

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

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

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

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



**Maestría en Ciencias
en Ecología Marina**

**Variabilidad isotópica de la biocenosis y tanatocenosis de
foraminíferos béticos en mar profundo del Golfo de México**

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

Presenta:

Edgardo Vasquez Lara

Ensenada, Baja California, México
2025

Tesis defendida por
Edgardo Vasquez Lara

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Juan Carlos Herguera García
Director de tesis

Dra. Rocío Iliana Ruíz-Cooley

Dr. Bodo Weber



Dr. Rafael Andrés Cabral Tena
Coordinador del Posgrado en Ecología Marina

Dra. Ana Denise Re Araujo
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Edgardo Vasquez Lara** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ecología Marina.

Variabilidad isotópica de la biocenosis y tanatocenosis de foraminíferos bénticos de mar profundo del Golfo de México

Resumen aprobado por:

Dr. Juan Carlos Herguera García
Director de tesis

Se tomaron muestras de sedimentos en 14 estaciones en el Golfo de México (GM), a profundidades de 966 m hasta los 3741 m, con ayuda de un multinucleador y un nucleador de caja. En estas muestras se seleccionaron dos especies de foraminíferos bénticos en biocenosis, foraminíferos teñidos con Rosa Bengala, y tanatocenosis, no teñidos. Las especies seleccionadas fueron *Cibicidoides wuellerstorfi* por su hábitat epibéntico y *Uvigerina peregrina*, por su hábitat endobéntico. Se recogieron selectivamente especímenes de ambas especies en dos profundidades de sedimento, que corresponden a microhábitats de 0-1 cm y 1-2 cm. Posteriormente se determinaron sus composiciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, con el objetivo de evaluar si sus composiciones isotópicas se encontraban en equilibrio con las variables ambientales que controlan su precipitación. Se encontró que *C. wuellerstorfi* en biocenosis-tanatocenosis presentó un empobrecimiento en -0.48‰ ($\pm 0.15\text{‰}$) con respecto al $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ calculado del agua de fondo. Por otro lado, las composiciones isotópicas del oxígeno de *U. peregrina* eran muy cercanas al equilibrio, $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$. Conociendo la preferencia de microhábitat epibéntico de *C. wuellerstorfi*, su $\delta^{13}\text{C}$ se comparó con el $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo. En contraste al microhábitat endobéntico de *U. peregrina*, cuyas composiciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ se compararon con el $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua intersticial. Observamos que las composiciones del $\delta^{13}\text{C}$ de *C. wuellerstorfi* en biocenosis-tanatocenosis eran cercanas a las del $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo, mientras que los $\delta^{13}\text{C}$ de *U. peregrina* reflejaron las composiciones isotópicas de las aguas intersticiales. Modelamos las composiciones del $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ intersticial con un modelo simple de mezcla, en el que las composiciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ se vuelven más negativas por la oxidación de la materia orgánica en los primeros cm de los sedimentos. La especie *C. wuellerstorfi* refleja las composiciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ en las aguas de mar profundo, aunque empobrecidas consistentemente en -0.48‰ , mientras sus composiciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ si reflejan el $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo del GM. *U. peregrina* registra fielmente las composiciones del $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ en equilibrio en las aguas del GM y sus composiciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ reflejan los procesos de oxidación de la materia orgánica en aguas intersticiales.

Palabras clave: Foraminíferos, bénticos, Golfo de México, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$.

Abstract of the thesis presented by **Edgardo Vasquez Lara** as a partial requirement to obtain the Master of science degree in Marine Ecology

Isotopic variability of the biocenosis and thanatocenosis of benthic foraminifera from the deep sea of the Gulf of Mexico.

Abstract approved by:

PhD. Juan Carlos Herguera García
Thesis Director

Sediment samples were taken at 14 stations in the Gulf of Mexico (GoM), at depths from 966 m to 3741 m, using a multicore and a box corer. In these samples, two species of benthic foraminifera were selected in biocenoses, foraminifera stained with Rose Bengal, and thanatocenosis, unstained. The selected species were *Cibicidoides wuellerstorfi* for your epibenthic habitat and *Uvigerina peregrina*, for its endobenthic habitat. Specimens of both species were selectively collected at two sediment depths, corresponding to microhabitats of 0-1 cm and 1-2 cm. Their isotopic compositions of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ were subsequently determined to evaluate whether their isotopic compositions were in equilibrium with the environmental variables that control their precipitation. *C. wuellerstorfi* in biocenosis-thanatocenosis was found to be depleted by -0.64 (0.15‰) with respect to the calculated $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ of the bottom water. On the other hand, the oxygen isotopic compositions of *U. peregrina* were very close to equilibrium, $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$. Knowing the epibenthic microhabitat preference of *C. wuellerstorfi*, its $\delta^{13}\text{C}$ was compared with the $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ of bottom water. In contrast to the endobenthic microhabitat of *U. peregrina*, whose $\delta^{13}\text{C}$ isotopic compositions were compared with the $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ of interstitial water. We observed that the $\delta^{13}\text{C}$ compositions of *C. wuellerstorfi* in thanatocenosis-biocenoses were close to the $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ calculated of bottom water, whereas the $\delta^{13}\text{C}$ of *U. peregrina* reflected the isotopic compositions of interstitial waters. We modeled the $\delta^{13}\text{C}$ compositions of interstitial CID with a mixing model, in which the $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ isotopic compositions become more negative by the oxidation of organic matter in the first cm of the sediments. The *C. wuellerstorfi* species reflects the $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ isotopic compositions of deep-sea waters, consistently depleted by -0.64‰, while its $\delta^{13}\text{C}$ isotopic compositions do reflect the $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ of GoM bottom water. *U. peregrina* faithfully records the equilibrium $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ compositions in GoM waters and its $\delta^{13}\text{C}$ isotopic compositions reflect the oxidation processes of organic matter in interstitial waters.

Keywords: Foraminiferal, benthic, Gulf of Mexico, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$

Dedicatoria

“A la causalidad de abrir sus ojos color sol”

Agradecimientos

Al SECIHTI (Secretaría de Ciencia, Humanidades, Tecnología e Innovación) por la oportunidad de otorgarme la beca, la cual me permitió solventar gastos a lo largo de esta trayectoria de mi maestría en ecología marina.

Me siento afortunado de haber sido seleccionado entre varios estudiantes con gran un potencial. Gracias por prestarme cada instalación, y por siempre tener abiertas las puertas a cualquier área y de manera gratuita. Me ayudaron a conseguir parte de este gran sueño. Entré con las ganas de volar como pelícano entre el vasto mar de conocimiento y ahora me encuentro, surcando olas de saberes que nunca imaginé alcanzar. Es poco decir gracias, CICESE, ¡¡Gracias!! Posgrado de Ecología Marina.

Al CIGOM (Consortio de Investigación del Golfo de México), por proporcionarme las muestras necesarias para este trabajo, y por el procesamiento de mis muestras en su laboratorio de Isótopos estables.

Al doctor Juan Carlos Herguera por aceptarme como su tesista cuando me encontraba perdido, gracias por cada retroalimentación, y por prestarme su laboratorio y proporcionarme un área de trabajo.

A Axel Rosas, por ayudarme a procesar mis muestras en el laboratorio de isótopos estables, por explicarme de una manera interesante en qué consiste la espectrometría de masas.

Al Doctor Helmut Maske, por todo su tiempo incondicional para mí, pienso que, sin su aliento y sus preguntas curiosas, no lo habría podido seguir de pie para finalizar este trabajo de investigación. ¡¡Gracias estelares!! ¡¡Gracias!!

Tengo tanto que agradecer a cada personita brillante que se cruzó en mi camino, académicos del Posgrado de Ecología Marina que sin dudas me dieron una partecita de su ser y ahora han formado al presente yo. Listaré a varios, pero si omito a alguien no es con intención, más bien, tengo tanto que agradecer que no caben en una hoja. A la Dra. Victoria, por sus gratos consejos, enseñanzas y ánimos de seguir hacia adelante; al Dr. Rosales, por permitirme apoyarlo en sus diferentes muestreos de campo y por cada enseñanza; a la Dra. Elena Solana, por ayudarme moralmente y con los estadísticos siempre tan gentil y accesible; a la Dra. Bertha Lavaniegos y al Dr. Rafael Cabral, por escucharme y por darme siempre ánimos y recordarme el por qué entré al Posgrado; al Dr. Rafael Mendoza por sus saberes y por permitirme salir de crucero por unos días; a la Técnico Carmen Rodríguez aunque no forme parte de su laboratorio me trató como uno de ellos, al permitirme ayudar allí mismo; así como al Dr. Oscar Sosa, por sus bromas en los pasillos y por ser tan amable siempre conmigo. A cada trabajadora de limpieza que apenas entrar en el portal del edificio de Ecología Marina, me recibían con una grata sonrisa. A la señora de limpieza que me regalaba galletas. Al guardia de la caseta de la entrada principal por las pláticas amenas que nos aventamos, las cuales me ayudaron a traerme a la realidad. A Marina, a Lucatero por ser grandes amigos. Cómo olvidarlos Pelícanos Viajeros, mi vida en el CICESE no hubiera sido la misma sin ustedes, cada integrante maravilloso, a todos son parte de mi familia.

Hablando de familia, a mamá Pao Pao, la mujer que bajo ningún concepto me ha dejado en orfandad, siempre ante cualquier situación difícil ella fue mi pilar de fuerza y confianza. Una madre y al mismo tiempo mi patada en el trasero para echarme para arriba en tiempos de caída. Sé que has pasado una vida difícil aún con todo eso eres la persona más fuerte que he visto jamás, sí lo sé, cuando hable en público en mi defensa tus ojitos acuosos no fallarán. Eso no radica en debilidad si no en que cada gotita

es un mar de emoción que se hizo real, y si lo llamo Amar. Sin dudas la mitad de todo lo que soy te lo debo a ti gran mujer, gracias Galaxiales, a ti madrecita.

A la tía Rosy por su apoyo siempre también, allí como una amiga de mi madre

Ahora para cerrar, tengo que decir llegaste de una manera extraña a mi vida, algo como un coco que me descalabró, me mareó, me perturbó, me sacudió y me dejó con un tornillo adicional suelto. Mientras volaba en el vasto mar del conocimiento. Apareciste suave y sutilmente, te deslizaste en mi vida como el frufú de un guante en tiempos de un frío tiritante. Sí, tú sabes de quién hablo, no estoy seguro de qué nos depara el futuro, solo sé qué, ahora eres y si hay un mañana. Seremos. Has ayudado mucho a este hombre de las mil metamorfosis, tú entiendes mi ranita, mi mapache, mi conejita, tú y solo tú. Has estado en tiempos, y a tiempo. Gracias Coquito.

Y cómo olvidar a tu mamá Diana y a tu papá Miguel, gracias por cada raite, comida, por permitirme el honor de entrar a su casa, y dejarme ser parte de su familia, por cada detalle que me han regalado. ¡Gracias!

Ahora sí dirán falté yo, no faltaste, es solo que son las 2:36 am de la madrugada y mis ideas son poco claras. Pero tú, que estuviste allí en mi vida y me regalaste la bendición de tu compañía. Gracias, no estás omitido estoy seguro de que mis mil gracias las tienes. Estás en mi corazón.

Tengo que hacerlo, tengo que agradecer a mi mayor aliado y némesis, adquieres forma de cronopios. Y tonalidades Rainbow, mayormente en escalas grises. Tu personalidad es a veces del encerrado en la torre de Tubinga. Otras, eres majestuoso como el titán Hyperion. Mayormente eremita como el mismo árbol. Pero aún con todo tu extranjerismo. Lo has hecho bien. Gracias por soportar, - ¡No! Por portar el estandarte de la vida.

-Do not let your spirit wane!!

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español	ii
Resumen en Inglés.....	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	ix
Lista de tablas	xi
Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Antecedentes	3
1.1.1 Fraccionamiento isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos béticos	4
1.1.2 Fraccionamiento isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ en foraminíferos béticos.....	5
1.2 Hipótesis.....	7
1.3 Objetivos	7
1.3.1 Objetivo general	7
1.3.2 Objetivos específicos.....	7
Capítulo 2. Metodología.....	8
2.1 Área de estudio	8
2.2 Muestreo.....	9
2.3 Procesamiento de muestras en laboratorio	11
2.4 Determinaciones isotópicas por espectrometría de masas.....	12
2.5 Cálculo de $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ VPDB en equilibrio termodinámico con la calcita del agua de fondo del Golfo de México.....	14
2.6 Efectos cinéticos-metabólicos <i>C. wuellerstorfi</i> (epifaunal) y <i>U. peregrina</i> (infaunal).....	17
Capítulo 3. Resultados.....	18
3.1 Equilibrio termodinámico del $\delta^{18}\text{O}$ de <i>C. wuellerstorfi</i> (epifaunal) y <i>U. peregrina</i> (infaunal) con el $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ del agua de fondo del GM.....	18

3.2	Equilibrio isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ de <i>C. wuellerstorfi</i> (epifaunal) con el $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo	21
3.3	Variabilidad del $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ en las aguas intersticiales con el $\delta^{13}\text{C}$ de <i>U. peregrina</i> (infaunal)...	23
3.4	Efectos isotópicos cinéticos-metabólicos para <i>C. wuellerstorfi</i> (epifaunal) y <i>U. peregrina</i> (infaunal).....	25
Capítulo 4.	Discusión	26
4.1	Composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ de <i>Cibicidoides wuellerstorfi</i> (epifaunal) y <i>Uvigerina peregrina</i> (infaunal).....	26
4.2	Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de <i>Cibicidoides wuellerstorfi</i> (epifaunal).....	28
4.3	Composiciones de $\delta^{13}\text{C}$ en <i>Uvigerina peregrina</i> (infaunal)	29
4.4	Efectos isotópicos cinéticos-metabólicos para <i>C. wuellerstorfi</i> (Epifaunal) y <i>U. peregrina</i> (infaunal).....	30
Capítulo 5.	Conclusiones.....	32
Literatura citada		33

Lista de figuras

Figura	Página
1. Esquema general de las variables que pueden influir en las composiciones isotópicas de foraminíferos bénticos, adaptado de (Hoogakker et al., 2024).	2
2. Variación de la temperatura y salinidad en el GM a distintas profundidades. Tomado de (Herguera et al., 2014).	9
3 Área de estudio en el GM con un total de 14 estaciones de muestreo seleccionadas de cinco cruceros oceanográficos, XIXIMI, 2,3,4,5 y 6.	10
4. Sección de $\delta^{13}\text{C}$ del CID en la columna de agua del GM (uno con respecto a la profundidad y el otro con respecto a las isopícnas (masas de agua) las isopícnas distorsionan la profundidad (Herguera García & Díaz Asencio., 2021).	15
5. Valores $\delta^{18}\text{O}$ de <i>C. wuellerstorfi</i> (epifaunal) y $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ en equilibrio con la calcita del agua de fondo. Los círculos rojos representan la asociación en biocenosis, triángulos negros la asociación en tanatocenosis y la línea punteada verde con círculos representa el $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ calculado en equilibrio termodinámico con la calcita del agua de fondo del GM. Desviaciones estándar (barras de error) para cada una las muestras fueron, $\delta^{18}\text{O}$ de $\pm 0.15\text{‰}$	19
6. Valores $\delta^{18}\text{O}$ de <i>U. peregrina</i> (infaunal) y $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ en equilibrio con la calcita del agua de fondo. Los círculos rojos representan la asociación en biocenosis, triángulos negros la asociación en tanatocenosis y la línea punteada verde con círculos representa el $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ calculado en equilibrio termodinámico con la calcita del agua de fondo del GM. Desviaciones estándar (barras de error) para cada una las muestras fueron, $\delta^{18}\text{O}$ de $\pm 0.15\text{‰}$	20
7. Valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ de <i>C. wuellerstorfi</i> con el $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo. Los círculos rojos representan la asociación en biocenosis, triángulos negros la asociación en tanatocenosis y la línea verde es el $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo a distintas profundidades del GM. Desviaciones estándar (barras de error) $\delta^{13}\text{C} \pm 0.07\text{‰}$	22
8. Perfiles isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID (int)}}$ en el agua intersticial en el sedimento y las composiciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ (<i>Uvigerina peregrina</i>); los círculos rojos representan la asociación en biocenosis y triángulos negros la asociación en tanatocenosis. Y las líneas azul y naranja el $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$, calculado a partir del modelo simple de balance de masas para dos condiciones observadas partir de diferentes concentraciones de carbono orgánico (%) en la interfaz agua sedimento, 1.65% y 0.65%. Las líneas punteadas representarían la profundidad inferida de calcificación de <i>U. Peregrina</i> con la línea del $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ calculado para las aguas intersticiales (en el caso de C_{org} 1.65%).	24
9. Composiciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de <i>C. wuellerstorfi</i> (epifaunal) y <i>U. peregrina</i> (infaunal) en biocenosis y tanatocenosis, efectos cinéticos y metabólicos. Eje de las X las composiciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ para ambas especies con error estándar de $\pm 0.15\text{‰}$. En el eje de las Y tenemos las composiciones isotópicas de igual modo para ambas especies de $\delta^{13}\text{C}$ con error estándar de $\pm 0.07\text{‰}$. Las líneas verdes para cada uno de los ejes son el valor del $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ sobre el eje Y ($\delta^{13}\text{C}$) igual al 1.06‰, mientras que para el eje X ($\delta^{18}\text{O}$) es igual al valor de la calcita en equilibrio de 3.03‰, para el GM. Los cuadros en verde y rojo para ambas especies representan las asociaciones	

en tanatocenosis (T) y los círculos para ambas especies representarían las asociaciones en biocenosis (B). 25

