



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**Reconstrucción paleoclimática del Golfo de Tehuantepec
determinado por el registro sedimentario de diatomeas
durante el Pleistoceno tardío - Holoceno**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
Licenciada en Ciencias de la Tierra**

P R E S E N T A:

NIDIA IVONNE TOBÓN VELÁZQUEZ



**DIRECTOR DE TESIS:
DRA. MARGARITA CABALLERO MIRANDA**

2015

Ciudad Universitaria, D. F.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Hoja de datos del jurado

1. Datos del Alumno
Tobón
Velázquez
Nidia Ivonne
(55) 57819493
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Ciencias de la Tierra
308301771
2. Datos del tutor
Dra.
Margarita Erna
Caballero
Miranda
3. Datos de sinodal 1
Dr.
Artemio
Gallegos
García
4. Datos del sinodal 2
Dra.
Ligia Lucina
Pérez
Cruz
5. Datos del sinodal 3
Dra.
Elsa
Arellano
Torres
6. Datos del sinodal 4
Dr.
Loïc Jean
Baptise
Barbara
7. Datos del trabajo escrito
Reconstrucción paleoclimática del Golfo de Tehuantepec determinado por el registro sedimentario de diatomeas durante el Pleistoceno tardío-Holoceno.
78 p
2015

Agradecimientos

A mis padres y hermanos quienes de alguna manera me apoyaron a lo largo de toda la carrera.

A mi tutora la Dra. Margarita Caballero quien me acepto con este proyecto, me apoyo durante todo el proceso y aprendimos juntas sobre las diatomeas marinas, gracias por su apoyo, por el tiempo compartido y por las correcciones que me hizo.

A la Dra. Elsa Arellano, Dra. Ligia, Dr. Artemio y al Dr. Loic quienes me ayudaron con sus sugerencias para que este trabajo estuviera más completo y mejor redactado. Gracias por sus aportes académicos y por aceptar ser parte de este trabajo.

A los chicos de servicio social Laura, Nayelli, Zayra, Victor quienes me ayudaron a procesar mis muestras.

INDICE

RESUMEN	1
INTRODUCCIÓN	2
ÁREA DE ESTUDIO	3
Ubicación Geográfica	3
Clima Actual	4
Circulación Oceánica Superficial	6
El Niño/Oscilación del Sur	9
DIATOMEAS	10
Distribución y productividad	13
JUSTIFICACIÓN	15
OBJETIVOS	16
OBJETIVOS PARTICULARES	16
MATERIALES Y MÉTODOS	16
DESCRIPCIÓN Y MUESTREO DEL NÚCLEO ME0005A-3JC	16
ANÁLISIS DE DIATOMEAS	18
Procesamiento de las muestras	18
Montaje	18
Cuantificación e identificación taxonómica	19
TRATAMIENTO ESTADÍSTICO Y ANÁLISIS DE DATOS	20
Biovolumen	21
DATOS PREVIOS DEL GOLFO DE TEHUANTEPEC	22
Modelo de Edad	22
Análisis de Isótopos Estables ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{15}\text{N}$), Susceptibilidad Magnética y Carbono Orgánico	24
Foraminíferos Planctónicos	26
RESULTADOS	27
ABUNDANCIA ABSOLUTA Y RELATIVA	27
ANÁLISIS DE CORRESPONDENCIA SIN TENDENCIA (DCA)	28
ZONACIÓN DE DIATOMEAS	30
BIOVOLUMEN	32
ECOLOGÍA DE DIATOMEAS	33
RELACIÓN CON FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS	37
DISCUSIÓN	38
RECONSTRUCCIÓN PALEOCEANOGRÁFICA	38

I. Último Máximo Glaciar (23,400-15,500 años cal AP)	38
II. Deglaciación (15,500-10,400 años cal AP)	42
III. Holoceno (10,400 – 2,000 años cal AP)	45
CONCLUSIONES	47
BIBLIOGRAFÍA:	49
ANEXO 1	60
ANEXO 2	63
ANEXO 3	70

Índice de Figuras

Figura 1. Ubicación geográfica del Golfo de Tehuantepec, placas tectónicas y regiones litorales (RI y RII) (Modificado de Lara-Lara et al., 2008).....	4
Figura 2. Procesos generados por los Tehuanos (Modificada de Boumaggard et al., 1998).....	5
Figura 3. Corrientes superficiales del GT. CNE- Corriente Norecuatorial, CSE – Corriente Surecuatorial, CCNE- Contracorriente Norecuatorial, CCCR- Corriente Costera de Costa Rica, CC- Corriente de California, ZCIT –Zona de Convergencia Intertropical. (Las flechas indican la velocidad de las corrientes (cm/s); las líneas intermitentes rojas marcan los límites de influencia de la ZCIT; H representa los giros anticiclónicos; L los giros ciclónicos) (Modificado de Wyrcki, 1967).....	8
Figura 4. Morfología del frústulo (Modificado de Tomas, 1997)	10
Figura 5. Diagrama de clasificación de diatomeas centrales y pennadas. (Modificado de Crosta y Koc, 2007).....	12
Figura 6. Ciclo de vida de una diatomea: 1, célula vegetativa; 2,3, división celular vegetativa; 4, reducción de tamaño; 5, gametogénesis; 6,7, fertilización; 8, auxoesporas; 9, células iniciales. (Tomado de Barsanti y Gualtieri, 2010).....	13
Figura 7. Temperatura superficial del mar diurna (TSM, °C), promedios mensuales de MODIS/Aqua para 2002-2009. El color gris indica tierra. (Modificado de Cerdeira y López, 2011)	14
Figura 8. Fluorescencia de clorofila ($\text{mW cm}^2 \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$), MODIS/Aqua para 2002-2009. El color gris indica tierra. (Modificado de Cerdeira y López, 2011).	15
Figura 9. Ubicación geográfica del núcleo (ME0005A-3JC) y las muestras superficiales (TI-E04 y TI-E05) (Modificado de Arellano-Torres, 2003)	17
Figura 10. Criterio para el conteo de valvas (Modificado de Crosta y Koc, 2007) .	19
Figura 11. Modelos geométricos y formulas usadas para calcular biovolumen (Modificada de López-Fuerte et al., 2007)	22
Figura 12. Modelo de edad del núcleo ME0005A-3JC	23
Figura 13. a) Susceptibilidad Magnética (Mix et al., 2000); b) Curva de Carbono orgánico (%) (Thunell y Kepple, 2004; Hendy y Pedersen, 2006); c) Curva de $\delta^{18}\text{O}$ (Tomada de Arellano-Torres, 2003); d) Curva de $\delta^{15}\text{N}$ (Thunell y Kepple, 2004).	25

Figura 14. Análisis de correspondencia sin tendencia de diatomeas (Eje 1, Eje 2)	29
Figura 15. Principales indicadores estudiados en el núcleo. a) Abundancia relativa (%) de las especies de diatomeas más abundantes (La gráfica muestra las abundancias relativas de las especies calculadas incluyendo (negro) y excluyendo (rosa) al taxón dominante (<i>Thalassionema</i> spp.); Concentración total de diatomeas (v/gss); Zonación y Análisis de cúmulos (CONISS); Susceptibilidad Magnética; Carbono orgánico (%); Curva de $\delta^{18}\text{O}$; Curva de $\delta^{15}\text{N}$; Curva del Eje 1 (DCA); Curva del Eje 2 (DCA).	31
Figura 16. Biovolumen de las especies <i>Thalassionema</i> spp. y <i>Azpeitia nodulifera</i>	32
Figura 17. Biovolumen de las especies <i>Thalassionema</i> spp. y <i>Azpeitia nodulifera</i>	32
Figura 18. Insolación de invierno (azul) y verano (naranja) a 20°N (Berger, 1992).	40

RESUMEN

Se realizó un estudio en un núcleo sedimentario del Golfo de Tehuantepec (GT) para determinar variaciones en las condiciones paleoceanográficas y paleoclimáticas del Pleistoceno tardío al Holoceno. En este trabajo se definieron tres épocas de acuerdo a la abundancia (absoluta y relativa), al biovolumen y a las asociaciones ecológicas de diatomeas, a la curva de $\delta^{18}\text{O}$, y a la distribución de foraminíferos planctónicos: 1) Último máximo glacial (23,400-15,500 años cal AP), determinado por valores altos de $\delta^{18}\text{O}$ ($>1\text{‰}$) consistentes con el estadio isotópico marino 2 (MIS2), mayor aporte de biovolumen por una especie de talla grande (*Azpeitia nodulifera*) y por la abundancia de especies con afinidades ecológicas hacia aguas cálidas y estratificadas, en particular la diatomea *A. nodulifera* y el foraminífero *Neogloboquadrina dutertrei*. Esto indica la presencia de una columna de agua estratificada, consistente con una baja intensidad de vientos (Tehuanos); 2) Deglaciación (15,500–10,400 años cal AP) caracterizada por valores de $\delta^{18}\text{O}$ que varían de $>1\text{‰}$ a 0‰ , indicando una transición del estadio isotópico MIS2 al MIS1, y una asociación de diatomeas (*Paralia sulcata*, *Cyclotella litoralis* y *C. striata*), y foraminíferos (*Globigerinita glutinata*) que indican condiciones de columna de agua mezclada. La mezcla de la columna puede deberse al incremento en la intensidad de los vientos (Tehuanos); 3) Holoceno (10,400–2,000 años cal AP) con valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre <-0.5 y 0.5‰ y un marcado incremento en abundancia total de diatomeas. La primera parte del Holoceno (10,400-6,050 años cal AP) se asocia con fluctuaciones entre especies de aguas cálidas y especies bentónicas y de surgencia, correlacionando con la distribución del foraminífero *Globigerina bulloides*, sugiriendo condiciones estacionales entre periodos cálidos y de surgencia. Para la segunda parte del Holoceno (6,050-2,000 años cal AP) se asocia con los valores más bajos de $\delta^{18}\text{O}$, con el incremento en la abundancia de *Thalassionema* spp. y con el foraminífero *Globigerinita glutinata*, indicando mayor persistencia de los vientos Tehuanos y también de los vientos Alisios debido al desplazamiento más al norte de la Zona de Convergencia Intertropical.

Estos resultados sugieren que a pesar de que durante el Holoceno se tiene la mayor productividad de diatomeas debido al incremento de los vientos Tehuanos, durante el UMG se registró el mayor aporte de biovolumen sugiriendo que a pesar de haber menos diatomeas su aporte en la biomasa era mayor con respecto al presente, la productividad para este periodo se pudo dar gracias a la exportación de nutrientes provenientes del Pacífico Ecuatorial.

Palabras clave: Diatomeas, foraminíferos, Golfo de Tehuantepec, surgencia, Tehuanos

INTRODUCCIÓN

Los cambios climáticos globales que llevaron al planeta a repetidos avances y retrocesos de los casquetes de hielo en latitudes altas (ciclos glaciares e interglaciares) durante el Cuaternario (últimos dos millones de años) se asociaron con cambios igualmente importantes en ambientes tropicales (Metcalf y Nash, 2012). Algunas de las consecuencias de las fluctuaciones climáticas en dicho periodo han sido: cambios en el nivel del mar, alteraciones en la circulación oceánica y atmosférica (Murray-Wallace y Woodroffe, 2014), migración tanto de flora como de fauna hacia diferentes latitudes, la extinción de megafauna, etc. (Lowe y Walker, 1997; Metcalfe y Nash, 2012).

Estas variaciones en el clima se conocen gracias a los registros de las variaciones en la composición de las partículas de origen biogénico y litogénico que tapizan el fondo del mar, las cuales contienen información relativa de los procesos climáticos y ecológicos de la superficie del mar y del continente. Estas partículas se distribuyen espacialmente de acuerdo a las condiciones en las que se sedimentaron, los procesos de reciclaje de la columna de agua, la dinámica oceánica y las transformaciones diagenéticas de los sedimentos (Pérez y Herguera, 2011). A su vez estas condiciones están controladas por factores externos como cambios en la radiación solar y cambios en la órbita terrestre. Para entender estas variaciones en las condiciones ambientales es necesario conocer no solo el cambio en el clima sino también su interacción con la criósfera, la biosfera y los ciclos biogeoquímicos (Jordan y Stickley, 2010).

La variación de estas condiciones climáticas ocasiona que las asociaciones en las poblaciones de organismos se modifiquen según las preferencias ambientales de cada especie. Es por ello que los microfósiles han jugado un papel importante en la reconstrucción e interpretación paleoclimática (Jordan y Stickley, 2010). Debido a que es imposible tener un registro directo de las condiciones oceánicas pasadas, es necesario el uso de pruebas indirectas (proxies). Estos incluyen tanto registros sedimentarios como microfósiles, siendo estos últimos los que se tratarán en este trabajo. Algunos de estos microfósiles indicadores ambientales pueden ser organismos como: cocolitoforidos, radiolarios, foraminíferos, diatomeas u ostrácodos (Lowe y Walker, 1977; Molina y Martínez, 1994; Pérez y Herguera, 2011; Arellano-Torres et al., 2013).

Las diatomeas constituyen un vasto grupo de microfósiles silíceos generalmente bien representados en los sedimentos marinos (Smol y Stoemer, 2010). Durante el Cuaternario, sus afinidades ecológicas han resultado útiles en la

reconstrucción de paleoambientes marinos, y en concreto, en la interpretación de variables paleoceanográficas, debido a que las asociaciones de las especies presentes en una localidad permiten inferir las condiciones ambientales dominantes en dicho sitio durante la vida de los organismos (Armbrust, 2009; Smol y Stoemer, 2010). Las diatomeas son buenos indicadores porque se preservan durante mucho tiempo en el sedimento ya que poseen una pared silíceas que es resistente a la degradación (Schrader, 1978).

En el caso particular del Golfo de Tehuantepec (GT), la circulación atmosférica y oceánica que dominan en la región promueven un patrón de surgencias estacionales que controla en gran medida la productividad y composición biológica del fitoplancton de la zona (Lluch-Cota et al., 1997), dentro del cual, las diatomeas son un componente importante (Lara-Lara et al., 1998). Esto convierte al GT en una zona de gran interés para conocer, por un lado cómo han cambiado a través del tiempo los patrones de surgencia y productores primarios asociados con la acción de los vientos Tehuanos, derivados de los “Nortes”, y por el otro los momentos de mayor o menor incursión de corrientes marinas superficiales (Stumpf y Legeckis, 1977; Arellano-Torres, 2001).

Área de Estudio

Ubicación Geográfica

El Golfo de Tehuantepec (GT) se ubica en la parte sur del Pacífico Mexicano correspondiente a los estados de Oaxaca y Chiapas (14°30' a 16°12'N y 92°17' a 96°00'O) (Lara-Lara et al., 2008). Comprende un área aproximada de 125,000 km² y un radio de 120 km. Está situado en una región estructuralmente compleja, dado que se ubica en la unión de tres placas tectónicas: Norteamericana, Cocos y Caribe y se encuentra influenciado por la Trinchera Mesoamericana (margen convergente activo) (Carranza-Edwards et al., 1998) (Fig. 1).

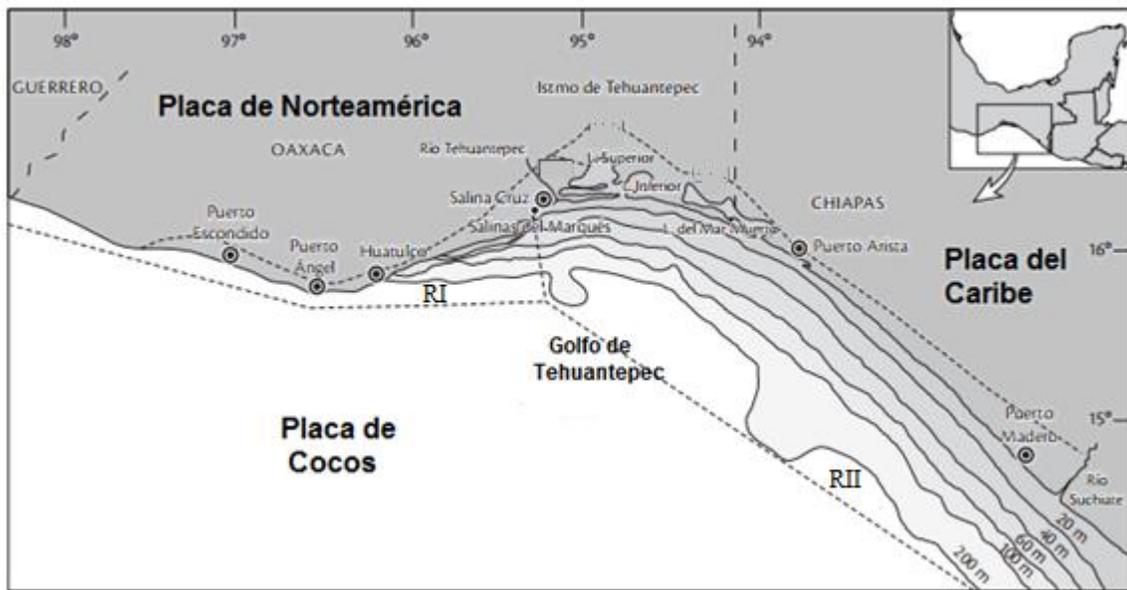


Figura 1. Ubicación geográfica del Golfo de Tehuantepec, placas tectónicas y regiones litorales (RI y RII) (Modificado de Lara-Lara et al., 2008)

Su porción litoral se divide en dos regiones (Fig. 1): región I: correspondiente a la parte oeste de la costa de Oaxaca, a partir de Salinas del Marqués hasta Puerto Ángel, incluye una plataforma continental estrecha (amplitud ~4 a 6 km), compuesta principalmente de litoral rocoso; región II incluye la mayor parte del GT (desde Salinas del Marqués, Oaxaca; al Río Suchiate, Chiapas), que se caracteriza por una plataforma continental amplia de fondos blandos, sedimentos arenosos y lodo-arenosos, esta porción tiene un ancho promedio de 100 km en la parte central (Meave del Castillo, 1999). Esta región está influenciada por la presencia de la Trinchera Mesoamericana, la cual alcanza profundidades de 6,000 m en el Pacífico Tropical Oriental (PTO) (Boumaggard et al., 1998).

Los componentes terrígenos de la fracción gruesa (>62 µm) del sedimento del fondo marino se caracterizan principalmente por la presencia de cuarzo, feldespatos, fragmentos de roca, material vegetal y mineral como ilmenita, magnetita, circonio y olivino. Sin embargo, el cuarzo y los restos biogénicos marinos son los componentes más abundantes de esta fracción, incluyendo diatomeas, radiolarios, foraminíferos, ostrácodos y briozoos (Carranza-Edwards et al., 1998).

Clima Actual

El GT presenta un clima cálido subhúmedo (Aw). La temperatura máxima promedio anual es de 32.2°C en julio y la mínima es de 22.4°C en diciembre. Existe una época de sequía muy marcada en invierno (diciembre y febrero) y una

época de lluvias abundantes en verano (de junio a finales de septiembre) con variaciones de 800 a 1600 mm, en este periodo se tiene una corta disminución en la precipitación a la mitad (agosto) conocida como canícula. La precipitación promedio anual en la costa oeste y norte (central) del golfo es menor de 1000 mm/año, mientras que en la costa este puede exceder los 1500 mm/año (García, 1981).

El clima regional está fuertemente influenciado por dos condiciones meteorológicas anuales:

1) Las tormentas tropicales y huracanes son frecuentes por localizarse en el Istmo de Tehuantepec, una de las principales áreas de generación de perturbaciones tropicales del mundo (Lluch-Cota et al., 1997). Estas se presentan regularmente durante los meses más cálidos en verano cuando se presenta la época de lluvias y cuando la zona de convergencia intertropical (ZCIT) se encuentra en su posición más boreal (10°N) provocando luego la intensificación de los vientos Alisios (Badan, 1997).

2) Los intensos vientos del norte que se presentan durante invierno, son conocidos localmente como "Tehuano". Son originados por la intrusión de sistemas de alta presión provenientes de Norteamérica que se desplazan hacia el sur sobre el Golfo de México, creando grandes diferencias de presión entre el Golfo de México y las masas de aire más calientes y de menor presión que residen sobre el Pacífico y el Golfo de Tehuantepec (Flores-Vidal et al., 2011). El paso de estos vientos es a través del Paso Chivela, un paso de ~ 40 km de ancho donde la elevación de la Sierra Madre Sur desciende drásticamente de ~ 2000 m a ~ 250 m (Fig. 2).



Figura 2. Procesos generados por los Tehuanos (Modificada de Boumaggard et al., 1998)

La velocidad promedio de los vientos Tehuanos es de 10 a 20 m/s con máximos de 25 m/s (Lavín et al., 1992; Barton et al., 1993), con una duración de entre 2 a 5 días y se presentan en intervalos de 10 a 15 días. Cuando los vientos llegan a la costa tienen mayor fuerza, pero pierden progresivamente velocidad al expandirse horizontalmente hacia mar adentro, afectando a un área aproximada de 200 km de ancho hacia mar abierto y 500 km a lo largo de la costa, presentando mayores velocidades en la parte central del golfo (McCreary et al., 1989). La respuesta del océano a este forzamiento eólico es muy rápida produciendo importantes eventos de afloramiento de aguas frías y profundas hacia la superficie.

Circulación Oceánica Superficial

En condiciones normales la temperatura promedio anual de la superficie del mar en el GT es de 25-30°C. La capa superficial del mar (capa de mezcla) es térmicamente homogénea o casi homogénea, la cual tiene un espesor de unos 30-70 m, implicando que la termoclina permanente en el GT sea somera. La profundidad promedio anual de la capa de mezcla es de escasos 50 m (Stumpf, 1975).

Los patrones de circulación oceánica se encuentran influenciados por los desplazamientos latitudinales del sistema de vientos Alisios y de la ZCIT. El sistema de corrientes que domina sobre el GT son: la Corriente de California (CC), la Corriente Norecuatorial (CNE), la Contracorriente Norecuatorial (CCNE), la Corriente Surecuatorial (CSE), y la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR) (Monreal-Gómez y Salas-León, 1998). La presencia de estas corrientes varía de acuerdo a la época del año y se pueden distinguir dos periodos de variación (Badan, 1997) (Fig. 3):

- Verano y otoño: Período intenso de los vientos Alisios cuando la ZCIT está en su posición más al norte (10°N) y la CCNE está mejor desarrollada y fluye hacia la costa de Centro América, derivando hacia el noroeste como la CCCR, la cual afecta el GT y se desplaza al norte hasta la boca del Golfo de California (Fig. 3). Esta corriente introduce en el GT la masa de Agua Tropical Superficial (ATS), dando como resultado una baja salinidad de esta (Tabla 1), debido a que la precipitación pluvial excede la evaporación en esta región. Por otra parte, la CCCR también introduce sobre el GT el Agua Subtropical Superficial (ASTS), la cual es generalmente cálida.

Otras masas de agua que tienen influencia sobre el GT durante este periodo son el Agua Intermedia del Pacífico (AIP), la cual se encuentra a profundidades

mayores, y el Agua Profunda del Pacífico (APP), localizándose a partir de los 2,000 m hasta el fondo y con temperaturas muy bajas (ver tabla 1) (McLellan, 1968). La presencia de estas masas de agua, tanto cálidas como frías, ocasionan que durante este periodo exista una estratificación del GT, dando como resultado que la termoclina sea más profunda (70 m) (Stumpf, 1975).

- Invierno y primavera: La ZCIT se desplaza al sur hasta los 3°N (Fig. 3) debilitando la acción de los vientos Alisios sobre el GT. La CCNE está ausente y la CCCR es muy débil. El flujo en el norte del GT proviene de la CC (S > 34.0, 12-18°C) la cual llega hasta los 15°N, la incursión de esta corriente es solo en la parte oeste del golfo, donde se encuentra con agua producto de la surgencia formando un frente oceánico (Molina y Martínez, 1994). En este proceso interviene el ATS y ASTS. Durante esta época aparecen los vientos Tehuanos, los cuales arrastran el agua superficial lejos de la costa, esta se suple necesariamente con agua subsuperficial (100 m profundidad) significativamente más fría (10°C), y con agua superficial lateral, a este fenómeno de compensación vertical se le conoce como “surgencia eólica”, la cual genera que la capa de mezcla descienda varios grados centígrados (3-8°C) (Gallegos et al., 1998). De acuerdo con estas condiciones, el espesor de la termoclina es de 30 m en toda la región del GT.

