



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA INSTITUTO DE GEOFÍSICA

RECONSTRUCCIÓN DE LA VARIABILIDAD OCEÁNICA Y CLIMÁTICA DE LOS
ÚLTIMOS 50 KA CAL. AP EN EL GOLFO DE TEHUANTEPEC, MEDIANTE EL
ANÁLISIS DE INDICADORES GEOQUÍMICOS Y SEDIMENTOLÓGICOS

T E S I S

Que para optar por el grado de:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Presenta

JULIO ALBERTO PAVÓN MORENO

Tutora

DRA. LIGIA PÉREZ CRUZ

(Instituto de Geofísica, UNAM)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

Dra. María Luisa Machain Castillo (Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM)

Dra. Ruth Villanueva Estrada (Instituto de Geofísica, UNAM)

Dr. David Alberto Salas de León (Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM)

Dr. Arturo Carranza Edwards (Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM)

CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO, D.F., ABRIL DE 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

A la Dra. Ligia Pérez Cruz por sus comentarios, observaciones y apoyo en este trabajo de tesis y en mi formación académica.

A los miembros del Comité, Dra. Ruth Villanueva, Dr. David Alberto Salas, Dr. Arturo Carranza, Dra. María Luisa Machain, por sus correcciones y sugerencias.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra por el financiamiento para los congresos nacionales, internacionales y análisis de laboratorios.

A CONACYT por la beca de estudios de Maestría 2010-2012.

Este trabajo fue realizado con el apoyo de los proyectos DGAPA-PAPIIT No. 107709, 101012 y CONACYT No. 81288.

Agradezco especialmente a mi hermana Carmen y a mi papá, por que sin su apoyo, amor y cariño, este trabajo no hubiera sido posible.

A todos mis amigos de la infancia por su preocupación y apoyo. A mis amigos de la universidad y maestría, por sus comentarios, ideas, apoyo y sugerencias. Y más que nada, a todos ellos les agradezco su amistad.

Y principalmente a Marisol por todo y por darme los mejores días de mi vida.

CONTENIDO

| | |
|---|------------|
| ÍNDICE DE FIGURAS | I |
| ÍNDICE DE TABLAS | III |
| RESUMEN | IV |
| I. INTRODUCCIÓN | 1 |
| II. OBJETIVOS | 3 |
| II.1 General | 3 |
| II.2 Particulares | 3 |
| III. ANTECEDENTES | 4 |
| III.1 Variabilidad Climática durante el Cuaternario Tardío | 4 |
| III.2 Geoquímica Marina | 16 |
| III.3 Susceptibilidad Magnética | 19 |
| III.4 Trabajos Previos | 20 |
| IV. ÁREA DE ESTUDIO | 22 |
| IV.1 Localización | 22 |
| IV.2 Aspectos Meteorológicos | 23 |
| IV.3 Productividad | 24 |
| IV.4 Masas de Agua | 26 |
| IV.5 Corrientes oceánicas | 27 |
| IV.6 Hidrografía | 29 |
| IV.7 Geología | 30 |
| IV.7.1 Geología Regional | 31 |
| IV.7.2 Sedimentología | 32 |
| V. MATERIALES Y MÉTODOS | 34 |
| V.1 Colecta de la columna sedimentaria | 34 |
| V.2 Descripción de la columna sedimentaria | 34 |
| V.3 Análisis | 36 |
| V.3.1 Frotis | 36 |
| V.3.2 Fechamiento con ¹⁴ C AMS | 36 |
| V.3.3 Modelo de Edad | 36 |
| V.3.4 Análisis Geoquímicos | 37 |

| | | |
|--------------|---|-----------|
| V.3.5 | Susceptibilidad Magnética | 37 |
| V.3.6 | Densidad | 38 |
| V.4 | Análisis Matemáticos | 38 |
| V.4.1 | Parámetros Estadísticos | 38 |
| V.4.2 | Periodicidades | 39 |
| VI. | RESULTADOS | 41 |
| VI.1 | Descripción microscópica de los frotis del núcleo MD02-2523 | 41 |
| VI.2 | Cronología | 41 |
| VI.3 | Análisis Estadísticos | 44 |
| VI.4 | Variaciones en el registro sedimentario | 46 |
| VI.5 | Periodicidades | 49 |
| VII. | DISCUSIÓN | 53 |
| VII.1 | Modelo de edad | 53 |
| VII.2 | Tasas de Sedimentación | 54 |
| VII.3 | Horizonte de Ceniza | 56 |
| VII.4 | Geoquímica | 58 |
| VII.5 | Reconstrucción Paleoceanográfica y Paleoclimática | 62 |
| VII.6 | Periodicidades | 68 |
| VIII. | CONCLUSIONES | 70 |
| | REFERENCIAS | 72 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1. Variaciones de los isótopos de oxígeno en el núcleo de hielo NGRIP y eventos de variabilidad climática de los últimos 50 ka AP (NGRIP data group, 2008). D/O y MIS (siglas en inglés de Marine Isotope Stages) de acuerdo a Wolff et al. (2010), UMG (color azul) con base en Mix et al. (2001), eventos Heinrich de Sanchez-Goñi y Harrison (2010) y, El Óptimo Climático del Holoceno (color amarillo) de acuerdo a Haug et al. (2001)..... | 6 |
| Figura 2. a) Comparación del modelo del nivel del mar por Waelbroeck et al. (2002) desde hace 120 ka al presente basado en mediciones isotópicas de oxígeno (color negro, y de color gris su error) con el modelo ICE-5G (VM2) (Peltier, 2004) (color rojo). b) Comparación del modelo del nivel del mar ICE-5G (VM2) (Peltier, 2004) (color rojo), basado en el registro de corales de Barbados (azul) (Peltier y Fairbanks, 2006) (verde), Golfo de Bonaparte (Australia, naranja), Península Huon (Nueva Guinea, negro), Tahiti (gris), Sunda Shelf (morado) (Lambeck y Chapell, 2001) (Modificado de Peltier y Fairbanks, 2006). | 14 |
| Figura 3. Variaciones de los últimos 400 ka y próximos 100 ka en la excentricidad, precesión, oblicuidad e insolación de verano a 65°N (W/m ²) (Modificado de Berger y Loutre, 2007)..... | 15 |
| Figura 4. Ubicación del Golfo de Tehuantepec (Datos de batimetría y topografía tomados del Centro de Datos Geofísicos de la NOAA).La cruz amarilla indica el sitio de recolección de la secuencia sedimentaria MD02-2523..... | 22 |
| Figura 5. Patrones de circulación oceánica superficial en (a) invierno y (b) verano (Modificada de Lavín y Marinone, 2003). Las flechas rojas indican la dirección de las corrientes superficiales..... | 28 |
| Figura 6. Cuencas Hidrográficas y ríos principales del área de estudio (Modificado de la Carta Geológica de la República Mexicana, 2007)..... | 29 |
| Figura 7. Características estructurales del Golfo de Tehuantepec. 1. Trinchera Mesoamericana. 2. Dorsal de Tehuantepec. 3. Fractura de Tehuantepec. 4. Sistema de fallas Motagua-Polochic..... | 30 |
| Figura 8. Grupos litológicos principales (Modificado de la Carta Geológica de la República Mexicana, 2007)..... | 31 |
| Figura 9. Distribución textural de sedimentos del piso marino (Modificado de Carranza-Edwards et al., 1998)..... | 33 |

| | |
|--|----|
| Figura 10. Esquema de la secuencia sedimentaria MD02-2523 (Modificado de Beaufort, 2002)..... | 35 |
| Figura 11. Distribución de probabilidad de edades calibradas de la muestra NZA 38651 (Bronk Ramsey, 2009). La curva en color azul representa la variación en el tiempo de ¹⁴ C atmosférico y su desviación estándar, en rojo se muestra la distribución de probabilidad de la edad convencional y, en gris se muestra la distribución de probabilidad de la edad calibrada, cuyo intervalo 2σ se delimita con la línea negra horizontal de la parte inferior. | 42 |
| Figura 12. Modelo de edad de la secuencia sedimentaria MD02-2523. Los intervalos datados se muestran con círculos..... | 43 |
| Figura 13. Ajuste lineal (azul) y polinomial (rojo) de las edades calibradas de la secuencia sedimentaria MD02-2523. Los intervalos datados se muestran con círculos..... | 44 |
| Figura 14. Variación estratigráfica de las concentraciones de los elementos Ba, Fe, K, Si y Zr en el registro del núcleo MD02-2523, Golfo de Tehuantepec..... | 46 |
| Figura 15. Gráfica de las concentraciones de Ti, Ca, V/Ti y la Susceptibilidad Magnética en el núcleo MD02-2523, Golfo de Tehuantepec. La línea gruesa representa la tendencia, calculada con una descomposición de ondícula..... | 48 |
| Figura 16. Espectro de potencias de los elementos Ca (azul), Fe (verde) y Ti (rojo). Se indican ciclicidades importantes, en miles de años (ka), en la parte superior de algunos picos..... | 50 |
| Figura 17. Transformada de Ondícula del Fe, Ca, Si y Ti. La ocurrencia de los periodos con respecto del tiempo está indicada por los colores amarillo y rojo. La línea gris corresponde al cono de influencia, considerándose confiables los ciclos por arriba de este. La línea de contorno negra incluye ciclos con niveles de confianza del 95%..... | 52 |
| Figura 18. Comparación del modelo ICE-5G (VM2) (Peltier, 2004) (color rojo) con la gráfica de las tasas de sedimentación. | 55 |
| Figura 19. Horizonte de ceniza Y5 (30 ka AP). Los círculos indican núcleos estudiados y los círculos coloreados indican núcleos donde se presenta este horizonte de ceniza (Modificado de Rabek et al., 1985). | 57 |
| Figura 20. Comparación de las mediciones de (a) calcio y (b) organismos calcáreos en el núcleo MD02-2523 (Arellano-Torres et al., 2013), la línea gruesa representa la tendencia, calculada con una descomposición de ondícula..... | 59 |

| | |
|--|----|
| Figura 21. Relación (a) V/Ti y (b) estructuras sedimentarias presentes en el núcleo MD02-2523, a línea gruesa representa la tendencia, calculada con una descomposición de ondícula..... | 60 |
| Figura 22. Relación Susceptibilidad Magnética/Ti del núcleo MD02-2523, a línea gruesa representa la tendencia, calculada con una descomposición de ondícula..... | 62 |
| Figura 23. Comparación de las concentraciones de Ti del núcleo MD02-2523 con el registro de isótopos de oxígeno en Groenlandia (NGRIP dating group, 2008). Los recuadros grises representan los eventos Dansgaard/Oeschger del 1 al 13..... | 65 |
| Figura 24. Comparación de las mediciones del Ca y de la Susceptibilidad magnética con la precesión (línea negra punteada) (Berger, 1992)..... | 69 |

ÍNDICE DE TABLAS

| | |
|---|----|
| Tabla 1. Concentraciones de elementos mayores y traza en rocas ígneas de la corteza terrestre promedio (Mason y Moore, 1982)..... | 17 |
| Tabla 2. Interpretación de los coeficientes de Correlación (Bisquerra, 2009)..... | 39 |
| Tabla 3. Resultados de los fechamientos con ¹⁴ C AMS realizados en el núcleo MD02-2523. | 42 |
| Tabla 4. Resultados de los parámetros estadísticos de las concentraciones de los elementos medidos por XRF y de las mediciones de la susceptibilidad magnética de la secuencia sedimentaria MD02-2523..... | 45 |
| Tabla 5. Correlaciones entre las concentraciones de los elementos químicos y la susceptibilidad magnética de la secuencia sedimentaria MD02-2523. De color gris oscuro se presentan los valores con correlaciones altas a muy altas y de color gris claro las correlaciones moderadas..... | 45 |
| Tabla 6. Escenarios climáticos en el registro sedimentario del núcleo MD02-2523, Cuenca de Tehuantepec, sureste de México..... | 49 |
| Tabla 7. Resultados de las periodicidades obtenidas con la Transformada de Fourier..... | 50 |
| Tabla 8. Resultados de las periodicidades obtenidas con la Transformada de Ondícula..... | 51 |

RESUMEN

El objetivo de este estudio es realizar una reconstrucción paleoceanográfica y paleoclimática de la región central del Golfo de Tehuantepec a partir de la interpretación de indicadores geoquímicos (elementos mayores y traza) y de la susceptibilidad magnética a partir del estudio del núcleo de sedimentos MD02-2523 el cual fue obtenido mediante un nucleador de pistón gigante durante la campaña oceanográfica MD126 (IMAGES VIII-MONA) realizada en el Golfo de Tehuantepec, en junio del 2002 a bordo del Buque Oceanográfico “Marion Dufresne”. El núcleo fue colectado a una profundidad de 202 m y tuvo una longitud de 18.19 m. En este trabajo se realiza el estudio de los primeros 7 m.

El marco cronológico se estableció con base en siete fechas de ^{14}C con espectrometría de aceleración de masas, con lo cual se definió un alcance temporal de ca. 49 ka cal. AP a ca. 0.7 ka cal. AP. El núcleo se muestreó cada 2 cm y se llevó a cabo la caracterización geoquímica con el método de Fluorescencia de Rayos X.

Las concentraciones de Fe, K, Si, y Ti fueron utilizadas como indicadores de aporte de terrígenos vía fluvial y, las concentraciones de Ca, como un posible indicador de productividad. Asimismo se consideraron los registros de susceptibilidad magnética de un estudio previo. Se realizaron las relaciones susceptibilidad magnética/Ti y V/Ti, las cuales fueron utilizadas como indicadores de aporte de terrígenos vía eólica y condiciones de oxigenación, respectivamente.

A partir de los resultados obtenidos es posible reconocer varios cambios en escala milenaria. De ca. 49 ka cal. AP a ca. 32 ka cal. AP, el registro sugiere condiciones de mayor precipitación pluvial, bajos contenidos de oxígeno en las aguas y baja productividad. En términos generales, en el periodo comprendido de ca. 32 ka cal. AP a ca. 16 ka cal. AP se propone una disminución de la precipitación pluvial en contraste con el periodo anterior, un aumento en la productividad así como la intensificación de la actividad eólica. Entre ca. 16.0 y ca. 11.5 ka cal. AP, la humedad se incrementa y el aporte eólico y la productividad disminuyen. A partir de ca. 11.5 ka cal. AP y hasta los ca. 0.7 ka cal. AP, las condiciones del intervalo anterior se invierten y aumentan su magnitud considerablemente.

Se plantea que la productividad en la región de estudio está relacionada principalmente a los procesos de surgencia y, que el aumento de la precipitación pluvial está asociado al desplazamiento hacia una posición promedio más al norte de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), mientras que la

intensificación de la actividad eólica y el incremento en la productividad muy posiblemente pueden estar relacionados con la migración latitudinal promedio de la ZCIT hacia el sur.

Con base en el análisis de las transformadas Rápida de Fourier y de Ondícula (Wavelet), en los elementos químicos y en los registros de susceptibilidad magnética, se estiman ciclicidades de aproximadamente 17 ka y, se sugiere su posible relación con los ciclos de precesión de la Tierra. Además se propone que el aporte de terrígenos vía fluvial y las tasas de sedimentación están respondiendo a cambios del nivel del mar.

I. INTRODUCCIÓN

A lo largo del tiempo geológico, la Tierra ha experimentado grandes cambios en la superficie y el fondo de los océanos a causa de fenómenos climáticos. En el periodo Cuaternario se han observado un gran número de oscilaciones del clima reconocidas en diversos registros naturales como núcleos de hielos, sedimentos marinos y lacustres, anillos de árboles, entre otros (NGRIP dating group, 2008; Roy et al., 2010; Pérez-Cruz, 2013).

La importancia de estudiar estos registros radica en entender los mecanismos que originaron los grandes cambios en el clima del planeta y los efectos que produjeron a niveles locales, regionales y globales. Las variaciones climáticas recientes pueden ser estudiadas por diferentes métodos, como la percepción remota y registros instrumentales (termómetros, oxímetros, correntómetros, etc.); sin embargo, para el estudio del clima del pasado se utilizan otras herramientas denominadas proxies. Éstos son indicadores de las condiciones climáticas del pasado, las cuales quedan grabadas en los registros naturales. A partir del análisis de estos indicadores, un considerable número de estudios han reconstruido las condiciones climáticas a través de la información física, química y biológica, obtenida con diferentes técnicas como: geoquímica, mineralogía, propiedades magnéticas, etc. (Peterson et al., 2000; Haug et al., 2001; Cheshire et al., 2005; Roy et al., 2010).

El Golfo de Tehuantepec, localizado en el Pacífico Tropical Mexicano, es una región que se encuentra sometida a grandes fluctuaciones climáticas y oceanográficas de carácter estacional debido a que, entre otros factores, está localizado geográficamente dentro del área de influencia de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), la cual cambia latitudinalmente como respuesta a la insolación y controla el patrón de precipitación pluvial en el área de estudio, lo cual está relacionado directamente a las escorrentías de los ríos que transportan sedimentos terrígenos hacia el golfo.

Otra característica climática importante en el Golfo de Tehuantepec son los vientos Tehuanos procedentes del norte, que después de pasar por el Golfo de México cruzan el Istmo de Tehuantepec y modifican la dinámica del golfo, produciendo surgencias que llevan nutrientes a las capas superficiales generando

alta productividad biológica. Las variaciones en la productividad quedan grabadas en el registro sedimentario a través del depósito en el fondo marino de los restos de organismos (conchas, esqueletos, materia orgánica). Asimismo, los vientos tienen una influencia importante en el transporte de sedimentos terrígenos.

Así entonces, el depósito de los sedimentos en el Golfo de Tehuantepec responde a las variaciones de las condiciones climáticas estacionales, como también a la variabilidad climática a escala centenaria y milenaria, por lo que estos sedimentos representan un registro valioso de la climatología y la oceanografía del pasado en el Pacífico Tropical Oriental.

En este trabajo se presentará el estudio geoquímico y de susceptibilidad magnética de la secuencia sedimentaria marina MD02-2523, con el fin de reconstruir las condiciones paleoclimáticas y paleoceanográficas de los últimos 50 ka en el Golfo de Tehuantepec.

II. OBJETIVOS

II.1 General

- Reconstruir las condiciones paleoceanográficas y paleoclimáticas de la región central del Golfo de Tehuantepec a partir del estudio geoquímico de un registro sedimentario del Pleistoceno tardío-Holoceno en una escala submilenaria.

II.2 Particulares

- Identificar el origen de los sedimentos, su posible transporte y su relación con los cambios en la oceanografía y el clima de la región a partir del análisis de los elementos mayores y traza.
- Sugerir los posibles mecanismos de forzamiento climático que controlan los cambios climáticos durante el Pleistoceno Tardío-Holoceno en la región de estudio y su posible relación con cambios globales.
- Establecer un modelo cronológico con base en fechamientos de radiocarbono (AMS).

III. ANTECEDENTES

III.1 Variabilidad Climática durante el Cuaternario Tardío

El Cuaternario Tardío es un periodo marcado por cambios importantes en el clima de la Tierra, con eventos glaciales e interglaciales cuya duración comprende cientos de miles de años. Sin embargo, durante el último periodo glacial, el cual comenzó hace alrededor de 115 ka y finalizó a los 11.6 ka se presentaron eventos de corta duración (miles de años) en donde las temperaturas cambiaron drásticamente (Uriarte, 2009). Algunas de estas oscilaciones climáticas registradas en el hemisferio norte en núcleos de hielo en Groenlandia, las cuales se muestran en la Figura 1, son: los eventos Dansgaard-Oeschger y Heinrich, el Último Máximo Glacial, el evento cálido Bølling-Allerød y el evento frío Younger Dryas (Wolff et al., 2010).

Al finalizar el periodo glacial del Pleistoceno, comenzó el interglacial del Holoceno, cuyas temperaturas fueron relativamente mayores y estables. Si bien ésta época no tiene los cambios abruptos del Pleistoceno, sí muestra fluctuaciones importantes. Se han identificado eventos climáticos importantes como el evento que ocurrió hace 8.2 ka (LeGrande, 2009), caracterizado por bajas temperaturas y el periodo denominado Óptimo Climático del Holoceno que va de 10.5 a 5.4 ka AP (miles de años antes del presente), con temperaturas más elevadas en algunas regiones, como por ejemplo el norte de Europa y la Cuenca de Cariaco (Haug et al., 2001; Davis et al., 2003).

A continuación se describen brevemente los eventos climáticos anteriormente mencionados.

Eventos Heinrich

Los eventos Heinrich han sido reconocidos en sedimentos marinos como capas con concentraciones de detritos mayores a las encontradas comúnmente en mar abierto en el Atlántico Norte, las cuales fueron fácilmente identificadas por su

tamaño de grano relativamente grande, comúnmente guijarros y arenas (Rea y Schrader, 1985).

Heinrich (1988) fue el primero en reconocerlos en un núcleo de sedimentos pelágicos recuperado en el monte submarino de Dreizack (Atlántico Norte). La secuencia recuperada se caracterizaba por contener seis capas distintivas en donde ocurría una dramática reducción de las abundancias de foraminíferos planctónicos, un decremento en los valores de los isótopos de oxígeno ($\delta^{18}O$) en sus conchas y un aumento excepcional de material detrítico, el cual fue transportado por los icebergs que al trasladarse hacia latitudes subpolares por corrientes superficiales, se fundían y descargaban sus detritos en el piso marino del Atlántico Norte.

Debido a las enormes cantidades de icebergs que derivaron hacia latitudes bajas durante los eventos Heinrich (Fig. 1), ocurrió una reducción de la temperatura alrededor de 1-2 °C y la salinidad en la superficie del mar aproximadamente de un 4%, lo cual tuvo como consecuencia el debilitamiento de la circulación termohalina en el Atlántico y el cese del transporte de calor hacia altas latitudes del hemisferio norte. Se ha observado que los eventos Heinrich están confinados a los últimos cientos de años dentro de un periodo relativamente frío (Bond y Lotti, 1995).

Los eventos Heinrich son evidentes también en los núcleos de hielo de Groenlandia, en donde las reconstrucciones de la temperatura con isótopos de oxígeno indican un descenso de alrededor de 3 y 6 °C. En latitudes tropicales y subtropicales, los eventos Heinrich han sido identificados a través de la disminución en la precipitación pluvial continental (Leduc et al., 2007; Roy et al., 2012).

Los eventos Heinrich presentan una recurrencia a escala milenaria y se desarrollaron en un marco general de clima glacial inestable, representando condiciones glaciales extremas en todo el Atlántico Norte (Anderson, 2007). Los análisis espectrales de los registros paleoclimáticos revelan que los eventos Heinrich presentan periodicidades de 1-2 ka con duración alrededor de algunos cientos de años. Su ocurrencia coincide con los mínimos de insolación durante un ciclo de precesión de la Tierra, aunque el comienzo, duración e intensidad de cada uno de ellos depende también de otros parámetros orbitales (Heinrich, 1988; Bond et al., 2001).

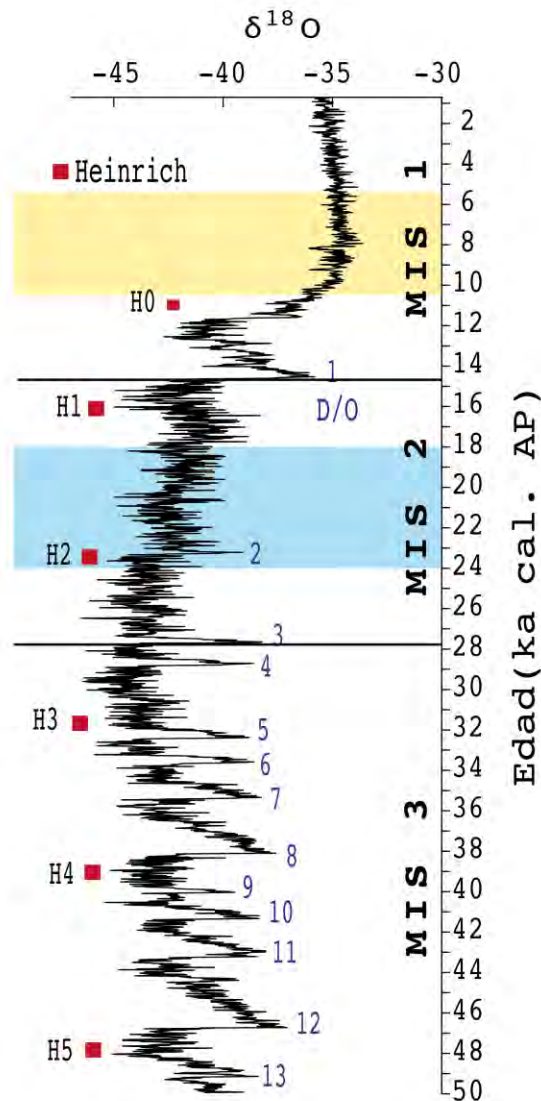


Figura 1. Variaciones de los isótopos de oxígeno en el núcleo de hielo NGRIP y eventos de variabilidad climática de los últimos 50 ka AP (NGRIP data group, 2008). D/O y MIS (siglas en inglés de Marine Isotope Stages) de acuerdo a Wolff et al. (2010), UMG (color azul) con base en Mix et al. (2001), eventos Heinrich de Sanchez-Goñi y Harrison (2010) y, El Óptimo Climático del Holoceno (color amarillo) de acuerdo a Haug et al. (2001).

Ciclos Dansgaard-Oeschger

Los ciclos Dansgaard-Oeschger (D/O) se definen como una serie de ascensos abruptos de temperatura de corta duración durante el último periodo glacial, registradas principalmente en núcleos de hielo en Groenlandia (Mogensen, 2009). Los ciclos D/O fueron propuestos por los científicos W. Dansgaard y H. Oeschger, quienes relacionaron por primera vez los cambios en el registro de isótopos de

oxígeno ($\delta^{18}O$), con cambios en el clima y la circulación en el Atlántico Norte (Mogensen, 2009).

Los ciclos D/O ocurrieron 25 veces en el último periodo glacial (Wolff et al., 2010). Un ciclo se caracteriza por un marcado calentamiento seguido de una fase de enfriamiento gradual. A este calentamiento se le conoce como evento D/O y se presenta en algunas decenas de años (Sanchez-Goñi y Harrison, 2010), pero el enfriamiento puede durar desde centenas (D/O 6) hasta miles de años (D/O 12) (Anderson, 2007). El inicio del Younger Dryas, marca el final del último de estos eventos y fue seguido por el calentamiento abrupto ocurrido en el interglacial del Holoceno.

Se ha encontrado a través de la Transformada Rápida de Fourier (Grootes y Stuiver, 1997) y con el algoritmo computacional denominado REDFIT, que los eventos D/O tienen una periodicidad de 1470 años entre los 30 y 50 ka AP, aunque estas periodicidades se siguen discutiendo debido a que no se presentan en todos los eventos D/O (Schulz y Mudelsee, 2002).

La causa o detonador de estos eventos no se ha encontrado con claridad y los registros no presentan una ciclicidad astronómica y, por tal motivo, se considera que estos eventos son consecuencia de un cambio en la circulación termohalina del Atlántico Norte causado por la entrada de grandes cantidades de agua dulce al océano (Bond et al., 1999).