Lista de tablas

Tabla	Página
1 Foraminíferos en biocenosis. Crucero, estaciones, profundidad de muestreo océano (m), profundidad de muestro en sedimentos (cm), coordenadas y fecha de colecta de muestras. ...	11
2 Foraminíferos en tanatocenosis. Crucero, estaciones, profundidad de muestreo océano (m), profundidad de muestro en sedimentos (cm), coordenadas y fecha de colecta de muestras. ...	12
3. La diferencia de ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Cw}}\text{‰}$) - ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Cal}}\text{‰}$), donde $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ es igual al promedio del $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ calculado en equilibrio termodinámico con la calcita del agua de fondo del GM = 3.03‰ y el $\delta^{18}\text{O}$ igual a la composición isotópica de oxígeno determinada por espectrometría de masas para las muestras de <i>C. wuellerstorfi</i> (epifaunal) en biocenosis (B) y tanatocenosis (T). Al final se obtuvo un promedio total de las diferencias para ambas asociaciones (Bio-Tanatocenosis) -0.48‰ ($\pm 0.15\%$).....	18
4. La diferencia de ($\delta^{18}\text{O}_{\text{U.p}}\text{‰}$) - ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Calc}}\text{‰}$), donde $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ es igual al promedio del $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ calculado en equilibrio termodinámico con la calcita del agua de fondo del GM = 3.03‰ y el $\delta^{18}\text{O}$ U.p. es la composición isotópica de oxígeno determinada por espectrometría de masas para las muestras de <i>U. peregrina</i> (infaunal) en biocenosis (B) y tanatocenosis (T), en los niveles de profundidad en sedimento (cm). Al final se obtuvo un promedio total de las diferencias, Biocenosis 0.09‰ ($\pm 0.15\%$) y Tanatocenosis 0.14‰ ($\pm 0.15\%$)	20
5. La diferencia de ($\delta^{13}\text{C}_{\text{Cw}}\text{‰}$)-($\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}\text{‰}$), donde $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ es el promedio del $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del CID del agua de fondo del GM = 1.06‰ y el $\delta^{13}\text{C}$ es igual a la composición isotópica de carbono determinada por espectrometría de masas para las muestras de <i>C. wuellerstorfi</i> (epifaunal) en biocenosis (B) y tanatocenosis (T). Al final se obtuvo un promedio total de las diferencias, Biocenosis -0.11‰ ($\pm 0.07\%$) y Tanatocenosis -0.18‰ ($\pm 0.07\%$).	22

Capítulo 1. Introducción

Los foraminíferos tienen un registro geológico de aproximadamente 525 millones de años (Debenay, 2013). Los foraminíferos más antiguos eran principalmente aglutinados y aparecieron en el Cámbrico (Paleozoico), más tarde en el Carbonífero temprano (Paleozoico-tardío) surgieron los primeros foraminíferos calcáreos (Boudagher-Fadel, 2018). En la actualidad se reconocen cerca de 60 mil especies de foraminíferos fósiles y 10 mil especies vivas (Debenay, 2013).

Los foraminíferos son organismos eucariontes, heterótrofos, pertenecientes al reino Protista (Boudagher-Fadel y Marcelle K., 2018). Se separan en dos grupos según su estrategia de vida, en foraminíferos plácticos y béticos, este último es el de mayor biodiversidad en los océanos en la actualidad (Boudagher-Fadel y Marcelle, 2018). Las especies de foraminíferos béticos viven adheridos (sésiles) o activos en microhábitats, sobre y dentro del sedimento, es decir como epifauna o infauna (Corliss, 1985). Los foraminíferos epifaunales se encuentran en la superficie de sustratos blandos como limos y arcillas, o sustratos firmes como guijarros y conchas (Murray, 2006). Por su parte, tenemos a los foraminíferos infaunales los cuales hacen madrigueras verticales u horizontales dentro del sedimento que usan para la búsqueda de alimento o como vías de escape de posibles depredadores (Severin et al., 1982). Todos estos foraminíferos biológicamente activos de una comunidad en sus distintos microhábitats conforman una biocenosis/ (life assemblages) (Culver y Buzas, 1981; Haynes, 1981; Corliss, 1985; Fenández-López, 2000; Dowsett y Robinson, 2013). Denominamos tanatocenosis/death assemblages, a las asociaciones de foraminíferos que se acumulan en los sedimentos posterior a su muerte (Culver y Buzas, 1981; Haynes, 1981; Fenández-López, 2000).

Los foraminíferos suelen presentar tamaños menores a un milímetro, aunque existen reportes de algunos que pueden superar el centímetro, la mayoría de ellos cuentan con una concha o testa (Murray, 2006), de calcita o aragonita, la cual protege al protoplasma de condiciones ambientales externas, de la depredación y en el caso de los foraminíferos plácticos favorecen su flotabilidad (Haynes, 1981; Pearson, 2012).

Uno de los aspectos por lo que esta estructura calcítica externa es tan importante es debido a su capacidad de preservarse como registro fósil (Murray, 2006), y preservar las composiciones isotópicas al momento en el que se precipitó el carbonato de calcio en su testa (Wynn, 2014). Esta composición isotópica puede ser guardada durante cientos, miles y millones de años, lo cual ha permitido reconstruir las condiciones ambientales de temperatura del mar a diferentes profundidades, registrar los cambios en el volumen del

hielo almacenado en los casquetes polares, la circulación de las diferentes masas de agua, y las variaciones del carbono inorgánico disuelto (CID) en el océano (Pearson, 2012).

Los isótopos estables de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) y carbono ($\delta^{13}\text{C}$) presentes en las testas de los foraminíferos béticos se han utilizado para la reconstrucción paleo-climática y pale-oceanográfica de mar profundo (Murray, 1991). Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ presentes en las testas de los foraminíferos béticos reflejan la composición isotópica del oxígeno del agua ambiente y la temperatura en la que se precipitó el carbonato de calcio en la testa del foraminífero Ravelo y Hillaire-Marcel, 2007). Mientras que para $\delta^{13}\text{C}$ en la testa del foraminífero, refleja fundamentalmente la composición isotópica del carbono inorgánico disuelto (CID) del agua ambiente (agua de fondo e intersticial) (McCorkle et al., 1990; Ravelo y Hillaire-Marcel, 2007). Sin embargo, existen múltiples procesos que pueden alterar el equilibrio isotópico entre testa y agua ambiente, como la absorción de CO_2 metabólico durante la precipitación de la testa, la tasa de crecimiento, la variación en la concentración de iones de carbonato en el agua, procesos asociados de disolución de los carbonatos, procesos diagenéticos en los sedimentos (Murray, 2006), y efectos vitales (aquellos procesos intrínsecos a la biología de la especie (metabolismo, biomineralización, cinética en la ontogenia, etc.)) (Hoogakker et al., 2024). Fig. 1.

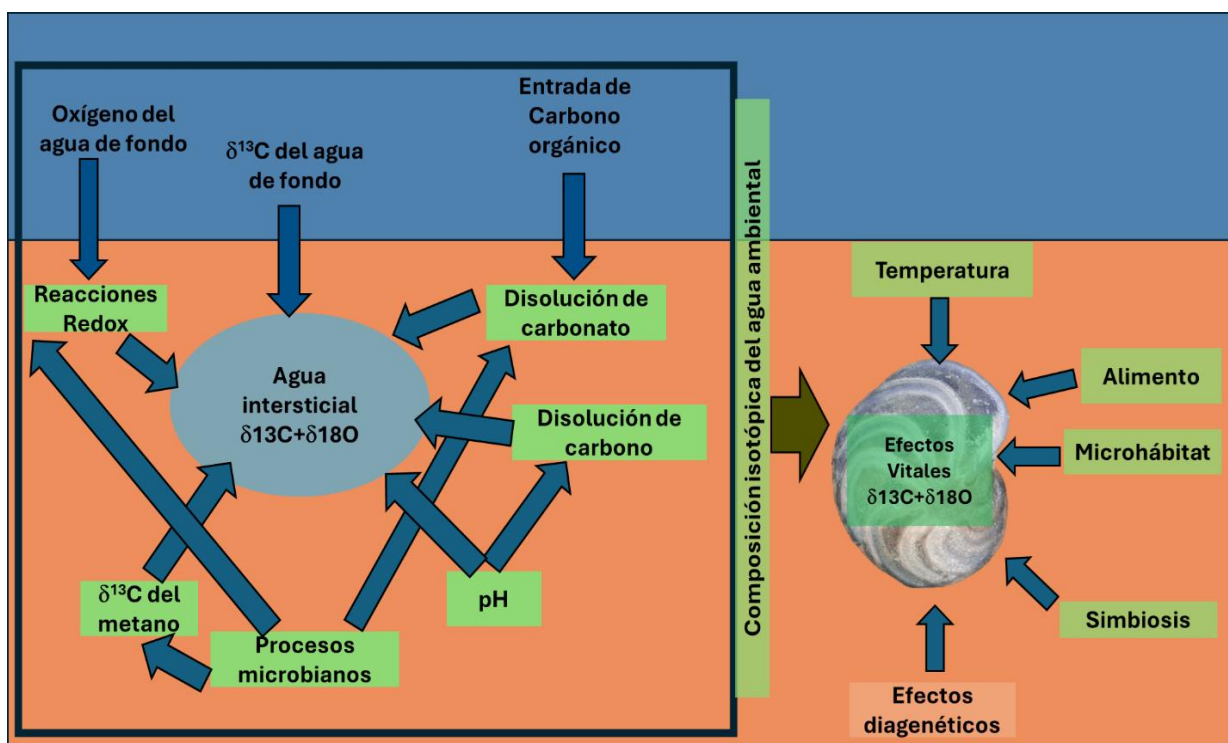


Figura 1. Esquema general de las variables que pueden influir en las composiciones isotópicas de foraminíferos béticos, adaptado de (Hoogakker et al., 2024).

En general la variabilidad isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^{13}\text{C}$ en las testas de los foraminíferos la utilizamos para inferir cambios oceanográficos, climáticos (Graham et al., 1981; Spero et al., 1997) y de condiciones de oxidación de la materia orgánica en los sedimentos de mar profundo (Ishimura et al., 2012).

En este estudio, se midieron los $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en las testas de los foraminíferos para evaluar la similitud de las composiciones isotópicas entre la biocenosis y tanatocenosis, y evaluar si estas se encuentran en equilibrio con las variables ambientales en las que precipitaron sus testas en los sedimentos de mar profundo del Golfo de México (GM).

1.1 Antecedentes

La palabra isotopos deriva del griego “*iso topos*” mismos lugares, indicando que los isotopos ocupan el mismo lugar en la tabla periódica con respecto al número de protones, pero difieren en el número de neutrones (Hoefs, 2009). La notación de un isotopo se expresa de la siguiente manera m_nE , donde el superíndice m denota el número de masa (la suma del número de protones (Z) y neutrones (N) en el núcleo) y el superíndice n el número atómico (Hoefs, 2009).

Los isotopos pueden ser estables o radioactivos: los isotopos estables no cambian, es decir no sufren desintegración radioactiva (Michener y Lajtha, 2007; West et al., 2006). En tanto que los isotopos radiactivos decaen con diferentes velocidades lo que implica un cambio de unidad en el número de protones, es decir un cambio en el número atómico, (Attendorn y Bowen, 1997).

Entre las diferentes propiedades de los isotopos estables una es de particular importancia debido a sus aplicaciones en ciencias de la tierra, paleoceanografía, biogeoquímica y otros, es la denominada *efectos de fraccionamiento isotópico*, los cuales ocurren durante variadas reacciones físicas y químicas (Zeebe y Wolf-Gladrow, 2001).

Los efectos de fraccionamiento isotópico se pueden clasificar en: efectos isotópicos cinéticos (EICs-químicos) y efectos isotópicos de equilibrio termodinámico (EIE-físicos) (Kohen y Limbach, 2004), estos últimos estarán determinados por las frecuencias vibracionales de las moléculas (Wolfsberg et al., 2009) y la de sus enlaces (Cotrufo y Pressler, 2023).

Los EIE son la relación que existe entre dos isótopos en equilibrio termodinámico (Kohen y Limbach, 2004), el fraccionamiento isotópico dependerá de la energía del sistema (temperatura) (Cotrufo y Pressler, 2023). Por ejemplo, dos especies de isotopos de un mismo elemento (O^{16} y O^{18}) presentarán diferentes

frecuencias vibracionales (Bigeleisen, 1965). Es decir, tendrán distintas energías de punto cero. La molécula del isótopo pesado tendrá una energía de punto cero menor a la de molécula del isótopo ligero (Bigeleisen, 1965), por tanto, el isótopo ligero residirá mayormente en la fase de mayor energía para su vibración.

En el caso de los EICs suceden en términos de masa o posición, sobre la constante de velocidad de reacción (Kohen y Limbach, 2004). A comparación del EIE en donde las velocidades de reacción son iguales tanto como reacción directa o inversa y no cambia con el tiempo, los EICs se describen como procesos de cambio a través del tiempo (Zebee y Wolf-Gladrow, 2001). Finalmente, en sistemas biológicos los EICs están catalizados principalmente por enzimas, las cuales se encargan de incrementar o disminuir la velocidad de una reacción (Zebee y Wolf-Gladrow, 2001).

1.1.1 Fraccionamiento isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos bénticos

El $\delta^{18}\text{O}$ en los carbonatos de los foraminíferos bénticos constituye una herramienta esencial para la reconstrucción de las paleo-temperaturas, desde el trabajo clásico de Urey, (1947) quien establecería las bases teóricas del fraccionamiento isotópico en carbonatos (Zhou y Zheng, 2006). Años más tarde (Epstein et al., 1953), precisaron el trabajo de Urey (1947) con nuevos experimentos añadiendo una corrección para calcular la paleo-temperatura, al mismo tiempo que sustentarían la relación que existe entre la temperatura y el $\delta^{18}\text{O}$ en el CaCO_3 precipitado en la concha de un organismo marino.

Teniendo en cuenta lo anterior y aplicado a los foraminíferos, las composiciones isotópicas del $\delta^{18}\text{O}$ en las testas de los foraminíferos reflejan las composiciones isotópicas del $\delta^{18}\text{O}$ de agua de mar y un fraccionamiento debido a la temperatura en la que precipitan sus testas de carbonato de calcio (Ravelo y Hillaire, 2007).

Por otro lado, tenemos los efectos biológicos, como son la captación de CO_2 metabólico durante la calcificación, la tasa de crecimiento o calcificación, los efectos cinéticos de los isótopos en el transporte de iones de carbonato al sitio de calcificación (Murray, 1991). Todos estos factores generan un empobrecimiento relativo del $\delta^{18}\text{O}$ en las testas de los foraminíferos con respecto al del agua ambiental, los cuales son denominados efectos vitales o metabólicos (Grossman, 1987).

