pendiente de 1.5° en la parte superior y 10° en la base. Se encuentra a profundidades de 2000-3600 m. Finalmente, la *llanura abisal de Sigsbee* tiene 632 km de longitud y 420 km de ancho, abarca un tercio de la región del golfo, y se define a partir de los 3600 m de profundidad. Presenta dos zonas deprimidas en la región central limitadas por domos salinos de hasta 200-300 m de altura. (Garrison, *et al* 1973).

3.3.3 Sedimentos

De acuerdo con la clasificación de Balsam & Beeson (2003) los sedimentos del golfo son una mezcla de los sedimentos terrígenos sobre la plataforma Texas-Louisiana-Mississippi, de sedimento pelágico en la zona abisal y de carbonatos de calcio en la plataforma de Campeche-Yucatán y Florida. El CaCO₃ cubre aproximadamente un 90% del sedimento total del golfo y se distribuye principalmente de noreste a sureste, sobre el talud continental. En la zona norte del GM predominan las arcillas y los limos terrestres, así como arenas de cuarzo y arcillas calcáreas al noroeste. En la planicie abisal de Sigsbee, se distribuye una mezcla de sedimento pelágico carbonatado, foraminíferos, cocolitóforos y arcilla terrígena que proviene principalmente del río Mississippi. Mientras que en la región Sur se distribuyen arenas y lodos (*oozes*) calcáreos (Figura 6).

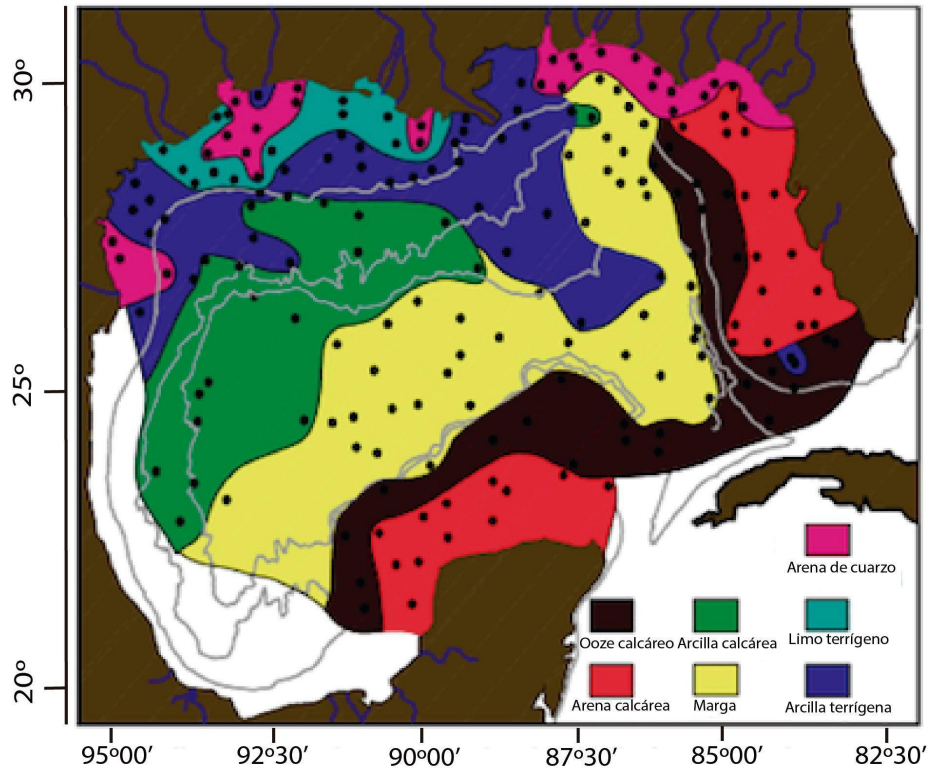


Figura 6 Mapa de distribución de los principales sedimentos del GM. Tomada y editada de Balsam & Beeson, 2003.

4. Materiales y métodos.

4.1 Núcleo sedimentario.

El núcleo de sedimento marino EN-032-18PC fue colectado a bordo del *R/V Endeavour* con un nucleador de pistón. El núcleo fue extraído en la región oriental del Golfo de México a una latitud 24.558°N, longitud 86.4917°W y profundidad de 2030 m (Figura 7). Se recuperó una longitud total de 6.72 m. Las muestras fueron donadas por el Repositorio de Muestras Geológicas Marinas de la Universidad de Rhode Island, EUA, gracias a la curadora Rebecca Robinson.

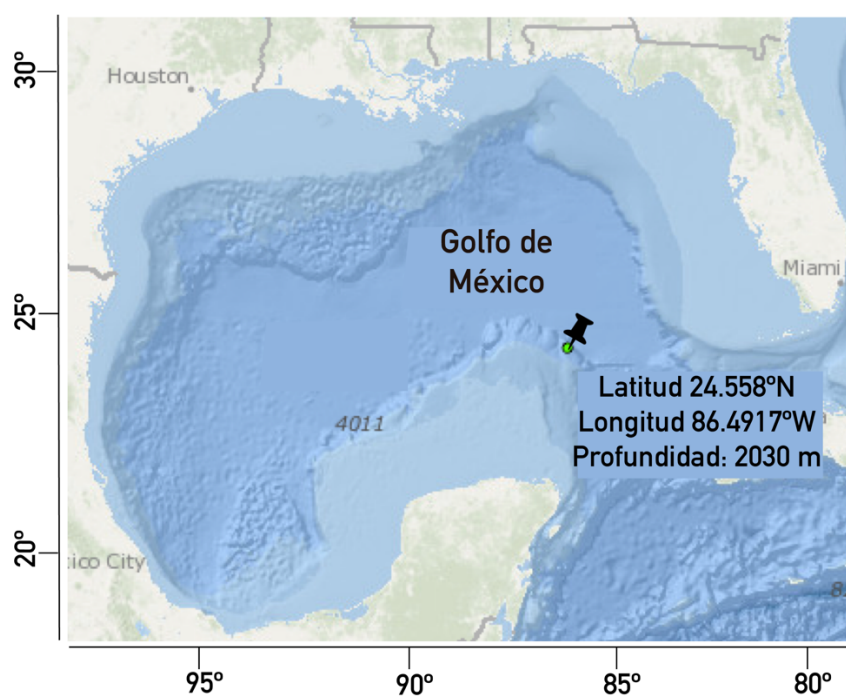


Figura 7 Mapa de la ubicación del núcleo EN032-18PC.

4.2 Procesamiento de muestras.

Del total de cada muestra, que pesaba 3 gr, se tomaron 0.5 g de sedimento seco a intervalos de 20 cm hasta cubrir toda su longitud. Las 35 muestras de sedimento se dejaron hidratar por 2 días, luego, cada una se tamizó con agua corriente a 30-40°C a través de un tamiz de 63µm de apertura. La fracción obtenida se dividió con un micropartidor *Otto* para extraer entre 300 - 500 especímenes de foraminíferos planctónicos por cada muestra.

4.3 Determinación de las especies de foraminíferos planctónicos.

Se identificaron 6 especies de acuerdo con las descripciones taxonómicas descritas por Parker (1962) y Kennett y Srinivasan (1983). Se utilizó la base de datos en línea de MICROTAX (Young *et al.*, 2017) para realizar una comparación de los ejemplares identificados con fotografías de microscopía óptica del catálogo de foraminíferos de MICROTAX.

La determinación de las 6 especies de foraminíferos planctónicos se utilizó para construir la bioestratigrafía del núcleo, así como por su sensibilidad ecológica, de acuerdo con la literatura. (Bé & Hamlin, 1967; Kennet & Huddlestun, 1972a; 1972b; Kipp, 1976; Dunn, 1996; Schiebel & Hemleben, 2017).

4.4 Distribución de especies a lo largo del núcleo

Se creó una base de datos con la distribución de las especies indicadoras y los valores isotópicos a lo largo del núcleo. Posteriormente, se realizaron tablas y gráficas de abundancia absoluta (individuos/gramo) y abundancia relativa (porcentajes) para los foraminíferos planctónicos identificados.

Para establecer las asociaciones de foraminíferos presentes a lo largo del núcleo y poder reconstruir su paleoecología, se emplearon análisis multivariados que nos facilitaron la creación de tendencias a escala glacial-interglacial. En particular, el análisis de componentes principales simplificó las relaciones entre los datos bioestratigráficos e isotópicos para entender su estructura. Esta técnica es apropiada para estudiar grandes cantidades de datos, ya que simplifica las variables y las agrupa, facilitando su interpretación (Guisande *et al* 2006).

4.5 Bioestratigrafía

Los foraminíferos son microfósiles ampliamente utilizados en micropaleontología y bioestratigrafía. La adecuada preservación de la morfología de las testas en los sedimentos oceánicos permite, no solo determinar variaciones en las comunidades o condiciones ambientales, sino también, establecer e identificar biozonas en

perforaciones, las cuales se pueden correlacionar con otros núcleos con análisis de $\delta^{18}\text{O}$ (Kucera 2007).

En el Golfo de México y mar Caribe se han realizado estudios regionales de bioestratigrafía (Kennett y Huddlestun, 1972a, 1972b; Martin *et al.*, 1993; Martínez *et al.*, 2007). En ellos se han establecido límites cronológicos para las zonas faunísticas W-X, X-Y y Y-Z, subdivididas en 18 subzonas. Fundamentalmente, se han encontrado afinidades en las distribuciones de *Globorotalia menardii* y *Globigerina inflata*, las cuales muestran una correlación temporal determinante con eventos glaciales e interglaciales.

Con base en el trabajo de Kenneth & Huddlestun (1972a) se seleccionaron las 6 especies de foraminíferos planctónicos más sensibles a los cambios ambientales: *Trilobatus sacculifer*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Globorotalia menardii*, *Globorotalia crassaformis*, *Globigerina inflata* y *Globorotalia truncatulinoides*. Además, se cuantificó una especie muy abundante y prolífica en el área de estudio, *Globigerinoides ruber.*, para poder establecer las abundancias porcentuales correctamente. Con ellas, se realizaron tablas de frecuencias relativas y absolutas para caracterizar la bioestratigrafía, y posteriormente, se graficaron los resultados para identificar las zonas faunísticas de acuerdo con los trabajos de Martin, *et al* (1993) y Martínez, *et al* (2007). Posteriormente, se seleccionaron tres especies para realizar análisis de isotopía estable como se describe a continuación.

4.6 Análisis geoquímicos de isotopía estable

Se seleccionaron entre 20 y 30 ejemplares adultos (tamaños entre 250-300 μm) de *Globigerinoides ruber* (blanco), *Trilobatus sacculifer* y *Neogloboquadrina dutertrei* y se aislaron en viales limpios de 2ml con un pincel muy fino (#000). Las testas aisladas se lavaron siguiendo la metodología de Barker *et al.* (2003) para eliminar arcillas, recristalización inorgánica de carbonatos y materia orgánica. Todos los ejemplares pizcados se rompieron entre dos cubreobjetos, se duplicaron los tiempos de enjuague de cada reactivo, y se añadió un lavado completo extra, para garantizar la remoción de arcillas. Este procedimiento se llevó a cabo para realizar análisis isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ por espectrometría de masas (ICP-MS). Las muestras se

enviaron al Laboratorio de Análisis de Isótopos Estables, Unidad Académica de Ciencia y Tecnología de la UNAM en Yucatán, y se analizaron en el espectrómetro de masas de razón isotópica Delta V Plus Thermo Scientific. La referencia isotópica estándar que se utiliza para comparar los carbonatos fue el VPDB (*Vienna Pee Dee Belemnite*).

4.7 Cronología

Para establecer una edad a cada nivel del núcleo, se asignaron puntos de anclaje cronobioestratigráficos, tomando como referencia los trabajos de Martin *et al.* (1993) y Martínez *et al.* (2007). Los puntos de anclaje se seleccionaron con base en una correlación visual de los momentos de transición entre los máximos y los mínimos de abundancia de las especies *G. menardii* y *G. inflata*. Posteriormente se realizó una interpolación lineal con los valores de profundidad del núcleo EN32-18PC y se delimitaron los MIS con base en la curva de $\delta^{18}\text{O}$, tras comparar con la curva bentónica de referencia, LR04_{stack} de Lisiecki y Raymo (2005).

4.8 Análisis estadísticos

La importancia y las diferencias entre de las especies principales, así como los resultados isotópicos en cada nivel, se estimaron utilizando pruebas de *Chi-cuadrada* (X^2), evaluando las diferencias en las abundancias relativas de cada especie indicadora y el número de testas obtenidas. Se realizó un análisis de normalidad Shapiro-Wilk, y posteriormente, un análisis no paramétrico de Kruskal-Wallis (con distribución F ($\alpha=0.05$)). Finalmente, se realizó un Análisis de Componentes Principales (PCA por sus siglas en inglés) por correlación para comparar las diferencias paleoecológicas reconstruidas entre los niveles, que contrastan los escenarios glaciales respecto a los interglaciales. Todos los gráficos y análisis estadísticos se llevaron a cabo con la paquetería *Excel* y *Past 4.11* (Hammer, et al., 2001).

5. Resultados.

5.1 Abundancia y distribución de foraminíferos planctónicos

En el núcleo EN32-18PC se realizó conteos de especies de foraminíferos planctónicos, identificadas como especies clave en el área de estudio, tanto bioestratigrafiamente como ecológicamente hablando (Kennet & Huddlestun, 1972a; Arellano & Machain 2013). Las abundancias absolutas de todas las especies de foraminíferos planctónicos fluctuaron entre 492-1028 ind/g a lo largo del núcleo. Los valores más bajos, con 492 testas, se encontraron a los 406 cm de longitud del núcleo, mientras que los más altos, con 1028 testas, a los 130 cm de longitud del núcleo.

De las 7 especies cuantificadas, *Globigerinoides ruber* fue la más abundante en toda la secuencia con una abundancia promedio de 25.55%, seguida por *Neogloboquadrina dutertrei* con 9.75%, *Globorotalia truncatulinoides* con 5.78%, *Globorotalia menardii* con 5.45%, *Trilobatus sacculifer* con 4.70%, *Globigerina inflata* con 2.70%, *Globorotalia crassaformis* fue la especie menos abundante con una abundancia promedio de 1.54% (Tabla 1; Anexo 1).

Tabla 1 Análisis estadístico de las especies de foraminíferos seleccionados.

	% <i>G. inflata</i>	% <i>T. sac</i>	% <i>G. men</i>	% <i>G. crassa</i>	% <i>G. trunca</i>	% <i>N. duter</i>	% <i>G. ruber</i>
Promedio	2.70	4.70	5.45	1.54	5.78	9.75	25.55
Desvest	2.83	2.97	5.38	1.20	2.57	4.46	7.14
Valor máx	9.51	15.33	18.31	5.12	12.23	24.51	42.20
Valor mín	0.00	1.15	0.00	0.00	1.58	2.72	11.14

La distribución de foraminíferos varía a lo largo del núcleo. A continuación, se detallará la distribución de cada una de las especies (Figura 8), a excepción de *G. menardii* y *G. inflata*, ya que estas últimas se utilizaron para realizar la bioestratigrafía, y se describirán más adelante.

La especie *G. ruber*, de los 670-620 cm muestra un intervalo de abundancias entre 29.14-23.53%. De los 610-277 cm se observa un intervalo amplio en el cual los valores

fluctúan drásticamente en periodos muy cortos entre sí. El valor más bajo de 13.07% se ubica a los 595 cm y el máximo de 40.29% a los 327 cm. Posteriormente, a los 232 cm se observa el valor máximo para toda la secuencia de 42.20%, seguido de valores bajos, seguido de altas abundancias a los 95 cm con 40.63%. La secuencia termina con un intervalo de valores entre 30.89-20.70% (Figura 8B)

La especie *T. sacculifer*, desde los 670-350 cm, presenta variaciones entre valores por debajo de la media. De los 350-290 cm se observa valores mínimos que hacia los 277 cm muestran un 7.7%, luego presentan una abundancia alta que disminuye a menos del 5% a los 185 cm. Seguido por tres pulsos de aumento. El final del núcleo se caracteriza por abundancias menores a 6% y mayores a 2% (Figura 8C).

La especie *G. crassaformis*, a los 645 cm tiene abundancias superiores al 3%. Desde los 640-535 cm fluctuó entre cero y 1.48%. De los 530-446 cm un aumento entre los 1.14-2.26%. Una disminución a los 430 cm antecede a su máxima abundancia a los 416 cm con 5.12%. Entre los 406-127 cm fluctúa entre valores bajos de 0.27% hasta altos de 4.94%. A partir de los 115 cm de muestra valores bajos, a los 30 cm tiene valores de 4.61% y menores a 1.64% (Figura 8D).

La especie *G. truncatulinoides*, desde los 670-570 cm presenta altas abundancias que varían desde 5.28-9.90%. De los 550-506 cm se distribuyen bajas abundancias entre 2.50-5.49%. Un pulso a los 501 cm con 11.03%, luego entre los 486-426 cm varía entre 3.69-6.81%. Y luego, un máximo a los 406 cm de 12.20%. El resto de la secuencia se caracteriza por presentar bajas abundancias (menores al 7%) a excepción de tres pulsos con valores altos entre 9.56-12.23%. Finalmente, abundancias menores a 5.8% ocurren a los 127 cm (Figura 8E).

La especie *N. dutertrei*, de los 670-610 cm tiene un intervalo de abundancias entre 7.59-16.88%. Posteriormente, de los 595-506 cm se observa bajas abundancias entre 2.74-6.59% con dos altas abundancias a los 550 cm con 9.15% y a los 525 cm con 9.73%. En el resto de la secuencia se observan variaciones abruptas entre bajos y altos de abundancia con valores superiores a 9.75% (Figura 8).