Estos eventos no sólo afectaron al Atlántico Norte, ya que se han encontrado evidencias de los ciclos D/O en Europa (Thouveny et al., 1994), Norteamérica (Benson et al., 1996) e incluso en zonas cercanas al ecuador como en la Cuenca de Cariaco (Peterson et al., 2000).

Estadios Isotópicos Marinos

Los Estadios Isotópicos Marinos (*MIS*, siglas en inglés de *Marine Isotope Stages*) están definidos de acuerdo a las variaciones de temperatura calculadas mediante la isotopía de oxígeno de conchas de foraminíferos depositados en sedimentos marinos (Emiliani, 1955 y Hays et al., 1976 en Gibbard, 2007). Los isótopos de oxígeno responden de acuerdo a los cambios en la temperatura, de tal forma que cuando existe un enfriamiento global, el hielo se acumula en el continente y

el nivel del mar se reduce, produciendo un enriquecimiento de ^{18}O en el agua del mar. La variación de la isotopía de oxígeno del agua de mar se verá reflejada de manera directa en la composición isotópica de los organismos que la habitan (Gibbard, 2007).

En los últimos 130 ka AP se reconocen 5 MIS. Se designan con números impares aquellos estadios con una isotopía ligera relacionada a interglaciales, empezando con el MIS-1 que corresponde al actual Holoceno, mientras que los estadios de isotopía pesada relacionada a un glacial, reciben números pares (Emiliani, 1955 en Gibbard, 2007).

Dentro de los MIS se encuentran algunos eventos o subescenarios de anomalías de temperatura, los cuales son nombrados con letras minúsculas. Tal es el caso del MIS-5, el cual es subdividido en 5 eventos designados con las letras desde la *a* hasta la *e*, tres de ellos cálidos (5a, 5c y 5e) y dos fríos (5b y 5d).

Último Máximo Glacial

Se denomina Último Máximo Glacial (UMG), al periodo comprendido entre los 24 y 18 ka (Mix et al., 2001), en el cual los mantos de hielo sobre el hemisferio norte alcanzaron su máxima extensión, cubriendo hasta un 40% de Europa y Norteamérica. Durante este periodo se presentó una disminución de las temperaturas de alrededor de 5 y 8 °C (Uriarte, 2009).

Durante el UMG extensas capas de hielo de altitudes medias existían en Norteamérica, noroeste de Europa y en el norte de Rusia y Siberia. Las formas de las cuencas oceánicas y líneas de costa eran diferentes debido a que el agua era extraída del océano y era encerrada en las capas de hielo, provocando un descenso del nivel del mar de hasta 130 m (Fairbanks, 1989), con lo cual se vio afectada la circulación atmosférica y cambió la química de los océanos, volviéndolos más salinos e isotópicamente más pesados (Uriarte, 2009).

Se han realizado modelos computacionales para la simulación de las condiciones climáticas durante el UMG, tomando en cuenta factores como la vegetación (reducción forestal en el hemisferio norte), las concentraciones de dióxido de carbono, el albedo, entre otros, los cuales pudieron tener un control importante

en el clima de la Tierra en este periodo (Harrison et al., 1992; Harrison y Prentice, 2003; Jahn et al., 2005).

Respecto a la circulación atmosférica, los modelos revelan que en las zonas ecuatoriales la circulación se vio incrementada en dirección norte y disminuida hacia el sur, lo que probablemente causó una disminución en el ciclo hidrológico. Además, es probable que los huracanes fueran débiles o inexistentes y que el Jet Stream (flujo de aire rápido en la tropopausa) se moviera hacia el sur sobre Norte América y el Atlántico Norte durante el invierno (Rind, 2009).

Por otra parte, se sabe que la Temperatura Superficial del Mar (TSM) en las regiones tropicales y subtropicales, ejerce un control en la circulación de la celda de Hadley durante el invierno. A través de dichas modelaciones climáticas, se ha encontrado que la circulación de la celda de Hadley se vio disminuida debido a un aumento de las TSM en el Pacífico y el incremento de los gradientes en la región tropical (27 °N y 27 °S) durante el UMG. Asimismo, en las zonas tropicales (Centroamérica) el patrón de humedad indica que este periodo se caracterizó por condiciones de sequía (Peterson et al. 2000).

En el Atlántico Norte, los vientos Alisios se vieron incrementados, pero no hay evidencia que indique que haya ocurrido lo mismo en el Pacífico. El agua del Pacífico Oriental no sufrió tampoco un enfriamiento tan dramático como se reporta en el Atlántico y, los vientos fueron similares a los ocurridos con condiciones típicas de un evento El Niño, es decir, vientos debilitados, con un menor afloramiento de aguas frías intermedias y un menor contraste de temperaturas en la región tropical (Uriarte, 2009).

Bølling Allerød

El evento Bølling Allerød (BA) es reconocido como un intervalo de condiciones cálidas que ocurrió durante el último periodo glacial (Hoek, 2009). Fue registrado por primera vez en secciones estratigráficas a través de polen y restos de plantas de climas cálidos, entre dos capas cuya flora y fauna correspondían a ambientes árticos. Se denominó de esta forma debido a que estas evidencias fueron encontradas en las localidades de Bølling y Allerød, ambas en Dinamarca (Hoek, 2009). De acuerdo a la cronología desarrollada en núcleos de hielo en

Groenlandia este evento se encuentra registrado entre 14.70 y 12.65 ka AP (Björck et al., 1998).

El BA ha sido identificado en diferentes estudios paleoclimáticos alrededor del mundo, por ejemplo, en núcleos de hielo en Groenlandia y sedimentos lacustres en Canadá, a través de isótopos de oxígeno (Björck et al., 1998; Yu y Eicher, 2001) y estudios en polen y microfósiles de sedimentos marinos recolectados al noroeste de África, frente a las costas de Marruecos (Marret y Turon, 1994), entre otros.

Hoek (2009) sugiere que la amplia distribución geográfica de este evento climático indica que el mecanismo que lo detonó fue producido por un cambio en la circulación termohalina del Atlántico Norte. Liu et al. (2009) realizaron simulaciones computacionales del clima durante este evento y muestran que un fortalecimiento de la circulación del Atlántico Norte, debido a una disminución en la entrada de agua del deshielo; así como, altas concentraciones de dióxido de carbono, contribuyeron de manera significativa al incremento de las temperaturas.

Younger Dryas

El evento Younger Dryas (YD) ocurrió posterior al BA y se caracterizó por condiciones frías, en el cual los bosques de latitudes altas fueron reemplazados por un ambiente de tundra (Peteeet, 2009). Este evento pudo ser correlacionado a lo largo de toda Europa a través de polen fósil y se le denominó de esta manera, porque las capas sedimentarias que caracterizaron este evento contenían hojas y frutos de la planta *Dryas octopetala*, la cual colonizó las regiones árticas de los Alpes; el adjetivo Younger es debido a que representa el último (más joven) de los eventos fríos de corta duración ocurridos durante el UPG (Peteeet, 2009).

En un principio se creía que el evento YD únicamente se había registrado en Europa; sin embargo, estudios paleoclimáticos realizados en las provincias marinas de Canadá y el Noreste de EE.UU., mostraron la ocurrencia del Younger Dryas (Peteeet, 2009).

De igual forma, en algunos sitios en Asia; así como en el Golfo de California y la Cuenca de Cariaco en Venezuela, se han encontrado evidencias del YD, el cual

se caracterizó como un periodo relativamente más frío, seco y con una circulación oceánica menos activa (Haug et al., 2001; Mayle et al., 1993 y Hughen et al., 1996 en Uriarte, 2009).

Algunos autores (Rahmstorf, 2002; Liu et al., 2009), proponen que el enfriamiento abrupto durante el YD fue producto de la entrada de grandes cantidades de agua dulce durante el periodo cálido BA, con lo cual se disminuyó la formación de agua profunda en el Atlántico Norte y por lo tanto, ocurrió una disminución de la circulación termohalina (Petet, 2009). Debido al debilitamiento de la circulación en el Atlántico ocurrió un menor flujo de calor hacia el hemisferio norte y las temperaturas comenzaron a disminuir (Fig. 1). Para explicar una entrada de agua dulce suficientemente grande que produjera la disminución de la circulación en el océano, algunos autores (p. ej.: Firestone et al., 2007) proponen que su origen está asociado a un impacto, en el cual uno o varios objetos extraterrestres colisionaron sobre la capa de hielo de Laurentida. La fuerza y calor liberados durante la colisión pudieron producir el derretimiento de los hielos glaciares y en consecuencia, una gran entrada de agua que interrumpiría la circulación oceánica. Aunque esta hipótesis es discutida, se ha encontrado evidencia en Norteamérica e incluso en la parte central de México en el lago Cuitzeo (Israde-Alcántara et al., 2012). Estos autores reportan una capa lacustre color negro con nanodiamantes y esferulitas con edad ca. 12.9 ka, y la relacionan con materiales producto de un impacto extraterrestre.

Evento 8.2 ka

Los núcleos de hielo de Groenlandia indican una disminución en las temperaturas y en la acumulación de nieve alrededor de los 8.2 ka, dicho evento está caracterizado por condiciones frías y secas, registradas principalmente en Europa, Norteamérica y algunos otros sitios en el hemisferio norte (Alley y Ágústsdóttir, 2005).

La ocurrencia de este evento se asocia de igual forma que el YD, a una ralentización de la circulación en el Atlántico Norte, pero de mayor intensidad. Además, Dean et al. (2002) indican que este evento pudo estar influenciado fuertemente por la diferente distribución de los hielos, mares y porciones de tierra en Norteamérica, lo que provocó un cambio en la circulación atmosférica.

Uno de los efectos importantes del enfriamiento en este periodo, es el desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). Los modelos de circulación atmosférica indican que cuando el hemisferio norte se enfría, la ZCIT se desplaza hacia el sur (LeGrande, 2009).

Óptimo Climático del Holoceno

El Óptimo Climático del Holoceno (OCH) es un intervalo definido por condiciones relativamente más cálidas que el promedio del Holoceno (Fairbridge, 2009). Su cronología es variable y por lo regular, el intervalo utilizado suele ser entre 10.5 y 5.4 ka AP (Haug et al., 2001), centrándose alrededor de 6 ka AP (Kitoh y Murakami, 2002). Las primeras evidencias fueron encontradas a través de restos de polen que indicaban plantas de climas cálidos en latitudes muy altas (Fairbridge, 2009). Sin embargo, estudios paleoclimáticos alrededor de Europa sugieren que la anomalía de temperatura durante este periodo únicamente es registrada en la región nororiental (Davis et al. 2003). Si bien, este evento no se ha documentado globalmente, estudios en sedimentos marinos de la Cuenca de Cariaco indican que este periodo está caracterizado por un incremento en la precipitación pluvial en la región continental (Haug et al., 2001).

Algunos autores sugieren que durante este periodo la circulación en la celda de Walker se fortaleció, lo que ocasionó un patrón climático similar a la fase de La Niña, con anomalías de precipitación pluvial y TSM en el Pacífico Tropical; así como, una intensificación de los vientos Alisios (Kitoh y Murakami, 2002).

Nivel del mar durante el Cuaternario Tardío

El nivel del mar es un parámetro climático que integra diversos fenómenos físicos en el sistema atmósfera-océano. En los últimos millones de años el nivel del mar ha sido afectado por cambios en la extensión de los glaciares y grandes capas de hielo en el hemisferio norte, que han ocasionado extracciones y adiciones periódicas de agua en los océanos del mundo (Lambeck y Chapell, 2001).

Durante el Cuaternario, los intercambios periódicos de agua entre las capas de hielo y el océano han causado cambios en el nivel del mar de decenas a cientos

de metros y, en escalas temporales de decenas a cientos de miles de años (Lambeck y Chapell, 2001). El periodo glacial del Cuaternario Tardío está caracterizado por el avance y retroceso latitudinal de las capas de hielo que han cubierto parte de Norte América, el norte de Europa y otras regiones de altas latitudes y altitudes. Este volumen de hielo ha sido suficiente para bajar el nivel del mar hasta alrededor de 100 m por debajo del nivel actual. Cuando las capas de hielo comenzaron a derretirse y a retirarse, aproximadamente hace 20 ka, el nivel del mar aumentó drásticamente. La deglaciación estuvo acompañada por un incremento global del nivel del mar de aproximadamente 120 m (Fairbanks, 1989; Bard et al., 1996).

Los cambios en el nivel del mar provienen principalmente de fenómenos geológicos y climáticos que operan en un rango amplio de espacio y tiempo. Uno de los procesos dominantes que afectan el nivel del mar es el cambio glacial eustático, en donde el volumen de agua del océano es afectado debido al derretimiento o aumento de las capas de hielo. Otro proceso importante es el de isostasia glacial, en donde ocurren cambios en el volumen de la cuenca oceánica debido a un reajuste de la litósfera en respuesta a la retirada o aumento de las capas de hielo (Chapell, 2009; Lambeck, 2011).

Los cambios del nivel del mar han sido documentados alrededor del mundo utilizando diferentes indicadores como las mediciones de isótopos de oxígeno en foraminíferos (Chappell y Shackleton, 1986; Waelbroeck et al., 2002) y terrazas de coral (Fairbanks, 1989; Bard et al., 1996).

De igual forma, se han planteado diferentes modelos de la evolución del nivel del mar, debido a que los procesos que lo influyen varían de un lugar a otro, por lo cual la obtención de una curva del nivel del mar eustático requiere la capacidad de separar los efectos de los movimientos verticales de la corteza (elevación/subsidencia), de aquellos procesos relacionados con los cambios en la extensión del hielo continental o el volumen de agua del océano. Los modelos geofísicos de ajuste de la isostasia glacial (GIA, siglas en inglés) toman en cuenta las variaciones gravitacionales a lo largo del tiempo entre las capas de hielo, tierra y océano (Peltier, 2002; 2004).

El ascenso eustático del nivel del mar aunque continuo, fue interrumpido por varios periodos de rápida transgresión o pulsos de agua de deshielo; sin embargo, el número exacto y el tiempo de estos eventos es debatido (Chapell,

2009). Fairbanks (1989) plantea que entre 12.0 y 9.5 ka AP ocurrieron dos pulsos de agua (principalmente en el Atlántico Norte), cuyas tasas máximas de descargas fueron de 14,000 y 9,500 km³/año, respectivamente. Comparado con la tasa de descarga actual en el Atlántico (0-90 °N), la cual es de alrededor de 11,400 km³/año, el primer pulso que propone Fairbanks (1989) es significativamente mayor, lo que es congruente durante una etapa de deshielo.

En la Figura 2 se muestra la comparación de la curva calculada con el modelo de Waelbroeck et al. (2002), el modelo ICE-5G (VM2) (Peltier, 2004) para Barbados y datos de edades de coral de diferentes localidades, datados con radiocarbono y ²³⁰Th/²³⁴U. Con base en estos estudios, los autores estiman que la disminución del nivel del mar ocasionado por el descenso de temperatura durante el Último Máximo Glacial ocurrió hace aproximadamente 21 ka y fue de 140 m (Lambeck y Chappell, 2001; Peltier y Fairbanks 2006). Comparando el modelo de Barbados con los datos de diferentes partes del mundo, los resultados son muy similares.

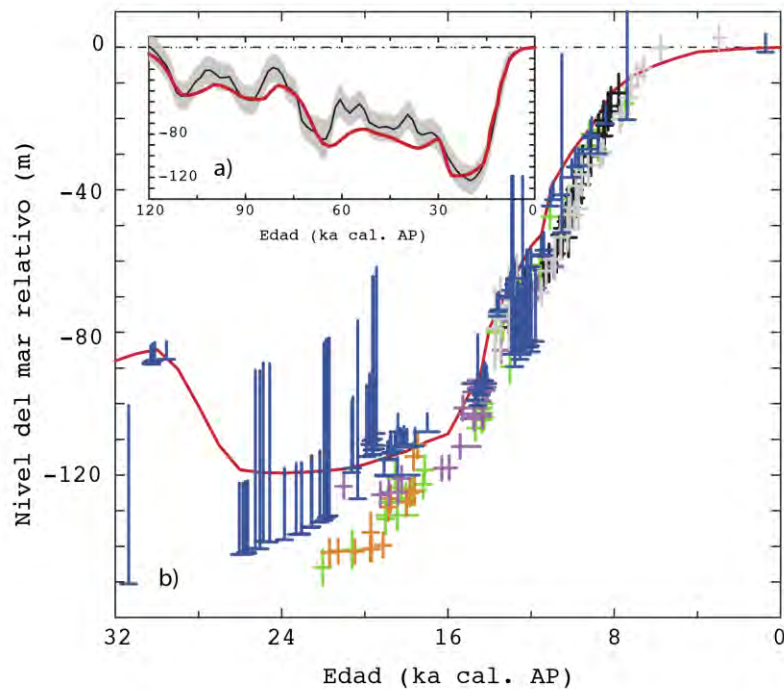


Figura 2. a) Comparación del modelo del nivel del mar por Waelbroeck et al. (2002) desde hace 120 ka al presente basado en mediciones isotópicas de oxígeno (color negro, y de color gris su error) con el modelo ICE-5G (VM2) (Peltier, 2004) (color rojo). **b)** Comparación del modelo del nivel del mar ICE-5G (VM2) (Peltier, 2004) (color rojo), basado en el registro de corales de Barbados (azul) (Peltier y Fairbanks, 2006) (verde), Golfo de Bonaparte (Australia, naranja), Península Huon (Nueva Guinea, negro), Tahiti (gris), Sunda Shelf (morado) (Lambeck y Chapell, 2001) (Modificado de Peltier y Fairbanks, 2006).

Ciclos de Milankovitch

Muchos registros de cambios climáticos y ambientales, basados en distintos proxies exhiben ciclicidades asociadas principalmente a la actividad solar (Rea, 1994; Dergachev, 2004).

La teoría de Milankovitch propone que a lo largo de los milenios se van modificando cíclicamente diversos parámetros del movimiento de la Tierra debido a la fuerza de gravedad del Sistema Solar (Uriarte, 2009). Estos parámetros son: excentricidad (e , medición de la forma de la órbita de la Tierra alrededor del Sol), la oblicuidad (ϵ , el ángulo del ecuador con respecto del plano terrestre) y la precesión ($e \sin(w)$, medición de la distancia Tierra-Sol durante el solsticio de verano, donde w es la longitud del perihelio) (Berger y Loutre, 2007).

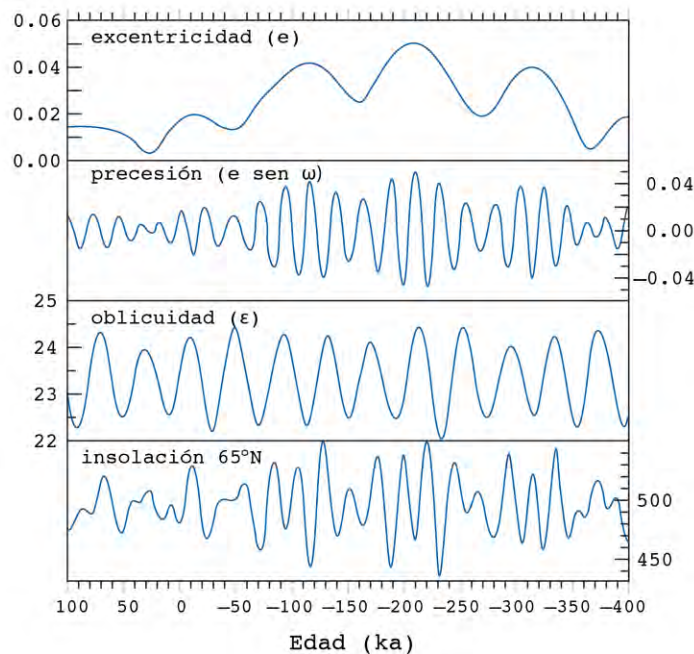


Figura 3. Variaciones de los últimos 400 ka y próximos 100 ka en la excentricidad, precesión, oblicuidad e insolación de verano a 65°N (W/m^2) (Modificado de Berger y Loutre, 2007).

En los últimos 3 millones de años, la órbita ha variado de una geometría casi circular ($e = 0$) a ligeramente elíptica ($e = 0.07$) con un periodo entre 400 y 100 ka (Berger y Loutre, 2007). El ángulo del eje de rotación de la Tierra ha sufrido variaciones en un rango entre 22° y 25° con una periodicidad de 41 ka.

Finalmente, la periodicidad de la precesión, es decir, de cuando se encuentra más cerca (perihelio), o más lejos (afelio) la Tierra del Sol cambia en periodos

entre 19 y 23 ka (Kukla y Gavin, 2004). La energía disponible a cierta latitud va a estar en función de estos parámetros y se le conoce como insolación (Berger, 1978).

La variabilidad de los ciclos de Milankovitch cambian la distribución estacional y espacial de la energía solar y, ésta a su vez controla el clima. La teoría astronómica aplicada a los paleoclimas ayuda a explicar la recurrencia de estos ciclos (Fig. 3; Berger, 1978; Berger y Loutre, 2007).

III.2 Geoquímica Marina

La composición de los sedimentos del fondo marino está controlada por los materiales provenientes del continente; así como, por aquellos provenientes de la columna de agua y los procesos que éstos pueden sufrir durante su depositación. Estos sedimentos representan un archivo importante de los cambios climáticos y oceanográficos ocurridos en un área determinada durante un intervalo de tiempo geológico.

La mayor parte del sedimento detrítico encontrado en los sedimentos marinos es formado en el continente por intemperismo químico y físico (Burdige, 2006). Algunos de los elementos más abundantes en los sedimentos marinos son Si, Al, K y Ti y están asociados principalmente a materiales detríticos. Elementos como V, Mo, Cd, Zn y Cu se presentan en cantidades traza en las rocas de la corteza terrestre; sin embargo, se encuentran enriquecidos en sedimentos marinos y lacustres debido a procesos químicos de reducción o por un alto aporte de materia orgánica (Dean et al., 1997; Dean, 2006).

En la Tabla 1 se presentan las abundancias en la corteza promedio de los elementos químicos mayores, menores y traza utilizados en este estudio así como, los minerales en los que se encuentran presentes.

Tabla 1. Concentraciones de elementos mayores y traza en rocas ígneas de la corteza terrestre promedio (Mason y Moore, 1982).

| Elemento | Abundancia en la corteza promedio* | Rango de abundancia en rocas ígneas | Presencia en minerales de rocas ígneas |
|----------|------------------------------------|-------------------------------------|--|
| Si | 27.7% | 24.6-33.9% | Silicatos (feldespatos, micas, anfíboles, piroxenos). |
| Fe | 5.0% | 1.4-7.8% | Minerales ferromagnesianos (biotita, anfíboles, piroxeno, olivino) y óxidos de hierro. |
| Ca | 3.6% | 0.9-7.8 % | Plagioclasas. |
| K | 2.6% | 0.5-4.5% | Feldespatos potásicos. |
| Ti | 0.4 % | 0.1-0.5 % | Ilmenita, piroxenos, hornblenda, biotita, titanita, rutilo, anatasa y brookita. |
| Ba | 425 ppm | 160-1,220 ppm | Biotita, feldespatos potásicos, plagioclasas, hornblenda. |
| Zr | 165 ppm | 105-210 ppm | Zircón, baddeleyita. |
| V | 135 ppm | 17-264 ppm | Minerales de hierro. |

* Concentración promedio en rocas ígneas de la corteza continental

Las propiedades geoquímicas de algunos de estos elementos en el ambiente marino permiten su uso como indicadores de condiciones ambientales oceanográficas y climáticas específicas.

El Si es el elemento más abundante en la corteza terrestre y forma parte de las estructuras de los silicatos. En el ambiente marino, el Si biogénico forma parte de las testas y frústulas de organismos silíceos, las cuales pueden depositarse en el piso marino en zonas de alta productividad biológica (Burdige, 2006).

El Fe es aportado a las cuencas oceánicas principalmente por los sedimentos detríticos drenados del continente; sin embargo, su origen también puede deberse a la precipitación de óxidos de hierro desde el agua de mar debido a procesos diagenéticos, o por la producción microbiana de minerales de hierro (Evans y Heller, 2003; Garming, 2006).

El Ca a pesar de ser un elemento abundante en rocas ígneas, específicamente en minerales como las plagioclasas, en el ambiente marino ha sido utilizado como indicador de contenido de carbonatos de calcio de origen biogénico, debido a que la única fuente de aporte de este elemento a algunas cuencas sedimentarias específicas es por incorporación de conchas carbonatadas de los organismos que habitan la columna de agua (Peterson et al., 2000; Cheshire et al., 2005; Sosa-Nájera et al., 2010).

El K es un elemento muy abundante en las rocas de la corteza terrestre, pero debido a su alta movilidad también es un abundante como catión en el agua de mar (Whitehouse, 2007); sin embargo, en los estudios paleoclimáticos en sedimentos marinos suele encontrarse asociado al aporte continental, porque aun cuando se encuentre en una cuenca como catión, se reincorpora a las partículas en sedimentación a través de su adsorción en las arcillas (Wei et al., 2003; Whitehouse, 2007).

En el caso de Ti, este elemento se encuentra en minerales muy resistentes al intemperismo químico y sus concentraciones no son afectadas en los sedimentos derivados de la erosión de las rocas (Mason y Moore, 1982). En el ambiente marino, una vez que estos minerales se hayan incorporado en los sedimentos, no sufrirán alteraciones diagenéticas. Debido a esto, Ti es un elemento ampliamente utilizado en estudios paleoclimáticos como indicador de aporte de terrígenos a las cuencas sedimentarias (Peterson et al., 2000; Haug et al., 2001; Kryc et al., 2003; Barron et al., 2004; Roy et al., 2010; Cheshire et al., 2005; Pérez-Cruz, 2013).

El Ba se encuentra en minerales como la barita, la biotita y de manera general, forma parte de los minerales primarios de potasio (Mason y Moore, 1982). En los sedimentos marinos, el Ba puede provenir de otras fuentes no terrígenas, como ventilas hidrotermales (Canet et al., 2013) o por producción de barita biogénica (Dean et al., 1997).

El Zr es un elemento de origen terrígeno que se encuentra en mayores proporciones en sedimentos con tamaños de limos y arenas, debido a la alta resistencia al intemperismo que presenta el zircón, mineral que lo contiene (Wehausen y Brumsack, 1999; Chen et al., 2006). Los ambientes sedimentarios como los desiertos son propicios para concentrar minerales pesados como el zircón, por lo que el Zr suele ser utilizado como indicador de aporte eólico en

cuencas sedimentarias cercanas a estos tipos de ambientes (Wehausen y Brumsack, 1999; Chen et al., 2006; Roy et al., 2006; Pérez-Cruz, 2013).