Finalmente, los flujos entre los diferentes reservorios de la hidrosfera, por ejemplo, hielo almacenado en los casquetes polares durante el último Máximo Glacial (18 Ka) con aguas procedentes del océano indujeron un cambio entre 1.1 a 1.3 ‰ en el $\delta^{18}\text{O}$ de agua de mar, lo cual constituye otra fuente de cambio en las composiciones isotópicas de los foraminíferos en el registro geológico. Esto es debido a cambios en el volumen de hielo de los casquetes polares, que secuestran aguas del reservorio oceánico y consecuentemente lo enriquecen en $\delta^{18}\text{O}$. Por lo que la composición isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ en el mar profundo de los océanos, donde la temperatura tiene fluctuaciones muy pequeñas se han inferido como una estimación del volumen del hielo global (Shackleton, 1967).

1.1.2 Fraccionamiento isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ en foraminíferos béticos

La composición isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ en foraminíferos béticos refleja en principio el $\delta^{13}\text{C}$ del CID del agua de mar (Ravelo y Hillaire-Marcel, 2007). El cual se ha utilizado como un marcador que permite distinguir el origen de diversas masas de agua, y los distintos grados de oxidación de la materia orgánica que se producen en cada una de estas (Kroopnick, 1980; Kroopnick, 1985).

El carbono orgánico que se produce por fotosíntesis en superficie tiene composiciones isotópicas del $\delta^{13}\text{C}$ de -20‰, como resultado de un fraccionamiento biológico, generado en aguas superficiales por la productividad primaria que cuando se transfiere a las aguas profundas es oxidado progresivamente por su utilización por las bacterias y por el zooplancton principalmente (Murray, 1991).

El producto de esta oxidación genera un CO_2 isotópicamente más ligero que se añade al de CID en las aguas y los sedimentos de mar profundo, que generalmente se encuentra empobrecidos en $\delta^{13}\text{C}$ entre un 1.0 a 0.5 ‰ con respecto a las aguas superficiales (Kroopnick, 1985; Murray, 1991; Ravelo y Hillaire-Marcel, 2007).

Los procesos de remineralización de la materia orgánica en la columna de agua y los sedimentos contribuyen en diferente grado en cada una de las regiones oceánicas a empobrecer el $\delta^{13}\text{C}$ del CID dependiendo de la productividad primaria del agua superficial, el vigor de la mezcla horizontal y vertical y las tasas de remineralización en la columna de agua y los sedimentos (Kroopnick, 1985).

La diferencia de productividad en las distintas regiones geográficas y la circulación oceánica generan que el $\delta^{13}\text{C}$ del CID para todo el océano no sea uniforme (Ravelo y Hillaire-Marcel, 2007). A esto hay que agregar

cuando existe una transferencia de carbono entre los diferentes reservorios de la biosfera, como el que se produjo durante la última glaciación entre el reservorio continental y el oceánico que cambió el $\delta^{13}\text{C}$ del CID disuelto en todo el océano hasta por un -0.4‰ (Herguera et al., 1992).

Aún en la actualidad existe una compresión limitada del equilibrio isotópico del carbono en foraminíferos béticos, debido a que la mayor parte de estos muestran desequilibrio isotópico (Grossman, 1987), algunos autores mencionan que este desequilibrio puede estar modulado por efectos isotópicos “metabólicos” y “cinéticos” (McConnaughey, 1989; McConnaughey et al., 1997).

Los efectos “metabólicos” están controlados principalmente por la fotosíntesis y respiración, en donde el CO_2 es fijado como primera etapa por Ribulosa bifosfato carboxilasa/oxigenasa (RuBisCO) y posteriormente se libera en el ciclo de Calvin para formar como un primer compuesto intermedio una molécula con tres carbonos (ácido 3-fosfoglicérico-PGA), de ahí el nombre de metabolismo C_3 , análogamente en el metabolismo C_4 , en donde hay cuatro átomos de carbono (Swart, 1983; Zeebe y Wolf-Gladrow, 2001)

Los efectos metabólicos pueden ser positivos o negativos, la respiración debería empobrecer y la fotosíntesis enriquecer la testa del foraminífero en $\delta^{13}\text{C}$ mediante adiciones o eliminaciones selectivas de $\delta^{13}\text{C}$ (McConnaughey, 1989; La pendiente de los efectos metabólicos se desplaza de la pendiente de efectos cinéticos en -1.5‰ del $\delta^{13}\text{C}$ (McConnaughey, 1989).

Los efectos cinéticos se expresan como cambios simultáneos del $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ con una pendiente controlada por las masas de cada uno de estos y que intercepta con el punto de equilibrio del $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{C}$ del agua de mar donde se produjo la calcificación (McConnaughey et al., 1997)

El fraccionamiento cinético se origina a partir de una rápida hidroxilación del CO_2 por moléculas que portan los isotopos ligeros ^{12}C y ^{16}O , y discriminan los isotopos pesados ^{13}C y ^{18}O debido a una velocidad más lenta de reacción. Estas reacciones entran en juego cuando el CO_2 se difunde a través de la membrana celular hacia la región extracelular confinada, donde ocurre la calcificación para formar HCO_3^- . El cual precipita como CaCO_3 antes de restablecer el equilibrio isotópico con el CID celular (McConnaughey et al., 1997).

1.2 Hipótesis

La composición isotópica en los foraminíferos bénticos en la biocenosis y tanatocenosis de diferentes regiones del mar profundo del Golfo de México no están en equilibrio isotópico con el $\delta^{13}\text{C}$ del agua de fondo e intersticial o con $\delta^{18}\text{O}$ del agua ambiente debido a que diferentes factores ambientales (bióticos y abióticos) controlan la variación en sus composiciones isotópicas de sus testas.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Determinar la variación en las composiciones isotópicas de oxígeno y carbono en las testas de dos especies de foraminíferos bénticos, en biocenosis y tanatocenosis, presentes en los sedimentos de las aguas profundas del Golfo de México.

1.3.2 Objetivos específicos

Identificar si las composiciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ en *C. wuellerstorfi* y *U. peregrina* en bio-tanatocenosis están en equilibrio isotópico con las aguas profundas del GM.

Contrastar si las composiciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ en *C. wuellerstorfi* (epifaunal) y *U. peregrina* (infaunal) en bio-tanatocesis están en equilibrio con $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo y el agua intersticial respectivamente, del GM.

Capítulo 2. Metodología

2.1 Área de estudio

El GM cuenta con una profundidad promedio de 3900 metros (Escobar-Briones y Javier García-Villalobos, 2009) Villalobos, 2009), y se encuentra localizado en las zonas tropical y subtropical del Atlántico occidental entre la latitud 18° y 30°N, y longitud 81° y 98° W (Monreal-Gómez y Salas de León, 1997).

El GM está fuertemente influenciado por la corriente del Lazo proveniente de la corriente de Yucatán (Herguera-García y Díaz Asencio, 2021), y por los grandes remolinos anticiclónicos semipermanentes de hasta 300 km de diámetro y 1000 m de profundidad y por remolinos ciclónicos de menor tamaño, pero con importantes implicaciones en la dinámica de la circulación (Herring, 2010).

Los grandes remolinos anticiclónicos se desprenden a intervalos irregulares, entre meses a años, de la corriente del Lazo, estos presentan un núcleo de aguas cálidas del Caribe más cálidas que proveen al GM de calor, sal y nutrientes (Herring, 2010).

Así mismo a profundidades mayores a 1000 m el Golfo se encuentra dominado por masas de aguas profundas del Atlántico Norte, las cuales son más frías y salinas (Herguera-García y Díaz Asencio, 2021).

Las características de temperatura y salinidad de la superficie del mar en el GM están controladas por los vientos y la variabilidad de la temperatura de la atmósfera a escala estacional, mientras que a profundidades entre los 200 a los 1000 m, donde se encuentra una marcada pincloina ya que engloba aguas modales de diferentes procedencias en las latitudes medias y altas del Atlántico Norte y Sur.

Por debajo de los 1000 metros hasta los 3800 m la temperatura y salinidad se mantienen prácticamente constantes y son las aguas típicas del Atlántico Norte y del mar de Labrador (Herring, 2010).

Desde la superficie a los 1000 m de profundidad se observa una variación muy marcada entre salinidad y temperatura que va desde los 30°C en superficie y 5.5 a 6°C a los 1000 m. Y una salinidad de 36.8 a 34.5 ppm. Por debajo de los 1000 m de profundidad hasta los 3800 m, la temperatura y salinidad se mantienen prácticamente constantes con temperaturas entre 5.1 a 4.0°C en las máximas profundidades, y con salinidades entre 35 a 34.8 ppm respectivamente (Herring, 2010),(Fig.2).

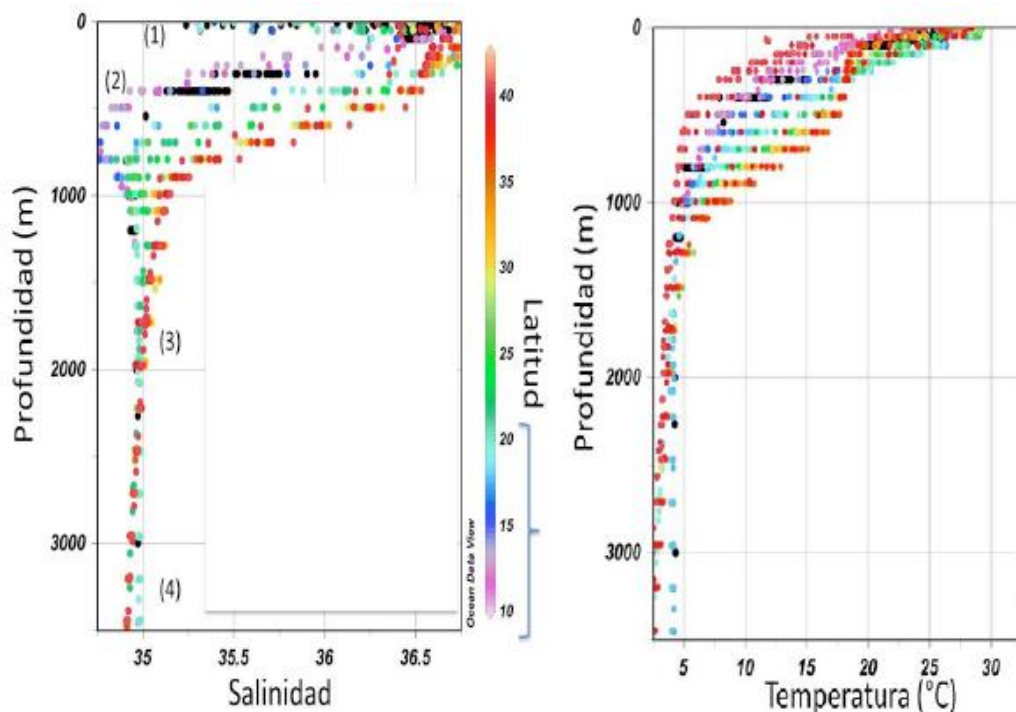


Figura 2. Variación de la temperatura y salinidad en el GM a distintas profundidades. Tomado de (Herguera et al.,2014).

2.2 Muestreo

Para la obtención de foraminíferos, se extrajeron muestras de sedimento a profundidades de 966 a 3741 m, con ayuda de un multinucleador y un nucleador de caja tipo Sutar, en un total de 14 estaciones. Estos muestreos se realizaron a bordo de buque BO/Justo Sierra, administrado por la UNAM, durante cinco campañas oceanográficas XIXIMI, 2, 3, 4, 5 y 6 en los años 2011, 2013, 2015, 2016 y 2017 respectivamente, en la Zona Económica Exclusiva de México.

Estas campañas oceanográficas fueron realizadas por el programa del Consorcio de Investigación del Golfo de México (CiGoM) (Fig.3).

El multinucleador contiene un total de seis núcleos de policarbonato de 45 cm de altura x 8 cm de diámetro. Cuando este multinucleador desciende por la columna de agua lo hace con las camisas de policarbonato abiertas de forma que al llegar al fondo penetran los sedimentos, y colectan los primeros 30 a 40 cm de profundidad.

En el momento de izar el nucleador hacía la superficie desde el barco, se acciona un mecanismo de sellado

que permite recuperar los núcleos con una excelente preservación de la interfaz agua sedimento.

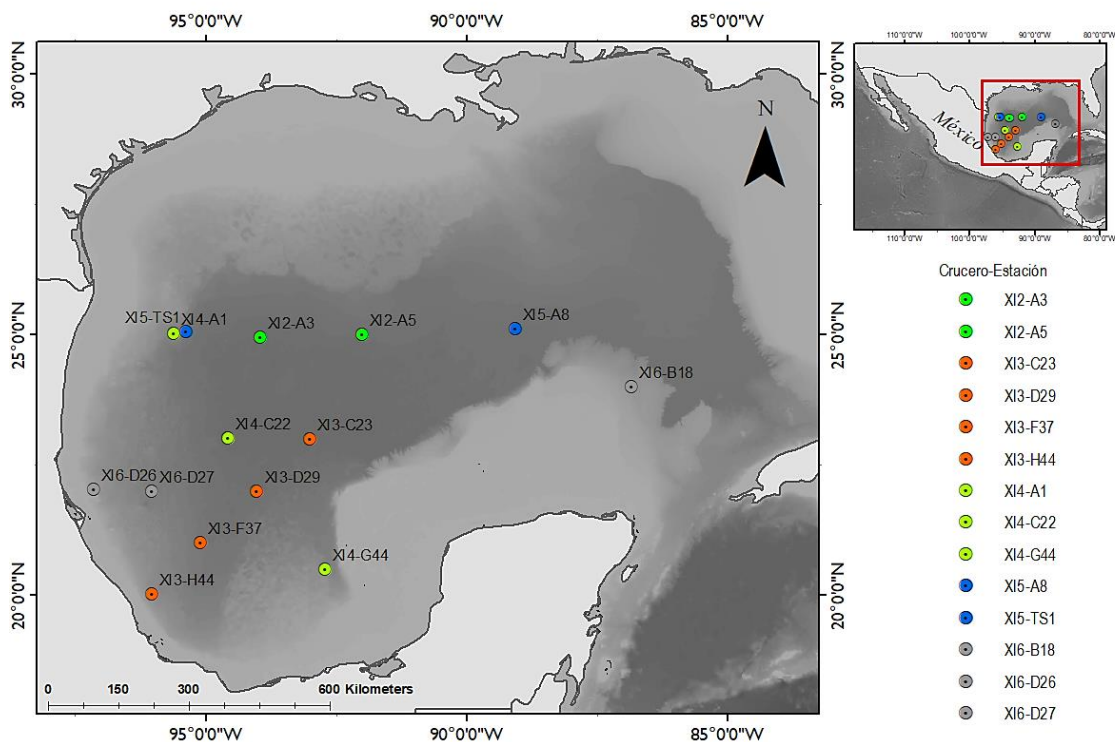


Figura 3 Área de estudio en el GM con un total de 14 estaciones de muestreo seleccionadas de cinco cruceros oceanográficos, XIXIMIS, 2,3,4,5 y 6.

Una vez que se asegura el nucleador en la cubierta del barco se procesan cada uno de los núcleos. Posteriormente, estos sedimentos se sub-muestraron en cortes perpendiculares a la profundidad con resolución centimétrica especialmente para los primeros 5 a 7 cm. Las muestras de sedimento previamente cortados se fijan en formaldehído 4% y agua de mar, y se les añade bórax para estabilizar en pH (Egremy-Valdez, 2015).

De las estaciones de muestreo se seleccionó un núcleo por estación. Estos se agregaron en vasos de precipitados y se les añadió Calgon (hexametáfosfato de sodio), para disgregar los tamaños de limos y arcillas se utilizó un agitador mecánico durante 12 h. Transcurrido el tiempo se lavaron y se tamizaron a 64 μm y se les añadió peróxido de hidrogeno (H_2O_2) durante aproximadamente tres minutos para oxidar la materia orgánica y ayudar a separar de los foraminíferos de los sedimentos (Rabiela-Alonso, 2012) Después de esto se volvió a lavar y tamizar a 64 μm (Rabiela-Alonso, 2012). Para finalmente dejar secar a temperatura ambiente. Una vez que los sedimentos estuvieron secos, se tamizaron a una luz de malla de < 150 μm , 150-250 μm y 350 μm .

