



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

“Reconstrucción paleoceanográfica y paleoclimática de los últimos 18,000 años en la región suroriental del golfo de California a partir de la interpretación de indicadores geoquímicos”

Tesis

Que para obtener el grado de:

Maestra en Ciencias de la Tierra

Presenta

Marisol Escorza Reyes

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. María Adela Monreal Gómez (Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM)

Dr. Carles Canet Miquel (Instituto de Geofísica, UNAM)

Dr. Priyadarsi Debajyoti Roy (Instituto de Geología, UNAM)

México D.F. Diciembre de 2013



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.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a mi asesora de tesis, la Dra. Ligia Pérez Cruz, por apoyarme en mi trayectoria académica, por su paciencia y dedicación en el proceso de escritura y revisión de mi trabajo de tesis.

A los miembros del Comité, Dr. Priyadarsi Roy, Dr. Carles Canet, Dra. Adela Monreal y Dra. Ma. Luisa Machain, agradezco profundamente el tiempo que dedicaron en la revisión de este trabajo y los valiosos comentarios que ayudaron a su enriquecimiento.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra por otorgar los recursos para la realización de análisis de laboratorio, así como por el apoyo brindado para la participación en congresos nacionales e internacionales.

A CONACYT por la beca de estudios de Maestría 2010-2012 y a COMECYT por la beca de titulación de Posgrado convocatoria 2012.

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

Agradezco especialmente a mis padres y hermanos por su apoyo durante mi formación académica, sé que pronto verán el fruto de los sacrificios realizados.

A mis amigos por estar presentes en todo momento, por brindarme su amistad y en muchos casos, sus conocimientos en ciencia. A la pequeña Lili por compartir su hogar conmigo y hacer que el camino hasta este punto fuera menos difícil.

A ti Julio, porque has sido el motivo diario para no rendirme, quien me apoya y cree en mí más de lo que a veces puedo hacerlo yo misma, porque contigo he aprendido a reír y a disfrutar la vida, pero sobre todo porque sin ti definitivamente no habría llegado hasta aquí.

CONTENIDO

ÍNDICE DE FIGURAS	i
ÍNDICE DE TABLAS	iii
RESUMEN.....	iv
ABSTRACT	iv
1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. OBJETIVOS.....	2
3. ANTECEDENTES.....	3
3.1. VARIABILIDAD CLIMÁTICA DEL PLEISTOCENO TARDÍO Y HOLOCENO	3
3.1.1. Bølling Allerød	4
3.1.2. Younger Dryas	5
3.1.3. El evento 8.2 ka	6
3.1.4. Óptimo Climático del Holoceno.....	7
3.2. INDICADORES GEOQUÍMICOS.....	8
3.2.1. Elementos terrígenos.....	8
3.2.2. Elementos biogénicos	10
3.2.3. Vanadio como indicador de anoxia.....	13
3.3. ESTUDIOS PALEOCLIMÁTICOS Y PALEOCEANOGRÁFICOS EN EL GOLFO DE CALIFORNIA	14
4. ÁREA DE ESTUDIO.....	19
4.1. LOCALIZACIÓN.....	19
4.2. GEOLOGÍA DE LA REGIÓN CONTINENTAL	20
4.2.1. Sierra Madre Occidental.....	21
4.2.2. Llanura Costera del Pacífico	23
4.2.3. Llanura Sonorense	23
4.2.4. Rocas Metamórficas.....	23
4.3. HIDROGRAFÍA DE LA REGIÓN CONTINENTAL	23
4.4. EL CLIMA ACTUAL DEL GOLFO DE CALIFORNIA	25
4.4.1. Circulación atmosférica.....	25

4.4.2.	Zona de Convergencia Intertropical.....	26
4.4.3.	Precipitación pluvial continental.....	27
4.5.	GENERALIDADES DE LA OCEANOGRAFÍA DEL GOLFO DE CALIFORNIA	28
4.5.1.	Masas de agua en el golfo de California	28
4.5.2.	Circulación oceánica.....	31
4.5.3.	Zona del mínimo de oxígeno	32
4.6.	SEDIMENTOS EN LA CUENCA PESCADERO.....	33
4.6.1.	Tipos de sedimentos.....	33
4.6.2.	Sedimentos laminados en el golfo de California.....	35
4.6.3.	Tasas de acumulación de masa de los sedimentos	36
5.	MATERIALES Y MÉTODOS.....	37
5.1.	DESCRIPCIÓN VISUAL DE LA COLUMNA SEDIMENTARIA	38
5.2.	MARCO CRONOLÓGICO.....	38
5.2.1.	Dataciones por el Método de Radiocarbono	38
5.2.2.	Modelo de edad	39
5.3.	ANÁLISIS GEOQUÍMICOS.....	40
5.3.1.	Concentraciones de elementos mayores, menores y traza	40
6.	RESULTADOS.....	42
6.1.	DESCRIPCIÓN DE LA SECUENCIA SEDIMENTARIA	42
6.1.1.	Descripción visual	42
6.1.2.	Componentes sedimentarios	43
6.2.	MODELO DE EDAD Y TASAS DE SEDIMENTACIÓN	44
6.3.	ANÁLISIS ESTADÍSTICOS	47
6.4.	MATRIZ DE CORRELACIÓN	48
6.5.	VARIACIONES GEOQUÍMICAS EN EL REGISTRO SEDIMENTARIO	50
6.6.	PERIODICIDADES.....	54
7.	DISCUSIÓN.....	59
7.1.	PROCEDENCIA DE LOS ELEMENTOS QUÍMICOS EN EL REGISTRO DE PESCADERO.....	59
7.1.1.	Sedimentos terrígenos transportados vía fluvial.....	59
7.1.2.	Sedimentos terrígenos de aporte eólico.....	60

7.1.3.	Productividad: Ba/Ti y Ca biogénico (Ca/Ti)	60
7.1.4.	Oxigenación de en las aguas de fondo (V/Ti)	62
7.2.	RECONSTRUCCIÓN CLIMÁTICA Y OCEANOGRÁFICA EN LA CUENCA PESCADERO	64
7.2.1.	Intervalo A (18-11.6 ka cal AP) Heinrich Estadial 1 y Bølling Allerød.....	64
7.2.2.	Intervalo B (11.6-8.2 ka cal AP)	69
7.2.3.	Intervalo C (8.2-2.2 ka cal AP)	70
7.2.4.	Intervalo D (2.2-0.76 ka cal AP)	72
7.3.	ANÁLISIS ESPECTRAL DEL REGISTRO GEOQUÍMICO	73
7.3.1.	El Atlántico Norte y los carbonatos de calcio biogénicos en la cuenca Pescadero	73
8.	CONCLUSIONES	76
	BIBLIOGRAFÍA	78

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1. Variaciones de $\delta^{18}O$ en el núcleo de hielo NGRIP y eventos de variabilidad climática de los últimos 18 ka antes del presente (AP) (NGRIP dating group, 2008).....	4
Fig. 2. Regiones en el golfo de California: Alto golfo de California (AgC), Archipiélago, Norte del golfo de California (NGC), Sur del golfo de California (SGC) y Zona de la Entrada, y localización de la cuenca Pescadero (Modificada de Lavín y Marinone, 2003).	19
Fig. 3. Provincias fisiográficas del territorio mexicano. En color se observan las provincias geológicas que dan origen a los sedimentos depositados en los bordes orientales de las cuencas oceánicas del golfo de California.....	20
Fig. 4. Mapa geológico de la región continental del área de estudio; se indica únicamente la geología del sur de la región hidrológica de Sinaloa por su importancia en el origen de los sedimentos terrígenos que recibe la región oriental de la cuenca Pescadero, sur del golfo de California (Modificado de la carta geológica de México, 2007; Región hidrográfica definida por la CONAGUA, 2010).....	21
Fig. 5. Sur de la región hidrológica Sinaloa (línea punteada). Se muestran únicamente los ríos que drenan en la parte oriental de la cuenca Pescadero, sur del golfo de California.	24
Fig. 6. Configuración estacional de los centros de presión atmosférica a nivel del mar y patrón de vientos promedio. (a) Durante la fase de invierno, el gradiente de presión atmosférica en dirección sur genera los vientos del noroeste y (b) durante el verano, el gradiente de presión se revierte y los vientos provienen principalmente del sureste (Modificado de Badan-Dangon et al., 1991).....	25
Fig. 7. Precipitación pluvial promedio mensual en el área continental al este de la cuenca Pescadero. La región hidrológica Pacífico Norte incluye los ríos frente a la cuenca (Fuente: CONAGUA. 2010).	27
Fig. 8. Distribución vertical de las masas de agua y sus características de salinidad (S) y temperatura (T), en una sección longitudinal que atraviesa la parte central de las cuencas del golfo de California. Las flechas superiores señalan el frente estacional entre el Agua del golfo de California y Agua Tropical Superficial. La línea punteada representa el límite entre el Agua Subtropical Subsuperficial y el Agua del golfo de California durante el verano (Modificado de Lavín y Marinone, 2003 y Lavín et al., 2009).	30
Fig. 9. Localización del núcleo DIPAL-III T2 recuperado durante la campaña oceanográfica DIPAL-III en el borde oriental de la cuenca Pescadero, golfo de California.	37
Fig. 10. (a) Esquema y (b) fotografías de las unidades sedimentarias del núcleo T2.	42
Fig. 11. Restos biogénicos en los sedimentos del núcleo T2, cuenca Pescadero. (a) Diatomeas centrales y (b) radiolario Spumellaria de la unidad III. (c) Silicoflagelado y foraminífero con restos de materia orgánica de la unidad II. (d) Restos de esqueletos y testas muy fragmentados en la unidad I.....	44

Fig. 12. Modelo de edad contra profundidad y tasas de sedimentación del núcleo DIPAL-III T2, cuenca Pescadero.....	47
Fig. 13. Variación estratigráfica de las concentraciones de elementos químicos del núcleo DIPAL-III T2, cuenca Pescadero, sureste del golfo de California. La línea vertical y el número debajo de cada registro indican el valor promedio; en la parte derecha se muestran los intervalos, y su profundidad, en los cuales se presentan laminaciones onduladas (líneas curvas), difusas (líneas delgadas) o definidas (líneas gruesas).	52
Fig. 14. Variación estratigráfica de las relaciones elementales para el núcleo T2, cuenca Pescadero, sureste del golfo de California. La línea vertical y el número debajo de cada registro indican el valor promedio; en la parte derecha se muestran los intervalos a profundidad, en los cuales se presentan laminaciones onduladas (líneas curvas), difusas (líneas delgadas) o definidas (líneas gruesas).	53
Fig. 15. Espectros de potencia obtenidos con la Transformada Rápida de Fourier para el registro geoquímico del núcleo T2, cuenca Pescadero, sureste del golfo de California. Los espectros calculados corresponden al elemento a) Ti, y las relaciones elementales b) Ca/Ti, c) Zr/Ti, d) Ba/Ti y e) V/Ti.	57
Fig. 16. Espectros de potencia calculados con el algoritmo REDFIT para el registro geoquímico del núcleo T2, cuenca Pescadero, sureste del golfo de California. Los espectros calculados corresponden al elemento a) Ti, y las relaciones elementales b) Ca/Ti, c) Zr/Ti, d) Ba/Ti y e) V/Ti. La línea roja indica el ruido rojo calculado con la técnica de Montecarlo y la línea verde el umbral del ruido rojo para el valor crítico de χ^2	58
Fig. 17. Registro geoquímico de los últimos 18 ka cal AP para el núcleo T2, cuenca Pescadero, sureste del golfo de California. Las líneas punteadas representan las variaciones más importantes, con lo cual se subdivide el registro en 4 intervalos (letras A-D). El rectángulo gris representa el evento reconocido como Bølling Allerød. En la parte derecha se muestran los intervalos a profundidad en donde existen laminaciones onduladas (líneas curvas), difusas (líneas delgadas) o definidas (líneas gruesas).	63
Fig. 18. Comparación de la curva de insolación (Huybers y Eisenman, 2006), el registro de temperatura a través de isótopos de oxígeno en núcleos de hielo en Groenlandia (NGRIP dating group, 2008) y la variación de $\delta^{18}O$, así como su tendencia (ondícula nivel 3), para el núcleo DIPAL-III T2, cuenca Pescadero, sureste del golfo de California.....	65
Fig. 19. Comparación del registro de aporte eólico y paleo-productividad del núcleo DIPAL-III T2 con registros de paleo-productividad en la cuenca de Guaymas (Barron et al., 2005; Mclymouth et al., 2012). El área en gris representa el evento Bølling-Allerød.....	67
Fig. 20. Comparación del registro de calcio biogénico (Ca/Ti) en el núcleo DIPAL-III T2 de la cuenca Pescadero y los Detritos Transportados por Icebergs (IRD, siglas en inglés) en el Atlántico Norte (Bond et al., 2001; Darby et al., 2002).	75

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Información mineralógica y química de algunas rocas presentes en la Sierra Madre Occidental.	22
Tabla 2. Características de los ríos principales de la vertiente del Pacífico y golfo de California, jerarquizados por escurrimiento natural medio (CONAGUA, 2010).	24
Tabla 3. Rangos de salinidad, temperatura y profundidad de las masas de agua presentes en el golfo de California (Tomada de Lavín et al., 1997 y Lavín y Marinone, 2003).	29
Tabla 4. Rangos de salinidad, temperatura y profundidad de las masas de agua presentes en el golfo de California (Tomada de Lavín et al. 2009).	31
Tabla 5. Intervalos elegidos en el núcleo DIPAL-III T2 para la datación con radiocarbono AMS.	39
Tabla 6. Errores instrumentales de las mediciones de concentraciones de elementos químicos, equipo de FRX Niton XL3t 900S.	40
Tabla 7. Intervalos datados con radiocarbono AMS en muestra total con sus correspondientes edades calibradas y corregidas por el efecto reservorio.	45
Tabla 8. Tasas de sedimentación del núcleo T2, cuenca Pescadero, golfo de California.	46
Tabla 9. Parámetros estadísticos de las concentraciones de elementos químicos mayores, menores y traza, así como tres relaciones elementales del núcleo DIPAL-III T2, cuenca Pescadero, golfo de California.	48
Tabla 10. Matriz de correlación de las series de tiempo de elementos químicos y relaciones elementales para el núcleo T2, cuenca Pescadero, golfo de California.	49
Tabla 11. Interpretación de los coeficientes de correlación (Bisquerra, 2004).	49
Tabla 12. Resultados de las periodicidades obtenidas con la Transformada Rápida de Fourier. En azul se muestran periodicidades relacionadas a ciclos de interacción océano-atmósfera y en rojo los ciclos relacionados a la actividad solar (Debret et al., 2007).	55
Tabla 13. Resultados de las periodicidades obtenidas con el algoritmo REDFIT (Schulz y Mudelsee, 2002).	56

RESUMEN

En este trabajo se presenta una reconstrucción de las condiciones climáticas y oceanográficas de los últimos 18 ka a través del uso de indicadores geoquímicos. La secuencia sedimentaria estudiada, denominada DIPAL-III T2, fue colectada en 2009 con un nucleador de gravedad a bordo del B/O “El Puma” de la UNAM, en el borde oriental de la cuenca Pescadero a 577 m de profundidad, dentro del Agua Intermedia del Pacífico y la zona del mínimo de oxígeno. El núcleo tuvo una longitud de 263 cm. El marco cronológico de la secuencia se estableció a través de siete edades de radiocarbono con Espectrometría de Masas con Acelerador. Las edades de ^{14}C fueron convertidas a años calibrados antes del presente (cal AP) utilizando el programa Calib 6.1.0 para muestras marinas, con lo cual se estima que el registro sedimentario comprende de 18.2 a 0.76 ka cal AP, es decir, la última parte del glacial del Pleistoceno y el interglacial del Holoceno. Las concentraciones químicas (elementos mayores, menores y traza) fueron medidas cada centímetro en muestra total con un equipo de Fluorescencia de Rayos X Thermo Scientific Niton modelo XL3t 900S GOLDD. Las concentraciones de Ti fueron utilizadas como un indicador del aporte de terrígenos vía fluvial, y la relación Zr/Ti y Ba/Ti como aporte eólico y productividad primaria, respectivamente. La relación V/Ti y las estructuras sedimentarias laminadas se utilizaron como indicadores de baja oxigenación de las aguas de fondo. La relación Ca/Ti fue empleada para caracterizar las variaciones de carbonatos biogénicos. El registro geoquímico sugiere que el depósito de los sedimentos terrígenos en cuenca Pescadero estuvo fuertemente influenciado por la disponibilidad de humedad en la región sur del golfo, la cual fue controlada por la temperatura superficial del mar (TSM) y la posición promedio de Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). Durante la última parte del periodo glacial, los registros sugieren que la TSM fue alta, relacionada a un debilitamiento del Centro de Alta Presión Subtropical, promoviendo la precipitación pluvial en la región. Mientras tanto en el Holoceno, la posición promedio más hacia el sur de la ZCIT y el establecimiento de la circulación del Monzón fueron más importantes en el control de la humedad. Por otra parte, se propone que la actividad eólica presentó cambios importantes relacionados a la posición e intensidad del Centro de Alta Presión Subtropical. El desplazamiento de este centro durante el Holoceno Medio favoreció los vientos del noroeste en invierno, propiciando surgencias y un incremento en la productividad primaria. Respecto a la oxigenación, durante el periodo glacial probablemente estuvo controlada por la producción del Agua Intermedia del Pacífico, mientras que durante el Bølling Allerød y el interglacial Holoceno fue el resultado de la circulación de las aguas intermedias y el aumento de la productividad en conjunto. El análisis espectral del registro de Ca reveló ciclicidades entre 1 y 2 ka, relacionadas probablemente con la variabilidad solar en escala milenaria reportada anteriormente en estudios paleoclimáticos del Atlántico Norte.

ABSTRACT

The aim of this study is to reconstruct climatic and oceanographic conditions for the past 18 ka using geochemical proxies in marine sediments. A gravity core DIPAL III-T2 was taken by the R/V "El Puma" of National University of Mexico in 2009, in the eastern slope of Pescadero Basin, at 577 m depth within the Intermediate Pacific Water and oxygen minimum zone. The core has 263 centimeters long. Chronological framework is based on seven accelerator mass spectrometry radiocarbon dates. All ^{14}C dates are converted to calendar years before present using the software CALIB 6.1.0 for marine samples. According to the age model, sedimentary sequence spans from 18.2 to 0.76 ka cal BP, comprising the Last Deglaciation and Holocene interglacial. Chemical composition (major, minor and trace elements) are measured in bulk sediment samples every centimeter by an X-ray Fluorescence Thermo Scientific Niton XI3t 900S GOLDD analyzer. Ti is used as a proxy of fluvial terrigenous input, and Zr/Ti and Ba/Ti ratios are used as proxies of aeolian supply and primary productivity, respectively. V/Ti ratio and laminated sediments are used as proxies of oxygenation. Furthermore, Ca/Ti ratio is used to characterize calcium carbonate associated to primary productivity. The geochemical records suggest that the wetter conditions in the study area are driven mainly by the shift of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) mean position in the Eastern Tropical Pacific and Sea Surface Temperatures (SST) in the area, which in turn, modified fluvial terrigenous input to Pescadero basin. During the Last Deglaciation high SST related to weakening of Subtropical high pressure system allowed the advance of tropical waters northward and high moisture for pluvial precipitation in the area, whereas the mean position of ITCZ and the monsoon circulation onset promoted pluvial precipitation during Holocene. Also, wind pattern was variable probably due to migration and intensity changes of Subtropical high pressure system, which in the Mid Holocene was displaced in a way that allowed northwestern winds and upwelling during winter, and consequently an increase in primary productivity. It is suggested that oxygen content in bottom waters was modulated by changes in the Pacific Intermediate Water circulation during glacial events, while intermediate waters circulation and primary productivity were important during the Bølling Allerød warm event and the Holocene. Spectral analysis on Ca data reveals cycles of 1 to 2 kyr, probably related to millennial solar cycles previously reported in North Atlantic studies.

1. INTRODUCCIÓN

La Tierra a lo largo de su evolución ha tenido diversos y drásticos cambios climáticos que han propiciado extensos periodos glaciales, sequías prolongadas, así como intervalos cálidos y de abundante precipitación pluvial, los cuales han repercutido en la distribución y abundancia de la biodiversidad, así como en los asentamientos humanos. Estos cambios de las condiciones climáticas han quedado grabados en registros geológicos y otros materiales de la corteza terrestre, como por ejemplo: anillos de árboles, sedimentos marinos, sedimentos lacustres y hielos glaciares.

El estudio del clima del pasado o paleoclimatología, se encarga de analizar la huella que ha dejado el clima en la superficie terrestre a través de diversos indicadores (químicos, físicos y biológicos), y su importancia radica en el entendimiento de los factores y mecanismos de forzamiento del sistema climático terrestre (insolación, circulación oceánica, gases de efecto invernadero, etc.).

Con la problemática actual del calentamiento global, el interés por el estudio de la climatología del pasado ha cobrado fuerza. El objetivo principal de los estudios paleoclimáticos desarrollados en las últimas décadas consiste en diferenciar entre la variabilidad inherente del sistema climático y los cambios climáticos originados por las actividades humanas (industriales y agrícolas). Por otra parte, la información obtenida de los registros paleoclimáticos es de suma importancia en el desarrollo de modelos matemáticos de simulación y predicción del clima.

En el país, se dispone de registros paleoclimáticos continentales y marinos, algunos de ellos de alta resolución, siendo los sedimentos marinos depositados en las cuencas del golfo de California de los más destacados. La cuenca Pescadero, localizada al sur del golfo, es un sitio ideal para estudiar la variabilidad climática a escala centenaria y milenaria del Cuaternario, debido a que el depósito de los sedimentos en este sitio responde a los cambios de los patrones de circulación oceánica y atmosférica que regulan el clima de la región y del Océano Pacífico Tropical Oriental. De igual forma, la cuenca Pescadero representa una localidad importante para obtener registros paleoclimáticos continuos y de alta resolución, porque a profundidades entre 500 y 1000 m se encuentra una zona de mínimo de oxígeno que promueve una alta preservación de sedimentos laminados debido a la baja o nula bioturbación.

Algunos estudios paleoclimáticos han sido llevados a cabo en secuencias marinas de las cuencas centrales (Guaymas y Carmen) y al sur del golfo de California (Alfonso y Pescadero); sin embargo, la secuencia sedimentaria analizada en el presente estudio, comprende un intervalo cronológico que hasta el momento no había sido cubierto en cuenca Pescadero, lo cual permitirá documentar la variabilidad climática de los últimos miles de años del glacial Pleistoceno y el interglacial Holoceno, con una resolución centenaria.

2. OBJETIVOS

GENERAL

Documentar la variabilidad climática durante el Pleistoceno Tardío- Holoceno (ca. 18,000 años AP), a partir del estudio de una secuencia de sedimentos marinos recolectada en la región oriental de la cuenca Pescadero, golfo de California, a través de indicadores geoquímicos.

PARTICULARES

- Definir un modelo de edad a partir de dataciones de radiocarbono con el método AMS y estimar las tasas de sedimentación a lo largo de la secuencia sedimentaria.
- Identificar eventos de precipitación pluvial a partir del análisis de elementos de origen terrígeno (Ti, K y Fe).
- Documentar el aporte eólico relacionado a los vientos del noroeste a través de la relación Zr/Ti.
- Identificar los cambios en la productividad biológica asociada a surgencias, a través de la relación Ba/Ti, así como en la productividad calcárea con la relación Ca/Ti.
- Documentar los cambios de oxigenación en las aguas de fondo a partir de la relación V/Ti.
- Analizar si la variabilidad climática, inferida a través de los diferentes indicadores, refleja un comportamiento cíclico, y proponer los posibles mecanismos de forzamiento climático a los cuales responde.

3. ANTECEDENTES

3.1. VARIABILIDAD CLIMÁTICA DEL PLEISTOCENO TARDÍO Y HOLOCENO

El Pleistoceno (2.6 Ma a 11.7 ka) es una época geológica marcada por un conjunto de cambios en el clima que sometieron a la Tierra a periodos glaciales e interglaciales de corta duración (cientos de miles de años). Se sugiere que el detonador principal de las glaciaciones pleistocénicas es de origen astronómico, relacionado a los ciclos de Milankovich, los cuales controlan la cantidad de energía que recibe la Tierra del Sol y su distribución en la superficie. Los ciclos de Milankovich describen la variabilidad en la geometría de la órbita alrededor del Sol (excentricidad) y los movimientos alrededor de su propio eje de rotación (oblicuidad y precesión), en ciclos de 20, 40 y 120 ka. Sin embargo, modelaciones computacionales del clima han indicado que los factores astronómicos producen un cambio en el clima a escala hemisférica (Bowen, 2009) y es necesario un mecanismo interno, como los gases invernadero o la circulación oceánica, para producir un impacto en el clima a escala global.