Elementos traza como el V se pueden encontrar enriquecidos por encima de las concentraciones promedio en las rocas ígneas debido a procesos geoquímicos ocurridos en la columna de agua. Por tal motivo, aunque el V es un elemento asociado a materiales terrígenos, en ambientes marinos anóxicos puede incorporarse desde el agua de mar porque este elemento se transforma en alguna especie insoluble o más reactiva, por ejemplo $VO(OH)_3^-$ y $VO(OH)_2$, lo que le permite adsorberse fácilmente a las partículas en sedimentación (Emerson y Husted, 1991; Calvert y Pedersen, 1993; Dean et al., 1997; Morford y Emerson, 1999).

III.3 Susceptibilidad Magnética

La susceptibilidad magnética (SM) es una medida de que tan magnetizable es una material bajo la influencia de un campo magnético. Respecto a los materiales de la Tierra, la SM está en función del tipo y la cantidad (concentración) de minerales magnéticos que contiene una roca o sedimento. Estos minerales magnéticos están constituidos principalmente por óxidos, oxihidróxidos y sulfuros de hierro, siendo los más importantes la magnetita, la hematita y la maghemita (Evans y Heller, 2003).

Entre los posibles cambios que pudiesen afectar la cantidad de minerales magnéticos y en consecuencia, la susceptibilidad magnética en los sedimentos marinos, se encuentran los cambios en el aporte de la fuente, ya sea eólico o fluvial y cambios químicos en la columna de agua que pudieran permitir la formación de nuevos minerales o causar la disolución de los existentes (Henshaw y Merrill, 1980).

La SM ha sido una propiedad utilizada como *proxy* de aporte terrígeno en algunos estudios paleoclimáticos (Cheshire et al., 2005; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2009); sin embargo, su análisis e interpretación se realiza en conjunto con otras propiedades magnéticas y geoquímicas debido a la complejidad de los procesos sufridos durante el transporte y el depósito de los minerales magnéticos (Reynolds et al., 2006; Blanchet et al., 2007; Larrasoña et al., 2008). Por ejemplo,

en el trabajo de Reynolds et al. (2006) se estudiaron las propiedades magnéticas de los sedimentos finos depositados en la meseta de Colorado, los cuales presentan minerales de Ti y magnetita que no están presentes en las rocas sedimentarias de la región, con lo que se infiere un transporte eólico.

III.4 Trabajos Previos

En el Golfo de Tehuantepec se han realizado diversos estudios científicos, la mayoría enfocados en la caracterización de los vientos Tehuanos y las surgencias (Hurd 1929; Stumpf, 1974; McCreary et al. 1989; Trasviña y Barton, 1997), la circulación oceánica (Roden en 1961 citado por Pérez-Cruz, 1989) y las características físicas y biológicas de la columna de agua y los sedimentos (Legeckis, 1978; Pérez-Cruz y Machain-Castillo, 1990; Boumaggarda et al., 1998; Contreras-Rosales y Machain Castillo, 2005; Tapia-García et al., 2007; Machain-Castillo et al., 2008).

La Universidad Autónoma Metropolitana en 1998 publicó un libro, el cual se enfoca de manera general en aspectos geológicos, oceanográficos, biológicos y químicos del Golfo de Tehuantepec. Referente a trabajos paleoclimáticos y paleoceanográficos los más importantes se mencionan a continuación.

Thunell y Kepple (2004) realizan estudios de composición isotópica de nitrógeno en materia orgánica de sedimentos recolectados en dos núcleos (3TC y 3JC) a 740 m de profundidad, ubicados alrededor de 15.65 °N y 95.3 °W, que representan los últimos 23 ka. Durante el UMG (18-23 ka AP) los autores observan que la denitrificación y el contenido de carbono orgánico son bajos, sugiriendo condiciones de mayor oxigenación asociadas a una mayor ventilación. De 18 a 10 ka AP se incrementó la denitrificación y el contenido de carbono orgánico; además, los sedimentos fueron laminados en la mayoría de este intervalo, sugiriendo un fortalecimiento de la zona de oxígeno mínimo y un aumento en la productividad. Durante el Holoceno los isótopos muestran una disminución de la denitrificación pero los sedimentos laminados prevalecieron, sugiriendo condiciones de baja oxigenación. Esto se debe probablemente a un efecto de dilución asociado a la fijación de nitrógeno.

Arellano-Torres et al. (2013) realizan la reconstrucción de las variaciones en la intensidad de las surgencias y la circulación superficial de los últimos 26 ka cal.

AP (calibrados antes del presente), con base en el estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos, en 3 núcleos: 3JC, MD02-2520 y MD02-2523, a profundidades de 740, 712 y 202 m, respectivamente. Las variaciones en el registro relacionadas con cambios en las condiciones climáticas y oceanográficas se presentan en los intervalos siguientes: entre los 27 y 17 ka cal. AP, señalan que la fauna indica un ambiente cálido con aguas estratificadas y una termoclina localizada dentro de la zona fótica. Tal escenario sugiere condiciones oceanográficas similares a las de verano en el golfo, o un periodo donde las surgencias no estuvieron desarrolladas, debido al desplazamiento al sur de la ZCIT, el desplazamiento de las celdas de presión atmosféricas y la bifurcación del *jet stream*. La fauna también indica condiciones de productividad por el aporte de nutrientes, debido a una termoclina somera y/o exportación de las aguas ecuatoriales ricas en nutrientes. Entre los 17-11.2 ka cal. AP, debido a la presencia de *Globigerinita glutinata*, se plantea que la capa de mezcla fue superficial y existió un aumento en la productividad en la subsuperficie producido por surgencias esporádicas o aguas nutritivas de áreas vecinas. De los 11.2 ka cal. AP al presente se encontraron dos especies dominantes: *Globigerina bulloides* y *Globigerinoides ruber*, lo que indica que en esta época el golfo estuvo dominado por periodos de surgencias y condiciones inestables de columna de agua, causadas posiblemente por el fortalecimiento de las celdas de alta presión en el Pacífico, la permanencia del *jet stream* y el flujo de fuertes vientos del norte a través del istmo. También se encontró la especie *Globigerinita glutinata*, lo que podría marcar un período de transición entre las dos principales condiciones oceanográficas: surgencias y estratificación.

IV. ÁREA DE ESTUDIO

IV.1 Localización

El Golfo de Tehuantepec está localizado en el Pacífico Tropical Oriental, al sureste de México, aproximadamente entre 14°30' y 16°12' de latitud norte, y 92°00' y 96°00' de longitud oeste (Fig. 4) abarcando una región de aproximadamente de 125,000 km², con un ancho de 200 km. Al norte del Golfo de Tehuantepec se encuentra el Istmo de Tehuantepec, el cual es un pasaje entre el Golfo de México y el Océano Pacífico de aproximadamente 200 km de largo y 40 km de ancho, con una altitud máxima de 200 m (Gallegos y Barberán, 1998; Monreal-Gómez y Salas de León, 1998). Este pasaje angosto recibe el nombre de la “Ventosa” o “Paso Chivela” (Lara-Lara et al, 1998) donde el viento alcanza velocidades promedio de 30 m/s, pudiendo alcanzar hasta 50 m/s (Gallegos y Barberán, 1998).

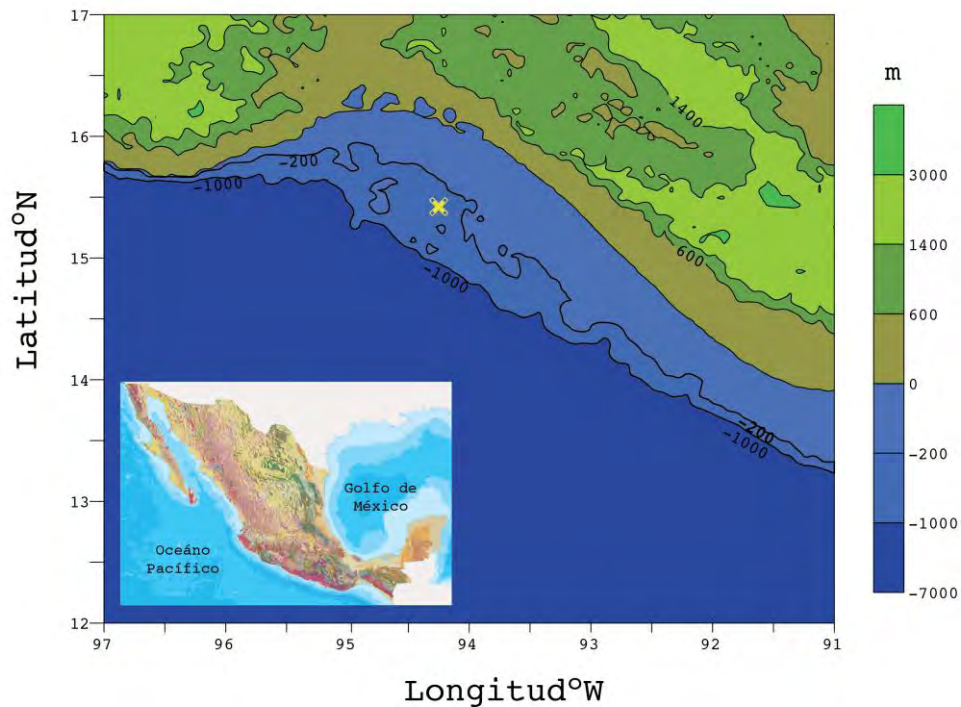


Figura 4. Ubicación del Golfo de Tehuantepec (Datos de batimetría y topografía tomados del Centro de Datos Geofísicos de la NOAA). La cruz amarilla indica el sitio de recolección de la secuencia sedimentaria MD02-2523.

La plataforma continental en la porción occidental es muy estrecha (Fig. 4), teniendo desde 1 hasta 15 km de extensión y pendientes muy suaves de

aproximadamente 1°, a diferencia de la parte oriental, donde esta plataforma presenta mayor amplitud con un promedio de 45 km y pendientes de 0.3° a 1.5° (Morales de la Garza y Carranza-Edwards, 1995).

IV.2 Aspectos Meteorológicos

El Golfo de Tehuantepec está influenciado meteorológicamente por los vientos provenientes del norte, tormentas y ciclones tropicales, por la oscilación cuasi-bianual del Pacífico y por la Oscilación del Sur “El Niño” (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998). Presenta un clima cálido subhúmedo con régimen de lluvias de verano. Las corrientes atmosféricas tienen una marcada estacionalidad, la cual se puede resumir en dos fases: invierno y verano.

En la fase de invierno los giros atmosféricos anticiclónicos que se forman en la región de Alaska, y el noroeste de Canadá, viajan hacia el sur, introduciéndose en el Golfo de México y se intensifican al pasar por el Istmo de Tehuantepec. Esto ocurre por la reducción del área que circunda el continente: al reducir el área transversal sobre la cual el viento fluye y entrar en contacto con una región de menor presión, los vientos aumentan su velocidad considerablemente produciendo el fenómeno conocido como “Nortes” (McCreary et al., 1989; Monreal-Gómez y Salas de León, 1998).

Las ondas frías del norte que pasan por el Istmo de Tehuantepec llegan a una atmósfera más cálida, produciendo vientos de descenso de fuerte intensidad, denominados “tehuanos o tehuantepecanos”, cuya duración es de 3 a 5 días con un periodo de recurrencia de 15 días, llegando a tener velocidades mayores a 25 m/s. El producto del impacto del viento con el agua superficial genera grandes surgencias por el afloramiento de aguas más profundas (subsuperficiales), las cuales tienen temperaturas de hasta 10 °C menores que las superficiales y con mayores contenidos de sales y nutrientes (silicatos, fosfatos, nitratos y nitritos), que al entrar en la zona de influencia de la radiación solar propician la actividad fotosintética y se desarrolla una red trófica (Gallegos y Barberán, 1998). Las surgencias llegan a tener aproximadamente 500 km de longitud, 200 km de ancho (Roden 1961, en McCreary et al., 1989) y profundidades de 100 m (McCreary et al., 1989; Gallegos y Barberán, 1998). La respuesta de la surgencia al viento es de 36 horas pudiendo alcanzar velocidades verticales de 10 m/día

(Roden 1961, en Monreal-Gómez y Salas de León, 1998).

La dinámica del Golfo de Tehuantepec se ve afectada cuando ocurre El Niño Oscilación del Sur (ENSO por sus siglas en inglés) y la Niña, manifestándose como una anomalía de temperatura superficial del océano (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998) y, presentando un aumento o disminución de las velocidades y ocurrencias de los nortes (Romero-Centeno et al., 2003), las cuales pueden intensificar o debilitar las surgencias. Esto puede ser debido a que el sistema de alta presión atmosférica en el Caribe se encuentra más al sur que en su posición promedio (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998).

En la fase del verano los vientos provienen del E y SE y son débiles, aunque cuando hay ocurrencia de huracanes estos llegan a intensificarse (Hurd, 1929). También se observa una estratificación de las masas de agua debido a la proximidad de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), cuyo efecto es el de estabilizar los movimientos verticales en las aguas, ocasionando baja productividad (Ritter y Guzmán, 1984; en Monreal-Gómez y Salas de León, 1998).

La temperatura promedio anual en la superficie del mar es de 25-30 °C (Gallegos y Barberán, 1998). En invierno, en la zona afectada por las surgencias, la temperatura desciende y alcanza temperaturas entre 17 y 22 °C, variando de forma inversa a la velocidad del viento (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998). En verano la temperatura se encuentra en un rango entre 28 y 30 °C (Meave y Hernández-Becerril, 1998).

IV.3 Productividad

Los primeros estudios sobre productividad primaria en aguas superficiales se realizaron entre 1958 y 1959, donde los valores más altos se registraron entre noviembre y febrero (Blackburn et al., 1962; en Lara-Lara et al., 1998). Posteriormente se realizaron campañas oceanográficas entre 1967 y 1968, donde los resultados concuerdan con los presentados en los primeros estudios, es decir, los máximos valores de productividad se presentaron en los meses de febrero y marzo (Owen y Zeitzchel, 1970). Robles-Jarero y Lara-Lara (1993) dividen al Golfo en 3 zonas (oeste, centro y este), encontrando altos valores de clorofila y productividad primaria en los meses de enero y febrero, principalmente en la

parte occidental. Meave y Hernández-Becerril (1998) presentan resultados de 3 cruceros a lo largo del año 1998. Estos autores observan que las tasas más altas de productividad primaria y diversidad de especies se registraron en la zona occidental durante la época de invierno, lo cual se asocia a las surgencias.

En muestras de las campañas MIMAR III (mayo-junio 1987) y MIMAR IV (marzo-abril 1988) Pérez-Cruz y Machain-Castillo (1990), se observan varias especies de foraminíferos bentónicos las cuales están asociadas a Zonas de Oxígeno Mínimo. En profundidades mayores a los 100 m, los foraminíferos son el principal componente biogénico, pues constituyen hasta el 99% de la fracción de arenas, como es el caso de los Bancos Chiapaneco y Oaxaqueño, donde algunos biogénicos se encuentran parcialmente o totalmente reemplazados por P_2O_5 (Carranza-Edwards et al., 1998). Estas concentraciones tan altas de fosfatos están relacionadas con las corrientes de surgencias que se originan durante el invierno (Morales de la Garza y Carranza-Edwards, 1995). Carranza-Edwards et al. (1998) plantea que posiblemente se está realizando una sustitución parcial de carbonato por fluorapatita, debido a los bajos contenidos de oxígeno.

Molina-Cruz y Martínez-López (1994) llevaron a cabo un estudio de los sedimentos superficiales en el Golfo de Tehuantepec, y encontraron que en verano los radiolarios están asociados a la invasión de la Corriente Costera de Costa Rica y en invierno se presentan dos asociaciones principales, la primera relacionada a las surgencias eólicas (parte central del golfo) y la segunda a la invasión de la Corriente de California (parte occidental del golfo). De acuerdo con estos autores, la distribución de los radiolarios está controlada por las masas de aguas tropicales y subtropicales que participan en los procesos de surgencias y por la batimetría.

Machain-Castillo et al. (2008) en un estudio de sedimentos superficiales plantean que los foraminíferos en el Golfo de Tehuantepec presentan la máxima abundancia en las áreas que están influenciadas por las surgencias en el invierno, entre los $95^{\circ}15' W$ y $93^{\circ}15' W$, al parecer esta señal es predominante en los sedimentos a lo largo de todo el año. Fuera del área de surgencias, la abundancia de los foraminíferos disminuye tanto en invierno como en verano.

IV.4 Masas de Agua

La capa de mezcla en el Golfo de Tehuantepec tiene una profundidad promedio de 10 a 30 m, encontrándose en la parte oriental entre 20 y 25 m y, en la parte occidental entre 40 y 60 m. En los meses de octubre a diciembre, la capa de mezcla disminuye a profundidades menores a 10 m (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998). Debido a la profundidad de la capa de mezcla la termoclina permanente es muy somera (Stumpf, 1974; Monreal-Gómez y Salas de León, 1998; Vázquez et al., 1998), en promedio a 50 m de profundidad (Gallegos y Barberán, 1998).

Pérez-Cruz y Machain-Castillo (1990) plantean que la zona de oxígeno mínimo se encuentra aproximadamente entre los 75 y 100 m hasta los 500 m y puede presentar concentraciones de 0 a 0.5 ml/l de oxígeno. Además, esta zona está asociada con los valores máximos de nitratos, nitritos, fosfatos y silicatos (Vázquez et al., 1998).

El análisis de la circulación en la zona próxima al Golfo de Tehuantepec y los diagramas de temperatura y salinidad, caracterizan las masas de agua, las cuales son:

El Agua Superficial Ecuatorial (ASE), se localiza de la superficie a los 70 m en la parte oeste y, en el resto desde la superficie hasta los 35-40 m. Su espesor disminuye hacia la costa (Machain et al., 2008), se caracteriza por tener valores altos de temperatura (25 °C) y valores bajos de salinidad (34) (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998).

El Agua Subtropical Subsuperficial (AStSs), se encuentra por debajo del ASE y se extiende verticalmente hasta los 470 m en la parte central y a 430 m en los extremos (Machain et al., 2008), presenta una temperatura que varía entre los 15 y 28 °C con una alta salinidad, alcanzando valores hasta los 35 y 36 (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998).

Por debajo del AStSs, se encuentra el Agua Intermedia del Pacífico (AIP) y, su límite inferior se localiza a los 1200 m al oeste y de 600 a 900 m en el resto del golfo (Machain et al., 2008). Esta masa de agua presenta temperaturas bajas de aproximadamente 5 °C y valores de salinidad de alrededor de 34.5 (Monreal-

Gómez y Salas de León, 1998).

El Agua Profunda del Pacífico (APP), se localiza a partir de 1200 m de profundidad hasta el fondo (Machain et al., 2008) y tiene temperaturas entre 1 y 2 °C, con valores de salinidad de 34.6 y 34.7 (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998).

Durante el invierno y la primavera, el agua de la Corriente de California incursiona en la porción occidental del Golfo de Tehuantepec. Esta masa de agua se caracteriza por tener valores bajos de temperatura, que oscilan entre los 12 y 18 °C, cuyos valores de salinidad son relativamente bajos (<34) (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998).

IV.5 Corrientes oceánicas

La circulación en el Pacífico Tropical Este está influenciada por los desplazamientos latitudinales de los Vientos Alisios y de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) (Molina-Cruz y Martínez-López 1994). Las corrientes superficiales presentes en esta zona se muestran en la Figura 5 y son: la Corriente de California (CC), la Corriente Norecuatorial (CNE), la Contracorriente Norecuatorial (CCNE) y la Corriente Surecuatorial (CSE). Al igual que las corrientes atmosféricas, estas corrientes oceánicas presentan una marcada estacionalidad, con fases de invierno y verano.

En la fase de invierno, la ZCIT se encuentra en su posición más cercana al Ecuador (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998) y la CCNE no llega hasta la costa debido a que los vientos van en sentido contrario a ella (Fig. 5a). La CC se sitúa aproximadamente a los 15 °N, donde alimenta a la CNE y entra al Golfo de Tehuantepec, en la parte oeste de las capas subsuperficiales (Molina-Cruz y Martínez-López 1994).

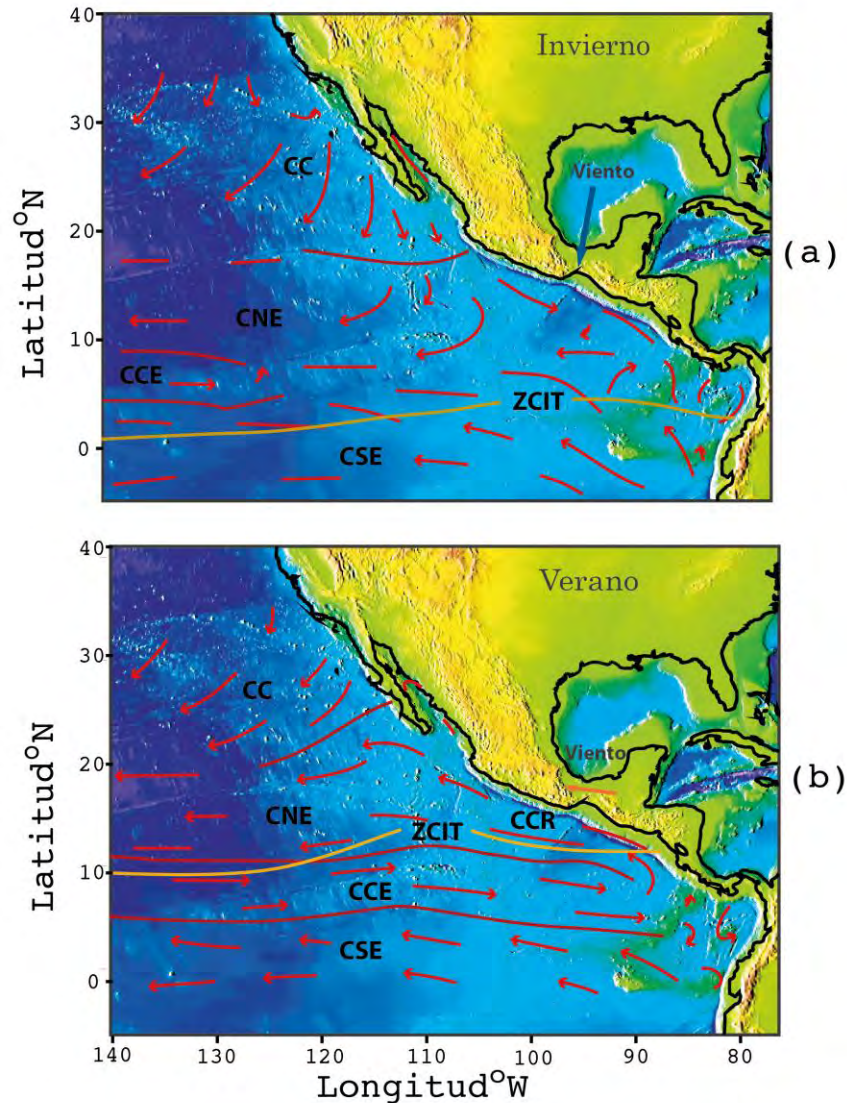


Figura 5. Patrones de circulación oceánica superficial en (a) invierno y (b) verano (Modificada de Lavín y Marinone, 2003). Las flechas rojas indican la dirección de las corrientes superficiales.

Durante la fase de verano, la ZCIT se encuentra en su posición más al norte (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998). La CC se desvía alrededor de los 22 °N hacia el oeste, y junto con la CCNE alimentan a la CNE (Fig. 5b). La Corriente Costera de Costa Rica fluye hacia el noroeste y entra al Golfo de Tehuantepec (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998; Trasviña y Barton, 1997), invadiéndolo con agua tropical (temperatura > 25 °C y salinidad < 34 ppm) (Molina-Cruz y Martínez-López 1994).

IV.6 Hidrografía

Los ríos que aportan sedimentos al Golfo de Tehuantepec se encuentran comprendidos dentro de las cuencas hidrológicas costeras de Oaxaca y Chiapas y la Cuenca de Tehuantepec (Fig. 6), localizadas en los estados de Oaxaca y Chiapas. Estos estados se caracterizan por un régimen de lluvias de verano donde la precipitación pluvial ocurre predominantemente entre junio y septiembre. La precipitación pluvial promedio en Oaxaca es de 126 mm/año, mientras que en el estado de Chiapas es de 166 mm/año (CONAGUA, 2010).

Entre los ríos más importantes presentes en estas cuencas se encuentran: Copalita, Zimatán, Ayuta, Huamelula, Tenango, Tehuantepec, De los Perros, Chicapa, Espanta Perros, Tamarindo, Frío, Pijijiapan, Novillero, Huehuetán, Coatán, Cahoacán y Suchiate.

Los ríos Suchiate y Tehuantepec son los principales, con un mayor escurrimiento natural promedio superficial en el Golfo de Tehuantepec, de aproximadamente 2,700 y 950 millones de m^3 al año, respectivamente. El río Tehuantepec es el que drena mayor área (Fig. 6) con aproximadamente 10,000 km^2 (CONAGUA, 2010).

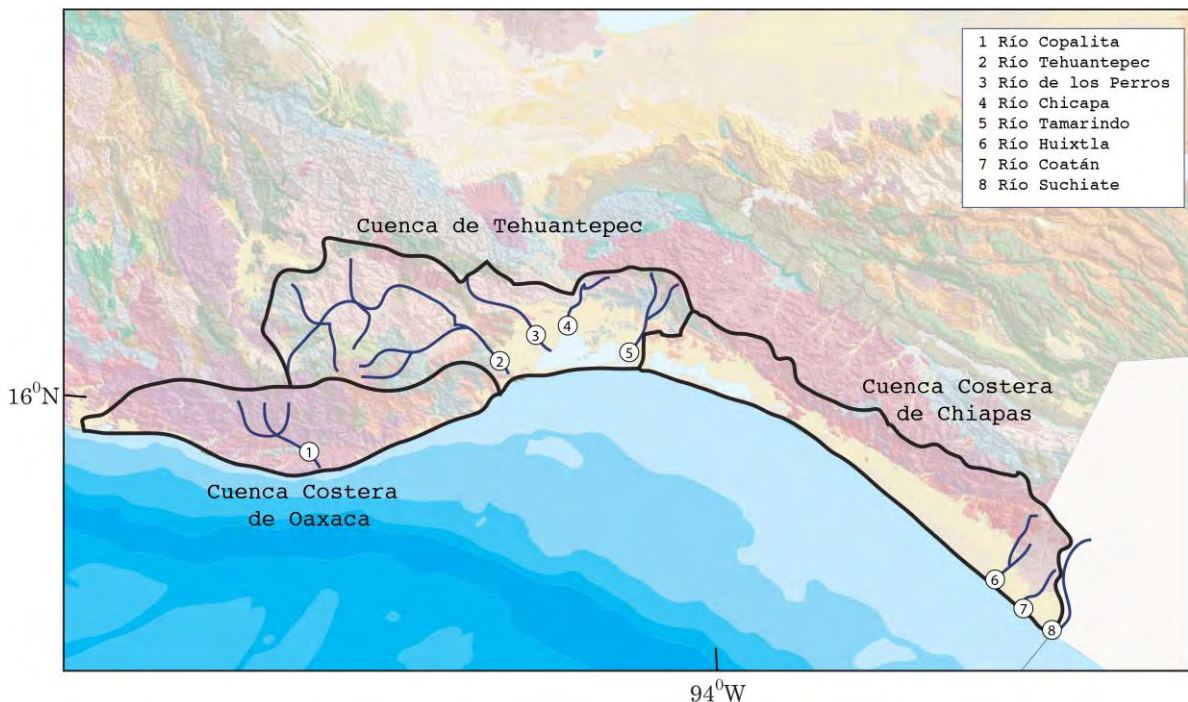


Figura 6. Cuencas Hidrográficas y ríos principales del área de estudio (Modificado de la Carta Geológica de la República Mexicana, 2007).