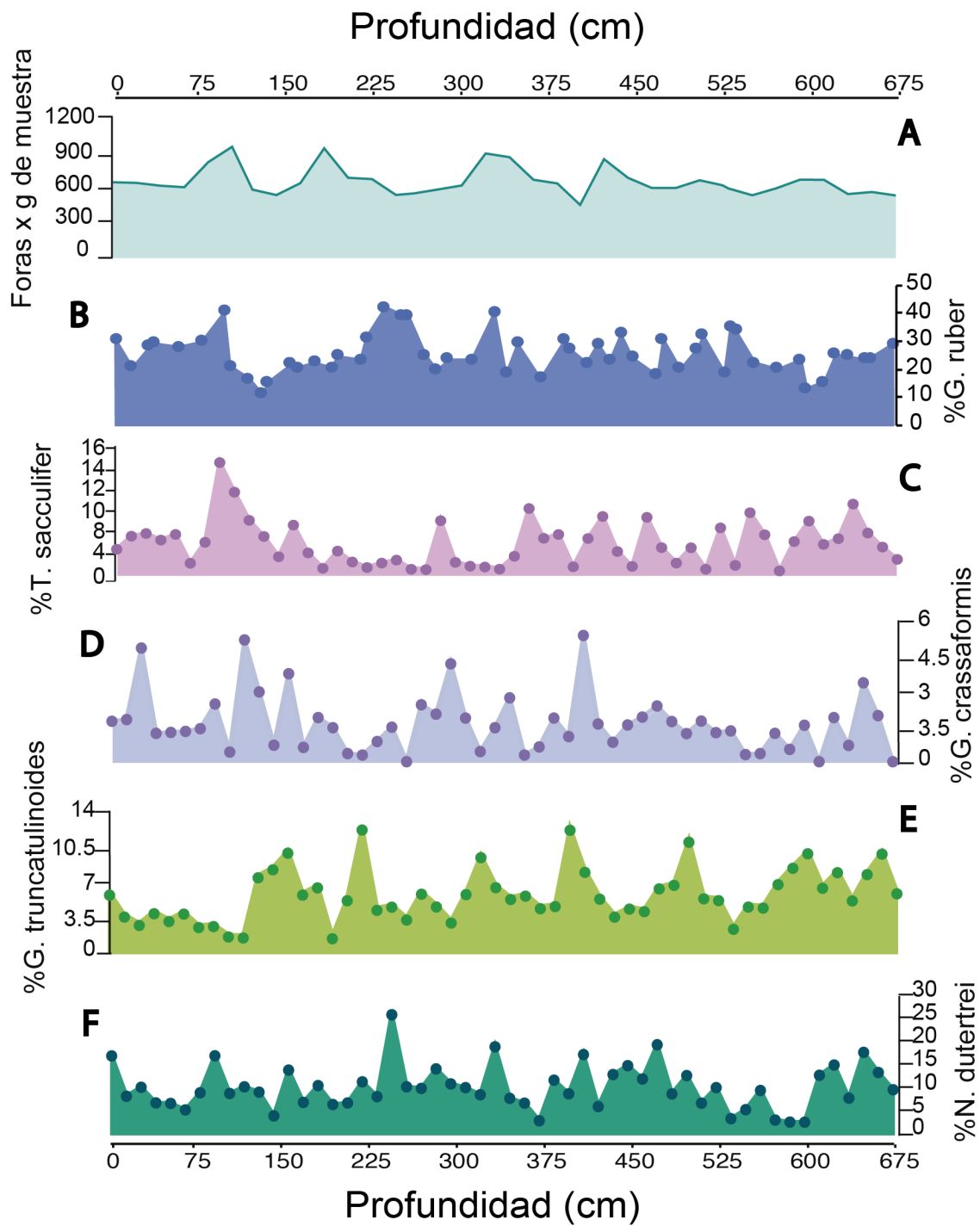


Figura 8 Abundancia absoluta de foraminíferos planctónicos y distribución de *G. ruber*, *T. sacculifer*, *G. crassaformis*, *G. truncatulinoides* y *N. dutertrei* a lo largo del núcleo.

5.2 Bioestratigrafía

Hay 5 zonas faunísticas representadas en el núcleo EN32-18PC (V2, V1, W, X e Y) (Figura 9 y 10). En cada una de las zonas se observan relaciones opuestas de abundancia *G. menardii* y *G. inflata* que se describen a continuación.

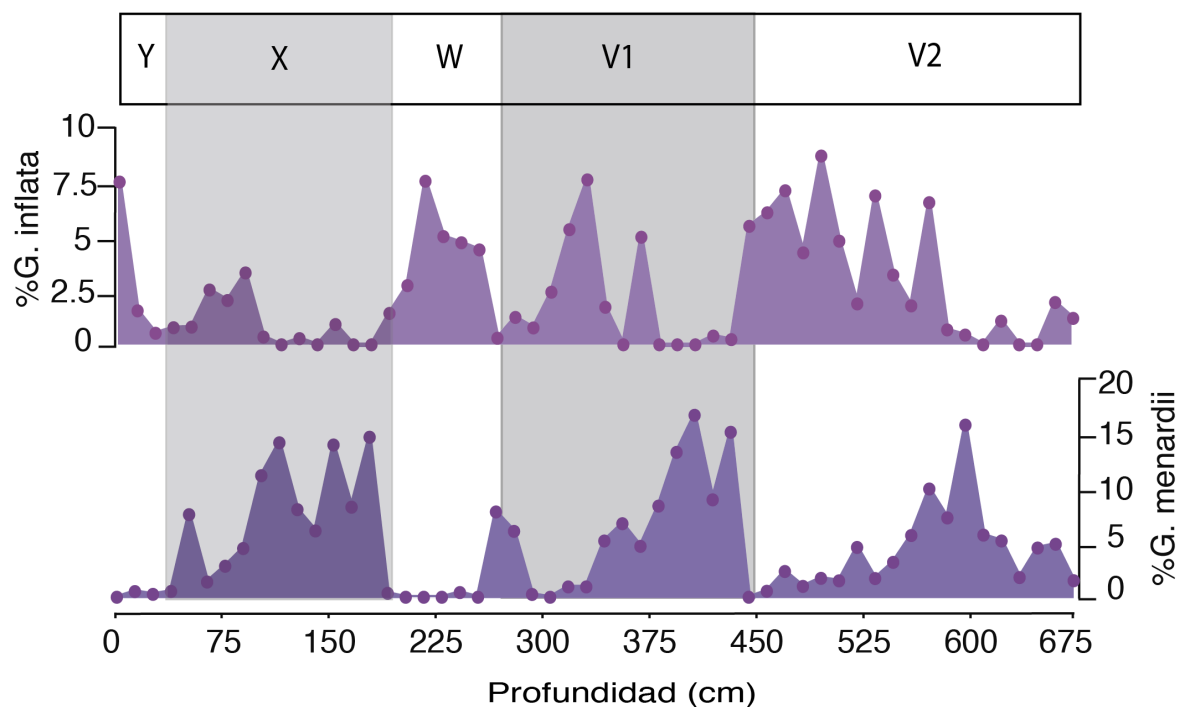


Figura 9 Distribución y abundancia de *G. inflata* y *G. menardii* e identificación de las 5 zonas en relación con los trabajos previos de Martin et al. (1993) y Martínez et al. (2007).

Subzona V2. Esta subzona se caracteriza por abundancias relativamente altas de *G. menardii*, siendo opuestas a *G. inflata* (Martin et al., 1993). En este trabajo se observan mayores frecuencias de *G. menardii* que, hacia los 600 cm, alcanzan un máximo que posteriormente disminuye hasta valores muy cercanos a cero. Opuestamente, *G. inflata* al inicio de la V2 muestra proporciones muy bajas que incrementan gradualmente hasta describir un periodo máximo durante el resto de la subzona.

Subzona V1. En esta subzona se caracteriza por un incremento en las ya altas frecuencias de *G. menardii* en relación con la subzona V2 (Martin et al., 1993) (Fig. 9). En este núcleo se observa un incremento drástico de *G. menardii* distribuidos en dos pulsos, los cuales coinciden con valores máximos de *G. crassaformis*. En este intervalo, el aumento en las frecuencias de *G. menardii* contrastan con la disminución

casi total de *G. inflata*. Sin embargo, hacia los 375 cm *G. inflata* muestra dos máximos, en contraste con la disminución gradual de *G. menardii*.

Zona W. Esta zona se caracteriza por presentar una disminución de *G. menardii* y *G. dutertrei*, y un aumento en las frecuencias *G. inflata* y *G. truncatulinoides*. (Kennet & Huddlestun, 1972a; Martin *et al.*, 1993). En este trabajo, esta breve sección se caracteriza por presentar una disminución en las frecuencias de *G. menardii* que alcanzan valores muy cercanos a cero hacia el final de la zona, mientras que *G. inflata* presenta un aumento gradual que alcanza uno de los valores máximos hacia la W superior.

Zona X. Esta zona se caracteriza por ser la transición entre un glacial y un interglacial, y por lo tanto se observa una alta abundancia de especies de aguas cálidas, principalmente *G. menardii* y *G. dutertrei* (Kennet & Huddlestun, 1972a; Martin *et al.*, 1993). En el núcleo EN32-18PC se observan los últimos tres máximos de *G. menardii* seguido de frecuencias más bajas hacia el final de la zona en contraste con las bajas frecuencias de *G. inflata* a lo largo de la sección. Se observa un único intervalo de proporciones relativamente altas de *G. inflata* que coincide con la disminución de *G. menardii* hacia la mitad de la zona X.

Biozona Y. Esta zona se caracteriza por presentar altas frecuencias de *G. inflata* con valores de *G. menardii* casi ausentes (Kennet & Huddlestun, 1972a) (Figura 9). Esta zona es la que está menos representada en el núcleo EN32-18PC, y en ella se observan un máximo de *G. inflata*, por lo que no hay evidencia de encontrarnos en la zona Z.

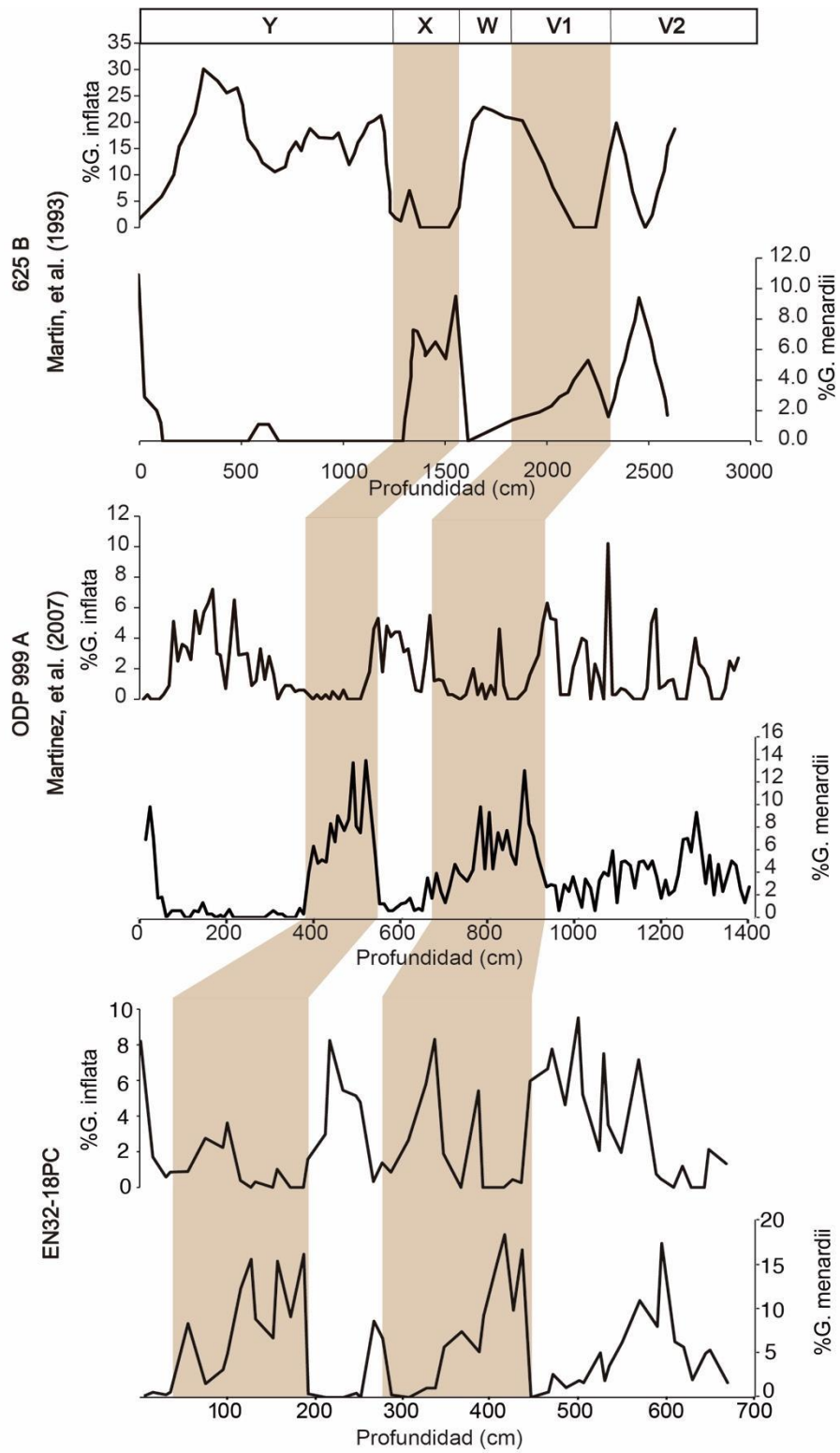


Figura 10 Correlación de las zonas identificadas en referencia a los núcleos 625B de Martin *et al.* (1993), y ODP 999 A de Martinez *et al.* (2007).

Tabla 2 Correlación zonal respecto a la profundidad del núcleo EN32-18PC respecto a los núcleos 625B (Martin et al. 1993) y 999A (Martinez et al. 2007).

Evento	Profundidad EN3218-PC	Profundidad 625B (cm)	Profundidad 999A (cm)	Edad LYR04 y 999A (ka)
Biozona Y	1	120	308	68.42
Límite Y/X	40	1320	366	83.86
Límite X/W	192	1620	529	129.29
Límite W/V1	282	1790	658	157.62
Biozona V1	342	2030	768	172.67
Límite V1/V2	451	2310	918	245.77
Biozona V2	580	2341	1096	285.89
Biozona V2	670	3720	1278	306.21

5.3 Cronobioestratigrafía

Se tomaron en total 8 puntos de anclaje con base en una correlación visual en referencia a los trabajos de Martin *et al.* (1993) y Martinez *et al.* (2007). La elección de los puntos coincide con los límites de zonas faunísticas como se muestra a continuación (Tabla 3; Figura 10 y 11).

Tabla 3 Puntos de anclaje tomados en referencia a los trabajos de Martin *et al.* (1993) y Martinez *et al.* (2007).

Evento/MIS	Profundidad EN32-18PC (cm)	Edad LR04-stack y ODP-999A (ka)	Tasa de sedimentación (cm/ka)
MIS4	1	68	-
Límite Y/X (MIS 5)	40	83	2.5
Límite X/W (MIS 6)	192	129	3.3
Límite W/V1 (MIS 6)	252	157	2.1
Biozona V1 (MIS7)	302	172	3.3
Límite V1/V2 (MIS7)	436	238	2.0
Biozona V2 (MIS 8)	560	287	2.5
MIS 9	670	319	3.3

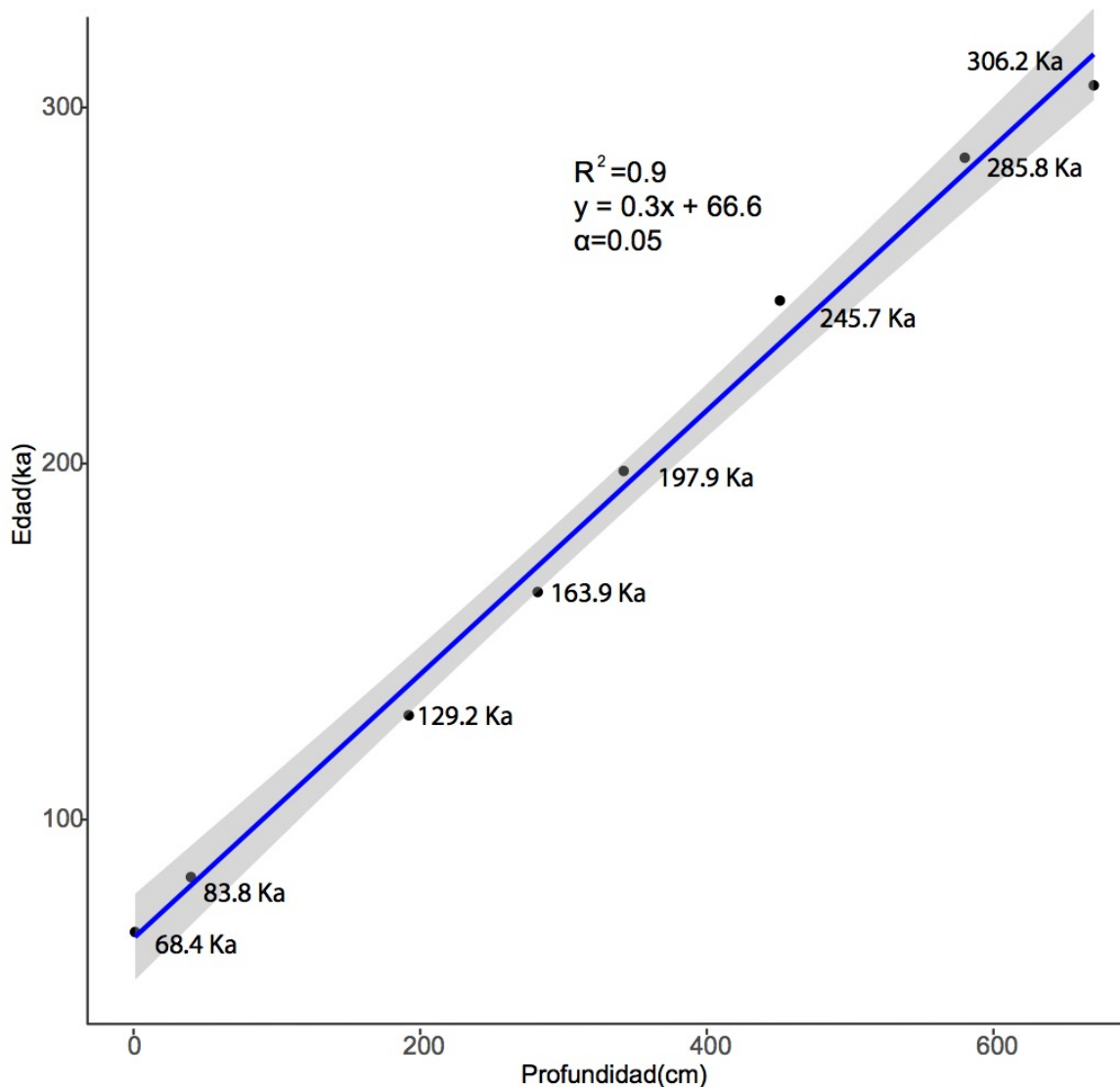


Figura 11 Interpolación lineal de los puntos de anclaje con un error estándar de 0.05.