Durante el Último Periodo Glacial, comprendido entre 120 y 11.6 ka AP, se han reconocido diversos eventos de variabilidad climática en el registro geológico a través del avance y retroceso de glaciares en Europa y Norteamérica, el estudio de isótopos de oxígeno en núcleos de hielo en Groenlandia y la Antártida, así como análisis en sedimentos marinos del Atlántico Norte (Heinrich, 1988), y posteriormente diversos estudios paleoclimáticos alrededor del mundo en diversos materiales y con distintas técnicas.

Al finalizar el Pleistoceno, alrededor de 11.6 ka, comenzó una época cuyas condiciones climáticas fueron predominantemente cálidas: el Holoceno. Si bien, el Holoceno presenta cambios en el clima, a diferencia del Pleistoceno, se caracteriza por variaciones en periodos cortos del orden de cientos de años.

Dentro de los últimos 18 ka, algunos de los eventos de cambio abrupto del clima registrados alrededor del mundo son: el final del Último Máximo Glacial, el Bølling-Allerød, el Younger Dryas, el evento de 8.2 ka, el Óptimo Climático del Holoceno, la Anomalía Climática del Medievo y la Pequeña Edad de Hielo (Fig. 1).

En las siguientes secciones, se abordarán brevemente los eventos de variabilidad climática del Pleistoceno Tardío y Holoceno de los últimos 18,000 años, principalmente de escala milenaria.

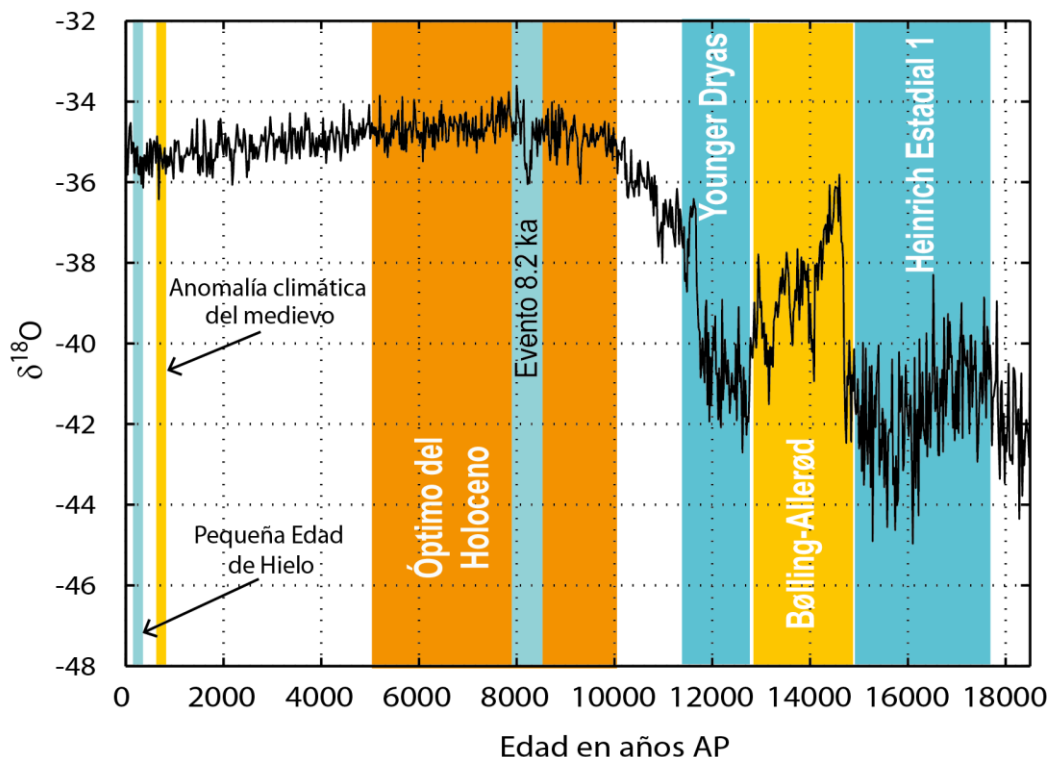


Fig. 1. Variaciones de $\delta^{18}O$ en el núcleo de hielo NGRIP y eventos de variabilidad climática de los últimos 18 ka antes del presente (AP) (NGRIP dating group, 2008¹).

3.1.1. Bølling Allerød

El Bølling Allerød es un evento climático de ascenso abrupto de la temperatura en el Hemisferio Norte durante la parte final del Último Periodo Glacial. Fue registrado por primera vez en secciones estratigráficas a través de polen y restos microfósiles en las localidades de Bølling y Allerød, Dinamarca. El polen y los restos de fósiles que definieron este evento son típicos de ambientes cálidos y fueron encontrados estratigráficamente entre capas que contienen flora y fauna típica de ambientes árticos (Hoek, 2009).

El intervalo cronológico que comprende este evento se encuentra entre 14.7 y 12.7 ka GRIP² AP, según la definición del grupo INTIMATE³, con base en el registro de isótopos de oxígeno de un núcleo de hielo en Groenlandia. Este evento ha sido subdividido a su vez en 5 intervalos, 3 cálidos y 2 fríos (Björck et al., 1998).

¹ Más información de los autores y artículos relacionados a la cronología del NGRIP, en la dirección electrónica: <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/icecore/greenland/summit/ngrip/gicc05-60ka-20yr.txt>

² Sigla para Greenland Ice core Project; años calculados a través del conteo de capas de hielo antes del presente (AP=1950).

³ Siglas en inglés para Integrating Ice core, Marine and Terrestrial records.

El Bølling Allerød ha sido identificado en diferentes registros paleoclimáticos terrestres y marinos, así como en los núcleos de hielo en Groenlandia (Björck et al., 1998; Lea et al., 2003; Dean et al., 2006). En el Pacífico Nororiental, el cambio de temperatura durante este periodo es registrado en diferentes estudios a lo largo de la costa oeste de Norteamérica y en el golfo de California, como una intensificación de la zona del mínimo de oxígeno (Dean et al., 1997; Zheng et al., 2000; Dean et al., 2006).

El mecanismo que detonó el calentamiento abrupto durante el Bølling Allerød es mostrado en simulaciones del clima producidas por modelos de circulación de la atmósfera y el océano (Liu et al., 2009). Los resultados indican que este evento fue ocasionado por un aumento en el contenido de CO_2 atmosférico y un fortalecimiento de la circulación del Atlántico Norte en respuesta al cese de la producción de agua del deshielo glaciar, hecho que facilitó el intercambio de calor entre ambos hemisferios. Asimismo, este modelo muestra que la contribución orbital no debió ser significativa, y que la circulación oceánica por sí sola no explica el calentamiento ocurrido a escala global, por lo que el CO_2 tuvo que jugar un papel importante como gas de efecto invernadero.

3.1.2. Younger Dryas

Es conocido como Younger Dryas al descenso abrupto de temperatura ocurrido alrededor de los 11.6 a 12.7 ka cal AP. Fue documentado por primera vez en Europa, a través del registro de hojas y frutos de la planta *Dryas octopetala*, típica de ambientes árticos. El nombre *Younger* se debe a que es el último, o más joven, de los periodos de cambio abrupto ocurridos al final del Pleistoceno.

Se propone que el enfriamiento abrupto durante el Younger Dryas ocurrió por un cambio en la circulación del Atlántico Norte (Peteet, 2009). El ascenso de temperatura ocurrido durante el Bølling Allerød permitió una mayor entrada de agua del deshielo en el Atlántico Norte, la cual impidió la formación de agua profunda y en consecuencia la ralentización de la circulación oceánica, hecho que ocasionó la disminución del flujo de calor hacia el Hemisferio Norte (Rahmstorf, 2002; Liu et al., 2009).

Se plantea que durante el periodo anterior al Younger Dryas la descarga del agua de deshielo hacia el océano se realizaba principalmente en el golfo de México, a través del río Mississippi (Broecker, 1989 en Uriarte, 2009). Posteriormente, conforme los hielos se retraían hacia el norte la salida de agua del deshielo se realizaba a través de algún canal en el noreste de Canadá directamente al océano Atlántico, lo que provocó la ralentización de la circulación. Sin embargo, estos canales en el noroeste de Canadá se abrieron hasta después del Younger Dryas, por lo que esta teoría no se sustenta del todo (Watts, 2012⁴).

Si bien, es reconocido que la disminución en el transporte de calor hacia el Hemisferio Norte durante este periodo fue debido a una mayor entrada de agua dulce en el Atlántico,

⁴ <http://wattsupwiththat.com/2012/06/16/younger-dryas-the-rest-of-the-story/>

aún es cuestionado el lugar de dónde provino. Por estas razones se han planteado teorías alternativas, por ejemplo (1) una zona más al norte para la procedencia del agua de deshielo, o (2) que el deshielo haya ocurrido abruptamente a causa del choque de un cuerpo extraterrestre en el manto Laurentino (Carlson, 2010).

Respecto a la teoría del impacto, Melott et al. (2010) plantean que un análisis de muy alta resolución de las concentraciones de nitrato y amonio⁵ en los hielos de Groenlandia, podrían confirmar la existencia de un impacto.

Se han documentado evidencias de un impacto al inicio del Younger Dryas en algunos estudios paleoclimáticos en Norteamérica y el Oeste de Europa. Recientemente, en el lago Cuitzeo, ubicado en la zona centro-sur de México, se encontró una capa enriquecida en materiales típicos de un impacto, como los nanodiamantes, esférulas de carbono y texturas de calentamiento-enfriamiento, la cual presenta una cronología correspondiente al inicio del Younger Dryas (Israde-Alcántara et al., 2012).

El evento Younger Dryas ha sido observado en diferentes registros paleoclimáticos alrededor del mundo, sin embargo, en algunos sitios del Hemisferio Sur la señal no parece ser de enfriamiento sino de calentamiento (Peteet, 2009). Las temperaturas opuestas a escala hemisférica son explicadas con el término acuñado como “efecto balancín”, en el cual la ralentización de la circulación en el Atlántico produce un enfriamiento en el Hemisferio Norte debido al cese de transporte de calor en esta dirección, mientras que en el Hemisferio Sur produce un calentamiento (Rahmstorf, 2002; Liu et al., 2009).

3.1.3. El evento 8.2 ka

El evento ocurrido alrededor de 8.2 ka ocurrió alrededor de 8,200 años AP, según la cronología realizada con el conteo de capas en núcleos de hielo de Groenlandia (Alley et al., 1997 en Dean et al., 2002).

Al igual que para el Younger Dryas, se propone que una ralentización de la circulación del Atlántico originó el enfriamiento abrupto del evento 8.2 ka, debido a la entrada de grandes cantidades de agua de deshielo durante el drenaje final de los lagos glaciales en Norteamérica. Asimismo, se menciona que el enfriamiento durante este periodo debió ocurrir únicamente en el Hemisferio Norte por al efecto balancín, como se explicó anteriormente.

El mecanismo de enfriamiento del H. Norte relacionado a la ralentización de la circulación en el Atlántico Norte, ha sido probado en modelos climáticos generales, cuyos resultados muestran una gran concordancia con las reconstrucciones paleoclimáticas realizadas con diversos indicadores para este periodo (LeGrande, 2009).

⁵ El nitrato y amonio son productos de la interacción de un asteroide con la atmósfera y su impacto con la superficie terrestre (Melott et al., 2010).

Por otra parte, Dean et al. (2002) destacan que los cambios en la distribución de vegetación, así como de masas de agua y hielo, también debieron haber tenido un efecto importante en la circulación atmosférica sobre Norteamérica durante la etapa final de deshielo.

El evento 8.2 ka ha sido observado a través de diversos registros paleoclimáticos como un enfriamiento a lo largo de Europa, América del Sur, Norteamérica y África. (LeGrande, 2009). A partir de isótopos de oxígeno en núcleos de hielo de Groenlandia, se ha registrado un enfriamiento entre 6 y 11°C, mientras que en las zonas tropicales, el evento 8.2 ka es registrado como un cambio en la precipitación pluvial debido a la migración hacia el sur de la posición promedio de la Zona de Convergencia Intertropical (Haug et al., 2001).

3.1.4. Óptimo Climático del Holoceno

El Óptimo Climático del Holoceno o Hipsithermal, según Fairbridge (2009) es un intervalo “semi-formal” definido climáticamente en la historia del Holoceno. Su cronología es variable debido a que la señal paleoclimática de este evento no ha sido encontrada ampliamente en los registros alrededor del mundo, por lo que 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).

Este evento se definió como un máximo térmico dentro del Holoceno, debido a que las primeras evidencias encontradas fueron los restos fósiles de avellanas en capas de turba en latitudes muy altas, vegetación atípica de esas zonas. Posteriormente estudios en el norte de Europa en núcleos de sedimentos corroboraron la presencia de este intervalo peculiarmente cálido a través de restos de polen (Fairbridge, 2009).

Durante este periodo, la configuración astronómica de la Tierra respecto al Sol, relacionada principalmente al ciclo de precesión, produjo que la insolación en el Hemisferio Norte fuera máxima durante el verano y mínima en invierno (Fairbridge, 2009).

Davis et al. (2003) realizan la reconstrucción de las temperaturas promedio de los últimos 12 ka a lo largo de Europa, mediante registros palinológicos. Sus estudios muestran que el Óptimo Climático del Holoceno, caracterizado por un pico de máxima temperatura alrededor de 6 ka, está restringido al noreste de Europa, y lo que se observa en el resto del continente, es en general un incremento lineal de las temperaturas a partir de ~8 ka AP.

Estudios paleoclimáticos en la cuenca de Cariaco, ubicada al norte de Venezuela, la cual presenta la influencia de la Zona de Convergencia Intertropical del Atlántico Occidental, describen este periodo como un intervalo de alta precipitación pluvial (Haug et al., 2001).

Los resultados obtenidos de una simulación del clima en un modelo acoplado océano-atmósfera general, alrededor de los 6 ka AP, muestran que durante este periodo la

circulación de la celda de Walker se vio intensificada. Además, para este periodo se reconoció un patrón climático similar a lo que se reconoce en la actualidad como la Niña, con anomalías de precipitación y temperatura de la superficie del mar en el Pacífico Tropical. Este patrón involucra la intensificación de los vientos Alisios, un incremento de la precipitación pluvial en la zona occidental del Pacífico Tropical y disminución en la parte oriental, así como una anomalía negativa de la temperatura superficial del mar (Kitoh y Murakami, 2002).

3.2. INDICADORES GEOQUÍMICOS

3.2.1. Elementos terrígenos

a. Titanio como indicador de aporte terrígeno

El titanio (Ti) es un elemento químico del grupo IVB de la tabla periódica. Presenta números de valencia 3 y 4. Su abundancia en la corteza terrestre promedio⁶ es alrededor de 0.44%, mientras que en algunas rocas sedimentarias varía desde 0.04 hasta 0.46% (Mason y Moore, 1982).

El Ti se encuentra en las rocas ígneas principalmente como ilmenita ($FeTiO_3$), mineral asociado a rocas de composición alcalina. Puede formar parte de los silicatos por reemplazamiento del aluminio, por ejemplo en los piroxenos, hornblenda y biotita. En magmas silíceos es concentrado en la titanita ($CaTiSiO_5$) (Mason y Moore, 1982). También puede estar incorporado en arcillas como elemento de reemplazamiento y en los polimorfos del TiO_2 (Skrabal y Terry, 2002): rutilo, anatasa y brookita.

Los minerales de Ti son poco susceptibles al intemperismo químico, por lo que sus concentraciones no son afectadas en los sedimentos derivados de la erosión de las rocas (Mason y Moore, 1982). Aún cuando los minerales que contienen el Ti se encuentre en un medio acuoso, mientras este elemento no adquiera una forma hidrolizada, será muy estable y una vez depositado en la cuenca sedimentaria no sufrirá alteraciones diagenéticas.

Estas propiedades químicas del Ti en el agua de mar favorecen su preservación en el registro sedimentario, por lo que se trata de un elemento ampliamente utilizado en diversos estudios paleoclimáticos como indicador de aporte terrígeno de precipitación pluvial continental (Peterson et al., 2000; Haug et al., 2001; Kryc et al., 2003; Barron et al., 2004; Roy et al., 2010; Pérez-Cruz, 2013).

⁶ Corteza terrestre promedio: Concentración promedio en rocas ígneas de la corteza continental (Mason y Moore, 1982).

El Ti en el ambiente marino

La especie acuosa de Ti más abundante en el agua de mar, bajo condiciones de pH=8 y salinidad de 35, es el $TiO(OH)_2$ (van der Berg et al. 1994; Kryc et al., 2003 y referencias en estos).

Estudios geoquímicos en sedimentos marinos del Pacífico Ecuatorial indican que el Ti en su forma disuelta puede ser incorporado a los sedimentos desde el agua de mar a través de su adsorción en las superficies de las partículas en sedimentación (Murray y Leinen, 1996 y referencias en este). Además, se ha encontrado que este elemento presenta una se adsorbe preferencialmente a la materia orgánica que alcanza el piso marino sin ser remineralizada (Kryc et al., 2003). Sin embargo, el aumento de las concentraciones de Ti en sedimentos marinos por procesos de adsorción sólo será identificable en el registro sedimentario si el aporte terrígeno a la cuenca es menor al 5% (Kryc et al., 2003). En regímenes sedimentarios donde el aporte terrígeno es mayor a este porcentaje, el exceso de Ti adsorbido desde la columna de agua será enmascarado por el Ti de los sedimentos terrígenos que llegan a la cuenca.

b. El hierro en el ambiente marino

El hierro (Fe) es un elemento del grupo VIII en la tabla periódica, con números de valencia 2 y 3. Su abundancia en la corteza promedio se encuentra en el rango de 1.3 a 7.7% y en rocas sedimentarias desde 0.4 hasta 4.7% (Mason y Moore, 1982). Las rocas máficas presentan altos contenidos de minerales de hierro y magnesio (Mg), denominados ferromagnesianos (biotita, anfíboles, piroxenos y olivino), así como los óxidos de Fe y Ti. Las rocas ultramáficas como la peridotita, presentan los contenidos más altos de Fe y Mg, ya que están conformadas principalmente por olivino y piroxenos (Best, 2003).

En el ambiente marino, el Fe puede ser aportado a los sedimentos desde el continente, pero también por la precipitación de óxidos de hierro desde el agua de mar debido a procesos diagenéticos, así como por la producción de minerales de hierro realizada por algunas bacterias (Cheng et al., 1996; Evans y Heller, 2003; Garming, 2006). Asimismo, los óxidos de hierro pueden sufrir transformaciones diagenéticas en condiciones reductoras (Garming, 2006).

c. Zirconio y su relación con el transporte eólico

El zirconio (Zr) es un elemento del grupo IVB de la tabla periódica, con número de valencia 4. La abundancia del Zr en la corteza promedio es de 165 ppm (Mason y Moore, 1982). Debido a la combinación de su carga alta y radio atómico/iónico grande, no suele ocupar la estructura de los minerales típicos formadores de rocas, por lo que el Zr en su forma mineral se puede encontrar principalmente como zircón ($ZrSiO_4$), y en otra especie mineral menos abundante: la baddeleyita (ZrO_2).

El zircón cristaliza en las últimas etapas de diferenciación de un magma debido a que las concentraciones iniciales de Zr son menores a las de saturación para el zircón (Mason y Moore, 1982). En magmas alcalinos el zircón es más soluble, por lo que las rocas derivadas de éstos presentarán bajos contenidos de zircón (Hanchar y Watson, 2003).

Estudios realizados en arenas del desierto del Sahara, así como en depósitos eólicos (loess) en China, han revelado que existe un enriquecimiento de minerales pesados y altas concentraciones de Zr (Wedepohl, 1967; Matthes, 1993, en Wehausen y Brumsack, 1999). En el ambiente sedimentario, el Zr se encuentra enriquecido en los minerales pesados con granulometrías entre limos y arenas, debido a la alta resistencia al intemperismo que presenta el zircón (Wehausen y Brumsack, 1999; Chen et al., 2006). Es por ello que en diversos trabajos paleoclimáticos el Zr se utiliza como indicador de aporte eólico (Wehausen y Brumsack, 1999; Chen et al., 2006; Roy et al., 2006; Pérez-Cruz, 2013).

3.2.2. Elementos biogénicos

a. Carbonatos biogénicos y calcio

Los polimorfos del carbonato de calcio en el ambiente marino son la calcita y la aragonita, siendo la calcita menos soluble en el agua marina (Libes, 2009). La fase dominante en los mares abiertos es la calcita, la cual es producida por los organismos que generan partes duras de este mineral. Se considera que los cocolitóforos así como los foraminíferos planctónicos y bentónicos, son los organismos más importantes en la producción de calcita (Burdige, 2006, Libes, 2009).

Por otra parte, la aragonita es aportada en mares abiertos principalmente por las conchas de los moluscos planctónicos denominados pterópodos. Sin embargo, los esqueletos de estos organismos se preservan mayormente en sedimentos de aguas someras debido al control que ejerce la temperatura en la solubilidad de la aragonita (Burdige, 2006).

Los carbonatos biogénicos suelen estar presentes esencialmente en sedimentos marinos de aguas tropicales y superficiales, aunque también pueden hallarse en aguas costeras de zonas templadas y subpolares.

La solubilidad de la calcita es afectada por la presión y la temperatura, siendo la presión un factor más importante, sin embargo, la preservación de la calcita en los sedimentos también está fuertemente ligada a la producción y destrucción (remineralización) de la materia orgánica.

Para analizar el proceso de disolución de los carbonatos por remineralización, se define el concepto de carbono inorgánico disuelto. Se denomina carbono inorgánico disuelto al

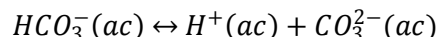
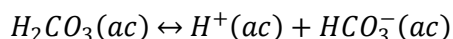
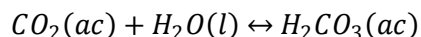
conjunto de moléculas de dióxido de carbono (CO_2), ácido carbónico (H_2CO_3), carbonato (CO_3^{2-}) y bicarbonato (HCO_3^-).

La remineralización de la materia orgánica particulada y la disolución de la materia inorgánica particulada añaden carbono inorgánico disuelto al agua de mar. Por otra parte, la formación de biomasa y partes duras de carbonato de calcio de los organismos remueven carbono inorgánico disuelto al agua.

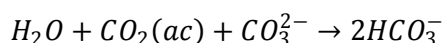
Estos procesos tienen repercusiones en el pH del agua de mar de la siguiente forma:

- La remineralización de la materia orgánica libera CO_2 que al entrar en contacto con el agua produce ácido carbónico y bicarbonato, los cuales son ácidos débiles y su disociación produce iones H^+ , dando como resultado un descenso de la alcalinidad⁷ que ocasiona la disolución de la materia inorgánica particulada; posteriormente, la alcalinidad asciende de nuevo por la adición de carbono inorgánico disuelto.

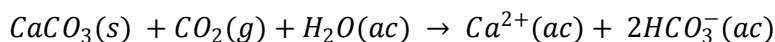
La entrada de CO_2 al agua de mar produce una disminución de pH debido a que el dióxido de carbono se hidroliza rápidamente a ácido carbónico (H_2CO_3) y este a su vez se transforma en el ión bicarbonato y el ión H^+ , de la siguiente forma:



- Además, la producción de CO_2 por remineralización podría producir una subsaturación del ion carbonato lo suficientemente fuerte para promover la disolución de los carbonatos, como se muestra en la siguiente reacción:



- De lo anterior, la disolución de los carbonatos de calcio puede ser resumida en la siguiente reacción:



- Por otra parte, la formación de materia inorgánica particulada reduce la alcalinidad del agua debido a que el carbono inorgánico disuelto es removido y utilizado para la formación de los esqueletos de los organismos calcáreos.

⁷ La alcalinidad del agua se mide a través de la presencia de las especies disueltas de carbono.

La disolución de la calcita es más rápida en comparación con la remineralización de la materia orgánica, por lo que la disolución de carbonatos de calcio en ambientes de alta productividad será muy eficiente, es decir, el CO_2 producido en este último proceso tendrá una alta probabilidad de disolver los carbonatos (Burdige, 2006).

En las reacciones previas, así como en las consideraciones termodinámicas para el estudio de los carbonatos de calcio en el ambiente marino, es omitido el efecto del calcio. Esto se debe a que sus concentraciones como ion disuelto son casi constantes y de tales magnitudes, que la disolución o formación de carbonatos de calcio produce cambios en la concentración de calcio en el agua de mar en menos de 1%.

En diversos estudios paleoclimáticos se estudian las concentraciones de los carbonatos de calcio en sedimentos, con el objetivo de caracterizar físicamente los cuerpos de agua (pH, temperatura, circulación), así como para identificar el tipo de productividad predominante en la cuenca (González-Yajimovich et al., 2005; Dean et al., 2006; Douglas et al., 2007).