2.3 Procesamiento de muestras en laboratorio

Para este trabajo, se seleccionaron las profundidades de sedimentos entre 0-1 cm y 1-2 cm previamente tamizados, en los cuales, se buscaron los foraminíferos béticos más abundantes, *Uvigerina peregrina* y *Cibicidoides wuellerstorfi* en estado de biocenosis y tanatocenosis (Egremy-Valdez., 2015).

Para diferenciar aquellos foraminíferos en estado de biocenosis y tanatocenosis, se tiñeron previamente con Rosa Bengala según Walton (1952), el cual consiste en disolver 1 gr de Rosa Bengala en 1L de agua destilada. Finalmente, los foraminíferos béticos que se tiñeron de un color rosa intenso a rojo se tomaron como en estado de biocenosis (es decir el protoplasma se tiñe mientras que las testas vacías (muertas) permanecen sin teñir o tienen un ligero rosado superficial (Murray, 2006).

No en todos los cruceros se realizó la tinción en el laboratorio, en otros se hizo *in situ*, a bordo del buque oceanográfico. Una vez que los foraminíferos estuvieron diferenciados en biocenosis y tanatocenosis, se procedió a seleccionar individuos de cada especie. Se seleccionaron entre cuatro y seis especímenes por especie y por estación, para ambas asociaciones (ya sea en biocenosis y tanatocenosis) con la finalidad de tener suficiente calcita para su análisis isotópico. Para facilitar la comparativa entre estas dos asociaciones se consideró lo siguiente: la presencia de ambas asociaciones de una misma especie ya sea *C. wuellerstorfi* o *U. peregrina* en una estación; un mismo nivel de profundidad en sedimento 0-1 cm o 1-2 cm. (Tabla 1, 2).

Tabla 1 Foraminíferos en biocenosis. Crucero, estaciones, profundidad de muestreo océano (m), profundidad de muestro en sedimentos (cm), coordenadas y fecha de colecta de muestras.

Crucero	Estación	Especie	Profundidad (m)	Nivel sedimento (cm)
XIXIMI-6 (2017)	D26	<i>U. peregrina</i>	966	0-1 cm
XIXIMI-6 (2017)	D26			1-2 cm
XIXIMI-7 (2019)	B18	<i>U. peregrina</i>	1182	1-2 cm
XIXIMI-4 (2015)	B18	<i>U. peregrina</i>		0-1 cm
XIXIMI-4 (2015)	B18	<i>C. wuellerstorfi</i>		1-2 cm
XIXIMI-4 (2015)	B18	<i>C. wuellerstorfi</i>		0-1 cm
XIXIMI-6 (2017)	H48	<i>U. peregrina</i>	1201	1-2 cm
XIXIMI-3 (2013)	H44	<i>C. wuellerstorfi</i>	1739	0-1 cm
XIXIMI-4 (2015)	H44	<i>U. peregrina</i>		
XIXIMI-4 (2015)	A1	<i>C. wuellerstorfi</i>	2130	0-1 cm
XIXIMI-6 (2017)	A1	<i>U. peregrina</i>	2130	
XIXIMI-6 (2017)	G44	<i>U. peregrina</i>	2374	0-1 cm
XIXIMI-6 (2017)	G44	<i>U. peregrina</i>		1-2 cm
XIXIMI-2 (2011)	A5	<i>C. wuellerstorfi</i>	3480	0-1 cm
XIXIMI-2 (2011)	A5			1-2 cm
XIXIMI-2 (2011)	A3	<i>C. wuellerstorfi</i>	3684	0-1 cm
XIXIMI-2 (2011)	A3			1-2 cm

Tabla 2 Foraminíferos en tanatocenosis. Crucero, estaciones, profundidad de muestreo océano (m), profundidad de muestro en sedimentos (cm), coordenadas y fecha de colecta de muestras.

Crucero	Estación	Especie	Profundidad (m)	Nivel sedimento (cm)
XIXIMI-6 (2017)	D26	<i>U. peregrina</i>	966	1-2 cm
XIXIMI-6 (2017)	D26	<i>U. peregrina</i>		0-1 cm
XIXIMI-5 (2016)	B18	<i>C. wuellerstorfi</i>	1182	1-2 cm
XIXIMI-5 (2016)	B18	<i>C. wuellerstorfi</i>		0-1 cm
XIXIMI-5 (2016)	B18	<i>U. peregrina</i>		1-2 cm
XIXIMI-5 (2016)	B18	<i>U. peregrina</i>		0-1 cm
XIXIMI-3 (2013)	H44	<i>U. peregrina</i>	1739	0-1 cm
XIXIMI-3 (2013)	H44	<i>C. wuellerstorfi</i>		0-1 cm
XIXIMI-4 (2015)	A1	<i>U. peregrina</i>	2130	1-2 cm
XIXIMI-4 (2015)	A1	<i>C. wuellerstorfi</i>		1-2 cm
XIXIMI-4 (2015)	A1	<i>C. wuellerstorfi</i>		0-1 cm
XIXIMI-6 (2017)	G44	<i>U. peregrina</i>	2239	1-2 cm
XIXIMI-4 (2015)	G44	<i>U. peregrina</i>		0-1 cm
XIXIMI-2 (2011)	A5	<i>C. wuellerstorfi</i>	3480	1-2 cm
XIXIMI-2 (2011)	A5	<i>C. wuellerstorfi</i>		0-1 cm
XIXIMI-2 (2011)	A3	<i>C. wuellerstorfi</i>	3684	1-2 cm
XIXIMI-2 (2011)	A3	<i>C. wuellerstorfi</i>		0-1 cm

2.4 Determinaciones isotópicas por espectrometría de masas

Una vez finalizada la separación de las especies de foraminíferos en biocenosis y tanatocenosis por estación, se realizaron las determinaciones isotópicas de la calcita de los foraminíferos bénticos en el laboratorio de isótopos estables del CIGOM. Se utilizaron entre 150 - 300 µg de muestra, que son aproximadamente entre cuatro a seis especímenes por especie (*C. wuellerstorfi* y/o *U. peregrina*) los cuales se colocaron en Exetainers™ de cristal. Estos se dejaron en el horno para secar durante 12 horas a 100°C con el objetivo de calcinar toda materia orgánica, protoplasma de los foraminíferos en biocenosis, bacterias etc., con el fin de que solo quede la estructura calcítica (testa), para su determinación isotópica.

Cumplido el tiempo de equilibrar a temperatura ambiente cada Exetainer™ fue sellado con una tapa con su respectiva septa y se purgaron las muestras con foraminíferos durante aproximadamente tres minutos con helio ultrapuro. El proceso se llevó a cabo con una aguja de entrada y otra de salida sobre la septa de la tapa, esto con el fin de que el helio entrante tuviera flujo constante para desplazar el CO₂ atmosférico presente dentro de cada Exetainer™ hacia afuera dejando únicamente el helio ultrapuro dentro.

El proceso se realizó para cada uno de los Exetainers™ con muestras de foraminíferos en biocenosis, tanatocenosis y para cada uno de los estándares. Además, cinco Exetainers™ sin muestra se purgaron únicamente con helio y otros seis con CO₂ los cuales se utilizaron como blancos de corrida, es decir para ver si el espectrómetro de masas fue consistente en las determinaciones isotópicas mientras se corrían el resto de las muestras. Los estándares de referencia que se utilizaron fueron el estándar internacional (Caliza NIST-8544) también conocido como NBS-19 y tres estándares internos del Laboratorio de Isótopos Estables del CICESE para asegurar la estabilidad de las determinaciones a lo largo de cada corrida, Merck (Carbonato sintético), LIE-4 (Carbonato de Carrara) y LIE-5 (Caliza microcristalina Ibérica).

Una vez los tubos con muestras y estándares fueron purgados, se procedió a acidificar cada uno de estos manualmente con ayuda de una jeringa Gas-Tight, a los cuales se les añadieron cinco gotas de ácido fosfórico al 99%. El proceso de acidificación tiene como función disolver el carbonato de calcio y generar gas, CO₂, todo esto a 45°C durante 12 horas, para favorecer la reacción. Una vez generado el CO₂, se procedió a correr cada una de las muestras en el GasBench de manera automática; cada corrida por muestra tuvo una duración de 18 minutos.

Los datos analíticos son reportados en notaciones delta- $\delta = \left[\frac{R(\text{Muestra}) - R(\text{Estandar})}{R(\text{Estandar})} \right] \times 1000$, en unidades por mil (‰) (Ravelo y Hillaire, 2007).

Los parámetros δ pueden ser positivos, negativos o iguales a cero dependiendo de su variación con respecto al estándar. Un valor δ positivo, expresa que la muestra está más enriquecida en el isótopo pesado con respecto al estándar. Un valor δ negativo o más ligero implica un empobrecimiento en el isótopo más pesado con respecto al estándar. En otras palabras, la composición isotópica de la muestra siempre se expresa en términos de enriquecimiento o empobrecimiento del isótopo pesado, en relación con el estándar (Faure-Gunter y Mensing, 2005).

Y fueron referidos a dos estándares universales para reportar las variaciones en $\delta^{18}\text{O}$ en el agua: PDB (Peedee Belemnite) y SMOW (Standard Mean Ocean Water), y, para $\delta^{13}\text{C}$ del carbono inorgánico (CID) es reportado únicamente en PDB (Friedman y O'Neil, 1987).

El estándar SMOW fue definido por Craig, (1961), el cual se basó en el estándar conocido como NBS-1, de una muestra de agua del río Potomac, Washinton D.C., el cual se utilizaría para determinar las variaciones en $^2\text{H}/^1\text{H}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en aguas naturales. En tanto que el estándar PDB o por sus siglas Peedee

Belemnite, es una muestra de concha de *Belemnitella americana* del cretácico, encontrada en una formación de Peedee en Carolina del Sur. Actualmente el estándar PDB está referido al NBS-19 (caliza) (Coplen, 1996; Friedman y O'Neil, 1987; Michener y Lajtha, 2007). Finalmente, en la 38ª asamblea general de la *Comisión sobre la abundancia de isótopos y pesos atómicos de la unión internacional de química pura y aplicada en Viena*, 1995, llegaron al consenso de reportar como V-Viena-VPDB y VSMOW (Coplen, 1996).

La precisión del análisis en el espectrómetro de masas tiene una desviación estándar de $\delta^{18}\text{O}$ de $\pm 0.15\%$ y para $\delta^{13}\text{C}$ $\pm 0.07\%$. Los datos obtenidos nos permitieron determinar las variaciones isotópicas de las dos especies de foraminíferos bénticos (*C. wuellerstorfi* y *U. peregrina*), en biocenosis y tanatocenosis en dos niveles de sedimento (0-1 y 1-2 cm).

Y para conocer dichas variaciones fue necesario obtener las composiciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ del agua ambiente en equilibrio con la calcita (Murray, 1991), y derivar el $\delta^{13}\text{C}$ del CID en el agua intersticial, todos estos reportados en el estándar internacional VPDB.

2.5 Cálculo de $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ VPDB en equilibrio termodinámico con la calcita del agua de fondo del Golfo de México

Para obtener los diferentes valores de VPDB de $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita en equilibrio a las diferentes profundidades de la columna de agua en el GM, es necesario conocer los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ del agua de fondo. Para ello tuvimos en cuenta la relación lineal que existe entre la salinidad y el $\delta^{18}\text{O}$ del agua (Epstein et al., 1951). Debido a que los procesos que tienden a aumentar o disminuir el $\delta^{18}\text{O}$ del agua afectan del mismo modo a la salinidad (Epstein et al., 1951). Primero se realizó el cálculo de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$, a partir de la fórmula empírica de Fairbanks et al. (1992), en la cual se utiliza la relación de salinidad y el $\delta^{18}\text{O}$ previamente mencionado:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 0.11(S) - 3.15 \quad (1)$$

La variable (S), es sustituida por la salinidad registrada *in situ* en las distintas profundidades que van desde los 900 m a 3500 m en el GM. Estos datos de salinidad se obtuvieron del Atlas de Herguera-García y Díaz Asencio (2021), registradas en las distintas campañas oceanográficas XIXIMI del programa CiGoM.

Posteriormente, los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ obtenidos son sustituido en la ecuación derivada a partir de la fórmula de O'Neil et al. (1969), en la cual se expresa el factor de fraccionamiento del carbonato de calcio-agua para diferentes temperaturas. A dichos valores de VSMOW se les resta 0.27‰, el cual sirve para corregir la diferencia que existe entre el estándar VSMOW y VPDB en el $\delta^{18}\text{O}$ (Bemis et al., 1998; Shackleton, 1974). El perfil de temperatura del GM varía entre los 5.1°C a 900 m y 4.5 a los 3500 m (Herguera y Asencio 2021). La composición isotópica de la calcita en equilibrio para las diferentes temperaturas se calculó utilizando la siguiente fórmula:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}\text{VPDB}=16+(4.8*(\text{VSMOW}-0.20)-T)/4.8 \quad (2)$$

Una vez finalizadas las conversiones de $\delta^{18}\text{O}$ VSMOW del agua en todas las profundidades y estaciones a del $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ VPDB (donde cal representaría la calcita en equilibrio termodinámico con el agua de fondo del GM). Se procedió a comparar las distintas composiciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ de las dos especies de foraminíferos *C. wuellerstorfi* y *U. peregrina* en biocenosis-tanatocenosis con el $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ calculado.

2.6 Composición del $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ VPDB del agua de fondo y el $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ agua intersticial en el sedimento en el GM.

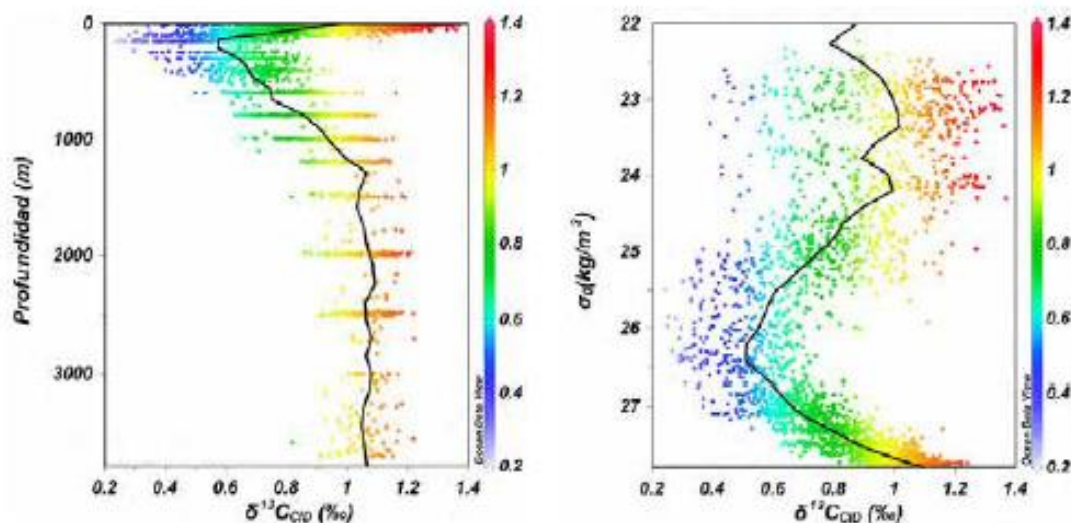


Figura 4. Sección de $\delta^{13}\text{C}$ del CID en la columna de agua del GM (uno con respecto a la profundidad y el otro con respecto a las isopícnas (masas de agua) (Herguera García y Díaz Asencio., 2021).

La composición isotópica del Carbono Inorgánico Disuelto (CID) $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ de las aguas de fondo se habían determinado previamente y se reflejan en la Fig.4. Las composiciones isotópicas del CID $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ de las aguas intersticiales en los sedimentos se derivaron en este trabajo. En el caso de *C. wuellerstorfi* que es una especie epifaunal se utilizaron las composiciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo, mientras que para *U. peregrina* que es una especie infaunal, se calcularon las composiciones isotópicas del $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ para el agua intersticial o el $\delta^{13}\text{C}_{\text{int}}$.