De acuerdo con la curva isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ se encontró que existe correspondencia entre las 3 zonas identificadas, 2 subzonas y 5 escenarios isotópicos marinos (MIS, por sus siglas en inglés), i.e., MIS 9 al MIS 5. De acuerdo con Morrison (1991) los MIS impares (9, 7 y 5) representan episodios interglaciales, mientras que los pares (8 y 6) son episodios glaciales. Por convencionalismo y para que la curva de $\delta^{18}\text{O}$ sea visualmente análoga con los cambios en el nivel del mar, la escala se presenta invertida.

La subzona V2 muestra correspondencia con los MIS 9 y MIS 8. La subzona V1 comienza con el final del MIS 8, abarca por completo el MIS 7 y el comienzo del MIS

6. La zona W coincide totalmente con el MIS 6 y comienzos del MIS 5. La zona X cubre completamente el MIS 5e (i.e., subestadío e). La zona Y que está menos representada en el núcleo tiene correspondencia con el final del MIS 5a inicios del MIS 4 (Figura 12).

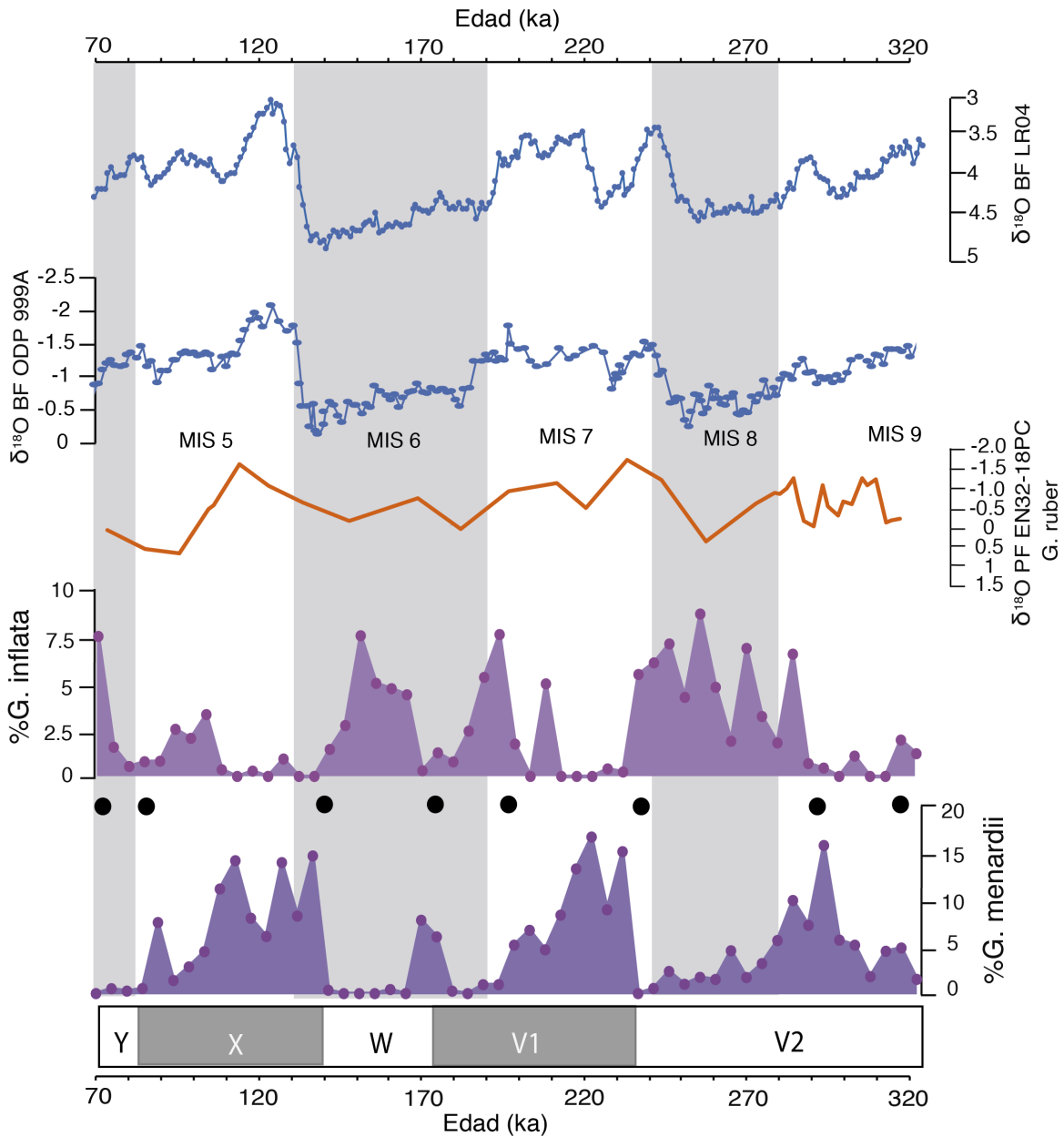


Figura 12 Correspondencia isotópica de los 5 escenarios isotópicos marinos identificados en referencia del LR04-stack de Lisieki y Raymo (2005), y el ODP 999 A de Martinez et al. (2007) a partir del $\delta^{18}\text{O}$ en testas de *G. ruber*. Correlación de las 5 zonas ubicadas a partir de las abundancias en *G. inflata* y *G. menardii*.

5.4 Isotopía.

5.4.1 Análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$

Los resultados de $\delta^{18}\text{O}$ en testas de *G. ruber*, *T. sacculifer* y *G. dutertrei* muestran valores más negativos a lo largo de los 5 MIS representados, con una tendencia a presentar valores más positivos en las transiciones. Los valores más positivos para las tres especies se ubican a los 308ka, 230ka (transición MIS8-MIS7), 190ka (transición MIS7-MIS6), y 160ka (transición MIS6-MIS5) a excepción del MIS 5, hacia los 100ka. Es importante destacar que existe una diferencia de 0.5‰ entre los valores isotópicos de *G. ruber* y *T. sacculifer*, y de casi 1‰ entre *G. ruber* y *N. dutertrei*. (Figura 13A)

Los análisis de $\delta^{13}\text{C}$ en testas de *G. ruber*, *T. sacculifer* y *N. dutertrei* muestran una tendencia a aumentar gradualmente sus valores desde el MIS 9 hasta el MIS 5. Se observa un único intervalo mínimo de 0.3‰ en *N. dutertrei* durante el MIS 8 ubicado entre los 288-250 ka (Figura 13B)

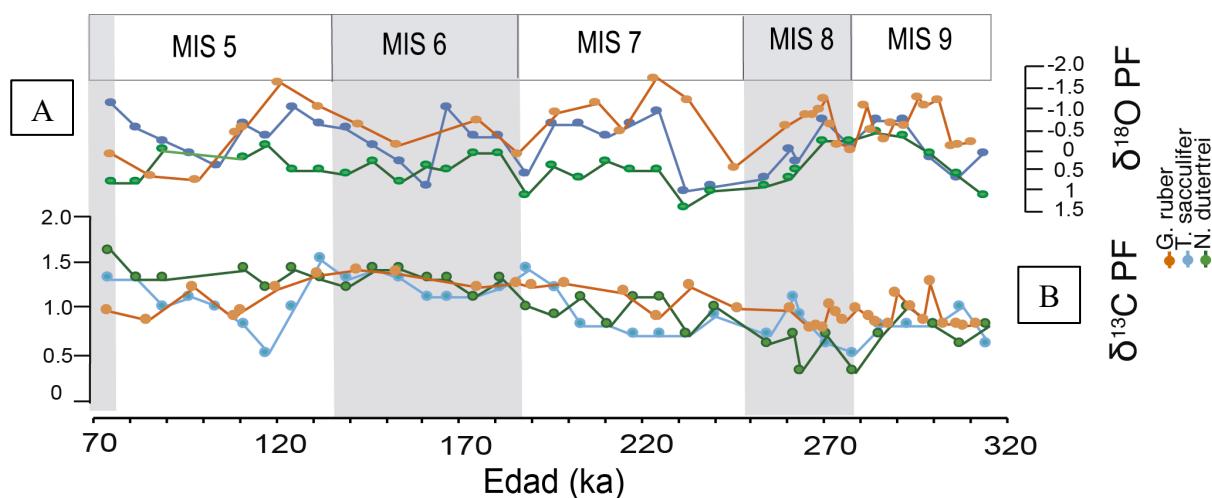


Figura 13 Curva isotópica de (A) $\delta^{18}\text{O}$ y (B) $\delta^{13}\text{C}$ en testas de *G. ruber*, *T. sacculifer*, y *N. dutertrei*. Nótese la escala invertida para el $\delta^{18}\text{O}$ que se usa convencionalmente para coincidir gráficamente los cambios en el nivel del mar (valores negativos=nivel del mar alto; valores positivos=nivel del mar bajo) (Liesiecky & Raymo, 2005)

5.5 Análisis estadísticos

Los valores obtenidos a partir de los análisis de isotopía $\delta^{18}\text{O}$ en las testas de *G. ruber* presentaron valores mínimos de -1.8‰ y máximos de 0.7‰ . Tienen una media de -0.583 con una desviación estándar de 0.593 . Las testas de *T. sacculifer* presentaron valores mínimos de -1.1‰ y máximos de 1‰ , con una media de -0.161 con una desviación estándar de 0.594 . Las testas de *G. dutertrei* presentaron valores mínimos de -0.4‰ y máximos de 1.4‰ , con una media de 0.443 con una desviación estándar de 0.436 (Tabla 4)

Tabla 4 Estadística descriptiva del análisis de $\delta^{18}\text{O}$ en *G. ruber*, *T. sacculifer* y *N. dutertrei*.

	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G. ruber</i>	$\delta^{18}\text{O}$ <i>T. sacculifer</i>	$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. dutertrei</i>
N	36	34	32
Valor mínimo	-1.8	-1.1	-0.4
Valor máximo	0.7	1	1.4
Suma	-21	-5.5	14.2
Media	-0.58	-0.16	0.44
Error estándar	0.09	0.10	0.077
Varianza	0.35	0.35	0.19
Desv. estándar	0.59	0.59	0.43
Mediana	-0.6	-0.3	0.5
25 percentil	-1.1	-0.6	0.1
75 percentil	-0.1	0.3	0.77
Skewness (asimetría)	0.19	0.42	-0.021
Curtosis	-0.30	-0.81	-0.37
Geom. mean	0	0	0
Coeff. var	-101.66	-367.77	98.46

Los valores obtenidos a partir de los análisis de isotopía $\delta^{13}\text{C}$ en las testas de *G. ruber* presentaron valores mínimos de 0.65‰ y máximos de 1.27‰ , una media de -0.895 con una desviación estándar de 0.190 . En las testas de *T. sacculifer* presentaron valores mínimos de 0.5‰ y máximos de 0.3‰ , y una media de 0.970 con una desviación estándar de 0.273 . Y para las testas de *G. dutertrei* presentaron valores mínimos de 0.3‰ y máximos de 1.6‰ , una media de 1.02 con una desviación estándar de 0.332 (Tabla 5).

Tabla 5 Estadística descriptiva del análisis de $\delta^{13}\text{C}$ en *G. ruber*, *T. sacculifer* y *N. dutertrei*.

	$\delta^{13}\text{C}$ <i>G. ruber</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>T. sacculifer</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>N. dutertrei</i>
N	36.00	34.00	32.00
Valor mínimo	0.65	0.50	0.30
Valor máximo	1.27	1.50	1.60
Suma	32.24	33.00	32.70
Media	0.89	0.97	1.022
Error estándar	0.032	0.04	0.059
Varianza	0.036	0.07	0.11
Desv. estándar	0.19	0.27	0.33
Mediana	0.84	1.00	1.10
25 percentil	0.71	0.77	0.72
75 percentil	1.09	1.20	1.30
Skewness (asimetría)	0.49	0.10	-0.48
Curtosis	-1.20	-0.939	-0.48
Geom. mean	0.87	0.931	0.95
Coeff. var	21.30	28.19	32.57

En el siguiente diagrama de cajas (Figura 14), los resultados de isotopía $\delta^{18}\text{O}$ para *G. ruber*, *T. sacculifer* y *N. dutertrei* no muestran datos atípicos, sin embargo, la distribución es asimétrica positiva para *T. sacculifer* y asimétrica negativa para *N. dutertrei*.

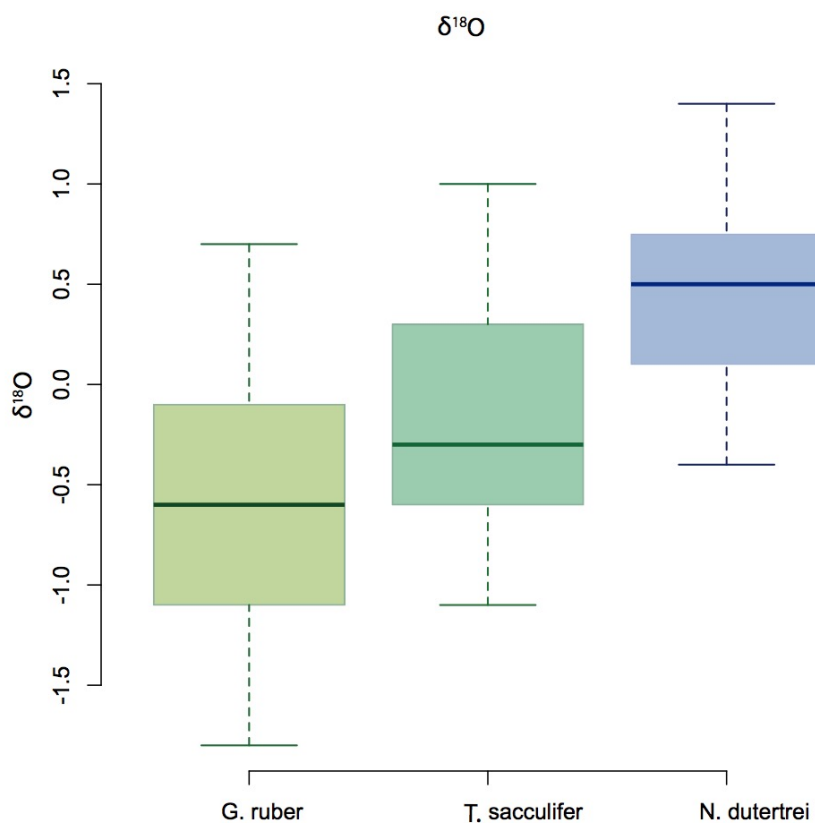


Figura 14 Gráfica de cajas y bigotes para $\delta^{18}\text{O}$ en testas de *G. ruber*, *T. sacculifer* y *N. dutertrei*.

Tabla 6 Prueba de normalidad Shapiro-Wilk para $\delta^{18}\text{O}$ ($\alpha=0.05$).

Especie	W	P	Ho	Resultado
<i>G. ruber</i>	0.98221	0.8174	No rechazo	Distribución normal
<i>T. sacculifer</i>	0.94823	0.1087	No rechazo	Distribución normal
<i>N. dutertrei</i>	0.98288	0.87756	No rechazo	Distribución normal

En el diagrama de cajas (Figura 15) se observa que los resultados de isotopía $\delta^{13}\text{C}$ para *G. ruber*, *T. sacculifer* y *N. dutertrei* no muestran datos atípicos, sin embargo, la distribución es asimétrica positiva para *G. ruber* y asimétrica negativa para *N. dutertrei*.

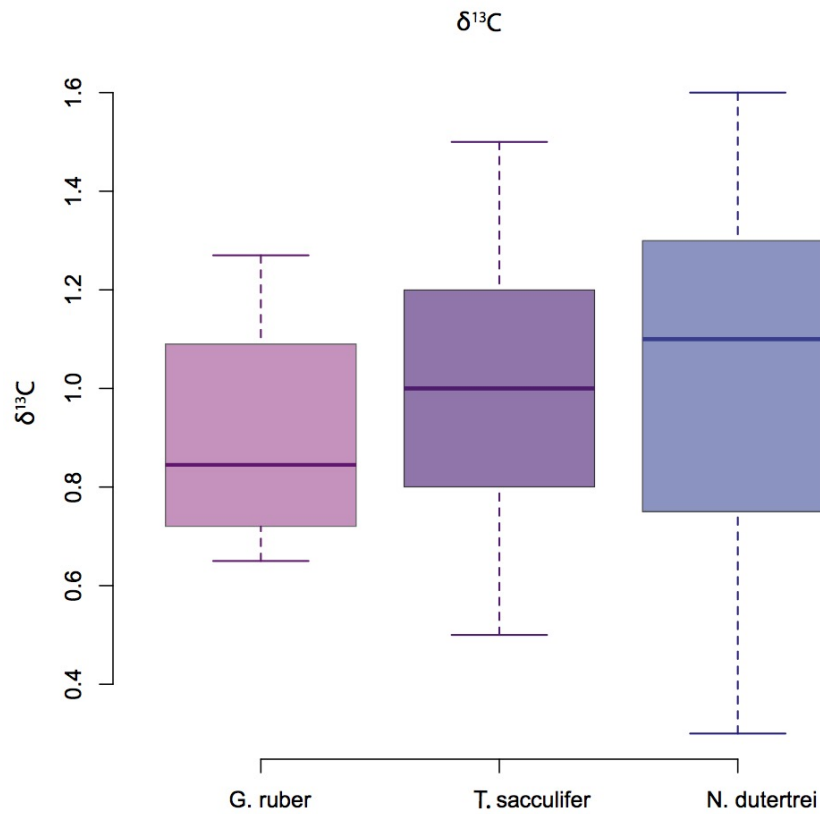


Figura 15 Gráfica de cajas para $\delta^{13}\text{C}$ en testas de *G. ruber*, *T. sacculifer* y *N. dutertrei*.

Tabla 7 Prueba de normalidad Shapiro Wilk para $\delta^{13}\text{C}$ ($\alpha=0.05$).

Especie	W	P	Ho	Resultado
<i>G. ruber</i>	0.89262	0.002157	Rechazo	Distribución no normal
<i>T. sacculifer</i>	0.96249	0.287	No rechazo	Distribución normal
<i>N. dutertrei</i>	0.94552	0.1075	No rechazo	Distribución normal

Los resultados de la prueba Shapiro Wilk sugieren que no todos los datos presentan una distribución normal, por lo que se aplicó una prueba no paramétrica de Kruskal-Wallis para determinar si existen diferencias estadísticamente significativas entre los datos obtenidos.