De igual forma, en diversos trabajos (Cheshire et al., 2005; Sosa-Nájera et al., 2010) han sido utilizadas las concentraciones de calcio como indicador del contenido de carbonatos de calcio en sedimentos lacustres y marinos, debido a que la fuente más importante del Ca hacia cuencas particulares es la precipitación de carbonatos de calcio desde la columna de agua o la incorporación a los sedimentos de esqueletos o conchas de algunos organismos calcáreos.

Finalmente, cabe mencionar que como elemento terrígeno, el calcio presenta concentraciones en las rocas de la corteza terrestre promedio entre 0.99 y 7.83%. En las rocas ígneas, las plagioclasas con altos porcentajes de anortita presentan elevados contenidos de calcio (Hefferan y O'Brien, 2010), y en consecuencia, este elemento es más abundante en las rocas máficas que en las rocas de composición félsica

b. Ba biogénico

El bario (Ba) es un elemento químico del grupo IIA de la tabla periódica y número de valencia 2. Se presenta en las rocas de la corteza promedio en concentraciones traza, entre 160 y 1,220 ppm, con una media de 425 ppm, mientras que en las lutitas sus concentraciones son alrededor de 580 ppm (Mason y Moore, 1982).

El Ba presenta un radio iónico similar al potasio (K), por lo que es común que reemplace a este elemento en minerales como la biotita y los feldespatos potásicos. Además, presenta una carga alta y es susceptible a ser capturado por compuestos de potasio. Este elemento también puede ser aceptado en la estructura de las plagioclasas y de la hornblenda.

En el ambiente marino, el Ba es un elemento que puede ser incorporado a los sedimentos desde la columna de agua a través de la formación de barita ($BaSO_4$) en procesos biológicos (Dymond et al., 1992).

La formación de barita biogénica en ambientes subsaturados en este mineral aún no se encuentra bien comprendida; se sugiere que su precipitación se lleva a cabo en microambientes durante la descomposición de la materia orgánica y la liberación de sulfatos (Chan et al., 1976 y Collier y Edmond, 1984, en Dymond, 1992; Bishop, 1988, en Reitz et al., 2004;), o a través de agregados biogénicos de barita amorfa (Stroobants et al., 1991; González-Muñoz et al., 2003).

En un principio, algunos autores sugerían que la barita biogénica únicamente es secretada por grupos de microorganismos viviendo a una determinada profundidad (Tendal, 1972; en Reitz et al., 2004), como los *Acantharea* o *Xenophyophorea*, los cuales producen ya sea esqueletos de barita o cristales intracelulares de este mineral (Pfeifer et al., 2001). A pesar de esto, Dymond et al. (1992) señalan que el comportamiento del bario a profundidad en la columna de agua es bastante constante y predecible, por lo que se podría descartar la posibilidad de que la barita secretada por organismos sea el aporte principal de bario hacia los sedimentos del piso marino.

Se ha observado que la preservación de la barita biogénica es alrededor del 10 y 30% en los sedimentos del Atlántico y Pacífico (Dymond et al., 1992; Reitz et al., 2004 y referencias en ellos), porcentaje mayor al de preservación de la materia orgánica, lo que convierte al Ba biogénico en un indicador importante de productividad.

El trabajo de Dymond et al. (1992) muestra que la preservación del Ba biogénico exhibe un comportamiento logarítmico en función de la tasa de acumulación de masa, es decir, a mayor acumulación de sedimentos la barita biogénica se preservará mejor, esto debido a que el agua de poro de los sedimentos estará saturada en este mineral y no ocurrirá su disolución. Sin embargo, el estudio de McManus et al. (1998) indica que el proceso de preservación de la barita biogénica en los sedimentos marinos es más complejo, y no depende únicamente de la tasa de acumulación de sedimentos o la saturación del mineral en los intersticios, sino también del contenido de oxígeno (disolución en ambientes anóxicos), la cristalinidad de la barita, la precipitación de otros sulfatos, y los procesos diagenéticos particulares de las distintos ambientes sedimentarios.

3.2.3. Vanadio como indicador de anoxia

El vanadio (V) es un elemento del grupo VB de la tabla periódica con números de valencia 2, 3, 4 y 5. En magmas, el vanadio se presenta como V^{3+} y se encuentra comúnmente en minerales como magnetita, titanomagnetita, esfena, rutilo, ilmenita, piroxenos, anfíboles y

biotita, esto debido a su radio iónico similar a Fe^{3+} y Ti^{4+} (Mason y Moore, 1982; Vasallo, 1995). La concentración de V en la corteza promedio es de 135 ppm, con un rango entre 17 y 264 ppm (Mason y Moore, 1982).

En el ambiente marino, el V presenta un comportamiento particular bajo condiciones de poca oxigenación y puede ser incorporado a los sedimentos marinos directamente desde la columna de agua (Emerson y Husted, 1991; Calvert y Pedersen, 1993; Dean et al., 1997; Morford y Emerson, 1999).

En aguas oxigenadas y con un pH neutro, el V se presenta con una valencia 5 e hidrolizado como $VO_2(OH)_3^{2-}$. Bajo condiciones moderadamente reductoras, el V presenta una valencia 4 y su forma estable es el catión VO^{2+} . El ion VO^{2+} podría a su vez, ser hidrolizado a $VO(OH)_3^-$ o al oxihidróxido insoluble $VO(OH)_2$ bajo condiciones medianamente reductoras (Emerson y Husted, 1991; Van der Sloot et al., 1985 en Calvert y Pedersen, 1993).

Las especies de V mencionadas presentan una alta reactividad, sin embargo, el V es mucho más reactivo en su forma reducida y suele ser incorporado a los sedimentos marinos debido a su adsorción en las partículas en asentamiento (Emerson y Husted, 1991; Calvert y Pedersen, 1993 y referencias en este). Por ejemplo, los minerales de arcilla presentan superficies con cargas negativas debido a su estructura cristalina (Libes, 2009) y podrían adsorber fácilmente al catión VO^{2+} .

En resumen, podemos decir que el V en su forma reducida en ambientes anóxicos tiende a incorporarse a los sedimentos marinos desde el agua de mar porque (1) se transforma en una especie insoluble, o (2) su especiación es más reactiva, lo que le permite adsorberse más fácilmente en las partículas en asentamiento.

El V ha sido fuertemente asociado a ligandos orgánicos y se ha observado que los sedimentos con altos contenidos de materia orgánica presentan concentraciones altas de este elemento (Cheshire, 1977 y Lewan y Maynard, 1982 en Emerson y Husted, 1991). Adicionalmente, estudios experimentales indican que la forma reducida del V se adsorbe preferencialmente en las superficies de fases oxidadas (Stumm, 1989 en Emerson y Husted, 1991).

3.3. ESTUDIOS PALEOCLIMÁTICOS Y PALEOCEANOGRÁFICOS EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

Keiwing y Jones (1990) estudiaron los isótopos de oxígeno ($\delta^{18}O$) en foraminíferos bentónicos de los sedimentos marinos del núcleo DSDP-480, recolectado en la parte oriental de la cuenca de Guaymas y el cual comprende los últimos 18 ka cal AP.

Durante el Bølling Allerød (13-11 ka cal AP) se encontraron valores bajos de $\delta^{18}O$, los cuales son atribuidos a un aumento de temperatura en aguas intermedias o disminución de la salinidad. Para el Younger Dryas, alrededor de 10.5 ka cal AP, se observan valores altos, sin embargo los autores explican que quizás se trata de un efecto debido a que este intervalo está rodeado de eventos de isótopos ligeros (Bølling Allerød y Holoceno).

En la deglaciación ($\delta^{18}O$ bajos) las aguas superficiales del Pacífico Noroeste pudieron ser menos saladas quizás por una mayor influencia de la Corriente de California o una mayor entrada del agua del deshielo a través del río Colorado. El autor comenta que son diversos factores los que controlan el $\delta^{18}O$ en el registro de la cuenca de Guaymas oriental.

Sancetta (1995) realiza el estudio de diatomeas en trampas colocadas en las cuencas de Guaymas y Carmen. Además, la autora estudia las diatomeas de los sedimentos marinos depositados en los últimos 15 ka cal AP en la región occidental de la cuenca de Guaymas (núcleo de pistón JPC-56) y, con base en sus asociaciones, realiza una reconstrucción paleoceanográfica y paleoclimática.

Durante el periodo glacial, el hallazgo de diatomeas tropicales y árticas en los sedimentos indica un alto contraste estacional. Antes de 12 ka, las condiciones climáticas fueron similares a las de ENSO⁸: alta precipitación pluvial persistiendo hasta invierno, vientos del sureste, aguas tropicales dentro del golfo y baja productividad primaria. Entre 11-12 ka (Bølling Allerød) cal AP las condiciones climáticas fueron semejantes a las actuales, pero con vientos del noroeste menos fuertes y ENSO menos común. El Younger Dryas (10.5 ka cal AP) presenta vientos débiles y condiciones ENSO.

Hacia el Holoceno (<10.5 ka cal AP) la productividad de primavera se redujo, sin embargo los vientos del noroeste se incrementaron gradualmente alcanzando el máximo en el Holoceno Medio (8-4 ka cal AP) y ENSO se volvió menos frecuente. En el Holoceno Medio hubo un cambio rápido hacia las condiciones actuales, con vientos del noroeste persistiendo hasta primavera y un balance de producción entre invierno y primavera.

Pride et al. (1999) estudian los isótopos de nitrógeno en el agua de mar de las cuencas Delfín, Carmen y Guaymas, así como en los sedimentos recolectados en trampas y núcleos de gravedad, pistón y caja en los bordes oriental y occidental de la cuenca de Guaymas (núcleos GGC55, JPC-56, JPC-48 y JPC-44). Los autores discuten los resultados de $\delta^{15}N$, así como el contenido de ópalo biogénico y la presencia de sedimentos laminados para el núcleo JPC-56, el cual comprende los últimos 16 ka cal AP.

⁸ Siglas en inglés del El Niño Oscilación del Sur (El Niño Southern Oscillation)

Los altos valores de $\delta^{15}N$ en el registro se atribuyen a la alta denitrificación ocurrida en las aguas subsuperficiales y la formación del Agua del Golfo de California en las cuencas centrales. Diferencias entre los valores de $\delta^{15}N$ entre el registro del JPC-56 y el registro de Ganeshram et al. (1995) para el Pacífico Tropical Nororiental, indican que la isotopía de nitrógeno en los sedimentos también está controlada por la productividad, mezcla de aguas dentro del golfo, la intrusión de las masas de agua del Pacífico asociada a la posición de la Zona de Convergencia Intertropical y la extensión de las aguas subóxicas donde ocurre la denitrificación (Agua Subtropical Subsuperficial).

Los autores encontraron que durante el Bølling Allerød y la transición Younger Dryas-Holoceno se registran altos valores de $\delta^{15}N$, mientras que en el periodo glacial (>14.9 ka cal AP) y el Holoceno (<11.6 Ka cal AP) los valores de $\delta^{15}N$ son bajos. Además, los autores destacan que los altos valores de $\delta^{15}N$ coinciden con altos contenidos de ópalo biogénico y sedimentos laminados.

Barron et al. (2004) estudian los sedimentos marinos depositados en los últimos 15 ka cal AP en la región oriental de Guaymas (núcleo DSDP-480). Los autores realizan mediciones de concentraciones de elementos, contenido de $CaCO_3$ y materia orgánica, así como abundancias de diatomeas y silicoflagelados. Ti, Al y Fe son utilizados como indicadores de aporte terrígeno, la relación Si/Al para conocer el contenido de ópalo biogénico y la relación Ba/Al para determinar de manera cualitativa la productividad.

Durante el Bølling Allerød (14.6-12.9 ka cal AP) se sugieren condiciones similares a las que hay en la actualidad, con vientos predominantemente del noroeste, surgencias y alta productividad, aunque con condiciones de verano predominando sobre las condiciones de invierno. En el Younger Dryas (12.9-11.6 ka cal AP) se encontró un aumento de las condiciones cálidas, debilitamiento de las surgencias y disminución de la productividad. Entre 11.6-10 ka cal AP se propone un periodo de alta productividad relacionada a surgencias y una disminución en la entrada de terrígenos vía fluvial.

Entre 10-6.2 ka cal AP se observa una disminución de los vientos del sureste. Los indicadores sugieren aguas más frías producidas por la intensificación de los vientos del noroeste y un incremento en las surgencias. El evento 8.2 ka, se caracteriza por un incremento en la productividad silíceo debido a una mayor influencia de los vientos del noroeste.

Alrededor de 6.2 ka cal AP las condiciones oceanográficas cambiaron notablemente. Los autores sugieren un fortalecimiento del patrón de circulación durante el otoño, el debilitamiento de la corriente de California, una corriente Norecuatorial fortalecida y la corriente de Costa Rica introduciéndose al golfo. En este periodo se plantea un cambio en la dirección de los vientos de norte a noroeste.

Entre 2.8-2.4 ka cal AP, la variabilidad de los indicadores terrígenos aumenta, así como la variabilidad de las surgencias y la productividad. Esto sugiere que los ciclos climáticos entre las surgencias de invierno (depósito de diatomeas) y la precipitación pluvial de

verano (depósito de terrígenos) se incrementó, lo cual se presume fue causado por una mayor ocurrencia de ENSO.

En el estudio de **Chesire et al. (2005)** se documenta la variabilidad climática durante la transición Pleistoceno-Holoceno en sedimentos marinos de la región oriental de la cuenca de Guaymas a través de indicadores geoquímicos (núcleos MD02-2515 y MD02-2512). El registro muestra una disminución en la entrada de terrígenos, un aumento de las surgencias y alta productividad hacia el presente. Durante el Younger Dryas se presenta un breve evento de baja productividad y la entrada de terrígenos aumenta. Para el Holoceno, la entrada de terrígenos muestra una disminución gradual mientras que la productividad incrementa paulatinamente.

González-Yajimovich et al. (2005) realizan un análisis de la preservación de los carbonatos y su relación con la productividad silíceo, en un conjunto de núcleos recolectados en las cuencas Alfonso y Pescadero (sector oriental), cuyos sedimentos abarcan los últimos ~6 y 10 ka, respectivamente. Los autores dividen el registro de ambas cuencas en 3 periodos importantes de variaciones: de 10 y 7.2 ka cal AP, de 7.2 a 4.2 ka cal AP y de 4.2 ka cal AP al presente.

El intervalo entre 10-7.2 ka cal AP presenta alta productividad con vientos predominantemente del noroeste. Entre 7.2 y 4.2 ka cal AP ocurre una disminución gradual en la productividad y la variabilidad se reduce, marcando así un periodo relativamente estable. Se observa un evento de alta variabilidad pero de corta duración alrededor de 6.3 y 6.4 ka cal AP y los carbonatos biogénicos presentan una alta variabilidad pero sin cambios mayores en la tendencia. Alrededor de 4.2 ka cal AP comienza a reducirse la productividad silíceo en cuenca Alfonso y aumenta en Pescadero. De igual forma, los carbonatos biogénicos comienzan a presentar dos tendencias diferentes: en cuenca Alfonso se observa una disminución gradual seguido de una tendencia decreciente en términos de largo periodo, mientras que en Pescadero se observa una disminución gradual seguida de un aumento constante en la tendencia.

Además, los autores encuentran ciclos de productividad de 1,633, 1,565, 829, 512, 391, 353, 252, 200 y 140 años.

En el trabajo de **Dean et al. (2006)** se analizan indicadores geoquímicos orgánicos e inorgánicos para reconstruir las condiciones climáticas y oceanográficas de los últimos 17 ka cal AP en el núcleo de sedimentos marinos JPC-56 y GCC-55. Según los cambios más importantes en el registro de Al, Cd, Mo, $CaCO_3$ y carbono orgánico, se describieron 5 intervalos.

Entre 17 a 14.7 ka se observa que la productividad silíceo fue baja, los carbonatos biogénicos abundantes, los sedimentos presentan bioturbación y el aporte de terrígenos

fue bajo. El intervalo de 14.7 a 12.7 ka (Bølling Allerød) presenta alta productividad silíceo y baja productividad calcárea. Los sedimentos son laminados pero los contenidos de materia orgánica son bajos. De 12.7 a 11.6 ka (Younger Dryas), se observan altos valores de carbonato de calcio, bajo contenido de ópalo biogénico y sedimentos bioturbados que indican una mayor ventilación de la zona del mínimo de oxígeno. Este registro muestra que las condiciones predominantes fueron de verano.

Entre 11.6 y 5.6 ka, se presenta un alto contenido de sílice opalina, bajo contenido de carbonato de calcio y sedimentos laminados. De 5.6 a 2.5 ka, se observan altos contenidos de carbonato de calcio y materia orgánica, pero bajo ópalo biogénico. Este intervalo muestra un cambio de condiciones invernales con vientos fuertes del noroeste, mayores surgencias y alta productividad silíceo hacia condiciones de verano con vientos débiles del sureste, con aguas más cálidas superficiales y baja productividad silíceo, pero alta productividad calcárea (~5.4 ka). Esta etapa con condiciones de verano indica un establecimiento del fenómeno El Niño en el Pacífico Ecuatorial.

El estudio de **McClymont et al. 2012** a través de indicadores geoquímicos orgánicos analizados en el núcleo de sedimentos marinos MD02-2515, reconstruye la temperatura superficial y subsuperficial del mar en la cuenca de Guaymas y calcula un índice de surgencias. Durante el Último Máximo Glacial, el autor describe condiciones de baja productividad, baja temperatura superficial del mar y alta entrada de terrígenos. Durante el Heinrich Estadial 1, la productividad es mínima en la cuenca así como la temperatura superficial, pero el aporte terrígeno es alto. Para el Bølling Allerød y Younger Dryas, el registro concuerda con lo anteriormente reportado para la cuenca de Guaymas. De igual forma, para el Holoceno se reporta un decremento en la entrada de terrígenos y un aumento en la productividad.

Pérez-Cruz (2013) presenta la reconstrucción de las condiciones climáticas de los últimos 6 ka cal AP a través de indicadores geoquímicos. En este trabajo la autora describe tres intervalos de variación importante. Entre 6.5 y 2.4 ka cal AP se presenta una mayor entrada de terrígenos vía fluvial y una disminución en la entrada de material eólico. Entre 2.4 y 1.9 ka cal AP se presenta un periodo de sequía, con alto aporte eólico y bajo aporte fluvial y a partir de 1.9 ka cal AP y hasta 0.75 ka cal AP las condiciones sugeridas son de un descenso gradual de la temperatura, con disminución de entrada de terrígenos vía fluvial y alto aporte eólico.

4. ÁREA DE ESTUDIO

4.1. LOCALIZACIÓN

La cuenca Pescadero se ubica alrededor de las coordenadas geográficas 24 °N y 108 °W, en la parte suroriental del golfo de California. Presenta una forma alargada con una ancho de 200 km y alcanza una profundidad de hasta 2500 m (González-Yajimovich et al., 2005). Las cuencas del golfo de California se formaron durante la extensión de la provincia de Cuencas y Sierras del oeste de México en el Mioceno (12-6 Ma) y la posterior expansión del piso oceánico hace aproximadamente 5.5 Ma (Henry y Aranda, 2000).

Con base en las características batimétricas, la estructura termohalina y la circulación oceánica de sus cuencas, el golfo de California ha sido dividido en 5 regiones principales: 1) Alto golfo de California, 2) Norte del golfo de California, 3) Archipiélago o región de las islas, 4) Sur del golfo de California y 5) Zona de la entrada (Lavín et al., 1997; Lavín y Marinone, 2003), ubicando a la cuenca Pescadero dentro de los sectores sur y entrada del golfo (Fig. 2).

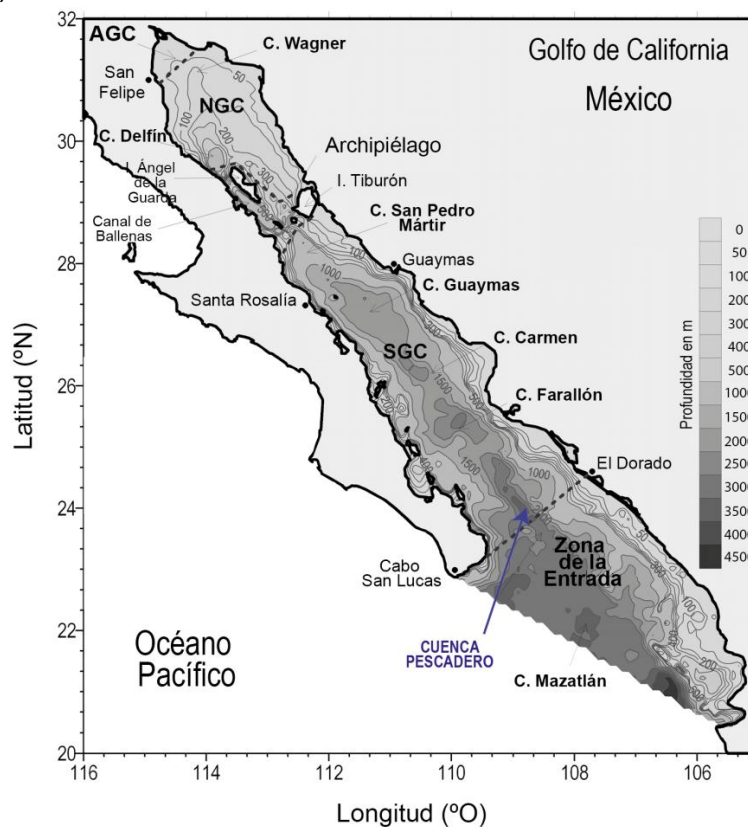


Fig. 2. Regiones en el golfo de California: Alto golfo de California (AgC), Archipiélago, Norte del golfo de California (NGC), Sur del golfo de California (SGC) y Zona de la Entrada, y localización de la cuenca Pescadero (Modificada de Lavín y Marinone, 2003).

La posición geográfica de la cuenca Pescadero permite analizar la interacción de los procesos climáticos y oceanográficos ocurridos en el Pacífico ecuatorial oriental y el golfo de California, así como la influencia climática del continente.

4.2. GEOLOGÍA DE LA REGIÓN CONTINENTAL

En este trabajo se estudiaron los sedimentos de la región oriental de la cuenca Pescadero, por lo que es de interés conocer las rocas que dieron origen a estos sedimentos. Los sedimentos depositados en los bordes orientales de las cuencas del golfo de California, deben sus características mineralógicas y químicas a la geología del sector occidental del territorio mexicano.

Las rocas continentales que dan origen a estos sedimentos pertenecen a 3 provincias geológicas⁹ definidas por Ortega-Gutiérrez et al. (1991) de la siguiente manera: 1) Sierra Madre Occidental, 2) Llanura Costera del Pacífico, y 3) Llanura Sonorense (Fig. 3). Sin pertenecer a una provincia geológica específica, más adelante se mencionarán brevemente las rocas metamórficas localizadas dentro de la región.

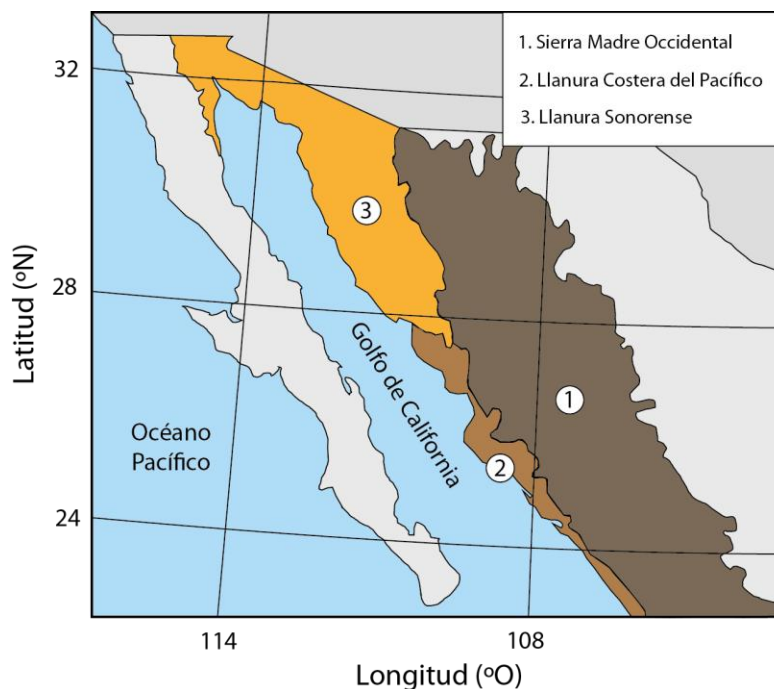


Fig. 3. Provincias fisiográficas del territorio mexicano. En color se observan las provincias geológicas que dan origen a los sedimentos depositados en los bordes orientales de las cuencas oceánicas del golfo de California.