Para obtener el perfil del $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ VPDB del agua de fondo, se extrajeron las composiciones isotópicas del $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo del GM, a partir de la base de datos Herguera-García y Díaz Asencio, (2021), (Fig.4). En donde los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ fueron tomados a partir de la acidificación de muestras de agua a distintas profundidades del GM. El procesamiento de las muestras de agua para las determinaciones isotópicas es similar al punto 2.4, más detalles en Herguera et al. (2014)

Por otra parte, el cálculo del $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ intersticial o $\delta^{13}\text{C}_{\text{int}}$ se realizó para determinar si las composiciones isotópicas de la especie infaunal *U. peregrina* se encuentra en equilibrio isotópico con este. Todo esto a partir de un modelo de balance de masas simple o modelo de mezcla similar al propuesto por Stott et al. (2002).

Bajo el supuesto que la fuente de los cambios en el $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ intersticial o $\delta^{13}\text{C}_{\text{int}}$ sería el grado de oxidación del carbono orgánico en los sedimentos. Por lo tanto, se calculó el $\delta^{13}\text{C}$ del CID intersticial $\delta^{13}\text{C}_{\text{int}}$ a partir de los componentes de la ecuación siguiente:

$$(\text{CID}_{\text{AI}}) * (\delta^{13}\text{C}_{\text{int}}) = (\text{CID}_{\text{AI}}) (\delta^{13}\text{C}_{\text{AP}}) + (\text{CID}_{\text{AI}} - \text{CID}_{\text{AP}}) (\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}) \quad (3)$$

CID_{AI} = Concentración del carbono inorgánico disuelto del agua intersticial ($\mu\text{mol}/\text{kg}$); $\delta^{13}\text{C}_{\text{AI}}$ = Composición isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ del agua intersticial en ‰; $\delta^{13}\text{C}_{\text{AP}}$ = Composición isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ del agua de fondo en ‰; CID_{AP} = Concentración del carbono inorgánico disuelto del agua de fondo ($\mu\text{mol}/\text{kg}$); $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ = Composición isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ del carbono orgánico ‰.

Finalmente, para obtener el $\delta^{13}\text{C}_{\text{AI}}$ se despeja y obtenemos:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{AI}} = (\text{CID}_{\text{AI}})(\delta^{13}\text{C}_{\text{AP}}) + (\text{CID}_{\text{AI}} - \text{CID}_{\text{AP}})(\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}) / (\text{CID}_{\text{AI}}) \quad (4)$$

Con el modelo de balance de masas (mezcla) se plantea realizar una representación de como serían las condiciones de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ en aguas intersticiales, bajo distintos aportes de carbono orgánico del agua de fondo al agua intersticial, y visualizarlos en un perfil dentro del sedimento.

2.7 Efectos cinéticos-metabólicos *C. wuellerstorfi* (epifaunal) y *U. peregrina* (infaunal).

Las pendientes de efectos cinéticos y metabólicos se construyeron a partir de la metodología propuesta por (McConnaughey, 1989), en la que la respiración empobrecería las composiciones isotópicas metabólicas al $\delta^{13}\text{C}$, con respecto a los efectos cinéticos. La pendiente de los efectos cinéticos se genera a partir de la intersección del equilibrio de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en el lugar de calcificación en donde se esperaría que las muestras de foraminíferos formaran idealmente está pendiente, debido a que se expresan como una disminución simultánea en sus composiciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. En el caso de la pendiente de efectos metabólicos se desplaza de la pendiente de efectos cinéticos en -1.5‰ en $\delta^{13}\text{C}$ (McConnaughey, 1989; (McConnaughey et al., 1997).

Capítulo 3. Resultados

3.1 Equilibrio termodinámico del $\delta^{18}\text{O}$ de *C. wuellerstorfi* (epifaunal) y *U. peregrina* (infaunal) con el $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ del agua de fondo del GM

Las dos asociaciones (biocenosis-tanatocenosis) de *C. wuellerstorfi* presentaron valores consistentemente negativos que el valor calculado del $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ en equilibrio termodinámico con la calcita del agua de fondo (promedio) de 3.03‰, con una desviación promedio de -0.48‰ con respecto a la calcita en equilibrio, (Tabla 3; Fig. 4). Estos resultados no muestran diferencias por tipo de asociación (biocenosis o tafocenosis), estación o nivel de profundidad en sedimento, mostrando una desviación promedio de -0.48‰ con respecto al valor de equilibrio calculado de $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ para ambos tipos de asociación biocenosis-tanatocenosis para *C. wuellerstorfi* (epifaunal).

Las estaciones con composiciones aún más negativas que el resto “anómalas”, presentaron las composiciones de: H44-tanatocenosis, nivel de sedimento 0-1 cm de -0.86‰, seguida de la estación B18-biocenosis nivel de sedimento 1-2 cm con -0.75‰ con respecto al equilibrio calculado $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ (Tabla 3).

Tabla 3. La diferencia de $(\delta^{18}\text{O}_{\text{Cw}} \text{‰}) - (\delta^{18}\text{O}_{\text{Cal}} \text{‰})$, donde $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ es igual al promedio del $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ calculado en equilibrio termodinámico con la calcita del agua de fondo del GM = 3.03‰ y el $\delta^{18}\text{O}$ igual a la composición isotópica de oxígeno determinada por espectrometría de masas para las muestras de *C. wuellerstorfi* (epifaunal) en biocenosis (B) y tanatocenosis (T). Al final se obtuvo un promedio total de las diferencias para ambas asociaciones (Bio-Tanatocenosis) -0.48‰ ($\pm 0.15\%$).

Estación	Nivel (cm)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Cw}} \text{‰}$	$(\delta^{18}\text{O}_{\text{Cw}} \text{‰}) - (\delta^{18}\text{O}_{\text{Cal}} \text{‰})$	Estación	Nivel (cm)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Cw}} \text{‰}$	$(\delta^{18}\text{O}_{\text{Cw}} \text{‰}) - (\delta^{18}\text{O}_{\text{Cal}} \text{‰})$
		<i>C. wuellerstorfi</i> -B	<i>C. wuellerstorfi</i> -B			<i>C. wuellerstorfi</i> -T	<i>C. wuellerstorfi</i> -T
B18	1-2 cm	2.28	-0.75	B18	1-2 cm	2.44	-0.59
B18	0-1 cm	2.49	-0.54	B18	0-1 cm	2.63	-0.40
H44	0-1 cm	2.63	-0.40	H44	0-1 cm	2.17	-0.86
A1	0-1 cm	2.50	-0.53	A1	0-1 cm	2.80	-0.23
A5	0-1 cm	2.59	-0.44	A1	1-2 cm	2.49	-0.55
A5	1-2 cm	2.49	-0.54	A5	0-1 cm	2.59	-0.44
A3	0-1 cm	2.65	-0.39	A5	1-2 cm	2.49	-0.54
A3	1-2 cm	2.78	-0.25	A3	1-2 cm	2.83	-0.20
Promedio (‰)		2.55	-0.48			2.55	-0.48

Con base a lo anterior y a la (Fig. 4), no logramos observar tendencia alguna en la variación de las composiciones isotópicas de *C. wuellerstorfi* (epifaunal) por profundidad en el océano con respecto al valor de equilibrio calculado de $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$. El valor promedio para todas las estaciones en ambas asociaciones (biocenosis-tanatocenosis) con respecto al equilibrio se vio empobrecido en un -0.48‰ de la (Tabla 3).

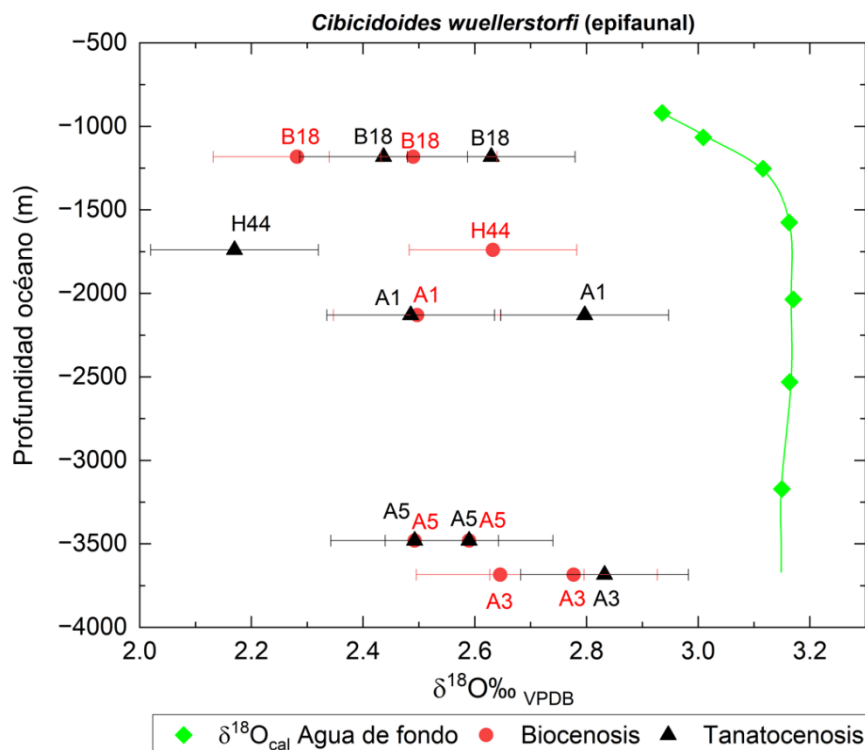


Figura 5. Valores $\delta^{18}\text{O}$ de *C. wuellerstorfi* (epifaunal) y $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ en equilibrio con la calcita del agua de fondo. Los círculos rojos representan la asociación en biocenosis, triángulos negros la asociación en tanatocenosis y la línea punteada verde con círculos representa el $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ calculado en equilibrio termodinámico con la calcita del agua de fondo del GM. Desviaciones estándar (barras de error) para cada una de las muestras fueron, $\delta^{18}\text{O}$ de $\pm 0.15\text{‰}$.

La especie *U. peregrina* (infaunal) en biocenosis para todas las estaciones, presentó composiciones isotópicas enriquecidas en promedio de $+0.09\text{‰}$ de $\delta^{18}\text{O}$ con respecto al valor de equilibrio calculado ($\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$) de 3.03‰ . En el caso de las asociaciones en tanatocenosis, *U. peregrina* presentó composiciones promedio para todas las estaciones de $+0.14\text{‰}$ con respecto al equilibrio calculado ($\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$), (Tabla 4).

La estación G44 biocenosis para ambos niveles de profundidad en sedimento (0-1 y 1-2cm), presentó composiciones isotópicas más enriquecidas en $+0.20$ y $+0.22\text{‰}$ respectivamente al valor calculado de ($\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$) de 3.03‰ (Tabla 4).

El resto de las estaciones en la misma asociación (biocenosis) estuvieron en su mayoría cercanas al equilibrio calculado de ($\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$), en un $0.8 \pm 0.01\text{‰}$.

Tabla 4. La diferencia de $(\delta^{18}\text{O}_{U.p} \text{‰}) - (\delta^{18}\text{O}_{\text{Calc}} \text{‰})$, donde $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ es igual al promedio del $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ calculado en equilibrio termodinámico con la calcita del agua de fondo del GM = 3.03‰ y el $\delta^{18}\text{O}_{U.p.}$ es la composición isotópica de oxígeno determinada por espectrometría de masas para las muestras de *U. peregrina* (infaunal) en biocenosis (B) y tanatocenosis (T), en los niveles de profundidad en sedimento (cm). Al final se obtuvo un promedio total de las diferencias, Biocenosis 0.09‰ ($\pm 0.15\%$) y Tanatocenosis 0.14‰ ($\pm 0.15\%$)

Estación	Nivel (cm)	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$	$(\delta^{18}\text{O}_{U.p} \text{‰}) - (\delta^{18}\text{O}_{\text{Calc}} \text{‰})$	Estación	Nivel (cm)	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$	$(\delta^{18}\text{O}_{U.p} \text{‰}) - (\delta^{18}\text{O}_{\text{Calc}} \text{‰})$
		<i>U. peregrina-B</i>	<i>U. peregrina -B</i>			<i>U. peregrina-T</i>	<i>U. peregrina -T</i>
D26	0-1 cm	3.11	0.08	D26	1-2 cm	2.97	-0.06
D26	1-2 cm	3.03	-0.01	D26	0-1 cm	3.04	0.01
B18	0-1 cm	3.07	0.04	B18	1-2 cm	2.94	-0.09
B18	1-2 cm	3.12	0.08	B18	0-1 cm	3.38	0.35
H44	0-1 cm	3.04	0.01	H44	0-1 cm	3.11	0.08
A1	1-2 cm	3.11	0.08	A1	1-2 cm	3.25	0.22
G44	0-1 cm	3.23	0.20	G44	1-2 cm	3.29	0.25
G44	1-2 cm	3.25	0.22	G44	0-1 cm	3.35	0.32
Promedio (‰)		3.120	0.09			3.166	0.14

Para el caso de *U. peregrina* (tanatocenosis) en la estación B18 con nivel de sedimento 0-1 cm, tuvo composiciones isotópicas más enriquecidas en $\delta^{18}\text{O}$ (+0.35‰) con respecto al equilibrio calculado ($\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$), seguida por las estaciones G44 en ambos niveles de sedimento 0-1 cm (+0.32 ‰), 1-2 cm (+0.25‰), y A1 en el nivel de sedimento 1-2 cm (+0.22‰), ver (Tabla 4) y (Fig. 6).

El resto de las estaciones para *U. peregrina* (tanatocenosis) tuvieron composiciones isotópicas de $0.01 \pm 0.09\%$ con respecto al equilibrio calculado de ($\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$).

No se visualizó ninguna tendencia en las composiciones isotópicas de biocenosis con respecto a los cambios en la profundidad de océano, las cuales estuvieron mayormente cercanas al equilibrio con el valor calculado de ($\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$), teniendo en cuenta nuestro error de $\pm 0.15\%$ ver (Fig. 6).

Tampoco se logra ver alguna tendencia clara en las composiciones isotópicas con base a los dos niveles de profundidad de sedimento 0-1 cm y 1-2 cm (Tabla 4).

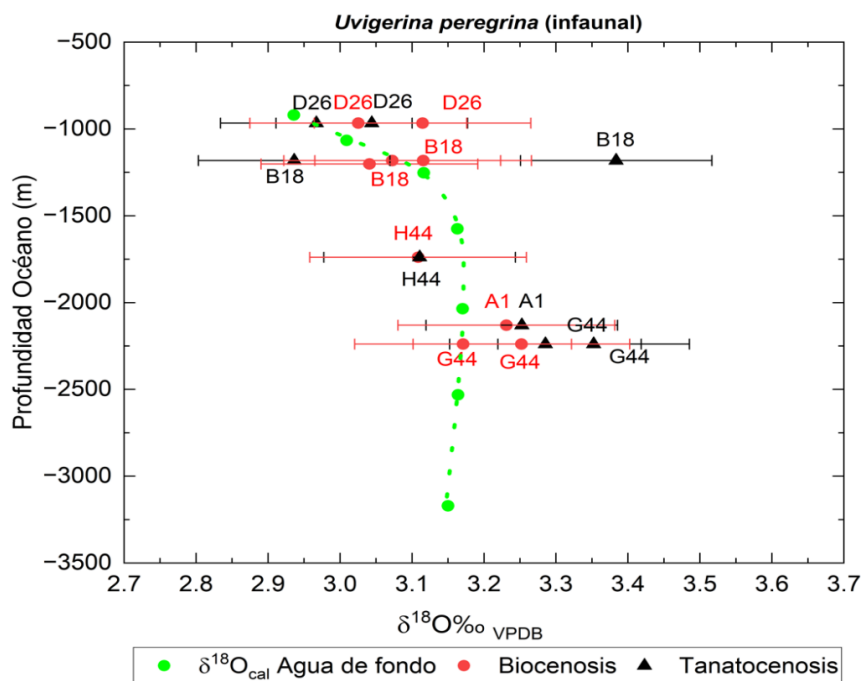


Figura 6. Valores $\delta^{18}\text{O}$ de *U. peregrina* (infaunal) y $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ en equilibrio con la calcita del agua de fondo. Los círculos rojos representan la asociación en biocenosis, triángulos negros la asociación en tanatocenos y la línea punteada verde con círculos representa el $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ calculado en equilibrio termodinámico con la calcita del agua de fondo del GM. Desviaciones estándar (barras de error) para cada una de las muestras fueron, $\delta^{18}\text{O}$ de $\pm 0.15\text{‰}$.