Tabla 8 Prueba Kruskal-Wallis para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en testas de *G. ruber*, *T. sacculifer* y *N. dutertrei* ($\alpha=0.05$).

Especie	Chi²	df	P	Ho	Resultado
$\delta^{18}\text{O}$	37.89	2	5.913e-09	Rechazo Ho	Al menos una muestra proviene de una población distinta.
$\delta^{13}\text{C}$	3.97	2	0.13	No rechazo	Todas las muestras provienen de la misma población de datos.

5.5.1 Análisis de componentes principales

Para establecer las asociaciones de foraminíferos presentes a lo largo del núcleo se empleó el análisis de componentes principales, el cual simplificó la interpretación de las tendencias a escala glacial-interglacial. La suma total de la varianza de los primeros tres componentes suman un total de 89.3% con un rango de eigenvalores entre 31.6-5.91% que pueden ser explicados ecológicamente. Los restantes 3 componentes no fueron considerados para realizar la interpretación paleoambiental debido a su baja representatividad y alta variabilidad. (Tabla 9, Figura 16)

Tabla 9 Resumen del análisis de componentes principales.

	Eigenvalor	Varianza total	Cumul Eigenv	Cumul %
1	31.60	58.53	31.60	58.53
2	10.76	19.93	42.37	78.47
3	5.91	10.96	48.29	89.43
4	3.31	6.13	51.60	95.57
5	1.33	2.47	52.94	98.04
6	1.05	1.95	54.00	100.00

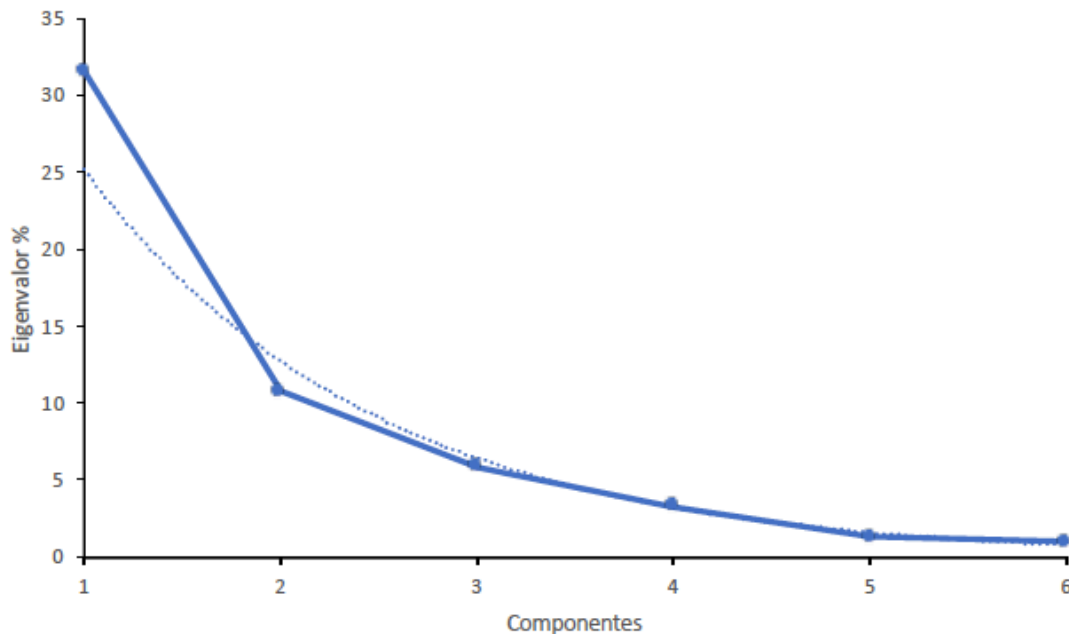


Figura 16 Gráfico de dispersión de los eigenvalores respecto a los 6 componentes calculados.

Existen tres variables principales o “factor scores”, que nos indican cuál es la asociación de especies más importantes en cada componente. El componente 1 se

caracteriza por presentar como su “variable” más negativa a la especie *G. ruber* con -2.08. El componente 2 está representado por dos especies, una con valores negativos para *G. menardii* con -2.00 y otra con valores positivos para *G. inflata* con 1.25. El componente 3 muestra una “variable” con valores de 2.08 representada por *N. dutertrei*. Sin embargo, no se considera ninguna otra especie en esta agrupación debido a que los valores de las demás especies son inferiores a 0.8 (Tabla 10, Figura 17).

Tabla 10 Variables del componente. En negritas se resaltan los valores mayores a 1 que se consideraron para la interpretación de las asociaciones de especies.

Variables del componente	1	2	3
% <i>G. ruber</i>	-2.08	0.30	-0.73
% <i>G. menardii</i>	0.21	-2.00	-0.38
% <i>T. sacculifer</i>	0.44	-0.19	0.50
% <i>N. dutertrei</i>	-0.38	0.19	2.08
% <i>G. crassaformis</i>	0.89	0.50	-0.42
% <i>G. truncatul</i>	0.30	-0.05	-0.50
% <i>G. inflata</i>	0.61	1.25	-0.53



Figura 17 Variables del componente o asociaciones de especies

Para las matrices de carga o “factor loadings” se consideraron los datos que obtuvieron una correlación mínima de 0.5 (5%) para la interpretación paleoambiental. Se obtuvo que el CP1 se distribuye ampliamente en toda la secuencia a excepción de los rangos 299-280ka y 128-105ka. En el CP2 se distribuye

en tres intervalos: de 295 ka, 239-205 ka y 128-106 ka. Y el CP3 es evidente en los intervalos de 311-299 ka, 249 ka, 190-165 ka y 103 ka (Figura 18).

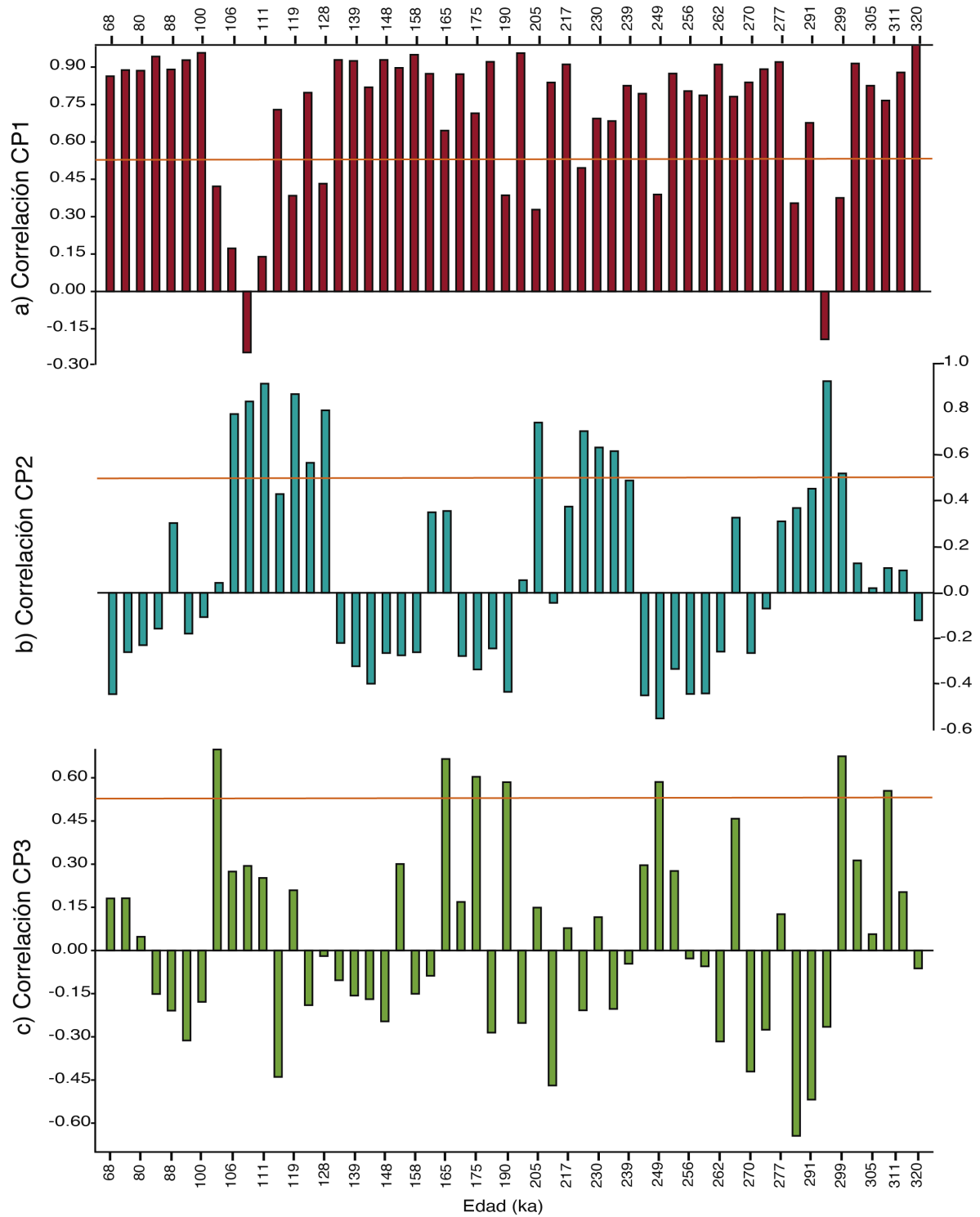


Figura 18 Distribución de los componentes a lo largo de la secuencia. La línea naranja representa la correlación del 5% que se utilizó para la interpretación de resultados.

6. Discusión.

6.1 Marco cronológico del núcleo

Para estudiar el núcleo EN32-18PC se calcularon las abundancias relativas (%) de *Globorotalia menardii* y *Globigerina inflata* con la finalidad de establecer la relación bioestratigráfica de dichas especies. Existen trabajos previos en los que se han encontrado afinidades en sus patrones de distribución en el GM. Por ejemplo, Martin et al. (1993) reconocieron al noreste del golfo 17 subzonas durante el Pleistoceno, y realizaron asignaciones de edad para los límites de secuencia. Estas subzonas también fueron identificadas en un núcleo del mar Caribe occidental por Martinez et al (2007). En el núcleo de estudio, encontramos la misma secuencia bioestratigráfica que para los núcleos antes mencionados (Figura 12). Dicha comparación permitió reconocer la presencia de 5 zonas (Y, X, W, V1, V2). Ahora bien, tomando como referencia la curva isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ LR04 stack de Lisieki y Raymo (2005) y el ODP 999 A de Martinez, et al (2007), se estableció la correspondencia entre los estadios isotópicos marinos y las zonas en el núcleo EN032-18PC. Así el MIS 9 corresponde a la subzona V2 inferior. El MIS 8 abarca gran parte de la V2, a excepción de la V2 superior. El MIS 7 abarca de la V2 superior a finales de la V1. El MIS 6 coincide con la V1 superior, toda la zona W, y la X inferior. Y el MIS 5 está representado en la zona X y la Y inferior. Ésta última parece terminar en el MIS 4 que ya no está representado en la secuencia sedimentaria. Finalmente, los límites de secuencia establecidos permitieron definir, mediante una interpolación lineal (Tabla 3; Figura 12), que la edad del núcleo comprende un intervalo de tiempo de 320-70 ka.

6.2 Diagénesis temprana

Para investigar las afectaciones *post-mortem* que pudieron sufrir las testas de foraminíferos planctónicos y el grado de diagénesis se consultó el trabajo de Mora-Rivera (2022). Por medio de fotografías de microscopía electrónica de barrido (MEB) y análisis geoquímicos, se determinó que las testas de los foraminíferos recolectados en el núcleo EN32-18PC presentan una diagénesis temprana asociada al ambiente

de depósito. En testas lavadas se observó desde una reducción de poros, hasta un sobrecrecimiento de calcita que fue mayor en los intervalos correspondientes al final del MIS 6 y una parte del MIS 5 (Mora-Rivera, 2022). Sin embargo, se determinó que la presencia de diagénesis temprana no constituye una limitante para este proyecto, debido a que el grado de alteración no afectó la morfología de las testas y permitió una correcta identificación de los ejemplares por grupos taxonómicos. Ahora bien, en el núcleo estudiado, la afectación de las señales isotópicas por diagénesis temprana no puede descartarse completamente. Sin embargo, pensamos que su efecto es incipiente dado que los valores se encuentran dentro de los intervalos de variación esperados, dado que son comparables con registros paleoclimáticos (e.g., stack LR04). De acuerdo con Moore (1989), cuando la diagénesis afecta severamente las señales isotópicas presentes en los carbonatos, sus valores tienden a aumentar su variabilidad y desviación estándar. Dicha situación no se observa en nuestros datos (Fig. 14 y Fig. 15) por lo que las afectaciones, si existen, parecen desdeñables.

6.3 Registros isotópicos

6.3.1 Análisis de la curva de $\delta^{18}\text{O}$

Las señales isotópicas obtenidas a partir del análisis en las testas de foraminíferos son un indicador de la composición isotópica del agua de mar en que se calcificaron los organismos. En particular, las señales de ^{18}O , nos ayudan a reconstruir características físicas como la temperatura y salinidad del agua, así como del volumen global del hielo y cambios en el nivel del mar. Todos los anteriores están vinculados a procesos de fraccionamiento que ocurren durante el ciclo hidrológico y la formación de corrientes locales (Lorius & Merlivat, 1977; Lisiecky y Raymo, 2005). Lo cual puede variar de acuerdo a sus patrones de formación como la evaporación, precipitación y formación de hielo marino. La curva isotópica stack LR04 de Lisiecky y Raymo (2005) indica que ocurrieron cambios en el nivel del mar cuando se observan variaciones de $\sim 1\%$, mientras que las variaciones de $\sim 2\%$ indican variaciones a escala glacial-interglacial.

En este trabajo se identificaron 3 escenarios glaciales: MIS 8 (280-245ka) MIS 6 (185-138ka) y principio del MIS 4 (últimos 8k años); y 3 escenarios interglaciales: El MIS 9 (320-280ka), MIS 7 (245-185ka) y MIS 5(138-80ka). En el núcleo EN32-18PC se identificó el estadio 7d, este ha sido reportado como un episodio glacial de muy corta duración (McManus, *et al* 1999) y el 5e como un máximo de insolación del último interglacial (Tzedakis, *et al* 2004) (Figura 19 H). Sin embargo, la baja resolución de la curva isotópica de este trabajo no ha permitido detallar los otros subestadios en el GM.

En estudios paleoceanográficos anteriores (Whitman & Berger, 1993; Spero *et al.*, 2003; Steph *et al.*, 2009) se ha utilizado la proporción isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos planctónicos para monitorear las variaciones en la estructura vertical de las masas superficiales de agua. En términos generales, la composición isotópica de la calcita refleja la estructura de la termoclina en distintos regímenes de estratificación en función de la profundidad de calcificación y la señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ durante la formación de la calcita biogénica.

Steph *et al.* (2009) reportaron que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ incrementan con la preferencia de la profundidad de calcificación de los foraminíferos planctónicos. Es decir, los valores isotópicos bajos indican una formación de calcita en la capa de agua superficial, y conforme aumentan los valores, se rastrearán habitantes más profundos. La profundidad de calcificación para *G. ruber* en el Caribe es de 0-40 m (capa superficial) (Mulitza, *et al.*, 2004), para *T. sacculifer* en el Caribe es de 50-100 m (capa subsuperficial) (Mulitza, *et al.*, 2004) y para *N. dutertrei* en el Caribe es de 100-175 m (Shackleton; 1974) ubicándose justo en la región de máxima clorofila, y por lo que ayuda a rastrear la expansión de la termoclina estacional.

A continuación se analizará el efecto del habitat que se registra en la curva de $\delta^{18}\text{O}$ para tres especies de foraminíferos planctónicos. En este trabajo, la prueba de Kruskal-Wallis indicó que las señales isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ de *G. ruber*, *T. sacculifer* y *N. dutertrei* presentaron diferencias estadísticamente significativas. En la figura 19H se puede observar que existe un desfase de 0.5‰ entre *G. ruber* y *T. sacculifer*, así como de casi 1‰ entre *G. ruber* y *N. dutertrei*. Durante los escenarios interglaciales se observa una mayor diferencia en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre las especies que habitan

en la capa de mezcla (*G. ruber* y *T. sacculifer*) y en la termoclina (*N. dutertrei*). Esta diferencia entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ puede vincularse a un aumento en la temperatura de la capa superficial que favorece la estratificación de la capa de mezcla. Por lo tanto existe una mayor diferenciación en las masas de agua en donde calcificaron los foraminíferos. En este sentido, los periodos con mayor ingreso de calor en la capa de mezcla, así como los posibles aportes de aguas fluviales y menos saladas durante los episodios interglaciales, pudieron favorecer una termoclina superficial y una estratificación de las masas superficiales y subsuperficiales del golfo.

Ahora bien, durante los escenarios glaciales y a partir de los últimos 100ka, se observa que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre las tres especies disminuye. Steph *et al.* (2009) reportaron que los valores isotópicos para *T. sacculifer* decrecen cuando la termoclina se profundiza o se hunde. Este fenómeno se debe a que las especies superficiales (en este caso *G. ruber* y *T. sacculifer*) calcifican a mayor profundidad cuando la termoclina se profundiza, lo cual determina valores más altos en el $\delta^{18}\text{O}$ y reduce la diferencia entre los valores con las especies subsuperficiales y de termoclina. Durante los momentos más fríos como el invierno y los periodos glaciales, el océano libera el calor almacenado durante los momentos cálidos. En consecuencia, la estratificación de las masas de agua se debilita, porque la temperatura global disminuye, favoreciendo la formación de aguas más homogénea. Nürnberg *et al.* (2008) reportaron condiciones más frías y menos salinas en la capa de mezcla al norte del golfo durante episodios glaciales, los cuales pudieron verse influenciados por la fuerte descarga del río Mississippi, y una disminución de transporte de aguas cálidas a través de la corriente de Lazo.