Tabla 1. Masas de Agua que influyen en el Golfo de Tehuantepec (Tomado de McLellan, 1968; Machain-Castillo et al., 2008)

Masa de Agua	Temperatura (°C)	Salinidad	Profundidad (m)
Agua Tropical Superficial (ATS)	>25	<34.0	Capa superficial
Agua Subtropical Superficial (ASTS)	15-28	35.0-36.0	450
Agua Intermedia del Pacífico (AIP)	5	34.5	1200 en el oeste del GT y 600-90 en el resto del golfo
Agua Profunda del Pacífico (APP)	34.6-34.7	1-2	Ocupa las capas más profundas

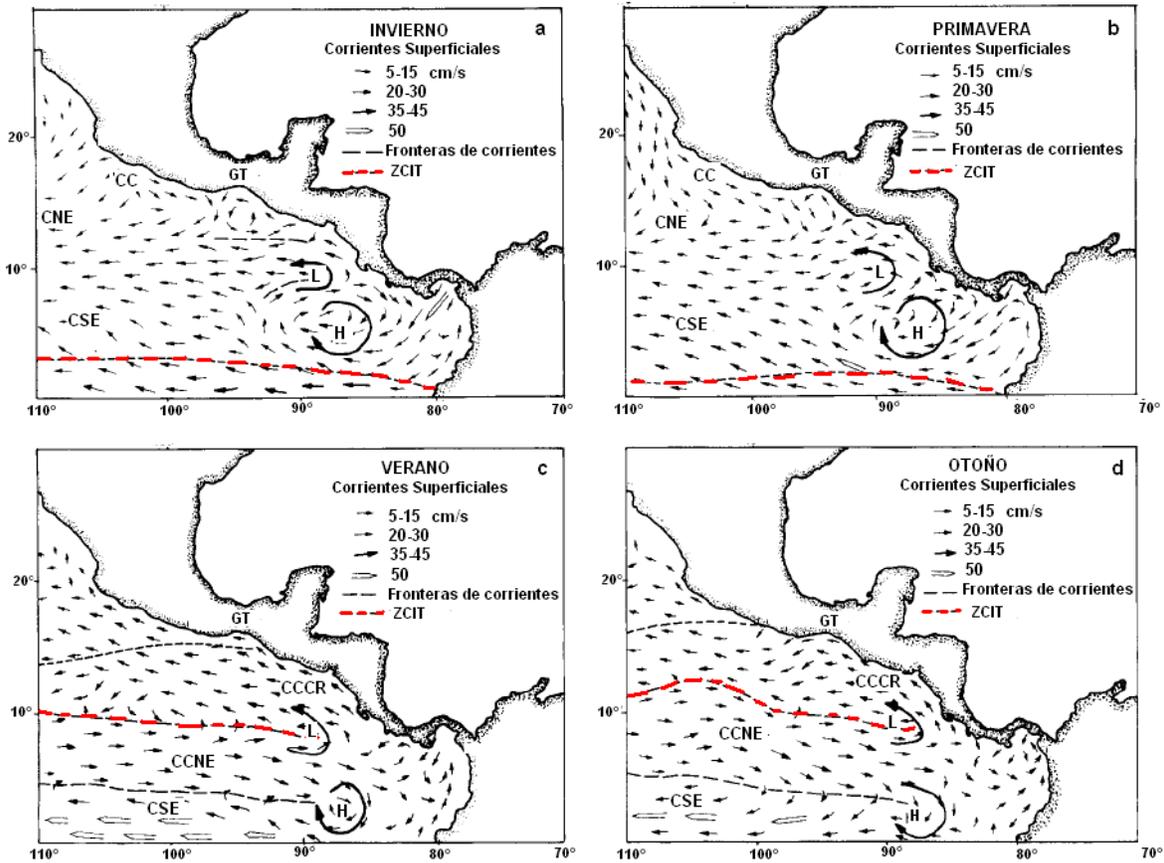


Figura 3. Corrientes superficiales del GT. CNE- Corriente Norecuatorial, CSE –Corriente Surecuatorial, CCNE- Contracorriente Norecuatorial, CCCR- Corriente Costera de Costa Rica, CC- Corriente de California, ZCIT –Zona de Convergencia Intertropical. (Las flechas indican la velocidad de las corrientes (cm/s); las líneas intermitentes rojas marcan los límites de influencia de la ZCIT; H representa los giros anticiclónicos; L los giros ciclónicos) (Modificado de Wyrтки, 1967)

Las descripciones sobre los mecanismos que causan surgencias hacen referencia a que estas son generadas por el bombeo de Ekman cerca de la costa debido a la acción del viento paralelo a la costa, pero en el GT esto no ocurre. En esta zona el eje de viento es perpendicular a la costa y los valores más bajos de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) ocurren justo debajo del eje de viento máximo causado por la mezcla vertical de las capas superficiales y no por bombeo de Ekman (surgencia) (Roden, 1961; Clarke, 1988; Barton et al., 1993; Trasviña et al., 1995). En este trabajo se utilizara el término surgencia haciendo referencia a cuando el agua subsuperficial más fría sustituya el agua superficial más cálida debido a la mezcla vertical turbulenta generada por la acción de los vientos Tehuanos. La generación y características de este proceso de surgencia está fuertemente ligado con los patrones de circulación atmosférica (Amador et al., 2006), la hidrografía local (Fiedler y Talley, 2006), y la circulación oceánica en la región (Kessler, 2006).

Otro proceso generado por la acción de los Tehuanos es la presencia de tres regímenes hidrográficos en el GT (Fig. 2) (Lavín et al., 1992; Robles-Jarero y Lara-Lara, 1993; Velázquez-Muñoz et al., 2011):

- Oeste: giro anticiclónico frío (~200 km diámetro), se forma a la derecha de la componente del viento principal, propagándose hacia el oeste. Este giro puede llegar a persistir durante meses y juega un papel importante no sólo en la riqueza biológica de esta zona hasta los niveles tróficos superiores, sino también en el balance regional de transferencia de CO₂ entre el océano y la atmósfera.
- Central: esta zona es la que se encuentra justo debajo del eje del viento y es donde ocurre la surgencia.
- Este: giro cálido ciclónico, esta región representa una superficie termohalina característica de las aguas de PTO del Este, menos salina y más cálida. Este giro solo dura algunas semanas y en ocasiones no se llega a formar.

El Niño/Oscilación del Sur

La temperatura superficial del océano, los flujos de vapor de agua hacia la atmósfera y consecuentemente el clima costero depende en gran medida del comportamiento de las corrientes oceánicas y atmosféricas (Metcalf y Nash, 2012).

A escala anual, las variaciones en las condiciones oceánicas del GT son producidas por procesos de surgencias; mientras que a una escala interanual las variaciones están determinadas por la presencia de eventos de calentamiento como El Niño, o de enfriamiento como La Niña.

El fenómeno de El Niño en el GT implica una invasión de la zona costera por aguas oceánicas cálidas oligotróficas en la zona superficial y por tanto un fuerte contraste entre aguas cálidas superficiales y aguas profundas frías (estratificación), separadas por una termoclina profunda, por ello durante años de El Niño los Tehuanos no generan una surgencia efectiva. Si la surgencia se produce, el agua que asciende no es tan fría ni con tantos nutrientes, por tanto, no hay incremento de producción primaria, ni aparición en superficie de aguas frías profundas (Trasviña et al., 1995). La presencia de aguas oligotróficas en la superficie y la baja productividad primaria causa mortalidad masiva, a nivel de organismos pelágicos y bentónicos (Gallegos-García y Barberán, 1998). En la parte continental estas condiciones causan disminución en la precipitación durante el verano y algunos eventos de lluvia durante el invierno. Generalmente cuando se presentan eventos de El Niño prevalecen condiciones secas (Magaña et al., 1998).

Por otro lado, cuando hay condiciones de La Niña sobre el GT, existe la presencia de aguas profundas frías en superficie, con alto contenido de nutrientes y con una termoclina menos profunda dando como resultado que durante la época de Tehuanos exista una mayor mezcla y productividad primaria. En la parte continental durante estas condiciones tienden a ser más húmedas debido al incremento de precipitación (Magaña et al., 1998).

Diatomeas

Los océanos cubren un área de aproximadamente dos terceras partes de la superficie total del planeta siendo las diatomeas marinas los organismos dominantes en la productividad primaria marina. Contribuyen con cerca del 40% del total de la productividad primaria oceánica, incrementando del 75-90% en zonas costeras (Tréguer et al., 1995). Además son responsables de más del 50% del enterramiento del carbono orgánico en los sedimentos marinos (Falkowski et al., 2004).

Las diatomeas son organismos unicelulares, eucariontes, pertenecientes a la división Bacillariophyta. Estos organismos se caracterizan por tener una pared celular impregnada con sílice opalino (SiO_2) conocida como frústulo, el cual puede variar en longitud desde aproximadamente 5 μm hasta 2 mm dependiendo de cada especie (Round et. al., 1990). El frústulo consta de dos valvas superpuestas (Fig. 4). La más grande (epivalva) se ajusta sobre la más pequeña (hipovalva) en forma de caja Petri para encerrar el protoplasma, estas valvas se encuentran unidas por varias bandas que forman al cingulo.

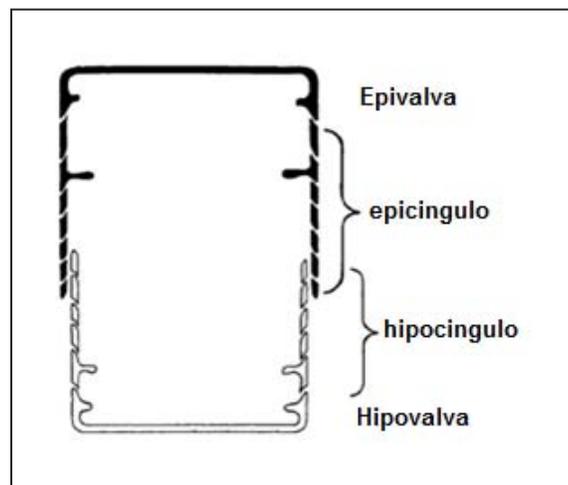


Figura 4. Morfología del frústulo (Modificado de Tomas, 1997)

La importancia de esta pared silíceas es que es resistente al deterioro permitiendo la preservación de las valvas, las cuales son diferentes en cada especie, variando su forma, tamaño, ornamentación, grado de silificación y su historia de sedimentación (Battarbee et al., 2001). Existen tres factores principales que afectan la preservación de las diatomeas y que deben ser tomadas en cuenta para realizar estudios paleoambientales: disolución, fragmentación y diagénesis (Jordan y Stickley, 2010).

La disolución es el principal problema para la preservación de diatomeas debido a que cuando estos organismos mueren la frústula queda sujeta a la degradación mientras se hunde. Las diatomeas con un alto grado de silificación y con formación de agregados, conduce a un corto tiempo de residencia en la columna de agua y a velocidades de disolución mucho más bajas, por el contrario, las diatomeas con menos grado de silificación tienden a ser más susceptibles a la disolución (Crosta et al., 1997). Además, si el agua de mar es pobre en sílice, su pH es elevado y la temperatura es alta, se favorece la disolución. Aproximadamente el 50% del sílice biogénico producido en la zona eufótica se disuelve dentro de los primeros 100 m de la columna de agua (Nelson et al., 1995).

Otro proceso de deterioro es la fragmentación de la frústula. Este se debe generalmente al efecto de las corrientes, inclusive después de la deposición, lo que provoca que el cingulo se desprenda de las valvas y estas se fragmenten en pedazos más pequeños lo que hace imposible su identificación. Por último la diagénesis, que se refiere a la alteración física, biológica y química de los sedimentos después de la deposición, lo cual puede alterar la preservación de las diatomeas. Este último es el proceso menos estudiado pero también juega un papel importante en la preservación de las valvas (Jordan y Stickley, 2010).

La taxonomía de las diatomeas se basa en la forma de las valvas y la ornamentación de la frústula (areolas, poros, procesos, costillas, áreas hialinas, etc) (Battarbee et al., 2001). Las diatomeas se dividen en dos grandes grupos por su morfología: las formas céntricas con valvas radialmente simétricas y las formas pennadas con valvas bilateralmente simétricas (Fig. 5). Las bilateralmente simétricas se dividen a su vez entre las que tienen y las que no tienen una estructura llamada rafe, una gruesa barra que es atravesada de extremo a extremo de la valva por dos hendiduras (Fig. 5).

Según la clasificación de diatomeas propuesta por Round, Crawford y Mann (1990), cada uno de los tipos de diatomeas descritos pertenecen a una clase: Coscinodiscophyceae, donde se clasifican todas las diatomeas céntricas, Fragilariophyceae, diatomeas pennadas con esternón sin rafe, y Bacillariophyceae, pennadas con esternón con rafe (Fig. 5).

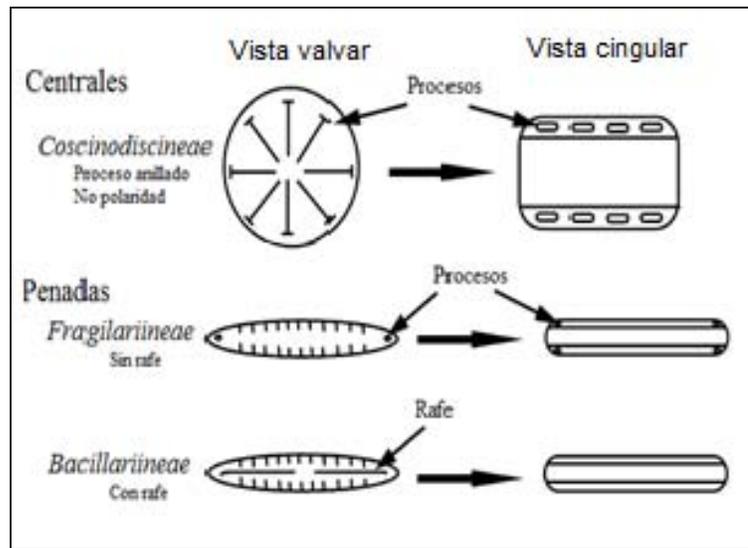


Figura 5. Diagrama de clasificación de diatomeas centrales y pennadas. (Modificado de Crosta y Koc, 2007)

La reproducción de las diatomeas es preferentemente de manera asexual, por fisión binaria, a una tasa de 0.1- 8 veces por día; este tipo de reproducción permite a las diatomeas construir una biomasa con elevada rapidez (Crosta y Koc, 2007). La reproducción asexual implica que las dos valvas se separen para formar un nuevo individuo (Fig. 6). Cada valva forma una nueva hipovalva involucrando una reducción sucesiva de tamaño de las células hijas en cada división. Como la reproducción asexual lleva a la diatomea a un tamaño extremadamente pequeño, puede que la diatomea reduzca su tamaño al nivel más bajo de vitalidad y muera, o puede ocurrir la restitución de su tamaño por reproducción sexual (Hasle y Syvertsen 1997, Barsanti y Gualtieri, 2010) (Fig. 6).

La velocidad con la que se reproducen las diatomeas se debe en gran medida a la disponibilidad de nutrientes (N, P, Si y Fe) en la columna de agua. Todas las diatomeas requieren para su crecimiento disponibilidad de luz, ácido silícico, nitrato, fosfato y carbono, el hierro en particular es un nutriente importante como biolimitante (Coale et al., 1996). En condiciones adversas, algunas especies de diatomeas (por ejemplo, *Chaetoceros*) producen esporas de resistencia dentro de la célula vegetativa como parte de la etapa del ciclo de vida para el mantenimiento de las poblaciones (Ferrario et al., 1998). Estas esporas de resistencia están fuertemente silificadas, por lo que son poco susceptibles a la disolución, por lo tanto, se preservan muy bien en los sedimentos en comparación con sus células vegetativas correspondientes (Hey, 2009).

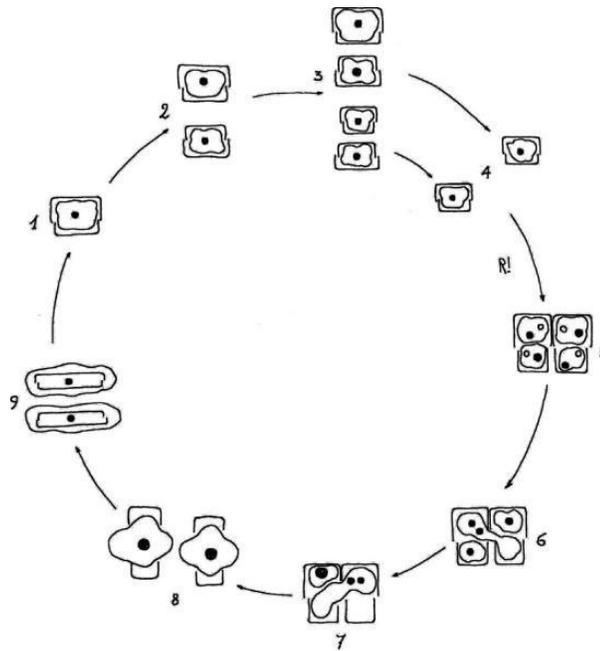


Figura 6. Ciclo de vida de una diatomea: 1, célula vegetativa; 2,3, división celular vegetativa; 4, reducción de tamaño; 5, gametogénesis; 6,7, fertilización; 8, auxoesporas; 9, células iniciales. (Tomado de Barsanti y Gualtieri, 2010)

Distribución y productividad

Todas las diatomeas marinas son sensibles a la distribución de masas de agua superficiales y a la circulación oceánica vertical (Hey, 2009). Las masas de agua se definen por su temperatura, contenido de nutrientes y salinidad, éstos (junto con la irradiación solar) son los principales controles de la distribución de las diatomeas en los océanos del mundo (Armburst, 2009). Debido a que la distribución de estos organismos está relacionada con las variaciones de los parámetros físico-químicos de las masas de agua de los océanos modernos junto con las variaciones estacionales, se puede utilizar su distribución en el registro fósil para inferir como eran las condiciones ambientales del pasado usando el principio de actualismo (Lowe y Walker, 1997; Jiang et al., 2004).

Robles Jarero (1991) reporta que dentro de los grupos más abundantes que componen el fitoplancton del GT se encuentran los nanoflagelados, las diatomeas y los dinoflagelados. En cuanto a la distribución espacial, los nanoflagelados (<10 µm) constituyeron el grupo dominante en la región este del GT, mientras que las diatomeas forman el grupo dominante en la región oeste, sobresaliendo especies como *Nitzschia closterium*, *Chaetoceros sp.* y *Navicula sp.*

Se ha observado que las mayores concentraciones de fitoplancton se dan durante los meses de noviembre a principios de abril, cuando aparecen los

Tehuano. Las áreas ricas en clorofila durante estos eventos se extienden hasta 1,000 km desde la costa debido a los giros costeros que se generan. La dinámica que producen estos vientos representa una bomba de nutrientes y carbono fitoplanctónico que enriquecen las aguas adyacentes del PTO y determinan una productividad alta (Robles-Jarero y Lara-Lara, 1993; Barton et al., 2009) la cual se ve reflejada en los sedimentos (Molina y Martínez, 1994).

El aporte de nutrientes en el GT es debido a varios factores entre ellos, la presencia de una termoclina somera en comparación con el resto del Pacífico Tropical (Vinogradov, 1981), la presencia de eventos de surgencia y mezcla vertical (Picaut, 1985), los cuales se pueden observar a través de imágenes satelitales donde se muestra la relación entre la TSM (Fig. 7) y clorofila a (Fig. 8). Cuando existe una disminución en la TSM se observa un aumento en la concentración de Chl-a, indicando altas tasas de producción primaria (Cerdeira y López, 2011).

Durante el verano, cuando los vientos Alisios se intensifican y los Tehuanos se debilitan, las condiciones de TSM tienden a ser mayores (Fig. 7), produciendo bajas concentraciones de Chl-a (Fig. 8) y por lo tanto de nutrientes debido a la estratificación oceánica. En general las aguas durante esta temporada tienden a ser estratificadas y con baja productividad biológica. Sin embargo, Almaraz (2013) y Monreal- Gómez y Salas-León (1998) reportan que el GT puede ser enriquecido por la presencia de huracanes que generan mezcla vertical.

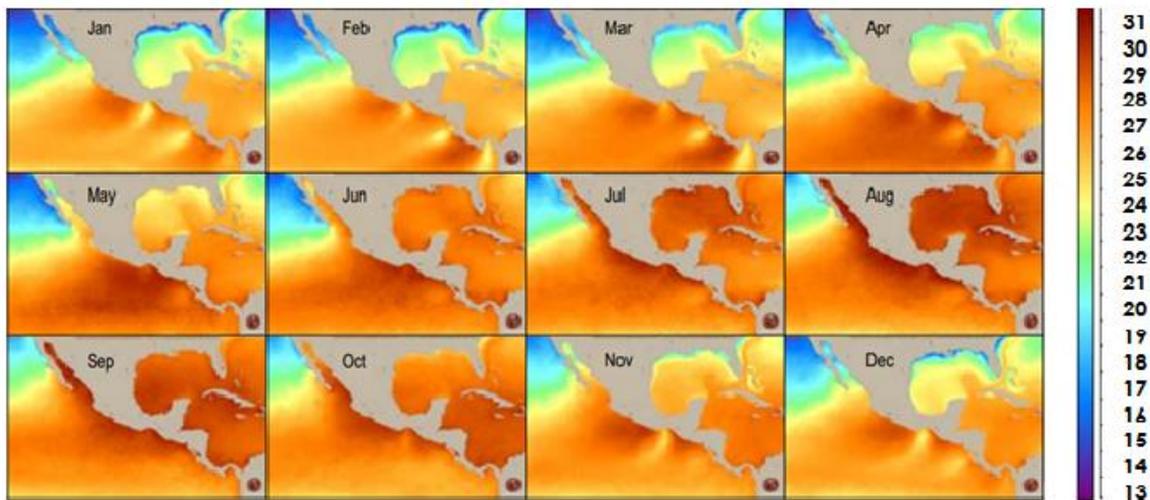


Figura 7. Temperatura superficial del mar diurna (TSM, °C), promedios mensuales de MODIS/Aqua para 2002-2009. El color gris indica tierra. (Modificado de Cerdeira y López, 2011)

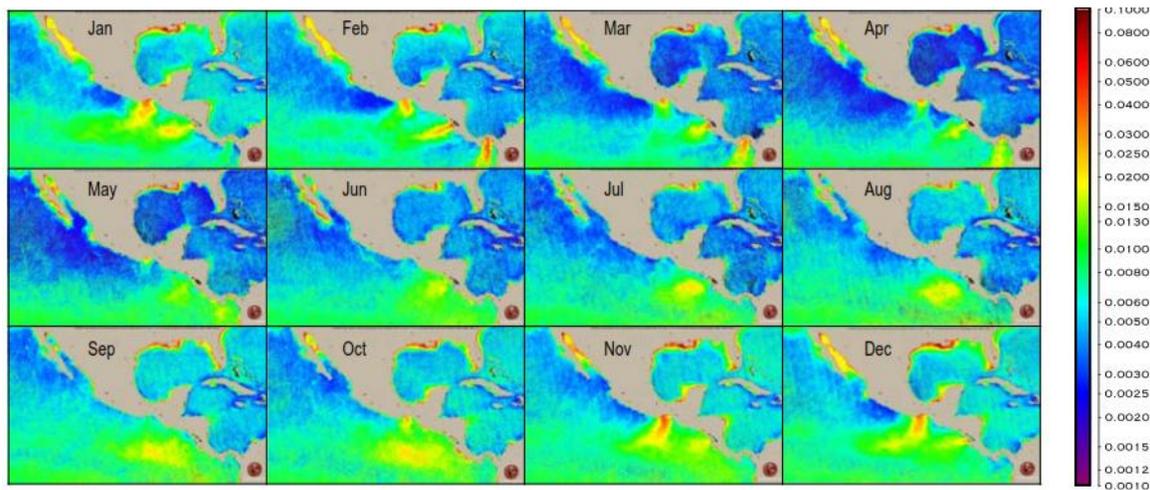


Figura 8. Fluorescencia de clorofila ($\text{mW cm}^2 \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$), MODIS/Aqua para 2002-2009. El color gris indica tierra. (Modificado de Cerdeira y López, 2011).

JUSTIFICACIÓN

El Golfo de Tehuantepec es una zona tropical donde existen eventos de surgencia, favoreciendo el incremento de nutrientes y por lo tanto el crecimiento de fitoplancton en grandes cantidades. Por ser considerada una de las regiones más productivas del Pacífico Mexicano, es importante conocer cuáles han sido los cambios oceanográficos de la región durante el Cuaternario (Pleistoceno tardío-Holoceno) y cómo fue perturbada por los cambios que ocurrieron a nivel global. Aunque se ha reconocido que estos cambios no afectaron los trópicos de igual manera que en el norte del planeta. En el GT se pueden estudiar esas variaciones, debido a que es una zona que está bajo la influencia de los vientos del Norte, variando su intensidad de acuerdo a los cambios en la temperatura, el volumen de hielo glacial y los cambios en la posición de la ZCIT.