IV.7 Geología

De acuerdo con Carranza-Edwards et al. (1998) la formación de la Cuenca del Golfo de Tehuantepec se puede deber a dos factores que pudieron actuar en conjunto o de manera independiente. El primero se relaciona a un fracturamiento de la corteza, que pudo ser la causa del hundimiento y formación de la cuenca, mientras que el segundo, se podría deber a la presencia de un arco magmático durante el Mioceno, el cual dio lugar a un sistema de arco-fosa con su relativa cuenca de ante-arco. Durante el Cenozoico Medio y Tardío, la subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa de Norteamérica controló la tectónica en esta región. A partir del Cenozoico Tardío (Plioceno) la región es dominada por los movimientos del sistema de fallas Motagua-Polochic (Burkart, 1978; Guzmán-Speziale, 2010).

Entre las características geológicas más importantes que intervienen en la geomorfología y batimetría del Golfo de Tehuantepec se encuentran, su cercana ubicación con un punto triple (Placa Norteamericana, Placa de Cocos y la Placa del Caribe, Fig. 7) y cuatro elementos estructurales: la dorsal de Tehuantepec, la trinchera Mesoamericana, la fractura de Tehuantepec y el sistema de fallas Motagua-Polochic. Estos elementos al parecer son los responsables de que la plataforma no se encuentre bien desarrollada hasta los 200 m (Carranza-Edwards et al., 1998).

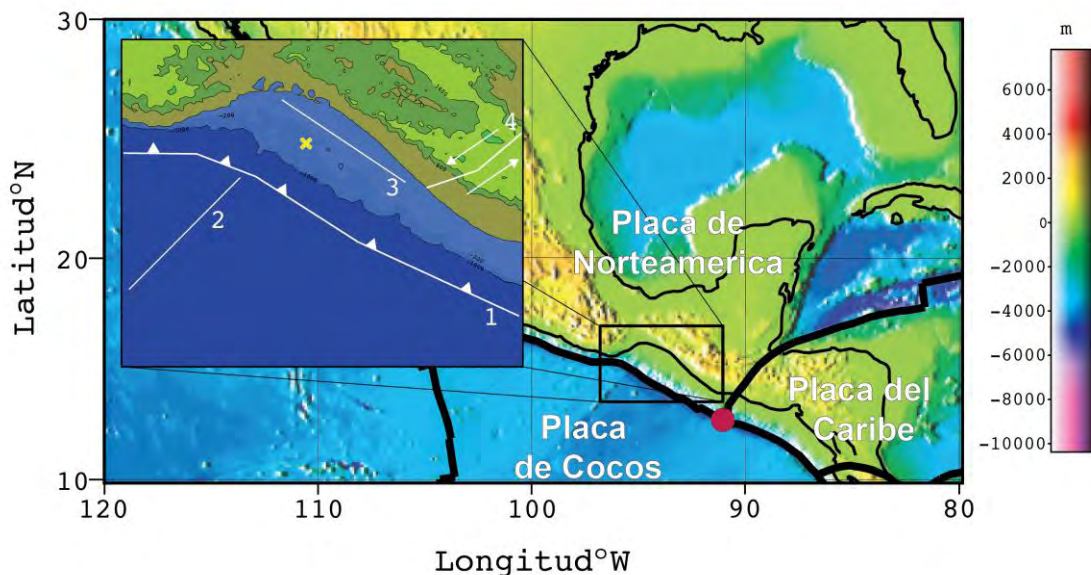


Figura 7. Características estructurales del Golfo de Tehuantepec. 1. Trinchera Mesoamericana. 2. Dorsal de Tehuantepec. 3. Fractura de Tehuantepec. 4. Sistema de fallas Motagua-Polochic

IV.7.1 Geología Regional

Los principales grupos litológicos que dan origen a los sedimentos marinos depositados en el área de estudio, provienen de las cuencas hidrográficas de Tehuantepec, Oaxaca y Chiapas (Fig. 6). La cuenca costera de Oaxaca en su mayoría está comprendida por el complejo Oaxaqueño, el cual representa la localidad con mayor exposición de rocas grenvilianas en el país, que consisten principalmente en paragneiss y en menores proporciones charnoquitas, sienitas, migmatitas, ortogneiss y rocas ígneas como gabro-dioritas y gabros del Proterozoico (Solari et al., 2003; Morán-Zenteno, 1994). En esta región también podemos encontrar una secuencia volcanosedimentaria del Mesozoico, constituida por andesitas, areniscas, lutitas y limolitas con intercalaciones de lentes calcáreos pertenecientes al Arco Chontal (Carfantan, 1981; SGM, 2000); así como, granitos y dioritas del Mioceno (Fig. 8).

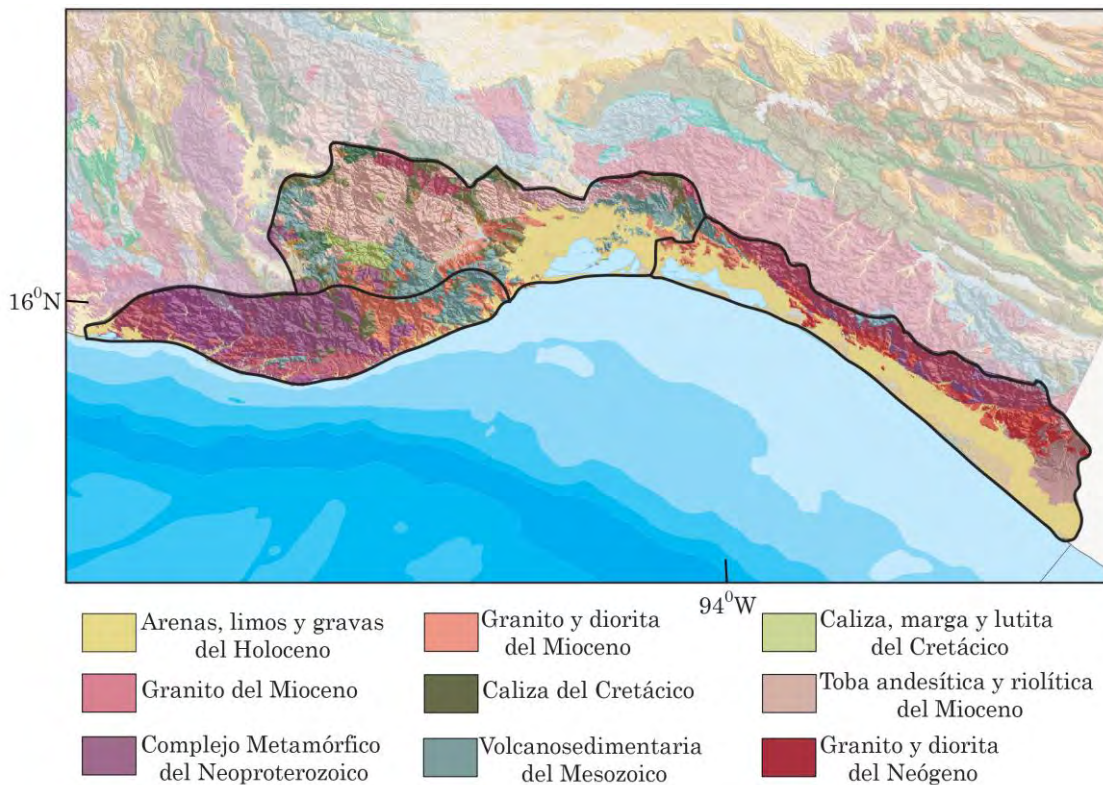


Figura 8. Grupos litológicos principales (Modificado de la Carta Geológica de la República Mexicana, 2007).

La Cuenca de Tehuantepec está comprendida por tobas andesíticas y riolíticas, granitos y dioritas del Mioceno, metacalizas, calizas, margas y lutitas del Cretácico; así como, arenas, limos y gravas del Holoceno. La cuenca costera de

Chiapas presenta principalmente variaciones litológicas de granito, granodiorita y diorita del Mioceno, aunque también se presentan arenas, limos y gravas del Holoceno (SGM, 2007). En la región fronteriza con Guatemala, se encuentra el volcán Tacaná de composición andesítica-dacítica (Macías, 2005).

IV.7.2 Sedimentología

En estudios de los sedimentos de la llanura costera frente al Golfo de Tehuantepec, se ha encontrado que los sedimentos de playas y dunas tienen una mayor simetría y clasificación que los sedimentos fluviales, abundando las arenas medias. Estos sedimentos fueron derivados de diferentes cuerpos de rocas, con edades que van desde el Precámbrico al Cenozoico (Carranza-Edwards et al., 1998). Los sedimentos litorales están compuestos por feldsarenitas (Folk, 1974; Folk 1954, en Palacios Salinas, 1992). Se observa que las playas del Estado de Oaxaca presentan un promedio de 62% de feldspatos (desviación estándar=7.8%) y un promedio de 35% de cuarzo (desviación estándar=8.7%) y, las playas del Estado de Chiapas presentan un promedio de 66% de feldspatos (desviación estándar=9.2%) y 19% de cuarzo (desviación estándar=13.89%) (Fig. 9; Carranza-Edwards et al., 1998).

Los estudios en la plataforma continental realizados durante la campaña oceanográfica MIMAR III y MIMAR IV, permitieron definir que las arenas son los sedimentos más abundantes y se encuentran ampliamente distribuidas en la parte central del golfo a profundidades de entre los 30 y 100 m. Dentro de estas se encuentran algunos parches de arenas lodosas y arenas con gravas, las cuales están constituidas por fragmentos de gasterópodos y/o bivalvos. En su parte oriental y central hasta los 30 m de profundidad, se encuentran arenas lodosas y lodos arenosos. En profundidades menores de 70 m predominan las arenas y arenas lodosas. Los fragmentos de rocas se restringen a profundidades menores a los 100 m y se encuentran principalmente en la parte oriental (Carranza-Edwards et al., 1998).

La determinación de los principales constituyentes mineralógicos de la fracción gruesa de los sedimentos del piso del golfo fueron: cuarzo, feldspatos, biotita y moscovita.

El cuarzo y los restos de organismos marinos (testas de foraminíferos, restos de bivalvos, gasterópodos, vértebras de peces, etc.) son los componentes más abundantes en los sedimentos. El material vegetal o leñoso está constituido por fragmentos fibrosos, tales como tallos y hojas vegetales, que frecuentemente se encuentran en estados de carbonización, los cuales se distribuyen principalmente en la parte occidental del golfo (Morales de la Garza y Carranza-Edwards, 1995).

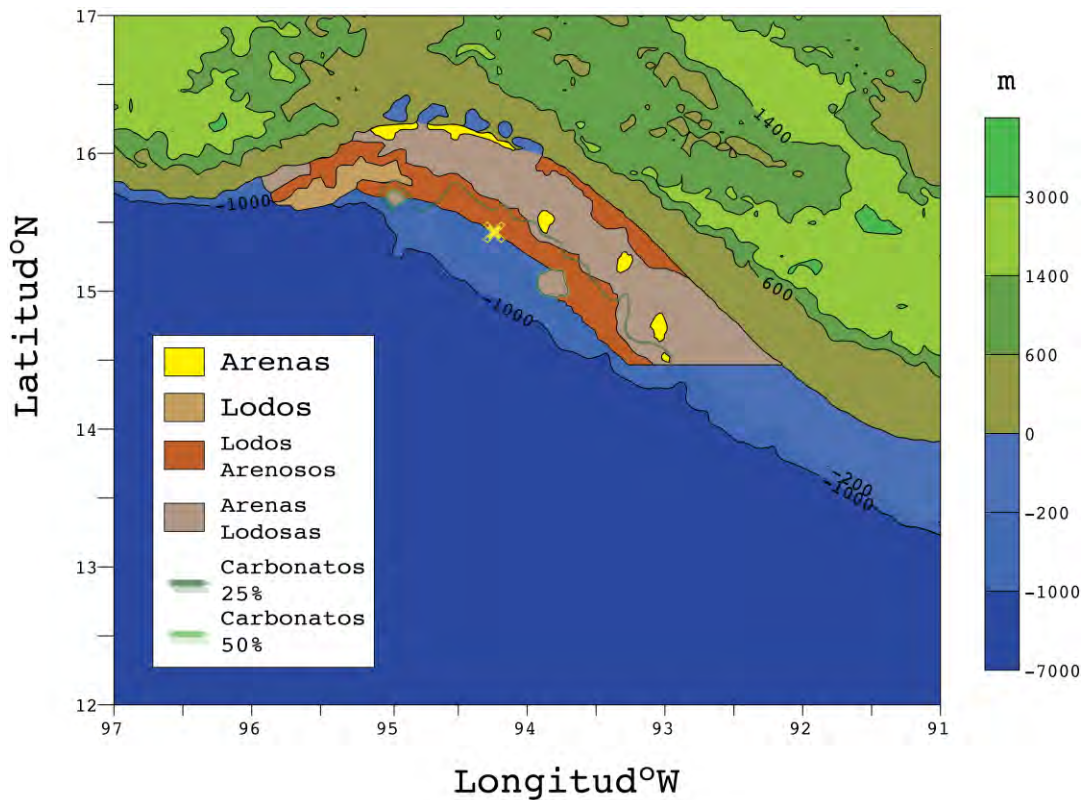


Figura 9. Distribución textural de sedimentos del piso marino (Modificado de Carranza-Edwards et al., 1998).

V. MATERIALES Y MÉTODOS

V.1 Colecta de la columna sedimentaria

Entre el 27 de mayo y el 24 de junio del 2002 se realizó la campaña oceanográfica MD126-MONA (siglas en inglés de *Márgenes de Norteamérica*) a bordo del buque oceanográfico "Marion Dufresne" que fue desde Vancouver (Canadá) hasta Panamá y se organizó en el marco del programa IMAGES VIII (siglas en inglés de *Estudio Marítimo Internacional del Cambio Climático*).

La secuencia sedimentaria analizada en este estudio fue recolectada con un nucleador de pistón gigante "Calypso". El núcleo de sedimentos, denominado MD02-2523, corresponde a la estación número 27, la cual está ubicada en las coordenadas 15°25.74' N, 94°14.33' W dentro del Golfo de Tehuantepec (Fig. 4). La secuencia sedimentaria tiene una longitud de 18.4 m y fue recuperada bajo un tirante de agua de 202 m.

La secuencia fue dividida en 12 secciones de 1.5 m de longitud, cada sección fue cortada longitudinalmente: una mitad fue utilizada para realizar los muestreos y análisis necesarios y la otra se guardó como testigo. La superficie de los sedimentos de cada sección se limpió de astillas de plástico y luego se cubrió con una película de plástico. Cada mitad de núcleo se almacenó en un recipiente refrigerado a ~ 9 °C (Beaufort, 2002). Posteriormente se obtuvieron muestras consecutivas cada 2 cm y se almacenaron en cubos de acrílico de 8 cm³, para un total de 889 muestras. En este estudio se considera el análisis e interpretación de los primeros 688 cm (331 muestras), en el cual se tiene un control cronológico con base en fechamientos de radiocarbono.

V.2 Descripción de la columna sedimentaria

La descripción general del núcleo MD02-2523 presentada en este trabajo, es tomada del Informe Técnico de la Campaña Oceanográfica MD 126-MONA, 2002. Esta incluye la descripción litológica, color, estructuras sedimentarias, textura y perturbaciones en el núcleo.

Con base en la clasificación granulométrica de Folk (1974) los sedimentos que constituyen el núcleo MD02-2523 se clasifican como arcillas limosas. A grandes rasgos, el componente terrígeno representa alrededor del 85% y el 15% restante es de origen biogénico. De acuerdo a la descripción del núcleo y con base en el sistema de color Munsell, el rango de colores de los sedimentos va de gris olivo y gris olivo oscuro, a gris muy oscuro y negro, con algunos intervalos bioturbados (Beaufort, 2002).

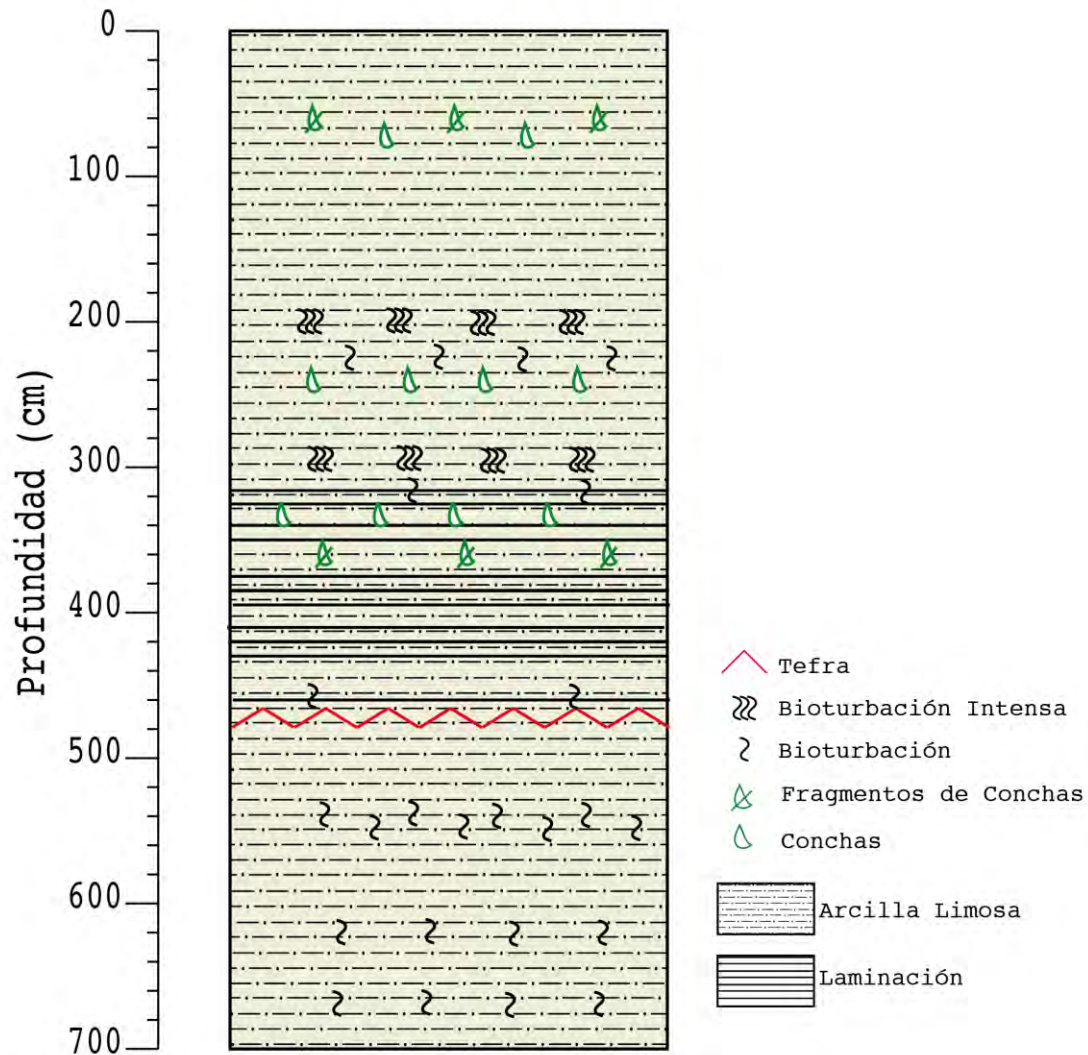


Figura 10. Esquema de la secuencia sedimentaria MD02-2523 (Modificado de Beaufort, 2002).

En la parte basal de los 620-600 cm se encuentran oozes diatomáceas con algunos granos de materiales terrígenos. De los 476 a los 480 cm se observa una capa de ceniza, de color gris claro a blanco, con un contacto abrupto en la

base y un contacto gradual en la cima de esta capa. De los 470 a los 320 cm se presentan pequeños intervalos de láminas claras y oscuras de hasta 8 cm de espesor. A los 241, 80 y 70 cm se encontraron conchas y fragmentos de conchas. Finalmente, en la cima de la secuencia sedimentaria, el sedimento es muy homogéneo y se reporta que presentó un alto contenido de agua (Fig. 10; Beaufort, 2002).

V.3 Análisis

V.3.1 Frotis

Durante la realización de este trabajo de tesis se tomaron 25 frotis a diversas profundidades de la columna sedimentaria, en donde de acuerdo a la descripción de la secuencia se observaron cambios importantes. Los frotis fueron observados con un microscopio petrográfico Olympus BX60, con el propósito de reconocer los componentes sedimentarios principales y sus abundancias.

V.3.2 Fechamiento con ^{14}C AMS

El establecimiento del marco cronológico de la secuencia sedimentaria se realizó con del método de radiocarbono en muestra total (5 g) con la técnica de AMS (siglas en inglés de Espectrometría de Masas con Acelerador). En total se llevaron a cabo 6 fechamientos, 4 de los cuales fueron realizados en el Laboratorio Rafter, en Nueva Zelanda y 2 en el Laboratorio Beta Analytic Inc., en Miami, Estados Unidos. Las profundidades de los intervalos elegidos para los fechamientos se centran en 11, 74, 172, 361, 504 y 687 cm.

V.3.3 Modelo de Edad

El modelo de edad se definió con los fechamientos convencionales reportadas por los laboratorios, los cuales fueron calibradas con el programa OxCal 4.1 (Stuiver y Reimer, 1993) y el conjunto de datos de la curva de calibración de carbono 14 marino Marine09 (Hughen et al, 2004) tomando un parámetro de edad de reservorio $\Delta R=162 \pm 50$ (Berger et al., 1966). Para construir el modelo

que nos permitió conocer la edad de cada centímetro del depósito sedimentario y estimar las tasas de sedimentación, se realizó un ajuste lineal en MATLAB (R2011a) entre cada par de fechamientos, utilizando la edad de mayor probabilidad 2σ (95.4%) calibrada antes del presente. La pendiente de la recta ajustada representa la tasa de sedimentación del intervalo (mm/año). Finalmente, debido a que la cima de la secuencia sedimentaria no fue fechada, se realizó una extrapolación del modelo de edad para las dos primeras muestras.

V.3.4 Análisis Geoquímicos

Se realizó la medición de concentraciones de elementos químicos mayores, menores y traza en las 331 muestras (688 cm), con un equipo de fluorescencia de rayos X (FRX) marca Niton modelo XL3t 900 Series, el cual consiste en una unidad de fluorescencia con tubo de rayos X miniaturizado y tecnología GOLDD (*Geometrically Optimized Large Area Drift Detector*). Para el control de calidad de las mediciones se utilizaron dos estándares denominados RCA y HISS-1, este último para muestras de sedimentos marinos. Todas las mediciones de FRX fueron realizadas en el Laboratorio de Paleoceanografía y Paleoclimas del Instituto de Geofísica (IGF), de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

Se analizaron un total de 40 elementos, de los cuales únicamente fueron utilizados aquellos que son considerados como indicadores de parámetros climáticos u oceánicos (Ba, Ca, Fe, K, Si, Ti, V y Zr) y que presentan un error menor al 15%, porcentaje que se considera aceptable de acuerdo a los objetivos de este estudio.

Posteriormente se realizaron las gráficas de las concentraciones de elementos contra la edad estimada a partir del modelo de edad para cada medición. Las unidades para los elementos traza fueron partes por millón (ppm) y para los elementos mayores y menores fue porcentaje en peso (%).

V.3.5 Susceptibilidad Magnética

Los registros de susceptibilidad magnética fueron tomados del reporte del Proyecto Interno del Instituto de Geofísica-G118 (Pérez-Cruz, 2008). Las

mediciones se realizaron en el Laboratorio de Paleoc oceanografía y Paleoclimas del Instituto de Geofísica de la UNAM, utilizando un susceptibilímetro marca Bartington MS2 equipado con un sensor de frecuencia dual MS2B. Las mediciones se realizaron en baja (χ_{fb}) y alta (χ_{fa}) frecuencia a 0.465 kHz y 4.65 kHz, respectivamente.

V.3.6 Densidad

Se calculó la densidad, realizando la división de la masa (g) entre el volumen (cm^3) de cada una de las muestras, por lo que sus unidades se reportan en g/cm^3 . Los datos de masa de cada muestra fueron tomados del reporte del Proyecto Interno del Instituto de Geofísica-G118 (Pérez-Cruz, 2008) y el volumen se consideró como un parámetro constante, debido a que los muestreos fueron realizados en cubos de susceptibilidad magnética con dimensiones estándar y volumen invariable ($8 cm^3$).

V.4 Análisis Matemáticos

V.4.1 Parámetros Estadísticos

Con la información geoquímica y de susceptibilidad magnética, se realizó el cálculo de los parámetros estadísticos siguientes: valor mínimo y máximo, media y desviación estándar, con ayuda del programa MATLAB (R2011a). Además, se calcularon las relaciones V/Ti y susceptibilidad magnética/Ti.

De igual forma, se calculó el coeficiente de correlación lineal Spearman (ρ), para lo cual, a cada serie de datos se le restó su media y se dividió entre su desviación estándar.

El coeficiente de correlación nos indica el grado y tipo de relación existente entre dos variables no paramétricas. Existen dos tipos de relación entre las variables, la directa y la indirecta. Una relación directa es una correlación positiva y se encuentra en el rango de 0 a 1, es decir, cuando una variable aumenta la otra lo hace de igual manera. Una relación indirecta o inversa, es una correlación negativa y se encuentra en el rango de 0 a -1, en este caso, una variable

aumenta y la otra disminuye. Independientemente del signo del coeficiente, un valor cercano a 1 indica un mayor grado de correlación que un valor cercano a 0. Bisquerra (2009) presenta una propuesta detallada del grado de correlación de acuerdo al valor del coeficiente (Tabla 2).

Tabla 2. Interpretación de los coeficientes de Correlación (Bisquerra, 2009)

| Coeficiente de correlación | Interpretación |
|----------------------------|--------------------------------|
| $\pm 0-0.2$ | correlación prácticamente nula |
| $\pm 0.21-0.40$ | correlación baja |
| $\pm 0.41-0.70$ | correlación moderada |
| $\pm 0.71-0.90$ | correlación alta |
| $\pm 0.91-1$ | correlación muy alta |

V.4.2 Periodicidades

Para este análisis se utilizaron los datos de las concentraciones de los elementos así como lo de las mediciones de la susceptibilidad magnética en función del tiempo, también conocidas como series de tiempo y, se les aplicó la Transformada Rápida de Fourier (TRF). La TRF es una herramienta matemática que nos permite analizar de manera rápida las señales estacionarias con comportamientos periódicos.