⁹ Una provincia geológica se define como un área o región extensa en donde sus componentes o partes se caracterizan por tener rasgos similares o una historia común, y diferente a las áreas aledañas (Glosario de Geología, 1980; tomada de <http://earthquake.usgs.gov/research/structure/crust/maps.php>).

4.2.1. Sierra Madre Occidental

La Sierra Madre Occidental es una de las provincias silíceas ígneas más importantes a nivel mundial (Henry y Aranda, 2000). Está conformada por una sucesión de rocas volcánicas y plutónicas emplazadas en diferentes episodios desde el Cretácico Superior hasta el Cuaternario (Fig. 4). Ferrari et al. (2005) realizan un resumen del estado del conocimiento de esta provincia geológica dividiendo los eventos ígneos en 5 etapas principales.

En la Sierra Madre Occidental se reportan rocas con composiciones félsicas a intermedias, principalmente andesitas, dacitas, riolitas, cuarzodioritas y granodioritas. Además, se han documentado rocas de composiciones máficas, sin embargo su distribución espacial es puntual (Ferrari et al., 2005).

En la Tabla 1 se presentan las rocas que conforman la Sierra Madre Occidental, sus contenidos minerales y las concentraciones de elementos mayores y menores para algunas de ellas.

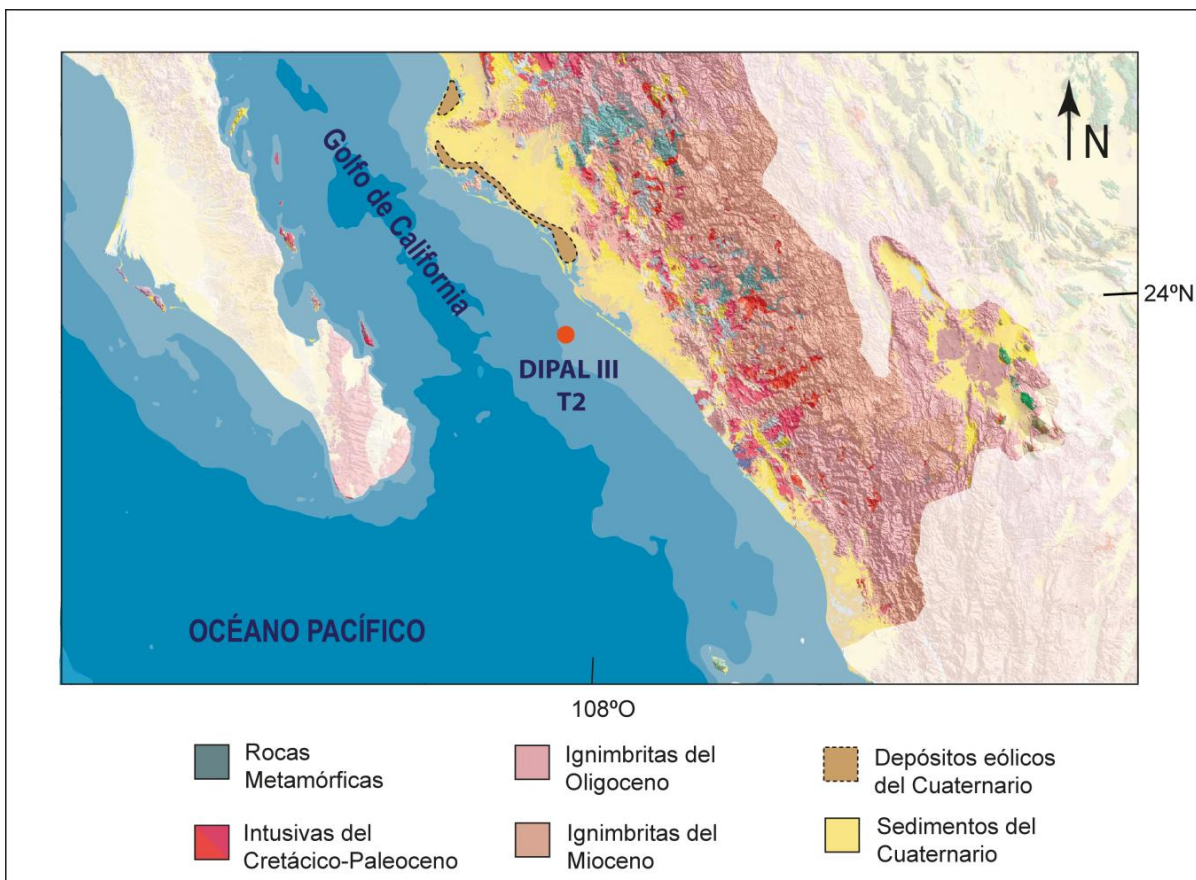


Fig. 4. Mapa geológico de la región continental del área de estudio; se indica únicamente la geología del sur de la región hidrológica de Sinaloa por su importancia en el origen de los sedimentos terrígenos que recibe la región oriental de la cuenca Pescadero, sur del golfo de California (Modificado de la carta geológica de México, 2007; Región hidrográfica definida por la CONAGUA, 2010).

Tabla 1. Información mineralógica y química de algunas rocas presentes en la Sierra Madre Occidental.

Rocas	Minerales en las rocas	Elementos									
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Ignimbritas silíceas¹⁰ (V¹¹)	Grandes contenidos de sílice. Composición similar a riolitas (granitos); abundancia de Fsp-A, Qzo ¹² y/o vidrio rico en sílice.	73.97	0.125	13.84	-	-	0.04	0.26	0.26	3.03	6.93
Riolita¹³ (V)	Principalmente Fsp-A, menor contenido de Qzo y pobre en minerales máficos. Sílice > 69% NaO ₂ + KO ₂ > 6%	73.95	0.28	13.48	1.50	1.13	0.06	0.40	1.16	3.61	4.37
Granodiorita (P)	Qzo > 20% PI > Fsp-A	66.91	0.55	15.92	1.40	2.76	0.08	1.76	3.88	3.80	2.76
Dacita (V)	Principalmente plagioclasas, menor contenido de cuarzo, óxidos de Fe y Ti, piroxenos, hornblenda, biotita y sanidina accesorias. Sílice: 63-77% NaO ₂ + KO ₂ < 7%	65.98	0.59	16.15	2.47	2.33	0.09	1.81	4.38	3.85	2.20
Andesita (V)	Principalmente plagioclasas, óxidos de Fe y Ti, piroxenos, hornblenda, posiblemente biotita u olivino. Sílice: 57-63% NaO ₂ + KO ₂ < 7%	58.70	0.88	17.24	3.31	4.09	0.14	3.37	6.88	3.53	1.64
Diorita (P)	Qzo < 20% PI/Fsp-A > 9% PI cálcicas con An < 50%	58.34	0.96	16.92	2.54	4.99	0.12	3.77	6.68	3.59	1.79
Basaltos (V)	Principalmente PI, piroxeno y óxidos de Fe y Ti con o sin olivino. Sílice: 45-52% Fsp-A < 5%	49.97	1.87	15.99	3.85	7.24	0.20	6.84	9.62	2.96	1.12
Ignimbritas alcalinas	Ignimbritas con altos contenidos de Fsp-A y bajos de sílice.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Granito alcalino (P)	Qzo > 20% Fsp-A > PI	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cuarzodiorita (P)	Diorita con contenido de Qzo > 20%	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Basaltos alcalinos	Basalto con feldespatoides (nefelina)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

¹⁰ Los valores de las ignimbritas son promedios calculados con datos de Bryan et al., 2008.

¹¹ (V) roca volcánica y (P) plutónica

¹² Abreviaciones de minerales: Feldespatos (Fsp), Alcalinos (A), Cuarzo (Qzo), Plagioclasas (PI) y Anortita (An).

¹³ Valores de concentraciones de rocas tomados de Best (2003).

4.2.2. Llanura Costera del Pacífico

Es el producto de la erosión de las rocas de la Sierra Madre Occidental durante el Pleistoceno y Holoceno. Comprende depósitos detríticos en diversos ambientes sedimentarios con granulometrías variadas. Se observan, a lo largo de la costa de Sonora y Sinaloa, depósitos de arenas, limos y gravas de ambientes aluviales, algunos depósitos eólicos esporádicos, así como depósitos de ambientes lacustres en la región sur de Sinaloa (Carta geológica, 2007; INEGI). También se encuentran depósitos de marea y pantanos cubiertos por manglares (Byrne y Emery, 1960).

4.2.3. Llanura Sonorense

Comprende un conjunto de sierras paralelas separadas por llanuras extensas de aluviones (Fig. 3 y Fig. 4). Las rocas presentes en esta provincia son principalmente intrusivas de composición ácida, aunque también se observan lutitas y calizas del Paleozoico-Cenozoico y rocas metamórficas del Precámbrico (Álvarez, 1961; INEGI).

La zona costera, cuya topografía es baja, está compuesta principalmente por arenas, a excepción de algunos puntos elevados cerca de la ciudad de Guaymas (Byrne y Emery, 1960).

4.2.4. Rocas Metamórficas

La carta geológica mexicana (2007) presenta un conjunto de rocas metamórficas distribuidas esporádicamente en los estados de Sonora, Sinaloa y al oeste de Durango (Fig. 4). Estas rocas metamórficas comprenden una secuencia volcanosedimentaria de composición félsica intercalada con calizas del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano, ambas metamorfoseadas, posiblemente del Terreno Guerrero (Servicio Geológico Mexicano, 2007).

4.3. HIDROGRAFÍA DE LA REGIÓN CONTINENTAL

Los ríos ubicados en la región occidental del territorio mexicano son los principales agentes de transporte de sedimentos hacia el borde oriental de las cuencas del golfo de California (Baba et al., 1991).

El área continental frente a la cuenca Pescadero se encuentra englobada dentro de la zona sur de la región hidrológica *Sinaloa* (CONAGUA, 2010). Dentro de esta región hidrológica, los ríos de interés para este estudio son: Sinaloa, Evora, Culiacán, San Lorenzo y Elota (Fig. 5). El área de drenaje de los ríos Culiacán, Sinaloa, San Lorenzo y Elota es alrededor de 39,000 km^2 (Tabla 2).

Tabla 2. Características de los ríos principales de la vertiente del Pacífico y golfo de California, jerarquizados por escurrimiento natural medio (CONAGUA, 2010).

No.	Río	Región	Escurrimiento natural medio superficial ($1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$)	Área de la cuenca (km^2)	Longitud del Río (km)	Orden máximo ¹⁴
9	Culiacán	Pacífico Norte	3,161	15,731	875	5
12	Sinaloa	Pacífico Norte	2,126	12,260	400	5
17	San Lorenzo	Pacífico Norte	1,680	8,919	315	5
27	Elota	Pacífico Norte	506	2,324	ND	4

El río Culiacán presenta los mayores escurrimientos medios superficiales anuales y abarca la mayor área de drenaje (CONAGUA, 2010). Baba (1986) calcula cargas de sedimentos suspendidos para el río Culiacán alrededor de 19 millones de toneladas anuales, que en conjunto con los ríos Sinaloa, Fuerte y Yaqui, estos últimos ubicados más al norte del área de estudio, aportan la mayoría de los sedimentos terrígenos depositados en los bordes orientales de las cuencas del golfo.

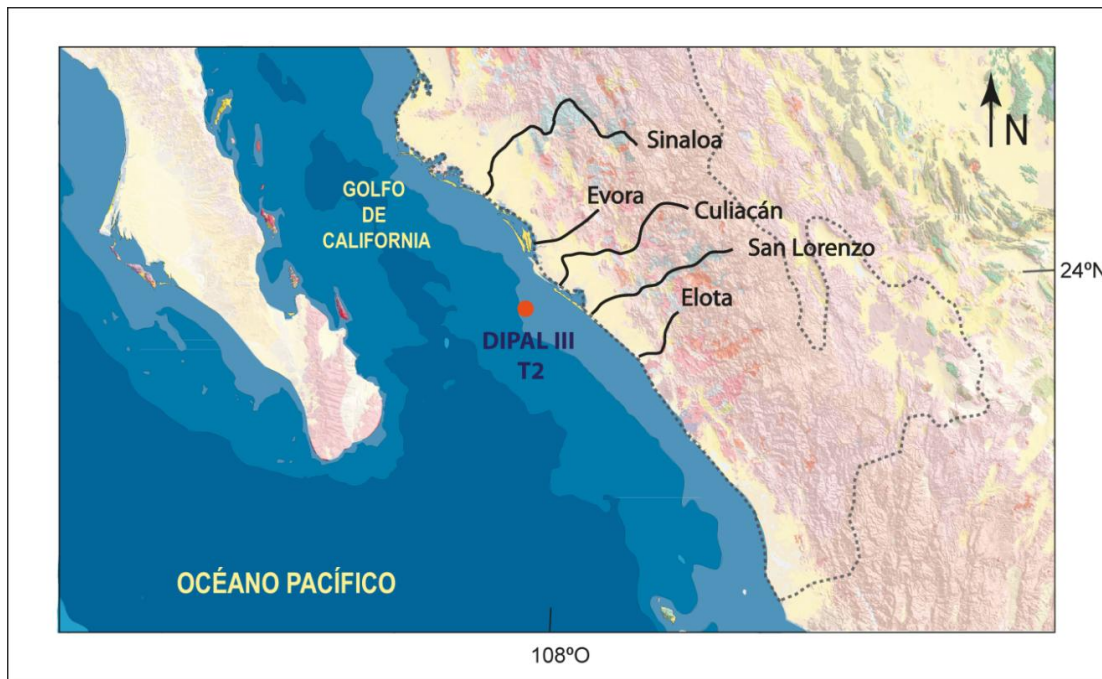


Fig. 5. Sur de la región hidrológica Sinaloa (línea punteada). Se muestran únicamente los ríos que drenan en la parte oriental de la cuenca Pescadero, sur del golfo de California.

¹⁴ Clasificación con respecto al número de afluentes del río. El orden describe la complejidad de la red hidrográfica; un orden mayor implica una red más compleja.

4.4. EL CLIMA ACTUAL DEL GOLFO DE CALIFORNIA

4.4.1. Circulación atmosférica

El golfo de California se caracteriza por una circulación atmosférica de monzón, es decir, un patrón de vientos que presenta una reversión en su dirección en dos fases estacionales, y con precipitaciones máximas en un periodo breve el cual coincide con dicha reversión de los vientos. Este patrón de circulación se ha denominado Monzón Mexicano (Douglas et al., 1993).

El cambio en el patrón de vientos es originado por diferencias estacionales en la insolación, las cuales producen una distribución distinta de masas de aire dependiendo de la época del año y por consiguiente, una distribución estacional de los centros de baja y alta presión¹⁵.

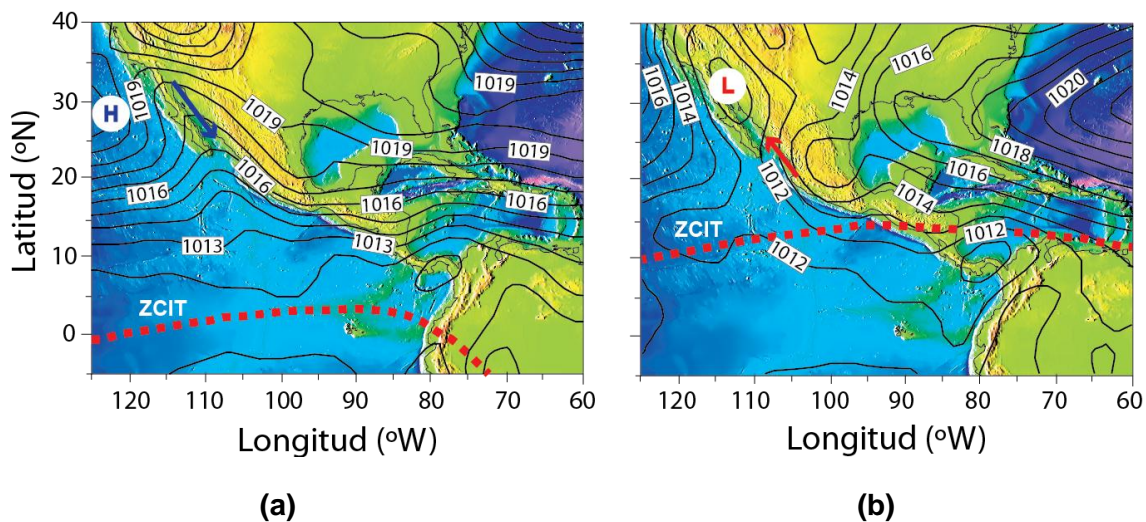


Fig. 6. Configuración estacional de los centros de presión atmosférica a nivel del mar (H: alto y L: bajo), patrón de vientos promedio (flechas y posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT)). (a) Durante la fase de invierno, el gradiente de presión atmosférica en dirección sur genera los vientos del noroeste y (b) durante el verano los vientos provienen del sureste (Modificado de Badan-Dangon et al., 1991).

Durante el invierno, cuando el continente recibe menor insolación que en verano, un centro de alta presión se localiza sobre el suroeste de Estados Unidos y una zona de baja presión se desarrolla sobre el golfo de California (Fig. 6). Esta diferencia de presiones atmosféricas genera un gradiente latitudinal en dirección norte- sur y produce vientos del noroeste que originan surgencias en la parte oriental del golfo y por lo tanto alta productividad.

¹⁵ Las masas de aire cálido y húmedo ascendente definen centros de baja presión atmosférica y las masas de aire frío y seco descendente, producen centros de alta presión.

En verano, cuando la insolación es mayor sobre el continente, el centro de alta presión en el suroeste de EE.UU. desaparece y se crea uno de baja presión en el norte de Sonora. El gradiente de presiones latitudinal se reduce y revierte, con lo cual la dirección predominante de los vientos es del sureste y ocurre una disminución en su velocidad (Fig. 6). Los vientos del noroeste en invierno presentan velocidades alrededor de 8 y 12 m/s y los vientos del sureste en verano oscilan entre 2 y 5 m/s (Badan-Dangon et al., 1991).

El patrón de circulación atmosférica de monzón en la baja troposfera del golfo de California ha sido documentado en diversos estudios con datos instrumentales y satelitales (Badan-Dangon et al., 1991; Douglas et al., 1993; Bordoni et al., 2004 y referencias en estos). Sin embargo, el estudio con datos satelitales realizado por Parés-Sierra (2003) muestra que la reversión estacional de los vientos en el golfo de California no es del todo evidente, y en general, los vientos predominantes en el norte del golfo durante todo el año son procedentes del noroeste. En la parte sur del golfo, únicamente se observa que los vientos se debilitan y cambian su dirección durante el verano de noroeste a este y sureste. Cabe destacar que el estudio de Parés-Sierra (2004) fue llevado a cabo en un periodo de 6 años y comprendió parte de dos eventos El Niño (1997-1998 y 2002-2003), mientras que el estudio realizado por Bordoni et al. (2004), fue llevado a cabo en un periodo de 4 años y únicamente incluye la primera etapa del evento El Niño 2002-2003.

4.4.2. Zona de Convergencia Intertropical

La Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) se observa como una banda formada de nubes que circunda la Tierra en dirección este-oeste aproximadamente alrededor del ecuador¹⁶. Es una región de baja presión en la cual los vientos Alisios del noreste y sureste convergen, obligando a las masas de aire a ascender produciendo nubes y alta precipitación pluvial. En el Pacífico Este y el Atlántico, la ZCIT se presenta como una franja latitudinal estrecha en donde ocurre la precipitación pluvial, siempre hacia el norte del ecuador, excepto durante el fenómeno de El Niño (Toma, 2008), cuya posición es cercana al ecuador e incluso puede cruzar hacia el hemisferio sur (Chiang et al., 2000).

En términos generales, su posición está controlada por la distribución de la energía del solar sobre la superficie de la Tierra, ubicándose en las zonas que reciben mayor intensidad de insolación, aunque en el Pacífico Oriental la posición de la ZCIT también se ve afectada por el gradiente latitudinal de presión atmosférica (Toma y Webster, 2009).

Debido a que la insolación no es constante durante el año, la ZCIT presenta un desplazamiento latitudinal estacional; en el invierno del Hemisferio Norte la ZCIT se localiza en su posición más al sur, mientras que en verano se desplaza hacia el norte (Yan, 2005). El desplazamiento de la ZCIT es mayor en las zonas continentales y obedece directamente al ciclo de insolación, mientras que sobre los océanos el

¹⁶ <http://www.srh.noaa.gov/jetstream/tropics/itcz.htm>

desplazamiento latitudinal es menor y se observa con un retraso de uno a dos meses respecto a la insolación (Toma, 2008).

4.4.3. Precipitación pluvial continental

La humedad que alimenta la precipitación pluvial en la región noroeste de la Sierra Madre Occidental durante el monzón de verano tiene su origen en una oleada de humedad proveniente del Pacífico Tropical, debido al desplazamiento hacia el norte de la ZCIT. Esta humedad es transportada al interior del golfo gracias a la reversión en la dirección de los vientos durante el verano (Douglas et al., 1993; Bordoni et al., 2004). Además, las masas de aire del Pacífico Tropical incrementan su contenido de humedad al ingresar al golfo, debido a la alta evaporación que ocurre en este (Berbery, 2001).

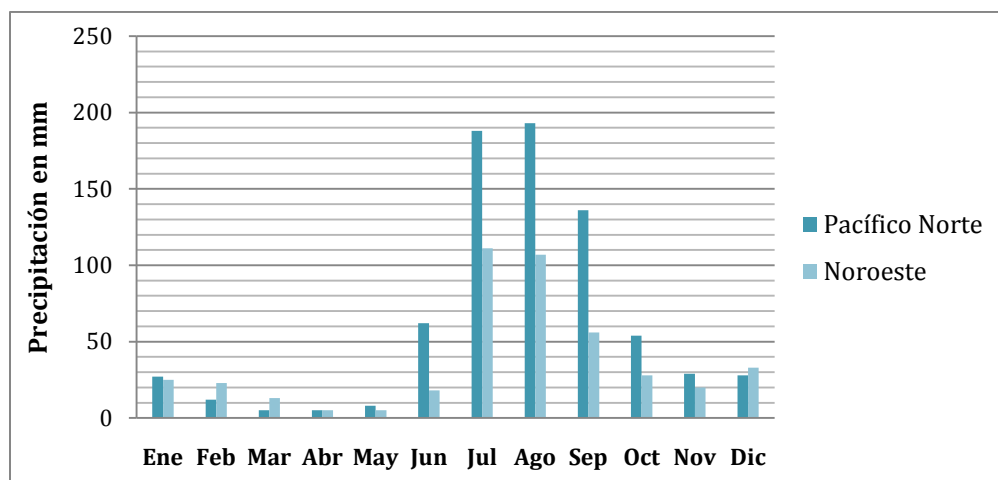


Fig. 7. Precipitación pluvial promedio mensual en el área continental al este de la cuenca Pescadero. La región hidrológica Pacífico Norte incluye los ríos frente a la cuenca (Fuente: CONAGUA. 2010).

La temporada de mayor precipitación pluvial en la costa occidental del territorio mexicano ocurre entre los meses de junio y septiembre (Fig. 7).

La precipitación pluvial comienza en la zona sur de la Sierra Madre Occidental y se desplaza de forma rápida hacia el norte, sin embargo la cantidad de precipitación pluvial disminuye en esta misma dirección, es decir, la zona sur y centro de Sinaloa reciben mayor cantidad de precipitación pluvial en comparación con la región norte de Sinaloa y Sonora durante la misma época. En el mes de junio las máximas precipitaciones se presentan en las zonas aledañas al eje de la Sierra Madre Occidental, mientras que en las zonas más alejadas en dirección a la costa, ocurren hacia el mes de septiembre (Douglas et al., 1993).

Este patrón de lluvias es importante ya que las escorrentías de los ríos en el occidente del territorio mexicano transportan mayor cantidad de sedimentos terrígenos durante esta época. En la figura 7 se muestran las precipitaciones promedio mensuales para las dos regiones hidrográficas al occidente del territorio mexicano. Los ríos frente al borde oriental de la cuenca Pescadero, pertenecen a la región hidrológica Pacífico Norte¹⁷, como se mencionó en secciones previas.

4.5. GENERALIDADES DE LA OCEANOGRAFÍA DEL GOLFO DE CALIFORNIA

4.5.1. Masas de agua en el golfo de California

En las cuencas de golfo de California es posible observar 6 masas de agua que se diferencian por sus características de salinidad y temperatura, las cuales se resumen en la Tabla 3.

En escalas de tiempo cortas, la columna de agua en el golfo de California se comporta, a grandes rasgos, de la siguiente forma: las aguas profundas presentan una distribución vertical más o menos estable y las aguas subsuperficiales y superficiales presentan una distribución vertical y latitudinal de carácter estacional (Fig. 8).