Los cambios atmosféricos a su vez generan cambios en la dinámica oceánica, tanto en la circulación superficial del mar como en la TSM, pudiéndose conocer a través del estudio del registro de diatomeas. En este trabajo se presentará el primer estudio paleoceanográfico con diatomeas en el GT con diatomeas durante el Cuaternario, reconstruyendo los cambios en su productividad con base en sus afinidades ecológicas, a su abundancia total y relativa y a los cambios en su biomasa. Este análisis de biomasa es la primera vez que se usa en estudios paleoceanográficos de México, proporcionando información acerca de la contribución en biomasa por especie, y dando información adicional a la productividad de las especies.

Para tener un panorama más completo de la paleoceanografía de la región, se tomarán en cuenta otros indicadores previamente publicados, como las asociaciones de foraminíferos planctónicos, el contenido de carbono orgánico, las variaciones en la susceptibilidad magnética y los cambios de los valores del $\delta^{18}\text{O}$.

OBJETIVOS

Realizar una interpretación paleoclimática de la circulación oceánica superficial del Golfo de Tehuantepec mediante el estudio del registro sedimentario de diatomeas durante los últimos 23,000 años AP, en una escala milenaria.

Objetivos Particulares

- Identificar las variaciones en la biomasa (productividad) y en la composición específica del conjunto de diatomeas preservado en los sedimentos del Golfo de Tehuantepec desde el Último Máximo Glaciar y durante el Holoceno.
- Relacionar los cambios anteriores con cambios en la circulación atmosférica e intensidad de surgencias en el Golfo de Tehuantepec a través del tiempo.
- Inferir cambios en las variables ambientales a lo largo del tiempo mediante las asociaciones de especies de diatomeas presentes a lo largo de la secuencia sedimentaria y correlacionarlas con las características ambientales que las definen.
- Comparar con datos previos del registro de foraminíferos planctónicos y de la curva de $\delta^{18}\text{O}$ tomados en la misma área de estudio para complementar la reconstrucción e interpretación paleoclimática.

MATERIALES Y MÉTODOS

Descripción y muestreo del Núcleo ME0005A-3JC

La colecta del núcleo sedimentario ME0005A-3JC se realizó con un nucleador de pistón en julio del 2000 durante la campaña oceanográfica NEMO-III (New Millenium Oceanography, Leg III) a bordo del R/V "Melville" como parte del JOIDES Drilling Proposal 465-ADD1, organizado por el Colegio de Ciencias

Oceánicas y Atmosféricas, de la Universidad del Estado de Oregón. El núcleo se tomó en las coordenadas 15° 39.04'N y 95° 16.83'O, a una profundidad de 740 m y con una longitud de 14.04 m (Fig. 9).

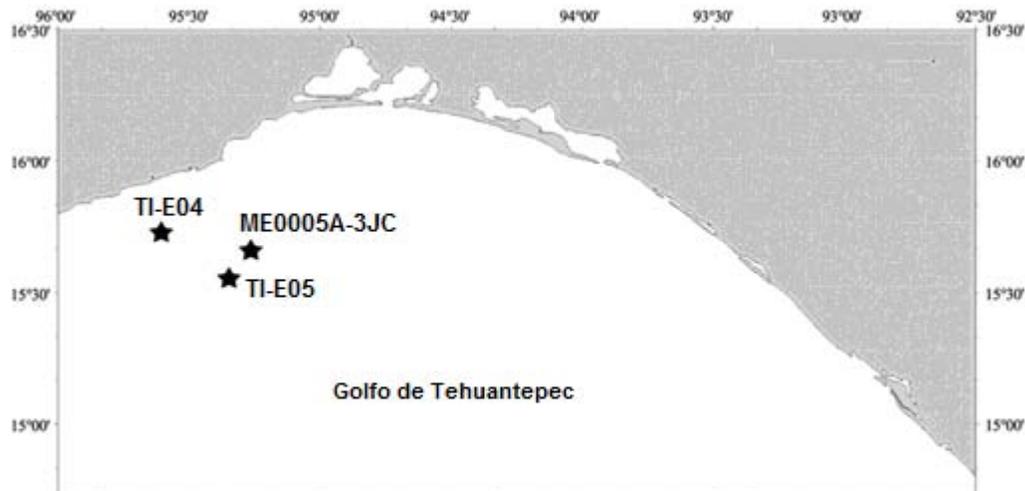


Figura 9. Ubicación geográfica del núcleo (ME0005A-3JC) y las muestras superficiales (TI-E04 y TI-E05) (Modificado de Arellano-Torres, 2003)

La descripción del núcleo se realizó a bordo del barco durante la campaña oceanográfica NEMO-III (Mix et al., 2000). En el reporte de campaña se destaca que la secuencia estratigráfica estaba predominantemente laminada, siendo en algunas ocasiones láminas gruesas. Algunos intervalos, sin embargo, se encontraban bioturbados, en particular la base del núcleo (>1,100 cm, aprox. >19,000 años cal AP) estaba completamente bioturbada. También se reportan algunas capas muy delgadas (~ 0.5 a 1 mm) de ceniza clara y/o depósitos de turbiditas.

Por el tamaño de partículas (Folk, 1969) la mayor parte del núcleo estaba formada por lodo (>90% lodo), con un porcentaje promedio de arenas del 3.2%. Entre los 735 a 1000 cm (11,900 a 17,600 años cal AP) se intercalaban sedimentos lodo-arenosos (>50% a <10% arena), en este intervalo es donde existe mayor contenido de arenas con respecto al resto del núcleo, pero en ninguna muestra superó el 20%. En general, el núcleo está poco bioturbado lo que permite que sea un material adecuado para realizar un estudio paleocenográfico con resolución milenaria.

El núcleo ME0005A-3JC se muestreó cada 20 cm para estudios de diatomeas, dando un total de 64 muestras de 1 cm de grosor, proporcionadas por la Dra. María Luisa Machain del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM. De estas muestras solo se usaron 38 para el análisis con diatomeas debido a que se trabajó a una escala milenaria. Estas muestras fueron procesadas y analizadas en el Laboratorio de Paleolimnología del Instituto de Geofísica, UNAM.

Los datos obtenidos durante este trabajo fueron completados por datos de otros estudios previamente realizados en el núcleo ME0005A-3JC, como análisis de foraminíferos planctónicos y contenido de arenas (Arellano-Torres, 2003), datación por radiocarbono (^{14}C) y análisis de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$) (Thunell y Kepple, 2004), datos de carbono orgánico ($\%C_{\text{org}}$) (Thunell y Kepple, 2004; Hendy y Pedersen, 2006) y datos de susceptibilidad magnética (Mix et al., 2000).

También se analizaron dos muestras superficiales (TI-E04 y TI-E05) para ver las condiciones actuales del GT, las cuales fueron tomadas cerca del núcleo ME0005A-3JC durante junio del 2003. Estas muestras fueron proporcionadas por la Dra. María Luisa Machain. Las coordenadas de las muestras son $15^{\circ}42'\text{N}$, $95^{\circ}36'\text{W}$ y $15^{\circ}34'\text{N}$, $95^{\circ}20'\text{W}$ respectivamente (Fig. 9).

Análisis de diatomeas

Procesamiento de las muestras

Para la observación de las diatomeas es necesario eliminar los carbonatos y la materia orgánica del sedimento. Para esto se tomaron 0.5 g de cada muestra en un vaso de precipitado, estas se pusieron a calentar en una parrilla, donde a cada vaso se le agregó una solución de ácido clorhídrico (HCl) al 10% y peróxido de hidrógeno (H_2O_2). Se continuó agregando más H_2O_2 hasta que ya no hubo reacción, lo que indica que la muestra ya ha perdido la materia orgánica que contenía (Modificado de Barron et al., 2003).

A continuación para eliminar la condición ácida de la solución excedente, se realizaron varios lavados consecutivos. Estos consistieron en agregar agua destilada a cada vaso de precipitado, se dejó reposando durante 24 hrs y luego se extrajo el agua por sifonado. Las muestras se enjuagaron repetidas veces y se aforaron a 30 ml.

Montaje

Las muestras se prepararon haciendo la disolución adecuada según la concentración de diatomeas en la muestra (1:5, 1:10, 1:20, etc.), de la cual se tomaron 200 ml que se colocaron en un portaobjetos redondo y se dejaron secar. Una vez seca se montaron las preparaciones usando el medio de montaje Naphrax (índice de refracción = 1.66), el cual se puso unos segundos al calor para evaporar el solvente y cristalizar la resina.

Cuantificación e identificación taxonómica

Las preparaciones fueron analizadas con un microscopio óptico OLYMPUS BX50 con un objetivo de 100x para determinar las especies presentes y su abundancia relativa, mediante el conteo por transectos diametrales. Por cada muestra se contaron un mínimo de 300 valvas, en algunos casos las muestras estaban dominadas por una sola especie y en ese caso se procuró tener un mínimo de 100 valvas excluyendo a la especie dominante. En las muestras en las que el contenido de diatomeas fue escaso, sólo se contaron un mínimo de 100 valvas en total. Así mismo se hizo un registro fotográfico de las especies encontradas, para ello se utilizó una cámara digital OLYMPUS DP20.

Las determinaciones taxonómicas se realizaron con base en los trabajos de Barron (2007), Cupp (1943), Fryxell y Hasle (1972), Fryxell et al. (1986), Hernández-Becerril (2000; 2010), Round et al. (1990), Tomas (1997). Así como la base de datos digital: www.algaebase.org.

Para los conteos se tomó el criterio propuesto por Schrader & Gersonde (1978) completado por Crosta y Koç (2007), el cual se basa en la forma de las diatomeas (Fig.10). Con el fin de no subrepresentar o sobrerrepresentar algunas especies, solo las diatomeas con más del 50% de la superficie valvar o que contenga algunos elementos diagnósticos únicos, son contabilizados. Para las especies largas (i.e., *Trichotoxon*, *Thalassiothrix*, *Pseudonitzschia*) solo las extremidades de las valvas son contabilizadas y divididas por dos, sabiendo que dos extremidades representan una valva.

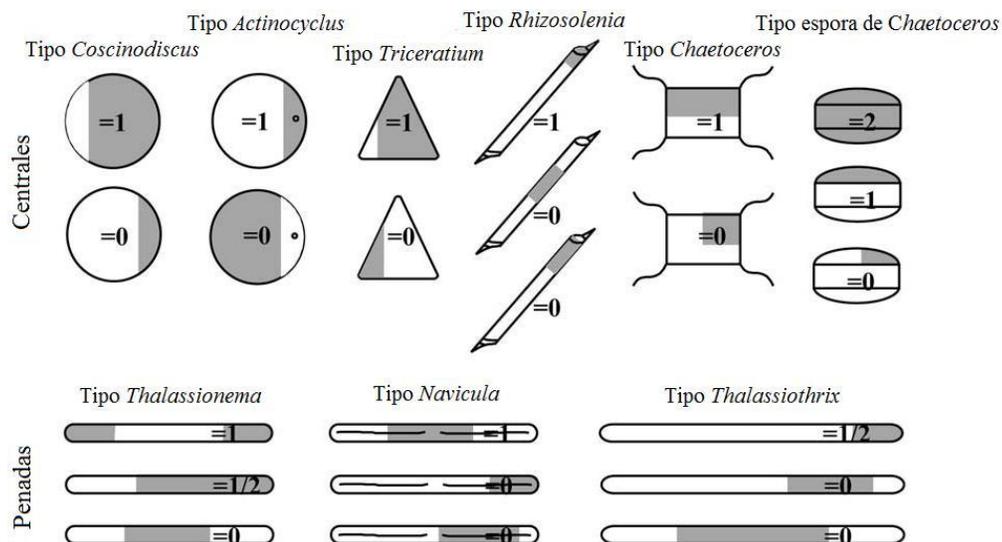


Figura 10. Criterio para el conteo de valvas (Modificado de Crosta y Koc, 2007)

Tratamiento estadístico y análisis de datos

Se calculó la abundancia total de las valvas de diatomeas siguiendo la siguiente fórmula (Scherer, 1994):

$$AT = \frac{N}{n} \left(\frac{0.01075}{g} \right) * d$$

Donde:

AT = abundancia total expresada en valvas x10⁶/gramo de sedimento seco (v/gss).

N = número total de valvas contadas por muestra.

n = número de transectos.

g = gramos iniciales.

d = factor de dilución.

0.01075 = constante derivada de las porciones constantes entre el volumen final de la muestra (30 ml), el volumen de muestra utilizado para preparar la laminilla (200 µl), el área total de la preparación (254.5 mm²) y el área contada en cada transecto (3.96 mm²).

Estos valores de abundancia absoluta están directamente relacionados con la productividad de diatomeas así como con otros procesos que influyen en la tasa de acumulación de sedimentos, como puede ser la disolución de sílice biogénico tanto en agua como en el sedimento y las entradas de material terrígeno (Meng, 1994).

La abundancia relativa de cada especie se calcula comúnmente como un porcentaje del conteo total. Sin embargo, en la mayoría de las muestras de este trabajo el taxón *Thalassionema* spp. tuvo una abundancia muy elevada (18-72% de la abundancia total), dominando sobre el resto de los taxones de diatomeas presentes en el núcleo. Por este motivo se decidió realizar el cálculo de la abundancia relativa excluyendo a la especie dominante (*Thalassionema* spp) para que los porcentajes de las especies menos abundantes no fueran sobrestimados, presentando los resultados de abundancia relativa de las dos maneras, con *Thalassionema* spp. y sin *Thalassionema* spp.

El manejo de los datos de diatomeas se realizó utilizando la hoja de cálculo TILIA (Grimm, 1991-92) donde se realizó el cálculo de la abundancia relativa y se generaron los diagramas presentados en este trabajo. Solo se graficaron las especies más representativas (abundancia relativa >5%). Este programa también se utilizó para realizar un análisis de cúmulos estratigráficamente constreñido (subrutina CONISS, en TILIA, Grimm, 2011) utilizando los datos de abundancia

relativa, para separar las asociaciones de especies que existen a lo largo del registro sedimentario.

El análisis de correspondencia sin tendencia (DCA) se realizó con el software PAST (PAleontological STatistics) (Hammer et al., 2001) con el fin de identificar las asociaciones de diatomeas que caracterizan el núcleo a lo largo del tiempo. En este tipo de análisis los valores en los ejes de ordenación representan desviaciones estándar. Las muestras que se encuentren alejadas por 2 o más unidades tendrán un recambio de especies alto, esto es, asociaciones de diatomeas distintas. Dado que la estructura y composición de las comunidades fósiles están controladas por factores ambientales, la variabilidad expresada en los ejes identificados por la ordenación está asociada con la variabilidad del ambiente. De esta manera se puede correlacionar la posición de las especies en la ordenación con la información ecológica de las mismas y proponer las variables ambientales que puedan estar correlacionadas con los ejes principales de ordenación, explicando el recambio de especies en las muestras a lo largo del tiempo (Correa-Metrio et al., 2014).

Biovolumen

En registros paleoceanográficos, comúnmente se utiliza la abundancia de diatomeas para determinar los cambios en la productividad primaria de la zona de estudio. Sin embargo, dado que los diferentes taxones de diatomeas presentes a lo largo de un registro pueden tener tamaños muy diferentes, se consideró conveniente expresar los datos de diatomeas en biovolumen para poder ver los cambios en la biomasa a través del tiempo y así obtener un registro más fidedigno de la paleoproductividad. Este tipo de estudios con base en el biovolumen no han sido considerados en otros registros paleoceanográficos, es por ello que se propone como una variable más para determinar cuál es la contribución de la biomasa por especie. Es decir, si una especie es grande y poco abundante en comparación con una especie pequeña y muy abundante, la primera especie puede que tenga mayor contribución en la productividad primaria que la segunda.

Este parámetro se calculó aproximando la morfología del frústulo de cada taxón a la forma geométrica más cercana (Fig. 11) y multiplicando por la abundancia absoluta (v/gss) de cada uno de los taxones. Este cálculo se realizó solamente para dos taxones de diatomeas (*Thalassionema* spp. y *Azpeitia nodulifera*), en virtud de su dominancia en todo el registro y de lo laborioso que resulta obtener datos morfométricos para todos los taxones presentes en cada muestra. Para ello se eligieron al azar 10 valvas de cada uno de los taxones dentro de cada tramo donde existe un cambio abrupto en la abundancia y se tomaron las medidas de cada uno, determinando su volumen y posteriormente obteniendo un valor de volumen promedio. Dada la dificultad para localizar vistas cingulares de estas especies, se tomó un valor constante de esta dimensión para cada especie de acuerdo a las dimensiones disponibles, por lo que las diferencias de biovolumen están más directamente relacionadas con el área valvar.

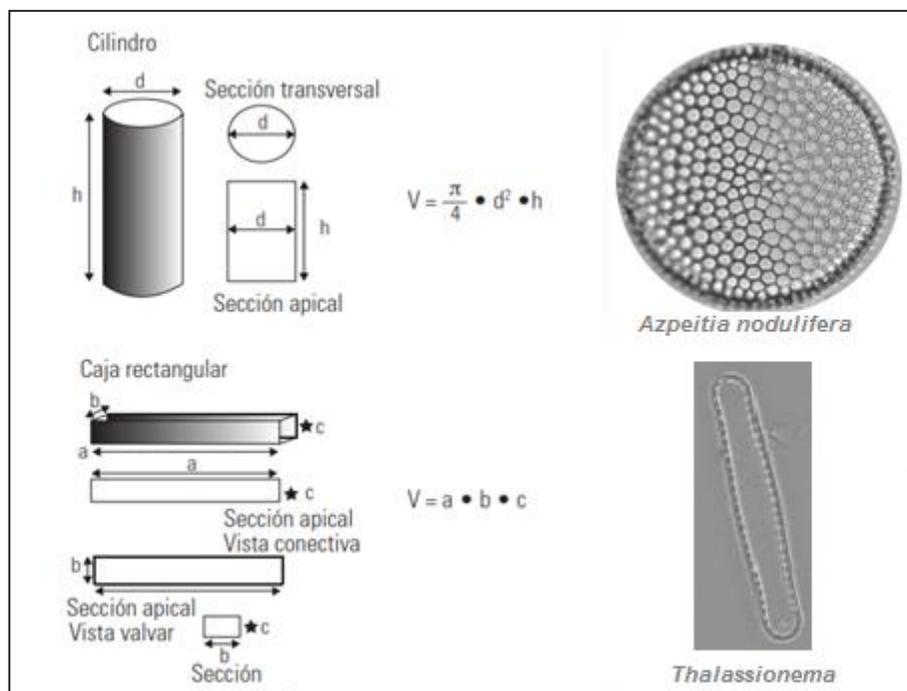


Figura 11. Modelos geométricos y formulas usadas para calcular biovolumen (Modificada de López-Fuerte et al., 2007)

Datos Previos del Golfo de Tehuantepec

Modelo de Edad

En el caso particular del núcleo ME0005A-3JC la cronología se obtuvo mediante 10 dataciones de ^{14}C , de las cuales 7 fueron realizadas en calcita de testas de foraminíferos bentónicos (*Bolivina plicata*) y 3 en calcita de testas de

foraminíferos planctónicos (*Neogloboquadrina dutertrei*). Todas las fechas fueron obtenidas mediante la técnica de espectrometría de aceleración de masas (AMS por sus siglas en inglés) en el Lawrence Livermore National Laboratory (Thunell y Kepple, 2004).

Las edades de radiocarbono fueron calibradas con el programa en línea Calib 6.0 (Stuiver et al., 2005) (disponible en <http://calib.qub.ac.uk/calib/>) usando la base de datos MARINE 09.

El modelo de edad ha sido previamente publicado por Thunell y Kepple (2004) y Arellano-Torres et al. (2013). Los resultados de los 10 fechamientos realizados se presentan en la figura 12. Según estas edades la muestra más profunda (1342-1344 cm) del núcleo alcanza una edad de 23,425 años cal AP mientras que la cima del núcleo (3cm) tiene una edad de 1,997 años cal AP. La tasa de sedimentación entre los horizontes fechados varió a lo largo del núcleo, entre 0.03 y 0.09 cm/año con un promedio de 0.06 cm/año (Tabla 2).

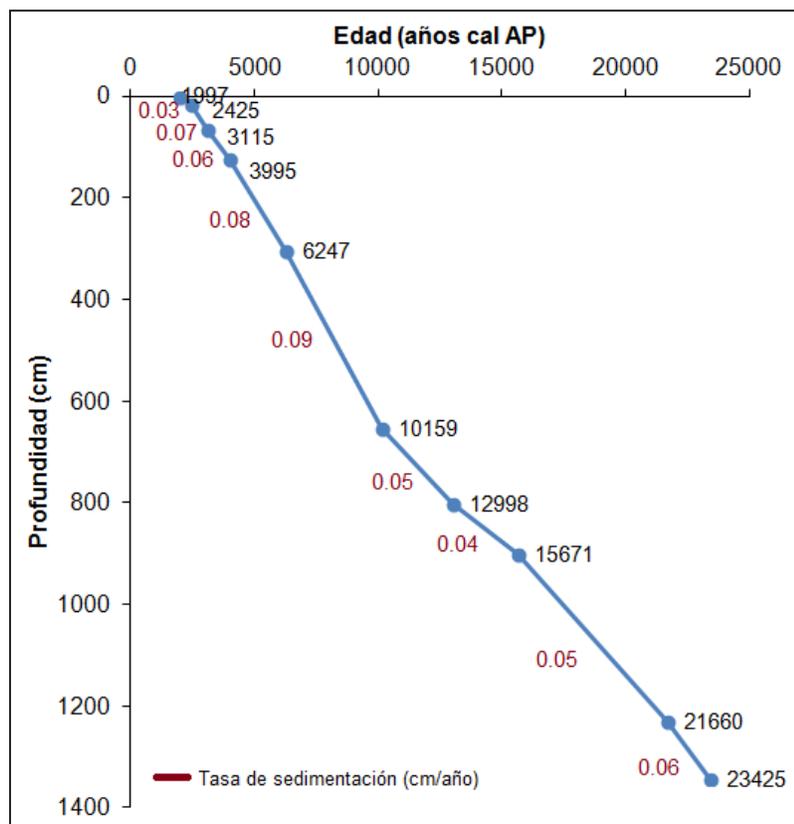


Figura 12. Modelo de edad del núcleo ME0005A-3JC

Tabla 2. Dataciones de ^{14}C

Profundidad (cm)	Edad ^{14}C AP	Edad Calibrada (años Cal AP)	Tasa de sedimentación (cm/año)
2.5	2530	1997	
17	2870	2425	0.03
65	3440	3115	0.07
123	4150	3995	0.06
303	5990	6247	0.08
653	9480	10159	0.09
803	11680	12998	0.05
901	13580	15671	0.04
1229	18710	21660	0.05
1343	20150	23425	0.06

Análisis de Isótopos Estables ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{15}\text{N}$), Susceptibilidad Magnética y Carbono Orgánico

Para un análisis más integral se tomaron datos de isótopos de oxígeno y de nitrógeno previamente publicados para el mismo núcleo (Thunell y Kepple, 2004). Todos los datos de oxígeno son reportados con relación al estándar PDB (Pee Dee Belemnite) y utilizando la notación δ :

$$\delta^{18}\text{O} = 1000 [({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{muestra}} - ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{estándar}}] / ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{estándar}}$$

La curva de $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 13c) del núcleo muestra que los valores máximos están por debajo de los 900 cm ($\delta^{18}\text{O} > 1\text{‰}$) y que entre 900 y 800 cm estos valores disminuyen rápidamente (1.5 a -0.5‰). Los valores mínimos se encuentran desde los 800cm hasta la cima del núcleo (${}^{18}\text{O} < -1\text{‰}$). Este cambio brusco de valores en el $\delta^{18}\text{O}$ permite identificar a la parte baja del núcleo con el Estadío Isotópico 2 (MIS2) y a la parte alta del núcleo (<800 cm) con el Estadío Isotópico 1 (MIS1). Existe un periodo de transición entre el MIS2 y el MIS1 aproximadamente entre 960 y 760 cm (16,800 y 12,300 años cal AP), que correlaciona con la deglaciación.

Los datos de nitrógeno también se reportaron con la notación δ :

$$\delta^{15}\text{N} = 1000 [({}^{15}\text{N}/{}^{14}\text{N})_{\text{muestra}} - ({}^{15}\text{N}/{}^{14}\text{N})_{\text{estándar}}] / ({}^{15}\text{N}/{}^{14}\text{N})_{\text{estándar}}$$

Donde la curva de $\delta^{15}\text{N}$ (Fig.13d) muestra que los valores más bajos ($\delta^{15}\text{N}_{\text{org}} \sim 7\text{‰}$) se encuentra de 23,000 a 15,300 años cal AP (1300-850 cm), mientras que de 15,300 a 10,400 años cal AP (850-790 cm) los valores de $\delta^{15}\text{N}$ comienzan a incrementar alrededor de 9‰ . Para la última parte correspondiente al

holoceno (790-3 cm) se observa que los valores del $\delta^{15}\text{N}$ tienden a disminuir.