Para la aplicación de la TRF se necesita que las series de tiempo tengan un intervalo de muestreo constante, el cual se obtuvo conforme al teorema de muestreo Nyquist, que indica que para poder replicar con exactitud la forma de una serie es necesario que la frecuencia de muestreo sea superior al doble de la frecuencia máxima de una señal. De acuerdo con lo anterior, se realizó una interpolación de todas las series de tiempo con una frecuencia de muestreo de 200 años y, finalmente, se realizó la TRF utilizando el programa computacional MATLAB (R2011a).

Para situar las ciclicidades a lo largo del registro en tiempo y no en frecuencia, se utilizó la transformada de ondícula, con la cual se logra un mapeo de la distribución de las potencias en ambos dominios. Al igual que con la TRF, se realizó un muestreo equiespaciado en tiempo y posteriormente se utilizó el algoritmo de Grinsted et al. (2004) con algunas modificaciones.

VI. RESULTADOS

VI.1 Descripción microscópica de los frotis del núcleo MD02-2523

A partir del análisis de los frotis se determinó que la mineralogía y componente biogénica de los sedimentos estudiados, es muy similar a lo largo del núcleo y la diferencia más importante se presenta únicamente en el porcentaje que presenta cada uno de éstos en la secuencia. En resumen, los sedimentos clásticos presentan partículas del tamaño de arcillas y limos, con una clasificación moderada a mala y clastos subredondeados a subangulosos. Mineralógicamente están compuestos primordialmente de cuarzo, feldspatos, biotita y clorita. La ceniza está conformada principalmente por vidrio y por una fracción menor de los minerales antes mencionados. La componente biogénica está constituida principalmente por diatomeas, foraminíferos y fragmentos de otras testas silíceas.

VI.2 Cronología

En la Tabla 3 se presentan los valores de las edades calibradas; así como, las tasas de sedimentación estimadas.

Todos los fechamientos fueron congruentes con su profundidad, presentándose únicamente dos dificultades. La primera es una incongruencia estratigráfica en la profundidad 504 cm, cuya edad calibrada es más joven que la esperada y la segunda ocurre porque la calibración de la edad en el intervalo más profundo, rebasa el alcance de la curva de calibración del ^{14}C (Fig. 11).

La estimación del modelo cronológico indica que la edad aproximada de la base de la secuencia es ca. 49 ka cal. AP y de la cima alrededor ca. 0.7 ka cal. AP (Fig. 12). Las tasas de sedimentación son variables a lo largo del núcleo, abarcando el rango entre 0.09 mm/año y 0.18 mm/año.

Tabla 3. Resultados de los fechamientos con ^{14}C AMS realizados en el núcleo MD02-2523.

| Clave de Laboratorio | Profundidad (cm) | Tipo de muestra | Edad Radiocarbono $\pm 2\sigma$ (años) | Edad Calibrada (años cal. AP) | Tasa de Sedimentación (mm/a) |
|----------------------|------------------|-----------------|--|-------------------------------|------------------------------|
| NZA 38648 | 11 | Sedimento total | 1577 \pm 15 | 830-1092 | - |
| Beta-317614 | 74 | Sedimento total | 4960 \pm 40 | 4880-5267 | 0.1516 |
| NZA 38649 | 172 | Sedimento total | 9992 \pm 30 | 10555-11004 | 0.1761 |
| NZA 38650 | 361 | Sedimento total | 26430 \pm 620 | 29500-31386 | 0.0947 |
| NZA 38651 | 687 | Sedimento total | 46300 \pm 1900 | 46166- 50000* | 0.176 |

* Límite de la curva de calibración de radiocarbono.

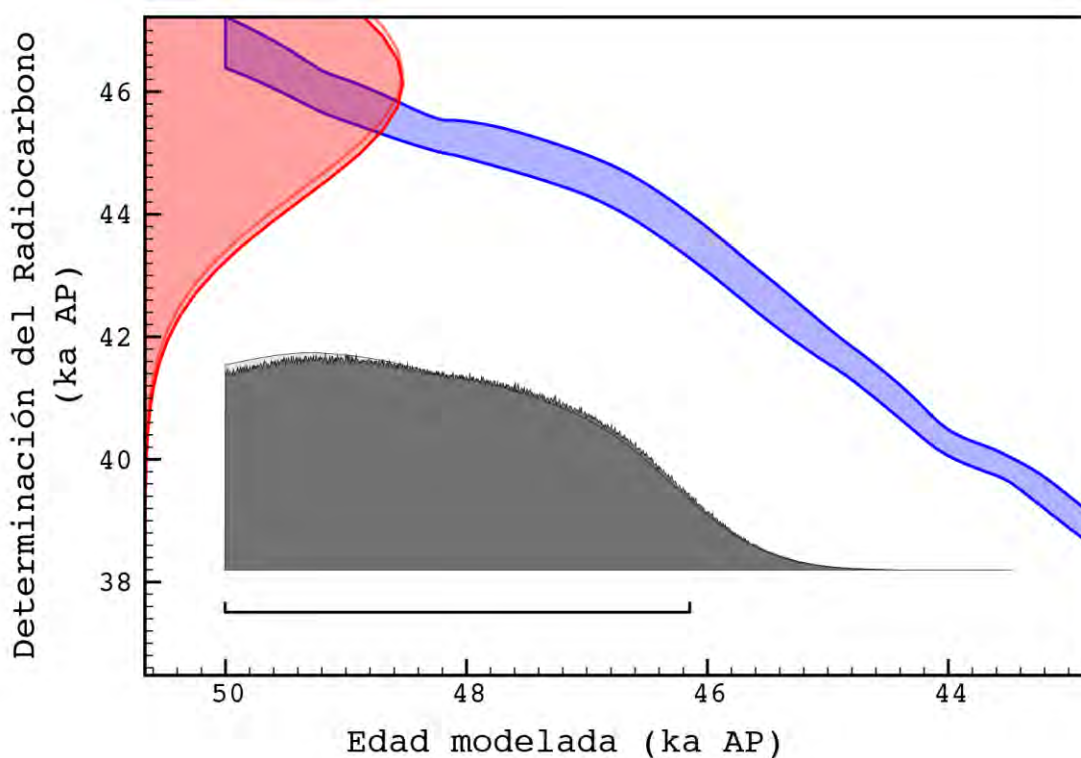


Figura 11. Distribución de probabilidad de edades calibradas de la muestra NZA 38651 (Bronk Ramsey, 2009). La curva en color azul representa la variación en el tiempo de ^{14}C atmosférico y su desviación estándar, en rojo se muestra la distribución de probabilidad de la edad convencional y, en gris se muestra la distribución de probabilidad de la edad calibrada, cuyo intervalo 2σ se delimita con la línea negra horizontal de la parte inferior.

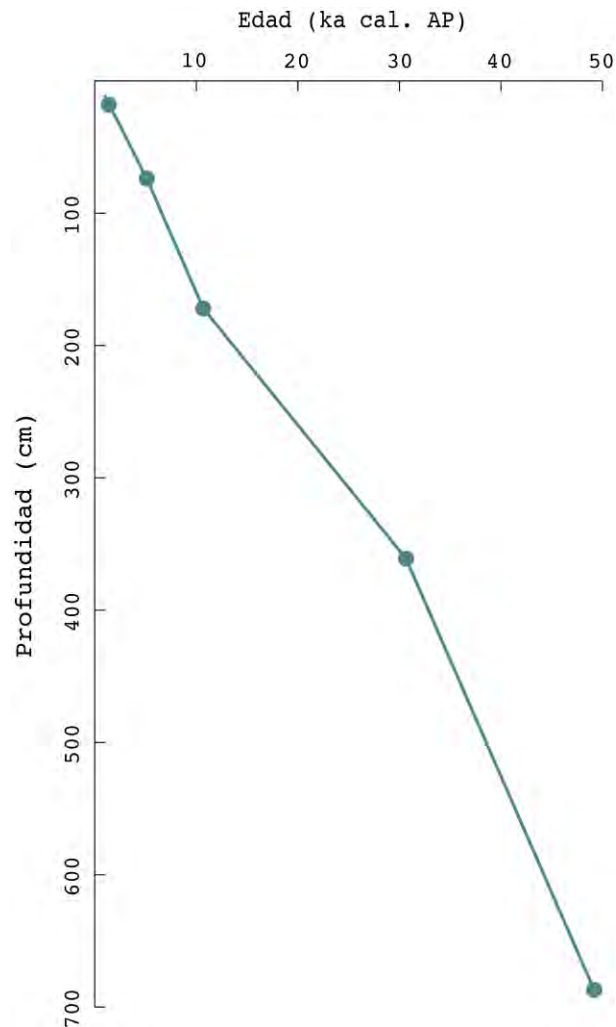


Figura 12. Modelo de edad de la secuencia sedimentaria MD02-2523. Los intervalos datados se muestran con círculos.

Con el ajuste lineal de los fechamientos se estimó la tasa de sedimentación promedio para los primeros 688 cm, la cual es de 0.15 mm/año, se realizaron ajustes de diferentes polinomios de n grado ($n=1, 2, 3$, etc.), para saber si era posible extrapolar los fechamientos y realizar el estudio de la secuencia completa. Los resultados del programa arrojaron que el mejor ajuste corresponde con un polinomio de cuarto grado, con un error en órdenes de magnitud de e^{-11} , error que fue estimado a través de la diferencia del valor real y el valor ajustado por el polinomio (Fig. 13).

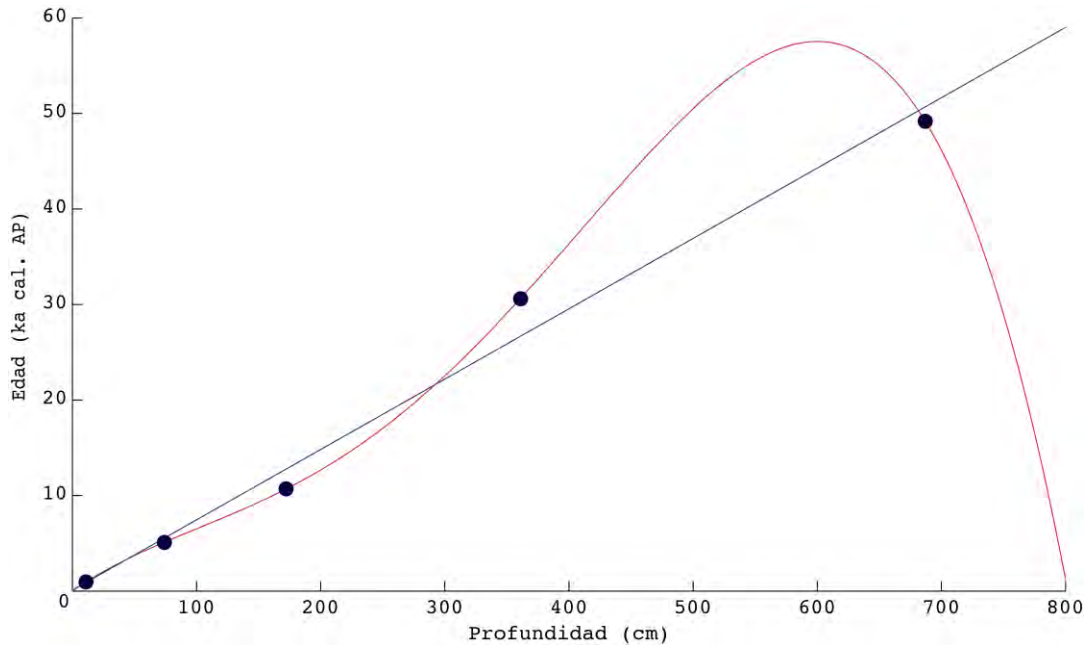


Figura 13. Ajuste lineal (azul) y polinomial (rojo) de las edades calibradas de la secuencia sedimentaria MD02-2523. Los intervalos datados se muestran con círculos.

VI.3 Análisis Estadísticos

Los parámetros estadísticos calculados y las correlaciones de las concentraciones de los elementos y de la susceptibilidad magnética se presentan en la Tabla 4 y 5, respectivamente. De los resultados de los coeficientes de correlación Spearman, las observaciones más importantes son las siguientes:

El Fe, K, Si, y V, presentan una correlación que va de alta a muy alta con respecto al Ti ($R=0.76-0.92$) y varían de forma similar a lo largo del núcleo de manera general, por lo que se sugiere que provienen de la misma fuente. El Zr y el Ba presentan una correlación moderada y baja, respectivamente, con respecto al Ti, por lo que es probable que una fracción importante de estos elementos esté siendo incorporada a los sedimentos de Tehuantepec desde otras fuentes.

El Ca presenta una correlación inversa de alta a moderada con el Fe, Si, Ti y V ($R=-0.8$ a -0.42). Debido a que estos elementos presentan una correlación inversa con los demás elementos, es probable que Ca esté siendo incorporado a los sedimentos por otra fuente.

Tabla 4. Resultados de los parámetros estadísticos de las concentraciones de los elementos medidos por XRF y de las mediciones de la susceptibilidad magnética de la secuencia sedimentaria MD02-2523.

| Elemento | Unidades | Mínimo | Máximo | Promedio | % Error |
|-------------|--------------|--------|--------|----------|---------|
| Ba | ppm | 0* | 506.69 | 292.29 | 12.85 |
| Ca | % | 0.34 | 15.6 | 5.69 | 1.18 |
| Fe | % | 1.31 | 3.65 | 2.59 | 1.28 |
| K | % | 0.13 | 1.08 | 0.41 | 3.66 |
| Si | % | 1.42 | 11.21 | 4.79 | 3.38 |
| χ_{fa} | Adimensional | 4.6 | 23 | 10.47 | - |
| χ_{fb} | Adimensional | 4.9 | 24.1 | 11.41 | - |
| Ti | % | 0.07 | 0.24 | 0.16 | 2.44 |
| V | ppm | 60 | 250 | 151.52 | 13.19 |
| Zr | ppm | 54 | 284.51 | 110.66 | 4.56 |

*Concentraciones por debajo del límite de detección.

Tabla 5. Correlaciones entre las concentraciones de los elementos químicos y la susceptibilidad magnética de la secuencia sedimentaria MD02-2523. De color gris oscuro se presentan los valores con correlaciones altas a muy altas y de color gris claro las correlaciones moderadas.

| | Ba | Ca | Fe | K | Si | χ_{fa} | χ_{fb} | Ti | V | Zr |
|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------------|-------------|-------|-------|-------|
| Ba | 1.00 | -0.39 | 0.37 | 0.22 | 0.18 | -0.28 | -0.27 | 0.31 | 0.32 | 0.45 |
| Ca | -0.40 | 1.00 | -0.80 | -0.34 | -0.42 | 0.38 | 0.33 | -0.66 | -0.72 | -0.32 |
| Fe | 0.37 | -0.80 | 1.00 | 0.47 | 0.59 | -0.42 | -0.38 | 0.89 | 0.82 | 0.39 |
| K | 0.22 | -0.34 | 0.47 | 1.00 | 0.91 | -0.31 | -0.28 | 0.75 | 0.76 | 0.56 |
| Si | 0.18 | -0.42 | 0.59 | 0.91 | 1.00 | -0.38 | -0.36 | 0.83 | 0.81 | 0.43 |
| χ_{fa} | -0.28 | 0.38 | -0.42 | -0.31 | -0.38 | 1.00 | 0.96 | -0.41 | -0.41 | -0.34 |
| χ_{fb} | -0.27 | 0.33 | -0.38 | -0.28 | -0.36 | 0.96 | 1.00 | -0.38 | -0.38 | -0.33 |
| Ti | 0.31 | -0.66 | 0.89 | 0.75 | 0.83 | -0.41 | -0.38 | 1.00 | 0.92 | 0.48 |
| V | 0.32 | -0.72 | 0.82 | 0.76 | 0.81 | -0.41 | -0.38 | 0.92 | 1.00 | 0.53 |
| Zr | 0.45 | -0.32 | 0.39 | 0.56 | 0.43 | -0.34 | -0.33 | 0.48 | 0.53 | 1.00 |

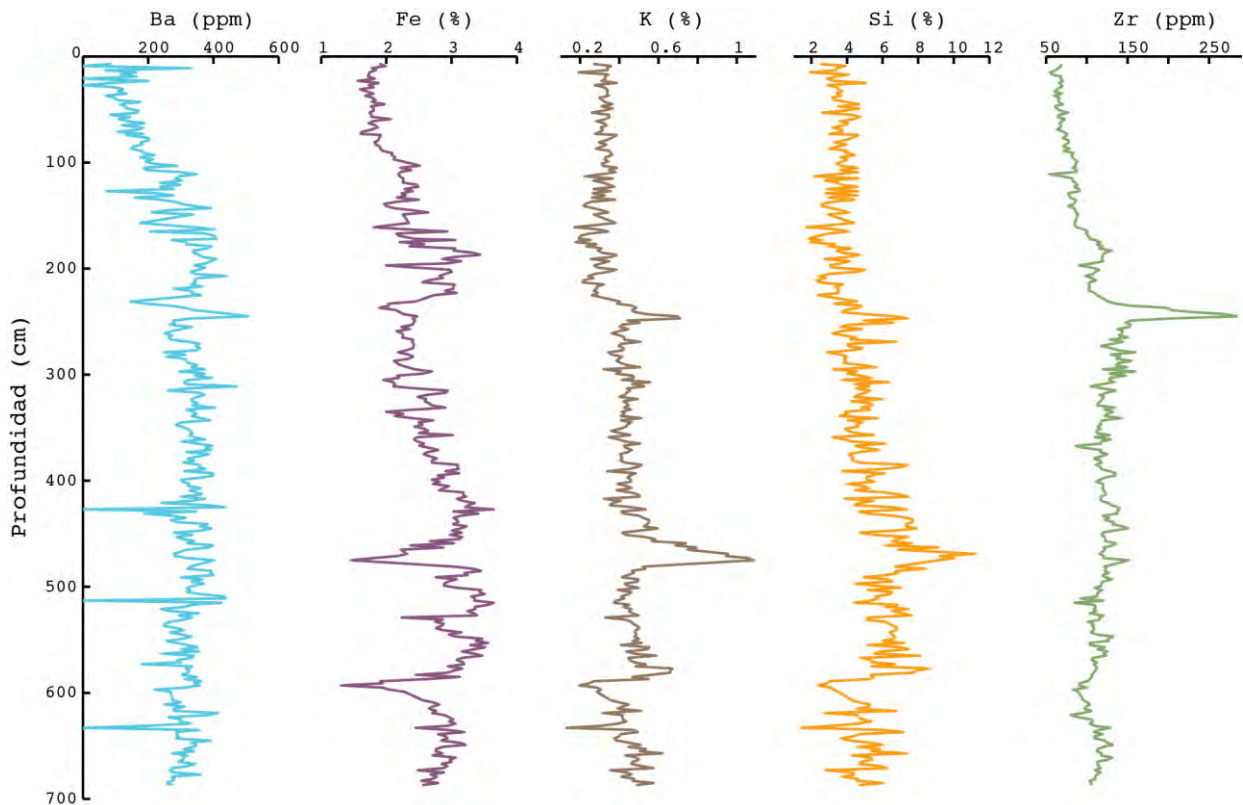


Figura 14. Variación estratigráfica de las concentraciones de los elementos Ba, Fe, K, Si y Zr en el registro del núcleo MD02-2523, Golfo de Tehuantepec.

VI.4 Variaciones en el registro sedimentario

Los elementos Ba, Fe, K, Si y Zr se presentan en la Figura 14, sin embargo, con base en los coeficientes de correlación de las mediciones geoquímicas y de susceptibilidad magnética; así como, en su utilidad como indicadores paleoclimáticos, se eligieron y describieron las fluctuaciones de los siguientes elementos y relaciones: Ti, Ca, la relación V/Ti y las mediciones de susceptibilidad magnética, los cuales se muestran en la Figura 15, en donde además se presenta la tendencia promedio de cada uno de los registros. Se omitió la información geoquímica y magnética de los intervalos en donde se encontraron cenizas volcánicas, debido a la influencia que pueden tener sus valores en los cálculos estadísticos (promedio, desviación estándar, etc.), los cuales además interfieren con la interpretación paleoclimática y paleoceanográfica.

Las concentraciones de Ti presentan valores entre 0.07 y 0.24%, con un valor promedio de 0.16%. De ca. 49 ka a ca. 30 ka cal. AP, se observan valores fluctuantes por encima del valor promedio en la mayoría del intervalo, con excepción de 3 pulsos notables de corta duración con edades aproximadas de 46, 44 y 37 ka cal. AP, en donde las concentraciones son más bajas.

Entre ca. 30.0 y ca. 11.6 ka cal. AP, las concentraciones de Ti están alrededor del valor promedio, con oscilaciones entre 0.1 y 0.2%, aunque los valores que predominan son aquellos más bajos que el promedio. A partir de ca. 11.6 ka cal. AP, los valores de concentraciones son bajos (menores al promedio) y se observa una ligera disminución paulatina hacia la cima de la secuencia, sin embargo se presentan dos intervalos de ligeros incrementos alrededor de 8 y 3.5 ka cal. AP.

Las concentraciones de Ca oscilan entre 0.34 y 15.60%, con un valor promedio de 5.69%. De ca. 49 a ca. 32 ka cal. AP, los valores se encuentran en su mayoría por debajo del valor promedio, con excepción de un notable aumento de las concentraciones alrededor de los 44 ka cal. AP. En particular, alrededor de 32 y 17 ka cal. AP, las concentraciones de Ca son altas (mayores al promedio), presentando únicamente ligeras disminuciones en los valores de concentración aproximadamente a los 30.0, 27.5, 25.8 23.7 y 18.4 ka cal. AP. A 17 ka cal. AP, observamos un descenso muy abrupto en las concentraciones, manteniéndose con variaciones por debajo del promedio hasta ca. 10.3 ka cal. AP. Dentro de este intervalo se presenta un evento de corta duración centrado ca. 13 ka cal. AP en donde las concentraciones son relativamente altas (5.6%). A partir de ca. 10.3 ka cal. AP se observan concentraciones altas y con un incremento paulatino hasta aproximadamente 5 ka cal. AP en donde se alcanza el valor máximo y comienza posteriormente un decremento gradual, aunque es de destacar que los valores aún se encuentran por encima del promedio.

La relación V/Ti presenta un valor mínimo de 0.54, un máximo de 1.50 y un valor promedio de 0.91. Los valores presentan una tendencia general a disminuir hacia la cima de la secuencia sedimentaria hasta alrededor de 10 ka cal. AP, en donde comienza a aumentar de manera paulatina. Las variaciones más notables en el registro de V/Ti ocurren alrededor de 37 y 34 ka cal. AP, en donde los valores de la relación son los más altos.

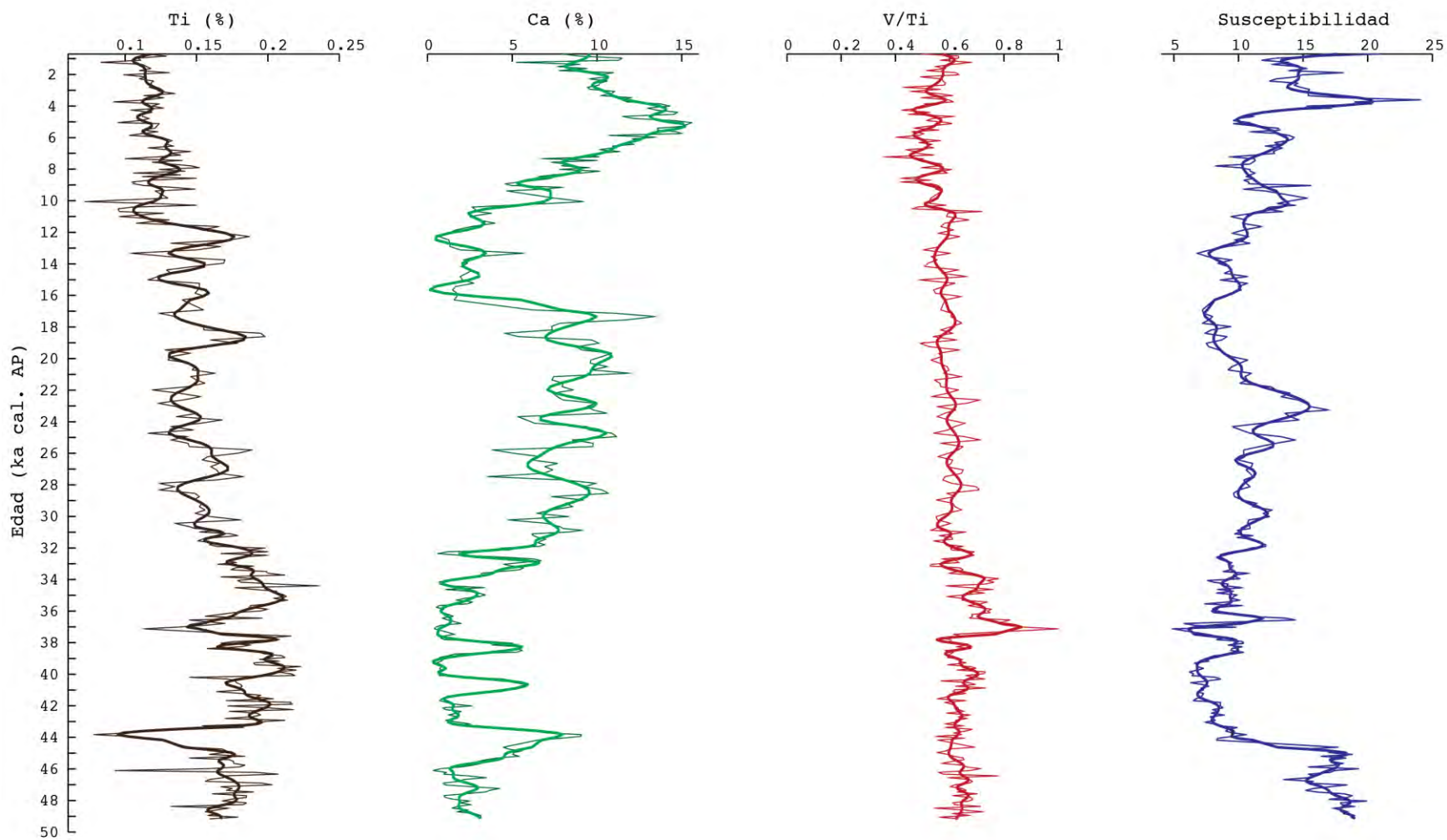


Figura 15. Gráfica de las concentraciones de Ti, Ca, V/Ti y la Susceptibilidad Magnética en el núcleo MD02-2523, Golfo de Tehuantepec. La línea gruesa representa la tendencia, calculada con una descomposición de ondícula.

La susceptibilidad magnética presenta valores entre 4.4 y 24.1 con un promedio de 11.40. Las mediciones de susceptibilidad magnética presentan una tendencia oscilatoria de escala milenaria a lo largo del registro, presentando los valores más altos alrededor de 45, 23 y 4 ka cal. AP y los valores más bajos aproximadamente a los 37 y 14 ka cal. AP.