A escala global, durante los periodos glaciales, la formación de casquetes polares y mayores extensiones de hielo marino se vinculan con una disminución en el nivel del mar global. Como el fraccionamiento isotópico regularmente depende de la temperatura, el hielo que se acumula primero en altas latitudes suele tener una composición isotópica más ligera que la que se acumula al final de la glaciación cuando las masas de hielo llegaban más al sur (Lorius & Merlivat, 1977). Aunque complejo, las estimaciones cuantitativas del nivel del mar en paleoreconstrucción, se

derivan de funciones estadísticas de transferencia entre registros del $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos bentónicos (Figura 19 A) y datos del nivel del mar basados en corales (Waelbroeck, *et al* 2002). De esta manera, se cuenta con una curva de los cambios en el nivel del mar para cuatro ciclos climáticos del Atlántico Norte (Figura 19 B).

La relación entre la señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ y el cambio de la temperatura superficial del mar (TSM) se puede calcular a partir de ecuaciones, además de que se ha calculado que el aumento de 0.2‰ en el fraccionamiento isotópico del $\delta^{18}\text{O}$ corresponden a una disminución de 1°C en la temperatura superficial del mar (Epstein, *et al*; 1953). En este proyecto no se realizó el cálculo para estimar TSM debido a que hasta el momento no se ha calculado el valor estándar del fraccionamiento isotópico del agua de mar en el GM durante el Pleistoceno, únicamente para el MIS 6 (Whitaker, 2008). Sin embargo, para la región noreste del golfo, en el cañón De Soto existe una curva de paleotemperatura superficial (basada en la razón elemental Mg/Ca) para los últimos 400ka (núcleo MD02-2575) (Nürnberg *et al.* 2008) (Figura 19C).

De acuerdo con las señales isotópicas globales (Lisiecky & Raymo 2005), así como con la información recopilada sobre el nivel del mar global de Waelbroeck *et al.*, (2002) (Figura 19B) y la TSM del golfo de México de Nürnberg *et al.*, (2008) Se pueden inferir para el MIS 9 un nivel del mar de al menos 10 m más bajo que en la actualidad y que la región del golfo de México presentó un intervalo de temperaturas entre 26-29.5°C. Durante este escenario interglacial se ha reportado un colapso casi total de las masas de hielo en el Atlántico Norte (Moelling *et al.*, 2012), a pesar de que el MIS 9 no representa el interglacial con el nivel del mar más alto. El MIS 7 se reporta como un interglacial anómalo con valores isotópicos más altos que en otras interglaciaciones (Hughes & Gibbard, 2018; Hughes *et al.*, 2020), pero con un nivel del mar similar al actual, y donde el GM presentó temperaturas superficiales entre 25-32°C. El MIS 5 se caracterizó por tener valores de insolación muy elevados los niveles de hielo glacial y marino más bajos de los últimos 400 ka (Shackleton, *et al* 2003), causando que el nivel del mar se elevara 10 metros sobre el actual y el golfo tuviese un intervalo de temperaturas superficiales entre 24-30°C.

En cuanto a los periodos glaciales, el MIS 8 tuvo un nivel del mar de aproximadamente -80m que en la actualidad y temperaturas superficiales en el golfo entre 24.5-29°C que, de acuerdo a lo reportado por Hughes *et al.* (2018), resulta ser el escenario glacial menos frío de los últimos 300 ka (también conocido como “el glacial perdido”). El MIS 6 fue un glacial intenso, presentó -130m bajo que el nivel actual y temperaturas superficiales en el golfo entre 24-27°C. Durante el MIS 6 se ha reportado una ausencia de aporte fluvial a través del río Mississippi por la gran extensión del hielo Laurentino y una posible obstrucción de los canales de afluencia al norte del golfo, así como una disminución de transporte de aguas cálidas a través de la corriente de Lazo (Piper, *et al* 1994; Nürnberg, *et al* 2008).

6.3.2 Análisis de la señal de $\delta^{13}\text{C}$

La señal isotópica de carbono inorgánico de las testas de foraminíferos planctónicos depende del $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ de la columna de agua (Spero, *et al* 2003). En este sentido, el fraccionamiento en las aguas oceánicas inicia cuando el océano captura dióxido de carbono atmosférico ($\text{CO}_{2\text{atm}}$) por intercambio gaseoso, porque la disolución de gas depende de la velocidad del viento y de la diferencia de las presiones parciales entre la atmósfera y el océano. El CO_2 , en contacto con el agua se disuelve en ácido carbónico (H_2CO_3), iones de carbonato (CO_3^{2-}) y bicarbonato (HCO_3^-). Los foraminíferos plactónicos utilizan CaCO_3 para la formación de sus testas e incorporan una proporción de isótopos pesados e isótopos ligeros de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) (Mackensen & Schmiedl, 2019).

La contribución del $\delta^{13}\text{C}$ en testas de foraminíferos planctónicos está controlada por (1) el fraccionamiento de gases debido al tiempo de residencia de las aguas superficiales, (2) la concentración y fijación del iones de carbonato durante la precipitación de la calcita y (3) las reacciones químicas de degradación y remineralización en las masas de agua más profundas (Zhang *et al.*, 1995; Tagliabue *et al.*, 2008). Dado que los foraminíferos incorporan las señales geoquímicas del agua en que calcificaron, teóricamente las señales isotópicas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ indican aguas de mayor profundidad y más viejas cuando presentan un $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ bajo (más

enriquecidas en ^{12}C). Por el contrario, aguas superficiales y recién formadas reflejan un $\delta^{13}\text{C}$ más alto (Banakaar, 2005).

El $\delta^{13}\text{C}$ de la calcita de foraminíferos se utiliza como un trazador de masas de agua, ya que indican cambios en los patrones de circulación oceánica y ventilación de aguas profundas y viejas aplicables al Cuaternario tardío (Broecker & Peng, 1993; Mix *et al.*, 1991). Por lo tanto, el $\delta^{13}\text{C}$ brinda información sobre los patrones de circulación de las masas de agua, y del intercambio gaseoso con la atmósfera, y para poder separar ambas señales se requiere un análisis isotópico del $\delta^{13}\text{C}$ en foraminíferos bentónicos (Mix *et al.*, 1991). Sin embargo, en este trabajo se analizaron únicamente testas de foraminíferos planctónicos y por lo tanto, sólo es posible sugerir que las tres especies analizadas vivían en la misma masa de agua en términos de su señal de $\delta^{13}\text{C}$, dado que la prueba de Kruskal-Wallis indicó que no existen diferencias estadísticamente significativas entre los datos obtenidos, y que por lo tanto, su fuente de origen es el mismo, como se discutirá a continuación.

En los datos obtenidos de las testas de foraminíferos planctónicos en este trabajo, se observa una clara tendencia a aumentar el $\delta^{13}\text{C}$ gradualmente (de 0.3‰-1‰) durante el MIS 9, MIS 8 y MIS 7 manteniéndose valores muy cercanos a 1‰. En la transición MIS7-MIS 6 se observa un incremento de 0.5‰ que se mantiene hasta alcanzar un valor máximo de 1.7‰ en la transición MIS 6-MIS 5 (T2) (Figura 19I).

En términos generales, una disminución en los valores del $\delta^{13}\text{C}$ sugiere que el océano fue suministrado de aguas con alta concentración de ^{12}C por la convección de aguas profundas, que se vuelven más superficiales conforme fluyen hacia el Atlántico Norte durante el MIS 9, MIS 8 y MIS 7 (Ninnemann & Charles, 2002). Spero *et al.*, (2003) indicaron que el aumento en las proporciones del $\delta^{13}\text{C}$ en los últimos 350ka reflejan la activación de la Circulación Termohalina del Atlántico Norte, aumentando posteriormente la contribución del Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW por sus siglas en inglés) que tiene valores más altos de $\delta^{13}\text{C}$ relativo al océano del Sur. Esta tendencia de aumento en el $\delta^{13}\text{C}$ ha sido indentificada en registros planctónicos del Atlántico tropical, Pacífico tropical, Pacífico Norte y Océano Austral (Shackleton & Pisias, 1985; Curry & Crowley 1987; Hall *et al.*, 2001; Yamane, 2003; Banakaar, 2005). Sin embargo, en registros bentónicos durante las

terminaciones o transiciones glacial-interglacial en registros del Atlántico tropical, Pacífico tropical, Pacífico Norte, Índico tropical y Océano Austral se registra una disminución drástica en el $\delta^{13}\text{C}$ (Banakar, 2005). Como es evidente, en el núcleo EN32-18PC, la señal isotópica pareciera estar desfasada respecto a los registros antes mencionados (Shackleton & Pisias, 1985; Curry & Crowley 1987; Sarnthein & Tiedemann, 1989; Mix *et al.*, 1991; Hall, *et al.*, 2001; Yamane, 2003; Hodell, *et al.*, 2003; Banakaar, 2005). La tendencia anterior podría sugerir que la transferencia de las aguas de bajo $\delta^{13}\text{C}$ y ricas en nutrientes provenientes del Atlántico Sur llegaron muy modificadas al golfo, o bien, que el Atlántico tropical ecuatorial estuvo aislado de la fuente de agua intermedia proveniente del sur. Lo cual pudo significar un impedimento para transferir las señales isotópicas de altas a bajas latitudes, o bien, que hubo una transferencia mas lenta del carbono ligero (Mulitza *et al.*, 1999).

El Atlántico tropical occidental al ser oligotrófico, muestra menor variabilidad en el $\delta^{13}\text{C}$ de los foraminíferos particularmente planctónicos, que en otras regiones como el Atlantico Sur. Posiblemente, la escasa variabilidad observada en las tres especies de foraminíferos plantónicos del núcleo EN32-18PC se deba a un conjunto de factores. Por ejemplo, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ encontrados en el MIS9-MIS7 se podrían explicar debido a un aumento en la mezcla de las aguas superficiales, a un aporte de aguas poco nutritivas hacia la superficie, o bien, a cambios en la termodinamica de las aguas, como lo sugiere Mulitza *et al.*, 1999.

Para brindar algunas de esas respuestas, a continuación se complementarán los resultados de los análisis isotópicos con los patrones de distribución de las especies seleccionadas y muy sensibles a cambios en las condiciones oceanográficas superficiales.

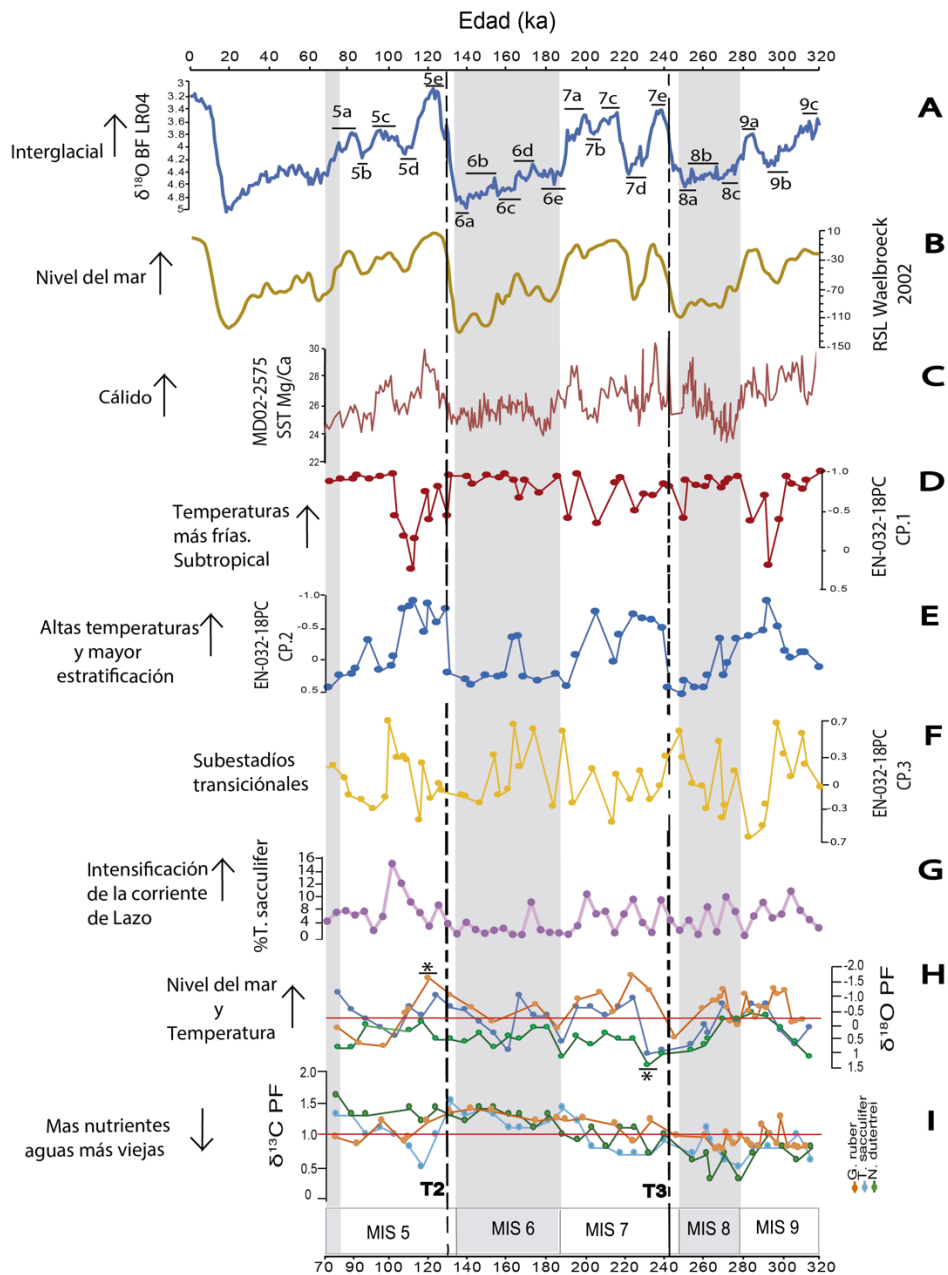


Figura 19. A) Curva isotópica $\delta^{18}\text{O}$ del LR04 stack de Lisiecki y Raymo (2005). B) Nivel medio global de mar, indica metros bajo el nivel del mar actual de (Waelbroeck et al., 2002) C) Temperatura superficial del mar del MD02-2575 de Nuernberg et al. (2008) D) Dispersión del componente 1 del núcleo EN-032-18PC E) Dispersión del componente 2 del núcleo EN-032-18PC F) Dispersión del componente 3 del núcleo EN-032-18PC G) Abundancia relativa de *T. sacculifer* H) Curva isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ de *G. ruber*, *T. sacculifer* y *G. dutertrei* en el núcleo EN-32-18PC. Los valores entre especies están más separados durante los interglaciales (más calidos y estratificados) y mas juntas en glaciales (más frío y mayor mezcla). Los asteriscos indican los posibles subestadios 7d y 5e identificados respecto a Lisiecki y Raymo (2005). I) Curva isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ de *G. ruber*, *T. sacculifer* y *G. dutertrei* en el núcleo EN-32-18PC. En línea punteada se señalan la terminación 3 (T3) y la terminación 2 (T2) de acuerdo a lo señalado en Banakaar (2005).

6.4 Patrones paleoecológicos de los foraminíferos planctónicos.

La distribución y abundancia de las siete especies de foraminíferos planctónicos está estrechamente relacionada con los patrones ecológicos y las propiedades de las masas de agua superficiales. El análisis de componentes principales (PCA, por sus siglas en inglés) permitió identificar tres asociaciones de especies, las cuales, de acuerdo a sus preferencias ecológicas, nos permitió reconstruir las características físico-químicas de las masas de agua superficiales. A continuación se discuten tres escenarios para el GM entre los 320-70ka.

i. CP1: Escenario de condiciones interglaciales. De acuerdo con el PCA, *Globigerinoides ruber* caracteriza y domina la asociación ecológica que representa las condiciones ambientales en la mayor parte de la secuencia estudiada (Figura 19D). La especie *G. ruber* es una especie tropical (Kipp, 1976) y tolerante a amplios gradientes en la temperatura y salinidad del agua (Kennet y Huddlestun 1972a). Trabajos anteriores han establecido que la distribución de *G. ruber* es dominante en el Atlántico Tropical, el mar Caribe y el Golfo de México (Bé & Hamlin, 1967; Kipp, 1976; Brunner, 1979; Hemleben *et al.*, 1989).