También se tomaron datos previamente publicados del mismo núcleo de carbono orgánico ($\%C_{\text{org}}$) (Thunell y Kepple, 2004; Hendy y Pedersen, 2006) y datos de susceptibilidad magnética (Mix et al., 2000). La distribución del contenido de materia orgánica en el núcleo (Fig.13b) resulta ser menor de 1300 a 880 cm (23,000 a 15,000 años AP), mientras que de 880 a 700 cm (15,000 a 11,000 años cal AP) se observa un incremento de C_{org} , en esta zona es donde se encuentran los valores máximos de materia orgánica dentro de todo el núcleo. De 700 a 380 cm (11,000 a 7,000 años cal AP) los valores vuelven a disminuir, y por último de 380 a 3 cm (7,000 años cal AP hasta la cima del núcleo) se observa que los valores de materia orgánica vuelven a incrementarse.

Para los valores de Susceptibilidad Magnética (SM) (Fig. 13a) se tienen valores con un tendencia opuesta a los de la materia orgánica. Donde los valores máximos de SM se encuentran en la parte inferior del núcleo de 1300 a 960 cm (23,000 a 16,000 años cal AP), a partir de los 960 cm (16,000 años cal AP) los valores comienzan a disminuir manteniéndose en valores intermedios, mientras que a partir de los 600 cm (10,200 años cal AP) hasta la cima del núcleo los valores de SM tienen fluctuaciones entre valores altos y bajos, sin rebasar los valores de la base del núcleo.

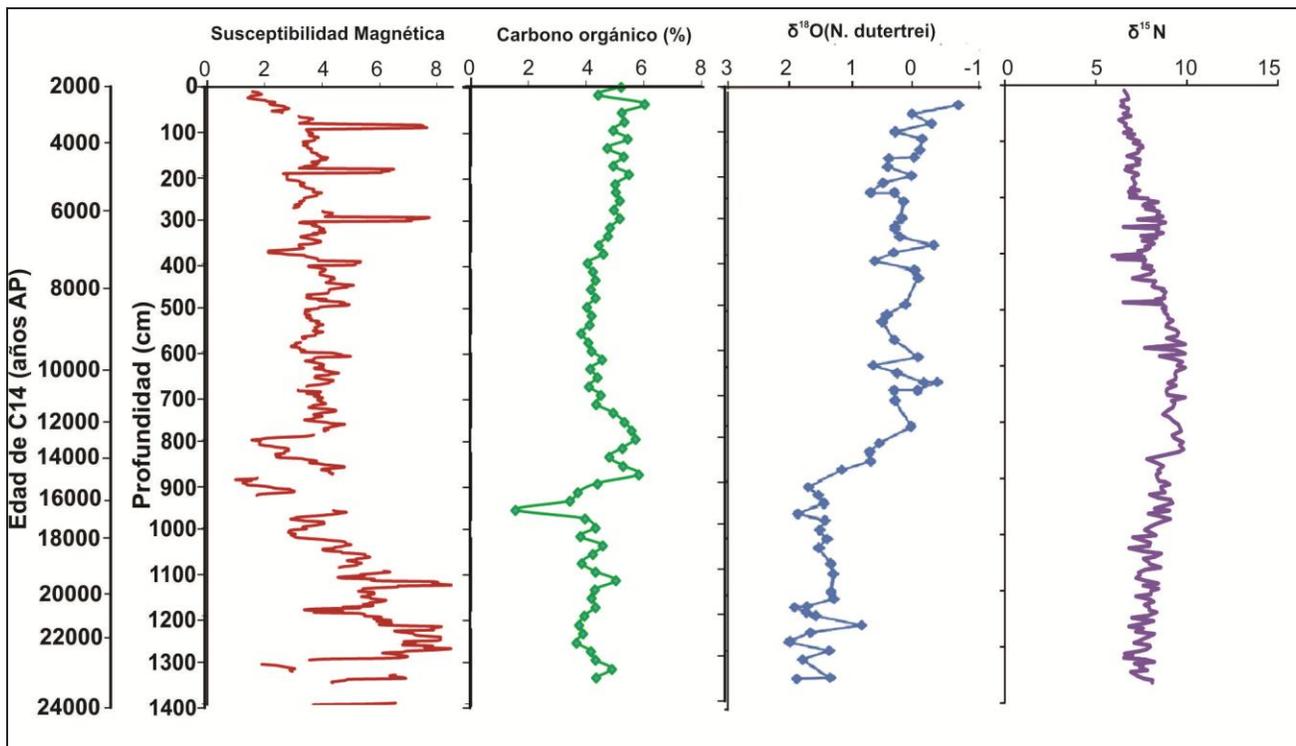


Figura 13. a) Susceptibilidad Magnética (Mix et al., 2000); b) Curva de Carbono orgánico (%) (Thunell y Kepple, 2004; Hendy y Pedersen, 2006); c) Curva de $\delta^{18}\text{O}$ (Tomada de Arellano-Torres, 2003); d) Curva de $\delta^{15}\text{N}$ (Thunell y Kepple, 2004).

Foraminíferos Planctónicos

En el mismo núcleo sedimentario Arellano-Torres (2003) realizó un estudio de foraminíferos planctónicos, y estos datos se utilizan para comparar los resultados de este trabajo y así realizar una reconstrucción paleoceanográfica más integral desde el Último Máximo Glaciar (ca. 23,000 años) y hasta los últimos 2000 años.

Basándose en la distribución y abundancia de los foraminíferos planctónicos a lo largo de la columna sedimentaria, Arellano-Torres reportó tres asociaciones principales que marcan cambios en las condiciones oceánicas dominantes, y con base en su ecología moderna permiten postular cambios en las condiciones del GT.

- *Neogloboquadrina dutertrei*: es una especie común en ambientes tropicales productivos (ej. márgenes continentales), vive en aguas con profundidades preferentemente 100 a 200 m y salinidad cercana a 35 (Kennett y Srinivasan, 1983; Hilbrecht, 1996). En este trabajo es considerada como una especie indicadora de una mayor persistencia de aguas cálidas, con condiciones de termoclina estable y columna de agua estratificada. Esta especie tiene su mayor abundancia en la base del núcleo de 1340 a 830 cm (Arellano-Torres, 2003).
- *Globigerinita glutinata*: es una especie que tolera amplios rangos de temperatura y salinidad (Kennett y Srinivasan, 1983), pero se ve favorecida por eventos de surgencia y florecimiento del fitoplancton, vive a profundidades de entre 50 y 100 m (Vincent y Berger, 1981; Hilbrecht, 1996). En este trabajo es considerada como indicadora de condiciones de capa superficial mezclada con abundante productividad de fitoplancton. Esta especie es abundante (>20%) a lo largo de toda la secuencia estratigráfica, teniendo sus mayores abundancias en dos porciones del núcleo, entre los 900-700 cm y entre los 95-15 cm (Arellano-Torres, 2003).
- *Globigerina bulloides*: es una especie de aguas templadas, aunque tolera un amplio rango de temperaturas y salinidades, tiene afinidad por ambientes productivos de surgencia, vive a profundidades de ente 50 y 100 m (Vincent y Berger, 1981; Hilbrecht, 1996). En este trabajo se le considera indicadora de condiciones de mezcla intensa en la columna de agua; se encuentra en el núcleo predominantemente entre los 420 y 100 cm (Arellano-Torres, 2003).

Abundancia absoluta y relativa

De los 38 horizontes analizados, en 23 muestras se contaron por lo menos 100 valvas/muestra excluyendo a la especie dominante, en 11 muestras solo se alcanzó un mínimo de 100 valvas/muestra del total (incluyendo a la especie dominante), y en cuatro muestras (87, 967, 992, 1007 cm) la abundancia de diatomeas fue tan baja que no fue posible realizar los conteos.

Se encontraron 70 taxones de diatomeas de las cuales 40 se identificaron a nivel especie, 5 a nivel de género y 25 no fueron identificados, pero fueron diferenciados con un número para cada uno (Anexo 1). Del total de estos taxones solo 16 estuvieron presentes en abundancias mayores al 5%. Las especies con porcentajes menores al 5% no fueron incluidas en los gráficos ya que no se consideraron representativas.

En la mayoría de las muestras el taxón dominante fue *Thalassionema* spp. y en todas las muestras estas especies representaron del 18-72% de las valvas contadas. El resto de los 15 taxones con abundancia >5% en por lo menos una muestra a lo largo de la columna son: *Azpeitia nodulifera*, *Azpeitia tabularis*, *Cocconeis* sp., *Cyclotella litoralis*, *Cyclotella striata*, *Diploneis* sp., *Fragilariopsis doliolus*, *Neodelphineis pelágica*, *Paralia sulcata*, *Rhizosolenia bergonii*, *Thalassiosira decipiens*, *Thalassiosira simonsenii*, *Thalassiosira lineata*, *Thalassiosira symmetrica* y *Thalassiotrix longissima*. Todas las cifras que se mostrarán son del análisis realizado incluyendo a *Thalassionema* spp.

La parte inferior del núcleo (1344-970 cm) está asociada con una baja concentración valvar ($<15 \times 10^6$ v/gss) (Fig. 15a), donde las especies con mayor abundancia son *A. nodulifera* (12-48%), *Thalassionema* spp. (18-47%), y *F. doliolus* (0-17%). El resto de las especies tienen abundancias menores al 9%.

Después de los 970 cm hasta los 770 cm, se observa una clara disminución de la concentración total de diatomeas (4 a 11×10^6 v/gss), la más baja de todo el núcleo. En este intervalo se tiene un importante cambio en las especies, con una reducción muy marcada de *A. nodulifera* (0-5%) a los 880 cm, los valores más bajos de *Thalassionema* spp. (20-43%), y aumentos puntuales de *A. tabularis*, *P. sulcata*, *C. striata*, *C. litoralis*, *T. decipiens*, *T. simonsenii*, *F. doliolus* y *R. bergonii*. Cabe mencionar que los valores de *C. litoralis* tienden a disminuir cuando los valores de *A. nodulifera* incrementan.

De 770 cm hasta la cima del núcleo, se caracteriza por un aumento en la concentración valvar (15 a 100×10^6 v/gss), y por un conjunto dominado principalmente por *Thalassionema* spp. (44-72%), con abundancias menores de *P.*

sulcata (2-12%), *F. doliolus* (3-9%) y *N. pelágica* (3-8%). Para este mismo intervalo del núcleo, se observa que en el conjunto de diatomeas desaparecen completamente algunas especies: *T. lineata* (670 cm), *T. longissima* (420 cm) y *A. nodulifera* (200 cm). En esta parte del núcleo aparece por primera vez la especie *N. pelágica*.

Para las muestras superficiales (TI-E04 y TI-E05) (Fig. 15a), se encontraron las mismas asociaciones de diatomeas que en el núcleo ME0005A-3JC, donde las especies dominantes siguen siendo *Thalassionema* spp. (35-42%), aunque en menor abundancia que en la parte superior del núcleo ME0005A-3JC. En estas muestras *A. nodulifera* vuelve a aparecer en el registro y la concentración total de diatomeas es similar (26 a 75×10^6 v/gss) con respecto a la muestra más superficial del núcleo ME0005A-3JC.

Análisis de correspondencia sin tendencia (DCA)

En el DCA realizado con las abundancias relativas de las especies, los ejes 1 y 2 son los más importantes con respecto a los otros ejes debido a que sus valores propios son casi un orden de magnitud más grande (Tabla 3). Debido a que los ejes derivados de un análisis de DCA representan desviaciones estándar, cuando los valores son altos (>2 unidades) representan un recambio total de las asociaciones de las especies estudiadas.

En la figura 14 se pueden observar variaciones que se pueden interpretar como un recambio en las asociaciones de diatomeas. Con respecto al Eje 1, se puede observar que las muestras de la parte más profunda del núcleo (>900 cm), localizadas en el extremo derecho de la gráfica (Eje 1, ~2.5), se caracterizan por la presencia de *Azpeitia nodulifera*. Por otro lado, las muestras más superficiales (<700 cm) se ubican hacia la izquierda de la gráfica (Eje 1, <1), caracterizadas por *Thalassionema* spp. y *Neodelphineis pelágica*. Las muestras entre 900 y 700 cm representan una transición entre estas dos asociaciones. Se puede observar que existe una diferencia de alrededor de 2 unidades entre la asociación de *Thalassionema* spp. - *N. pelágica* y *A. nodulifera*, lo que indica un recambio casi total de especies.

Con respecto al eje 2 (Fig. 14), se puede apreciar que las muestras a la izquierda del diagrama se separan en dos grupos, las muestras entre (900-700 cm) que se distribuyen hacia los valores más altos del Eje 2, asociándose con las especies *Cyclotella striata*, *Cyclotella litoralis* y *Paralia sulcata* y las muestras menores a 700 cm que se encuentran en los valores más bajos del Eje 2, con una clara asociación con *N. pelágica*.

Tabla 3. Valores propios de ejes ambientales

Eje	Valores propios
1	0.2859
2	0.1026
3	0.0452
4	0.0217

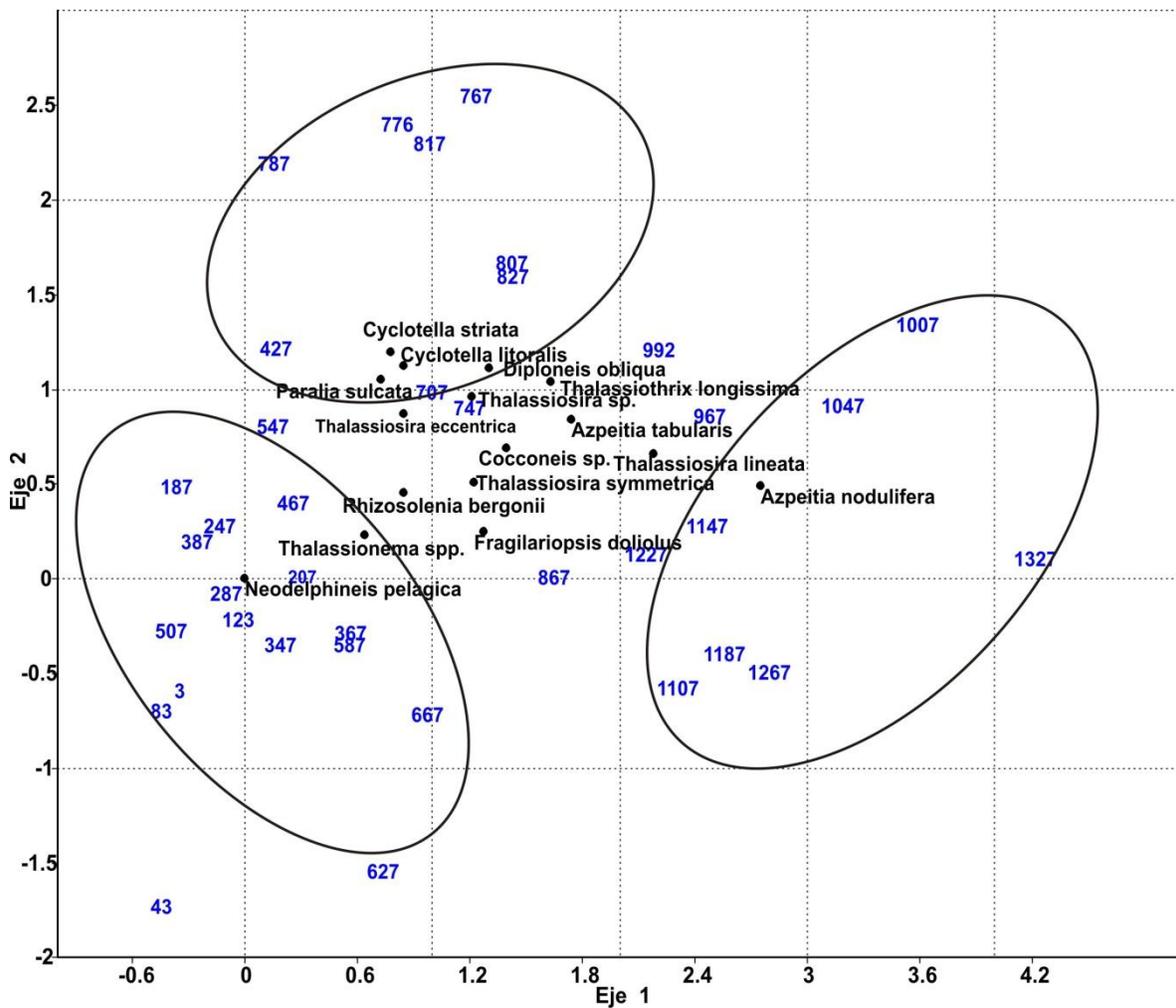


Figura 14. Análisis de correspondência sin tendencia de diatomeas (Eje 1, Eje 2)

Zonación de Diatomeas

Con los datos de abundancia relativa en el análisis de cúmulos (CONISS) se reconocen tres zonas principales del núcleo con conjuntos distintivos de diatomeas, que corresponden cercanamente con los identificados en el DCA. Estas zonas están también asociadas con cambios en la concentración total de diatomeas (Fig. 15):

Zona I: 1344 a 900 cm (23,400–15,500 años cal AP), es la parte inferior del núcleo asociada con baja abundancia total de diatomeas ($<15 \times 10^6$ v/gss) y una asociación co-dominada por *Thalassionema* spp. y *Azpeitia nodulifera*, acompañadas por *Fragilariopsis doliolus*. Los valores máximos del Eje 1 se encuentran en esta zona hasta los 1000 cm, correlacionándose con *A. nodulifera*.

Zona II: 900 a 650 cm (15,500–10,400 años cal AP), muestra una tendencia de valores muy bajos de la concentración de diatomeas ($\sim 4 \times 10^6$ v/gss) al inicio de la zona hacia valores levemente mayores (22×10^6 v/gss) hacia la cima. En el Eje 1 entre 1000 y 700 cm hay una transición hacia valores menores, y en el Eje 2 se observa también una transición entre las muestras más profundas y las superficiales, asociándose principalmente con *P. sulcata*, *C. litoralis* y *C. striata*.

Zona III: 650 a 3 cm (10,400–2,000 años cal AP), se caracteriza por un aumento en la abundancia de diatomeas (de 9 hasta 100×10^6 v/gss). En esta zona los valores del Eje 1 son los más bajos de todo el registro. La diferencia entre la zona I y la zona III con respecto al Eje 1 son mayores a 2 unidades, indicando un recambio en las especies, representado por *N. pelagica* y *Thalassionema* spp. Esta zona se divide en dos subzonas, IIIa (650 a 300 cm), caracterizada por una baja abundancia total (de 15 a 50×10^6 v/gss) y altos porcentajes de *Thalassionema* spp. (44–64%). La subzona IIIb (300 a 0 cm), con la máxima abundancia total de diatomeas ($>50 \times 10^6$ v/gss) y los porcentajes más altos de *Thalassionema* spp. (59–72%) en el registro y la desaparición de *A. nodulifera* en el conjunto de diatomeas.

Para las muestras superficiales (TI-E04 y TI-E05), se encontraron las mismas especies de diatomeas que en el núcleo ME0005A-3JC (Fig. 15), donde las especies dominantes también fueron *Thalassionema* spp., aunque en menor abundancia que en la zona IIIb. En estas muestras *A. nodulifera* vuelve a aparecer en el registro y la concentración total de diatomeas tiene valores similares a la zona IIIb.

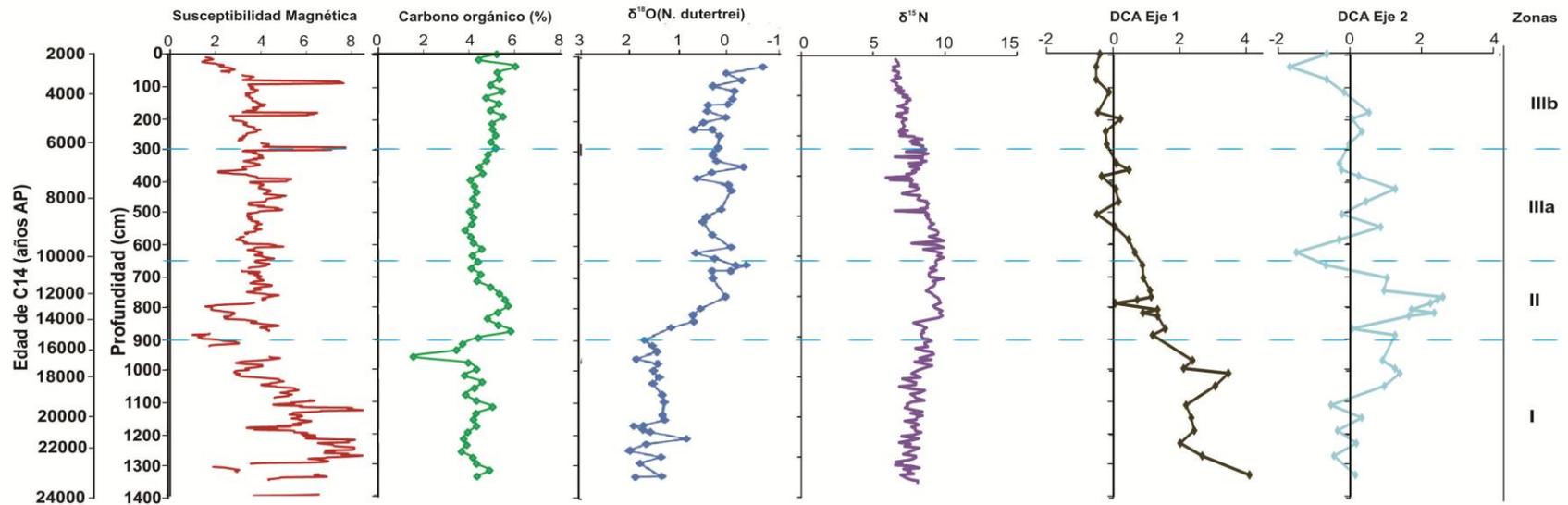
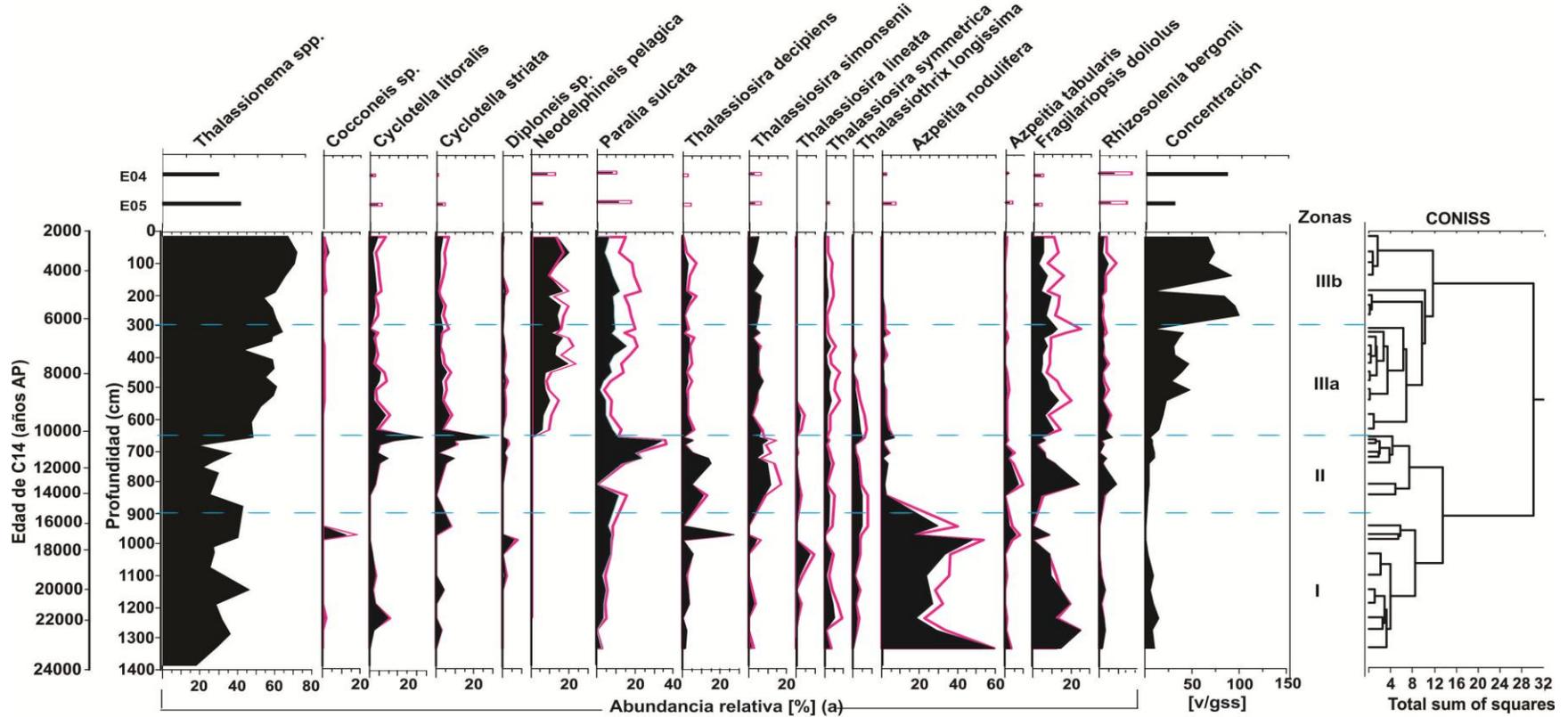


Figura 15. Principales indicadores estudiados en el núcleo. a) Abundancia relativa (%) de las especies de diatomeas más abundantes (La gráfica muestra las abundancias relativas de las especies calculadas incluyendo (negro) y excluyendo (rosa) al taxón dominante (*Thalassionema* spp.); Concentración total de diatomeas (v/gss); Zonación y Análisis de cúmulos (CONISS); Susceptibilidad Magnética; Carbono orgánico (%); Curva de $\delta^{18}\text{O}$; Curva de $\delta^{15}\text{N}$; Curva del Eje 1 (DCA); Curva del Eje 2 (DCA).