Con base a las variaciones más notables en las descripciones anteriores y los fechamientos se sugieren 4 escenarios (Tabla 6) y su interpretación se realizará en el capítulo siguiente.

Tabla 6. Escenarios climáticos en el registro sedimentario del núcleo MD02-2523, Cuenca de Tehuantepec, sureste de México.

| Intervalo | Edad (ka cal. AP) |
|-----------|-------------------|
| 1 | 49.0 - 32.0 |
| 2 | 32.0 - 16 |
| 3 | 16 - 11.5 |
| 4 | 11.5 - 0.7 |

VI.5 Periodicidades

Con la Transformada Rápida de Fourier se calculó y analizó el espectro de potencia (Fig. 16), para encontrar ciclos que sean congruentes con la resolución de los muestreos y el alcance temporal de la secuencia, por lo que únicamente se tomaron ciclicidades menores a la mitad del tiempo que comprende la secuencia sedimentaria completa, es decir, ciclos menores a 25 ka.

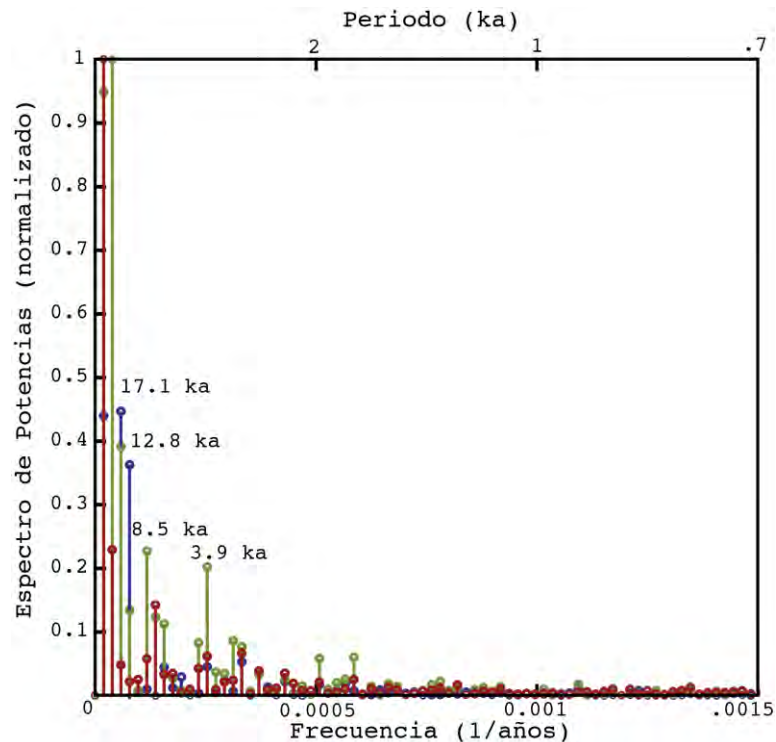


Figura 16. Espectro de potencias de los elementos Ca (azul), Fe (verde) y Ti (rojo). Se indican ciclicidades importantes, en miles de años (ka), en la parte superior de algunos picos.

El espectro de potencia se encuentra en frecuencia, por lo que a los picos máximos de densidad de potencia espectral se les calculó su inversa para poder conocer las periodicidades en tiempo. Con la Transformada de Ondícula se corroboraron los resultados de la transformada de Fourier y se ubicaron temporalmente las periodicidades (Fig. 17). Los resultados obtenidos se presentan en las Tablas 7 y 8.

Tabla 7. Resultados de las periodicidades obtenidas con la Transformada de Fourier.

| Elementos | Periodicidad (ka) |
|---|-------------------|
| Ba, Ca, Fe, K, Si, Susceptibilidad Magnética y Zr | 17.0 |
| Ba, Ca, Fe y Susceptibilidad Magnética | 12.8 |
| Fe | 8.5 |
| Ti y V | 7.3 |
| Fe | 3.9 |

Tabla 8. Resultados de las periodicidades obtenidas con la Transformada de Ondícula.

| Elemento | Periodicidad (ka) | Ubicación cronológica en el registro (ka) |
|---------------------------|-------------------|---|
| Susceptibilidad Magnética | 16.4* | 0.7-45.0 |
| Ba, Ca, Fe | 16.4* | 0.7- 25.0 |
| K, Zr | 16.4* | 20.0-49.0 |
| K | 6.0 | 35.0-40.0 |
| Fe | 4.0 | 37.0-40.0 |
| Ca | 3.0 | 37.0-45.0 |
| Ba | 0.5 | 10.0, 40.0 y 45.0 |
| Si | 0.5 | 45.0 |

*No cumplen el 95% de confianza.

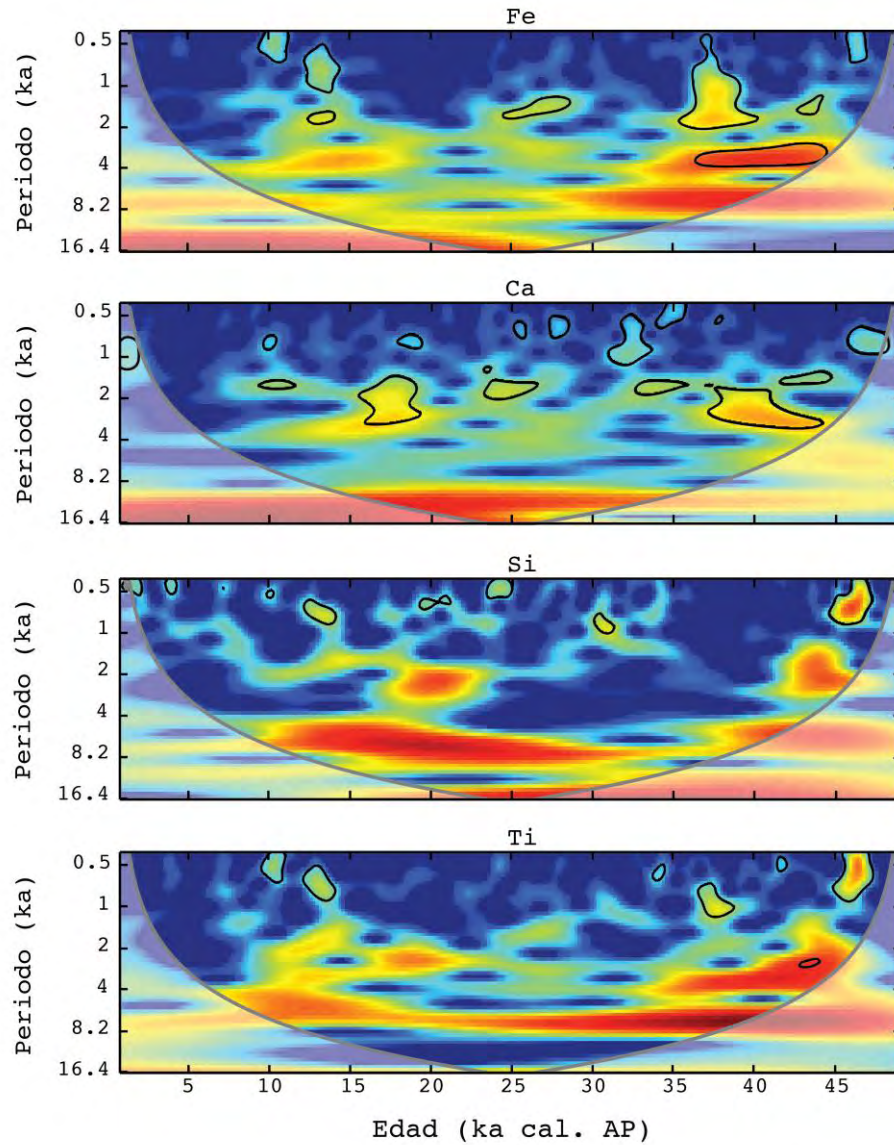


Figura 17. Transformada de Ondícula del Fe, Ca, Si y Ti. La ocurrencia de los periodos con respecto del tiempo está indicada por los colores amarillo y rojo. La línea gris corresponde al cono de influencia, considerándose confiables los ciclos por arriba de este. La línea de contorno negra incluye ciclos con niveles de confianza del 95%.

VII. DISCUSIÓN

VII.1 Modelo de edad

Al construir el modelo de edad, se observa que de las cinco edades de radiocarbono calibradas y corregidas por efecto reservorio, cuatro muestran una coherencia relativa a tasas de sedimentación y estratigrafía. La única excepción se presenta en la edad obtenida a la profundidad 504 cm, la cual arroja una edad calibrada mucho más joven de lo esperado y por lo tanto, la tasa de sedimentación que la incluye presenta un valor muy alto (1.18 mm/año) y que no tiene explicación sedimentológica. Es probable que esta muestra haya sufrido contaminación con carbono moderno, lo cual produjo un error en el fechamiento, por lo que esta muestra fue excluida en el modelo de edad.

Asimismo, cabe mencionar que en la calibración de la edad de la muestra más profunda del núcleo, el intervalo de confianza 2σ rebasa el alcance de la curva de calibración de radiocarbono. Aunque esta edad se toma con reservas, se considera que es confiable debido a que la construcción del modelo de edad se llevó a cabo con la edad de mayor probabilidad dentro del rango calibrado y si se observa la Figura 12, la distribución de probabilidad de la edad calibrada es de tipo normal y la edad con la probabilidad más alta se encuentra aún dentro del límite de la curva de calibración.

Con base en el análisis del ajuste polinomial realizado, se observa que no es viable extrapolar el modelo de edad para tener el control cronológico de los 18.4 m, debido a la gran incertidumbre que se presenta con el ajuste de un polinomio de cuarto grado. De igual manera, un ajuste lineal no funciona porque el error presentado en este tipo de ajuste es muy alto. Las variaciones en las tasas de sedimentación son la principal razón por la cual no se puede hacer una extrapolación de los datos.

Adicionalmente, el modelo de edad presentado en este estudio se comparó con el modelo realizado por Arellano-Torres et al. (2013) en el mismo núcleo, el cual fue llevado a cabo a través de fechamientos de radiocarbono AMS en foraminíferos bentónicos. Estos autores estiman una tasa de sedimentación de

0.16 mm/año, entre ca. 1.13 y 40.18 ka cal. AP y, la tasa de sedimentación estimada en este estudio es de 0.15 mm/año entre ca. 0.7 y 49.2 ka cal. AP, mostrando coherencia entre ambos modelos de edad. Sin embargo, las diferencias encontradas en ambos modelos de edad pueden deberse posiblemente al tipo de material utilizado para los fechamientos. Con los fechamientos realizados en foraminíferos bentónicos se intenta asegurar que la fuente de carbono proviene del mar, mientras que con los fechamientos llevados a cabo en sedimento total, el material datado representa una mezcla de materia orgánica cuyo origen puede ser marino y continental. A pesar de esto, los valores de delta 13 de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) reportados por los laboratorios de radiocarbono de este estudio apuntan a que la materia orgánica utilizada para el fechamiento tiene un origen marino ($\delta^{13}\text{C}$: -20.8 a -21.7) y, por tal motivo, el modelo presentado en este trabajo y el desarrollado por Arellano-Torres et al. (2013) no muestran grandes discrepancias.

VII.2 Tasas de Sedimentación

Las tasas de sedimentación están controladas por los cambios en la cantidad de material depositado en una cuenca. En el caso de Tehuantepec, donde la sedimentación es terrígena y biogénica, variaciones en ambos tipos de aporte contribuyen a la variabilidad de las tasas de sedimentación. Respecto a los sedimentos terrígenos, una mayor o menor precipitación pluvial en el continente afectaría la cantidad de sedimentos transportados a través de los ríos, mientras que los cambios en el nivel del mar desplazarían el sitio de descarga de estos respecto al sitio de muestreo del núcleo MD02-2523, afectando la cantidad de material que alcanza la cuenca. Con relación a los sedimentos biogénicos, un aumento de la productividad podría contribuir con una mayor cantidad de material biogénico sedimentado y lo contrario cuando la productividad disminuye.

De lo anterior, una de las posibles razones a analizar son los cambios en el nivel del mar ocasionados por las glaciaciones y deglaciaciones (Peltier y Fairbanks, 2006; Smith et al., 2011).

Con el propósito de comparar las tasas de sedimentación y el cambio en el nivel del mar, se utilizó el modelo del nivel del mar ICE-5G (VM2) (Peltier, 2004) en Barbados. Peltier (2002) plantea que este modelo puede ser un buen indicador del nivel del mar global y además debido a su relativa cercanía con el núcleo.

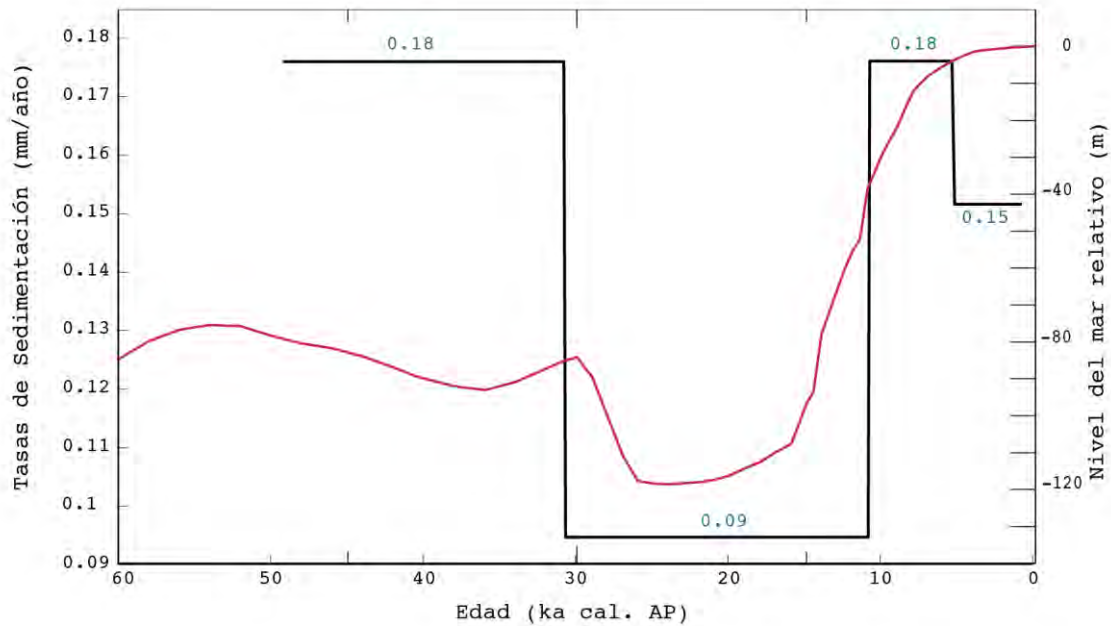


Figura 18. Comparación del modelo ICE-5G (VM2) (Peltier, 2004) (color rojo) con la gráfica de las tasas de sedimentación.

Comparando la tasa de sedimentación con el modelo de ICE-5G (VM2) (Peltier, 2004), podemos observar en la Figura 18, que en el intervalo de 49.2 a 30.7 ka cal. AP, el nivel del mar se encuentra alrededor de los 90 m por debajo del nivel actual y la tasa de sedimentación estimada es de 0.176 mm/año. Entre ca. 30.7 y ca. 10.7 ka cal. AP., la tasa de sedimentación es muy baja (0.095 mm/año) y también el nivel del mar presenta su menor profundidad, alrededor de 120 m por debajo del nivel actual. Este intervalo se centra alrededor del UMG, en donde el descenso de la temperatura y la expansión de los hielos glaciares estuvieron acompañados de un descenso abrupto del nivel del mar. Es posible que este descenso produjera un desplazamiento en la zona de descarga de los ríos de tal manera que no lograran llegar mayores cantidades de sedimentos al área de estudio. Además, la disminución del aporte terrígeno pudo acentuarse por condiciones de menor humedad en el continente porque la ZCIT se localizaba en una posición promedio más al sur (Peterson et al., 2000; Koutavas y Stieglitz, 2004).

De ca. 10.7 a ca. 5.1 ka cal. AP la tasa de sedimentación aumenta nuevamente a 0.18 mm/año y el incremento del nivel del mar fue de 25 m. Esta tasa de sedimentación es muy similar a la del primer intervalo descrito, sin embargo, no se considera que las razones sean las mismas. Para este último intervalo, a pesar de la aparente disminución en la entrada de terrígenos vía fluvial debido a la disminución de la humedad en la región, se observa un incremento importante de la productividad de organismos calcáreos, lo que posiblemente contribuyó al incremento de la tasa de sedimentación, y por el contrario, en el intervalo de ca. 49.2 a ca. 30.7 ka cal. AP las altas concentraciones de Ti indican que hubo un transporte significativo de terrígenos vía fluvial. Por último, entre ca. 5.1 y ca. 0.7 ka cal. AP el aumento del nivel del mar fue de 5 m y la tasa de sedimentación disminuyó a 0.15 mm/año. La disminución de la tasa de sedimentación respecto al intervalo anterior posiblemente está asociada a la reducción conjunta de la sedimentación de terrígenos y biogénicos en el área de estudio. El decremento en la entrada de terrígenos posiblemente estuvo influenciado por la posición promedio de la ZCIT que continuó su migración al sur durante el Holoceno (Peterson et al., 2000), mientras que un decremento en la producción de carbonatos biogénicos relacionados a condiciones de surgencias, sugiere una menor influencia de los vientos en el área de estudio, lo cual algunos autores relacionan con el debilitamiento de los centros de alta presión en el Hemisferio Norte debido a la disminución de la insolación de verano (Arellano-Torres et al., 2013).

Como se mencionó en párrafos anteriores, las tasas de sedimentación están en función de diversos factores, sin embargo, de acuerdo a los resultados de este estudio y su comparación con los cambios del nivel del mar globales, se sugiere que los cambios eustáticos fueron un factor importante en la sedimentación terrígena del área de estudio entre ca. 30 y 5 ka cal. AP.

VII.3 Horizonte de Ceniza

Se realizó una búsqueda bibliográfica de horizontes de ceniza que pudieran presentarse en una temporalidad similar a la del intervalo de ceniza presente en la secuencia, el cual se encuentra entre los 476 y 480 cm y tiene una edad estimada alrededor de 37.3 ka cal. AP.

El único horizonte que tiene temporalidad aproximadamente similar fue registrado por Rabek et al. (1985). Este horizonte denominado por el autor como Y5, se plantea que tiene una edad aproximada de 30 ka AP y, fue datado con isótopos de oxígeno. La fuente de esta ceniza es desconocida, sin embargo los autores plantean que posiblemente se encuentre en alguna región volcánica dentro de México.

Se realizó una correlación de las concentraciones químicas de algunos elementos de la ceniza con la composición reportada para el horizonte Y5 (Fig. 19), dando un coeficiente alto (0.9). Aunque la correlación elemental es alta, la relación temporal no lo es, sugiriendo únicamente que ambas cenizas podrían provenir de la misma fuente, pero no del mismo evento volcánico. De cualquier forma, es necesario realizar una caracterización detallada (petrografía y geoquímica del vidrio volcánico) del horizonte de ceniza reportado en este estudio para conocer de manera precisa su procedencia y realizar una buena correlación con las cenizas previamente mencionadas.

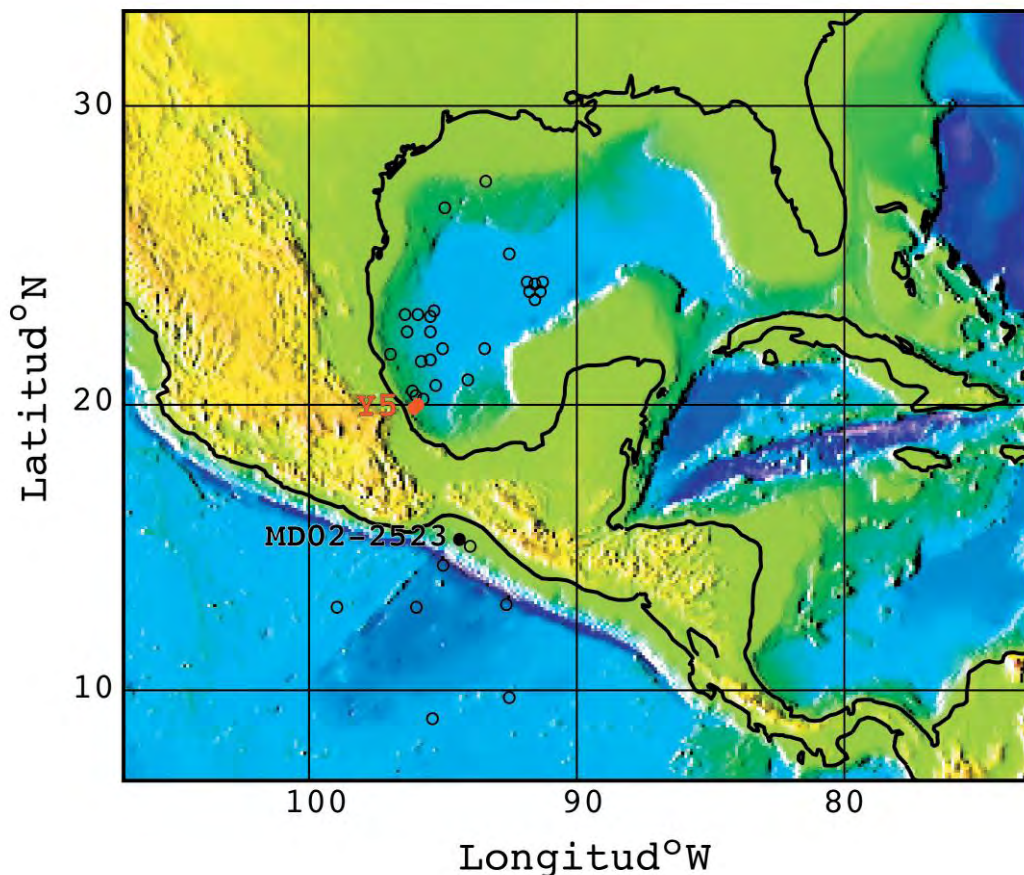


Figura 19. Horizonte de ceniza Y5 (30 ka AP). Los círculos indican núcleos estudiados y los círculos coloreados indican núcleos donde se presenta este horizonte de ceniza (Modificado de Rabek et al., 1985).

VII.4 Geoquímica

A partir de los análisis estadístico y las implicaciones paleoclimáticas y paleoceanográficas de los elementos medidos, se realizaron las siguientes discusiones:

Los elementos Ti, K, Fe y Si presentan una alta correlación entre sí, varían de manera muy similar a lo largo de la secuencia y, son elementos que se encuentran en minerales como el cuarzo, feldespatos y biotita, los cuales fueron observados en los frotis y han sido reportados previamente en un estudio sedimentario en la costa frente al Golfo de Tehuantepec (Carranza-Edwards et al., 1998), por lo que el aporte de estos elementos hacia la cuenca debe ser mayormente terrígeno. En este contexto se utilizará al Ti como representante de los elementos de aporte terrígeno, debido a que el Ti se presenta en minerales muy resistentes al intemperismo y no presenta cambios diagenéticos una vez depositado.

El Ti puede ser transportado a la cuenca vía fluvial o eólica, sin embargo, debido a que el núcleo analizado se encuentra cercano a una zona de descarga de ríos, el aporte de sedimentos terrígenos vía fluvial debe ser más importante que el aporte eólico.

Para reforzar el uso de Ti como indicador de aporte terrígeno vía fluvial, se utilizó la información de densidad de los sedimentos, ya que en diversos estudios se ha utilizado esta propiedad física como indicadora de cambios en el tipo de sedimentación (Herbert y Mayer, 1991; Mienert y Chi, 1995; Weber et al., 1997; Cheshire, 2005), donde los altos valores de densidad están asociados a los sedimentos terrígenos transportados vía fluvial (Cheshire, 2005) y los bajos valores están asociados a la presencia de organismos, debido a que sus concha o esqueletos presentan una alta porosidad y por lo tanto una baja densidad (Pike, 1996 en Cheshire, 2005).

Comparando los registros de Ti y densidad, se observa que en términos generales covarían a lo largo del registro. Además, se calculó el coeficiente de correlación entre el Ti y la densidad y, se obtuvo un valor de correlación moderada (0.5). Cabe aclarar que los valores de densidad únicamente fueron utilizados para corroborar el uso del Ti como indicador de aporte terrígeno vía

fluvial; sin embargo, se usaron con cautela porque el cálculo del volumen de las muestras presenta incertidumbre debido a que algunos cubos no se encontraban completamente llenos de sedimentos. Con base en la información anterior, se utilizaron las concentraciones de Ti como indicador de aporte de terrígenos vía fluvial en la Cuenca de Tehuantepec.

El Ca presenta una correlación negativa ($R: -0.34$ a -0.80) con los elementos terrígenos y, su concentración promedio en la corteza es de 3.63%, mientras que en el registro del núcleo de Tehuantepec se encuentran concentraciones muy superiores de Ca, alrededor de 6%. Por esto, es probable que este elemento sea de origen biogénico. Se realizó la comparación de las concentraciones de Ca para este trabajo, con las abundancias de foraminíferos reportada en el estudio de Arellano-Torres et al. (2013) en el mismo núcleo, observando un comportamiento muy similar (Fig. 20). Con base en lo anterior, las concentraciones de Ca son utilizadas como indicador de productividad de organismos calcáreos y su preservación en el registro sedimentario.

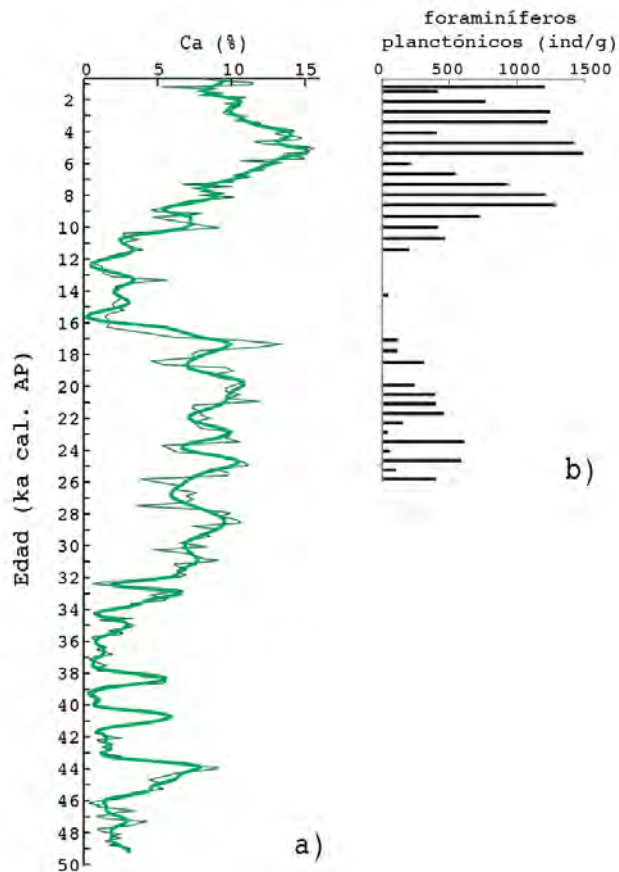


Figura 20. Comparación de las mediciones de (a) calcio y (b) organismos calcáreos en el núcleo MD02-2523 (Arellano-Torres et al., 2013), la línea gruesa representa la tendencia, calculada con una descomposición de ondícula.