3.2 Equilibrio isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ de *C. wuellerstorfi* (epifaunal) con el $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo

Para determinar si *C. wuellerstorfi* presentó valores cercanos al equilibrio se realizó la comparación con respecto al $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo, debido a su estrecha relación con el agua de fondo por su preferencia de microhábitat epifaunal.

Las asociaciones en biocenosis para *C. wuellerstorfi* en todas las estaciones (Tabla 5) presentaron un valor promedio de empobrecimiento de $\delta^{13}\text{C}$ -0.11‰ con respecto al $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ de 1.06‰ de las aguas del fondo, en el caso de las asociaciones en tanatocenos tuvieron un promedio de empobrecimiento de $\delta^{13}\text{C}$ -0.18‰ con respecto al equilibrio con respecto al $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo.

La estación A3 para *C. wuellerstorfi*-biocenosis en el nivel de sedimento 1-2 cm presentó un valor ligeramente más negativo en $\delta^{13}\text{C}$ (-0.25‰) con respecto al equilibrio promedio ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo) de 1.06‰ (Tabla 5; Fig. 8).

Tabla 5. La diferencia de $(\delta^{13}\text{C}_{C.w.} \text{‰}) - (\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}} \text{‰})$, donde $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ es el promedio del $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del CID del agua de fondo del GM = 1.06‰ y el $\delta^{13}\text{C}$ es igual a la composición isotópica de carbono determinada por espectrometría de masas para las muestras de *C. wuellerstorfi* (epifaunal) en biocenosis (B) y tanatocenosis (T). Al final se obtuvo un promedio total de las diferencias, Biocenosis -0.11‰ ($\pm 0.07\text{‰}$) y Tanatocenosis -0.18‰ ($\pm 0.07\text{‰}$).

Estación	Nivel (cm)	$\delta^{13}\text{C} \text{‰}$	$(\delta^{13}\text{C}_{C.w.} \text{‰}) - (\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}} \text{‰})$	Estación	Nivel (cm)	$\delta^{13}\text{C} \text{‰}$	$(\delta^{13}\text{C}_{C.w.} \text{‰}) - (\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}} \text{‰})$
		<i>C. wuellerstorfi-B</i>	<i>C. wuellerstorfi-B</i>			<i>C. wuellerstorfi-T</i>	<i>C. wuellerstorfi-T</i>
B18	1-2 cm	1.05	-0.01	B18	1-2 cm	0.53	-0.53
B18	0-1 cm	0.97	-0.09	B18	0-1 cm	0.89	-0.17
H44	0-1 cm	1.03	-0.03	H44	0-1 cm	0.96	-0.10
A1	0-1 cm	0.91	-0.15	A1	0-1 cm	0.88	-0.18
A5	0-1 cm	1.01	-0.05	A1	1-2 cm	0.97	-0.09
A5	1-2 cm	0.91	-0.15	A5	0-1 cm	1.01	-0.05
A3	0-1 cm	0.93	-0.13	A5	1-2 cm	0.91	-0.15
A3	1-2 cm	0.81	-0.25	A3	1-2 cm	0.93	-0.13
Promedio (‰)							
		0.95	-0.11			-0.88	-0.18

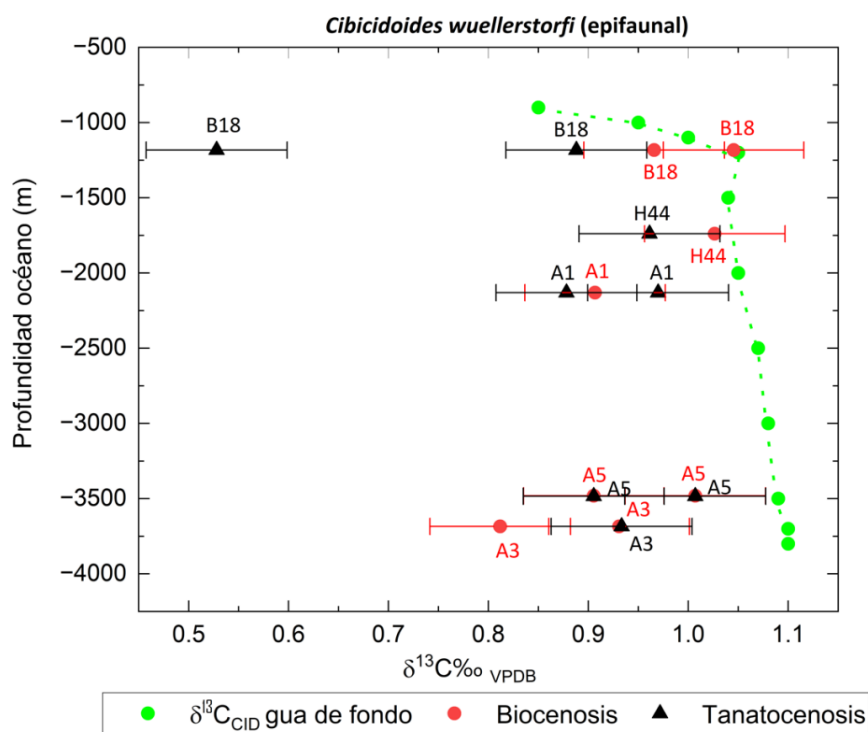


Figura 7. Valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ de *C. wuellerstorfi* con el $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo. Los círculos rojos representan la asociación en biocenosis, triángulos negros la asociación en tanatocenosis y la línea verde es el $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo a distintas profundidades del GM. Desviaciones estándar (barras de error) $\delta^{13}\text{C} \pm 0.07\text{‰}$.

Observamos unos valores anómalos en la estación B18 la asociación tanatocenosis para esta misma especie en el nivel de profundidad de sedimento 1-2 cm con composiciones isotópicas más negativa que

el resto de las muestras con -0.53% con respecto al equilibrio promedio ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo) (Tabla 5; Fig. 7).

C. wuellerstorfi tanto en biocenosis como en tanatocenosis, mostró composiciones isotópicas muy cercanas al equilibrio, exceptuando las más empobrecidas B18 y A3 (Tabla 5; Fig. 7).

No hay tendencia alguna en las composiciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ en *C. wuellerstorfi* con los cambios en la profundidad de océano, así como por nivel de sedimento y por asociación con respecto al equilibrio promedio ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo) 1.06% , (Fig. 7).

3.3 Variabilidad del $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ en las aguas intersticiales con el $\delta^{13}\text{C}$ de *U. peregrina* (infaunal)

Con el modelo de balance de masas se calcularon dos condiciones de $\delta^{13}\text{C}$ en el CID del agua intersticial, en dos diferentes escenarios de aporte de carbono orgánico al sedimento, uno con concentraciones relativamente mayores de carbono orgánico de 1.65% y otro menor de 0.65% , valores típicos medidos en los núcleos de sedimento. Estas diferentes concentraciones relativas de carbono orgánico controlan las distintas concentraciones de CID en el agua intersticial, mediadas por la oxidación del carbono orgánico en profundidad en los sedimentos.

De forma que una mayor concentración de carbono orgánico promovería una mayor tasa de oxidación en condiciones no limitantes de oxígeno disuelto, como es el caso de los primeros centímetros por debajo de la interfaz agua sedimento en el GM. El gradiente en las composiciones isotópicas del $\delta^{13}\text{C}_{\text{Int}}$ muestran una tendencia a valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{Int}}$ más empobrecidas llegando alcanzar composiciones hasta de -0.27% a los 10 cm, debidas a la oxidación de la materia orgánica en los sedimentos (Fig. 8).

Como podemos ver en la (Fig. 8), ambos tipos asociaciones en los dos niveles dentro del sedimento se encontraron cercanos al valor calculado del $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ cuando el aporte de carbono orgánico fue de 1.65% , que cuando el carbono orgánico fue igual a 0.65% .

La utilización del carbono orgánico en los sedimentos es un recurso importante para los microorganismos, que lo oxidan por la respiración y generan mayores concentraciones de CO_2 con composiciones isotópicas más ligeras $\delta^{13}\text{C}_{\text{int}}$ en las aguas intersticiales.

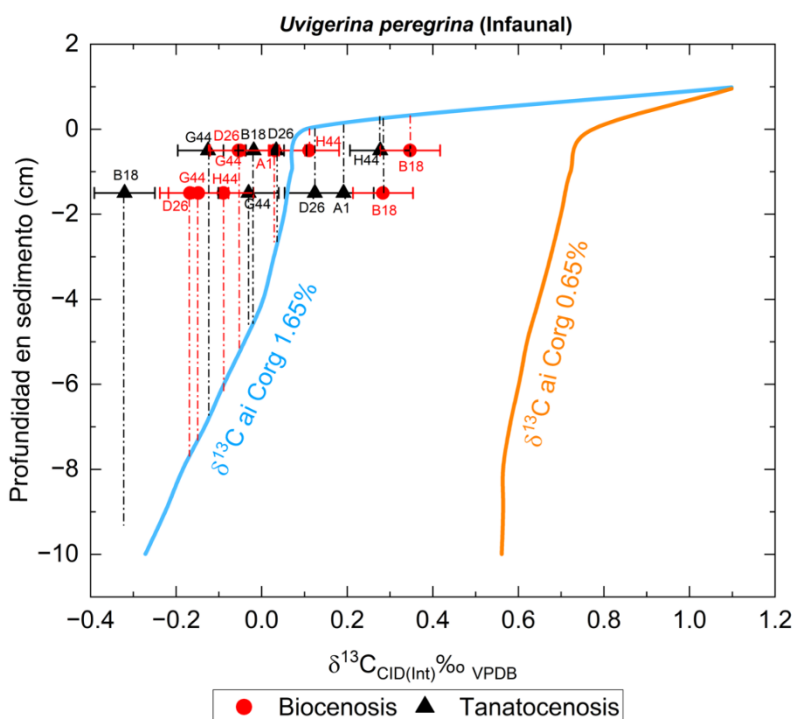


Figura 8. Perfiles isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID (int)}}$ en el agua intersticial en el sedimento y las composiciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ (*Uvigerina peregrina*); los círculos rojos representan la asociación en biocenosis y triángulos negros la asociación en tanatocenosis. Y las líneas azul y naranja el $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$, calculado a partir del modelo simple de balance de masas para dos condiciones observadas partir de diferentes concentraciones de carbono orgánico (%) en la interfaz agua sedimento, 1.65% y 0.65%. Las líneas punteadas representarían la profundidad inferida de calcificación de *U. peregrina* con la línea del $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ calculado para las aguas intersticiales (en el caso de C_{org} 1.65%).

La estación B18 *U. peregrina* en tanatocenosis presentó un empobrecimiento anómalo de -0.30 ‰, con base a las líneas punteadas esta especie estaría precipitando a profundidades de aproximadamente 10 a 11 cm, con respecto a su profundidad de colecta de 1-2 cm, $\delta^{13}\text{C}$ 0.1‰ (Fig. 8).

En las estaciones en las que *U. peregrina* que presentan valores más enriquecidos en $\delta^{13}\text{C}$ estarían reflejando preferencia de microhábitats más someros, entre 0-1 cm de profundidad (lado derecho Fig. 8), calcificando su caparazón cerca de la interfaz agua-sedimento, tanto en biocenosis como tanatocenosis.

Mientras que en las muestras en las que *U. peregrina* en ambas asociaciones (bio-tanatocenosis) que presentan composiciones más negativas estarían reflejando preferencias de microhábitat más profundos

según sus composiciones isotópicas más ligeras al compararlas con el gradiente de $\delta^{13}\text{C}_{\text{int}}$ del CID en las aguas intersticiales (pendiente azul) (Fig. 8).

3.4 Efectos isotópicos cinéticos-metabólicos para *C. wuellerstorfi* (epifaunal) y *U. peregrina* (infaunal).

En este espacio graficamos cuales serían las pendientes de los efectos cinéticos y metabólicos. En el caso de los efectos cinéticos son representados por la correlación que existe entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ por la hidroxilación y difusión del CO_2 , como efecto cinético mientras que el efecto metabólico tiene una pendiente paralela pero desplazada hacia valores más ligeros en el $\delta^{13}\text{C}$ (Fig.9).

Para la especie *U. peregrina*, se observa que están empobrecidas con respecto al $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo, esto debido a sus hábitos infaunales. En contraste *U. peregrina*, estuvo más cercana al equilibrio con $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$, por tanto, reflejaría mejor las condiciones de temperatura del agua de fondo de mar profundo del GM.

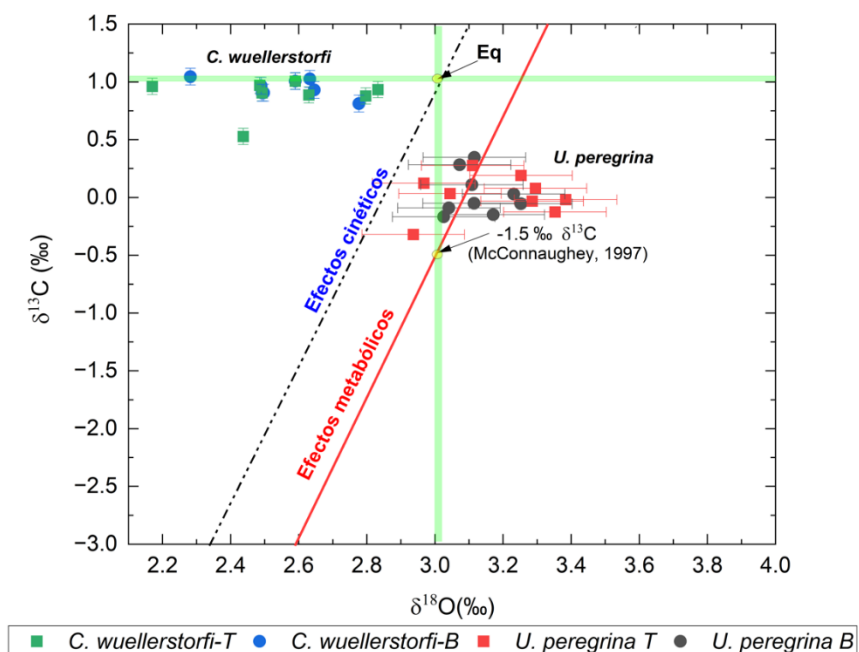


Figura 9. Composiciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de *C. wuellerstorfi* (epifaunal) y *U. peregrina* (infaunal) en biocenosis y tanatocenosis, efectos cinéticos y metabólicos. Eje de las X las composiciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ para ambas especies con error estándar de ± 0.15 ‰. En el eje de las Y tenemos las composiciones isotópicas de igual modo para ambas especies de $\delta^{13}\text{C}$ con error estándar de ± 0.07 ‰. Las líneas verdes para cada uno de los ejes son el valor del $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ sobre el eje Y ($\delta^{13}\text{C}$) igual al 1.06‰, mientras que para el eje X ($\delta^{18}\text{O}$) es igual al valor de la calcita en equilibrio de 3.03‰, para el GM. Los cuadros en verde y rojo para ambas especies representan las asociaciones en tanatocenosis (T) y los círculos para ambas especies representarían las asociaciones en biocenosis (B).

Las composiciones isotópicas de *U. peregrina* en ambas asociaciones (biocenosis-tanatocenosis) aparentemente no muestran efectos metabólicos ni cinéticos. Únicamente estaríamos observando un efecto de microhábitat, debido a sus composiciones isotópicas de carbono empobrecidas con relación al $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo en contraste con el $\delta^{13}\text{C}$ de *C. wuellerstorfi* el $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ que efectivamente refleja las composiciones isotópicas de carbono de las aguas del fondo.

Capítulo 4. Discusión

4.1 Composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ de *Cibicidoides wuellerstorfi* (epifaunal) y *Uvigerina peregrina* (infaunal)

La especie *C. wuellerstorfi* en biocenosis y tanatocenosis en todas las estaciones y profundidades presentó composiciones isotópicas muy parecidas entre sí, tanto en biocenosis como tanatocenosis, aunque no en equilibrio con el $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ del agua de fondo, mostrando un empobrecimiento promedio de -0.48‰ (Fig.5). Aunque si tenemos en cuenta el error analítico de nuestras determinaciones isotópicas de laboratorio para el $\delta^{18}\text{O}$ de $\pm 0.15\text{‰}$, para *C. wuellerstorfi* para las asociaciones (biocenosis-tanatocenosis) y estaciones y profundidades no es estadísticamente diferente a las observaciones reportadas en la literatura de -0.64‰ por Schmiedl y Mackensen, (2006), quienes confirman que la propuesta de un ajuste $+0.64\text{‰}$ para que *C. wuellerstorfi* se considere en equilibrio con el $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ del agua de fondo Labeyrie et al. (1987).