Biovolumen

Al graficar los resultados obtenidos a partir del cálculo del biovolumen se observa que la especie *Thalassionema* spp. tiene mayor biovolumen desde los 200 cm (4,800 años cal AP) hasta la cima del núcleo, mientras que para *A. nodulifera* su mayor contribución al biovolumen se encuentra en la parte inferior del núcleo desde 990cm (17,300 años cal AP) hasta el final del núcleo. Al realizar el análisis de biovolumen total (*A. nodulifera* + *Thalassionema* spp.) se puede observar que a lo largo de todo el núcleo la mayor contribución de biovolumen está dada por la especie *A. nodulifera*, a excepción del intervalo de 200 a 3cm (4,800 a 2,000 años cal AP), donde el biovolumen está dominado por *Thalassionema* spp. debido a la ausencia de *A. nodulifera*. (Fig. 16).

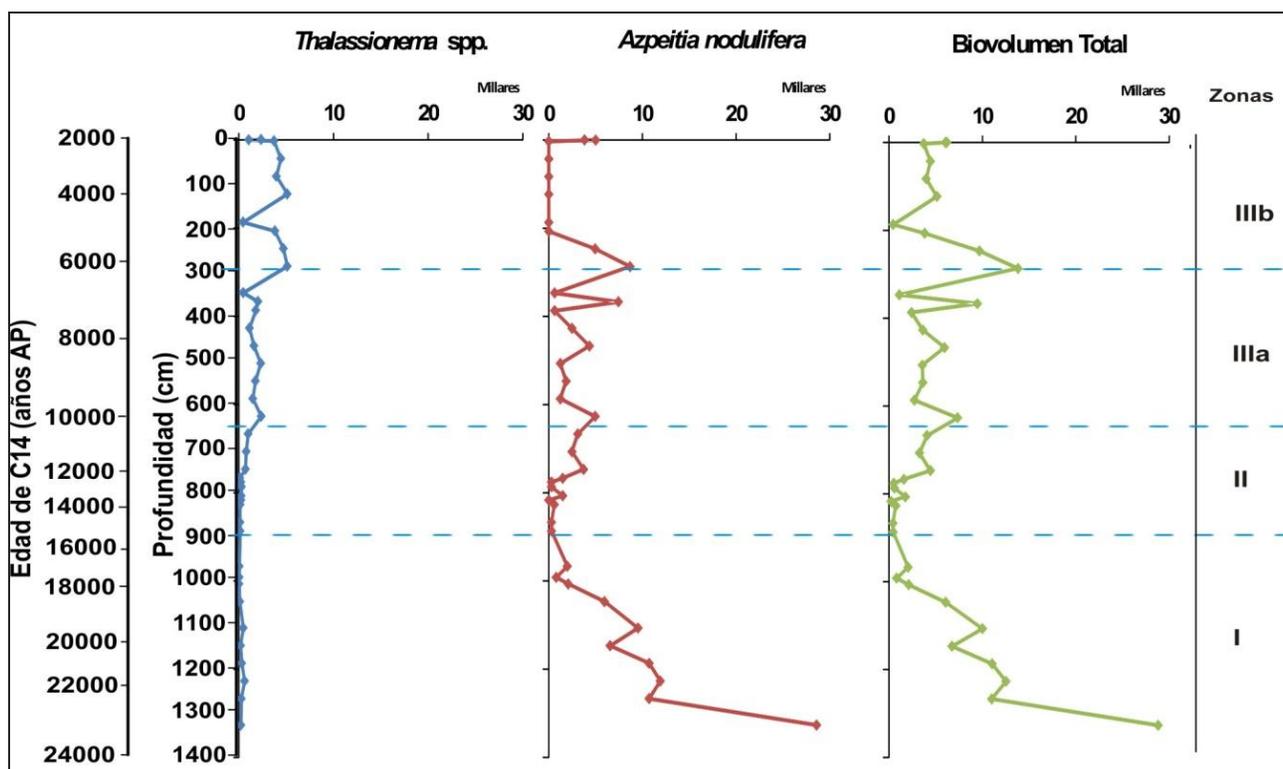


Figura 17. Biovolumen de las especies *Thalassionema* spp. y *Azpeitia nodulifera*

Ecología de diatomeas

Las reconstrucciones paleoambientales se basan en la premisa de que las condiciones en las que viven las especies en el presente son análogas a las condiciones en las que vivieron en el pasado. Por lo tanto, para realizar una reconstrucción paleoceanográfica es necesario conocer la ecología actual de las especies de diatomeas presentes en el registro, y así poder definir las condiciones ambientales que indica cada una.

Azpeitia nodulifera es una especie planctónica, comúnmente encontrada en regiones de aguas cálidas (Hasle y Syvertsen, 1997), principalmente se presenta en aguas superficiales tropicales y en el Océano Pacífico Ecuatorial. Es una especie asociada con baja disponibilidad de nutrientes bajo condiciones de aguas cálidas y estratificadas durante el verano, indicando producción primaria baja (Schrader et al., 1993; Sancetta, 1995; Barron, 2003, 2007). Bajo estas condiciones cuando se encuentra presente esta especie en el registro sedimentario indicara que en ese momento existieron condiciones de columna de agua estratificada y cálida. Se ha observado la presencia de *A. nodulifera* en el Golfo de California durante eventos de El Niño/Oscilación del Sur, donde las condiciones de la TSM tienden a ser cálidas, estratificadas y con pocos nutrientes (Sancetta, 1995; Barron, 2007).

Durante el UMG se ha reportado la presencia de *A. nodulifera* preferencialmente con individuos de talla grande ($>60 \mu\text{m}$) (Burckle y Mclaughlin, 1997) los cuales contribuyen con un mayor aporte en biomasa. La presencia de esta especie durante esta etapa se vio favorecida por condiciones de aguas cálidas y estratificadas. Estas condiciones ambientales se fueron perdiendo durante la deglaciación y el holoceno, es por ello que el cambio climático se puede ver reflejado en el aumento de la abundancia de *A. nodulifera* con individuos de gran diámetro.

Algunas especies como *Azpeitia tabularis* var. *egregius*, *Rhisozolenia bergonii* y *Thalassiosira lineata* se han reportado en aguas tropicales y subtropicales del Pacífico (Romero et al., 2011; Kemp et al., 2000; Tomas, 1997; Hernández-Becerril, 1987). Estas especies son indicadores de aguas cálidas debido a que aparecen durante el verano cuando la columna de agua se encuentra estratificada. Es especial *R. bergonii* se encuentra a una profundidad de 105-130 m en condiciones de estratificación (Kemp et al., 2000).

Thalassionema spp. es un taxón de especies planctónicas, presente en zonas costeras, principalmente en zonas templadas y subtropicales (Sancetta,

1995; Barron et al., 2003). Es un taxón típico de rápido crecimiento durante las floraciones de primavera o en condiciones de surgencia asociado con aguas más frías durante esta temporada (Sancetta et al., 1992; Kemp et al., 2000; Barron et al., 2003). También es reportada su aparición durante el invierno (Kemp et al., 2000; Barron et al., 2010). En general, aparece en condiciones con alto contenido de nutrientes y con una termoclina poco profunda (Schrader et al., 1993; Barron et al., 2012), tiene una alta dispersión desde aguas costeras hacia áreas más pelágicas (Romero y Armand, 2010; Romero et al., 2008). La presencia de *Thalassionema* spp. se ha reportado (Kemp et al., 2000; Barron, 2004) en condiciones de mezcla turbulenta lo que está asociado con ambientes ricos en nutrientes. Esta especie tiene una distribución similar a la del foraminífero *Globigerina bulloides*, la cual también es indicadora de surgencia. En el GT este taxón es muy representativo por ser una zona con una época de surgencias muy marcada y la aparición de este taxón en el registro sedimentario es indicador de ambientes de surgencia.

Thalassiothrix longissima vive en la nutriclina, con condiciones bajas de luz, donde tienen un crecimiento lento durante el verano (Pike y Kemp, 1996). Cuando la termoclina se rompe (inicio invierno) por condiciones de surgencia esta especie se deposita en el sedimento (Pike y Kemp, 1999; Kemp et al., 2000). La presencia de esta especie en el registro indica condiciones de mezcla cuando las condiciones de estratificación se rompen.

Por otro lado hay un grupo que es de ambientes bentónicos/costeros (*Cocconeis* sp. (Hernández-Becerril y Álvarez, 1983), *Cyclotella striata* (Tomas, 1997), *Cyclotella litoralis* (Tomas, 1997), *Diploneis* sp. (Sancetta, 1995), *Paralia sulcata* (Barron et al., 2012) y *Thalassiosira decipiens* (Hernández-Becerril y Tapía-Peña, 1995)), las cuales se encuentran asociadas al litoral, donde generalmente viven en profundidades de agua >9 m (Hernández-Becerril y Álvarez, 1983; Sancetta, 1995; Whitehead y McMinn, 1997). La abundancia de estas especies se encuentra influenciada por las variaciones en el aporte de agua dulce (ríos), condiciones de mezcla, o procesos que afectan el transporte de sedimentos (Barron et al., 2012). El registro de diatomeas costeras en sedimentos marinos puede aportar evidencia del transporte de estas especies desde la costa. En el GT este desplazamiento se puede asociar con los vientos Tehuanos, con los eventos de huracanes o por aporte de ríos que ayuden al arrastre de estas especies hacia mar adentro.

En especial la especie *C. litoralis* cuando es encontrada cerca de la costa, es indicadora de baja producción en aguas cálidas, estratificadas y con concentración de nutrientes limitados durante el verano y el inicio del otoño (Sancetta, 1995; Barron, 2003,2007). Sancetta (1995) reporta que esta especie

puede ser retirada del sedimento cuando existe una reducción en la producción de diatomeas y el aumento en la disolución del sílice biogénico, debido a que es una diatomea pequeña y delicada. Sin embargo, cuando esta especie se encuentra lejos del litoral, indica que fue transportada por algún proceso físico. De acuerdo a estas condiciones, Romero et al. (2009) reporta que *C. litoralis* es indicadora de aguas ricas en nutrientes, apareciendo en el registro en periodos de alta producción y exportación de esta especie durante el invierno. También se ha observado que su comportamiento tiende a ser opuesto al comportamiento de *Azpeitia nodulifera*, es decir, cuando hay valores altos de *C. litoralis* coincide con valores bajos de *A. nodulifera* (Barron, 2007).

Para otras especies su ecología no es tan clara, se reportan condiciones ambientales diferentes según el autor, es por ello que de acuerdo a la distribución de estas especies en el núcleo sedimentario ME0005A-3JC se le asignara alguna asociación ambiental:

Fragilariopsis doliolus: Sancetta (1995) reporta esta especie como dominante durante el bloom de invierno, representando máxima producción seguido de la aparición de los vientos (Sancetta, 1995). Esta especie ha sido reportada en asociación con *Thalassiosira lineata* como indicadora de la producción de primavera y se ha encontrado con valores altos durante el holoceno y valores irregulares durante el último periodo glacial e interglacial (Sancetta, 1995). Otros autores como Hustedt (1959), Sancetta et al. (1992), Schrader (1993), Hasle y Syvertsen (1997), Barron et al. (2003), Romero et al. (2011), y Romero y Armand (2010), reportan a esta especie como oceánica, asociada con aguas cálidas durante el verano y el inicio del otoño, estratificadas y con baja disponibilidad de nutrientes. En este trabajo esta especie se encuentra presente a lo largo de todo el núcleo, teniendo ciertas fluctuaciones, donde *F. doliolus* tiene un comportamiento casi opuesto al de la especie *P. sulcata*, lo que podría sugerir que se presenta durante periodos sin viento o mezcla.

Thalassiosira simonsenii ha sido reportada como de ambientes tropicales-subtropicales, asociada con aguas cálidas (Hernández-Becerril, 1987; Meave del Castillo, 1999). Sin embargo, también se ha encontrado en aguas frías (Hernández-Becerril y Tapía-Peña, 1995). En este estudio se observa que su distribución es muy similar a la de *F. doliolus*, sugiriendo a su vez que se presenta en condiciones sin mezcla o acción del viento (verano).

Thalassiosira symmetrica es una especie oceánica, ampliamente distribuida en aguas templadas y tropicales (Fryxell y Hasle, 1972). En el registro sedimentario tiene una distribución muy homogénea, donde sus mayores variaciones ocurren durante los cambios entre las zonas establecidas

anteriormente, este comportamiento puede sugerir que su abundancia tiende a disminuir durante los periodos de mayor cambio ambiental y después se vuelven a restablecer los valores en su abundancia.

Para la especie *Neodelphineis pelagica* no se han encontrado datos en la literatura sobre su ecología, sin embargo de acuerdo a su distribución en el núcleo se puede inferir que tiene preferencias por condiciones de aguas frías o con condiciones de mezcla turbulenta, ya que solo se encuentra en la cima del núcleo (zona III), asociada principalmente con *Thalassionema* spp., debido a que tienen una distribución similar en esta zona.

Con base en la ecología reportada y en la distribución de diatomeas en el registro sedimentario, se definen tres asociaciones ambientales que reflejan características contrastantes (Tala 4): 1) aguas cálidas que indican condiciones de columna de agua cálida, estratificada, con una termoclina profunda y con bajo contenido de nutrientes; 2) surgencia que indican condiciones de columna de agua fría, mezclada, con una termoclina somera y alto contenido de nutrientes, debido a la acción de los vientos Tehuanos durante el invierno y la primavera; 3) bentónica/litoral indican condiciones de viento y columna de agua mezclada debido a que las especies asociadas con esta condición ambiental habitan cerca de la costa, ya sea libremente o adheridas al sustrato, y su presencia en el área de estudio se debe a que fueron transportadas por el viento.

Tabla 4. Listado de las especies de diatomeas que fueron asignadas a cada una de las categorías ambientales

Condición Ambiental	Especie
Aguas Cálidas	<i>Azpeitia nodulifera</i>
	<i>Azpeitia tabularis</i> var. <i>egregius</i>
	<i>Fragilariopsis doliolus</i>
	<i>Rhisozolenia bergonii</i>
	<i>Thalassiosira lineata</i>
	<i>Thalassiosira simonsenii</i>
Surgencia	<i>Thalassionema</i> spp.
	<i>Thalassiotrix longissima</i>
	<i>Neodelphineis pelagica</i>
Bentónica/litoral	<i>Cyclotella litoralis</i>
	<i>Cyclotella striata</i>
	<i>Cocconeis</i> sp.
	<i>Diploneis</i> sp.
	<i>Paralia sulcata</i>
	<i>Thalassiosira decipiens</i>

Relación con Foraminíferos Planctónicos

Se encontró que la distribución estratigráfica de tres especies de foraminíferos planctónicos correlaciona estrechamente con la de las diatomeas (Fig. 17), existiendo por ejemplo correlación entre la ecología y la distribución de *N. dutertrei* y *A. nodulifera* en la base del núcleo, donde estas dos especies tienen su mayor abundancia, y de *G. bulloides* y *Thalassionema* spp. en el resto del núcleo donde tienen una distribución similar.

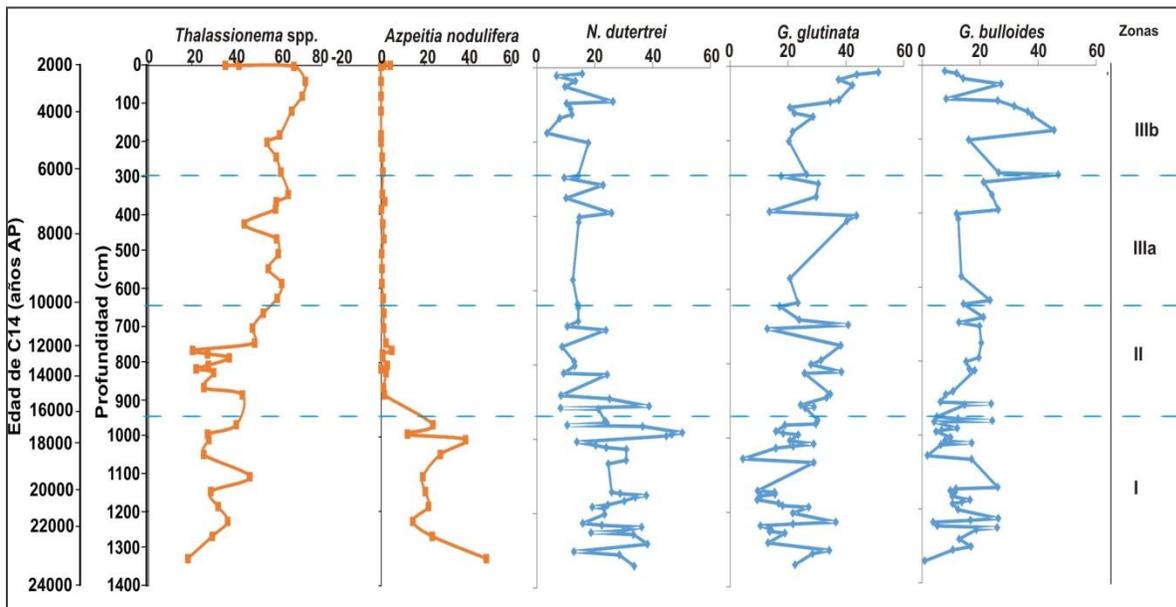


Figura 17. Comparación de la distribución de abundancia relativa (%) de foraminíferos planctónicos (azul) con diatomeas (naranja) a lo largo del núcleo ME005A-3JC.

Reconstrucción Paleoceanográfica

A partir de los resultados del análisis de DCA (Fig. 15), la abundancia absoluta y relativa de diatomeas (Fig.15), el análisis de cúmulos (CONISS) (Fig. 15), la curva de $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 15), el análisis de biovolumen (Fig. 16) y la distribución de foraminíferos planctónicos (Fig. 17) en el núcleo ME0005A-3JC se pueden distinguir tres periodos. Estos periodos están definidos con base en las condiciones ambientales que se encontraron en el GT, tales como temperatura y surgencia en la columna de agua, más que con su etapa geológica a nivel global. Los resultados obtenidos se compararon con los resultados de los valores de $\delta^{15}\text{N}$ realizados en el mismo núcleo por Thunell y Kepple (2004) y con otro trabajo de nutrientes limitantes cerca de la región de estudio realizado por Arellano-Torres et al. (2011):

I. Ultimo Máximo Glaciar (23,400-15,500 años cal AP)

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ para este periodo son positivos ($>1\text{‰}$), correspondientes con el MIS2 y con condiciones climáticas frías características del Ultimo Máximo Glaciar. Este periodo también está caracterizado por una asociación de diatomeas con afinidades ecológicas hacia aguas cálidas y estratificadas, en particular por *Azpeitia nodulifera* y *Fragilariopsis doliolus*, esta asociación de diatomeas se correlaciona con la distribución del foraminífero planctónico *Neogloboquadrina dutertrei* el cual también es una especie de aguas cálidas. Esta relación de especies sugiere que durante el UMG en el GT la columna de agua estaba predominantemente estratificada, con condiciones de termoclina estable y profunda. Sin embargo, en la asociación de diatomeas están presentes *Cyclotella litoralis*, *Thalassiosira decipiens*, *Diploneis* sp. y *Cocconeis* sp., las cuales son especies bentónicas/litorales y *Thalassionema* spp. es una especie indicadora de eventos de surgencia. La presencia de las especies bentónicas/litorales en el registro indica que pudieron haber sido arrastradas desde la costa por algún proceso físico (viento). Se observa que cuando su abundancia aumenta la presencia de las especies cálidas tiende a disminuir, sugiriendo que existieron eventos de acción del viento sobre la columna de agua.

De acuerdo con la distribución y ecología de *Thalassionema* spp. en esta parte del registro, esta especie sugiere que durante el UMG existieron eventos de mezcla, aunque de menor duración con respecto al Holoceno.

Las condiciones oceanográficas del GT que se infieren para esta etapa son con una columna de agua predominantemente estratificada y con una termoclina profunda. Dado que actualmente en el GT las temperaturas más frías están asociadas a la surgencia por los vientos Tehuanos durante el invierno, es posible que durante el UMG la intensidad de estos vientos fuera de menor intensidad o que la temporada de estos vientos fuera más corta, no alcanzando a romper la termoclina profunda.

Estas condiciones pudieron deberse a dos factores principales. El primero es debido al gran espesor (3 km) de la capa de hielo Laurentide durante el UMG, el flujo de los vientos provenientes del norte fueron bloqueados, provocando que su intensidad se debilitara al llegar al Golfo de México y por lo tanto al Golfo de Tehuantepec (COHMAP Members, 1988; Peltier, 2004) explicando así la disminución de la mezcla turbulenta sobre el GT. El segundo aspecto que puede explicar un menor efecto de los Tehuanos sobre la columna de agua en el GT es la reducción de la superficie marina dentro del Istmo de Tehuantepec y el aumento correspondiente en la extensión continental (~220-350 km) causada por la disminución del nivel del mar durante el UMG (~130 m) (Murray-Wallace y Woodroffe, 2014), provocando que la acción de los Tehuanos (fetch) disminuyera al tener solo 100 km de radio de acción, mientras que en la actualidad este es de 200-300 km.

Otro factor que puede explicar vientos débiles y baja surgencia es el hecho que durante el UMG la estacionalidad era menos marcada con respecto al holoceno, debido a que la diferencia entre la insolación de invierno y verano era pequeña (Fig. 18), sugiriendo que los inviernos eran menos fríos y los veranos menos cálidos. En un escenario donde el invierno no es muy frío y donde la estacionalidad no es muy marcada, se sugiere que las condiciones de temperatura de mar eran más homogéneas favoreciendo una columna de agua estratificada y con una menor acción de vientos Tehuanos durante el invierno.

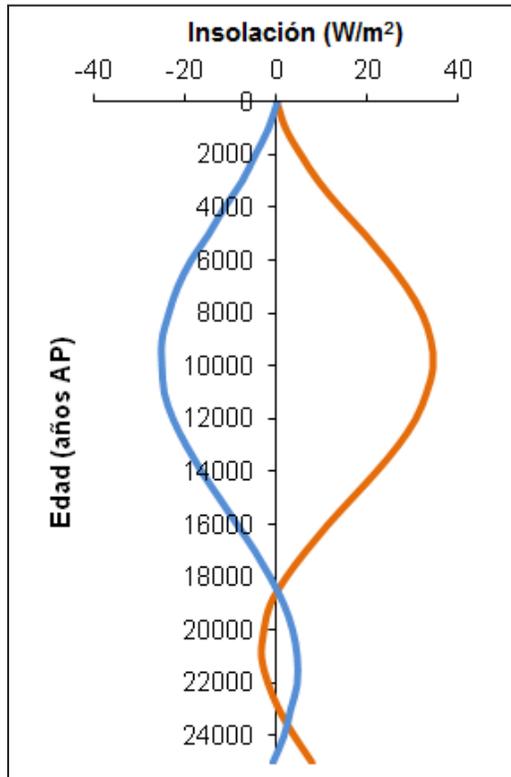


Figura 18. Insolación de invierno (azul) y verano (naranja) a 20°N (Berger, 1992).