Respecto a las concentraciones de V, estudios en el ambiente marino indican que este elemento puede precipitar directamente del agua de mar bajo condiciones de anoxia (Dean et al., 1997). Además, la relación que existe entre los sedimentos laminados y las zonas de oxígeno mínimo es común, debido a que las bajas condiciones de oxígeno impiden que los organismos perturben las capas de sedimento acumuladas. Cuando las concentraciones de oxígeno decaen, las bioturbaciones se vuelven menos diversas debido a la pérdida progresiva de organismo más grandes, cuando los niveles de oxígeno caen por debajo de un umbral crítico (8-40 μM), la bioturbación cesa por completo y se conservan las laminaciones (Miller, 2007; Paulmier y Pino, 2009).

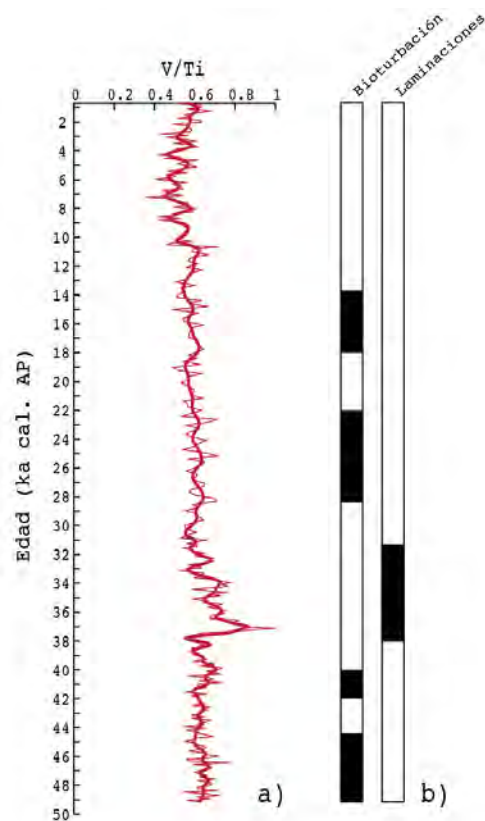


Figura 21. Relación (a) V/Ti y (b) estructuras sedimentarias presentes en el núcleo MD02-2523, a línea gruesa representa la tendencia, calculada con una descomposición de ondícula.

En este trabajo, se observa que el V presenta una alta correlación con los elementos terrígenos; sin embargo, para tratar de separar el aporte de V detrítico del V incorporado desde el agua de mar, se realizó la relación V/Ti. Este tipo de relaciones elementales se han empleado en otros estudios para separar las fuentes de aporte de sedimentos (Roy et al., 2010). En el núcleo estudiado las

laminaciones se presentan aproximadamente de los 26 a los 37 ka cal. AP y, coincide con los valores altos de la relación V/Ti (Fig. 21).

De ca. 49 a ca. 38 ka cal. AP, la relación V/Ti presenta valores altos, lo cual nos sugiere condiciones de baja oxigenación aunque los sedimentos no son laminados, posiblemente porque las concentraciones de oxígeno en el agua no fueron lo suficientemente bajas para que los organismos fueran inhibidos, lo cual es congruente con la presencia de bioturbación reportada en la descripción visual del núcleo (Beaufort, 2002).

La susceptibilidad magnética proporciona información de la concentración de los minerales magnéticos en los sedimentos terrígenos. En algunos estudios los sedimentos aportados por descargas fluviales dominan la señal de la susceptibilidad magnética (Blanchet et al., 2007), pero en este estudio la susceptibilidad magnética presenta una correlación inversa con los elementos terrígenos transportados vía fluvial, por lo que se asume que los minerales que llevan la señal magnética tiene otro tipo de transporte. Se ha observado que la señal magnética en algunos sedimentos puede provenir de los detritos transportados vía eólica (Maher et al., 2010) y es posible que la concentración de minerales magnéticos en el registro sedimentario de Tehuantepec sea el resultado de la intensa actividad eólica en la región.

De cualquier forma, se utilizó la relación susceptibilidad magnética/Ti para sustraer la señal de los minerales magnéticos que pudieran ser aportados por la vía fluvial y, esta relación será utilizada como un indicador de aporte eólico (Fig. 22).

El Ba y el Zr no presentan correlación significativa con los elementos terrígenos transportados vía fluvial, vía eólica o productividad, por lo que el aporte de estos elementos puede ser debido a otra fuente (autigénica) o que su señal represente una combinación de fuentes.

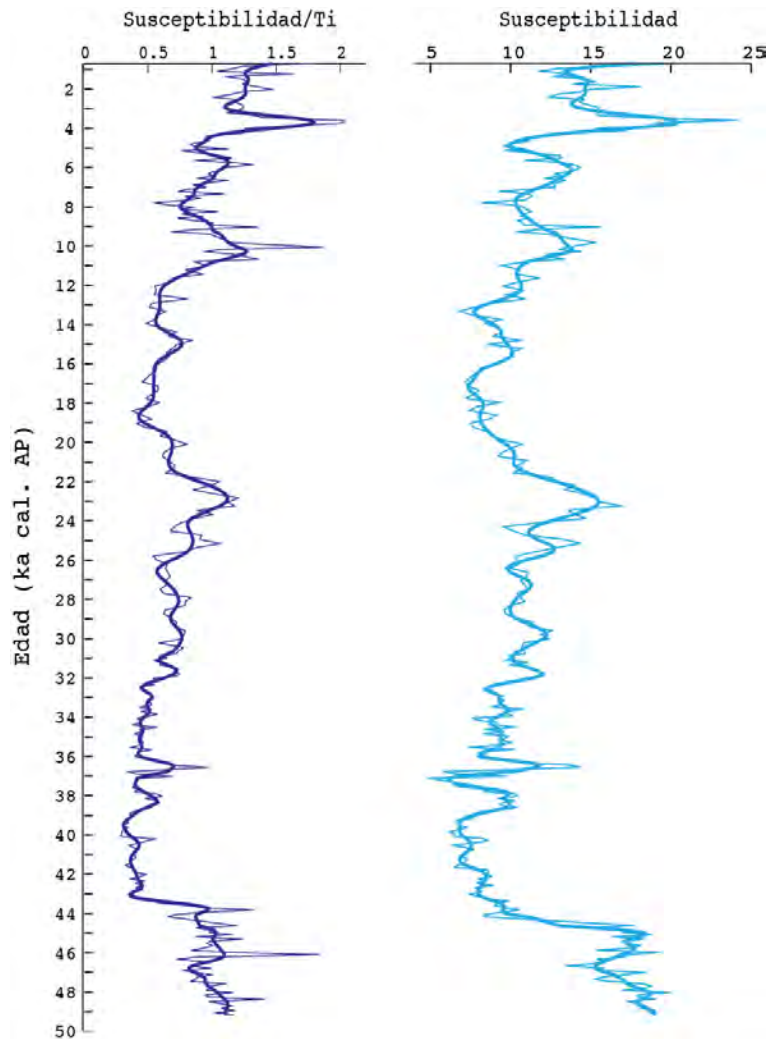


Figura 22. Relación Susceptibilidad Magnética/Ti del núcleo MD02-2523, a línea gruesa representa la tendencia, calculada con una descomposición de ondícula.

VII.5 Reconstrucción Paleoceanográfica y Paleoclimática

De acuerdo con las variaciones de los indicadores en el registro sedimentario del núcleo MD02-2523 y con base en el marco cronológico definido, se sugiere que el depósito de los sedimentos en el Golfo de Tehuantepec en los últimos 50 ka cal. AP se realizó bajo distintas condiciones ambientales. Es posible reconocer cuatro grandes escenarios de escala milenaria como se describen a continuación:

Intervalo 1 (49.0 – 32.0 ka cal. AP)

Este intervalo está caracterizado principalmente por un mayor transporte de terrígenos vía fluvial a la cuenca (alto porcentaje de Ti) lo que sugiere condiciones de mayor precipitación pluvial, en donde además se observa un bajo aporte eólico y baja productividad. Las condiciones de oxigenación en la columna de agua fueron relativamente bajas y se presentaron laminaciones entre ca. 38 y 32 ka cal. AP, las cuales coinciden con los valores más altos de todo el registro de la relación V/Ti, indicando condiciones de baja oxigenación de las aguas (Fig. 21).

Los cambios en el contenido de oxígeno podrían estar relacionados con las fluctuaciones locales del nivel del mar (Fig. 18) con lo cual se desplazó verticalmente la zona de mínimo oxígeno hacia la profundidad de recolección del núcleo MD02-2523. En el presente el límite superior de la zona de oxígeno mínimo se encuentra entre 75 y 100 m de profundidad (Pérez-Cruz y Machain-Castillo, 1990) y para este periodo suponiendo que no existieron modificaciones en su espesor, se sugiere que el límite superior pudo haberse localizado aproximadamente entre 175 y 200 m por debajo del nivel actual del mar, encontrándose muy cerca de la profundidad de extracción del núcleo (202 m).

Adicionalmente, la baja oxigenación durante este periodo podría deberse a un incremento de la productividad que demandó mayor cantidad de oxígeno de la columna. El indicador de productividad calcárea presenta bajos valores (Fig. 20), sin embargo, las zonas de oxígeno mínimo están asociadas a acidificación de las aguas (Paulmier y Pino, 2009) y la preservación de los carbonatos de calcio bajo estas condiciones se ve reducida.

Otra posibilidad es que la zona de oxígeno mínimo tuvo variaciones en su espesor debido a una baja ventilación de la columna de agua. Una disminución de su espesor entre los 49 y 38 ka cal. AP posiblemente pudo propiciar un aumento de la oxigenación, razón por la cual no se encontraron laminaciones, mientras que un aumento de su espesor pudo beneficiar la preservación de estructuras sedimentarias laminadas en el intervalo de 38 a 32 ka cal. AP.

Por otra parte, en la actualidad en la región de estudio la precipitación pluvial está controlada de manera general por la posición promedio de la ZCIT (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998), por lo que un aumento en la entrada de

terrágenos vía fluvial durante el intervalo 1 sugiere una posición promedio de la ZCIT más al norte, en donde posiblemente los vientos del norte se debilitaron y a su vez las surgencias, lo que propició una disminución de la productividad. Estas condiciones son consistentes con otros estudios paleoclimáticos, como por ejemplo: en la Cuenca de Cariaco, en cuencas marinas en el Pacífico Oriental Ecuatorial, así como en el Lago Petén Itzá, en Centro América (Peterson et al., 2000; Leduc et al., 2007; Hodell et al. 2008). En estas regiones, la humedad también está controlada por la posición de la ZCIT en relación con los cambios en la insolación del hemisferio norte. Con base en esto, los autores sugieren que durante los interestadiales¹ la ZCIT se desplaza hacia una posición promedio más al norte, con un aumento de temperaturas y mayor humedad, mientras que en los estadales² su posición promedio se localiza en latitudes más al sur en comparación con su posición actual y la precipitación pluvial disminuye.

Es de destacar que, aun cuando las condiciones predominantes en escala milenaria fueron las anteriormente descritas, durante este intervalo también se presentan eventos de corta duración (algunos cientos y hasta miles de años) alrededor de 46, 44 y 37 ka cal. AP, en los cuales ocurrió una inversión de las condiciones promedio, es decir, se observa una disminución en la entrada de terrígenos vía fluvial, un incremento en el aporte eólico y una alta productividad, lo que sugiere condiciones relativamente más secas, con una posición promedio de la ZCIT más al sur durante estos eventos.

Aun cuando no se tiene un modelo de edad robusto, se realizó la comparación del registro de aporte terrígeno vía fluvial en este intervalo con el de isótopos de oxígeno en núcleos de hielo de Groenlandia (NGRIP, 2008) y, se observó que el aumento en la precipitación pluvial en Tehuantepec coinciden, a grandes rasgos, con los incrementos en las temperaturas en Groenlandia de los ciclos D/O (Fig. 23), principalmente durante el MIS 3, lo que sugiere que los cambios en latitudes altas y el Océano Atlántico Norte probablemente están siendo reflejados en el Océano Pacífico.

¹ Interestadial: Intervalo cronológico relativamente cálido dentro de un periodo glacial (Uriarte, 2011).

² Estadial: Intervalo cronológico relativamente frío que ocurre en un periodo interglacial (Ibídem).

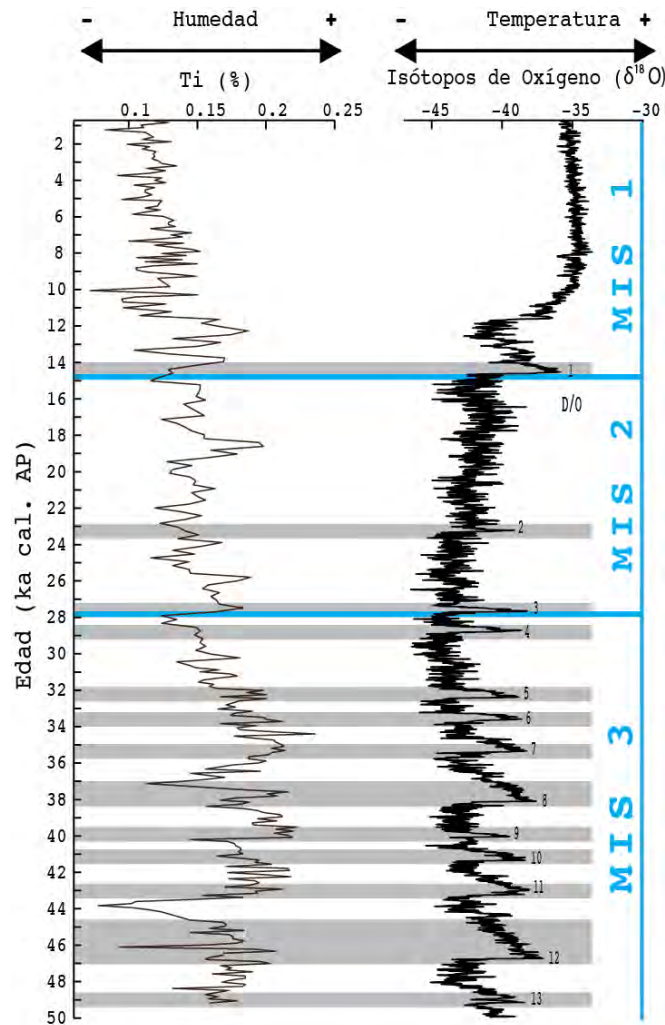


Figura 23. Comparación de las concentraciones de Ti del núcleo MD02-2523 con el registro de isótopos de oxígeno en Groenlandia (NGRIP dating group, 2008). Los recuadros grises representan los eventos Dansgaard/Oeschger del 1 al 13.

Intervalo 2 (32.0 – 16.0 ka cal. AP)

El registro para este intervalo sugiere condiciones de mayor productividad con relación al intervalo anterior y, además, el aporte eólico aumentó alrededor de los 23 ka cal. AP, posteriormente disminuyendo de manera significativa. Por otra parte, se observa que las condiciones de oxigenación presentan un aumento gradual hacia la cima del intervalo y los sedimentos están altamente bioturbados. El aporte de terrígenos vía fluvial presenta una tendencia general a disminuir en este intervalo.

Los registros sugieren que la productividad y el aporte eólico aumentaron al principio de este intervalo, lo que nos estaría indicando una posición promedio más al sur de la ZCIT; sin embargo, el aumento entre estos dos indicadores no es proporcional y la actividad eólica tuvo un ligero aumento relativo con respecto al intervalo anterior, apuntando a un debilitamiento de los vientos. Si la productividad no está asociada a las surgencias, es probable que otros procesos físicos de mesoescala en la región puedan haber contribuido a la productividad, como los que ocurren actualmente durante el verano, cuando los giros ciclónicos propician divergencia de las aguas y transportan nutrientes a la zona fótica desde profundidades de aproximadamente 100 m de profundidad (Machain-Castillo et al., 2008), y corresponde con una estación donde la posición promedio de la ZCIT se encuentra más al norte. Esto concuerda con lo reportado por Arellano-Torres et al. (2013), quienes proponen que durante este periodo los vientos del norte se debilitaron y la fauna encontrada en su estudio está asociada a condiciones de termoclina estratificada y giros de verano, que transportan aguas ricas en nutrientes de bajas profundidades.

Dentro de este intervalo, se identifica el UMG (24-18 ka cal. AP), el cual en este registro se caracteriza por condiciones productivas. Además los indicadores de aporte eólico y fluvial indican que este intervalo presentó condiciones de sequía en un inicio y posteriormente húmedas.

Las condiciones de sequía durante el UMG han sido encontradas en el registro de Cariaco (Peterson et al. 2000), en donde la entrada de terrígenos vía fluvial hacia la cuenca disminuyó. La reconstrucción de la temperatura superficial del mar en el Pacífico Oriental, alrededor del ecuador, realizada por Koutavas y Lynch-Stieglitz (2004) apoya la idea de que una ZCIT con una posición promedio más al sur durante este intervalo promovió condiciones secas en el área. Contradictoriamente, se han encontrado registros continentales en donde el UMG presenta condiciones húmedas (Lago Peten Itzá, Hodell et al., 2008).

Debido a que se suponen tasas de sedimentación constantes entre las muestras fechadas, no se tiene un mejor control cronológico de los intervalos y debido a esto no se puede identificar de una manera precisa el UMG en el registro.

Intervalo 3 (16.0 – 11.5 ka cal. AP)

De 16.0 a 11.5 ka cal. AP el aporte eólico y la productividad se redujeron y el aporte de terrígenos vía fluvial aumentó, apuntando a condiciones más húmedas. En este periodo una migración al norte de la ZCIT pudo promover una mayor disponibilidad de humedad en la región restableciendo el aporte de los ríos que transportan sus sedimentos hacia el Golfo de Tehuantepec. Además, el nivel del mar comienza a incrementarse alrededor de 15 ka cal. AP con lo que pudo facilitarse la llegada de sedimentos terrígenos transportados por la vía fluvial a la cuenca.

Arellano-Torres et al. (2013) encuentran una mayor abundancia relativa de organismos asociados a condiciones húmedas entre los 17-11.2 ka cal. AP, en núcleos colectados a mayores profundidades (aproximadamente 700 m debajo del nivel del mar actual) y situados en la parte oeste del golfo, aunque en este intervalo se presenta la menor cantidad de organismos en todos los núcleos. Los autores explican que esto se puede deber a cambios del nivel del mar, entrada de terrígenos desde el continente y variaciones en las condiciones redox del sedimento o la columna de agua. En este estudio se observa un aumento en el aporte de terrígenos asociado al cambio del nivel del mar, apoyando la hipótesis planteada por Arellano-Torres et al. (2013).

Respecto a las condiciones de oxigenación, la relación V/Ti indica que se mantuvieron similares al intervalo anterior, permitiendo que la macrofauna se pudiera sustentar y originara las estructuras de bioturbación intensa reportadas para este núcleo.

Intervalo 4 (11.5 -0. 7 ka cal. AP)

A partir de 11.5 ka cal. AP el registro sugiere que las condiciones de humedad comenzaron a disminuir gradualmente. El aporte eólico comienza a aumentar y representa el intervalo con mayores valores, indicando una intensificación de los vientos Tehuanos, los cuales a su vez produjeron surgencias y un aumento de la productividad. Esto sugiere una posición promedio de la ZCIT más al sur a lo largo de todo este intervalo y la intensificación de los vientos por un mayor

gradiente de presión latitudinal. Estas condiciones durante el Holoceno han sido observadas de igual forma por Arellano-Torres et al. (2013).

Las condiciones de oxigenación aumentaron en comparación con el intervalo anterior, presentándose los valores más bajos de la relación V/Ti indicando que los niveles de oxígeno son los más altos del registro. Es probable que esto se deba a un efecto de dilución debido a que tenemos un incremento importante en las tasas de sedimentación.

VII.6 Periodicidades

El análisis espectral es utilizado para poder identificar ciclicidades en las mediciones paleoclimáticas (Rea, 1994; Lamy et al., 1998; Rea, 2007). Las periodicidades calculadas con la Transformada Rápida de Fourier y de Ondícula, presentan resultados de aproximadamente 17 ka en la mayoría de los elementos y en la susceptibilidad magnética, lo que podría estar asociado a ciclos de precesión.

Los indicadores que mantienen una tendencia muy similar al ciclo de precesión son los de productividad (%Ca) y aporte eólico (susceptibilidad magnética; Fig. 24), sugiriendo probablemente que la productividad está siendo favorecida por los eventos de surgencias eólicas. Esta asociación de intensificación de los vientos y surgencias se ha observado en otros registros (Pisias y Rea, 1988; Hovan, 1995; Rea, 2007) y se ha asociado a ciclicidades de Milankovitch (Rea, 1994 y 2007).

De manera general, la productividad y el aporte eólico aumenta en periodos donde el índice de precesión es alto, es decir, cuando ocurre una baja estacionalidad y, no se presentan grandes gradientes de temperatura entre verano e invierno. Además durante los periodos de alta precesión, el registro presenta una posición promedio más al sur de la ZCIT.

La transformada de Ondícula también presenta ciclos de aproximadamente 6,000, 4,000, 2,000 y 500 años, la mayoría ubicados aproximadamente a partir de los 32 ka años cal. AP. Estos ciclos posiblemente están asociados a cambios en la temperatura de Groenlandia (Fig. 23).

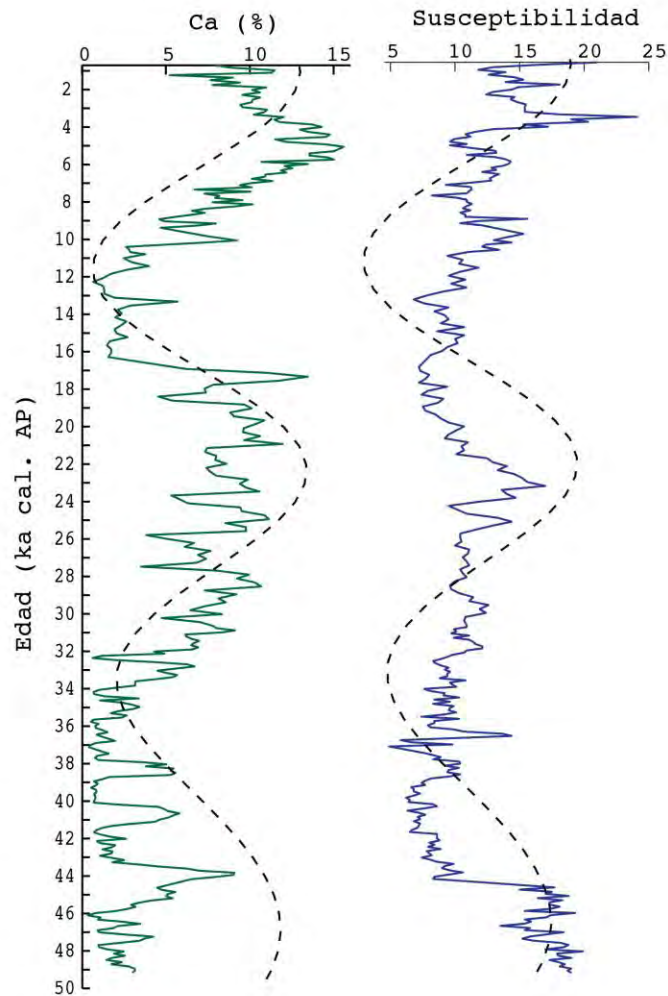


Figura 24. Comparación de las mediciones del Ca y de la Susceptibilidad magnética con la precesión (línea negra punteada) (Berger, 1992).

Comparando los registros de Ca y susceptibilidad magnética con la curva de precesión, se observa que las oscilaciones presentan un comportamiento similar a los ciclos orbitales, aunque existen ligeras diferencias posiblemente debido a que en la mayoría de los intervalos se realizó una interpolación de edades de radiocarbono y se asumieron tasas de sedimentación constantes. Otra posibilidad es que la respuesta climática a la insolación no presentara una relación directa, ya que existen diversos procesos que modulan el balance de energía en la superficie de la Tierra (distribución de hielos, vegetación, circulación oceánica) y, por tales motivos las ciclicidades no se presentan en fase.

VIII. CONCLUSIONES

Se realizó la reconstrucción paleoclimática y paleoceanográfica en el Golfo de Tehuantepec de los últimos 50 ka, a partir del análisis de los datos de geoquímica y susceptibilidad magnética obtenidos en la secuencia sedimentaria MD02-2523, los cuales reflejan cambios en escalas milenarias y submilenarias.

El marco cronológico se definió a partir de 6 fechamientos con radiocarbono AMS, con el cual se estableció que la secuencia sedimentaria tiene un alcance entre ca. 49.0 y ca. 0.70 ka cal. AP.

Las concentraciones de Ti, Fe, K y Si fueron utilizadas como indicadores de aporte de terrígenos vía pluvial y, el Ca como indicador de productividad. Las relaciones susceptibilidad magnética/Ti y V/Ti, fueron utilizadas como indicadores de aporte de terrígenos vía eólica y condiciones de oxigenación, respectivamente.

Con base en el marco cronológico y los principales cambios en los indicadores paleoclimáticos y paleoceanográficos, se plantearon cuatro escenarios principales:

Escenario 1 (49-32 ka cal. AP); Durante este periodo el registro sugiere condiciones de mayor precipitación pluvial, con baja actividad eólica y baja productividad. Las condiciones de oxigenación en la columna de agua fueron relativamente bajas, intensificándose la anoxia entre ca. 38 y 32 ka cal. AP, lo que permitió la preservación de laminaciones.

Escenario 2 (32.0-16.0 ka cal. AP); Se propone una intensificación moderada de la actividad eólica y una alta productividad, donde el aporte terrígeno vía fluvial fue bajo posiblemente debido a un decremento en la precipitación pluvial. Dentro de este periodo se presentan las tasas de sedimentación más bajas, posiblemente asociadas a un descenso abrupto del nivel del mar.

Escenario 3 (16.0-11.5 ka cal. AP); Durante este periodo se sugiere un aumento de la humedad y una disminución notable de la productividad calcárea, posiblemente relacionada al debilitamiento de las surgencias, el cual es evidente en la disminución del aporte eólico.

Escenario 4 (11.5-0.7 ka cal. AP); Para este escenario se propone que las condiciones predominantes se caracterizaron por una gran actividad eólica y alta productividad calcárea, e incluso los registros de calcio y susceptibilidad magnética muestran las mayores amplitudes de toda la secuencia.

De manera general se plantea que las condiciones de mayor precipitación pluvial están relacionadas con el desplazamiento hacia el norte de la posición promedio de la ZCIT, mientras que la productividad es producida principalmente en periodos de surgencias, las cuales están asociadas a una posición promedio más al sur de la ZCIT y una mayor influencia de los vientos del norte.