G. ruber es una especie espinosa que habita en la capa superficial del océano (entre los 0-100 m). Habita aguas oligotróficas, sin embargo, su característica simbiote le permite adaptarse a aguas meso-eutróficas (Schiebel & Hemleben, 2017). Presenta dos variedades distintas, con testas blancas y rosas. Cada variedad presenta ligeras diferencias en sus preferencias ecológicas. En este trabajo se reconoce solo la ecología general de *G. ruber* dado que se realizó un único conteo para la especie. Los intervalos de temperaturas en los que habita varían entre 17-31°C con preferencias en intervalos de 22.7-27.1°C y salinidades 32.5-37.5‰ (Bé & Hamlin, 1967; Hemleben *et al.*, 1989). En el núcleo EN32-18PC se observa cómo esta especie dominante presenta pocas variaciones en su abundancia relativa (%) a lo largo de la secuencia. Es decir, nunca son menores al 10%, y por lo general, esta se encuentra por encima de la media (Fig. 8; Fig 18a). Los eventos en los cuales se presentan las mayores abundancias de esta especie son los escenarios glaciales MIS 8, MIS 6 y MIS 5-4 lo

cual sugiere que la temperatura y la salinidad no fueron lo suficientemente fríos u oligotróficos como para alterar la distribución de esta especie. La característica simbiote de *G. ruber* pudo incluso haberse beneficiado durante los episodios de aguas menos salinas y menos oligotróficas de los escenarios glaciales. Ya que como sugieren estudios anteriores, durante el MIS 8, MIS 6 y MIS 4 posiblemente existieron condiciones mesotróficas en la superficie de Golfo, induciendo a un aumento en la actividad simbiote de *G. ruber*, y su consecuente amplia distribución. Por ejemplo, se sabe por los registros de polvo en las costas del Sahara, la Patagonia y el hielo Antártico entre 270-260ka durante el MIS 8 (Hein *et al.*, 2009, 2017) y los flujos litogénicos altos durante el MIS 6 y 5e en Agulhas (Frenkel *et al.*, 2017), que en general hubo un aumento en los aportes de nutrientes hacia las cuencas oceánicas. Ahora bien, durante los escenarios interglaciales las condiciones ecológicas durante el MIS 9, MIS 7 y MIS 5 pudieron ser aguas mezcladas superficiales cálidas de alta salinidad, oligotróficas, aunque con poca actividad biológica, de alta diversidad biológica, como ocurre actualmente (Dunn, 1996; Biggs, 2001; Zavala et al, 2006; Martinez & Zavala, 2009).

ii. CP 2: Eventos interglaciales máximos. De acuerdo con el PCA, *G. menardii* caracteriza negativamente el segundo escenario, junto con la caracterización positiva de *G. inflata* (Fig. 19E). *Globorotalia menardii* muestra abundancias máximas en los eventos más calientes de los interglaciales (Ericson & Wollin 1968). Las altas abundancias de *G. menardii* se distribuyen a lo largo del MIS 9 (305.4-277.2ka), MIS 7 (238.9-204.7ka) y MIS 5 (127.7-105.2ka). De acuerdo con Kennet y Huddlestun (1972b) *G. menardii* es una especie indicadora de aguas cálidas ampliamente distribuída en el Atlántico, mar Caribe, y Golfo de México (Ericson & Wollin, 1956a,b; Ericson & Wollin 1968; Ewing & Antoine, 1966). La amplia distribución de esta especie durante el momento mas cálido o máximo de los escenarios interglaciales permite sugerir episodios de aguas muy cálidas. Mokeddem & McManus (2017) y Moelling *et al.* (2012) que reportaron que las condiciones climáticas durante el MIS 9 tuvieron un pico de calentamiento al inicio de este periodo que se manifestó como uno de los interestadiales más fuertes y un colapso

terminal de las masas de hielo en el Atlántico Norte a lo largo del MIS 9. Por otro lado, los registros marinos muestran un periodo de rápido calentamiento de la superficie del mar y deshielo asociado al inicio del MIS 7, sin embargo, ha resultado difícil obtener registros de este escenario interglacial que contengan suficiente resolución y precisión cronológica (Channell *et al.*, 2012; Hodell *et al.*, 2008; Wendt *et al.*, 2021). Y el MIS 5 también llamado “ultimo interglacial” se caracteriza por haber experimentado una mayor insolación, una gran reducción de la capa de hielo de Groenlandia y aguas superficiales más cálidas. (Shackleton *et al.*, 2003). Por lo tanto, estos episodios pudieron estar caracterizados por presentar aguas subsuperficiales estratificadas cálidas con temperaturas promedio de 23-27°C y salinidades de 36.10-36.40‰. La distribución de *G. menardii* se ve más afectada por las salinidades y temperaturas que por los cambios en la productividad (Bé, 1960; Brunner, 1982; Bhonsale & Saraswat, 2012)

En contraste, *G. inflata* presenta altas abundancias en su distribución en los momentos glaciales como el MIS 8 (272.1-242.2ka), MIS 6 (189.9-129.2ka) y finales del MIS 4 (100.2-68.4ka). *G. inflata* es una especie que se distribuye en regiones subtropicales y subpolares del Atlántico Norte y en algunas regiones de Atlántico oriental. Habita principalmente en aguas profundas (entre 100-400 m de profundidad), con temperaturas de 7.7-17°C y salinidades de 36.4-36.6‰. La abundancia de esta especie depende del enriquecimiento de nutrientes de las aguas superficiales y subsuperficiales (Kipp, 1976; Bé & Hamlin, 1967; Hilbrecht, 1996). Lo cual puede confirmarse con la evidencia del aporte de nutrientes durante los episodios glaciales hacia las cuencas oceánicas (Hein *et al.*, 2009, 2017; Frenkel *et al.*, 2017). Por otro lado, su presencia permite inferir escenarios de incursión de aguas bien oxigenadas y de alta salinidad con alta cantidad de nutrientes en las masas subsuperficiales de agua. Anteriormente, se ha reportado al MIS 8 como un glacial débil de corta temporalidad. Lo anterior se ha reconstruido a partir de las evidencias del hielo Laurentino en las montañas Mackenzie y los depósitos glaciomarineros del cabo Collinson, que marcan la extensión de una glaciación débil en el noroeste de Canadá (Rodkin *et al.*, 2004). Por otro lado, el MIS 6 representa una de las glaciaciones más grandes durante el Cuaternario caracterizada por una extensión de hielo continental

56% más grande en comparación con la última glaciación (MIS 2 o último glacial) y la variabilidad de la temperatura a escala milenaria afectó los patrones climáticos en las latitudes medias del Atlántico norte y el mar mediterráneo occidental (Batchelor *et al.*, 2019; Barker *et al.*, 2011) lo cual puede explicar la presencia de *G. inflata* en el Golfo durante los escenarios glaciales.

CP 3: Escenario de transiciones climáticas: El último escenario está representado por *Neogloboquadrina dutertrei* con abundancias máximas durante intervalos puntuales para el MIS 9 (310.8 ka, 298.1 ka), MIS 8 (248.9ka), MIS 6 (189.9ka, 185.02 ka, 168.1 ka) y MIS 5 (106.2ka) (Fig. 19F). *N. dutertrei* es una especie de aguas tropicales y subtropicales, marginal de aguas cálidas (Bé & Hamlin, 1967; Kennet y Huddleston 1972a). Habita principalmente en la masa subsuperficial de agua a profundidades promedio de 20-100 m y muestran abundancias máximas en los máximos de clorofila profunda (50 m aproximadamente). Presenta un rango amplio de tolerancia a la temperatura (13-33°C) lo que parece explica su presencia en escenarios glaciales como interglaciales. Tolerancia de salinidades de 25-36‰, prefiriendo valores bajos (Shackleton, 1974; Hemleben *et al.*, 1989; Schiebel & Hemleben, 2017). Por lo tanto, estos pulsos representados por la abundancia de *N. dutertrei* pueden explicarse por eventos de afloramiento de nutrientes o formación de máximos de clorofila profunda formada durante los estadios interglaciales, o por la formación de mayor números de giros semipermanentes en el golfo que favorece el afloramiento de nutrientes y florecimiento de fitoplancton y zooplancton (Lorda *et al.*, 2019). Este escenario podría estar vinculado a cambios en la intensidad de la corriente de Lazo, pero esto se discutirá más adelante.

6.5 Corriente de Lazo y Zona de Convergencia Intertropical

La Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ por sus siglas en inglés) es un elemento clave en el clima moderno, controla la zona de precipitaciones y tormentas ecuatoriales, así como la ubicación e intensidad de los monzones. La ITCZ es una zona de mayor convección atmosférica y precipitación que se encuentra en la

convergencia de los vientos alisios del norte y del sur (Liu & Zipser, 2005 ;Reimi *et al.*, 2017). Los monzones son vientos estacionales que soplan hacia el norte cargados de precipitaciones durante el verano y vientos fríos y secos que soplan durante el invierno en el océano Índico y el sur de Asia (Zhao *et al.*, 2010). En el golfo de México la migración meridional de la ITCZ ejerce un control clave sobre el ciclo hidrológico estacional y la circulación desde el Mar Caribe hasta el golfo. En la actualidad, la migración de la ITCZ hacia el norte durante el verano boreal se vincula con la intensificación de la CL y el transporte de aguas cálidas hacia el noroeste del golfo por medio de los remolinos anticiclónicos que se desprenden de la CL. Por el contrario, la disminución en la intensificación de la CL se ha relacionado con la migración al Sur de la ITCZ durante el invierno boreal. (Saha, 2009; Hall & Leben 2016). Un estudio realizado sobre el transporte eólico y hemipelágico en la cuenca de Cariaco en los últimos 578 ka (Yarincik & Murray, 2000) sugiere un comportamiento análogo de la migración de la ITCZ durante los ciclos glaciales-interglaciales del Pleistoceno tardío. Es decir, que durante los escenarios glaciales la posición de la ITCZ fue más hacia el sur, y en los escenarios interglaciales más hacia el norte.

En este trabajo se utilizó la distribución y abundancia relativa de *T. sacculifer* para reconstruir la influencia de la corriente de Lazo durante este periodo. *T. sacculifer* es una especie espinosa que se distribuye principalmente en la zona fótica y está asociada a la corriente de Lazo (Brunner, 1979; Hemleben *et al.*, 1989; Poore, 2003). En el núcleo EN32-18PC, *G. sacculifer* sugiere un periodo de inestabilidad en la intensificación de la corriente, desde 320-185ka. Durante el MIS 6 las bajas abundancias de *T. sacculifer* sugieren una disminución de la intensidad de la CL durante este periodo, mientras que en el MIS 5 se observan los valores máximos a los 100 ka. Lo cual sugiere una intensificación de la CL asociada a una migración al norte de la ITCZ (Figura 19G).

De acuerdo a evidencias en distintos registros oceánicos y continentales (Ravelo *et al.*, 2004) se ha observado que la variabilidad climática fue en aumento hacia el final del Pleistoceno, provocando que los momentos glaciales-interglaciales fueran más extremos a excepción del MIS 8 que fue un evento glacial atenuado. Registros de

estalagmitas del Monzón Asiático en el Suroeste de China sugieren una migración al límite norte de la ITCZ durante el MIS 5, gracias a que en la región de los loess de Asia central, ellos encuentran evidencia de un periodo de máxima humedad durante 73-121 ka (MIS 5) (Zhang *et al.*, 2021; Jia *et al.*, 2018).

6.6 Reconstrucción paleoambiental.

En el núcleo EN32-18PC está delimitado por edades de 70-320 ka. Están representados 3 escenarios glaciales (MIS 8, MIS 6 y MIS 4), así como 3 escenarios interglaciales (MIS 9, MIS 7 y MIS 5).

De acuerdo al análisis paleoecológico, uno de los escenarios principales que caracterizaron al golfo de México, indica escenarios interglaciales cálidos y escenarios glaciales no muy fríos, coincidiendo con la baja variabilidad climática asociada a los océanos tropicales ecuatoriales. Sin embargo, aunque el golfo no registra variaciones climáticas abruptas, éste presentó condiciones paleoecológicas particulares asociados a escenarios glaciales e interglaciales en las masas superficiales y subsuperficiales de agua.

En primer lugar, los escenarios interglaciales se caracterizaron por presentar aguas cálidas con intervalos de temperatura entre 24-32°C, de alta salinidad, oligotróficas y de baja actividad biológica, con características similares a las del GM actual. Por otro lado, la señal isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ sugieren aguas superficiales con una mayor estratificación (que es más evidente durante el MIS 7), lo cual pudo ser consecuencia de la alta insolación de la superficie del océano vinculada a una termoclina somera, adicionado al mayor aporte de aguas frías provenientes del Atlántico Norte, así como una posible afluencia de aguas provenientes del mar Caribe debido al incremento en la afluencia de sus ríos durante episodios interglaciales (Martinez *et al.*, 2007; Hodell *et al.*, 2008; Moelling *et al.*, 2012; Channell *et al.*, 2012; McManus, 2017).

En segundo lugar, los escenarios glaciales en el GM se caracterizaron por presentar aguas menos cálidas con intervalos de temperatura entre 23-27°C, mayor salinidad y buena oxigenación. Se sugiere que las aguas superficiales y subsuperficiales fueron más homogéneas, esta característica pudo estar asociada a la liberación del calor

absorbido durante los escenarios cálidos que disminuye la estratificación, pero profundiza la termoclina de las masas de agua. Además, la intensificación de los vientos Alisios y del oeste en el Atlántico subtropical posiblemente favorecieron la mezcla de las masas de agua superficiales en el Atlántico Ecuatorial (Slowey & Curry, 1995; Curry *et al.*, 1999), y a su vez, el transporte de nutrientes terrígenos que explican las condiciones mesotróficas del GM durante los periodos glaciales.

Por otro lado, es importante destacar que, si bien los escenarios glaciales e interglaciales presentaron características ambientales específicas, la señal isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ indica condiciones oligotróficas crecientes asociadas al aumento en el transporte de aguas provenientes del Atlántico Norte. Sin embargo, es posible que el acceso de la NADW al GM estuviera limitado, que las aguas llegaron modificadas o que la transferencia del carbono ligero fuera más lenta.

Las transiciones entre subestadios glaciales-interglaciales se caracterizaron por presentar eventos de un relativo aumento de nutrientes, formación de máximos de clorofila profunda o tal vez un incremento en el número de giros semipermanentes que favorecieron el afloramiento de nutrientes y florecimiento de fitoplancton y zooplancton. Estos eventos parecen estar relacionados con la intensificación de la corriente de Lazo, sin embargo, esta relación sólo es evidente durante la mitad del MIS 6 y MIS 5, ya que el patrón de abundancias de *T. sacculifer* sugiere una intensificación de la CL muy inestable durante el MIS 9, MIS 8 y MIS 7.

7. Conclusiones.

En este trabajo se estudió un núcleo de sedimento colectado al este del golfo de México, justo bajo el paso de la corriente de Lazo. En este estudio se lograron satisfactoriamente los objetivos planteados. En primer lugar, el uso de los registros isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$, así como la bioestratigrafía de *G. menardii* y *G. inflata* permitieron delimitar temporalmente la secuencia analizada entre los 320-70ka (Pleistoceno tardío). En segundo lugar, los registros isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ permitieron reconstruir la tendencia de dos escenarios glaciales y tres escenarios interglaciales durante los 320-70 ka, así como patrones de estratificación y mezcla de agua. Los registros isotópicos del $\delta^{13}\text{C}$ sugieren una tendencia en las condiciones oligotróficas crecientes asociadas al transporte de aguas provenientes del Atlántico Norte. Por otro lado, las asociaciones paleoecológicas de las especies de foraminíferos planctónicos permitieron la reconstrucción de tres escenarios paleoecológicos y paleoclimáticos para el GM durante este periodo. Aunque la baja resolución de los datos estudiados no permitió un análisis más detallado, siembra un antecedente para posteriores estudios de geoquímica isotópica en especies planctónicas. Finalmente, la isotopía estable de las testas, y la paleoecología de los foraminíferos planctónicos favoreció una interpretación de las condiciones de las variaciones superficiales de la capa de mezcla al oriente del golfo de México y relacionarlas con la influencia de factores atmosféricos, como la migración de la ITCZ durante los ciclos glacial-interglacial representados en la secuencia.

8. Referencias bibliográficas

- Arellano, T. & Machain, M.L. (2017) Late Pleistocene-Holocene variability in the southern Gulf of Mexico surface waters based on planktonic foraminiferal assemblages. *Marine Micropaleontology* 131, 44-58.
- Alzaga, R., Granjeon, D., López, M., Seranne, M. & Roure, F. (2009) Gravitational collapse and Neogene sediment transfer across the western margin of the Gulf of Mexico: Insights from numerical models. *Tectonophysics*, 470(1-2), 21-41.
- Antoine, J. & Pyle, T. (1970) Crustal studies in the Gulf of Mexico. *Tectonophysics*, 10, (5-6), 477-494.
- Batchelor, C. L., Margold, M., Krapp, M., Murton, D. K., Dalton, A. S., Gibbard, P. L., Stokes, C. R., Murton, J. B., & Manica, A. (2019). The configuration of Northern Hemisphere ice sheets through the Quaternary. *Nature Communications*, 10, 3713
- Barker, S., Greaves, M. & Elderfield, H. (2003) A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca paleothermometry. *Geochemistry. Geophysics, Geosystems*, 4(9), 8407, doi:10.1029/2003GC000559, 2003.
- Barker, S., Knorr, G., Edwards, R. L., Parrenin, F., Putnam, A. E., Skinner, L. C., Wolff, E., & Ziegler, M. (2011). 800,000 years of abrupt climate variability. *Science*, 334, 347- 351.
- Barnes, C.R. (1999) Paleooceanography and paleoclimatology: An Earth system perspective. *Chemical geology*. 161, 17-35.
- Balsam, W. & Beeson, J. (2003) Sea floor sediment distribution in the Gulf of Mexico. Deep-sea research. Part I. 50 1421-1444
- Banakaar, V. K (2005) $\delta^{13}\text{C}$ depleted oceans before the Termination 2: More nutrient-rich deep-water formation or light-carbon transfer?. *Indian Journal of Marine Sciences* Vol. 34(3), September 2005, pp. 249-258
- Bé, A.W.H., (1960). Ecology of recent planktonic foraminifera: part 2: bathymetric and seasonal distributions in the Sargasso Sea off Bermuda. *Micropaleontology* 6, 373-392.

Bé, A.W.H. & Hamlin, W.H. (1967). Ecology of recent planktonic foraminifera: part 3: distribution in the North Atlantic during the summer of 1962. *Micropaleontology* 13, 87-106.

Bemis, B.E., Spero, H.J., Bijma, J., Lea, D.W., (1998). Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations. *Paleoceanography* 13, pp. 150-160, doi: <https://doi.org/10.1029/98PA00070>.

Bergantino, R.N (1971) Submarine regional geomorphology of the Gulf of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 82(3), 741-752

Biggs, D.C (1991) Nutrients, Plankton and Productivity in a Warm-Core Ring in the Western Gulf Mexico. *Journal of Geophysical Research*. 97, 2143-2154

Biggs, D.C., Ressler, P.H., (2001) Distribution and abundance of phytoplankton, zooplankton, ichthyoplankton, and micronekton in the deepwater Gulf of Mexico. *Gulf Mexico Sci.* 2001 (1), 7-29. <https://doi.org/10.18785/goms.1901.02>.

Broecker, W.S., Peng, T.H., (1982) *Tracers in the Sea*. Eldigio Press, Palisades, N.Y, 690 pp

Broecker, W. S., and T. H. Peng (1993), Evaluation of the ^{13}C constraint on the uptake of fossil fuel CO_2 by the ocean, *Global Biogeochem. Cycles*, 7, 619-626.

Brennan, C.E., Creater, A.J., Eby, M. & Meissner, K.J. (2012) Modelling Oxygen Isotopes in the University of Victoria. *Earth System. Climate Modell for pre-industrial and Last Glacial Maximum Conditions*. *Atmosphere-Ocean*- 50 pp- 447-465. Doi: 10-1085/07055900.2012.707611

Brierley, A. & Kingsford M. (2009) Impacts of climate change on marine organisms and ecosystems. *Current Biology*. 19, 602-614.

Bhonsale, S. & Saraswat, R. (2012) Abundance and Size Variation of *Globorotalia menardii* in the Northeastern Indian Ocean During the Late Quaternary. *Journal Geological society of India*. 80, 771-782.

Brunner, C.A. (1979). Distribution of planktonic foraminifera in surface sediments of the Gulf of Mexico. *Micropaleontology* 25, 325–335.

Brunner, C. (1982) Paleooceanography of Surface Waters in the Gulf of Mexico during the Late Quaternary. *Quaternary Research*. 17, 105-119.