La baja concentración de diatomeas con respecto al Holoceno coincide con la interpretación de que los Tehuanos eran más débiles o de poca duración por lo que la mezcla vertical y la concentración de nutrientes también eran menores. Sin embargo, para esta etapa la biomasa total es mayor comparada con el Holoceno. En esta sección la mayor contribución de biomasa está dada principalmente por *A. nodulifera*, la cual a pesar de encontrarse en menor concentración, es una especie de gran tamaño lo que le permite aportar la mayor biomasa.

Bajo esta perspectiva se propone que a pesar de que la cantidad de valvas de diatomeas sea baja, la productividad primaria asociada a diatomeas no fue tan baja durante esta etapa. La baja abundancia de las valvas durante el UMG puede estar asociada, más que con una baja productividad, con un efecto de disolución, al haber un aporte más alto de sedimentos como lo sugieren los altos valores de susceptibilidad magnética en esta parte del registro.

Este mayor aporte sedimentario también puede contribuir de la misma manera (efecto de disolución) a los bajos niveles de materia orgánica en esta parte de la secuencia. El aporte de terrígenos en el GT se pudo haber dado por procesos fluviales y eólicos que afectaban la costa, la cual se encontraba más

cerca debido a la disminución del nivel del mar. Estos procesos de dilución de las valvas se ve reflejado en la baja concentración de diatomeas dado que las muestras que se encontraban entre la terminación del UMG y el inicio de la deglaciación no se pudieron contar debido a que no se alcanzo el mínimo de valvas por muestra.

Datos de $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ del mismo núcleo (ME0005A-3JC) indican que durante el UMG en el GT la desnitrificación era baja ($\delta^{15}\text{N}_{\text{org}} \sim 7\text{-}8\text{‰}$) (Thunell y Kepple, 2004) en relación con la deglaciación ($\delta^{15}\text{N}_{\text{org}} \sim 9\text{‰}$) y el Holoceno temprano ($\delta^{15}\text{N}_{\text{org}} \sim 6.5\text{-}9.8\text{‰}$). Esto implica que el punto donde se ubica el núcleo, tenía niveles de oxígeno más altos que inhibían la desnitrificación. Bajo condiciones ricas en oxígeno, los bajos niveles de materia orgánica también pueden ser explicados por una degradación más eficiente y no son irreconciliables con la interpretación de una mayor productividad de diatomeas. Al haber menores tasas de desnitrificación debió de existir una mayor disponibilidad de nutrientes (N) en la columna de agua, y por lo tanto mayor productividad del fitoplancton aun en un escenario de baja intensidad de vientos y surgencia. La presencia de sedimentos bioturbados (masivos, no laminados), para este intervalo, apoyan esta interpretación. Esta elevada productividad no se ve claramente reflejada en la concentración de diatomeas, pero si en los datos de biovolumen, donde se observa una elevada biomasa de diatomeas durante esta etapa debido al incremento de nutrientes.

Es posible que el aumento de nutrientes no solo haya involucrado al N sino que durante el UMG se ha propuesto que hubo un mayor aporte de Fe al océano, y en particular al Pacífico tropical, por un mayor transporte de polvos del continente debido a condiciones continentales más secas (Pichevin et al., 2009). En la región de la cuenca de Panamá el aporte Fe tuvo valores de casi el doble de lo que es actualmente (Pichevin et al., 2009), favoreciendo una mayor productividad sobre todo de diatomeas y el aumento en el secuestro de CO_2 atmosférico. Gracias a este aporte de Fe en esta zona, se ha reportado que la concentración de NO_3 disminuyó debido a su alto consumo dejando así un excedente de $\text{Si}(\text{OH})_4$, este excedente fue transportado fuera de esta región hacia zonas donde el Si es un nutriente limitante como por ejemplo el GT (Pichevin et al., 2009; Arellano-Torres et al., 2011). Para el GT este aporte de $\text{Si}(\text{OH})_4$ no se ven reflejadas en el registro sedimentario como un mayor número de valvas, pero si es consistente con los elevados valores de biovolumen al verse favorecidas predominantemente especies con mayor tamaño y mayor grado de silificación como la especie *A. nodulifera*.

La presencia de especies con afinidades ecológicas hacia aguas cálidas sugieren que existió una incursión de corrientes cálidas (CCCR) hacia el GT, las

cuales pudieron provenir de la región de Panamá, donde durante el UMG hubo un incremento en la surgencia debido al desplazamiento hacia el sur del ZCIT y por lo tanto la intensificación en esta zona de los vientos Alisios (Patrick y Thunell, 1997). De esta manera esta corriente pudo haber transportado nutrientes hacia el GT, favoreciendo el incremento de productividad.

Las asociaciones de diatomeas presentadas en este trabajo coinciden en indicar una mayor estratificación, pero sugieren que la productividad no fue tan baja, al verse favorecidas especies de mayor talla. Con base en las asociaciones de diatomeas indicadoras tanto de eventos de surgencia como de aguas cálidas se sugiere que durante el UMG en el GT los periodos de estratificación predominaban sobre los eventos de surgencia, una condición que es similar a las condiciones asociadas actualmente con el fenómeno de El Niño y por lo que algunos autores han sugerido que durante el UMG existían condiciones permanentes similares a El Niño (Koutavas et al., 2002; Stott et al., 2002) que coinciden con aguas relativamente cálidas, poca turbulencia vertical del mar y baja productividad.

II. Deglaciación (15,500-10,400 años cal AP)

Este periodo corresponde con el paso entre los valores altos de $\delta^{18}\text{O}$ del UMG (MIS2) y los valores bajos de $\delta^{18}\text{O}$ del Holoceno (MIS1), cuando se dieron cambios abruptos en las condiciones climáticas, que llevaron a un aumento en la temperatura del planeta, iniciando el deshielo de los casquetes y el aumento en el nivel del mar. Este periodo se asocia con una parte de la Terminación 1 (T1, ~17,000-11,000 años) el cual corresponde con una etapa de deglaciación rápida que precede la transición entre el final del Pleistoceno y el inicio del Holoceno. Durante este periodo se pueden distinguir en el registro de Tehuantepec dos etapas de cambios en las condiciones ambientales:

1. De 15,500 a 12,700 años cal AP (900-790 cm) se observa la disminución en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (1.8 a 0‰), sugiriendo un aumento en la temperatura. En la asociación de diatomeas se observa la disminución de especies indicadoras de estratificación (*A. nodulifera*, *A. tabularis*) y el incremento de especies bentónicas/litorales (*P. sulcata*, *T. decipiens*) y de condiciones de surgencia (*Thalassionema* spp., *Thalassiothrix longissima*). La presencia en la secuencia de estas especies asociadas al litoral indican que fueron transportadas desde la costa por la acción del viento, sugiriendo una reactivación de los vientos que afectan al GT (Nortes y Alisios) incrementando la intensidad de la mezcla vertical. Esta agrupación de especies se correlaciona con la distribución del foraminífero

Globigerinita glutinata, el cual también tiene afinidad por una columna de agua mezclada. Dado que el núcleo se encuentra ubicado en la parte oeste del golfo, justo donde se produce el giro anticiclónico durante los eventos Tehuanos, esta transición de vientos débiles a vientos más fuertes se logra registrar con esta asociación de especies.

En el registro se observa que cuando las especies indicadoras de aguas cálidas como *F. doliolus*, *R. bergonii*, *T. simonsenii* y *A. tabularis* aumentan, las especies bentónicas y de surgencia disminuyen y viceversa, sugiriendo estacionalidad. Esta condición se ve reflejada en los valores de insolación (Fig. 18), donde se observa que la diferencia entre la insolación de invierno y verano es muy marcada, con inviernos más fríos y veranos más cálidos. Sin embargo, en general se observa que en esta etapa la concentración de las especies bentónicas y de surgencia comienza a incrementar con respecto al UMG, sugiriendo un incremento en la mezcla de la columna de agua. Sin embargo, esta etapa es la de menor cantidad de diatomeas en forma de valvas y de menor biovolumen.

Estos cambios en las asociaciones de diatomeas también se observan en los valores de SM y C_{org}. Cuando están presentes las diatomeas con afinidades ecológicas hacia aguas cálidas se asocia con la disminución de C_{org} y SM, mientras que cuando están presentes las especies bentónicas/litorales y las indicadoras de surgencia estos valores tienden a incrementar, indicando mayor intensidad de vientos, aporte de terrígenos y turbulencia en la columna de agua.

Debido al aumento en la temperatura durante esta etapa, la capa de hielo Laurentide redujo su grosor y tamaño lo suficiente como para que las corrientes de viento provenientes del norte incrementaran su intensidad (COHMAP members, 1988), dando como resultado mayor intensidad de los vientos Tehuanos y mayor mezcla vertical durante el invierno-primavera en el GT. Sin embargo, se dieron fluctuaciones entre periodos de mezcla y periodos de estratificación. Para esta etapa el nivel del mar comenzó a incrementar, favoreciendo un mayor radio de acción de los vientos Tehuanos.

2. De 12,700 a 10,400 años cal AP (790 a 650 cm) es una etapa que correlaciona cercanamente con el evento del Younger Dryas (YD, 12,900 a 11,600 años), correspondiente a un periodo corto de enfriamiento del planeta (Barron et al., 2003) que es consistente con el ligero incremento observado en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (0 a 0.5‰). Esta condición de temperatura se ve reflejada en el cambio de los conjuntos de especies de diatomeas en el GT. Se observa que las especies bentónicas *C. litoralis*, *C. striata* y *P. sulcata* tienden a incrementar alcanzando su mayor abundancia en todo el registro, también se observa un ligero incremento de

Thalassiothrix longissima. Esta asociación de especies se correlaciona con una disminución en todas las especies de aguas cálidas, indicando la persistencia de aguas más frías y mezcladas, debido a que a pesar de que no se continuó con el deshielo de Laurentide y de que los vientos eran de la misma intensidad que la etapa anterior (15,500 a 12,700 años cal AP), la persistencia de estos vientos pudo haberse dado durante mayor tiempo, incrementando la mezcla de la columna de agua y la concentración de nutrientes. Sin embargo esta condición de viento no se ve reflejada en la concentración de diatomeas debido a algunos procesos que se dieron durante esta etapa generaron la limitación de algunos nutrientes y por lo tanto se dio una baja productividad.

La persistencia de los vientos Tehuanos se puede asociar con el incremento en los valores de SM y del Eje 1 del DCA, relacionados con el aporte de terrígenos debido a la acción del viento y a una asociación de especies de diatomeas indicadoras de condiciones de mezcla, respectivamente.

Se postula que durante la deglaciación los niveles de Fe en el mar comenzaron a decrecer, actuando como un limitante de la productividad primaria en el océano, reduciendo el secuestro de C y favoreciendo un incremento de CO₂ atmosférico (Pichevin et al., 2009). Estas condiciones se pueden asociar con el aumento radiativo en verano (2.4 W/m²), repercutiendo directamente en un incremento térmico global de aproximadamente de 1°C (Uriarte, 2004). Durante esta etapa el δ¹⁵N comenzó a aumentar (~9‰) en el GT (Thunell y Kepple, 2004) incrementando la desnitrificación y por lo tanto disminuyendo la cantidad de N disponible para el fitoplancton. En este momento es cuando la productividad de diatomeas en el registro es mínima, y se presenta un recambio de especies. El incremento en la curva de materia orgánica parece reflejar, más que una mayor productividad, una mayor preservación del sedimento al establecerse las condiciones de oxígeno mínimo en la zona de estudio (300-800 m). Estas condiciones pobres en oxígeno también son consistentes con la presencia de sedimentos predominantemente laminados durante esta etapa.

La deglaciación en el GT fue un periodo de transición donde se alternaron periodos cálidos y fríos, pero en general las condiciones de temperatura eran mayores que durante el UMG. La asociación de diatomeas indica que existió un incremento en la intensidad de los vientos (Tehuanos y Alisios) generando surgencia durante ciertos periodos, sin embargo durante esta etapa la productividad fue menor debido a una intensa limitación de Fe y N.

III. Holoceno (10,400 – 2,000 años cal AP)

IIIa. 10,400 – 6,050 años cal AP

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ tuvieron variaciones entre -0.5 y 0.5 ‰, lo que es menor que en la deglaciación, sugiriendo un cambio hacia climas más cálidos, que favorecieron que el ^{16}O que se encontraba atrapado en la criósfera fuera liberado hacia el mar. A partir de esta etapa la asociación de diatomeas se encuentra dominada por una mayor riqueza de especies asociadas al litoral (*C. litoralis*, *C. striata*, *T. decipiens*), de especies indicadoras de surgencia (*Thalassionema* spp. y *Thalassiothrix longissima*) y la aparición de *N. pelágica*, la cual por su distribución se asocia con condiciones de agua fría o de mezcla debido a que tiene una abundancia similar a la de *Thalassinema* spp. Esta asociación de especies se correlaciona con la disminución de las especies indicadoras de estratificación, principalmente de *A. nodulifera*, *A. tabularis* y *T. lineata*.

Debido a que los valores del Eje 1 del DCA disminuyen drásticamente y a que existen más de dos unidades de diferencia entre los valores del UMG y esta etapa, se observa un recambio en la ecología de especies. Para esta etapa el Eje 1 se correlaciona con las diatomeas bentónicas y de surgencia, las cuales tienen una distribución similar al foraminífero planctónico *Globigerina bulloides* indicando mayor mezcla en la columna de agua. La asociación de diatomeas y su incremento en la concentración total sugieren un incremento en la productividad por eventos de surgencia. Además la biomasa también tiende a incrementar principalmente por la presencia de *A. nodulifera* a pesar de que la abundancia de *Thalassionema* spp. es mayor que la de esta especie.

En la asociación de diatomeas se tienen fluctuaciones de especies de aguas cálidas como *F. doliolus* y *T. simonsenii*, las cuales tienen valores más altos cuando las especies bentónicas tienden a disminuir, principalmente *C. litoralis*, *C. striata* y *P. sulcata*. La relación de estas especies sugiere que en el GT existía mayor estacionalidad, donde durante el verano se tenían condiciones de aguas más cálidas y estratificadas presentándose especies con estas afinidades y durante el invierno se presentaba la acción de los vientos Tehuanos aumentando la concentración de especies bentónicas y de surgencias. Estas condiciones estacionales son consistentes con los datos de insolación (Fig. 18) donde la diferencia entre la insolación de invierno y verano eran máximos durante esta etapa, es decir, se tenían veranos más cálidos e inviernos más fríos, con respecto a la deglaciación y el UMG. La presencia de inviernos más fríos se correlaciona con una mayor intensidad de vientos del Norte y por lo tanto el incremento de los vientos Tehuanos.

Debido a la presencia de diatomeas indicadoras de mezcla y a la asociación de foraminíferos presentes durante este periodo en el GT, se puede sugerir que en esta primera parte del Holoceno los eventos de surgencia persistían por más tiempo en el año que en la deglaciación, lo que produjo mayor mezcla vertical e incremento de nutrientes. Estas condiciones se ven reflejadas en el incremento de la concentración y biomasa de diatomeas en comparación con la etapa anterior.

La persistencia de mezcla durante más tiempo se puede derivar de dos procesos, el primero es que la intensidad de los vientos Tehuanos incremento debido a que a partir de esta etapa los vientos del norte ya no se encontraban bloqueados por el casquete de hielo (COHMAP members, 1988). Y el segundo proceso que pudo estar contribuyendo a la mezcla vertical en la zona es el desplazamiento hacia el norte de la ZCIT sobre todo durante el verano (Haug et al., 2001), lo que incrementaría la intensidad de los Alisios y posiblemente la incidencia de huracanes en la zona.

IIIb. 6, 050 – 2,000 años cal AP

Esta etapa corresponde con los valores más bajos de $\delta^{18}\text{O}$ dentro del núcleo (-1.0 a 0.5‰), lo que indica que el volumen de hielo se redujo hasta alcanzar valores similares a los modernos. La asociación de especies de diatomeas durante esta etapa es similar a la de la etapa anterior dominada por una especie de surgencia (*Thalassionema* spp.) en asociación con especies bentónicas, solo que las abundancias tanto de *Thalassionema* spp. como de la concentración total de diatomeas alcanzan sus valores máximos, indicando mayor productividad.

En general en esta zona las especies bentónicas reducen sus concentraciones, mientras que *Thalassionema* spp. aumenta su concentración y su biomasa aunque *A. nodulifera* sigue teniendo el mayor aporte de biovolumen a excepción de cuando esta especie desaparece del registro (5,000 años cal AP). Sin embargo, los valores de biomasa para esta etapa son menores con respecto al UMG, mientras que la concentración valvar es mayor, sugiriendo que el aumento de la productividad está relacionada con el incremento de la intensidad de los vientos Tehuanos más que con la concentración de nutrientes en la columna de agua. El incremento en la productividad se ve reflejado en el incremento de C_{org} asociado con incrementos puntuales de SM, sugiriendo un mayor aporte de terrígenos debido a la acción del viento. La asociación de diatomeas bentónicas e indicadoras de surgencia correlaciona con el cambio en los valores del Eje 1 del DCA y con el aumento en la abundancia del foraminífero planctónico *Globigerinita*

glutinata, basándose en su ecología, se infiere que existieron condiciones oceanográficas de capa superficial mezclada con un aumento en la productividad de fitoplancton en el GT (Arellano-Torres, 2003).

En general para todo el Holoceno el $\delta^{15}\text{N}$ disminuyó debido al incremento de fijación de nitrógeno por cianobacterias en respuesta de la reducción de NO_3 , la cual fue causada por la intensa desnitrificación de la deglaciación. Esta disminución del $\delta^{15}\text{N}$ está correlacionado con la disminución de $\delta^{18}\text{O}$ sugiriendo un cambio en las condiciones climáticas donde existió un incremento en el CO_2 atmosférico dando como resultado incremento de la temperatura (Thunell y Kepple, 2004). A pesar de estas condiciones climáticas para el GT se sugiere que para el agua superficial a pesar de tener una temperatura mucho mayor que en el UMG esta tiene mayor intensidad de mezcla turbulenta debido al incremento de la acción de los vientos Tehuanos durante el invierno y a la presencia de huracanes durante el verano.

Comparando los conjuntos de diatomeas en las muestras de sedimento superficial contra las muestras más recientes de la secuencia sedimentaria (2000 años cal AP) se observa la reaparición de *A. nodulifera*, la cual indica presencia de aguas cálidas, estratificadas y con bajo contenido de nutrientes durante el verano y otoño. La reaparición de esta especie se pudo haber dado debido al incremento de temperatura. En el registro también se observa la presencia de especies bentónicas y de surgencia indicando la presencia de vientos Tehuanos durante el invierno y la acción de los huracanes durante el verano. Esta asociación de diatomeas de aguas cálidas con especies bentónicas y de surgencia sugiere cambios ambientales estacionales, los cuales se pueden ver alterados por las actividades humanas de la región. Otro impacto que se logra registrar es el aporte de nutrientes hacia el mar, debido posiblemente a la descarga de fertilizantes u otros productos químicos, reflejando un aumento en la concentración de diatomeas, sin embargo se necesitan realizar estudios para ver cuáles son los impactos antropogénicos en la región.

CONCLUSIONES

La interpretación del registro de diatomeas así como de los demás indicadores ambientales presentados en este trabajo permite sugerir que durante el UMG se presentaron condiciones de aguas cálidas, estratificadas y con una termoclina estable y profunda en el GT. La ausencia de laminaciones, la baja preservación de C_{org} y los valores de $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ indican también que las aguas profundas no eran anóxicas. La presencia de oxígeno en las aguas profundas

redujo la tasa de desnitrificación, y junto con el incremento en el aporte de Fe (polvo) al océano durante el UMG; quedaron disponibles mayores niveles de nutrientes, favoreciendo una mayor biomasa (productividad) de diatomeas que se asociada con la presencia de especies de talla grande y frústulos muy silificados. La baja intensidad de surgencia se asocia con: 1) Condiciones similares a El Niño; 2) Menor superficie de arrastre de los vientos al disminuir el nivel del mar y con ello el diámetro de acción de los Tehuanos; 3) Bloqueo de los vientos del norte por la presencia de un casquete de hielo; 4) Menor contraste estacional asociado a una mayor insolación de invierno y menor insolación de verano respecto a la actual (inviernos poco fríos y veranos no muy cálidos).

Durante la deglaciación (15,500-10,400 años cal AP) se da un cambio drástico en las condiciones globales con el incremento de temperatura y el aumento en el nivel del mar. En el GT se observa el establecimiento de las condiciones de oxígeno mínimo en aguas profundas que favoreció un aumento en las tasas de desnitrificación y asociado a ello una disminución en la disponibilidad de N como nutriente. Por otro lado los niveles de Fe en el océano también se redujeron durante la desglaciación. Esta reducción en los niveles de nutrientes llevo a un mínimo en la productividad de diatomeas. La composición de especies indica sin embargo, una mayor intensidad en la mezcla vertical de la columna de agua que se relaciona con una mayor intensidad de vientos. Estas condiciones se asocian a: 1) Un menor bloqueo de vientos del norte al iniciarse el deshielo; 2) Desplazamiento más al norte de la ZCIT; y 3) Aumento en la estacionalidad entre verano e invierno.

Durante la primera parte del Holoceno (10,400-6,050 años cal AP) hay un cambio en la abundancia de diatomeas, sugiriendo que en el GT existía cierta estacionalidad, donde durante el verano se tenían condiciones de aguas cálidas y estratificadas y durante el invierno se presentaba la acción de los vientos Tehuanos generando una termoclina somera y eventos de surgencia asociados con aguas frías. Esta etapa está asociada con una alta estacionalidad, con veranos muy cálidos e inviernos muy fríos. Esta estacionalidad se pierde hacia la segunda parte del Holoceno (6,050-2,000 años cal AP), donde a pesar de presentar una mayor temperatura las condiciones a lo largo del año eran más homogéneas, similares a las condiciones modernas. En la actualidad es posible que los conjuntos de diatomeas modernos del GT estén indicando un impacto antropogénico asociado al calentamiento global.

Se ha especulado mucho sobre cambios en la productividad primaria del océano durante el UMG vs. el Holoceno, sugiriendo que durante el clima seco del UMG existió un aporte mayor de polvo transportado al océano fertilizando así las aguas de los océanos ecuatoriales e incrementando su productividad primaria,

funcionando como una bomba biológica que capturaría más C y podría explicar la disminución de CO₂ atmosférico que se asocia a los climas fríos durante el UMG. Sin embargo pocos estudios paleoceanográficos han involucrado directamente a los organismos fotosintéticos. En este trabajo se presenta uno de los primeros registros de diatomeas para el Pacífico Tropical Mexicano y el primero para el Golfo de Tehuantepec en donde se pueden observar directamente cambios en la productividad de diatomeas.

Si bien el enfoque tradicional para estudios de diatomeas es analizar la concentración de valvas en el sedimento, sin embargo nuestros resultados indican que entre el UMG y el Holoceno hubo un cambio drástico en las poblaciones de diatomeas, de una asociación dominada por una especie de talla grande a otra dominada por una especie de talla pequeña. Para evitar el sesgo en los datos por este factor, se decidió realizar una estimación de la biomasa que contribuyeron estas especies. Si bien las diatomeas no son los únicos organismos fotosintéticos, el biovolumen nos permite tener una mejor aproximación a los cambios en la productividad primaria del GT durante el UMG y el Holoceno.

Con esta aproximación se pudo observar que durante el Holoceno existió la mayor productividad de valvas diatomeas debido al incremento de la acción de los vientos Tehuanos sobre el océano, sin embargo durante el UMG se registró el mayor aporte de biomasa debido a la presencia de una especie de talla grande (*A. nodulifera*), sugiriendo que durante esta etapa la productividad primaria no fue baja. Finalmente se sugiere que la productividad durante este periodo glacial se dio gracias a la exportación de nutrientes provenientes del Pacífico Ecuatorial, posiblemente a través de la CCCR.

BIBLIOGRAFÍA:

Aké Castillo, J.A., Hernández-Becerril, D.U., Meave del Castillo, M.E. (1999). Species of Genus *Thalassiosira* (Bacillariophyceae) from the Gulf of Tehuantepec, Mexico *Botanica Marina*, 42. 487-503 pp.

Almaraz, R., L. (2013). Variación temporal de la comunidad de diatomeas en el noroeste del Golfo de Tehuantepec durante los meses de febrero a julio de 2006. *Tesis de Licenciatura*. Universidad del Mar, Campus Puerto Ángel. 79p.

Alley, B. R., y Clark, P. U. (1999). The deglaciation of the northern hemisphere; a global perspective. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 27:149-182p.