La variabilidad de la distribución de las masas de agua superficiales se debe a la influencia que tienen los ciclos meteorológicos estacionales en el océano Pacífico, los cuales inducen cambios en la ZCIT y, la distribución de las corrientes superficiales, y a su vez influyen en la posición de las masas de agua superficiales en el golfo de California (Marinone y Lavín, 1997).

El Agua Profunda del Pacífico se encuentra a profundidades mayores a 1,200 m y se considera que es muy estable en su distribución vertical por estar aislada meteorológicamente. Su salinidad aumenta a profundidad.

Por encima del Agua Profunda del Pacífico se encuentra el Agua Intermedia del Pacífico, la cual se distribuye entre 1,200 y 500 m de profundidad. Es una masa de agua estable, sin embargo, es posible que en la zona norte, donde las cuencas son menos profundas, exista mezcla y su frontera superior presente una variabilidad estacional (Lavín et al., 1997).

Sobre el Agua Intermedia del Pacífico se encuentra el Agua Subsuperficial Subtropical. Es una masa de agua muy dinámica y sólo queda definida por sus características de temperatura y salinidad. En otoño e invierno presenta su máxima intrusión en el norte del

¹⁷Región hidrológica-administrativa definida por la CONAGUA, 2007

golfo y su profundidad es de 150 m, mientras que en primavera-verano su profundidad es alrededor de 300-350 m y se retrae hacia el sur del golfo.

El Agua Tropical Superficial tiene su origen en las surgencias que originan que el Agua Subtropical Subsuperficial aflore y cambie su salinidad por la interacción con el agua de lluvia. Verticalmente, se encuentra distribuida desde la superficie hasta profundidades menores a 150 m, mientras que latitudinalmente presenta un comportamiento estacional, con su máxima intrusión dentro del golfo en verano y máxima retracción en invierno.

Tabla 3. Rangos de salinidad, temperatura y profundidad de las masas de agua presentes en el golfo de California (Tomada de Lavín et al., 1997 y Lavín y Marinone, 2003).

Masa de Agua	Abreviatura	Salinidad ¹⁸	Temperatura [°C]	Profundidad [m]
Agua del Golfo de California	AGC	>34.9	≥12	<150
Agua Tropical Superficial	ATS	<35	≥18	<150
Agua Subtropical Subsuperficial	AStSs	34.5-35	9-18	150-500
Agua Intermedia del Pacífico	AIP	34.5-34.8	4-9	500-1200
Agua Profunda del Pacífico	APP	>34.5	<4	>1200

La evaporación en el golfo de California produce un aumento de salinidad en el Agua Tropical Superficial (>35), dando origen a la masa de agua denominada Agua del golfo de California (Monreal-Gómez et al., 2001 en Pérez-Cruz, 2006). Incluso con el aumento de salinidad, el Agua del golfo de California se mantiene en la superficie por su alta temperatura y baja densidad, y se distribuye desde la superficie hasta profundidades entre 150 y 180 m. Su comportamiento estacional latitudinal es complementario al del Agua Tropical Superficial: ocupa la parte septentrional del golfo de California, encontrándose más al norte en verano y desplazándose más al sur en invierno.

Lavín et al. (2009) mencionan que el Agua del golfo de California presenta dos tipos de distribución: la primera distribución ocurre del lado de la península, a profundidades equivalentes entre 0 y 150 decibares¹⁹, y debe su origen a la convección de invierno en el norte del golfo, y la segunda distribución se lleva a cabo del lado de la costa occidental del territorio mexicano, ocupando profundidades equivalentes entre 0 y 40 decibares y es producto de la evaporación del Agua Tropical Superficial, por lo que los autores la han renombrado como Agua Tropical Superficial evaporada.

¹⁸ Medida con la Escala Práctica de Salinidad (PSS, Practical Salinity Scale), unidades adimensionales.

¹⁹ 1 decibar= 0.98 m en agua dulce somera. Para una columna de agua en el océano ver:

<http://www.oc.nps.edu/nom/day1/parta.html>

El Agua Tropical Superficial evaporada presenta una mayor salinidad que el Agua Tropical Superficial, sin embargo se mantiene en la superficie porque su temperatura también es mayor.

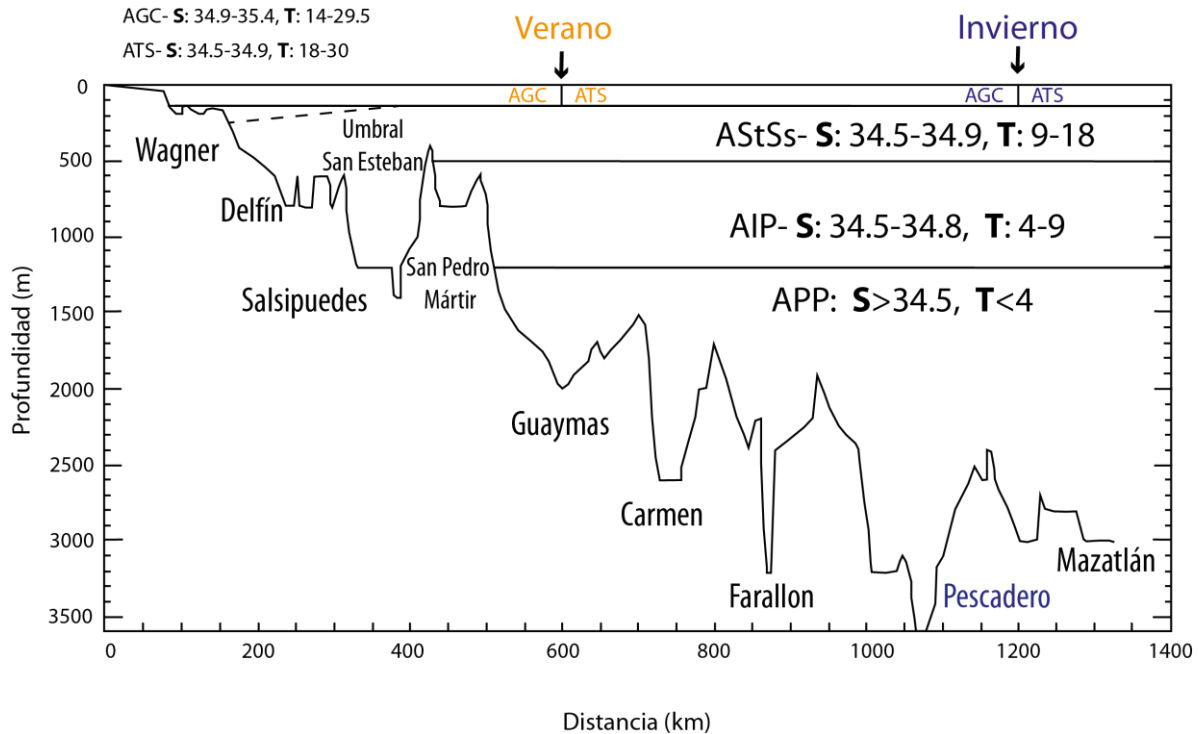


Fig. 8. Distribución vertical de las masas de agua y sus características de salinidad (**S**) y temperatura (**T**), en una sección longitudinal que atraviesa la parte central de las cuencas del golfo de California. Las flechas superiores señalan el frente estacional entre el Agua del golfo de California y Agua Tropical Superficial. La línea punteada representa el límite entre el Agua Subtropical Subsuperficial y el Agua del golfo de California durante el verano (Modificado de Lavín y Marinone, 2003 y Lavín et al., 2009).

Además, en la región sur y boca del golfo se ha encontrado la presencia de una masa de agua denominada Agua Somera de Mínimo de Salinidad. Esta masa de agua debe su origen probablemente a la mezcla del Agua de la Corriente de California y el Agua Tropical Superficial. Su distribución podría no estar confinada al sur y boca del golfo, sino podría estar introduciéndose más al norte en la parte oriental, a través de las corrientes que entran al golfo. Sus características se presentan en la Tabla 4, en conjunto con el resto de las masas de agua caracterizadas en la zona sur y boca del golfo.

Tabla 4. Rangos de salinidad, temperatura y profundidad de las masas de agua presentes en el golfo de California (Tomada de Lavín et al. 2009).

Masa de Agua	Abreviación	Salinidad	$\theta(^{\circ}\text{C})$	Profundidad (m)
Agua del golfo de California	AGC	34.9-35.35	14-29.5	0-180
Agua Tropical Superficial Evaporada	ATSe	34.9-35.1	28-30	0-40
Agua Tropical Superficial	ATS	34.5-34.9	18-30	0-120
Agua Somera de Mínimo de Salinidad	ASmS	34.1-34.5	16-25	10-110
Agua Subtropical Subsuperficial	AStSs	34.5-34.9	9-18	50-480
Agua Intermedia del Pacífico	AIP	34.5-34.8	4-9	>400

4.5.2. Circulación oceánica

Lavín y Badan (1997; en Marinone y Lavín, 1997) describen que la circulación general del golfo de California está determinada por las mareas, los vientos, la distribución de densidad, y el intercambio de calor y agua con la atmósfera y el Océano Pacífico.

Se entiende por circulación al sistema de corrientes que no contiene las corrientes de mareas, es decir, únicamente el sistema de corrientes residuales. Las corrientes de mareas son más fuertes pero su efecto es sólo de vaivén, mientras que las corrientes residuales son las responsables del transporte neto de sustancias y la renovación de las aguas (Lavín et al., 1997).

Los modelos de circulación superficial indican un patrón anticiclónico durante el invierno y ciclónico durante el verano. El flujo superficial anual promedio se puede resumir como: salida de Agua del golfo de California del lado de la península de Baja California y entrada de agua menos salada (Agua Tropical Superficial) del lado de la costa occidental (Lavín et al., 2003 y referencias en este).

Los modelos de Ripa (1997) y Beier (1997), ambos citados por Lavín et al. (1997), indican que la circulación en el golfo de California está conducida principalmente por el Océano Pacífico, y en menor medida por los vientos y el flujo de calor a través de la superficie. A pesar de esto, los autores destacan que las corrientes producidas por los vientos son muy importantes dentro del golfo, porque causan fuertes surgencias en la parte oriental del golfo durante el invierno y de menor intensidad del lado de la península durante el verano.

Este patrón de circulación superficial de características estacionales en el golfo de California, ha sido documentado en otros trabajos como el de Mascharenhas et al. (2004 en Lavín et al., 2009), así como en el estudio del NAME (North American Monsoon Experiment) llevado a cabo en la zona de la entrada y sur del golfo de California (Lavín et al., 2009).

El flujo de agua superficial se lleva a cabo en los primeros 200 m, mientras que el flujo compensatorio se lleva a cabo en el resto de la columna de agua (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991).

4.5.3. Zona del mínimo de oxígeno

Las concentraciones de oxígeno en los distintos cuerpos de agua están controladas por el balance que existe entre la entrada de oxígeno desde la superficie, ya sea por intercambio con la atmósfera o por el proceso de fotosíntesis (producción de O_2), y su consumo en procesos de respiración y descomposición de la materia orgánica.

Las concentraciones de oxígeno disuelto en los océanos oscilan entre 0 y 10 ml/l, con una distribución vertical que dependerá de la batimetría, los organismos que habitan en la columna de agua, así como los procesos de mezcla de las aguas (Sverdrup et al., 2005).

Con base en la cantidad de oxígeno disuelto en una masa de agua, se han acuñado tres términos: anóxico, subóxico y óxico.

Karstensen et al. (2008) definen un cuerpo de agua anóxico como aquel en donde no hay cantidades de oxígeno disuelto detectable y además, existen altas concentraciones de sulfuros, producto de la reducción de los sulfatos. Un cuerpo de agua es subóxico cuando la cantidad de oxígeno es detectable, pero se encuentra por debajo de 0.1 ml/l.

Bruland (2006) considera que una masa de agua subóxica presenta contenidos de oxígeno alrededor de 0.2 ml/l, e incluso valores inferiores alrededor de 0.1 y 0.02 ml/l. A profundidad, la frontera superior de la zona subóxica se encuentra marcada por el comienzo de la reducción de los nitratos, mientras que la frontera inferior y límite con la zona anóxica, está marcada por la ausencia total de oxígeno y la presencia de azufre (S) o ácido sulfhídrico H_2S .

En los océanos y mares se reconocen volúmenes de agua con bajos contenidos de oxígeno, los cuales se definen como Zonas de Mínimo de Oxígeno. La profundidad de la zona del mínimo de oxígeno es variable en cada sitio, pero algunos autores indican rangos de profundidad generales entre 500 y 800 m (Zheng et al., 2000) y entre 100 y 900 m en océanos tropicales orientales (Karstensen et al., 2008).

Existen diferentes rangos de concentración de oxígeno disuelto para definir una zona de mínimo de oxígeno, y sus valores serán determinados de acuerdo a los objetivos de cada

estudio. En algunos casos, los límites de la zona del mínimo de oxígeno se encuentran establecidos con respecto a la cantidad de oxígeno necesaria para sustentar una población de organismos específicos, mientras que en otros, se consideran los cambios en procesos bioquímicos controlados por las cantidades de oxígeno disuelto (Paulmier y Ruiz-Pino, 2009).

En el golfo de California las concentraciones de oxígeno disuelto en la entrada del golfo son mayores a 1 ml/l en los primeros 100 m y decrecen rápidamente a 0.5 ml/l alrededor de 150 m. A profundidades intermedias, entre los 500 y 1100 m, no se detectan concentraciones de oxígeno por el método Winkler, definiéndose así la zona del mínimo de oxígeno. En profundidades mayores a 1100 m, las concentraciones vuelven a aumentar hasta un máximo de 2.4 ml/l (3500 m; Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991).

La zona del mínimo de oxígeno a lo largo del golfo de California se distribuye a diferentes intervalos de profundidad. En la entrada del golfo, la zona del mínimo de oxígeno cubre un intervalo mayor que en la parte central. Además, en la parte central a profundidades alrededor de 2000 m, las concentraciones de O_2 son más bajas que las que se hallan en las cuencas al sur a la misma profundidad. En la región más al norte, en el canal de Ballenas y hacia el alto golfo, la zona del mínimo de oxígeno es inexistente, encontrando cantidades de oxígeno disuelto de alrededor de 1 ml/l en profundidades alrededor de 1000 m (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991).

4.6. SEDIMENTOS EN LA CUENCA PESCADERO

4.6.1. Tipos de sedimentos

De acuerdo a su origen, los sedimentos marinos pueden ser de tres tipos (Burdige, 2006): terrígenos, biogénicos y autigénicos.

En la cuenca Pescadero, los sedimentos terrígenos tienen su origen en la erosión de las rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias del continente, a través de diversos procesos físicos y/o químicos, y su posterior transporte (Baba et al., 1991). Los materiales terrígenos pueden ser transportados de forma fluvial y eólica desde el continente, principalmente, aunque también por corrientes de fondo o corrientes de turbidez una vez depositados en las cuencas oceánicas.

Los sedimentos biogénicos están conformados principalmente por fragmentos de testas y conchas de sílice y carbonato de calcio de los organismos que habitan la columna de agua y los sedimentos, así como por la materia orgánica (partes blandas) de estos mismos (Dean et al., 1997).

En términos generales, los sedimentos autigénicos provienen de la precipitación de minerales dentro de la cuenca debido a reacciones químicas en la columna de agua, en la interface agua-sedimento o en los mismos sedimentos (Burdige, 2006).

a) *Sedimentos Terrígenos*

Estudios en sedimentos superficiales del golfo de California, a través de un análisis de factores modo-Q, muestran que en el borde oriental de las cuencas al sur del golfo, los sedimentos predominantes-son de tipo terrígeno (Baba et al., 1991).

Estos sedimentos terrígenos tienen su origen en la erosión de las rocas en la región occidental del territorio mexicano y su posterior transporte por procesos fluviales, eólicos o ambos. Las composiciones químicas de los sedimentos terrígenos coinciden de forma general con las composiciones de los sedimentos encontrados en los ríos que drenan el continente (Baba et al., 1991), los cuales erosionan y transportan principalmente las rocas ígneas félsicas de la Sierra Madre Occidental y algunas rocas metamórficas (Baba et al., 1991; Byrne y Emery, 1960), ambas descritas en las secciones anteriores.

Los sedimentos transportados por los ríos presentan un patrón de dispersión que responde a la dirección de la descarga, es decir, perpendicular a la línea de costa, lo que implica que no hay una mezcla latitudinal significativa entre los sedimentos drenados de las diferentes provincias geológicas (Baba et al., 1991).

Las granulometrías de estos sedimentos son principalmente de grano fino, entre arcillas y limos (Baba et al., 1991). Es posible que no se encuentren sedimentos con granulometrías más gruesas (arenas) porque los pantanos y manglares entre las ciudades de Mazatlán y los Mochis funcionan como una trampa para estos sedimentos (Byrne y Emery, 1960) y los únicos sedimentos que pueden escapar estas barreras físicas, son aquellos de granulometrías finas que se transportan en suspensión.

b) *Sedimentos biogénicos*

Los sedimentos biogénicos en la cuenca Pescadero están conformados principalmente por restos de esqueletos de sílice y carbonato de calcio de los organismos que habitan en la columna de agua (Baba et al., 1991).

El sílice biogénico proviene de diatomeas, radiolarios y silicoflagelados, siendo los radiolarios el principal componente biogénico en latitudes menores a 26°N (Pérez-Cruz et al., 2009, y referencias en este). El carbonato de calcio es aportado por foraminíferos planctónicos y bentónicos (Van Andel, 1964; en Baba et al., 1991), así como por los coccolitóforos (Barron et al., 2005; González-Yajimovich et al., 2005; Douglas et al., 2007).

Los sedimentos biogénicos de sílice son el segundo componente más importante de los sedimentos en la cuenca Pescadero, mientras que los carbonatos de calcio son el tercer componente más importante (Baba et al., 1991).

c) *Sedimentos autigénicos*

Los minerales autigénicos no representan una proporción importante de la sedimentación total en las cuencas sedimentarias (Burdige, 2006), y de acuerdo a los estudios sedimentológicos de Baba et al. (1991), el componente autigénico en los sedimentos de la cuenca Pescadero constituyen un porcentaje muy bajo. No obstante, la cuantificación de minerales autigénicos es útil para caracterizar la evolución de procesos químicos y biológicos en un ambiente sedimentario específico, como por ejemplo: la productividad biológica en los océanos (precipitación de barita) y las variaciones de oxígeno disuelto en ambientes marinos o lacustres (transformación de óxidos a sulfuros de hierro).

4.6.2. Sedimentos laminados en el golfo de California

Para la existencia de sedimentos laminados se necesitan que dos condiciones específicas ocurran en una cuenca sedimentaria: (1) variaciones en el tipo de sedimentos que recibe la cuenca originadas por procesos físicos, químicos o biológicos, y (2) un mecanismo que permita su preservación (Kemp, 1996).

El aporte diferencial de sedimentos en el golfo de California ocurre gracias a las características de la circulación atmosférica (monzónica), de tal modo que los sedimentos terrígenos y biogénicos predominan uno sobre el otro en dos distintas épocas del año. Lo que permite la preservación de las laminaciones es la presencia de la zona del mínimo de oxígeno, en la cual no habitan organismos excavadores que puedan revolver y destruir las estructuras sedimentarias primarias.

Los sedimentos laminados en el golfo están caracterizados por presentar intercalación de láminas en dos tonalidades y composiciones distintas (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991). Los sedimentos en tonalidades oscuras están asociados a una preponderancia de material terrígeno que es transportado desde el continente durante el verano, ya sea vía fluvial (cuencas al sur) (Baba et al., 1991) o eólica (cuencas al norte-centro) (Baumgartner et al., 1991). Las láminas en tonalidades claras deben su origen a una mayor cantidad de sedimentos biogénicos, resultado de una mayor producción de fitoplancton (Baumgartner et al., 1991; Baba et al., 1991).

4.6.3. Tasas de acumulación de masa de los sedimentos

Baba et al. (1991) realizan el cálculo de tasas de acumulación de masa para sedimentos marinos a lo largo del golfo de California y reportan algunas otras de diversos autores.

Las tasas de acumulación de masa reportadas para el borde oriental de la cuenca Pescadero se encuentran en un rango entre 34.1 y 117.8 $mg/cm^2/año$, a profundidades de entre 5 y 10 m de la superficie del núcleo muestreado. En los trabajos de Calvert (1966; en Baba et al., 1991) y Van Andel (1964; en Baba et al., 1991), las tasas de acumulación de masa presentan valores alrededor de 11.5-13.8 $mg/cm^2/año$, y 30.2-43 $mg/cm^2/año$, para un sitio cercano a la desembocadura del río Fuerte y Mazatlán. Niemitz, (1977; en Baba et al., 1991) reporta valores de tasas de acumulación de masa entre 11.8 y 14.1 $mg/cm^2/año$. González-Yajimovich et al. (2005) reportan tasas de acumulación de masa para una secuencia sedimentaria de 3.79 m (~ 9 ka), recolectada en el borde oriental de la cuenca Pescadero, con valores entre 17 y 24 $mg/cm^2/año$, con una tendencia decreciente hacia el presente.

El amplio rango de variación en estos datos reportados es debido principalmente a las diferencias sedimentológicas de los sitios muestreados, su ubicación respecto a la descarga de los ríos, la profundidad de las muestras, y probablemente también a los distintos métodos utilizados para la construcción de las cronologías de los depósitos.

5. MATERIALES Y MÉTODOS

Se recuperó una secuencia sedimentaria con un nucleador de gravedad en el borde oriental de la cuenca Pescadero ($23^{\circ}59.937'N$ y $108^{\circ} 10.517'W$), a una profundidad de 577 m y a una distancia de aproximadamente 70 km de la costa de Sinaloa (Fig. 9). El trabajo de recuperación de la secuencia sedimentaria se llevó a cabo durante la campaña oceanográfica DIPAL-III a bordo del B/O El Puma.

El núcleo, denominado de ahora en adelante DIPAL-III T2, tiene una longitud de 263 cm y un diámetro de 11.7 cm. Este núcleo fue dividido longitudinalmente en dos mitades, y en la primera mitad se realizó la descripción visual así como el muestreo de 7 intervalos para dataciones de radiocarbono; esta mitad posteriormente fue sellada y conservada como archivo en un refrigerador. En la segunda mitad, denominada mitad de trabajo, se realizaron los muestreos necesarios a intervalos consecutivos de 1 cm para los análisis químicos de Fluorescencia de Rayos X (FRX). Los procedimientos previamente mencionados se explican en las siguientes secciones.

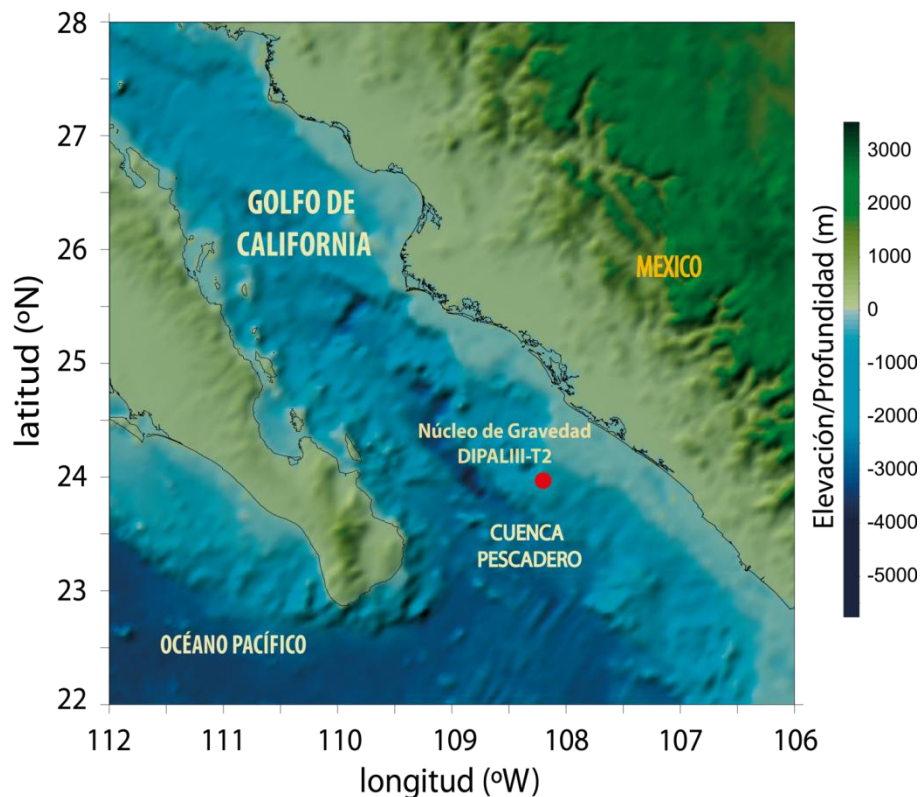


Fig. 9. Localización del núcleo DIPAL-III T2 recuperado durante la campaña oceanográfica DIPAL-III en el borde oriental de la cuenca Pescadero, golfo de California.