Campos, M. C., Chiessi, C. M., Voigt, I., Piola, A. R., Kuhnert, H., and Mulitza, S. (2017) $\delta^{13}\text{C}$ decreases in the upper western South Atlantic during Heinrich Stadials 3 and 2, *Clim. Past*, 13, 345–358, <https://doi.org/10.5194/cp-13-345-2017>.

Cervantes, G. Y., Hernández, J.M., Zirino, A., Herzka, S., Camacho-Ibar, V., Norzagaray, O., Barbero, L., Montes, I., Sudre, J. & Delgado, J. (2022) Understanding upper water mass dynamics in the Gulf of Mexico by linking physical and biogeochemical features. *Journal of Marine Systems*. 225, 103647

Channell, J. E., Hodell, D. A., Romero, O., Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A., Stoner, J. S., Mazaud, A., and Röhl, U. (2012) A 750-kyr detrital-layer stratigraphy for the North Atlantic (IODP sites U1302–U1303, Orphan Knoll, Labrador Sea), *Earth Planet. Science Letter*, 317, 218–230, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.11.029>, 2012

Curry, W. B. & Crowley, T. J., (1987) The $\delta^{13}\text{C}$ of equatorial Atlantic surface waters: implication for ice-age pCO_2 levels, *Paleoceanography*, 2(5). 489-517, 1987.

Curry, W.B., Marchitto, T.M., Oppo, D.W. & Laarkamp, K.L. (1999) Millennial-scale changes in ventilation of the thermocline, intermediate and deep waters of the glacial North Atlantic. In: Clark, P.U., Webb, R.S., Keigwin, L.D. (Eds.), *Geophysical Monograph*, vol. 112, pp. 59–76.

Day, J., Díaz, A., González, G., Moreno, P., y Yáñez, A. (2004). Diagnóstico Ambiental del Golfo de México, Resumen Ejecutivo. En M. Caso, I. Pisanty y E. Ezcurra (Eds.), *Diagnóstico Ambiental del Golfo de México Volumen I* (pp. 15-44). México: Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, Instituto Nacional de Ecología, Instituto de Ecología. A.C., Harte Research Institute for Gulf of Mexico Studies.

Dentith, J. E., Ivanovic, R. F., Gregoire, L. J., Tindall, J. C., and Robinson, L. F. (2020) Simulating stable carbon isotopes in the ocean component of the FAMOUS general

circulation model with MOSES1 (XOAVI), *Geoscience Model Development*. 13, 3529–3552, <https://doi.org/10.5194/gmd-13-3529-2020>.

Dekens, P. S., Lea, D. W., Pak, D. K., y Spero, H. J. (2002). Core top calibration of Mg/Ca in tropical foraminifera: Refining paleotemperature estimation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(4), 1-29

Dunn, D. D. (1996) Trends in nutrient inflows to the Gulf of Mexico from streams draining the conterminous United States, 1972-93, *Water-Resources Investigations, Report 96-4113*, U.S. Geological Survey, Austin, Texas.

Emiliani, C. (1955). Pleistocene temperatures. *The journal of geology*, 63(6), 538-578.

Ericson, D.B & Wollin, G. (1956a) Correlation of six cores from the equatorial Atlantic and the Caribbean: *Deep-Sea Research*, v.3, p- 105-125

Ericson, D.B & Wollin, G. (1956b) Micropaleontological and isotopic determinations of Pleistocene climates: *Micropaleontology*, v. 2, p. 257-270

Ericson, D.B & Wollin, G. (1968) Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments: *Science*, v. 162, p 1227-1234.

Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A., Urey, H.C., 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin* 64, 1315–1326.

Ewing, M., & Antoine, (1966) New data concerning sediments and diapiric structures in Sigsbee Deep and Upper continental slope Gulf of Mexico. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 50(3), 579-504

Farquhar, G. D., O'Leary, M. H. & Barry, J. A. (1982), On the relationship between carbon isotopic discrimination and the intercellular concentration carbon dioxide concentration in leaves, *Aust. J. Plant Physiology*, 9, 121–137.

Frenkel, M.M., Anderson, R.F. & Winckler, G. (2017) Reconstructing dust fluxes and paleoproductivity at the southern Agulhas Plateau since MIS-6. *American Geophysical Union*.

- García, A. & Dymant, J. (2022) Structure, age, and tectonic evolution of the Gulf of Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*. 577, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117259>
- Garrison, L.E & Martin, R.G. (1973) *Geologic Structures in the Gulf of México Basin*. Geological Survey Professional Paper 773.
- Guisande, C., Barreiro, A., Maneiro, I., Riveiro, I., Vergara, A. & Vaamonde A. (2006) *Tratamiento de Datos*. Diaz de Santos. 376 p.
- Greiner, G. (1970). Distribution of major benthonic foraminiferal groups on the Gulf of Mexico continental shelf. *Micropaleontology*. 15, 83-101.
- Hall, C. & Leben, R. (2016) Observational evidence of seasonality in the timing of loop current eddy separation. *Dynamics Atmosphere Oceans*, 76 (2016), pp. 240-267, [10.1016/j.dynatmoce.2016.06.002](https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2016.06.002)
- Hall, I. R., McCave, I. N., Shackleton, N. J., Weedon, G. P. & Harris, S. E., (2001) Intensified deep-Pacific inflow and ventilation in Pleistocene glacial times, *Nature*, 412. 809-812.
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Ryan, P.D. (2001). PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica* 4(1): 9pp. Recuperado el 07 de septiembre del 2021 de <https://www.nhm.uio.no/english/research/infrastructure/past/>
- Hedberg, H.D. (1980) *Guía Estratigráfica Internacional*. Guía para la clasificación, terminología y procedimientos estratigráficos por la Subcomisión Internacional de Clasificación Estratigráfica de la Comisión de Estratigrafía de la UICG. Editorial Reverté, S.A.
- Hein, A.S., Hulton, N.R.J., Dunai, T.J., Schnabel, C., Kaplan, M.R., Naylor, M. & Xu, S.. (2009) Middle Pleistocene glaciation in Patagoia dated by cosmogenic-nuclide measurements on outwash gravels. *Earth and Planetary Science Letters* 286, 184-197.

Hein, A.S., Coge, A., Darvill, C.M., Mendelovs, M., Kaplan, M.R., Herman, F., Dunai, T.J. (2017) Regional mid-Pleistocene glaciation in central Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 164, 77-94.

Herzka, S.Z., Zaragoza Álvarez, R.A., Peters, E.M., y Hernández Cárdenas, G. (Coord. Gral.) (2021). Atlas de línea base ambiental del Golfo de México. México: Consorcio de Investigación del Golfo de México.

Hemleben, C., Spindler, M. & Anderson, O. R. (1989). Modern Planktonic Foraminifera (224-226). New York: Springer-Verlag.

Hilbrecht, H., (1996) Extant planktic foraminifera and the physical environment in the Atlantic and Indian Oceans, *Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Eidgen. Technischen Hochschule und der Universität Zürich*, Zürich p. 99 pp.

Hodell, D. A., Venz, K. A., Charles, C. D. & Ninnemann, U.S., (2003) Pleistocene vertical carbon isotope and carbonate gradients in the south Atlantic sector of the Southern Ocean, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4 1-19.

Hodell, D. A., Channell, J. E., Curtis, J. H., Romero, O. E., and Röhl, U. (2008) Onset of "Hudson Strait" Heinrich events in the eastern North Atlantic at the end of the middle Pleistocene transition (~ 640 ka)?, *Paleoceanography*, 23, PA4218, <https://doi.org/10.1029/2008PA001591>.

Hoefs, M.-J.L., Versteegh, G.J.M., Rijpstra, W.I.C., de Leeuw, J.W. & Sinninghe Damsté, J.S. (1998) Postdepositional oxic degradation of alkenones: Implications for the measurement of palaeo sea surface temperatures. *Paleoceanography*, 13, 42-49.

Hughes, P.D. & Gibbard, P.L. (2018). Global glacier dynamics during 100ka Pleistocene glacial cycles. *Quaternary Research* 90,222-243.

Hughes, P.D., Gibbard, P.L. & Ehlers, J. (2020) The "missing glaciations" of the Middle Pleistocene. *Quaternary Research*. 1-23. <https://doi.org/10.1017/qua.2019.76>

"Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ) - SKYbrary Aviation Safety". www.skybrary.aero. Recuperado el 13 Sep 2022

INEGI - Instituto Nacional de Estadística y Geografía (2021). Climatología. Recuperado el 29 de julio del 2021 de <https://www.inegi.org.mx/temas/climatologia/>

Jia, J., Fuyuán, G., Dunsheng, X., Wei, H., Fahu, C. (2018) Moisture variations in arid central Asia and its out-of-phase relationship with the Asian Monsoon during MIS 5: evidence from loess records. *Journal of Quaternary Science*. Vol 33, 4. P. 435-443.

Johns, W.E., Townsend, T.L., Fratantoni, D.M., Wilson, W.D. (2002) On the Atlantic inflow to the Caribbean Sea. *Deep-Sea Res. I Oceanography Research Paper* 49, 211-243.

Kennett, J.P., Huddleston, P., (1972a). Abrupt climatic change at 90,000 yr BP: faunal evidence from Gulf of Mexico cores. *Quaternary Research* 2, 384-395.

Kennett, J. & Huddleston, P. (1972b) Late Pleistocene Paleoclimatology, Foraminiferal biostratigraphy and Tephrochronology, Western Gulf of Mexico. *Quaternary research*. 2. 38-69

Kennett, J.P., & Srinivasan, M.S. (1983) Neogene Planktonic Foraminifera: *Nature*, v.23, p. 180-193

Kipp, N.G., 1976. New transfer function for estimating past sea-surface conditions from sea-bed distribution of planktonic foraminiferal assemblages in the North Atlantic. In: Cline, R.M., Hays, J.D. (Eds.), *Investigation of Late Quaternary Paleooceanography*. Geological Society of America Membership 145. pp. 3-41.

Köppen, W., 1936. *Das geographische System der Klimate, Handbuch der Klimatologie [The Geographical System of the Climate, Handbook of Climatology]*. 1. Verlag Von G. Reimer, Berlin, pp. 1-44.

Kucera, M. (2007) Planktonic foraminifera as tracers of past oceanic environments. *Developments in Marine Geology*. 1. 215-228.

Leng, M.L (2006) *Isotopes in Palaeoenvironmental Research*. Springer. 307p.

LeGrande, A.N. & Schmidt, G.A. (2006) Global gridded data set of the oxygen isotopic composition in seawater. *Geophysical Research Letters*. 33. Doi: [https://doi.org/10-1029/2006GL026011](https://doi.org/10.1029/2006GL026011)

Liu, M. & Tanhua, T. (2021) Water masses in the Atlantic Ocean: characteristics and distributions. *Ocean Science*, 17, 463–486

Liu, C. & Zipser, E.J. (2005) Global Distribution of convection penetrating the tropical tropopause. University of Utah. Recuperado en <https://www.skybrary.aero/sites/default/files/bookshelf/798.pdf>

Lisiecki, L.E. & Raymo, M.E., (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20, doi:10.1029/2004PA001071.

Lorda, J., Athié, G., Ibar, C., Daessle, L.W. & Molina, O. (2019) The relationship between zooplankton distribution and hydrography in oceanic waters of the Southern Gulf of Mexico. *Journal of Marine Systems*. 192, 28-41

Lorius, C. and Merlivat, L. (1977) Distribution of mean surface stable isotope values in East Antarctica, Observed changes with depth in a coastal area, in: *Isotopes and Impurities in Snow and Ice, Proceedings of the Grenoble Symposium*, August/September 1975, IAHS, Grenoble, 118, 125–137, 1977

Lugo, J., (2021) en "Peters, E. M., Zaragoza Álvarez, R. A., Herzka, Sharon Z., y Martin, R., Neff, E., Johnson, G. & Krantz, D. (1993) Biostratigraphic Expression of Pleistocene Sequence Boundaries, Gulf of México. *Society for Sedimentary Geology*. 8-2, 155-171.

Mackensen, A. & Schmiedl, G. (2019) Stable carbon isotopes in paleoceanography: atmosphere, oceans and sediments. *Earth-Science Reviews*. 197. 102893 <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102893>

McManus, J.F., Oppo, D.W., Cullen, J.L. (1999). A 0.5 million-year record of millennial-scale climate variability in the North Atlantic. *Science* 283, 971-975

Martin, R.E., Neff, E.D., Johnson, G.W. & Krantz, D.E. (1993) Biostratigraphic Expression of Pleistocene Sequence Boundaries, Gulf of Mexico. *SEPM Society for Sedimentary Geology*. 8, 155-171

- Martinez, B. & Zavala, J. (2009) Seasonal and interannual variability of cross-shelf transports of chlorophyll in the Gulf of Mexico. *Journal of Marine Systems*. 77, 1-20
- Martinez, I., Mora, G. & Barrows, T. (2007) Paleoceanographic conditions in the western Caribbean Sea for the last 560 kyrs as inferred from planktonic foraminifera. *Marine Micropaleontology*. 64, 177-188
- Mix, A. C., N. G. Pisias, W. R. Zahn, C. Lopez, and K. Nelson. (1991). Carbon 13 in Pacific Deep and Intermediate waters, 0- 370 KA: Implications for ocean circulation and Pleistocene CO₂, *Paleoceanography*, 6(2), 205-226.
- Moore, C.H. (1989) Carbonate Diagenesis and Porosity. *Developments in sedimentology*. Elsevier.
- Mora-Rivera. A.J. (2022) Análisis de indicadores geoquímicos en foraminíferos planctónicos para reconstruir temperaturas a escala Glacial-Interglacial en el Golfo de México. Tesis de grado. Universidad Nacional Autónoma de México, CDMX. 94 pp.
- Mokeddem, Z. & McManus, J.F. (2017) Insights into North Atlantic deep water formation during the peak interglacial interval of Marine Isotope Stage 9 (MIS 9) *Climatic Dynamics* 49:3193-3208 DOI: 10.1007/s00382-016-3505-9
- Morrison, R.B. (1991) Introduction in Morrison, R.B., ed., quaternary nonglacial geology. *Conterminous U.S.: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, v. K-2, p.1-12
- Moelling, Leah I. Mokeddem, Zohra, McManus, Jerry F. (2012) New evidence of millennial-scale climate variability during the peak warm interval of marine isotope stage (MIS) 9. *Abstracts with Programs - Geological Society of America*, 44, 121, Geological Society of America, 2012 annual meeting, 2012; ISSN: 0016-7592
- Müller-Karger F.E., Smith J.P., Werner S., Chen R., Roffer M., Liu Y., Muhling B., Lindo-Atichati D., Lamkin J., Cerdeira-Estrada S., Enfield D.B., (2015) Natural variability of surface oceanographic conditions in the offshore Gulf of Mexico. *Progress in Oceanography*, 134, 54-76.

- Mulitza, S., Arz, H., Mücke, S.K., Moos, S., Niebler, J. P & Segl, M. (1999) The South Atlantic Carbon Isotope Record of Planktic Foraminifera. Use of proxies in Paleoceanography.
- Mulitza, S., Donner, B., Fischer, G., Paul, A., Pätzold, J., Rühlemann, C., Segl, M. (2004) The South Atlantic Oxygen Isotope Record of Planktic Foraminifera. In: Wefer, G., Mulitza, S., Ratmeyer, V. (Eds.), The South Atlantic in the Late Quaternary: Reconstruction of Material Budgets and Current Systems. Springer, Berlin, pp. 121-142.
- Ninnemann, U. S., and C. D. Charles. (2002) Changes in the mode of Southern Ocean circulation over the last glacial cycle revealed by foraminiferal stable isotopic variability, *Earth and Planetary Science Letters*, 201, 383- 396.
- Nürnberg, D., Ziegler, M., Karas, C., Tiedemann, R. & Schmidt, M.W. (2008) Interacting Loop Current variability and Mississippi River discharge over the past 400 kyr. *Earth and Planetary Science Letters*. 272. 278-298
- Parker, F.L. (1962) Planktonic foraminiferal species in the Pacific sediments: *Micropaleontology*, v.8, no. 8 p. 219-254
- Pearson, P.N. & Burgess, C.E. (2008). Foraminifer test preservation and diagenesis: comparison of high latitude Eocene sites. Geological Society, London, Special Publications, 303(1),59-72.
- Pingitore N. E. (1982) The role of diffusion during carbonate diagenesis *Journal of Sedimentary. Petrology*. 52. 27-39
- Piper, D.J.W., Mudie, P.J., Aksu, A.E., Skenke, K.I. (1994). A 1 Ma record of sediment flux south of the Grand Banks used to infer the development of glaciation in southeastern Canada. *Quaternary Science Review* 13, 23-37.
- Poore, R.Z., Dowsett, H.J., Verardo, S. & Quinn, T.M (2003) Millennial- to century-scale variability in Gulf of Mexico Holocene climate records. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 18.
- Poore, R.Z., Verardo, S., Caplan, J., Pavich, K., Quinn, T., (2009) Planktic foraminiferal relative abundance and trends in Gulf of Mexico Holocene sediments records of

climate variability, Gulf of Mexico Origin, Waters, and Biota: volume III. *Geology* 367-379.

Popp, B. N., P. Parekh, B. Tilbrook, R. R. Bidigare, and E. A. Laws (1997), Organic carbon $\delta^{13}C$ variations in sedimentary rocks as chemostratigraphic and paleoenvironmental tools, *Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology* 132, 119- 132.

Portela, E., Tenreiro, M., Pallàs, E., Meunier, T., Ruiz, A., Sosa, R. & Cusí, S. (2018) Hydrography of the central and western Gulf of México. *Journal Geophysical Research Oceans*, 1-16

Ramos, V., Armstrong, A., Rosales. H., Machain, C. & Carranza E. (2017) Geochemistry of deep-sea sediments in two cores retrieved at the mouth of the Coatzacoalcos River delta, western Gulf of Mexico, Mexico. *Arabian Journal of Geosciences*. 10, 6. 1-19

Ravelo, A.C., Andrearsen, D. H., Lyle, M., Ollivarez, L.A. & Wara, M.W (2004). Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch. *Nature* Vol. 429. 263-267.

Regenberg, M., Nürnberg, D., Schönfeld, J. & Reichert, G.J. (2007). Early diagenetic overprint in Caribbean sediment cores and its effect on the geochemical composition of planktonic foraminifera. *Biogeosciences*, 4(6), 957-973.