- Amador, J. A., Alfaro, E. J., Lizano, O. G., and Magaña, V. O. (2006).** Atmospheric forcing of the Eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.*, 69, 101-142p.
- Arellano-Torres, E. (2001).** Reconstrucción paleoceanográfica del Cuaternario Tardío del Golfo de Tehuantepec a través de su registro micropaleontológico. *Tesis de Licenciatura*. Biología, Facultad de Ciencias, UNAM. 60p.
- Arellano-Torres, E. (2003).** Variación del Patrón de Circulación Superficial del Golfo de Tehuantepec determinado por el Registro Sedimentario de Foraminíferos Planctónicos durante el Cuaternario Tardío. *Tesis de Maestría*. Geología Marina. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. UNAM. 68p
- Arellano-Torres, E., Pichevin, L. E. y Ganeshram, R. S. (2011).** High-resolution opal records from the Eastern tropical Pacific provide evidence for silicic acid leakage from HNLC regions during glacial periods. *Quaternary Science Reviews*, 30, 1112-1121p.
- Arellano-Torres, T. E., Machain-Castillo, M. L., Contreras-Rosales, L. A., Cuesta-Castillo, L. B., Ruiz-Fernández, A.C. (2013).** Foraminiferal faunal evidence for Glacial-Interglacial variations in the ocean circulation and the upwelling of the Gulf of Tehuantepec (Mexico). *Marine Micropaleontology*, 52-66P.
- Armbrust, V. E. (2009).** The life of diatoms in the world's oceans. *Nature*, 459, 185-192p. doi: 10.1038/nature08057.
- Badan, A. (1997).** La Corriente Costera de Costa Rica en el Pacifico Mexicano. En Lavin M. F. (ed). *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. Monografía 3. Unión Geofísica Mexicana. 99-112 p.
- Barron, J. A., Heusser, L., Herbert, T., and Lyle, M. (2003).** High-resolution climatic evolution of coastal northern California during the past 16,000 years. *Paleoceanography*, 18, 1020, doi:10.1029/2002PA000768
- Barron, J. A., Bukry, D., Bischoff, J. L. (2004).** High resolution paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15 000 years. *Marine Micropaleontology*. 50, 185-207p.
- Barron, J. A. (2007).** Upper pliocene and quaternary diatom biostratigraphy of deep sea drilling project Leg 54, Tropical Eastern Pacific. *U.S. Geological Survey*. 455-485p.
- Barron, J. A., Bukry, D., and Field, D. (2010).** Santa Barbara Basin diatom and silicoflagellate response to global climate anomalies during the past 2200 years. *Quaternary International*, 215, 34-44p.

- Barron, J.A., Bukry, D., Field, D.B y Finey, B. (2012).** Response of diatoms and silicoflagellates to climate change and warming in the California Current during the past 250 years and the recent rise of the toxic diatom *Pseudo-nitzschia australis*. *Quaternary International*, 1-15p.
- Barsanti, L., y Gualtieri, P. (2010).** Algae: Anatomy, Biochemistry, and Biotechnology. *CRC Press*, 325 p.
- Barton, D. E., Argote, L. M., Brown, P. J., Kosro, M., Lavin. M., Robles, M. J., Smith, L. S., Trasviña, A. & H. S. Velez. (1993).** Supersquirt: dynamics of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Oceanography*. 6: 23-31p.
- Barton, D. E., Lavín, M. F. & A. Trasviña. (2009).** Coastal circulation and hydrography in the Gulf of Tehuantepec, Mexico, during winter. *Cont. Shelf Res.* 29: 485–500p.
- Battarbee, R.W., Jones, V.J., Flower, R. J., et al. (2001).** Diatoms. In Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Vol. 3: *Terrestrial, Algal and Siliceous Indicators* (J. P. Smol, H. J. B. Birks and W. M. Last, Eds), Kluwer Academic, Dordrecht, pp. 155-202.
- Baumgartner, T., Ferreira-Batrina, V., Schrader, H., Soutar, A. (1985).** A 20-year varve record of siliceous phytoplankton variability in the central Gulf of California. *Marine Geology*, 64, 113-129 p.
- Berger, A. (1992).** Orbital Variations and Insolation Database. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology, *Data Contribution Series*, 92-007. NOAA paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- Boumaggard, El H., Gayet, J., Bobier, C., Machain, M. L., y Aguayo, E. (1998).** Distribution des sédiments sur la marge du Golfe of Tehuantepec (Pacific Oriental). Exemple d'interaction tectonique-eustatisme. *Oceanol. Acta*. 21 (1): 21-31p.
- Burckle, L. H., and Mclaughlin, R. B. (1977).** Size changes in marine diatom *Coscinodiscus nodulifer* A. Schmidt in the equatorial Pacific. *Micropaleontology*, 23, 216-222p.
- Carranza Edwards, A., Morales de la Garza, E. y Rosales Hoz, I. (1998).** Tectónica, sedimentología y geoquímica, Cap. 1:1-12. En: M. Tapía-García (Ed.) *El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos*, 240 p. Universidad Autónoma Metropolitana- Iztapalapa. ISBN 970-654-348-1.
- Cerdeira, E. S., López, S. G. (2011).** Nuevo Sistema Satelital de Monitoreo Oceánico para México. *Ciencias Marinas*, 37(2): 237-247p.

- Clarke, A. J. (1988).** Inertial wind path and sea surface temperature patterns near the Gulf of Tehuantepec and Gulf of Papagayo. *Journal of Geophysical Research*. 93 (C12): 15491-15501p.
- Coale, K. H., Johnson, K. S., Fitzwater, S. E., et al., (1996).** A massive phytoplankton bloom induced by an ecosystem-scale iron fertilization experiment in the equatorial Pacific Ocean. *Nature*, 383, 495-501.
- COHMAP Members (1988).** Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. *Science*, 241, 1043-1052 p.
- Correa-Metrio, A., Dechnik, Y., Lozano-García, S., Caballero, M. (2014).** Detrended correspondence analysis: A useful tool to quantify ecological changes from fossil data sets. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66, 135-143p.
- Crosta, X., Pichon, J. J., and Labracherie, M. (1997).** Distribution of Chaetoceros resting spores in modern peri-Anatarctic sediments. *Marine Micropaleontology* 29, 283-299p.
- Crosta, X. y Koc, N. (2007).** Diatoms: From Micropaleontology to Isotope Geochemistry. *Developmets in Marine Geology* I. Elsevier. 327-369p.
- Cupp, E. E. (1943).** Marine Plankton Diatoms of the West Coast of North America. *Bull Scripps Inst. Oceanography*. 5 (1): 1-238p.
- Emiliani, C. (1954).** Depth habitat of some species of pelagic foraminifera as indicated by oxygen isotopes ratios. *Amer. J. Sci.* 252: 142-158p.
- Falkowski, P.G., Katz, M. E., Knoll, A. H., et al. (2004).** The evolution of modern eukaryotic phytoplankton. *Science*, 305, 354-360p.
- Ferrario, M. E., Sar, E. A., nad Vernet, M. (1998).** Chaetoceros resting spores in the Gerlache Strait, Antarctic Peninsula. *Polar Biology* 19, 286-288p.
- Fiedler, P. C., and Talley, L. D. (2006).** Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review, *Prog. Oceanogr.*, 69, 143-180p. doi:10.1016/j.pocean.2006.03.008.
- Flores-Vidal, X; Durazo, R; Chavarme, C. y Flament, P. (2011).** Circulación costera en ausencia de viento en el golfo de Tehuantepec, México: Observaciones con radares de alta frecuencia. *Cienc. mar* [online]. vol.37, n.4a, pp. 493-512. ISSN 0185-3880.
- Folk, R. L. (1969).** Petrología de las rocas sedimentarias. Trad. por Schlaepfer C& Schmitter R. M. *Instituto de Geología, UNAM*. 405p.

- Fryxell, G. A., y Hasle, G.R. (1972).** *Thalassiosira eccentrica* (Ehrenb.) Cleve, T. *symetrica* sp. nov. and some related centric diatoms. *Journal of Phycology*, 8, 297-317p.
- Fryxell, G. A., Sims, P. A. & t. P. Watkins. (1986).** Systematic Botany Monographs, *Azpeitia* (Bacillariophyceae): Related Genera and Promorphology. *The American Society of Plant Taxonomist*. 13 (1):1-75.
- Ganeshram, R.S., and Pederson, T.F. (1998).** Glacial-interglacial variability in upwelling and bioproductivity off NW Mexico: Implications for quaternary paleoclimate. *Paleoceanography*, 13, 634-645.
- Ganeshram, R.S., Pederson, T.F., Calvert, S.E., McNeil, G.W., and Fontugne, M.R. (2000).** Glacialinterglacial variability in denitrification in the world's oceans: Causes and consequences. *Paleoceanography*, 15, 361-376.
- Gantner Verlag, K. G. (2003).** SEM-Studied Diatoms of Different Regions of the World Ocean. *Iconographia Diatomologica*, 10.
- Gallegos-García A. y Barberán F., (1998).** Surgencia eólica, Cap. 3: 27-34. En: M. Tapía-García (Ed.) *El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos*, 240p. Universidad Autónoma de Metropolitana-Iztapalapa, México
- García, E. (1981).** Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen. UNAM 3ª Ed., México, 252p.
- Gove, H. E. (1992).** The history of AMS, its advantages over decay counting: Applications and prospects. R. E. Taylor, A. Long y R. S. Kral (comps.). Radiocarbon after four decades. An interdisciplinary perspective. *Springer-Verlag*, 214-229p.
- Grimm, E.C. (1991-1992).** Tilia Graph 1.18. *Illinois State Museum*, Springfield.
- Grimm, E. C. (2011).** Tilia Graph 1.6. *Illinois State Museum*, Springfield.
- Hallegraeff, G.M. (1986).** Taxonomy and Morphology of the Marine Plankton Diatoms *Thalassionema* and *Thalassiothrix*. *Diatom Research*, 1:1, 57-80, DOI: 10.1080/0269249X.1986.9704958
- Hammer, Ø., D.A.T. Harper, P.D. Ryan (2001).** PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis, *Palaeontologia Electronica*, 4(1), 9pp. http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm
- Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C., Röhl, U. (2001).** Southward

Migration of the Intertropical Convergence zone through the Holocene. *Science* 293, 1304-1308p.

- Hasle, R. G., & Syvertsen E. E., (1997).** Identifying Marine Phytoplankton: Chapter 2 Marine diatoms. *Academic Press*. Florida Marine Research. St. Petersburg, Florida. 6385.
- Hendey, I. L., and Pederden, T. F. (2006).** Oxygen Minimum Zone expansion in the eastern tropical North Pacific during deglaciation. *Geophysical Research Letters*, vol. 33, No. 20. DOI: 10.129/2006GL025975
- Hernández-Becerril, D.U. y Álvarez, B.S. (1983).** Diatomeas bentónicas en Bahía San Quintín. *Ciencias Marinas*, 9 (2): 121-131p.
- Hernández-Becerril, D. U. (1987).** A checklist of planktonic diatoms and dinoflagelates from the Gulf of California. *Nova Hedwigia* 45 (1-2): 237-261.
- Hernández-Becerril, D. U., y Tapía-Peña, M. I. (1995).** Planktonic Diatoms from the Gulf of California and Coasts off Baja California: Species of the Genus *Thalassiosira*. *Botanica Marina*, 38, 543-555p.
- Hernández-Becerril, D. U. (2000).** Morfología y taxonomía de algunas especies de diatomeas del género *Coscinodiscus* de las costas del Pacífico mexicano. *Revista de Biología Tropical*. 48 (1): 7-18p.
- Hernández-Becerril, D. U., Herrera-Hernández, P., Pérez-Mendoza, A., Caballos-Corona, J.G. (2010).** Marine planktonic diatoms of the order rhizosoleniales (Bacillariophyta) from the Tropical Mexican Pacific. *Viet et Milieu*, 60 (2): 95-107p.
- Hey, R. A. (2009).** Palaeoclimate reconstructions from the Antarctic Peninsula: linking marine and terrestrial records. *Thesis submitted for the degree of PhD*. Cardiff University. 487p.
- Hilbrecht, H. (1996).** Extant planktonic foraminifera and the physical environment in the Atlantic and Indian oceans. En <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/geology/hh1996.html>. Swiss Federal Institute of Technology. Zurich Switzerland.
- Jiang, H., Zheng, Y., Ran, L. y Seidenkrantz, M. S. (2004).** Diatoms from the surface sediments of the South China Sea and their relationships to modern hydrography. *Marine Micropaleontology*, 53, 279-292p.
- Jordan, R. W. y Stickley C. E. (2010).** Diatoms as indicators of paleoceanographic events, Cap. 22: 424-453. En: Smol, P. J., Stoemer, E. F. (Ed). *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences*, 686 p. Cambridge

University Press.

Kemp, E. S., Pike, J., Pearce, B. R., Lane, B. C. (2000). The “Fall dump” – a new perspective on the role of a “shade flora” in the annual cycle of diatom production and export flux. *Deep-Sea Research II*. Elsevier. 2129-2154.

Kennett, J. P. y Srinivasan, M. S. (1983). Neogene Planktonic Foraminifera. *Hutchinson Ross Publishing Company*. New York. 260p.

Kessler, W. S. (2006). The circulation of the eastern tropical Pacific: A review, *Prog. Oceanogr.* 69, 181-217p. doi: 10.1016/j.pocean.2006.03.009.

Kienast, S.S., Calvert, S.E., and Pedersen, T. (2002). Nitrogen isotope and productivity variations along the northeast Pacific margin over the last 120 kyr: Surface and subsurface paleoceanography. *Paleoceanography*, 17, 1-17p.

Koutavas, A., Lynch-Stieglitz, J., Marchit, T.M. and Sachs, J. (2002). El Niño-like pattern in Ice Age tropical Pacific sea surface temperature. *Science*, 297, 226-230p.

Lara-Lara, J. R., Robles-Jarero, E. G., Bazán-Guzmán, M. C., y Millán-Nuñez, E. (1998). Productividad del fitoplancton, Cap. 5: 51-58. En: M. Tapía-García (Ed.) *El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos*, 240 p. Universidad Autónoma de Metropolitana-Iztapalapa, México.

Lara-Lara, J. R., et al. (2008). Los ecosistemas marinos, en Capital natural de México, vol. I: *Conocimiento actual de la biodiversidad*. CONABIO, México, pp. 135-159.

Lavín, M. F., Robles, J. M., Argote, M. L., Barton, E. D., Smith, R., Brown, J. , Kosro, M., Trasviña, A., Vélez, H. S. & J. García. (1992). Física del Golfo de Tehuantepec. *Ciencia y desarrollo*. 18 (103): 97-108p.

Lowe, J.J y Walker, M. J. C. (1997). Reconstructing Quaternary Environments (2nd edition). *Longman, Harlow*, 446 pags.

López-Fuerte, F. O., D.A. Siqueiros-Beltrones y G. De la Cruz-Agüero. (2007). Biovolumen ponderado; índice para estimar la contribución de especies en asociaciones de diatomeas bentónicas. *Hidrobiológica* 17(1):83-86p.

Lluch-Cota, S. E., Alvarez-Borrego, S., Santamaría-del Angel, E.M., Müller-Karger, F. E. & Hernández, V. S. (1997). El Golfo de Tehuantepec y áreas adyacentes: variación espacio-temporal de pigmentos fotosintéticos derivados de satélites. *Ciencias marinas*. 23 (3): 329-340p.

Machain-Castillo, M. L., Monreal-Gómez, M. L., Arellano, T. E., Merino, I. M., González,

- C. G. (2008).** Recent planktonic foraminiferal distribution patterns and their relation to hydrographic conditions of the Gulf of Tehuantepec, Mexican Pacific. *Marine Micropaleontology*, 103-119p.
- Magaña, R. V., Pérez, J. L. y Conde, C. (1998).** El fenómeno de El Niño y la Oscilación del Sur. Sus impactos en México. *Ciencias*, 51, 14-18p.
- Martínez-López, A., Siqueiros, B. D. A., Silverberg, N. (2004).** Transporte de diatomeas bentónicas sobre la plataforma continental en frente de la parte sur de la Península de Baja California. *Ciencias Marinas*, 30, 503-513p.
- McCreary, J. P., Lee, H. S. y Enfield, D. B. (1989).** The response of coastal ocean to strong offshore winds: with application to circulations in the Gulfs of Tehuantepec and Papagayo. *J. Mar. Res.*, 47(1): 81-109p.
- McGowan, J.A., (1974).** The nature of oceanic ecosystems. In: C.B. Miller (Editor), *The Biology of the Oceanic Pacific*, Oregon State Univ. Press. 9-28p.
- McLellan, H. J. (1968).** Elements of physical oceanography. *Pergamon Press*, 151p.
- Meave del Castillo, M. E. (1999).** Diatomeas planctónicas del Océano Pacífico de México. Universidad Autónoma Metropolitana. Unidad Iztapalapa. Informe final SNIB-CONABIO proyecto No. H176. México D.F.
- Meng, L. (1994).** How accurate is the random settling method of quantitative diatom analysis? A test using *Lycopodium* spore tablets. *Micropaleontology* 40, 261-266p.
- Metcalfe, S. E., y Nash, D. J. (2012).** Quaternary Environmental Change in the Tropics. *Willey-Blackwell*, 436p.
- Mix, A. C., Pisias, N. G., Goldfinger, C., Lyle, M., Liberty, H., Janik, A., Hebbeln, A., Wefer, G., and Lamy, F. (2000).** Southeast Pacific Paleoceanographic Transects, Site Survey Data Package 4: NEMO Expedition, Leg III, R/V Melville. May –june 2000: Corvallis (Oregon State University).
- Molina, C. A. y Martínez, L.M. (1994).** Oceanography of the Gulf of Tehuantepec, Mexico, indicated by radiolarian remains. *Paleoeco, Paleoclimat, Paleoecol.* 110:179-195p.
- Monreal-Gómez G. M. A. y D. A. Salas-León (1998).** Dinámica y estructura termohalina, Cap. 2: 13-26. En M. Tapía-García (Ed.) *El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos*, 240 p. Universidad Autónoma de Metropolitana-Iztapalapa, México.
- Moreno, J. L., Licea, S., Santoyo, H. (1996).** Diatomeas del Golfo de California. *Universidad Autónoma de Baja California Sur*. 272 pags.

- Murray-Wallace, C. V., and Woodroffe, C. D. (2014).** Quaternary Sea-Level Changes: A Global Perspective. *Cambridge University Press*. 484p.
- Müller-Karger, F.E., Fuentes-Yaco, C. (2000).** Characteristics of wind-generated rings in the eastern tropical Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 105 (C1), 1271-1284p.
- Nelson, D. M., Tréguer, P., Brzezinski, M. A., Leynaert, a., & Quéguiner, B. (1995).** Production and dissolution of biogenic silica in the ocean: revised global estimates, comparison with regional data and relationship to biogenic sedimentation. *Global Biogeochemical Cycles*, 9, 359-72p.
- Patrick, A. y Thunell, R. (1997).** Tropical Pacific sea surface temperatures and upper water column thermal structure during the last glacial maximum. *Paleoceanography*. 12(5): 649-657p.
- Peltier, W. R. (2004).** Global glacial isostasy and the surface of ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annu. Rev. Earth Planet Sci.*, 32, 111-149p.
- Pérez, C.L., y Herguera, J. C. (2011).** Génesis de los sedimentos laminados en el Golfo de California: implicaciones climáticas y oceanográficas. En: Caballero, M. M y Ortega, B. *Escenarios de Cambio Climático: Registros del Cuaternario en América Latina I*. Instituto de Geofísica. 408p.
- Pichevin, L. E., Reynolds, B. C., Ganeshram, R. S., Cacho I., Pena, L., Keefe, K. & Eilam, R. M. (2009).** Enhanced carbon pump inferred from relaxation of nutrient limitation in the glacial ocean. *Nature*, vol. 429, doi: 10.1038
- Picaut, J. (1985).** Major dynamics affecting the Eastern Tropical Atlantic and Pacific Oceans. *CalCoFI Rep.*, 25:41-50p.
- Pike, J., Kemp, A. E. S. (1996).** Records of seasonal flux in Holocene laminated sediments, Gulf of California. In: Kemp, A. E.S (Ed.), *Paleoclimatology and Paleoceanography from Laminated Sediments*. *Geological Society of London Special Publication*, 116, 157-169p.
- Pike, J., Kemp, A. E.S. (1999).** Diatom mats in Gulf of California sediments: implications for the paleoenvironmental interpretation of laminated sediments and silica burial. *Geology*, 27, 311-314 p.
- Robles Jarero, E. G. (1991).** Productividad y biomasa del fitoplancton en el Golfo de Tehuantepec, bajo el forzamiento invernal de los vientos. *Tesis de Maestría en Ciencias*, CICESE, Ensenada, B. C., 81p.

- Robles-Jarero, E. G. & J. R. Lara-Lara. (1993).** Phytoplankton biomass and primary productivity by size classes in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *J. Plankton Res.* 15: 1341–1358p.
- Roden, G. I. (1961).** On the wind-driven circulation in the Gulf of Tehuantepec and its effect upon surface temperatures. *Geofísica Internacional.* 1 (3): 55-77p.
- Romero, O. E., Kim, J. H., and Donner, B. (2008).** Submillennial-to-millennial variability of diatom production off Mauritania, NW Africa, during the last glacial cycle. *Paleoceanography*, 23, PA3218, doi:10.1029/2008PA001601.
- Romero, O. E., Thunell, R. C., Astor, Y., and Varela, R. (2009).** Seasonal and interannual dynamics in diatom production in the Cariaco Basin, Venezuela. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 56, 571-581p.
- Romero, O. E., and Armand, L. K. (2010).** Marine diatoms as indicators of modern changes in oceanographic conditions, in *The Diatoms, Applications for the Environmental and Earth Sciences*, 2nd ed., edited by J. P Smol and E. F. Stoermer, p. 373-400, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
- Romero, O.E, Leduc, G., Vidal, L., y Fischer, G., (2011).** Millennial variability and long-term changes of the diatom production in the eastern equatorial Pacific during the last glacial cycle, *Paleoceanography*, 26, PA2212, doi:10.1029/2010PA002099.
- Round, F.E., Crawford, R.M. and Mann D.G. (1990).** The Diatoms, Biology and Morphology of the Genera. *Cambridge University Press.* 747 p.
- Sancetta, C., Lyle, M., Heusser, L., Zahn, R., and Bradbury, J. P. (1992).** Late-Glacial to Holocene changes in winds, upwelling, and seasonal production of the northern California Current system. *Quat. Res.*, 38, 359-370p.
- Sancetta, C. (1995).** Diatoms in the Gulf of California: Seasonal flux patterns and the sediment record for the last 15,000 years. *Paleoceanography*, 10, 67-84p.
- Scherer, R. P. (1994).** A new method for the determination of absolute abundance of diatoms and other silt-sized sedimentary particles. *Journal of Paleolimnology* 12, 171-179p.
- Schrader, H. J. & Gersonde, R. (1978).** Diatoms and silicoflagellates. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, 17, 129-76p.
- Schrader, H., Swanberg, N., Lycke, A. K., Paetzel, M., Schrader, T., and Schrader, T. (1993).** Diatom-inferred productivity changes in the eastern equatorial Pacific: The

Quaternary record of ODP Leg 111, Site 677. *Hydrobiologia*, 269/270, 137-151p.

Simonsen, R. (1974). The Diatom Plankton of Indian Ocean Expedition of R/V "Meteor" 1964-1965. *Meteor Forsch Ergebn, Reihe D* 19: 1-66, 41 pls.

Smol, P. J., and Stoemer, E. F. (2010). The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences. *Cambridge University Press*. 686 p

Stott, L.C., Poulsen, S.L., and Thunell, R. (2002). Super ENSO and global climate oscillations at millennial time scales. *Science*, 297, 222-226p.

Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R.W. (2005). Calib radiocarbon calibration 5.0 disponible en <http://calib.qub.ac.uk/calib/>), accesado: 2014.

Stumpf, H.G. (1975). Satellite detection of upwelling in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 383-388p.

Stumpf, H. G. and Legeckis, R. V. (1997). Satellite observations of mesoscale eddy dynamics in the Eastern Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 7, 648-658p.

Stuut, J. -B. W., Prange, M., Merkel, U. and Steph, S. (2012). Tropical Oceans, in Quaternary Environmental Change in the Tropics (eds S.E. Metcalfe and D. J. Nash), John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK. doi: 10.1002/9781118336311.ch3

Thunell, R. C., and Kepple, A. B. (2004). Glacial-Holocene $\delta^{15}\text{N}$ record from the Gulf of Tehuantepec, Mexico: Implications for denitrification in the eastern equatorial Pacific and changes in atmospheric N_2O . *Global Biogeochemical Cycles*, 18, GB1001, doi: 10.1029/2002GB002028

Tomas, R. C. (1997). Identifying Marine Phytoplankton. *Academic Press, Florida Marine Research Institute. St. Petersburg, Florida*. 858 p.