Nuestros resultados son consistentes con los reportados por varios autores (Bemis et al., 1998; Duplessy et al., 1984; Schmiedl y Mackensen, 2006; Shackleton, 1974) que encuentran a *C. wuellerstorfi* empobrecida en promedio en -0.64‰ , por lo que se sugiere que se realiza el ajuste de $+0.64\text{‰}$ para utilizarlo como un proxy de los cambios de temperatura y $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ del agua de fondo.

Aunque no está claro que efecto modula tales composiciones isotópicas empobrecidas de *C. wuellerstorfi* con respecto al equilibrio (Herguera et al., 1992). Por ejemplo Grossman, (1987); Shackleton, (1974), atribuyen dicho empobrecimiento a efectos vitales.

Li et al. (2020) reporta que cambios en las tasas de crecimiento de *C. wuellerstorfi* pueden dar lugar a un mayor fraccionamiento. Por lo que el empobrecimiento del $\delta^{18}\text{O}$ para *C. wuellerstorfi* podría estar mediado por un aumento en la tasa de calcificación (Gabitov et al., 2012), algo que no estaría sucediendo en el caso

de *U. peregrina* en donde su $\delta^{18}\text{O}$ se acerca al valor de equilibrio, esto debido a un crecimiento relativamente más lento (Gabitov et al., 2012; Zhou y Zheng, 2006).

Bemis et al. (1998), reportan que *C. wuellerstorfi* precipita su testa empobrecida en $\delta^{18}\text{O}$ con respecto a *U. peregrina*, lo cual lo relacionan con las diferencias de microhábitat en donde estarían operando efectos de las diferentes concentraciones de $[\text{CO}_3^{2-}]$. *U. peregrina* podría calcificar a un pH menor que las aguas del fondo lo que implicaría una disminución de $[\text{CO}_3^{2-}]$ en las aguas intersticiales, mientras que *C. wuellerstorfi* habita en la superficie de los sedimentos donde el pH del agua del fondo y consecuentemente $[\text{CO}_3^{2-}]$, son relativamente más altos (Bemis et al. 1998). Sin embargo, estos efectos del pH y de $[\text{CO}_3^{2-}]$, en los sedimentos aun esta por demostrar claramente y nuestros datos no la pueden confirmar.

Algunos autores han propuesto que puede darse un fraccionamiento mayor en los organismos epifaunales como *C. wuellerstorfi*, por estar expuestos a condiciones de mayor concentración de oxígeno en la interfase agua sedimento, fenómeno que podría favorecer una preferente selección el isótopo más ligero. En contraste con los infaunales que al estar calcificando a menores concentraciones de oxígeno disuelto, como resultado de su utilización en la oxidación de la materia orgánica en los primeros cm de la columna de sedimentos, favorecería su precipitación en equilibrio (Theodor et al., 2016). Sin embargo nuestros resultados no pueden descartar este modelo debido a las concentraciones prácticamente constantes de oxígeno disuelto para todas las profundidades de los núcleos estudiados.

Woodruff et al., (1980) reporta resultados en los que *U. peregrina* está en equilibrio con el $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$, y *C. wuellerstorfi* se ve empobrecida con respecto a *U. peregrina* en un aproximado de 0.64‰. Nuestros resultados muestran que el $\delta^{18}\text{O}$ de *U. peregrina* se encontraba muy cercana al equilibrio en (biocenosis) 0.09‰ y (tanatocenosis) 0.14‰ (Tabla4; Fig. 6). Teniendo en cuenta el error analítico de laboratorio $\pm 0.15\%$, *U. peregrina* estaría precipitando muy cercano al equilibrio con el $^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ del agua de fondo, y por tanto el *C. wuellerstorfi* aplicando el mismo corolario estaría empobrecida con respecto a *U. peregrina* un -0.64‰ en tanatocenosis y un -0.69‰ en biocenosis.

Con lo anterior, a *U. peregrina* se le considera una especie que precipita su testa en equilibrio isotópico con el $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ del agua de fondo lo cual es consistente a los resultados reportados por Shackleton, (1974), para la mayor parte de las estaciones y profundidades del GM (Tabla; Fig.6). Aunque el $\delta^{18}\text{O}$ para la estación B18 y G44 para *U. peregrina*-tanatocenosis presentó composiciones isotópicas atípicas (enriquecidas) del resto 0.35‰ y 0.32‰ respetivamente con respecto al $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ del agua de fondo, por lo que probablemente otros fenómenos como el transporte de foraminíferos y partículas ladera abajo,

ambos núcleos proceden de zonas del talud continental en el que este transporte ladera abajo son comunes, como también por mezcla vertical de sedimentos más antiguos con composiciones isotópicas diferentes (Woodruff et al., 1980), lo que posiblemente ocasionó que foraminíferos más antiguos (tanatocenosis) y profundos dentro de los sedimentos se desplazarán niveles más someros.

En contraste *U. peregrina* con su ajuste de error analítico de nuestro laboratorio de $\pm 0.15\%$ y *C. wuellerstorfi* con el ajuste de $+0.64$ propuesto por Labeyrie et al. (1987), más el error analítico de $\pm 0.15\%$, ambas especies pueden representar fielmente la temperatura de mar profundo (Graham et al., 1981; Shackleton, 1974) del GM.

4.2 Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de *Cibicidoides wuellerstorfi* (epifaunal)

Cibicidoides wuellerstorfi se encontró muy cercana al equilibrio con el $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ en la mayor parte de las estaciones (Fig.7). Zahn et al. (1986) menciona que *C. wuellerstorfi* representa fielmente las composiciones del $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo, al mismo tiempo que las variaciones a gran escala del carbono inorgánico disuelto-CID; lo cual ha permitido en gran medida registrar la historia de la circulación de masas de aguas profundas, como resultado de su relación con el agua de fondo y preferencia de microhábitat, epifaunal.

Con respecto al resultado anómalamente negativo en el $\delta^{13}\text{C}$ de la estación B18 para *C. wuellerstorfi* (Fig.7), probablemente fueron especímenes que precipitaron su caparazón a una menor profundidad en la columna de agua, con valores más negativos en la zona del mínimo de oxígeno entre los 400 a los 600 m de profundidad característicos por sus composiciones isotópicas más negativas. Por lo que se puede considerar que esta especie se encontraba a una profundidad con concentraciones CID más elevadas y consiguientemente un $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ empobrecido (Figura 4).

Esta interpretación se apoya en las observaciones de Ravelo y Hillaire-Marcel, (2007), en las que proponen que cualquier cambio brusco en las composiciones isotópicas debe considerarse como un fenómeno de bioturbación del sedimento o un fenómeno de redeposición de sedimentos de zonas más someras especialmente en regiones del talud continental. Estos autores sugieren que, para evitar posibles interpretaciones sesgadas con un promedio de un número dado de foraminíferos por muestra, deberían considerarse foraminíferos individuales para obtener una mejor perspectiva de la distribución isotópica del $\delta^{13}\text{C}$.

4.3 Composiciones de $\delta^{13}\text{C}$ en *Uvigerina peregrina* (infaunal)

Vincent et al. (1981) reporta que *U. peregrina* se encuentra fuera de equilibrio isotópico con respecto al $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo posiblemente porque esta especie tiene una preferencia de hábitat infaunal en donde las concentraciones de CID son mayores que las del agua de fondo y en donde las composiciones isotópicas del $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ son más negativas. Este enriquecimiento en CID es debido a la oxidación del carbono orgánico, con una composición isotópica entre -20 a -24‰, que genera que el $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID (int)}}$ de las aguas intersticiales en los sedimentos sea más ligero que el de las aguas del fondo (Holsten et al., 2004).

En este trabajo encontramos que *U. peregrina* se encuentra en desequilibrio con el agua de fondo, confirmando lo reportado por Vincent et al. (1981), y observamos que se acerca al $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ de las aguas intersticiales calculado a partir de un modelo simple de balance de masas (mezcla). Los resultados de este modelo simple muestran como *U. peregrina* estaría reflejando su preferencia de microhábitat infaunal (Fig.8). En el trabajo de (Stott et al., (2002) a partir de un balance de masas simple muy similar al nuestro combinan CO_2 derivado de la oxidación del carbono orgánico y el CO_2 del agua de fondo y su $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$. Con cual obtuvieron un perfil de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID (int)}}$ en el que las especies de foraminíferos béticos de los primeros centímetros precipitan cercanas a sus valores calculados para los primeros centímetros por debajo de la interfaz agua sedimento. De ahí que los valores cercanos de los foraminíferos béticos al valor de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID (int)}}$ intersticial estarían reflejando la mezcla del aporte de carbono orgánico por procesos de oxidación al CID de las aguas de fondo (Stott et al., 2002) y por consiguiente el uso de este carbono inorgánico disuelto para su calcificación.

U. peregrina presentó variaciones en sus composiciones isotópicas con respecto a los distintos niveles dentro del sedimento y asociaciones, mostrando unas composiciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ similares al gradiente de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID (int)}}$ de las aguas intersticiales bajo el escenario en la que la concentración de carbono orgánico en la interfaz agua sedimentos era de 1.65%. El empobrecimiento en las composiciones isotópicas en el $\delta^{13}\text{C}$, estaría reflejando mayores concentraciones de CID como resultado de la oxidación de la materia orgánica (Fig. 8). McCorkle et al. (1990) reportan que los gradientes de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID (int)}}$ en los sedimentos están determinados en gran medida por el flujo de carbono orgánico y su oxidación en los sedimentos. Por lo tanto, flujos más altos de carbono orgánico sustentan tasas de descomposición más altas que ocasionan altas demandas de oxígeno y un incremento en el CID con una composición isotópica más empobrecida de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID (int)}}$ en las aguas intersticiales (McCorkle et al., 1990).

Las estaciones del lado izquierdo del gráfico (Fig. 8) en donde *U. peregrina* precipita su testa a mayores profundidades dentro del sedimento, entre 5 a 8 cm (tanatocenosis y biocenosis), mientras que a la derecha del gradiente pueden representar una calcificación en hábitats más someros. De ahí que aquellos especímenes de *U. peregrina* que se encontraron en niveles de sedimentos más someros (0-1 y 1-2 cm), pudieran estar representando una migración vertical de esta especie a la interfaz agua-sedimento (Corliss, 1991). Por otro lado, el empobrecimiento de $\delta^{13}\text{C}$ en las testas de *U. peregrina* en estas estaciones (lado izquierdo) (Fig. 8), pudieran estar reflejando también una disminución de iones de carbonato y/o pH (Spero et al., 1997).

El efecto de microhábitat, por posible migración por la búsqueda de alimento de *U. peregrina* (Fig. 8), explicaría como *U. peregrina* precipita a distintas profundidades dentro del sedimento reflejando la tasa de oxidación de la materia orgánica empobrecida en $\delta^{13}\text{C}$ (Stott et al., 2002).

Excepcionalmente en las profundidades que el $\delta^{13}\text{C}$ de *U. peregrina* se encuentra más empobrecidas que la pendiente de equilibrio $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID (int)}}$ intersticial (lado izquierdo), puede implicar que *U. peregrina* precipitó su testa a mayor profundidad en los sedimentos como la estación B18 a 10 cm aproximadamente, migrando posteriormente a una profundidad menor por bioturbación, proceso que pudo desplazar verticalmente a esta especie a sedimentos más someros. (Fig.8).

4.4 Efectos isotópicos cinéticos-metabólicos para *C. wuellerstorfi* (Epifaunal) y *U. peregrina* (infaunal)

Para entender las variaciones el $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ para ambas especies (*C. wuellerstorfi* y *U. peregrina*), nos llevó a explorar otros posibles efectos isotópicos que podrían modular la precipitación del CaCO_3 . Swart, (1983) asocia que los cambios del $\delta^{13}\text{C}$ que no están influenciados con los cambios del $\delta^{18}\text{O}$ son denominados efectos metabólicos o cinéticos, los cuales están relacionados con la respiración.

En el espacio definidos por el $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ se ven dos distribuciones diferentes entre ambas especies, diferencias que hemos discutido anteriormente y que tienen que ver con el desequilibrio en el $\delta^{18}\text{O}$ observado para *C. wuellerstorfi* y las diferentes profundidades en los sedimentos en las que calcifican ambas especies para el $\delta^{13}\text{C}$. En el caso de los efectos cinéticos se manifiestan por la pendiente entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ por la hidroxilación y difusión del CO_2 , como efecto cinético mientras que el efecto metabólico tiene

una pendiente paralela pero desplazada hacia valores más ligeros en el $\delta^{13}\text{C}$ (MacConnaghey, 1989). Los efectos metabólicos en las composiciones isotópicas de carbono muestran un empobrecimiento en $\delta^{13}\text{C}$ con respecto a los cinéticos, por efectos de la respiración (McConnaughey et al., 1997), razón por la que se desplaza la pendiente hacia valores más ligeros del $\delta^{13}\text{C}$. McConnaughey, (1989), propone que hay una estrecha relación entre los tejidos metabolizadores con la biomineralización de la calcita en los organismos que a su vez alteran el $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del medio. Este fenómeno se puede representar con respecto a la pendiente de efectos cinéticos restando -1.5% del $\delta^{13}\text{C}$ de la pendiente de efectos isotópicos cinéticos, como propone el mismo.

Ni las composiciones de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de *U. peregrina* o *C. wuellerstorfi* siguen la tendencia de los efectos cinéticos o metabólicos, por lo que podemos descartar que estos efectos estén modulando la composición isotópica de ambas especies siguiendo esta metodología establecida (McConnaughey et al., 1997). Las composiciones isotópicas de ambas especies y para ambos tipos de asociación muestran dispersiones que hemos explicado anteriormente por otros fenómenos como son el microhábitat o la profundidad en la que calcifican en los sedimentos.

Capítulo 5. Conclusiones

U. peregrina estuvo más cercana al equilibrio con el $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita del agua de fondo, sin necesidad de ningún ajuste, solo teniendo en cuenta el error analítico de laboratorio de $\pm 0.15\%$, por lo tanto *U. peregrina* es una especie clave para detectar cambios en la temperatura, así como para futuras reconstrucciones de la temperatura de mar profundo del GM.

Uvigerina peregrina muestra unas composiciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ más empobrecidas a las de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo. Aunque dichas composiciones se pudieran explicar por las composiciones isotópicas de las aguas intersticiales, promovidas por el grado de aporte de carbono orgánico y la oxidación de este. Por lo tanto *U. peregrina* estaría reflejando su preferencia de microhábitat infaunal.

C. wuellerstorfi presentó composiciones empobrecidas promedio en $\delta^{18}\text{O}$ de -0.48% , sin embargo, no son diferentes del equilibrio con la corrección de $+0.64\%$ propuesta por numerosos autores, y sí consideramos el error en las determinaciones isotópicas de $\pm 0.15\%$ del laboratorio.

C. wuellerstorfi estaría representando fielmente las condiciones de carbono inorgánico disuelto-CID del agua de fondo del GM, debido a sus composiciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ cercanas al equilibrio con el $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ del agua de fondo, esto por sus hábitos epifaunales.

No se observaron diferencias con respecto al tipo de asociación (biocenosis-tanatocenosis) y niveles de profundidad en sedimento, posiblemente a que los niveles de profundidad en sedimento 0-1 y 1-2 cm fueron muy someros, sugiriendo que la variabilidad isotópica de las aguas profundas ha sido muy pequeña en los últimos cien años, intervalo de tiempo probable entre las poblaciones en bio- y tanatocenosis.

Se sugiere que en trabajos posteriores se trabaje con un amplio rango de niveles de sedimento, así como un mayor número de repeticiones y sin olvidar la opción de realizar el análisis isotópico a nivel individuo para ambos isótopos estables para desenmascarar posibles efectos de fraccionamiento y no considerar únicamente datos promedios y con ello observar mejor la respuesta de cada uno de estos foraminíferos a las condiciones del medio en el que calcifican.