5.1. DESCRIPCIÓN VISUAL DE LA COLUMNA SEDIMENTARIA

La secuencia sedimentaria DIPAL-III T2 fue descrita visualmente siguiendo los procedimientos propuestos por Takahashi et al. (2011). En primera instancia, se observaron los cambios en color, textura y estructuras sedimentarias primarias y secundarias, con el propósito de identificar las unidades sedimentarias principales y su tipo de contacto. El color de los sedimentos se describió conforme las Cartas de Color de Suelos (1994), la cual utiliza el sistema de color Munsell ®.

Posteriormente, se realizó una observación más detallada a intervalos de 10 cm, con el objetivo de analizar si las estructuras primarias, y específicamente las laminaciones, presentaban el mismo color, disposición y forma geométrica a lo largo de la secuencia sedimentaria. Además, se describieron algunas estructuras secundarias de perturbación producto de la perforación.

Adicionalmente, se realizaron un conjunto de monturas en portaobjetos, denominados frotis (*smear slides*), siguiendo la técnica de Takahashi et al. (2011), basada en Rothwell (1989). En primer lugar se tomó con un palillo de madera una pequeña porción de sedimento, se colocó en un portaobjetos y se agregó una gota de agua destilada para homogeneizar y distribuir uniformemente. El sedimento fue secado en un horno convencional y posteriormente se agregó como medio para montar Entellan ®, se colocó un cubreobjetos y se dejó secar a temperatura ambiente.

Los frotis fueron observados bajo microscopio petrográfico y se describieron a grandes rasgos los componentes sedimentarios principales y sus abundancias, esto último se llevó a cabo con ayuda de los diagramas incluidos en Rothwell (1989).

5.2. MARCO CRONOLÓGICO

5.2.1. Dataciones por el Método de Radiocarbono

Para definir el marco cronológico de depósito de la secuencia sedimentaria DIPAL-III T2 se realizaron 7 dataciones con el método de radiocarbono AMS²⁰ en el sedimento total.

Los intervalos a datar, con un espesor de 1 cm, fueron elegidos en donde se observaron cambios sedimentológicos importantes. Primero se tomaron muestras en 5 intervalos y

²⁰ Siglas en inglés de Espectrometría de Masas con Acelerador.

posteriormente, con el objetivo de tener mayor control en el modelo de edad, se añadieron dos intervalos más (Tabla 5).

Las primeras dataciones se realizaron en el laboratorio Rafter, perteneciente a GNS Science Te Pū Ao, en Nueva Zelanda, mientras que las últimas fueron realizadas en el laboratorio Beta Analytic, en EE.UU.

Tabla 5. Intervalos elegidos en el núcleo DIPAL-III T2 para la datación con radiocarbono AMS.

Intervalo	Profundidad en cm	Edad convencional en años AP	Error $\pm 2\sigma$
1	14-16	1885	20
2	82-83	3876	20
3	127-128	5640	40
4	151-152	7024	25
5	204-205	10310	35
6	239-240	12330	60
7	259-260	15090	55

5.2.2. Modelo de edad

Para conocer la edad de depósito de la secuencia sedimentaria DIPAL-III T2, las edades convencionales reportadas por los laboratorios fueron calibradas con el programa Calib 6.1.0 realizado por Stuiver y Reimer (1993), utilizando la curva de variación de ^{14}C marino denominada *Marine09* (Hughen et al, 2004) y corregidas por efecto reservorio con el parámetro $\Delta R = 203 \pm 48$ años (Berger et al., 1966).

El intervalo de edad calibrada utilizado para la construcción del modelo de edad corresponde a una probabilidad 2σ (95.4%) y se expresa en años calibrados antes del presente, denotado de ahora en adelante como años cal AP.

5.3. ANÁLISIS GEOQUÍMICOS

5.3.1. Concentraciones de elementos mayores, menores y traza

Para el análisis de elementos mayores, menores y traza, se realizó el muestreo cortando lajas de sedimentos de 1 cm de espesor a intervalos consecutivos y posteriormente se tomó una porción de estas lajas con un peso promedio de ~15 gramos, obteniendo un total de 263 muestras.

Tabla 6. Errores instrumentales de las mediciones de concentraciones de elementos químicos, equipo de FRX Niton XL3t 900S.

Elemento	Unidades	Concentraciones promedio	Error promedio del instrumento	% Error respecto a la medición promedio
Zr	ppm	182.72	5.16	2.82
Sr	ppm	272.44	5.35	1.96
Rb	ppm	168.77	5.14	3.05
Th	ppm	11.28	2.24	19.87
Zn	ppm	108.32	9.75	9.01
S	ppm	42020	1540.30	3.67
V	ppm	243.23	24.66	10.14
Ba	ppm	160.91	29.66	18.43
Cl	ppm	587740	5863.80	1.00
Si	%	4.92	1796.60	3.65
Fe	%	2.88	0.05	1.86
Ca	%	1.20	0.03	2.39
Ti	%	0.19	0.01	2.77
K	%	0.80	0.02	3.10

Las muestras se liofilizaron para quitar el contenido de agua intersticial y una vez secas (peso~4 g), fueron molidas en un mortero con pistilo, ambos de ágata.

Los sedimentos homogeneizados fueron empaquetados en plástico film, el cual por su composición química no interfiere en las mediciones de elementos de interés en este estudio. Posteriormente se llevaron a cabo los análisis de concentraciones de elementos químicos con un instrumento portátil de fluorescencia de rayos X de la marca Niton modelo XL3t 900 Series, con un detector GOLDD.

Se analizaron 40 elementos, de los cuales sólo se eligieron los elementos que presentaron un error instrumental menor a 10%, a excepción del bario (18%) y los cuales además, han sido utilizados como indicadores paleoclimáticos y/o paleoceanográficos en diversos estudios (Tabla 6, destacados en azul). Con base en este criterio, sólo se trabajó con los resultados de 7 elementos químicos: Ti, Fe, K, V, Ca, Ba y Zr.

Finalmente, con los elementos elegidos se realizaron gráficas en donde las concentraciones se muestran en el eje de las abscisas y la edad en el eje de las ordenadas (Fig. 13). Las unidades utilizadas son partes por millón (ppm) para los elementos traza, porcentaje (%) para los elementos mayores y menores, y la edad es expresada conforme al modelo en años cal AP.

6. RESULTADOS

6.1. DESCRIPCIÓN DE LA SECUENCIA SEDIMENTARIA

6.1.1. Descripción visual

Con base en la observación visual, la secuencia sedimentaria DIPAL-III T2 fue dividida en tres unidades litológicas principales, las cuales se describen a continuación (Fig. 10).

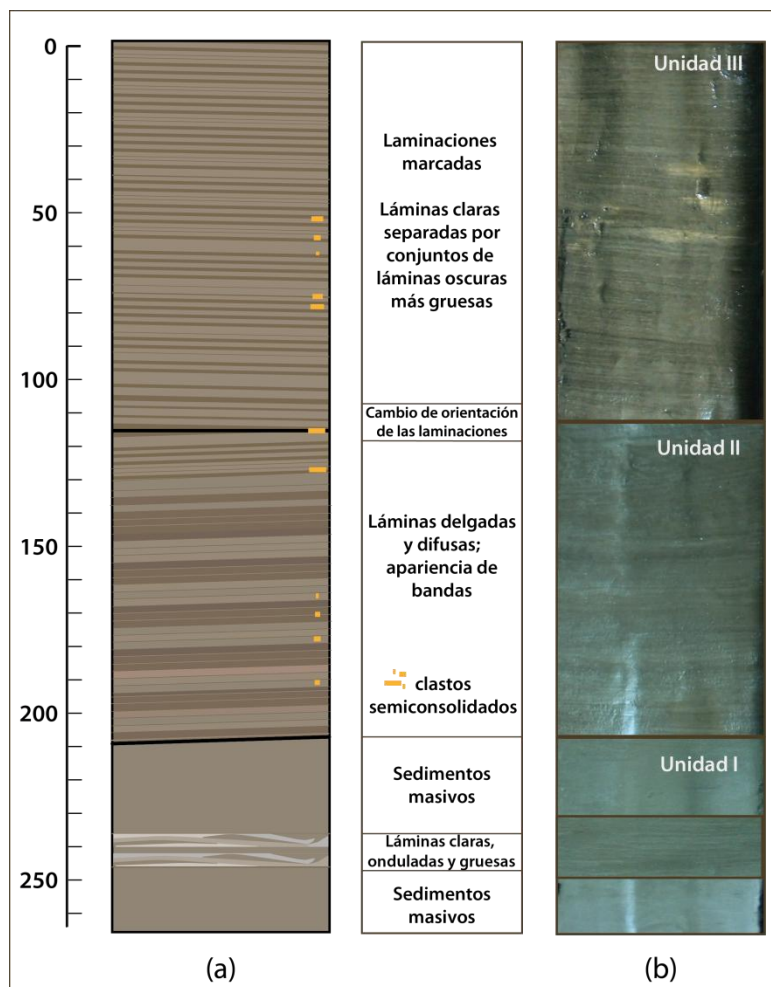


Fig. 10. (a) Esquema y (b) fotografías de las unidades sedimentarias del núcleo T2.

La unidad I comprende desde la base del núcleo hasta 206-210 cm. Está conformada en su mayoría por sedimentos bioturbados color gris (2.5Y 5/1), sin embargo, entre 236 y 246 cm se observan sedimentos con laminaciones onduladas y difusas en color gris olivo (2.5Y 5/2) y gris claro (2.5Y 7/1).

La unidad II comprende el intervalo entre 206-210 cm y 115 cm y subyace a la unidad I con un contacto concordante ligeramente inclinado (18°). Esta unidad se compone de una intercalación de láminas muy finas y difusas en tonalidades gris olivo (5Y 4/2) y gris claro (2.5Y 7/1). A simple vista no se observa la diferencia marcada entre láminas claras y oscuras, en su lugar, se perciben bandas de algunos centímetros de espesor en dos tonalidades distintas y con una disposición geométrica levemente inclinada ($\sim 5^\circ$).

La unidad III comprende el intervalo entre 115 cm y la cima del núcleo, subyaciendo a la unidad II con un contacto concordante ligeramente inclinado ($\sim 5^\circ$). Esta unidad se caracteriza por la intercalación de láminas bien definidas en dos distintas tonalidades: gris olivo (5Y 4/2) y gris claro (2.5Y 7/1). Las láminas presentan un espesor mayor que en la unidad II, sobre todo las láminas oscuras, y su disposición es ligeramente inclinada ($\sim 5^\circ$) pero en dirección distinta a las laminaciones de la unidad inferior.

A lo largo de las unidades I y II se observan dispersos algunos intraclastos semiconsolidados color marrón muy pálido (10YR 7/4), con tamaños variables y algunos de ellos alargados en dirección de las laminaciones.

6.1.2. Componentes sedimentarios

Los sedimentos observados en los frotis se pueden dividir respecto a su origen en dos componentes principales: uno terrígeno y otro biogénico.

El componente terrígeno representa alrededor del 80% del total de los sedimentos, con tamaños de grano entre limos y arcillas y geometrías subredondeadas a angulosas. El análisis granulométrico realizado por Baba et al. (1991) en los sedimentos del núcleo BAP82 BC-70 ($23^\circ 59'N$ $108^\circ 8.6'W$), el cual se encuentra a aproximadamente a 6 km del núcleo DIPAL-III T2, indica que el 56.4% de los sedimentos superficiales son arcillas y 41.6 % son limos. De acuerdo con el diagrama modificado de Shepard (1954, en Takahashi et al., 2011) estos sedimentos se clasifican como arcillas limosas.

Los componentes biogénicos presentan una abundancia alrededor del 20% y están constituidos principalmente por diatomeas, radiolarios y silicoflagelados, aunque es posible observar cantidades mínimas de algunos foraminíferos (Fig. 11). Los tamaños de los restos biogénicos oscilan entre 20 y 200 μm .

En los sedimentos correspondientes a la unidad II y III, se observa una gran abundancia de conchas y testas completas (Fig. 11a, b y c), aunque también es posible encontrar fragmentos. Por el contrario, en los sedimentos bioturbados de la unidad I, la mayoría de los restos biogénicos están muy fragmentados (Fig. 11d).

Otro componente reconocible en los sedimentos del núcleo T2 es la materia orgánica, con una abundancia alrededor del 1 y 5%. La mayoría de estos componentes se encuentran dispersos en forma de pellets, aunque en algunos casos es posible observarlos incorporados a las conchas de los organismos (Fig. 11c).

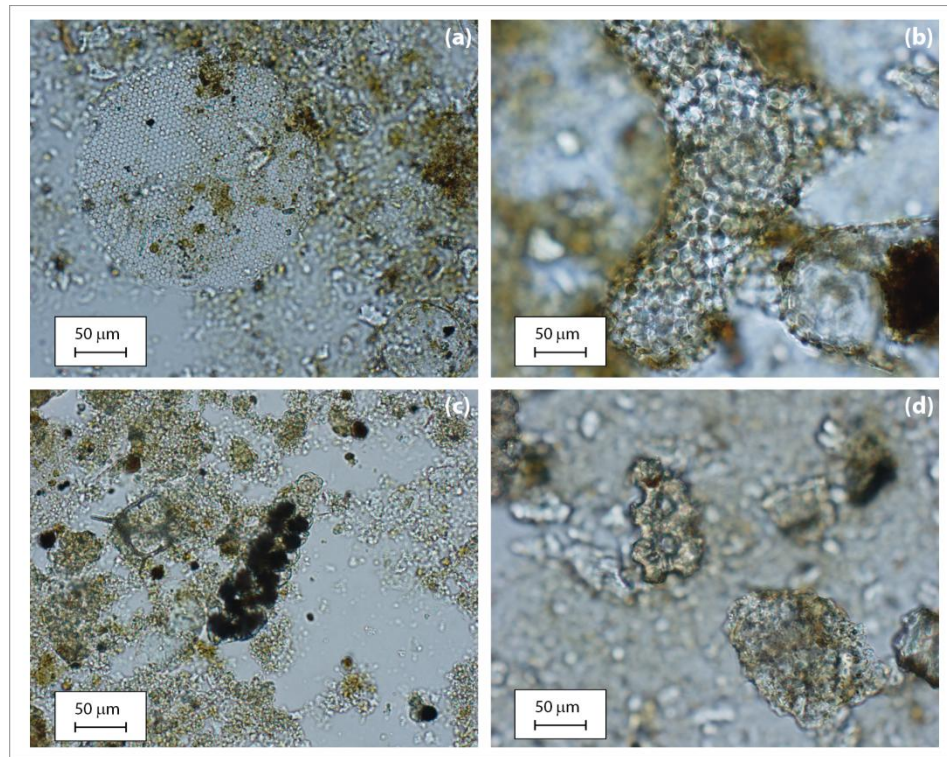


Fig. 11. Restos biogénicos en los sedimentos del núcleo T2, cuenca Pescadero. (a) Diatomeas centrales y (b) radiolario *Spumellaria* de la unidad III. (c) Silicoflagelado y foraminífero con restos de materia orgánica de la unidad II. (d) Restos de esqueletos y testas muy fragmentados en la unidad I.

6.2. MODELO DE EDAD Y TASAS DE SEDIMENTACIÓN

Las edades convencionales de radiocarbono calibradas y corregidas por efecto reservorio se muestran en la Tabla 7.

Para la realización del modelo de edad, los pares de puntos en profundidad (x_i) y edad calibrada (y_i) se eligieron de la siguiente manera: primero, con la distribución de densidad de probabilidad, la cual se muestra en la gráfica y de manera numérica en el programa Calib 6.1.0, se eligió la edad calibrada de mayor probabilidad y posteriormente se le asignó la profundidad media del intervalo correspondiente a esa edad.

Por ejemplo, al intervalo 14-16 cm, cuya edad más probable se encuentra en el intervalo 2σ de 1,120 a 1,340 años cal AP, se le asignó la profundidad de 15 cm y una edad de mayor probabilidad correspondiente a 1,254.5 años cal AP (ver Tabla 7).

Tabla 7. Intervalos datados con radiocarbono AMS en muestra total con sus correspondientes edades calibradas y corregidas por el efecto reservorio.

Clave de laboratorio	Profundidad en cm	Edad convencional en años AP	Error \pm años AP	Intervalo de edad 2σ en años cal AP		Edad de mayor probabilidad en años cal AP
				Inicio	Fin	
NZA35345	14-16	1885	20	1120	1340	1254.5
NZA35346	82-83	3876	20	3433	3725	3579.5
Beta-317612	127-128	5640	40	5705	6032	5889.5
NZA35347	151-152	7024	25	7237	7441	7349.5
NZA35348	204-205	10310	35	10920	11220	11140
Beta-317613	239-240	12330	60	13415	13793	13631
NZA35349	259-260	15090	55	17226	17912	17625

Para conocer la edad en cada centímetro de la secuencia sedimentaria, se realizó el ajuste de una recta y_k entre cada par de puntos (x_i, y_i) . La ecuación de la recta y_k de cada intervalo se define como:

$$y_k(\text{años}) = m_k \left(\frac{\text{años}}{\text{cm}} \right) x(\text{cm}) + b_k(\text{años}); \quad k = 1: i - 1 \dots (1)$$

En donde:

$$m_k = \frac{\Delta y}{\Delta x} = \frac{y_{i+1} - y_i}{x_{i+1} - x_i} \left(\frac{\text{años}}{\text{cm}} \right); \quad i = 1: 7 \dots (2)$$

$$b_k = y_i - mx_i \quad \dots (3)$$

Posteriormente, se sustituyeron las profundidades en las rectas y_k según corresponda el intervalo, es decir, para el primer intervalo de 15 a 83 cm, se sustituyeron dichos valores en la recta y_1 , para el segundo intervalo de 83 a 128 cm, se sustituyó en la recta y_2 , y así sucesivamente.

Ya con el modelo de edad definido por las 6 rectas (Fig. 12), se calcularon las tasas de sedimentación en mm/año para cada intervalo, las cuales se obtuvieron con el valor de la pendiente de cada recta multiplicada por 10:

$$\text{tasa de sedimentación} \left(\frac{\text{mm}}{\text{año}} \right) = \frac{1}{m_k} \times 10 \dots (4)$$

Debido a que no se dató la base ni la cima de la secuencia sedimentaria, las tasas de sedimentación para los primeros y últimos centímetros se consideraron similares a los intervalos adyacentes, por lo tanto, se utilizaron las rectas y_1 y y_6 , contiguas a los límites de la secuencia, para extrapolar las edades y de esta manera conocer el alcance cronológico del registro sedimentario.

Con base en el modelo de edad (Fig. 12), la cima de la secuencia sedimentaria tiene una edad de ~ 0.76 ka cal AP y la base una edad de ~ 18.2 ka cal AP. La edad de la cima no corresponde al año en el cual se recuperó la secuencia sedimentaria, probablemente porque los movimientos bruscos durante el ascenso produjeron que se perdieran los depósitos de la cima.

Adicionalmente, el modelo de edad indica que los sedimentos de la unidad I se depositaron entre ~ 18.2 y $11.3-11.6$ ka cal AP, la unidad II entre $\sim 11.3-11.6$ y 5.3 ka cal AP y la unidad III entre ~ 5.3 y 0.76 ka cal AP.

Las tasas de sedimentación son variables a lo largo del núcleo, con una clara tendencia creciente hacia la cima de la secuencia sedimentaria. Los sedimentos laminados en la parte superior del núcleo (0-210 cm) presentan tasas de sedimentación entre 0.29 y 0.14 mm/a, mientras que los sedimentos bioturbados (210-263 cm) presentan tasas de sedimentación menores, entre 0.14 y 0.05 mm/a (Tabla 8).

Tabla 8. Tasas de sedimentación del núcleo T2, cuenca Pescadero, golfo de California.

No. de Intervalo	Cima del intervalo [cm]	Edad de la cima en años cal BP	Base del intervalo [cm]	Edad de la base en años cal BP	Tasa de sedimentación [mm/año]
1	15	1254.5	82.5	3579.5	0.29
2	82.5	3579.5	127.5	5889.5	0.19
3	127.5	5889.5	151.5	7349.5	0.16
4	151.5	7349.5	204.5	11140	0.14
5	204.5	11140	239.5	13631	0.14
6	239.5	13631	259.5	17625	0.05

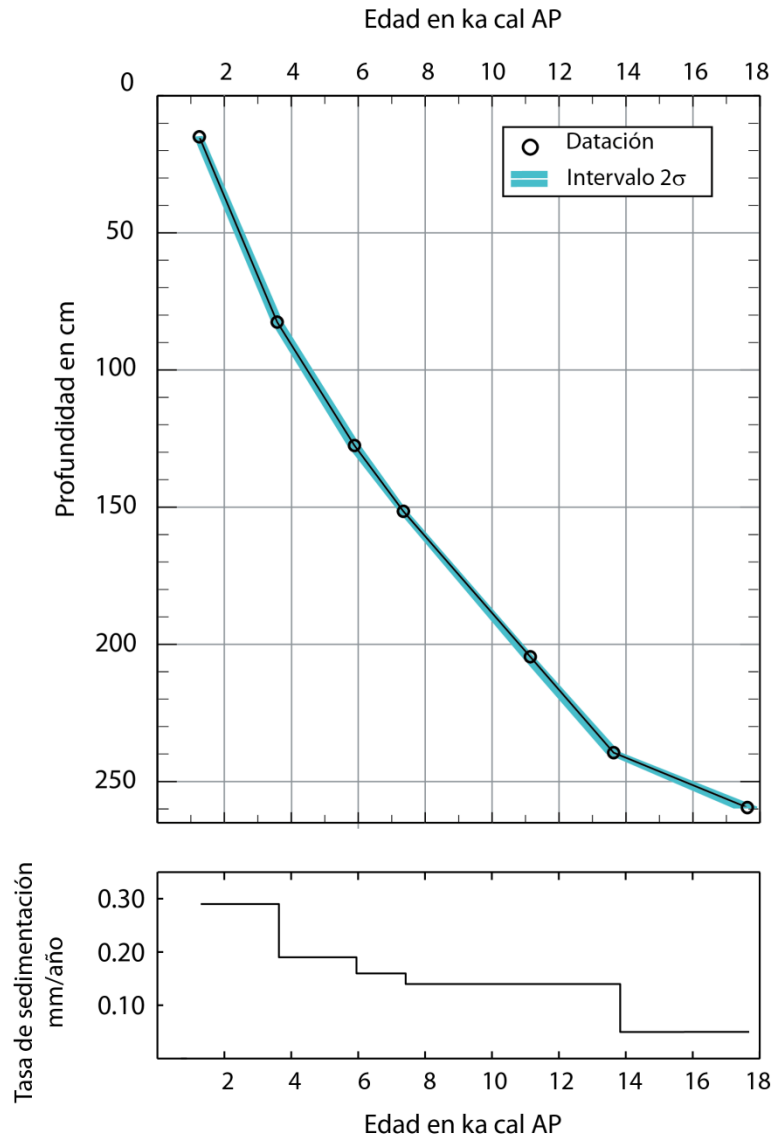


Fig. 12. Modelo de edad contra profundidad y tasas de sedimentación del núcleo DIPAL-III T2, cuenca Pescadero.

6.3. ANÁLISIS ESTADÍSTICOS

Se realizó el cálculo de los valores máximo, mínimo, promedio y desviación estándar de los datos de concentraciones de los 7 elementos del núcleo T2, con la ayuda del programa Matlab 2011Ra.

Tabla 9. Parámetros estadísticos de las concentraciones de elementos químicos mayores, menores y traza, así como tres relaciones elementales del núcleo DIPAL-III T2, cuenca Pescadero, golfo de California.

Elemento	Unidades	Mínimo	Máximo	Promedio	Desviación Estándar
Zr	ppm	132.24	244.40	182.72	19.45
V	ppm	160	340	243.23	30.11
Ba	ppm	0	290.00	160.91	50.46
Fe	%	1.83	3.91	2.88	0.35
Ca	%	0.29	4.71	1.20	0.76
Ti	%	0.12	0.27	0.19	0.03
K	%	0.42	1.18	0.80	0.15
Zr/Ti	(A)	0.07	0.15	0.10	0.01
Ba/Ti	(A)	0.00	0.19	0.09	0.03
V/Ti	(A)	0.09	0.17	0.13	0.018
Ca/Ti	(A)	1.48	40.58	6.53	4.66

Posteriormente las series fueron estandarizadas restándoles su valor promedio y dividiéndolas entre su desviación estándar, con el objetivo de poder realizar los tratamientos matemáticos posteriores. Con las series estandarizadas, se calculó el coeficiente de correlación lineal Spearman (R) entre los datos geoquímicos y magnéticos.