Reimi, M., Franco, M., Jean, L.S (2017) An equatorial excursion of the ITCZ during Termination II in the CEP. *Geological Society of America*, Volume 49, Issue 6, 2017

Saha, K., 2009. *Tropical Circulation Systems and Monsoons*. Springer, Berlin Heidelberg.

Rodkin, A., Barendregt, R.W., Froese, R.W., Weber, F., Enkin, R.J., Smith, I.R., Zazula, G.D., P. Waters. & Kalsen, R. (2004) Timing and extent of Plio-Pleistocene glaciations in North-Western Canada and East-Central Alaska. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L., (Eds.), *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, Part 2, North America*. Elsevier, Amsterdam, pp 313-345.

Rohling, E.J., Yu, J., Heslop, D., Foster, G.L., Opdyke, B. & Roberts, A.P. (2021) Sea level and deep-sea temperature reconstructions suggest quasi-stable states and critical transitions over the past 40 million years. *Science Advances*. Significant research, global impact. 7(26) doi: [10.1126/sciadv.abf5326](https://doi.org/10.1126/sciadv.abf5326)

Sarnthein, M. & Tiedemann, R., (1989) Towards high-resolution stable isotope stratigraphy of the last 3.4 million years: Sites 658 and 659 off northwest Africa, *Proc. ODP Sci. Results*, 108. 167-185.

Salas, D.A., Monreal, G.M., Signoret, M. & Aldeco, J. (2004) Anticyclonic-cyclonic eddies and their impact on near-surface chlorophyll stocks and oxygen supersaturation over the Campeche Canyon, Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 109(C5) DOI:[10.1029/2002JC001614](https://doi.org/10.1029/2002JC001614)

Saha, K., 2009. *Tropical Circulation Systems and Monsoons*. Springer, Berlin Heidelberg.

Schmitz, W.J.J. & Richardson, P.L., (1991) On the sources of the Florida Current. *Deep-Sea Research Part A. Oceanography Research Paper* 38, 379–409. [https://doi.org/10.1016/S0198-0149\(12\)80018-5](https://doi.org/10.1016/S0198-0149(12)80018-5).

Schiebel, R. & Hemleben, C. (2017) *Planktic Foraminifers in the Modern Ocean*. Springer Berlin, Heidelberg. XVII, 209-230pp. DOI: <https://doi.org/10.1007/978-3-662-50297-6>

Shackleton, N.J., (1974). Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial. In: Labeyrie, L. (Ed.), *Les méthodes quantitatives d'étude des variations du climat au cours du Pléistocène*, vol. 219, pp. 203–209.

Shackleton, N. J. & Pisias, N. G., (1985) Atmospheric carbon dioxide, orbital forcing, and climate, *Geophysics Monography A.G.U.* 32 .303-317.

Shackleton, J.N.; Sánchez, G M.F., Pailler, D., Lancelot, Y. (2003). "Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial". *Global and Planetary Change*. 36 (3):

Slowey, N.C. & Curry, W.B., (1995). Glacial-interglacial differences in circulation and carbon cycling within the upper western North Atlantic. *Paleoceanography* 10, 715-732.

Spero, H.J., Mielke, K. M., Kalve, E.M., Lea, D.W & Pak, D.K. (2003) Multispecies approach to reconstructing eastern equatorial Pacific thermocline hydrography during the past 360 kyr. *Paleoceanography*, 18(1), 1022 doi:10.1029/2002PA000814, 2003.

Steph, S., Regenberg, M., Tiedemann, R., Mulitza, S., Nürnberg, D., (2009) Stable isotopes of planktonic foraminifera from tropical Atlantic/Caribbean core-tops: implications for reconstructing upper ocean stratification. *Marine Micropaleontology* 71, 1-19.

Sturges, W., Lugo-Fernandez, A., Shargel, M.D., (2005) Introduction to circulation in the Gulf of Mexico, circulation in the Gulf of Mexico: observations and models. American Geophysics Union 1-10.

Tagliabue, A., L. Bopp, and O. Aumont (2008), Ocean biogeochemistry exhibits contrasting responses to a large scale reduction in dust deposition, *Biogeosciences*, 5, 11- 24.

Tedesco, K.A., Thunell, R.C., (2003). Seasonal and interannual variations in planktonic foraminiferal flux and assemblage composition in the Cariaco Basin, Venezuela. *J. Foram. Res.* 33, 192-210.

Todd, R. & Blackmon, P. (1956) Calcite and Aragonite in Foraminifera. SEPM Society for Sedimentary Geology. *Journal of Paleontology*. 30-1. 217-219pp.

Trudgill, B., Rowan, M., Fiduk, J.C., Weimer, R., Gale, R., Korn, B., Phair, R., Gafford, W., Dischinger, J., Roberts, G. & Dobbs, S. (1999) The Perdido Fold Belt, Northwestern Deep Gulf of México. Part 1: Structural Geometry, Evolution and Regional Implications. *Advancing the Word of Petroleum Geosciences Bulletin*, 83 (1): 1320-1336. doi: 10-1306/00AA9A0C-1730-11D7-8645000102C1865D

Turner, R.E. & Rabalais, N.N. (2019) Chapter 18 The Gulf of Mexico. *World Seas: An Environmental Evaluation*. 445-464.

Tzedakis, P.C., Roucoux, K.H., De Abreu, L. & Shackleton, N.J. (2004) The Duration of Forest Stages in the Southern Europe and Interglacial Climate variability. *Science*. 306, 5705 pp. 2231-2235 [DOI: 10.1126/science.1102398](https://doi.org/10.1126/science.1102398)

UNGA - United Nations General Assembly (2016) Primera evaluación integrada del medio marino a escala mundial. *Eval. Mundial de los Océanos*). Recuperado el 07 septiembre 2021 de http://www.un.org/depts/los/global_reporting/WOA_RegProcess.htm.

Uribe, M.A., Aguirre, G.R., Zavala, H.J., Ressi, R., & Cuevas, E. (2019). Unidades oceanográficas del Golfo de México y áreas adyacentes: La integración mensual de las características biofísicas superficiales. *Geofísica internacional*, 58(4), 295-315. Epub 07 de octubre de 2020. Recuperado el 29 de julio de 2021 de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0016-71692019000400295&lng=es&tlng=es

Waelbroek, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C, McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E. & Labracherie, M. (2002) Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21, 295-305.

Wendt, K. A., Li, X. L., Edwards, R. L., Cheng, H., and Spötl, C. (2021) Spannagel Cave, Austria MIS 7 (247–182 ka) Stalagmite Oxygen Isotope Data, NOAA/World Data Service for Paleoclimatology archives, available at: <https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/study/33653>,

Whitaker, J.L (2008) Orbital to Millennial-scale variability in Gulf of Mexico sea surface temperature and salinity during the late Pleistocene. University of South Florida.

Whitman, J.M. & Berger, W.H. (1993). Pliocene-Pleistocene carbon isotope record site 586, Ontong Java Plateau. In: Berger, W.H., Kroenke, L.W., Mayer, L.A., et al. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 130, College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 333–348.

Yarinick, K.M. & Murray, R. W. (2000) Climatically sensitive eolian and hemipelagic deposition in the Cariaco Basin, Venezuela, over the past 578,000 years: Results from Al/Ti and K/Al. *Paleoceanography*, Vol. 15, No. 2, 210-228.

Yamane, M., (2003) Late Quaternary variations in water mass in the Shatsky Rise area, North Pacific Oceanic Main. *Micropaleontology* 48 205-223.

Young, JR., Brown, PR. & Lees JA. (2017) Sitio web de mikrotax.org en base de datos pforams@mikrorax. Asociación Internacional de Nanoplancton. Consultado de septiembre 2021-marzo 2022 en https://www.mikrotax.org/pforams/index.php?dir=pf_cenozoic

Zavala, J., Moreym S. & O'Brien. (2003) Seasonal circulation on the western shelf of the Gulf of Mexico using a high-resolution numerical model. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. Vol 108, C12. doi <https://doi.org/10.1029/2003JC001879>

Zavala, H.J., Gallegos, G.A., Martínez L.B., Morey, S., O'Brien, J., (2006) Seasonal upwelling on the western and southern shelves of the Gulf of Mexico. *Ocean Dynamics* 56, 333–338.

Zhang, J., P. D. Quay, and D. O. Wilbur (1995), Carbon isotope fractionation during gas-water exchange and dissolution of CO₂, *Geochimical Cosmochimical Acta*, 59, 107–114.

Zhang, R., Yang, X., Zhang, H., Zhang, R., Yan, Y. Zuli, S. & Wang, Y. (2021) Centennial-to millennial-scale Asian summer monsoon changes during MIS 5/4 transition revealed by high-resolution stalagmite records from southwestern China. *Paleogeography, Paleoclimatology Palaeoecology*. Vol. 571, 110390.

Zhao, C., Wang, Y., Yang, Q., Fu, R., Cunnold, D. & Choi, Y. (2010) Impact of East Asian summer monsoon on the air quality over China: View from space. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. Vol. 115 (D9)

ANEXO 1. Matriz de carga. Distribución cuantitativa de los componentes principales de las asociaciones a lo largo de la secuencia que se interpretaron como escenarios paleoecológicos.

Edad (ka)	1	2	3
68.4	-0.9	0.4	0.2
74.0	-0.9	0.3	0.2
79.9	-0.9	0.2	0.0
81.9	-0.9	0.2	-0.2
88.3	-0.9	-0.3	-0.2
94.3	-0.9	0.2	-0.3
100.3	-1.0	0.1	-0.2
101.8	-0.4	0.0	0.7
106.3	-0.2	-0.8	0.3
109.9	0.2	-0.8	0.3
111.4	-0.1	-0.9	0.3
117.3	-0.7	-0.4	-0.4
118.8	-0.4	-0.9	0.2
123.3	-0.8	-0.6	-0.2
127.8	-0.4	-0.8	0.0
129.3	-0.9	0.2	-0.1
138.7	-0.9	0.3	-0.2
141.1	-0.8	0.4	-0.2
148.2	-0.9	0.3	-0.2
155.3	-0.9	0.3	0.3
157.6	-0.9	0.3	-0.2
162.1	-0.9	-0.4	-0.1
165.1	-0.6	-0.4	0.7
168.2	-0.9	0.3	0.2
175.1	-0.7	0.3	0.6
185.0	-0.9	0.2	-0.3
190.0	-0.4	0.4	0.6
194.9	-1.0	-0.1	-0.3
204.8	-0.3	-0.7	0.1
214.7	-0.8	0.0	-0.5
217.2	-0.9	-0.4	0.1

224.1	-0.5	-0.7	-0.2
229.0	-0.7	-0.6	0.1
234.0	-0.7	-0.6	-0.2
238.9	-0.8	-0.5	0.0
242.3	-0.8	0.4	0.3
249.0	-0.4	0.5	0.6
250.7	-0.9	0.3	0.3
255.7	-0.8	0.4	0.0
260.7	-0.8	0.4	-0.1
262.4	-0.9	0.3	-0.3
268.8	-0.8	-0.3	0.5
270.5	-0.8	0.3	-0.4
272.2	-0.9	0.1	-0.3
277.2	-0.9	-0.3	0.1
283.9	-0.4	-0.4	-0.6
290.9	-0.7	-0.5	-0.5
292.7	0.2	-0.9	-0.3
298.2	-0.4	-0.5	0.7
301.8	-0.9	-0.1	0.3
305.4	-0.8	0.0	0.1
310.8	-0.8	-0.1	0.6
312.7	-0.9	-0.1	0.2
319.9	-1.0	0.1	-0.1

ANEXO 2: Abundancias absolutas de los conteos de foraminíferos planctónicos.

ka	<i>G. menardii</i>	<i>T. sacculifer</i>	<i>N. dutertrei</i>	<i>G. crassaformis</i>	<i>G. truncatulinoides</i>	<i>G. inflata</i>
68.42	0	17	69	7	25	35
73.96	2	20	28	6	13	6
79.90	1	21	34	16	10	2
81.88	2	18	23	4	14	3
88.34	28	20	22	4	11	3
88.34	5	7	17	4	13	9
94.32	14	22	39	6	12	10
100.30	23	72	76	11	13	17
101.79	63	59	44	2	9	2
106.28	66	33	42	21	7	0
109.86	28	18	28	9	24	1
111.36	20	9	12	2	25	0
117.33	60	28	52	14	39	4
118.83	31	12	23	2	20	0
123.31	54	5	34	6	22	0
127.80	2	19	32	7	8	8
129.29	0	7	20	1	16	9
138.73	0	6	41	1	46	31
141.09	0	8	29	3	16	20
148.18	2	11	105	6	20	22
155.26	0	4	29	0	10	14
157.62	26	4	29	7	18	1
164.70	24	28	49	7	17	5
169.42	1	8	37	14	11	3
168.16	0	6	33	6	20	9
174.18	5	8	40	2	46	28
180.20	3	4	52	4	19	24
183.21	24	13	32	11	23	8
194.91	27	34	24	1	21	0
204.80	17	18	10	2	15	18
214.68	31	20	38	6	16	0
217.15	43	5	25	3	36	0
224.07	68	20	61	19	30	0
229.01	45	38	27	7	25	2
233.96	63	14	47	3	14	1
238.90	0	7	57	6	18	24

243.84	2	27	38	6	14	22
250.61	8	13	57	7	20	24
252.56	4	8	31	6	25	17
258.42	5	11	32	3	29	25
264.27	6	5	24	6	20	19
266.22	17	23	33	4	18	7
273.64	6	6	11	4	8	24
275.59	12	30	18	1	16	12
277.54	19	18	28	1	14	6
283.40	38	4	11	4	24	25
291.20	32	20	11	2	34	3
296.19	70	31	11	6	40	2
297.67	23	17	45	0	24	0
302.12	19	18	48	6	27	4
305.08	6	30	23	2	16	0
308.05	17	21	58	11	27	0
312.49	20	16	48	7	37	8
319.97	5	8	28	0	18	4

ANEXO 3: Abundancias relativas de los conteos de foraminíferos planctónicos

Edad (ka)	%G. <i>menardii</i>	%T. <i>sacculifer</i>	%N. <i>duertrei</i>	%G. <i>crassa</i>	%G. <i>trunca</i>	%G. <i>inflata</i>	%G. <i>ruber</i>
68.42	0.00	3.98	16.16	1.64	5.85	8.20	30.9
73.96	0.57	5.70	7.98	1.71	3.70	1.71	20.7
79.90	0.29	6.05	9.80	4.61	2.88	0.58	28.2
81.88	0.58	5.19	6.63	1.15	4.03	0.86	29.3
88.34	8.31	5.93	6.53	1.19	3.26	0.89	27.9
88.34	1.53	2.15	5.21	1.23	3.99	2.76	29.8
94.32	3.12	4.90	8.69	1.34	2.67	2.23	40.6
100.30	4.90	15.33	16.18	2.34	2.77	3.62	21.1
101.79	12.23	11.46	8.54	0.39	1.75	0.39	16.5
106.28	15.54	7.77	9.89	4.94	1.65	0.00	11.1
109.86	8.81	5.66	8.81	2.83	7.55	0.31	15.4
111.36	6.67	3.00	4.00	0.67	8.33	0.00	21.9
117.33	15.32	7.15	13.28	3.57	9.96	1.02	20.5
118.83	9.06	3.51	6.73	0.58	5.85	0.00	22.7
123.31	16.10	1.49	10.14	1.79	6.56	0.00	20.4
127.80	0.39	3.75	6.31	1.38	1.58	1.58	24.9
129.29	0.00	2.32	6.62	0.33	5.30	2.98	23.3

138.73	0.00	1.59	10.90	0.27	12.23	8.24	31.3
141.09	0.00	2.18	7.90	0.82	4.36	5.45	42.2
148.18	0.47	2.57	24.51	1.40	4.67	5.14	39.4
155.26	0.00	1.37	9.90	0.00	3.41	4.78	39.3
157.62	8.58	1.32	9.57	2.31	5.94	0.33	25.2
164.70	6.63	7.73	13.53	1.93	4.69	1.38	19.6
169.42	0.28	2.27	10.48	3.97	3.12	0.85	23.6
168.16	0.00	1.77	9.73	1.77	5.90	2.65	23.3
174.18	1.04	1.66	8.28	0.41	9.52	5.80	40.3
180.20	1.04	1.38	18.00	1.38	6.58	8.31	18.4
183.21	5.66	3.07	7.55	2.59	5.42	1.89	29.4
194.91	7.40	9.32	6.58	0.27	5.75	0.00	16.9
204.80	5.12	5.42	3.01	0.60	4.52	5.42	30.7
214.68	9.17	5.92	11.24	1.77	4.73	0.00	27.1
217.15	14.58	1.69	8.47	1.02	12.20	0.00	22.3
224.07	18.31	5.39	16.43	5.12	8.08	0.00	29.1
229.01	9.80	8.28	5.88	1.53	5.45	0.44	23.1
233.96	16.60	3.69	12.38	0.79	3.69	0.26	32.6
238.90	0.00	1.74	14.18	1.49	4.48	5.97	24.2
243.84	0.60	8.16	11.48	1.81	4.23	6.65	17.9
250.61	2.59	4.20	18.42	2.26	6.46	7.76	30.6
252.56	1.09	2.18	8.45	1.63	6.81	4.63	20.3
258.42	1.90	4.18	12.17	1.14	11.03	9.51	27.4
264.27	1.65	1.37	6.59	1.65	5.49	5.22	32.1
266.22	5.01	6.78	9.73	1.18	5.31	2.06	18.7
273.64	1.88	1.88	3.44	1.25	2.50	7.50	34.9
275.59	3.51	8.77	5.26	0.29	4.68	3.51	33.8
277.54	6.21	5.88	9.15	0.33	4.58	1.96	22.1
283.40	10.89	1.15	3.15	1.15	6.88	7.16	20.3
291.20	7.98	4.99	2.74	0.50	8.48	0.75	23.3
296.19	17.32	7.67	2.72	1.48	9.90	0.49	13.1
297.67	6.25	4.62	12.23	0.00	6.52	0.00	15.3
302.12	5.66	5.37	14.31	1.79	8.05	1.19	25.4
305.08	1.98	9.90	7.59	0.66	5.28	0.00	24.8
308.05	4.95	6.11	16.88	3.20	7.86	0.00	23.5
312.49	5.33	4.27	12.80	1.87	9.87	2.13	23.9
319.97	1.66	2.66	9.30	0.00	5.98	1.33	29.1