Literatura citada

- Attendorn H.-G., & Bowen R. N. C. (1997). *Radioactive and Stable Isotope Geology*. Springer Dordrecht. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-5840-4>
- Bemis, B. E., Spero, H. J., Bijma, J., & Lea, D. W. (1998). Revaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations. *Paleoceanography*, 13(2), 150–160. <https://doi.org/10.1029/98PA00070>
- Bigeleisen, J. (1965). Chemistry of Isotopes. *Science*, 463–471. <https://doi.org/10.1126/science.147.3657.463>
- Boudagher-Fadel, & Marcelle K. (2018). *Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera* (2nd ed.). UCL Press. <https://doi.org/10.2307/j.ctvqhsq3>
- Coplen, T. B. (1996). New guidelines for reporting stable hydrogen, carbon, and oxygen isotope-ratio data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(17), 3359–3360. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00263-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00263-3)
- Corliss, B. H. (1985). Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature*, 314(6010), 435–438. <https://doi.org/10.1038/314435a0>
- Corliss, B. H. (1991). Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 17(3–4), 195–236. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(91\)90014-W](https://doi.org/10.1016/0377-8398(91)90014-W)
- Cotrufo, F., & Pressler, Y. (2023). *A Primer on Stable Isotopes in Ecology*. Oxford University Press Oxford. <https://doi.org/10.1093/oso/9780198854494.001.0001>
- Craig, H. (1961). Standard for Reporting Concentrations of Deuterium and Oxygen-18 in Natural Waters. *Science*, 133(3467), 1833–1834. <https://doi.org/10.1126/science.133.3467.1833>
- Culver, S. J., & Buzas, M. A. (1981). *Distribution of Recent Benthic Foraminifera in the Gulf of Mexico*, Smithsonian Institution Scholarly Press. <https://doi.org/10.5479/10088/1120>
- Dowsett, H. J., & Robinson, M. M. (2013). Paleocyanography, Biological Proxies-Planktic Foraminifera. En *Encyclopedia of Quaternary Science* (pp. 825–829). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00285-5>
- Duplessy, J.-C., Shackleton, N. J., Matthews, R. K., Prell, W., Ruddiman, W. F., Caralp, M., & Hendy, C. H. (1984). ¹³C Record of Benthic Foraminifera in the Last Interglacial Ocean: Implications for the Carbon Cycle and the Global Deep-Water Circulation. *Quaternary Research*, 21(2), 225–243. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(84\)90099-1](https://doi.org/10.1016/0033-5894(84)90099-1)
- Egremy Valdez, A. (2015). *Patrones de distribución de la biocenosis de foraminíferos bénticos en el Golfo de México durante 2013*. [Tesis de Maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California]. Repositorio Institucional <http://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/712>

- Epstein, B. S., Buchsbaum, J., Lowenstam, H. A., & Urey, H. C. (1953). *Revised carbonate-water isotopic temperature scale*. *Bulletin of the Geological Society of America*, 64(11), 1315-1326. <https://courses.seas.harvard.edu/climate/eli/Courses/EPS281r/Sources/Isotopes-and-paleotemperature/more/Epstein-Buchsbaum-Lowenstam-Urey-1953.pdf>
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H., & Urey, H. C. (1951). Carbonate-water isotopic temperature scale. *Bulletin of the Geological Society of America*, 62(4), 417-426. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1951\)62\[417:CITS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1951)62[417:CITS]2.0.CO;2)
- Escobar Briones, E., & García Villalobos, F. J. (2009). Distribution of total organic carbon and total nitrogen in deep-sea sediments from the southwestern Gulf of Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(1), 73-86. <https://doi.org/10.18268/BSGM2009v61n1a7>
- Escobar-Briones, E., Signoret, M., & Hernández, D. (1999). Variation of the macrobenthic infaunal density in a bathymetric gradient: western Gulf of Mexico. *Ciencias Marinas*, 25(2), 193-212. <https://doi.org/10.7773/cm.v25i2.667>
- Fairbanks Richard, Charles Christopher, & Wright James. (1992). Origin of global Meltwater pulses, in *Radiocarbon After Four Decades: An Interdisciplinary Perspective*. En *Springer*. https://doi.org/10.1007/978-1-4757-4249-7_30
- Faure, G., & Mensing, T. M. (2005). *Isotopes: principles and applications*. (3rd ed). Wiley. <https://lib.ugent.be/catalog/rug01:000887545>
- Fernández López. S. R. (2000). *Temas de Tafonomía*. Departamento de Paleontología. https://www.researchgate.net/publication/233818573_Temas_de_Tafonomia
- Friedman, I., & O'Neil, J. R. (1987). *Data of Geochemistry- Compilation of Stable Isotope Fractionation Factors of Geochemical Interest*. USGS Publications Warehouse <https://doi.org/https://doi.org/10.3133/pp440KK>
- Gabitov, R. I., Watson, E. B., & Sadekov, A. (2012). Oxygen isotope fractionation between calcite and fluid as a function of growth rate and temperature: An in-situ study. *Chemical Geology*, 306-307, 92-102. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.02.021>
- Graham, D. W., Corliss, B. H., Bender, M. L., & Keigwin, L. D. (1981). Carbon and oxygen isotopic disequilibria of recent deep-sea benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 6(5-6), 483-497. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(81\)90018-9](https://doi.org/10.1016/0377-8398(81)90018-9)
- Grossman, E. L. (1987). Stable isotopes in modern benthic foraminifera; a study of vital effect. *The Journal of Foraminiferal Research*, 17(1), 48-61. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.17.1.48>
- Haynes, J. R. (1981). *Foraminifera*. Palgrave Macmillan <https://doi.org/10.1007/978-1-349-05397-1>
- Herguera García, J. C., & Díaz Asencio J. C. M.M. (2021). Atlas de Línea Base Ambiental del Golfo de México- Hidrografía, biogeoquímica e imágenes de satélite- Sub-tomo: Hidrografía y Biogeoquímica. CIGOM. <https://atascigom.cicese.mx/es/organization/tomo-iii-biogeoquimica-y-ecologia>
- Herguera, J. C., Ferreira, V., Arturo Siqueiros, Cinthya Nava, Quintanilla Luis Gerardo, Vicente Ferreira Bartrina, & Bertha Acosta. (2014). Composición isotópica de Carbono $\delta^{13}\text{C}$ del CID-XIXIMI Fase III:

Monitoreo Ambiental en aguas profundas del Golfo de México en respuesta al derrame petrolero asociado a la plataforma Deep-Water Horizon. www.inecc.gob.mx

- Herguera, J. C., Jansen, E., & Berger, W. H. (1992). Evidence for a bathyal front at 2000-M depth in the glacial Pacific, based on a depth transect on Ontong Java Plateau. *Paleoceanography*, 7(3), 273–288. <https://doi.org/10.1029/92PA00869>
- Herring, H. J. (2010). *Gulf of Mexico Hydrographic Climatology and Method of Synthesizing Subsurface Profiles from the Satellite Sea Surface Height Anomaly*. Dynalysis of Princeton. https://geo.gcoos.org/data/ssha/ssha_ts_profiles.pdf
- Hoefs, J. (2009). *Stable Isotope Geochemistry* (6th Ed.). Springer Berlin. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-70708-0>
- Holsten, J., Stott, L., & Berelson, W. (2004). Reconstructing benthic carbon oxidation rates using $\delta^{13}\text{C}$ of benthic foraminifers. *Marine Micropaleontology*, 53(1–2), 117–132. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2004.05.006>
- Hoogakker, B., Ishimura, T., de Nooijer, L., Rathburn, A., & Schmiedl, G. (2024). A review of benthic foraminiferal oxygen and carbon isotopes. *Quaternary Science Reviews*, 342. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2024.108896>
- Ishimura, T., Tsunogai, U., Hasegawa, S., Nakagawa, F., Oi, T., Kitazato, H., Suga, H., & Toyofuku, T. (2012). Variation in stable carbon and oxygen isotopes of individual benthic foraminifera: Tracers for quantifying the magnitude of isotopic disequilibrium. *Biogeosciences*, 9(11), 4353–4367. <https://doi.org/10.5194/bg-9-4353-2012>
- Jahnke, R. A., Craven, D. B., & Gaillard, J.-F. (1994). The influence of organic matter diagenesis on CaCO_3 dissolution at the deep-sea floor. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(13), 2799–2809. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90115-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90115-5)
- Kohen A., & Limbach H.-H. (2005). *Isotope Effects In Chemistry and Biology* (A. Kohen & H.-H. Limbach, Eds.). CRC Press. <https://doi.org/10.1201/9781420028027>
- Kroopnick, P. (1980). The distribution of ^{13}C in the Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 49(2), 469–484. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90088-6)
- Kroopnick, P. M. (1985). The distribution of ^{13}C of ΣCO_2 in the world oceans. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 32(1), 57–84. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(85\)90017-2](https://doi.org/10.1016/0198-0149(85)90017-2)
- Labeyrie, L. D., Duplessy, J. C., & Blanc, P. L. (1987). Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years. *Nature*, 327(6122), 477–482. <https://doi.org/10.1038/327477a0>
- Li, H., Liu, X., Tripathi, A., Feng, S., Elliott, B., Whicker, C., Arnold, A., & Kelley, A. M. (2020). Factors controlling the oxygen isotopic composition of lacustrine authigenic carbonates in Western China: implications for paleoclimate reconstructions. *Scientific Reports*, 10(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-020-73422-4>
- McConnaughey, T. (1989). ^{13}C and ^{18}O isotopic disequilibrium in biological carbonates: I. Patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(1), 151–162. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90282-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90282-2)

- McConnaughey, T. A., Burdett, J., Whelan, J. F., & Paull, C. K. (1997). Carbon isotopes in biological carbonates: Respiration and photosynthesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(3), 611–622. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00361-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00361-4)
- McCorkle, D. C., Keigwin, L. D., Corliss, B. H., & Emerson, S. R. (1990). The influence of microhabitats on the carbon isotopic composition of deep-sea benthic foraminifera. *Paleoceanography*, 5(2), 161–185. <https://doi.org/10.1029/PA005i002p00161>
- Michener, R., & Lajtha, K. (2007). *Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science*. (2nd Ed). Blackwell Publishing Ltd. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/book/10.1002/9780470691854>
- Monreal-Gómez M. A. & Salas de León, D.A. (1997). Circulación y estructura Termohalina del Golfo de México. In: Contribución a la oceanografía física en México (M. Lavín, Ed.) Monografía 3, Unión Geofís. Mex., México, 183-199. https://books.google.com.mx/books/about/Contribuciones_a_la_oceanograf%C3%ADa_f%C3%ADs ic.html?id=JaEPAQAIAAJ&redir_esc=y
- Murray, J. W. (1991). *Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera*. Routledge. <https://doi.org/10.4324/9781315846101>
- Murray, J. W. (2006). *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535529>
- O'Neil, J. R., Clayton, R. N., & Mayeda, T. K. (1969). Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *The Journal of Chemical Physics*, 51(12), 5547–5558. <https://doi.org/10.1063/1.1671982>
- Pearson, P. N. (2012). Oxygen Isotopes in Foraminifera: Overview and Historical Review. *The Paleontological Society Papers*, 18, 1–38. <https://doi.org/10.1017/S1089332600002539>
- Rabiela-Alonso D. (2012). *Estacionalidad y profundidad de calcificación de selectos foraminíferos plácticos a partir de su composición isotópica del oxígeno: Implicaciones para la reconstrucción de la variabilidad oceanográfica en el sur del sistema de la Corriente de California*. [Tesis de Maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California]. Repositorio Institucional <http://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/2486>
- Ravelo, A. C., & Hillaire-Marcel, C. (2007). The Use of Oxygen and Carbon Isotopes of Foraminifera in Paleoceanography. En *Developments in Marine Geology* (Vol. 1, pp. 735–764). [https://doi.org/10.1016/S1572-5480\(07\)01023-8](https://doi.org/10.1016/S1572-5480(07)01023-8)
- Schmiedl, G., & Mackensen, A. (2006a). Multispecies stable isotopes of benthic foraminifers reveal past changes of organic matter decomposition and deepwater oxygenation in the Arabian Sea. *Paleoceanography*, 21(4). <https://doi.org/10.1029/2006PA001284>
- Severin K.P., Culver, S. J., & Blanpied, C. (1982). Burrows and trails produced by *Quinqueloculina impressa* Reuss, a benthic foraminifer, in fine-grained sediment. *Sedimentology*, 29(6), 897–901. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1982.tb00093.x>
- Shackleton N. (1967). Oxygen Isotope Analyses and Pleistocene Temperatures Re-assessed. *Nature*, 215(5096), 15–17. <https://doi.org/10.1038/215015a0>

- Shackleton, N. J. (1974). Attainment isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: Isotopic changes in the ocean during the last glacial. *Colloques Internationaux du C.N.R.S.*, 1-7. <https://epic.awi.de/id/eprint/32862/1/shackleton-1974.pdf>
- Spero, H. J., Bijma, J., Lea, D. W., & Bemis, B. E. (1997). Effect of seawater carbonate concentration on foraminiferal carbon and oxygen isotopes. *Nature*, 390(6659), 497–500. <https://doi.org/10.1038/37333>
- Stott, L. D., Bunn, T., Prokopenko, M., Mahn, C., Gieskes, J., & Bernhard, J. M. (2002). Does the oxidation of methane leave an isotopic fingerprint in the geologic record? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(2). <https://doi.org/10.1029/2001gc000196>
- Swart, P. K. (1983). Carbon and oxygen isotope fractionation in scleractinian corals: a review. *Earth-Science Reviews*, 19(1), 51–80. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(83\)90076-4](https://doi.org/10.1016/0012-8252(83)90076-4)
- Theodor, M., Schmiedl, G., & Mackensen, A. (2016). Stable isotope composition of deep-sea benthic foraminifera under contrasting trophic conditions in the western Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 124, 16–28. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2016.02.001>
- Urey, H. C. (1947). The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society*, 562-581. <https://doi.org/10.1039/jr9470000562>
- Vincent E., Killingley J. S., & Berger W. H. (1981). Stable isotope composition of benthic foraminifera from the equatorial Pacific. *Nature*, 289, 639–643. <https://doi.org/10.1038/289639a0>
- Walton, W. R. (1952). *Techniques for the recognition of living foraminifera: Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Vol. 3*, 56–60. (Archivo PDF).
- West, J. B., Bowen, G. J., Cerling, T. E., & Ehleringer, J. R. (2006). Stable isotopes as one of nature's ecological recorders. En *Trends in Ecology and Evolution* (Vol. 21, Número 7, pp. 408–414). <https://doi.org/10.1016/j.tree.2006.04.002>
- Wolfsberg, M., Hook, W. A., Paneth, P., & Rebelo, L. N. (2009). *Isotope Effects*. Springer Dordrecht. <https://doi.org/10.1007/978-90-481-2265-3>
- Woodruff, F., Savin, S. M., & Douglas, R. G. (1980). Biological fractionation of oxygen and carbon isotopes by recent benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 5, 3–11. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(80\)90003-1](https://doi.org/10.1016/0377-8398(80)90003-1)
- Wynn J. R. (2014). *Foraminifera and their applications*. Cambridge University Press. www.cambridge.org/9781107036406
- Zahn, R., Winn, K., & Sarnthein, M. (1986). Benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina Peregrina* group and *Cibicoides Wuellerstorfi*. *Paleoceanography*, 1(1), 27–42. <https://doi.org/10.1029/PA001i001p00027>
- Zebee R., & Wolf-Gladrow D. (2001). *CO₂ in sea water: Equilibrium, kinetics, isotopes*, Vol. 65. Elsevier Oceanography Series.
- Zhou, G. T., & Zheng, Y. F. (2006). On the direction and magnitude of oxygen isotope fractionation between calcite and aragonite at thermodynamic equilibrium. *Aquatic Geochemistry*, 12(3), 239–268. <https://doi.org/10.1007/s10498-005-5857-3>

Zhou, G.-T., & Zheng, Y.-F. (2002). Kinetic mechanism of oxygen isotope disequilibrium in precipitated witherite and aragonite at low temperatures: an experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(1), 63–71. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00746-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00746-3)