Adicionalmente, se realizaron las relaciones elementales Zr/Ti, Ba/Ti, V/Ti y Ca/Ti y se graficaron de acuerdo al modelo de edad (Fig. 14). Se calcularon nuevamente los parámetros estadísticos indicados previamente con la totalidad de los datos, es decir, concentraciones y relaciones elementales, y los resultados se presentan en la Tabla 9.

6.4. MATRIZ DE CORRELACIÓN

La matriz de correlación Spearman se muestra en la Tabla 10, en donde se presentan los resultados totales de los coeficientes de correlación entre concentraciones de elementos y relaciones elementales.

Tabla 10. Matriz de correlación de las series de tiempo de elementos químicos y relaciones elementales para el núcleo T2, cuenca Pescadero, golfo de California.

	Zr	V	Ba	Fe	Ca	Ti	K	Zr/Ti	Ba/Ti	V/Ti	Ca/Ti
Zr	1.00	-0.09	0.16	0.42	-0.25	0.43	0.36	0.25	-0.05	-0.49	-0.33
V	-0.09	1.00	-0.59	0.57	-0.14	0.47	0.40	-0.57	-0.68	0.30	-0.26
Ba	0.16	-0.59	1.00	-0.40	0.12	-0.17	-0.04	0.32	0.90	-0.33	0.18
Fe	0.42	0.57	-0.40	1.00	0.00	0.88	0.73	-0.66	-0.70	-0.45	-0.19
Ca	-0.25	-0.14	0.12	0.00	1.00	0.21	0.36	-0.37	0.00	-0.31	0.97
Ti	0.43	0.47	-0.17	0.88	0.21	1.00	0.94	-0.73	-0.55	-0.65	0.01
K	0.36	0.40	-0.04	0.73	0.36	0.94	1.00	-0.70	-0.42	-0.64	0.18
Zr/Ti	0.25	-0.57	0.32	-0.66	-0.37	-0.73	-0.70	1.00	0.57	0.31	-0.21
Ba/Ti	-0.05	-0.68	0.90	-0.70	0.00	-0.55	-0.42	0.57	1.00	0.01	0.13
V/Ti	-0.49	0.30	-0.33	-0.45	-0.31	-0.65	-0.64	0.31	0.01	1.00	-0.19
Ca/Ti	-0.33	-0.26	0.18	-0.19	0.97	0.01	0.18	-0.21	0.13	-0.19	1.00

	Muy alta a alta correlación entre los elementos Ti, K, Fe
	Moderada a baja correlación entre V y los elementos Ti, K y Fe
	Baja a nula correlación entre Ca y los elementos Ti, K y Fe
	Moderada a baja correlación entre Zr con Ti y Fe

Para evaluar el grado de correlación entre los datos de concentraciones se utilizó la definición de Bisquerra (2004), mostrada en la Tabla 11. Los coeficientes con signo negativo cumplen con el mismo criterio, pero implican una correlación inversa.

Tabla 11. Interpretación de los coeficientes de correlación (Bisquerra, 2004).

Coeficiente de Correlación R	Interpretación
0-0.20	Nula o prácticamente nula
0.21-0.40	Baja
0.41-0.70	Moderada
0.71-0.90	Alta
0.91-1	Muy alta

Los elementos Ti, K y Fe, presentan una correlación alta a muy alta entre sí ($R=0.73-0.94$). El Zr presenta una correlación baja a moderada con los elementos Ti, K y Fe ($R=0.36-0.43$).

El elemento V presenta una correlación baja a moderada con los elementos Ti, K y Fe ($R=0.40-0.57$), y una correlación nula con el Zr. También se observa que este elemento presenta una moderada correlación inversa con el Ba ($R=-0.59$).

El elemento Ca presenta una correlación baja a nula con todos los elementos considerados en este estudio ($R\leq 0.36$), de igual forma que la relación Ca/Ti, cuyos coeficientes de correlación son muy cercanos a cero ($R\leq 0.18$).

El elemento Ba muestra baja a nula correlación con la mayoría de los elementos, en cambio, la relación Ba/Ti presenta una moderada correlación con Zr/Ti ($R=0.57$).

Es de notar que la moderada correlación inversa entre Ba y V no se conserva en la relación Ba/Ti y V/Ti ($R=0.01$).

La división de dos o más elementos entre una misma variable podría resultar en una correlación espuria, es decir, que un alto coeficiente de correlación es producido por la introducción de una variable que las relaciona entre sí (en este caso el Ti), sin necesidad de que haya una correlación justificada que pueda ser explicada por una teoría específica (Lahura, 2003).

La existencia de una correlación espuria entre las relaciones elementales analizadas no es del todo probable debido a que únicamente Ba/Ti y Zr/Ti presentaron una correlación moderada. Además, si bien Ba y Zr no presentan una correlación alta, se observa que la variación conjunta de ambos elementos se conserva antes y después de realizar su relación con Ti (Fig. 13 y Fig. 14).

6.5. VARIACIONES GEOQUÍMICAS EN EL REGISTRO SEDIMENTARIO

El rango de variación de los elementos en el registro geoquímico del núcleo T2 se presenta en la Tabla 9 (valores máximo y mínimo).

Los elementos Ti, K y Fe, presentan coeficientes de correlación altos y su tendencia es covariante a lo largo del registro (Fig. 13), con rangos de concentraciones siguientes: Ti presenta concentraciones entre 0.12 y 0.27%; K entre 0.42 y 1.18%; Fe entre 1.83 y 3.91%. En términos generales, las concentraciones de estos elementos exhiben una tendencia decreciente hacia los sedimentos más jóvenes.

Ti, K y Fe presentan concentraciones altas ($Ti>0.27\%$, $K>0.80$ y $Fe>2.88$) entre 18.2 y 8.2 ka cal AP, disminuyendo abruptamente después de este intervalo. Las concentraciones son bajas en el resto del registro, a excepción del intervalo alrededor de 2.0 ka cal AP en el registro del Ti y K, y el intervalo entre 2.0 y 1.0 ka cal AP en el registro del Fe, en donde los valores de concentraciones se encuentran notablemente por encima del valor promedio.

El elemento Ca muestra concentraciones entre 0.29 y 4.71%, con un promedio de 1.20%. La relación Ca/Ti presenta un rango de variación entre 1.48 y 40.58, con un valor promedio de 6.53. Las variaciones de esta relación son muy similares a las de Ca ($R=0.92$), encontrándose únicamente una diferencia significativa en el intervalo entre 18.2 y 15.4 ka cal AP, donde la amplitud de la variación de la relación Ca/Ti es menor que la del registro de Ca.

Las variaciones del registro de Ca/Ti se caracterizan por presentar un periodo y amplitud mayores en el intervalo 18.2 a 6.0 ka cal AP y de menor periodo y amplitud en el intervalo de 6.0 a 0.76 ka cal AP (Fig. 14). Si bien, el registro del Ca/Ti presenta una amplia variabilidad, la tendencia general indica valores mayores al promedio (>6.53) en los sedimentos depositados entre 18.2 y 6.0 ka cal AP y significativamente menores al promedio en los sedimentos depositados posterior a 6 ka cal AP. Entre 6.0 y 0.76 ka cal AP, los valores bajos de Ca/Ti presentan una tendencia decreciente, observándose únicamente algunos picos con valores muy altos (>10) en ~ 5.2 , 4.2, 3.2 y 2.6 ka cal AP.

Respecto a los elementos traza, el Zr muestra un rango de variación entre 132 y 244 ppm, con un valor promedio de 182 ppm, el Ba entre 0 y 290 ppm, con un promedio de 161 ppm, y por último, el V exhibe concentraciones entre 160 y 340 ppm, con un promedio de ~ 243 ppm. Debido a que Zr, Ba y V no son empleados como indicadores geoquímicos por sí solos, la descripción de sus registros será omitida, y únicamente se describirán los registros correspondientes a las relaciones con Ti.

La relación Zr/Ti presenta un rango de variación entre 0.07 y 0.15, con un valor promedio de 0.10, mientras que la relación Ba/Ti oscila entre 0 y 0.19, con un valor promedio de 0.09 (Fig. 14). Estas relaciones elementales covarían a lo largo del registro, a excepción de un par de intervalos: (1) entre 15.0 y 13.4 ka cal AP y (2) 8.2 a 6.0 ka cal AP. En términos generales, las relaciones presentan valores por encima del promedio a excepción del intervalo entre 15 a 13.4 ka cal AP en el caso de Zr/Ti y 11.6 a 8.2 ka cal AP para ambas relaciones.

La relación V/Ti presenta valores entre 0.09 y 0.17, con un valor promedio de 0.13. Este registro muestra una tendencia de incremento gradual hacia la cima de la secuencia sedimentaria (Fig. 14), sin embargo, un aspecto que es de destacar, es que los aumentos notables en sus valores coinciden con la aparición de estructuras sedimentarias laminadas o la mejor preservación de ellas.

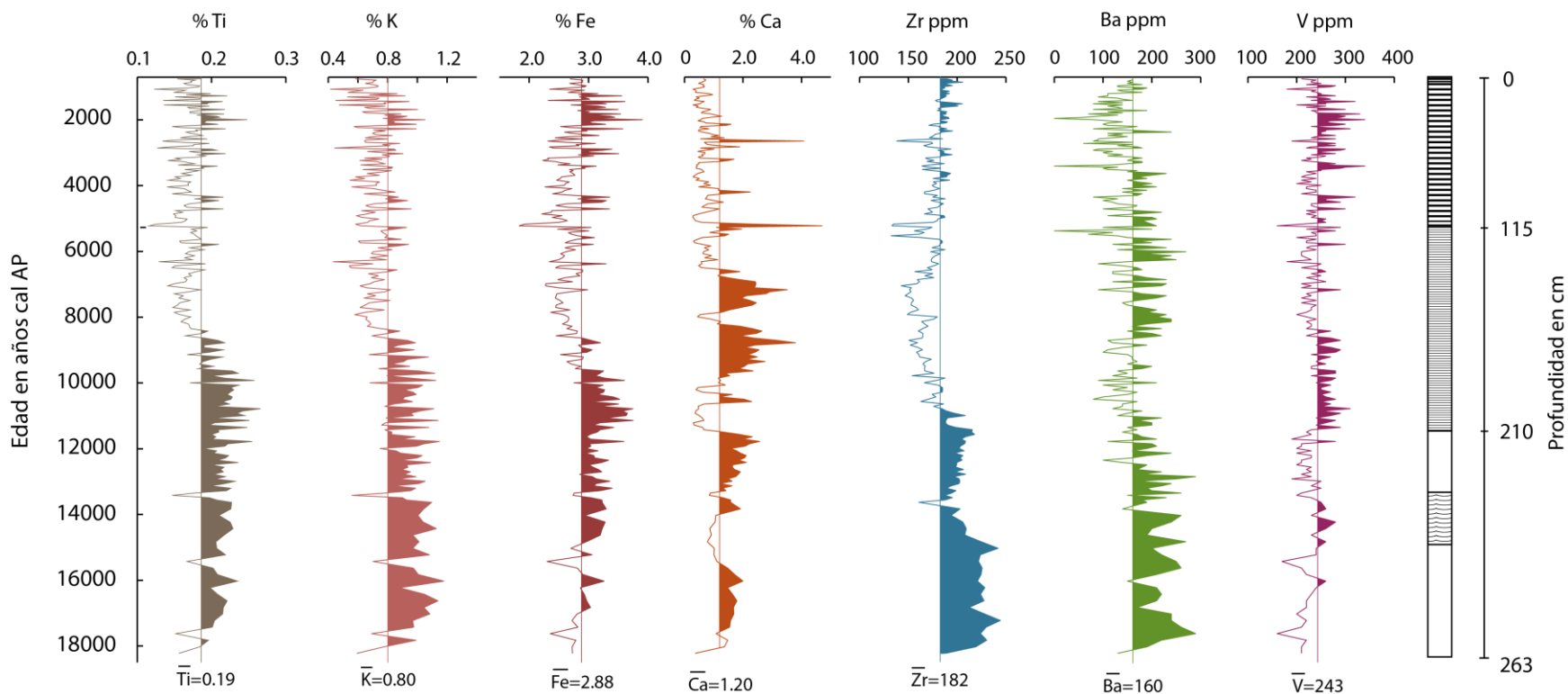


Fig. 13. Variación estratigráfica de las concentraciones de elementos químicos del núcleo DIPAL-III T2, cuenca Pescadero, sureste del golfo de California. La línea vertical y el número debajo de cada registro indican el valor promedio; en la parte derecha se muestran los intervalos a profundidad donde se presentan laminaciones onduladas (líneas curvas), difusas (líneas delgadas) o definidas (líneas gruesas).

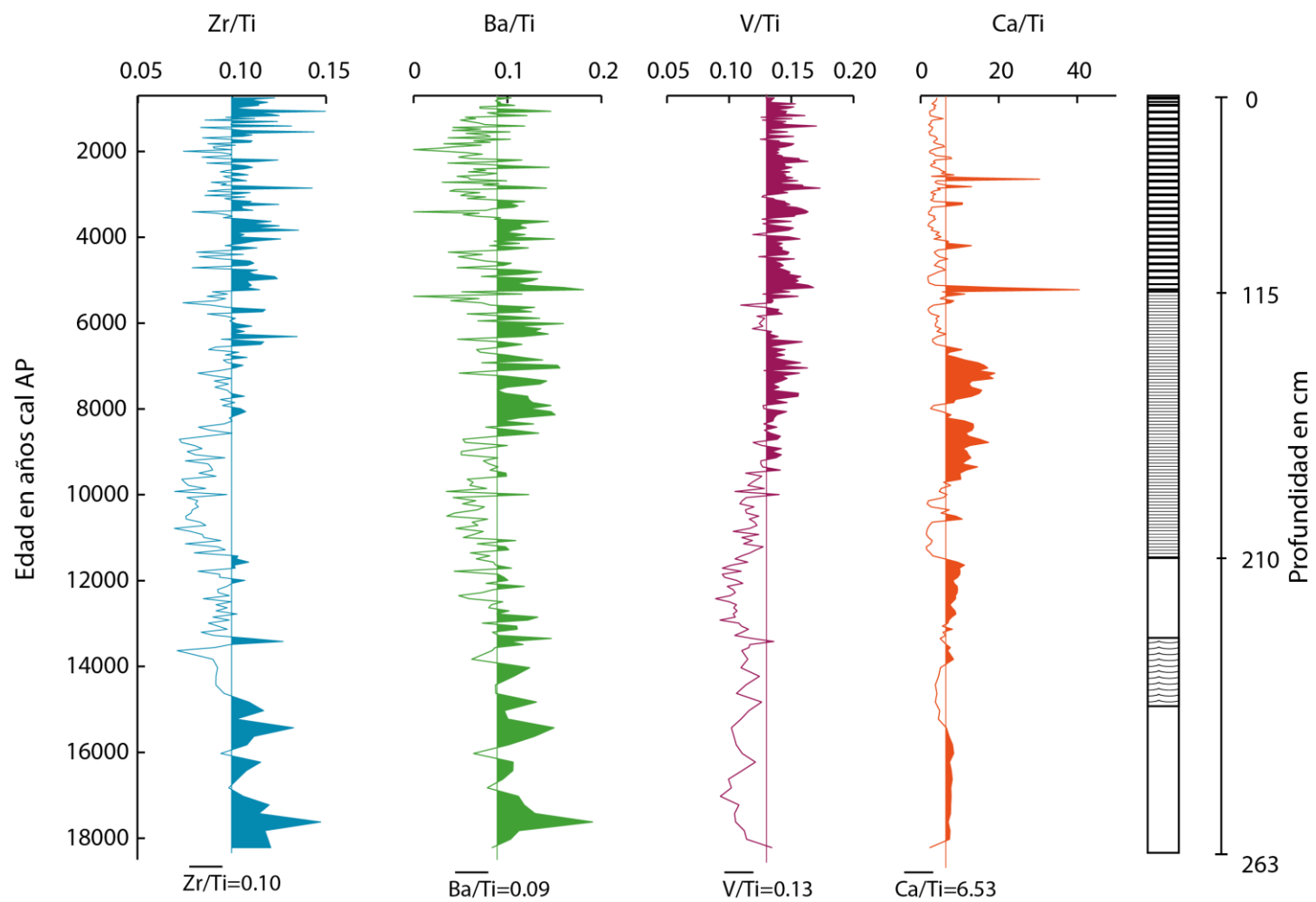


Fig. 14. Variación estratigráfica de las relaciones elementales para el núcleo T2, cuenca Pescadero, sureste del golfo de California. La línea vertical y el número debajo de cada registro indican el valor promedio; en la parte derecha se muestran los intervalos a profundidad donde se presentan laminaciones onduladas (líneas curvas), difusas (líneas delgadas) o definidas (líneas gruesas).

6.6. PERIODICIDADES

Las concentraciones de elementos o relaciones elementales a las cuales se les asocia una edad en años cal AP y no una profundidad, pueden definirse como series de tiempo.

El análisis de periodicidades de estas series de tiempo se llevó a cabo con el algoritmo de cálculo denominado Transformada Rápida de Fourier, con la ayuda del programa Matlab 2011Ra. El cálculo de periodicidades en series de tiempo climáticas con la Transformada Rápida de Fourier ha sido utilizado previamente por algunos autores (Bianchi y McCave, 1999; Debret et al., 2007).

Para la aplicación de este algoritmo se requiere de una serie de tiempo cuyo intervalo de muestreo sea constante, lo cual no sucede en este caso, pues el modelo de edad indica que mientras un centímetro en la cima de la secuencia representa alrededor de 34 años, en la base representa aproximadamente 200 años.

El cálculo de un intervalo de muestreo constante en tiempo se realizó aplicando el teorema de Nyquist, el cual indica que la frecuencia mínima de muestreo (f_s) debe ser mayor o igual a dos veces la frecuencia máxima (f_m) contenida en la señal o serie de tiempo, es decir:

$$f_s \geq 2f_m \quad \dots (5)$$

Transformando en tiempo la expresión 1:

$$f = \frac{1}{T} \quad \dots (6)$$

$$\frac{1}{T_s} \geq 2 \left(\frac{1}{T_m} \right) \quad \dots (7)$$

$$T_s \leq \frac{T_m}{2} \quad \dots (8)$$

Entonces, tomando en cuenta que T_m de nuestras series de tiempo es 34 años (1 cm en la cima), con la expresión (8) obtenemos el intervalo de muestreo:

$$T_s \leq \frac{34}{2}; \quad T_s \leq 17 \text{ años}$$

Las series de tiempo comenzaron a muestrearse tomando como primer dato la edad de la cima con su correspondiente valor de concentración o relación elemental. Para obtener un

valor específico cada 17 años a lo largo de toda la secuencia, se realizó una interpolación lineal entre pares de puntos donde se desconocía uno o varios valores.

Analizando los espectros de densidad de potencia obtenidos del cálculo de la Transformada Rápida de Fourier (Fig. 15) podemos resumir las periodicidades de los elementos o las relaciones elementales en la Tabla 12.

La interpolación de datos para obtener series con un espaciado constante en tiempo modifica su espectro de potencia, porque al interpolar los datos, y específicamente con una interpolación lineal, se logra un efecto similar al de un filtro pasabajas, es decir, se incrementan los componentes de bajas frecuencias y se disminuyen los componentes de altas frecuencias. Este efecto es denominado *reddening* o tendencia al rojo del espectro de potencia (Schulz y Stattegger, 1997). El reddening es observable en las gráficas de densidad de potencia espectral presentados en la Figura 15, en donde las bajas frecuencias (cercanas al origen) presentan picos de gran amplitud que decrecen significativamente conforme la frecuencia aumenta.

Tabla 12. Resultados de las periodicidades obtenidas con la Transformada Rápida de Fourier. En azul se muestran periodicidades relacionadas a ciclos de interacción océano-atmósfera y en rojo los ciclos relacionados a la actividad solar (Debret et al., 2007).

Elemento	Periodicidad (años)		Elemento	Periodicidad (años)	
Ti	17,407	1,392	K	17,407	
	5,802	1,055		5,803	
	2,048	696		2,486	
Zr	17,407	5,802	Zr/Ti	17,407	
				2,901	
				1,392	
Fe	11,600	1,298	Ca/Ti	322	1,087
				348	1,657
				504	2,321
				570	4,351
				656	11,605
				696	17,407
Ba	696	8,703	Ba/Ti	464	2,404
				892	3,481
				1,160	4,351
					8,703
					1,934
V	1,055	4,351	V/Ti	5,802	
	2,901	11,605		34,800	
	5,802	34,816			

Diversos autores han aplicado algoritmos matemáticos que permiten trabajar con datos paleoclimáticos que no están equiespaciados en tiempo, sin necesidad de utilizar una interpolación. Algunos ejemplos de estos algoritmos son: el análisis espectral con mínimos cuadrados, el uso de la transformada de ondícula, los modelos autoregresivos de primer orden (AR1), entre otros (Lomb, 1976; Schulz y Stattegger, 1997; Schulz y Mudelsee, 2002).

Schulz y Mudelsee (2002) desarrollaron un algoritmo computacional denominado REDFIT, en donde se utiliza un modelo AR1 y la transformada de Fourier con el método de Lomb-Scargle, así como una corrección por sesgo con la técnica de Montecarlo, para extraer el espectro de potencia del ruido rojo modelado para la serie de tiempo en cuestión. Los picos de frecuencia que no pueden ser modelados de esta forma y se encuentran por encima del ruido rojo, deben ser considerados característicos de la señal y entonces corresponden a las periodicidades reales.

Tabla 13. Resultados de las periodicidades obtenidas con el algoritmo REDFIT (Schulz y Mudelsee, 2002).

Elemento	Periodicidad (años)	Elemento	Periodicidad (años)
Ti	17,535 8,768	K	17,535 8,768
Zr	17,535 160 152	Zr/Ti	17,535 153
Fe	17,535 8,768	Ca/Ti	2,183 196 333 153 253 141
Ba	8,768	Ba/Ti	8,768
V	8,768 487 5,845 216 4,383 184 2,922 157 148	V/Ti	17,535 8,768 161

En este trabajo se empleó el algoritmo de REDFIT incluido dentro del programa PAST (Hammer et al., 2001), para calcular un segundo conjunto de espectros de potencia (Fig. 16) y compararlos con los obtenidos a través de la Transformada Rápida de Fourier. Las periodicidades obtenidas por encima del nivel de ruido rojo se muestran en la Tabla 13, para un nivel de ruido mayor al crítico (Schulz y Mudelsee, 2002).

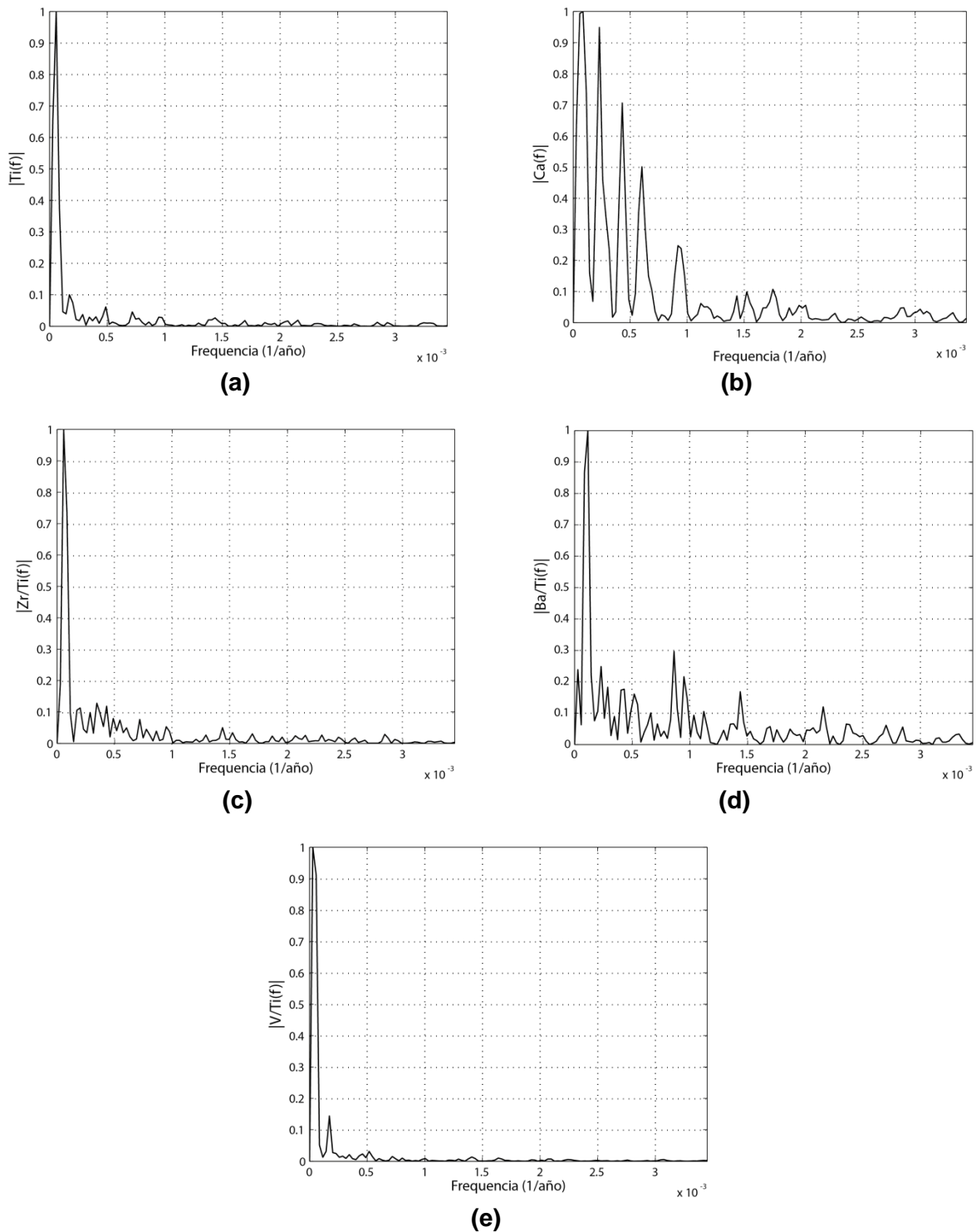


Fig. 15. Espectros de potencia obtenidos con la Transformada Rápida de Fourier para el registro geoquímico del núcleo T2, cuenca Pescadero, sureste del golfo de California. Los espectros calculados corresponden al elemento a) Ti, y las relaciones elementales b) Ca/Ti, c) Zr/Ti, d) Ba/Ti y e) V/Ti.