Trasviña, A., Barton, E. D., Brown, J., Velez, H. S., Kosro, P. M. & R. L. Smith. (1995). Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: the Asymmetric circulation. *Journal of Geophysical Research*. 100(C10): 20649-20663.

Trasviña, A., Barton, E.D. (2008). Summer circulation in the Mexican tropical Pacific. *Deep-Sea Research I* 55, 587-607p.

Tréguer, P., Nelson, D. M., Van Bennekon, A. J., et al. (1995). The silica balance in the world ocean: a re-estimate. *Science*, 268, 375-9.

Velázquez-Muñoz, F.A., Martínez, J.A., Chavanne, C., Durazo, R., Flament, P. (2011).

Circulación costera forzada por el viento en el Golfo de Tehuantepec, México.
Ciencias Marinas, 37 (4A): 443-456p.

Uriarte, C. A. (2004). Historia del clima de la Tierra. Gobierno Vasco. *Departamento de Transportes y Obras Públicas. Dirección de Meteorología y Climatología*, Vitoria-Gasteiz, 306p.

Vincent, E. y Berger, W. H. (1981). Planktonic foraminifera and their use in paleoceanography. En Emiliani, C. (edit). *The Sea: The Oceanic Lithosphere*. Willey-Interscience Publication, USA. Vol. 7, cap. 25: 1025-1120p.

Vinogradov, M.E. (1981). Ecosystems of equatorial upwellings. In: A.R. Longhurst (ed.), *Analysis of Marine Ecosystems*. *Academic Press, New York*, 741 p.

Whitehead, J. M., and McMinn, A. (1997). Paleodepth determination from Antarctic benthic diatom assemblages. *Marine Micropaleontology* 29, 301-318p.

Wyrski, K. (1967). Circulation and water masses in the eastern equatorial Pacific Ocean. *Int. Oceanol. & Limnol.* 1(2): 117-147 p.

ANEXO 1

Lista Taxonómica de Diatomeas del Golfo de Tehuantepec

Actinocyclus ellipticus Grunow

Amphora sp.

Actinocyclus subtilis (W. Gregory)
Ralfs, 1861

Asteromphalus arachne (Brébisson)
Ralfs in Pritchard

Actinoptychus heliopelta Grunow

Asteromphalus elegans Greville

Actinoptychus minutus Greville,
1866

Asteromphalus flabellatus
(Brébisson) Greville

Actinoptychus senarius
(Ehrenberg) Ehrenberg, 1843

Azpeitia africana (Janisch) Fryxell &
Watkins

Actinoptychus vulgaris Schumann,
1867

Azpeitia nodulifera (Schmidt) Fryxell
y Sims en Fryxell, Sims, y Watkins,
1986

Azpeitia tabularis (Rattray) Hustedt
var. ***egregius***

Cocconeis dirupta var. ***flexella***
(Janisch y Rabenhorst) Grunow in
Van Heuruck, 1880

Cocconeis sp.

Coscinodiscus centralis Ehrenberg,
1840

Coscinodiscus marginatus
Ehrenberg, 1843

Coscinodiscus radiatus Ehrenberg,
1839

Cyclotella striata Cleve y Grunow,
1880

Cyclotella litoralis Lange y
Syvertsen, 1989

Delphineis suriella (Ehrenberg)
Grunow in Cleve and Möller, 1878

Diploneis bombus Ehrenberg, 1844

Diploneis sp.

Fragilariopsis doliolus (Wallich)
Medlin y Sims, 1993

Hemidiscus cuneiformis Wallich,
1860

Lyrella hennedyi (W. Smith) Stickle
and Mann in Round, Crawford and
Mann 1990

Navicula directa var. ***remota***
(Grunow) Cleve, 1895

Neodelphineis pelágica Takano,
1982

Nitzchia bicapitata Cleve, 1901

Nitzchia interruptestriata Simonsen,
1974

Paralia sulcata (Ehrenberg) Cleve,
1873 var. ***sulcata***

Pleurosigma angulatum var.
genuinum (Queckett) W. Smith

Psammodictyon constrictum
(Kützing) D. G. Mann in Round et al.,
1990

Rhizosolenia bergonii H. Peragallo
1892

Roperia tessellata (Roper) Grunow,
1889

Thalassionema spp., *Th.*
nitzschoides (Grunow) 1932; *Th.*
nitzchiodes var. *parva* (Heiden in
Heiden y Kolbe) Moreno-Ruiz in
Moreno-Ruiz y Licea 1995; *Th.*
frauenfeldii (Grunow) Tempere y
Peragallo 1910

Thalassiosira eccentrica
(Ehrenberg) Cleve

Thalassiosira decipiens (Grunow)
Jørgensen, 1905

Thalassiosira leptopus (Grunow)
Hasle y Fryxell

Thalassiosira lineata Jousé 1968

Thalassiosira oestrupii (Ostenfeld)
Proshkina-Lavrenko

Thalassiosira simonsenii Hasle y
Fryxell, 1977

Thalassiosira sp.

Thalassiosira symmetrica Fryxell et
Hasle

Thalassiothrix longissima Cleve y
Grunow, 1880

Del resto de los taxones no identificados se les asigno un número de sp.1 hasta el sp.25.

LAMINA 1

Fig. 1. *Azpeitia nodulifera* (Schmidt) Fryxell y Sims en Fryxell, Sims, y Watkins, 1986

Round *et al.*, 1990, pag.197; Hasle y Syvertsen, 1997, lamina 21; Moreno *et al.*, 1996, lamina 10, fig. 12-13; Barron, 2007, lamina 4, fig. 1-8; Koizumi, 2008, lamina 1, fig. 10

Dimensiones: diámetro valvar 17-79 μm , 4-6 areolas centrales en 10 μm , 6-8 areolas terminales en 10 μm

Distribución global: Golfo de Tehuantepec, Golfo de California, mares de Europa, Atlántico Norte.

Fig. 2. *Azpeitia tabularis* var. *egregius* (Rattray) Hustedt,

Barron, 2007, Lamina 3, fig. 1-3

Dimensiones: diámetro 16.8-21.9 μm , 8 areolas centrales en 10 μm , 10-12 areolas terminales en 10 μm

Distribución global:

Fig. 3. *Cocconeis* sp.,

Dimensiones: longitud 9.1 μm ; amplitud 6.0 μm ; 8 estrías en 10 μm .

Distribución: Golfo de Tehuantepec

Fig. 4. *Cyclotella striata* Cleve and Grunow 1880,

Hasle y Syvertsen, 1997, Lamina 1

Dimensiones: diámetro 18.4-38.5 μm ; 8-11 estrías en 10 μm

Distribución global: Golfo de Tehuantepec, regiones templadas del norte, litoral

Fig. 5. *Cyclotella litoralis* Lange & Syversten 1989,

Hasle y Syvertsen, 1997, Lamina 1

Dimensiones: diámetro 12.3-13.6 μm ; 14 estrías en 10 μm

Distribución global: Golfo de Tehuantepec, costera, regiones templadas del sur y norte

Fig. 6. *Diploneis sp.*,

Dimensiones: longitud 12.6 μm ; amplitud 4.9 μm , 18 estrías en 10 μm

Distribution: Golfo de Tehuantepec

Fig. 7-8. *Fragilariopsis doliolus* (Wallich) Medlin y Sims 1993,

Cupp, 1943, fig.140; Moreno *et al.*, 1996, Lamina 21, fig. 10; Hasle y Syvertsen, 1997, Lamina 69; Siqueiros-Beltrones, 2002, lamina 1, fig.20; Barron, 2007, lamina 6, fig. 1-3, Koizumi, 2008, lamina 1, fig. 3

Dimensiones: longitud 24.5-51.9 μm , amplitud 6.6-7.2 μm , 14 costillas en 10 μm .

Distribución global: Golfo de Tehuantepec, Golfo de California, común en mares tropicales

LAMINA 2

Fig. 9. *Neodelphineis pelágica* Takano 1982,

Round *et al.*, 1990, pag.412; Moreno *et al.*, 1996, lamina 26, fig. 7; Siqueiros-Beltrones, 2002, lamina 23, fig. 8-9

Dimensiones: longitud 13.51-15.66 μm , amplitud 3.49 μm , 14-16 estrías en 10 μm .

Distribución global: Golfo de Tehuantepec, aguas marinas japonesas.

Fig. 10-11. *Paralia sulcata var. sulcata* (Ehrenberg) Cleve 1873,

Cupp, 1943, fig.2; Round *et al.*, 1990, pag.166-167; Moreno *et al.*, 1996, lamina 28, fig. 5; Hasle y Syvertsen, 1997, lamina 4

Dimensiones: diámetro 12.85-13.3 μm

Distribución global: Golfo de Tehuantepec, Golfo de California, costa suroeste del Mar del Norte

Fig. 12. *Thalassiosira simonsenii* Hasle and Fryxell, 1977,

Hernández-Becerril *et al.*, 2010, fig. 52-55

Dimensiones: diámetro 22.34 μm ; 6 areolas en 10 μm

Distribución: Golfo de Tehuantepec, Argentina

Fig. 13. *Thalassiosira decipiens* (Grunow) Jörgensen,

Hasle 1979, p.88, fig. 1-42, Moreno *et al.*, 1996, lamina 33, fig.7; Meave del Castillo, 1999, p.53; Áke-Castillo *et al.*, 1999; Hernández-Becerril *et al.*, 2010, fig. 10-15

Dimensiones: diámetro 25.17 μm , 6 areolas en 10 μm

Distribución global: Golfo de Tehuantepec, zonas templadas a subtropicales (Hasle, 1979), costera

Fig. 14. *Rhizosolenia bergonii* H. Peragallo 1892,

Cupp, 1943, fig. 43; Moreno *et al.*, 1996, lamina 30, fig. 2; Barron, 2007, lamina 7, fig. 1-2; Koizumi, 2008, lamina 1, fig. 2; Hernández-Becerril *et al.*, 2010, fig. 22-29

Dimensiones: longitud del proceso 13.91 μm , 18 areolas en 10 μm

Distribución global: Golfo de Tehuantepec, Pacífico Mexicano, Golfo de California

LAMINA 3

Fig. 15. *Thalassiosira lineata* Jousé 1968,

Cupp, 1943, fig. 15; Simonsen, 1974, lamina 1, fig. 6-7; Moreno *et al.*, 1996, lamina 33, fig. 12; Meave, 1999, pag. 71

Dimensiones: diámetro 28.91 μm , 10 areolas en 10 μm

Distribución global: Golfo de Tehuantepec, Golfo de California, Golfo de México, Atlántico Norte, Canal Inglés

Fig. 16. *Thalassiosira symmetrica* Fryxell et Hasle,

Hernández-Becerril y Tapia-Peña, 1995, fig. 59-60; Simonsen, 1974, lamina 6, fig. 1

Dimensiones: diámetro 34.48µm, 7 areolas centrales, 10 areolas en 10µm

Distribución global: Golfo de Tehuantepec

Figs. 17-20. *Thalassionema* spp.

Fig. 17, 20. *Th. nitzschioides* (Grunow) 1932. Cupp, 1943, fig. 133; Moreno *et al.*, 1996, lamina 32, fig. 10-13; Barron, 2007, lamina 6, fig. 15, 21

Dimensiones: longitud 27.91-52.1µm, amplitud 2.9-4.6µm

Fig. 18. *Th. nitzschioides* var. *parva* (Heiden in Heiden y Kolbe) Moreno-Ruiz in Moreno-Ruiz y Licea 1995. Moreno *et al.*, 1996, lamina 33, fig. 1,2

Dimensiones: longitud 12.1-15.15µm, amplitud 1.8-3.62µm

Fig. 19. *Th. frauenfeldii* (Grunow) Tempere y Peragallo 1910. Moreno *et al.*, 1996, lamina 32, fig. 9

Dimensiones: longitud 10.5-35.8µm, amplitud 2-3.6µm

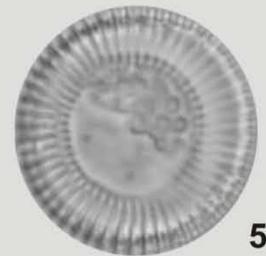
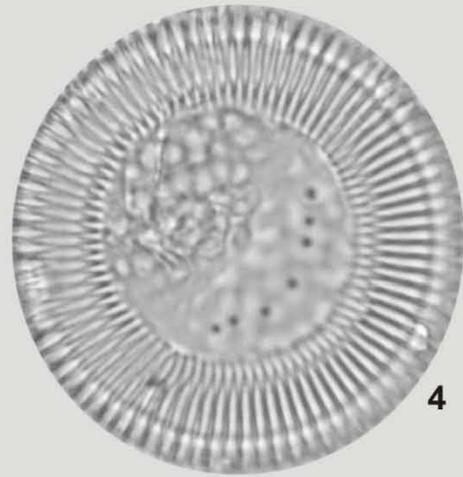
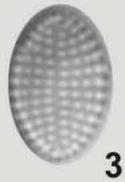
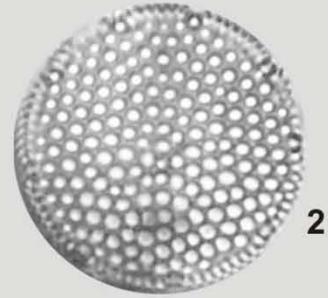
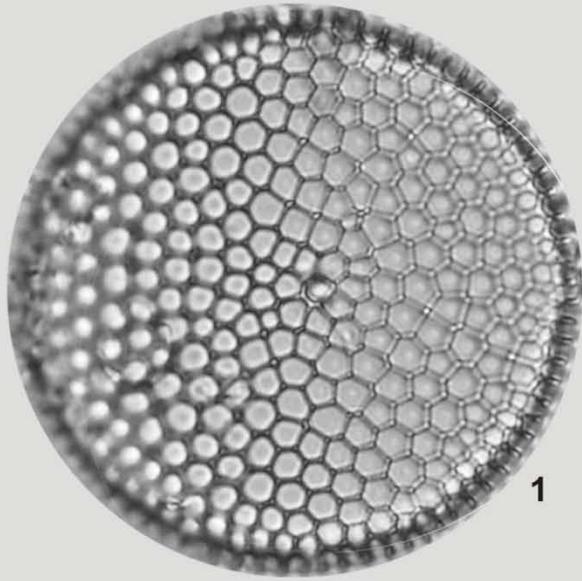
Figs. 21-22. *Thalassiotrix longissima* Cleve and Grunow 1880,

Round *et al.*, 1990, pag. 426-427; Barron, 2007, lamina 6, fig. 17

Dimensiones: longitud 20.02- 45.24µm

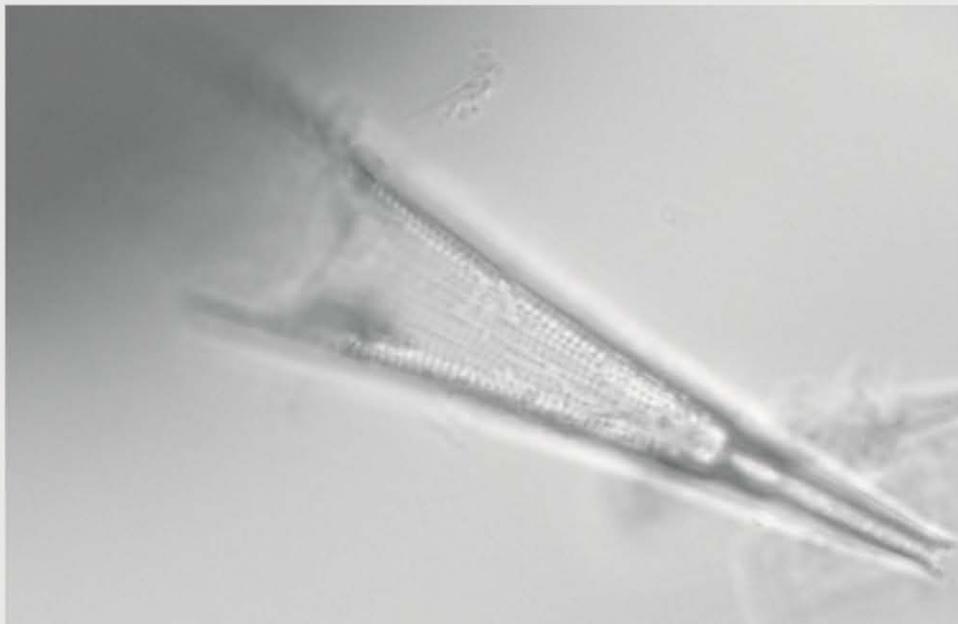
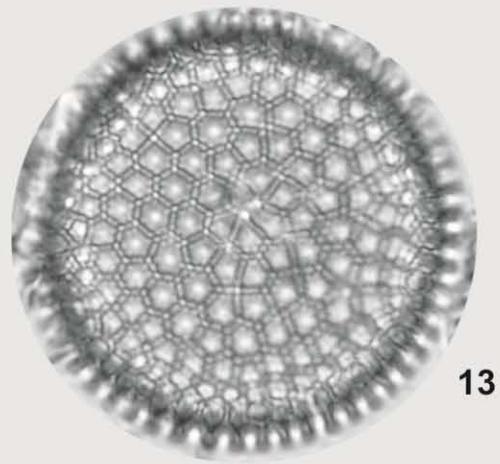
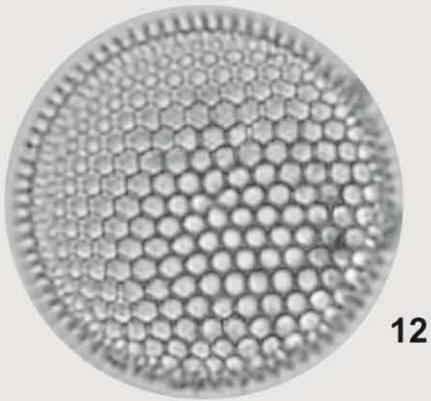
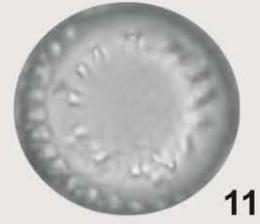
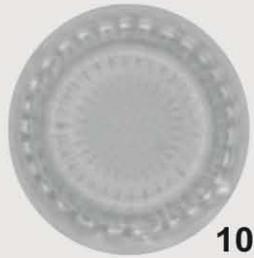
Distribución global: Golfo de Tehuantepec

LAMINA 1



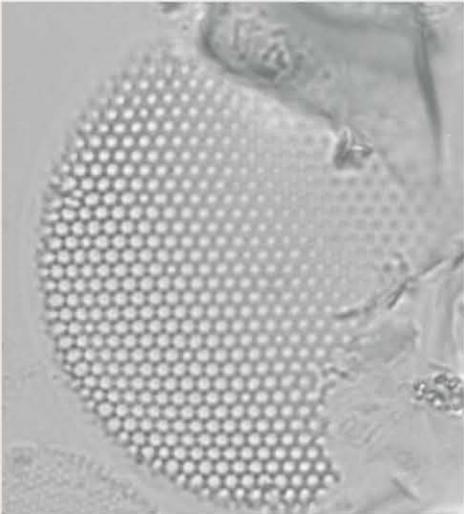
10µm

LAMINA 2

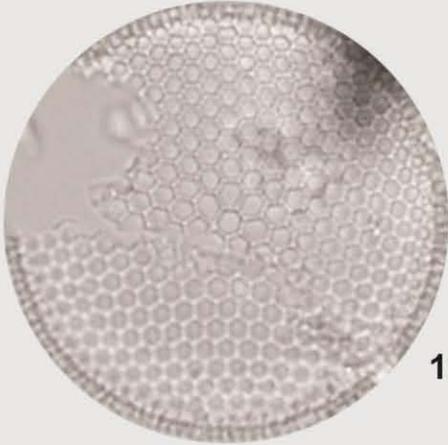


10µm

LAMINA 3



15



16



22

10µm



21



18



19



20



17

Información complementaria

Análisis de isótopos estables (^{18}O)

El análisis de isótopos de oxígeno se realizó con el apoyo del Dr. Robert Thunell (Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Carolina del Sur, Columbia E.U.) en muestras de entre 5 y 10 individuos del foraminífero *Neogloboquadrina dutertrei*, tomados de 22 horizontes distribuidos a lo largo del núcleo aproximadamente cada 20 cm. Todos los datos son reportados con relación al estándar PBD (Pee Dee Belemnite) y utilizando la notación δ :

$$\delta^{18}\text{O} = 1000 \left[\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{muestra}} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{estándar}} \right] / \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{estándar}}$$

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ reflejan los valores que tenía este parámetro en el agua de mar en el momento en que los foraminíferos fabricaron sus testas carbonatadas (CaCO_3). Al utilizar los foraminíferos los elementos disponibles en el agua de mar, el $\delta^{18}\text{O}$ presente en los caparazones es el mismo que el del océano. Por lo que al analizar isotópicamente estas estructuras a lo largo de una secuencia sedimentaria se puede inferir si ocurrieron cambios en los valores del agua marina. El $\delta^{18}\text{O}$ en el océano depende en gran medida del volumen de hielos en la criosfera debido a que en estos se quedan secuestrados los isótopos más ligeros (^{16}O) enriqueciendo los mares en el isótopo más pesado (^{18}O), es decir, cuando existe un mayor volumen de hielos en el planeta, el océano se encuentra enriquecido en el isótopo más pesado, dando como resultado valores más altos de $\delta^{18}\text{O}$. Por el contrario cuando este volumen de hielos decrece, la composición isotópica del agua de mar se ve enriquecida en ^{16}O y los valores de $\delta^{18}\text{O}$ disminuyen. Por lo tanto cuando en una secuencia sedimentaria se tienen valores de $\delta^{18}\text{O}$ altos (positivos) significa que el clima era más frío y cuando son bajos (negativos) significa que eran periodos más cálidos (Stuut et al., 2012).

Este cambio en la composición isotópica de los océanos se almacena en las testas de los foraminíferos que se acumulan en los sedimentos marinos de manera consistente en todo el mundo (Emiliani, 1954), lo que permite identificar diferentes periodos climáticos. Con base en esto se ha establecido una nomenclatura estándar donde se definen las denominadas “etapas isotópicas” (marine isotopic stages, MIS). De acuerdo con esta nomenclatura, al Holoceno (los últimos 11,500 años AP), que tiene valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$, se le asigna el número 1 (MIS 1) y corresponde con una etapa cálida (interglaciar), mientras que la etapa MIS 2, con valores positivos de $\delta^{18}\text{O}$, corresponde con una etapa de climas fríos, aproximadamente entre 25,000 años AP y el inicio del Holoceno,

incluyendo un periodo conocido como el último máximo glacial (UGM), ocurrido hace unos 20,000 años.

Datación por radiocarbono (^{14}C)

En la naturaleza existen tres isótopos de carbono ^{12}C , ^{13}C y ^{14}C , donde por cada billón de ^{12}C existe un átomo de ^{14}C , esto lo hace ser el isótopo menos abundante del carbono total. Todas las plantas y animales incorporan en su organismo el bióxido de carbono del aire, así la cantidad de ^{14}C en los organismos se mantiene constante con la concentración de ^{14}C en la atmósfera, cuando estos organismos mueren se termina la incorporación de carbono y el ^{14}C comienza a decaer. Como se conoce la velocidad de decaimiento del ^{14}C , el cual no es afectado por factores externos, la edad de los restos puede calcularse contando el número total de átomos que contienen (Gove, 1992) y se compara la proporción de $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$.

En el caso particular del núcleo ME0005A-3JC la cronología se obtuvo mediante 10 dataciones de ^{14}C , de las cuales 7 fueron realizadas en calcita de testas de foraminíferos bentónicos (*Bolivina plicata*) y 3 en calcita de testas de foraminíferos planctónicos (*Neogloboquadrina dutertrei*). Todas las fechas fueron obtenidas mediante la técnica de espectrometría de aceleración de masas (AMS por sus siglas en inglés) en el Lawrence Livermore National Laboratory (Thunell y Kepple, 2004). Esta técnica se basa en detectar el número de átomos de los diferentes isótopos de carbono al ser activados en un acelerador electrostático a muy altas velocidades, pasando a través de un campo magnético que los separa en función de su relación masa-carga (Linick et al., 1986).

Las edades de radiocarbono fueron calibradas con el programa en línea Calib 6.0 (Stuiver et al., 2005) (disponible en <http://calib.qub.ac.uk/calib/>) usando la base de datos MARINE 09. Este programa permite convertir las edades de ^{14}C a años calendario a través de una curva de calibración dando como resultado fechas en años antes del presente (años cal AP). Después de la calibración de edades se realizó un modelo de edad mediante interpolaciones lineales entre los 10 horizontes datados.