Se sugiere que las tasas de sedimentación durante ca. 30 y 5 ka cal. AP., reflejan los cambios en el nivel del mar, en donde el incremento de este facilitó la entrada de terrígenos vía fluvial hacia el área de estudio. Sin embargo, cabe destacar que la sedimentación biogénica ha contribuido de manera importante en el área de estudio durante los últimos 11 ka cal. AP.

Con el análisis de las transformadas de Fourier y de Ondícula se observan que los registros geoquímicos y de susceptibilidad magnética presentan diferentes ciclicidades. La ciclicidad más importante es la de 17 ka, posiblemente asociada al ciclo de precesión, el cual controla la distribución de la insolación.

REFERENCIAS

Alley, R. B., & Ágústsdóttira, A. M. (2005). The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* , 24 (10-11), 1123-1149.

Anderson, D. M. (2007). Paleooceanography. En S. A. Elias (Ed.), *Encyclopedia of Quaternary Science* (págs. 1599-1609). London: Elsevier .

Arellano-Torres, E. (2001). Reconstrucción Paleocanográfica del Cuaternario Tardío del golfo de Tehuantepec a través de su registro micropaleontológico. *Tesis de Licenciatura (Biología)* , UNAM, Facultad de Ciencias. 60 págs.

Arellano-Torres, E., Machain-Castillo, M., Contreras-Rosales, L., Cuesta-Castillo, L., & Ruiz-Fernández, A. (2013). Foraminiferal faunal evidence for Glacial-Interglacial variations in the ocean circulation and the upwelling of the Gulf of Tehuantepec (Mexico). *Marine Micropaleontology* , 100, 52-66.

Bard, E., Hamelin, B., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G., & Rougerie, F. (1996). Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature* , 382, 241-244.

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, 185-207.

Beaufort, L. (2002). *IMAGES VIII MONA Cruise Report, Institut Polaire Francais Paul-Émile Victor (IPEV), les rapports de campagnes à la mer.*

Beaufort, L. (2003). Physical properties of sediment core MD02-2523.

Benson, L. V., Burdett, J. W., Kashgarian, M., Lund, S. P., Phillips, F. M., & Rye, R. O. (1996). Climatic and hydrological oscillations in the Owens Lake basin and adjacent Sierra Nevada, California. *Science* , 274, 746-749.

Berger, A. L. (1978). Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes. *J. Atmos. Sci* , 35, 2362-2367.

Berger, A., & Loutre, M. (2007). Milankovitch Theory and Paleoclimate. En S. Elias, *Encyclopedia of Quaternary Science* (pág. 3888). Elsevier.

- Berger, R., Taylor, R., & Libby, W. (1966). Radiocarbon Content of Marine Shells from the California and Mexican West Coast. *Science* , 153 (3738), 864-866.
- Bisquerra, A. R. (2009). *Metodología de la investigación educativa*. (L. Muralla, Ed.)
- Bjørck, S., Walker, M. J., Cwynar, L. C., Johnsen, S., Knudsen, K.-L., Lowe, J. J., y otros. (1998). An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE† group. *Journal of Quaternary Science* , 13 (4), 283-292.
- Blanchet, C. L., Thouveny, N., Vidal, L., Leduc, G., Tachikawa, K., Bard, E., y otros. (2007). Terrigenous input response to glacial/interglacial climatic variations over southern Baja California: a rock magnetic approach. *Quaternary Science Reviews* , 26, 3118-3133.
- Bond, G. C., Showers, W., Elliot, M., Evans, M., Lotti, R., Hajdas, I., y otros. (1999). The North Atlantic's 1-2 kyr Climate Rhythm: Relation to Heinrich Events, Dansgaard-Oeschger Cycles and Little Ice Age. En *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales. Geophysical Monograph 112* (págs. 35-58). Washington D.C.: American Geophysical Union.
- Bond, G., & Lotti, R. (1995). Iceberg Discharges Into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation. *Science* , 267 (5200), 1005-1010.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M., Showers, W., y otros. (2001). Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science* , 294, 2130-2136.
- Boumaggarda, E., Gayetb, J., Bobiera, C., Machain-Castillo, M., & Aguayo-Camargo, E. (1998). Distribution of sediments on the margin of the Gulf of Tehuantepec (East Pacific). Example of tectonic-eustatic interaction. *Oceanologica Acta* , 21 (1), 21-31.
- Bronk Ramsey, C. (2009). Dealing with outliers and offsets in radiocarbon dating. *Radiocarbon* , 51 (3), 1023-1045.
- Burdige, D. J. (2006). *Geochemistry of Marine Sediments*. Princeton: Princeton University Press.
- Burkart, B. (1978). Offset across the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico. *Geology* , 6, 328-332.
- Calvert, S., & Pedersen, T. (1993). Geochemistry of Recent oxic and anoxic marine sediments: Implications for the geological record. *Marine Geology* , 113, 67-88.
- Canet, C., Anadón, P., Alfonso, P., Prol-Ledesma, R. M., Villanueva-Estrada, R. E., & García-Vallès, M. (2013). Gas-seep related carbonate and barite authigenic mineralization in the northern Gulf of California. *Marine and Petroleum Geology* , 43, 147-165.

- Canet, C., Prol-Ledesma, R. M., Dando, P. R., Vázquez-Figuereroa, V., Shumilin, E., Birosta, E., y otros. (2010). Discovery of massive seafloor gas seepage along the Wagner Fault, northern Gulf of California. *Sedimentary Geology* , 228, 292-303.
- Carfantan, J. (1981). Evolución estructural del sureste de México; paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas mesozoicas. *Inst. Geología Revista* , 5 (2), 207-216.
- Carranza-Edwards, A., Morales De La Garza, E., & Rosales, L. (1998). Tectónica, sedimentología y geoquímica. En G. Tapia, *El golfo de tehuantepec: el ecosistema y sus recursos* (pág. 240). México: Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa.
- Chappell, J. M. (2009). Sea Level Change, Quaternary. En V. Gornitz (Ed.), *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments* (págs. 887-893). Dordrecht: Springer.
- Chappell, J., & Shackleton, N. J. (1986). Oxygen isotopes and sea level. *Nature* , 324, 137-140.
- Chen, J., Chen, Y., Liu, L., Ji, J., Balsam, W., Sun, Y., y otros. (2006). Zr/Rb ratio in the Chinese loess sequences and its implication for changes in the East Asian winter monsoon strength. *Geochimica et Cosmochimica Acta* , 70, 1471-1482.
- Cheshire, H., Thurow, J., & Nederbragt, A. J. (2005). Late Quaternary climate change record from two long sediment cores from Guaymas Basin, Gulf of California. *Journal of Quaternary Science* , 20 (5), 457-469.
- CONAGUA. (2010). *Estadísticas del Agua en México, edición 2010*. (S. d. Naturales, Ed.) México.
- Contreras-Rosales, L., & Machain-Castillo, M. (2005). El registro sedimentario de los foraminíferos planctónicos del Golfo de Tehuantepec: el efecto de la disolución. *REV.SOC.MEX.HIST.NAT.* , 2 (1), 78-90.
- Davis, B., Brewer, S., Stevenson, A., Guiot, J., & Contributors, D. (2003). The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* , 22, 1701-1716.
- Dean, W. E. (2006). The geochemical record of the last 17,000 years in the Guaymas Basin, Gulf of California. *Chemical Geology* , 232, 87-98.
- Dean, W. E., Forester, R. M., & Platt Bradbury, J. (2002). Early Holocene Change in Atmospheric Circulation in the Northern Great Plains: An Up stream view of the 8.2 Ka Cold Event. *Quaternary Science Reviews* , 21, 1763-1775.
- Dean, W. E., Gardner, J. V., & Piper, D. Z. (1997). Inorganic geochemical indicators of glacial-interglacial changes in productivity and anoxia on the California continental margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta* , 61 (21), 4507-4518.

- Dergachev, V. (2004). Manifestation of the long-term solar cyclicity in climate archives over 10 millennia. *Proceedings of the International Astronomical Union* , 223, 699-704.
- Emerson, S. R., & Husteded, S. S. (1991). Ocean anoxia and the concentrations of molybdenum and vanadium in seawater. *Marine Chemistry* , 34, 177-196.
- Evans, M., & Heller, F. (2003). *Environmental magnetism: Principles and applications of enviromagnetics*. London: Elsevier Science.
- Fairbanks, R. G. (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation . *Nature* , 342, 637-642.
- Fairbridge, R. W. (2009). Hypsithermal. En V. Gornitz, *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments* (págs. 451-453). Dordrecht: Springer.
- Firestone, R. B., West, A., Kennett, J. P., Becker, L., Bunch, T. E., Revay, Z. S., y otros. (2007). Evidence for an extraterrestrial impact 12,900 years ago that contributed to the megafaunal extinctions and the Younger Dryas cooling. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* , 104 (41), 16016-16021.
- Folk, R. (1974). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin Texas: Hemphill Publishing Company.
- Gallegos, G., & Barberán, J. (1998). Surgencia eólica. En G. Tapia, *El golfo de tehuantepec: el ecosistema y sus recursos* (pág. 240). México: Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa.
- Garming, J. F. (2006). Diagenetic imprints on magnetic mineral assemblages in marine sediments. *PhD thesis* , Bremen University. 118 págs.
- Gibbard, P. L. (2007). Climatostratigraphy. En S. A. Elias (Ed.), *Encyclopedia of Quaternary Science* (págs. 2819-2826). Elsevier.
- Grinsted, A., Moore, J., & Jevrejeva, S. (2004). Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlin. Processes Geophys* , 11, 561-566.
- Grootes, P. M., & Stuiver, M. (1997). Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10-3- to 10 5- year time resolution. *Journal of Geophysical Research* , 102 (C12), 26,455-26,470.
- Guzmán-Speziale, M. (2010). Beyond the Motagua and Polochic faults: Active strike-slip faulting along the Western North America–Caribbean plate boundary zone. *Tectonophysics* , 496, 17-27.

- Harrison, S. P., Prentice, I. C., & Bartlein, P. J. (1992). Influence of insolation and glaciation on atmospheric circulation in the North Atlantic sector: implications of general circulation model experiments for the Late Quaternary climatology of Europe. *Quaternary Science Reviews* , 11, 283-299.
- Harrison, S., & Prentice, C. (2003). Climate and CO₂ controls on global vegetation distribution at the last glacial maximum: analysis based on palaeovegetation data, biome modelling and palaeoclimate simulations. *Global Change Biology* , 9, 983-1004.
- 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, 1304-1308.
- Heinrich, H. (1988). Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the Past 130,000 Years. *Quaternary Research* , 29, 142-152.
- Henshaw, P., & Merrill, R. (1980). Magnetic and Chemical Changes in Marine Sediments. *Reviews of Geophysics and Space Physics* , 18 (2), 483-504.
- Herbert, T., & Mayer, L. (1991). Long climatic time series from sediment physical property measurements. *J. Sediment. Petrol.* , 61 (7), 1089-1108.
- Hodell, D., Anselmetti, F., Ariztegui, D., Brenner, M., Curtis, J., Gilli, A., y otros. (2008). An 85-ka record of climate change in lowland Central America. *Quaternary Science Reviews* , 27, 1152-1165.
- Hoek, W. Z. (2009). Bølling Allerød Interstadial. En V. Gornitz, *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments* (págs. 100-103). Dordrecht: Springer.
- Hovan, S. (1995). Late Cenozoic atmospheric circulation intensity and climatic history recorded by eolian deposition in the eastern Equatorial Pacific Ocean. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results* , 138, 615-625.
- Hughen, K. A., Baillie, M. G., Bard, E., Beck, J. W., Bertrand, J. C., Blackwell, P. G., y otros. (2004). Marine04 Marine radiocarbon age calibration cal kyr BP. *Radiocarbon* , 46 (3), 1059-1086.
- Hurd, W. (1929). Northers of the gulf of Tehuantepec. *Monthly Weather Review* , 57 (5), 192-194.
- Israde Alcántara, I., L. Bischoff, J., Domínguez-Vázquez, G., Hong-Chun, L., DeCarli, P. S., Bunch, T. E., y otros. (2012). Evidence from central Mexico supporting the Younger Dryas extraterrestrial impact hypothesis. *Proceedings of the National Academy of Sciences* , 1-10.

- Jahn, A., Claussen, M., Ganopolski, A., & Brovkin, V. (2005). Quantifying the effect of vegetation dynamics on the climate of the Last Glacial Maximum. *Climate of the Past* , 1, 1-7.
- Kitoh, A., & Murakami, S. (2002). Tropical Pacific climate at the mid-Holocene and the Last Glacial Maximum simulated by a coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Paleoceanography* , 17 (3), 19-1-19-13.
- Koutavas, A., & Lynch-Stieglitz, J. (2004). Variability of the marine ITCZ over the Eastern Pacific during the past 30,000 years. Regional Perspective and Global Context. En H. F. Díaz, & R. S. Bradley (Edits.), *The Hadley circulation: present, past and future* (Vol. 21, págs. 347-369). Holanda: Springer.
- Kryc, K., Murray, R., & Murray, D. (2003). Al-to-oxide and Ti-to-organic linkages in biogenic sediment: relationships to paleo-export production and bulk Al/Ti. *Earth and Planetary Science Letters* , 211, 125-141.
- Kukla, G., & Gavin, J. (2004). Milankovitch climate reinforcements. *Global and Planetary Change* , 40, 27-48.
- Lambeck, K. (2011). Glacio-Hydro Isostasy. En D. Hopley, *Encyclopedia of Modern Coral Reefs* (pág. 1236). Springer.
- Lambeck, K., & Chappell. (2001). Sea Level through the Last Glacial Cycle. *Science* , 292, 697-686.
- Lamy, F., Hebbeln, D., & Wefer, G. (1998). Late Quaternary precessional cycles of terrigenous sediment input off the Norte Chico, Chile (27.5°S) and palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* , 141, 233-251.
- Lara-Lara, J., Robles-Jarero, E., Bazán, G., & Millan, N. (1998). Productividad del Fitoplancton. En G. Tapia, *El golfo de tehuantepec: el ecosistema y sus recursos* (pág. 240). México: Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa.
- Larrasoaña, J. C., Roberts, A. P., & Rohling, E. J. (2008). Magnetic susceptibility of eastern Mediterranean marine sediments as a proxy for Saharan dust supply? *Marine Geology* , 254, 224-229.
- Lavín, M. F., & Marinone, S. G. (2003). An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. En O. U. Velasco Fuentes (Ed.), *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics* (págs. 173-204). Netherlands: Kluwer Academic Publishers.
- Leduc, G., Vidal, L., Tachikawa, K., & Bard, E. (2009). ITCZ rather than ENSO signature for abrupt climate changes across the tropical Pacific? *Quaternary Research* , 72, 123-131.

- Leduc, G., Vidal, L., Tachikawa, K., Rostek, F., Sonzogni, C., Beaufort, L., y otros. (2007). Moisture transport across Central America as a positive feedback on abrupt climatic changes. *Nature* , 445, 908-911.
- Legeckis, R. (1978). A survey of Worldwide Sea Surface Temperature Fronts Detected by Environmental Satellites. *Journal of Geophysical Research* , 83 (C9).
- Legrande, A. N. (2009). The 8,200-Year BP Event. En V. Gornitz, *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments* (págs. 938-943). Dordrecht: Springer.
- Liu, Z., Otto-Bliesner, B., He, F., Brady, E., Tomas, R., Clark, P., y otros. (2009). Transient Simulation of Last Deglaciation with a New Mechanism for Bølling-Allerød Warming. *Science* , 325, 310-314.
- Machain-Castillo, M. L., Monreal-Gómez, A., Arellano-Torres, E., Merino-Ibarra, M., & González-Chávez, G. (2008). Recent planktonic foraminiferal distribution patterns and their relation to hydrographic conditions of the Gulf of Tehuantepec, Mexican Pacific. *Marine Micropaleontology* , 66, 103-119.
- Macías, J. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Temas Selectos de la Geología Mexicana* , 57 (3), 379-424.
- Maher, B. A., Prospero, J. M., Mackie, D., Gaiero, D., Hesse, P. P., & Balkanski, Y. (2010). Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum. *Earth-Science Reviews* , 99, 61-97.
- Marret, F., & Turon, J.-L. (1994). Paleohydrology and paleoclimatology off Northwest Africa during the last glacial-interglacial transition and the Holocene: Palynological evidences. *Marine Geology* , 118, 107-117.
- Mason, B., & Moore, C. B. (1982). *Principles of geochemistry*. Toronto: John Wiley & Sons, Inc.
- McCreary, J., Lee, H., & Enfield, D. (1989). The response of the coastal ocean to strong offshore winds: With application to circulations into the Gulfs of Tehuantepec and Papagayo. *Journal of Marine Research* , 47, 81-109.
- Meave del Castillo, M., & Hernández-Becerril, D. (1998). Fitoplancton. En G. Tapia, *El golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos* (pág. 240). México: Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa.
- Mienert, J., & Chi, J. (1995). Astronomical time-scale for physical property records from Quaternary sediments of the northern North Atlantic. *Geol Rundsch* , 84, 67-88.
- Miller, W. (2007). *Trace Fossils Concepts, Problems, Prospects*. Amsterdam: Elsevier.

- Mix, A. C., Bard, E., & Schneider, R. (2001). Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* , 20, 627-657.
- Mogensen, I. A. (2009). Dansgaard-Oeschger Cycles. En V. Gornitz (Ed.), *Eyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments* (págs. 229-233). Dordrecht: Springer.
- Molina-Cruz, A., & Martínez-López, M. (1994). Oceanography of the Gulf of Tehuantepec, Mexico, indicated by Radiolaria remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* , 110, 179-195.
- Monreal Gómez, M. A., & Salas de León, D. A. (1998). Dinámica y Estructura termohalina. En G. M. Tapia, *El golfo de tehuantepec: el ecosistema y sus recursos* (pág. 240). México: Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa.
- Morales de la Garza, E., & Carranza-Edwards, A. (1995). Sedimentos fosfatados en el golfo de Tehuantepec. *Hidrobiología* , 5, 25-36.
- Morán-Zenteno, D. (1994). *The Geology of the Mexican Republic No. 39*.
- Morford, J. L., & Emerson, S. (1999). The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* , 63 (11/12), 1735-1750.
- NGRIP , D. (2008). IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology, Data Contribution Series # 2008-034. *NOAA/NCDC Paleoclimatology Program, Boulder CO . USA*.
- Owen, R., & Zeitzchel, B. (1970). Phytoplankton production: seasonal change in the oceanic eastern tropical Pacific. *Marine Biology* , 7, 32-36.
- Palacios Salinas, H. (1992). Manual para el estudio microscópico de rocas sedimentarias. 60. México: Instituto Politécnico Nacional.
- Paulmier, A., & Ruiz-Pino, D. (2009). Oxygen minimum zones (OMZs) in the modern ocean. *Progress in Oceanography* , 80, 113-128.
- Peltier, W. (2004). Global Glacial Isostasy and the surface of the Ice-Age Earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* , 32, 111-149.
- Peltier, W. (2002). Global glacial isostatic adjustment: palaeogeodetic and space-geodetic tests of the ICE-4G (VM2) model. *Journal of Quaternary Science* (17), 491-510.
- Peltier, W., & Fairbanks, R. (2006). Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews* , 25, 3322-3337.

- Pérez-Cruz, L. (2013). Hydrological changes and paleoproductivity in the Gulf of California during middle and late Holocene and their relationship with ITCZ and North American Monsoon variability. *Quaternary Research* , 79, 138-151.
- Pérez-Cruz, L. L. (1989). Foraminíferos bentónicos como indicadores de la zona de oxígeno mínimo en el Golfo de Tehuantepec, México. *Tesis Maestría (Maestría en Ciencias del Mar (Oceanografía Biológica y Pesquera)) UNAM, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad Académica de los Ciclos Profesional y de Posgrado* , 136.
- Pérez-Cruz, L. L., & Urrutia-Fucugauchi, J. (2009). Magnetic mineral study of Holocene marine sediments from the Alfonso Basin, Gulf of California - implications for depositional environment and sediment sources. *Geofísica Internacional* , 48 (3), 305-318.
- Pérez-Cruz, L., & Machain-Castillo, M. (1990). Benthic Foraminifera of the Oxygen Minimum Zone, Continental Shelf of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Journal of Foraminiferal Research* , 20 (4), 312-325.
- Peteet, D. M. (2009). Younger Dryas. En V. Gornitz, *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments* (págs. 993-997). Dordrecht: Springer.
- Peterson, L. C., Haug, G. H., Hughen, K. A., & Röhl, U. (2000). Rapid Changes in the Hydrologic Cycle of the Tropical Atlantic During the Last Glacial. *Science* , 290, 1947-1951.
- Pisias, N., & Rea, D. (1988). Late Pleistocene paleoclimatology of the central equatorial Pacific: Sea surface response to the southeast Trade Winds. *Paleoceanography* , 3 (1), 21-37.
- Rabek, K., Ledbetter, M., & Williams, D. (1985). Tephrochronology of the Western Gulf of Mexico for the Last 185,000 years. *Quaternary Research* , 23, 403-416.
- Rahmstorf, S. (2002). Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature* , 419, 207-214.
- Rea, D. (2007). Eolian records, deep-sea sediments. En S. Elias, *Encyclopedia of Quaternary Science* (pág. 3888). Elsevier.
- Rea, D. K., & Schrader, H. (1985). Late Pliocene onset of glaciation: ice rafting and diatom stratigraphy of North Pacific DSDP cores. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology* , 49, 313-325.
- Rea, D. (1994). The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind. *Reviews of Geophysics* , 32 (2), 159-195.
- Reynolds, R., Neff, J., Reheis, M., & Lamothe, P. (2006). Atmospheric dust in modern soil on aeolian sandstone, Colorado Plateau (USA): Variation with landscape position and contribution to potential plant nutrients. *Geoderma* , 130, 108- 123.

- Rind, D. (2009). Atmospheric Circulation During the Last Glacial Maximum. En V. Gornitz (Ed.), *Eyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments* (págs. 57-61). Dordrecht: Springer.
- Robles-Jarero, E., & Lara-Lara, J. (1993). Phytoplankton biomass and primary productivity by size classes in the Gulf of Tehuantepec, México. *Journal of Plankton Research* , 15 (12), 1341-1358.
- Romero-Centeno, R., Zavala-Hidalgo, J., Gallegos, A., & O'Brien, J. (2003). Isthmus of Tehuantepec Wind Climatology and ENSO Signal. *Journal of Climate* , 16, 2628-2639.
- Roy, P. D., Caballero, M., Lozano, R., Ortega, B., Lozano, S., Pi, T., y otros. (2010). Geochemical record of Late Quaternary paleoclimate from lacustrine sediments of paleo-lake San Felipe, western Sonora Desert, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences* , 29, 286-596.
- Roy, P. D., Smykatz-Kloss, W., & Sinha, R. (2006). Late Holocene geochemical history inferred from Sambhar and Didwana playa sediments, Thar Desert, India: Comparison and synthesis. *Quaternary International* , 144, 84-98.
- Roy, P., Quiroz-Jiménez, J. D., Pérez-Cruz, L. L., Lozano-García, S., Metcalfe, S. E., Lozano-Santacruz, R., y otros. (2012). Late Quaternary paleohydrological conditions in the drylands of northern Mexico: a summer precipitation proxy record of the last 80 cal ka BP. *Quaternary Science Reviews* , 1-13.
- Sánchez-Goñi, M. F., & Harrison, S. P. (2010). Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. *Quaternary Science Reviews* , 29, 2823-2827.
- Schulz, M., & Mudelsee, M. (2002). REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences* , 28, 421-426.
- Servicio Geológico Mexicano, S. (2000). Carta Geológico-Minera Juchitán E15-10 D15-1 Oaxaca y Chiapas Escala 1:250,000. México.
- Servicio Geológico Mexicano, S. (2007). Texto Explicativo de la Carta Geológica de México. Escala 1:2,000,000. México.
- Smith, D., Harrison, S., Firth, C., & Jordan, J. (2011). The early Holocene sea level rise. *Quaternary Science Reviews* , 30, 1846-1860.
- Solari, L., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K., Lopez, R., & Hames, W. (2003). 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen. *Tectonophysics* , 365, 257-282.

- Sosa-Nájera, S., Lozano-García, S., Roy, P. D., & Caballero, M. (2010). Registro de sequías históricas en el occidente de México con base en el análisis elemental de sedimentos lacustres: El caso del lago de Santa María del Oro. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* , 62 (3), 437-451.
- Stuiver, M., & Reimer, P. J. (1993). Extended 14C data base and revised Calib 3.0 14C age calibration program. *Radiocarbon* , 35 (1), 215-230.
- Stumpf, H. (1974). Satellite detection of Upwelling in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Journal of Physical Oceanography* , 5, 383-385.
- Tapia-García, M., García-Abad, M. C., Carranza-Edwards, A., & Vázquez-Gutiérrez, F. (2007). Environmental characterization of the continental shelf of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Geofísica Internacional* , 46 (4), 249-260.
- Thouveny, N., de Beaulieu, J., Bonifay, E., Creer, M. K., Guiot, J., Icole, M., y otros. (1994). Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism. *Nature* , 371, 503-506.
- Thunell, R., & Kepple, A. (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.
- Trasviña, A., & Barton, E. (1997). Los Nortes del Golfo de Tehuantepec: la circulación costera inducida por el viento, Contribuciones a la Oceanografía física en México. *Monografía 3 UGM* .
- Uriarte, C. (2009). *Historia del Clima de la Tierra*. Eusko Jaularitza.
- Vázquez, G. F., Salvador, L. G., Ramírez, A. A., Turner, G. M., Frausto, C. A., & Alexander, V. H. (1998). La química del agua. En G. M. Tapia, *El golfo de tehuantepec: el ecosistema y sus recursos* (pág. 240). México: Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J., McManus, J., Lambeck, K., y otros. (2002). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* , 21, 295-305.
- Weber, M., Niessen, F., Kuhn, G., & Wiedicke, M. (1997). Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger. *Marine Geology* , 136, 151-172.
- Wehausen, R., & Brumsack, H.-J. (1999). Cyclic variations in the chemical composition of eastern Mediterranean Pliocene sediments: a key for understanding sapropel formation. *Marine Geology* , 153, 161-176.

Wei, G., Liu, Y., Li, X., Shao, L., & Liang, X. (2003). Climatic impact on Al, K, Sc and Ti in marine sediments: Evidence from ODP Site 1144, South China Sea. *Geochemical Journal* , 37, 593-602.

Whitehouse, J. (2007). *Industrial Mineral Opportunities in New South Wales*. NSW Department of Primary Industries.

Wolff, E. W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S. O., & Svensson, A. (2010). Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record. *Quaternary Science Reviews* , 29, 2828-2838.

Yu, Z., & Eicher, U. (2001). Three Amphi-Atlantic Century-Scale Cold Events During the Bolling Allerod Warm Period. *Géographie physique et Quaternaire* , 55 (2), 171-179.