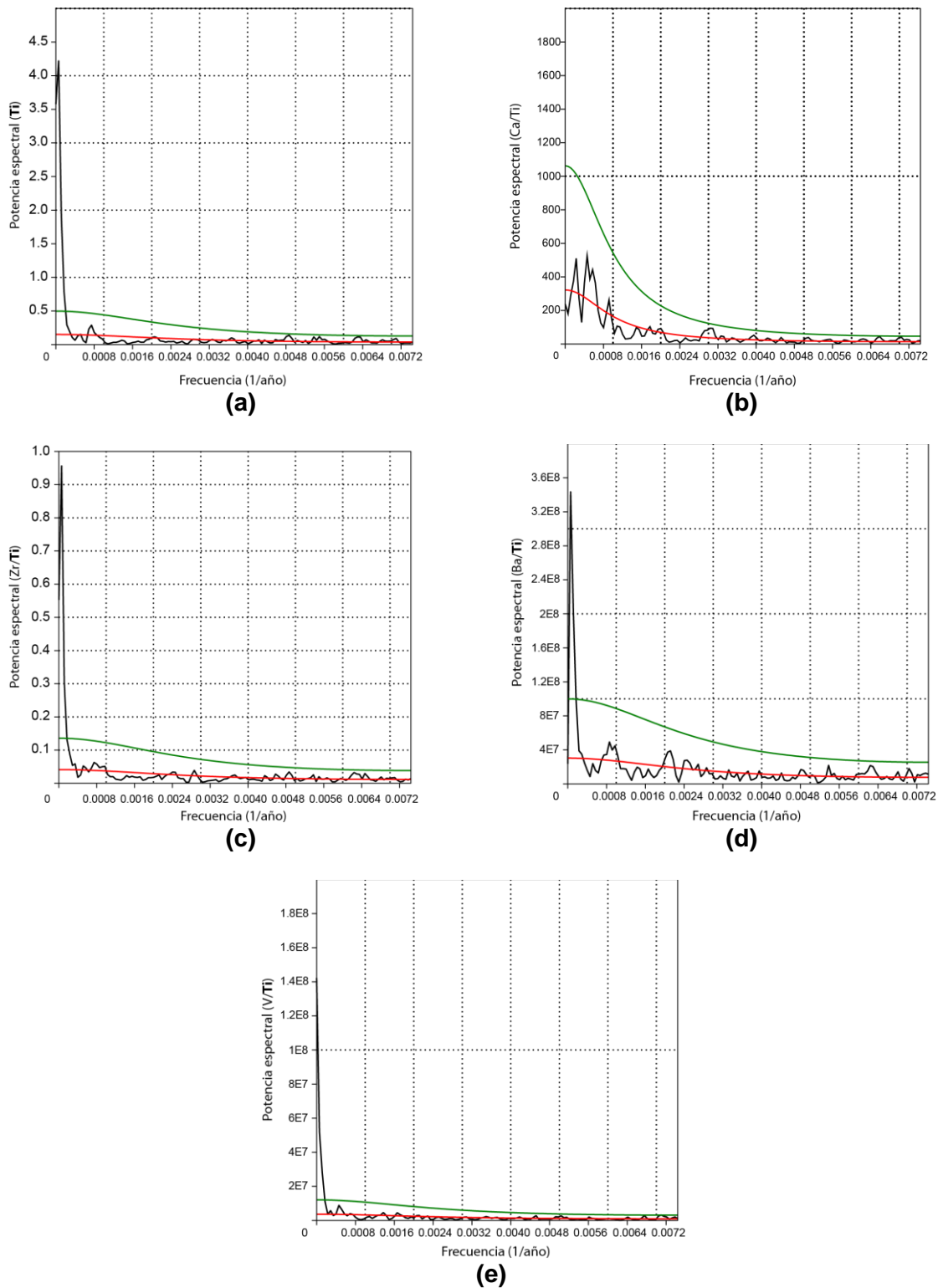


Fig. 16. Espectros de potencia calculados con el algoritmo REDFIT para el registro geoquímico del núcleo T2, cuenca Pescadero, sureste del golfo de California. Los espectros calculados corresponden al elemento a) Ti, y las relaciones elementales b) Ca/Ti, c) Zr/Ti, d) Ba/Ti y e) V/Ti. La línea roja indica el ruido rojo calculado con la técnica de Montecarlo y la línea verde el umbral del ruido rojo para el valor crítico de χ^2 .

7. DISCUSIÓN

7.1. PROCEDENCIA DE LOS ELEMENTOS QUÍMICOS EN EL REGISTRO DE PESCADERO

7.1.1. Sedimentos terrígenos transportados vía fluvial

Debido a la alta correlación que presentan el Ti, K y Fe y a su patrón de variación similar a lo largo del núcleo, se infiere que estos elementos tienen la misma procedencia terrígena, asociada al aporte de los ríos que drenan el continente.

Estos elementos se encuentran como componentes mayores y menores en las rocas de la corteza, mientras que sus concentraciones en el agua de mar son muy bajas (Ti 0.003 ppm; K 2300 ppm; Fe 670 ppm) y es poco probable que estén siendo incorporados desde la columna de agua a los sedimentos (Mason y Moore, 1984).

En la cuenca Pescadero, el K se asocia principalmente a los feldspatos potásicos de origen detrítico y aunque como catión es muy soluble y abundante en el agua de mar (0.23%), en los sedimentos marinos es un elemento que se presenta asociado predominantemente a los materiales terrígenos (Wei et al., 2003), probablemente por la rápida adsorción del K en los minerales de arcilla durante la sedimentación.

Aunque Fe presenta una variación similar a Ti y K a lo largo del registro, es de destacar que se presentan algunos intervalos de variación ligeramente diferente, probablemente debido a diagénesis de óxidos y oxihidróxidos de Fe (minerales magnéticos), susceptibles a disolución bajo condiciones anóxicas (Liu et al., 2004; Garmin, 2006). El Fe^{3+} está presente en los óxidos de hierro, pero bajo condiciones anóxicas los óxidos son reducidos y el hierro es transformado a Fe^{2+} , solubilizándose en el agua de mar. Cuando los niveles de oxígeno son lo suficientemente bajos ocurre la reducción de los sulfatos y se producen sulfuros de hidrógeno, que en altas concentraciones durante periodos prolongados propician la precipitación de sulfuro de hierro (Garmin, 2006), permitiendo que el Fe permanezca en el sistema.

En el registro del núcleo T2, las concentraciones de Fe se reducen notablemente en el intervalo de 11.6 a 8.2 ka cal AP, pero los demás elementos terrígenos se mantienen con concentraciones similares al intervalo anterior. Esta disminución de Fe coincide con la transición de condiciones óxicas a anóxicas, las cuales están indicadas por la aparición de laminaciones y el cambio significativo de la relación V/Ti, lo que sugiere una posible disolución de los minerales de Fe bajo condiciones reductoras.

En consecuencia, en este estudio se utilizan únicamente las concentraciones de Ti para caracterizar el aporte terrígeno vía fluvial asociado a la variabilidad de la humedad en la zona de estudio, debido a que de los elementos antes mencionados, Ti es geoquímicamente más estable.

7.1.2. Sedimentos terrígenos de aporte eólico

En el registro de Pescadero presenta una variación de Zr a lo largo del núcleo distinta a los elementos terrígenos transportados por los ríos y su coeficiente de correlación con estos es de bajo a moderado, lo que apunta a (1) una diferenciación en el tamaño y composición de los sedimentos debido al transporte o bien, que la fuente del zircón es distinta a la sedimentos terrígenos aportados por los ríos. Los valores de concentraciones de Zr en rocas de la Sierra Madre Occidental son muy bajos (Bryan et al., 2008) y en algunas zonas de esta provincia geológica se han reportado rocas alcalinas, lo que podría indicar que hay un empobrecimiento de zircón debido a su alta solubilidad en magmas con altos contenidos de Na y K (Hanchar y Watson; 2003).

Por otra parte, considerando una distinta fuente de zircón para los sedimentos del núcleo T2, encontramos que el desierto de Sonora, ubicado en la región continental al norte del golfo de California, está caracterizado por sedimentos con altos contenidos de zircón y granate, y los sedimentos marinos en las cuencas del norte reflejan estas mismas características (Carrquiry et al., 2001). Un transporte de sedimentos desde las cuencas del norte a través de corrientes de fondo es poco probable debido a la lejanía de la fuente (>800 km) y la batimetría (zona de umbrales). Además, estudios sedimentológicos muestran que los sedimentos superficiales depositados en el golfo corresponden geoquímicamente a las provincias geológicas frente a las cuencas (Baba et al., 1990 y referencias en este).

Si bien, los desiertos localizados al norte del golfo son una fuente potencial de zircón, se sugiere que estos sedimentos son transportados hasta la cuenca Pescadero vía eólica durante la ocurrencia de los vientos del noroeste, es decir, en condiciones similares a las de invierno y primavera., y se utilizó la relación Zr/Ti como indicador de aporte eólico a la cuenca Pescadero.

7.1.3. Productividad: Ba/Ti y Ca biogénico (Ca/Ti)

En el registro de Pescadero se utilizaron dos indicadores de paleoproductividad: la relación Ba/Ti y la relación Ca/Ti.

El Ba a pesar de ser un elemento terrígeno, presenta una variación distinta y un coeficiente de correlación bajo a lo largo del núcleo respecto a los elementos terrígenos asociados al transporte fluvial. Además, el Ba presenta una correlación prácticamente nula con Zr, por lo que no se considera que el aporte eólico hacia la cuenca contribuya al enriquecimiento de este elemento en los sedimentos.

En las cuencas del norte del golfo de California, el Ba se encuentra asociado a depósitos de barita autigénica (Canet et al., 2013), sin embargo, en este estudio se considera poco probable que el Ba de los sedimentos sea de origen autigénico, ya que el área de recolección del núcleo T2 se encuentra únicamente a 70 km de la costa, y los sitios de formación de barita autigénica reportados dentro del golfo se encuentran cercanos a sitios de fallas, en donde además, hay presencia de fluidos hidrotermales ricos en bario y filtraciones de metano (Canet et al., 2010), y un sitio en el sur del golfo de California con rasgos geológicos similares, se localiza a varias decenas de kilómetros del área de estudio.

Por estas razones, es probable que el Ba de los sedimentos del núcleo T2 esté siendo incorporando desde la columna de agua a través de la formación de barita en presencia de altos contenidos de materia orgánica. El mecanismo de formación de barita biogénica fue explicado en secciones anteriores y sus ventajas como indicador de paleoproductividad, a través de la caracterización de las concentraciones de Ba, han permitido su implementación en estudios paleoceanográficos en el Pacífico Nororiental (Dean et., 1997) y las cuencas centrales del golfo de California (Barron et al., 2004; Pérez-Cruz, 2013). No obstante, en este trabajo se utilizó la relación Ba/Ti, y no las concentraciones de Ba, con el objetivo de resaltar la señal de Ba biogénico.

En la actualidad, en el borde oriental de las cuencas del golfo de California, la productividad primaria es generada principalmente por las surgencias en respuesta a la ocurrencia de los vientos del noroeste durante el invierno y la primavera. En este estudio, las variaciones del Ba y Zr a lo largo de la secuencia sedimentaria, así como el alto coeficiente de correlación y variación similar entre las relaciones Ba/Ti y Zr/Ti, son analizados en conjunto para poder reconstruir la productividad en el área de estudio, originada principalmente por las surgencias eólicas.

Por otra parte, la curva del Ca en la secuencia T2 presenta una baja correlación con los demás elementos químicos, y en otros estudios paleoclimáticos y sedimentológicos en la cuenca Pescadero, se ha reconocido que la fuente más importante de aporte del Ca a los sedimentos es de origen biogénico (Baba et al., 1991; González-Yajimovich et al., 2005; Douglas et al., 2007). A pesar de esto, debido a que el Ca puede tener una ligera contribución terrígena, se utilizó la relación Ca/Ti para separar ambas fuentes de aporte y a través de sus fluctuaciones poder describir únicamente las variaciones de la productividad calcárea a lo largo de la secuencia. Cabe mencionar que la productividad calcárea en el área está asociada a periodos en donde ocurre un debilitamiento de las

surgencias y se presenta una marcada estratificación, así como la dominancia del Agua Tropical Superficial dentro del golfo (González-Yajimovich et al., 2005).

7.1.4. Oxigenación de en las aguas de fondo (V/Ti)

El registro de V varía de manera diferente al los registros de elementos terrígenos de aporte fluvial (Ti, Fe y K) y eólico (Zr), y su correlación con estos elementos es de moderada a baja. De igual forma, se observa que los incrementos en las concentraciones de V se presentan en los intervalos donde existe preservación de sedimentos laminados.

La coincidencia entre concentraciones altas de V y la preservación de sedimentos laminados apunta a que este elemento puede ser utilizado como indicador de condiciones anóxicas durante el depósito de los sedimentos del núcleo T2. Es posible que durante periodos de baja oxigenación se favoreciera la incorporación del V desde el agua de mar a los sedimentos, debido a las características geoquímicas del V en condiciones reductoras. Además, desde el punto de vista biológico, niveles muy bajos de oxígeno pudieron inhibir la proliferación de organismos macroscópicos responsables de revolver el sedimento, y por lo tanto las laminaciones fueron preservadas en el registro sedimentario.

En particular, se utilizó la relación V/Ti para separar el V terrígeno del V autigénico, ya que se ha encontrado que el V está presente mayormente en las partículas sólidas de las descargas de los ríos y no disuelto en el agua de mar (Emerson y Husteded, 1991).

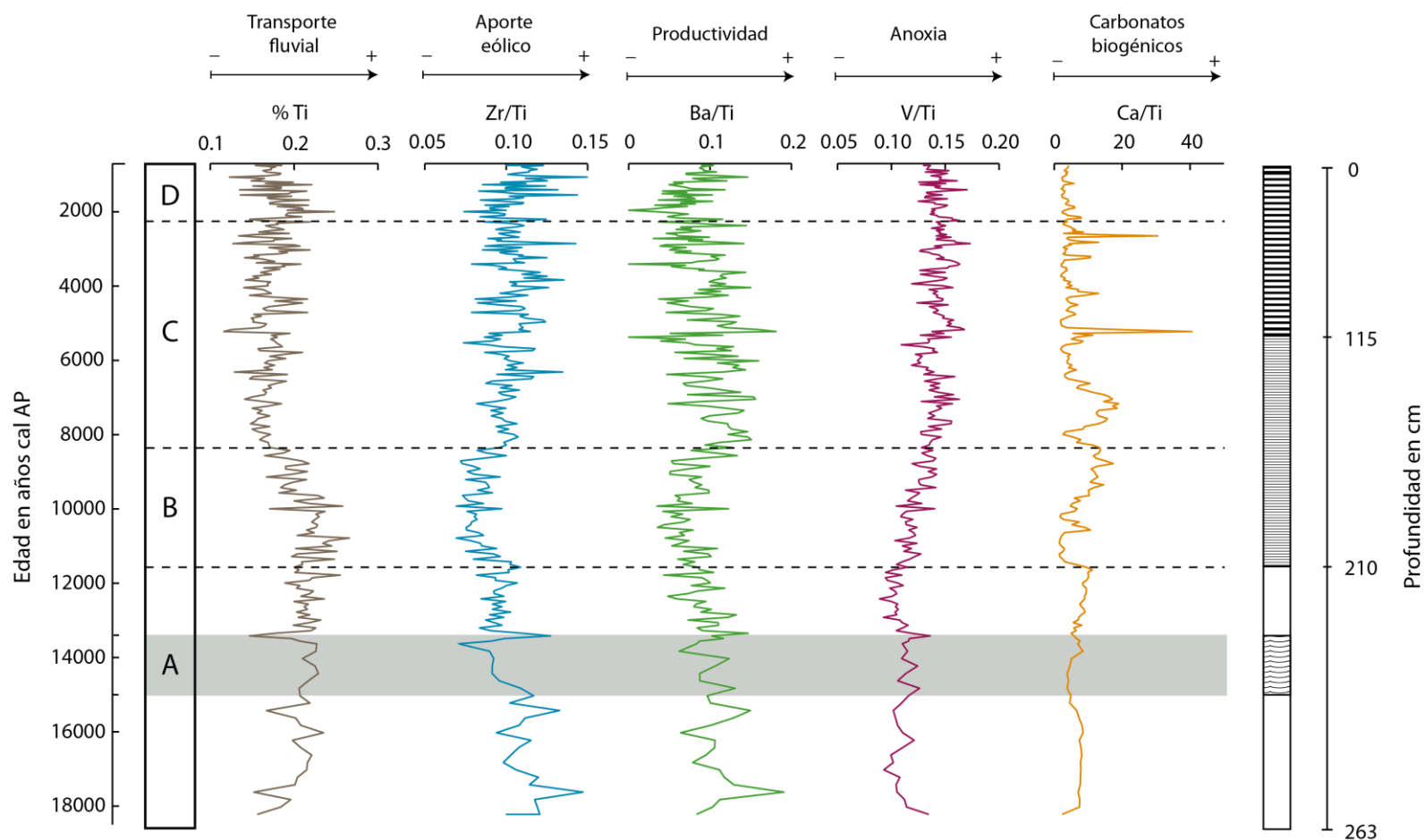


Fig. 17. Registro geoquímico de los últimos 18 ka cal AP para el núcleo T2, cuenca Pescadero, sureste del golfo de California. Las líneas punteadas representan las variaciones más importantes, con lo cual se subdivide el registro en 4 intervalos (letras A-D). El rectángulo gris representa el evento reconocido como Bølling Allerød. En la parte derecha se muestran los intervalos a profundidad en donde existen laminaciones onduladas (líneas curvas), difusas (líneas delgadas) o definidas (líneas gruesas)

7.2. RECONSTRUCCIÓN CLIMÁTICA Y OCEANOGRÁFICA EN LA CUENCA PESCADERO

A partir de las variaciones de los indicadores geoquímicos, es posible sugerir cuatro intervalos de cambios climáticos y oceanográficos mayores (Fig. 17), así como algunos periodos distintivos dentro de éstos, los cuales se interpretan y discuten a continuación.

7.2.1. Intervalo A (18-11.6 ka cal AP) Heinrich Estadial 1 y Bølling Allerød

Durante este periodo se presentan altas concentraciones de Ti, indicando una mayor entrada de terrígenos vía fluvial en el borde oriental de la cuenca Pescadero, debido probablemente a condiciones de mayor humedad. Es de destacar que los indicadores de productividad y aporte eólico presentan valores relativamente altos, apuntando a que las surgencias eólicas estuvieron activas durante este periodo. Asimismo, se observa que la relación Ca/Ti muestra valores ligeramente por arriba del promedio, lo que sugiere que las poblaciones de organismos carbonatados, tales como cocolitofóridos y foraminíferos, se beneficiaron con el aporte de nutrientes.

En la actualidad, la mayor precipitación pluvial dentro del golfo sucede entre los meses de julio y septiembre, cuando a causa de una mayor insolación en el Hemisferio Norte, el Centro de Alta Presión Subtropical y la ZCIT migran a una posición más al norte, sucediendo simultáneamente la reversión de los vientos, dominando los vientos del sureste, con lo cual se favorece la entrada de humedad al golfo (Berbery, 2001; Bordoni et al., 2004; Bordoni y Stevens, 2006).

Además, durante la fase de monzón de verano, las temperaturas superficiales del mar dentro del golfo son relativamente elevadas y la isoterma de 29°C se propaga a lo largo del golfo (Mitchell et al., 2002). Asimismo, la distribución de la precipitación pluvial se debe al marcado contraste de las temperaturas superficiales del mar en el golfo y la costa oeste de Baja California, en donde el golfo es más cálido y el Pacífico más frío. Estas condiciones permiten que las masas de aire tropicales cargadas de humedad se canalicen a través del golfo (y no en la costa oeste de Baja California), alcanzando finalmente el noroeste de EE.UU (Barron et al., 2012).

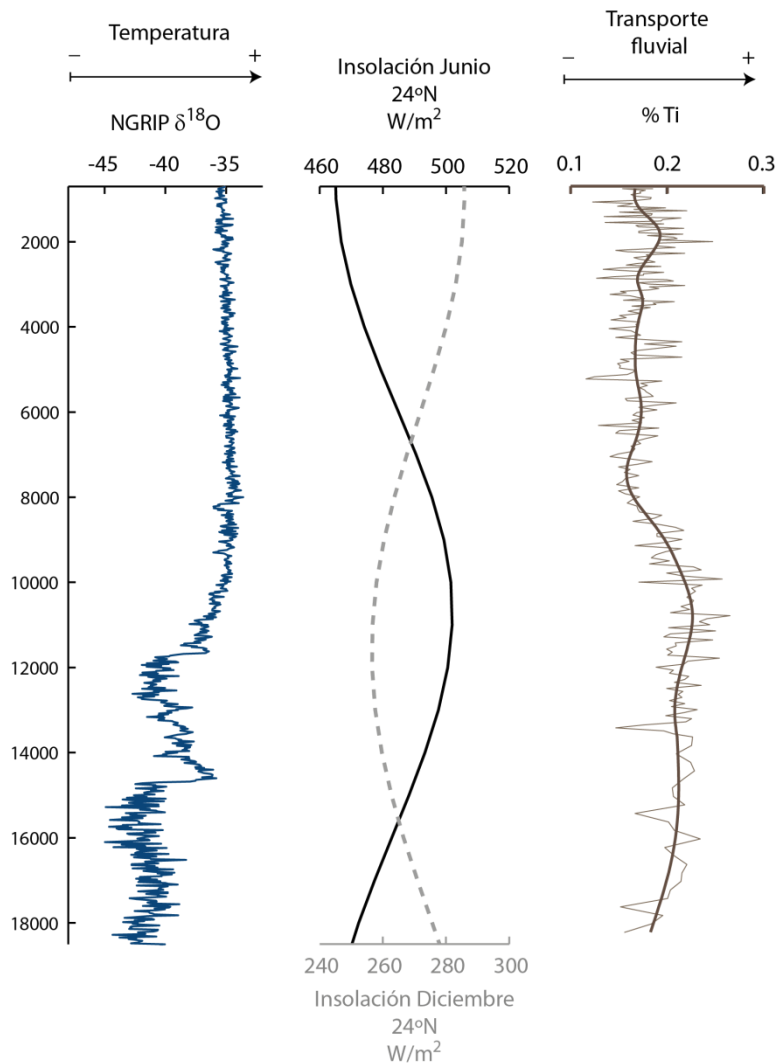


Fig. 18. Comparación de la curva de insolación (Huybers y Eisenman, 2006), el registro de temperatura a través de isótopos de oxígeno en núcleos de hielo en Groenlandia (NGRIP dating group, 2008) y la variación de %Ti, así como su tendencia (ondícula nivel 3), para el núcleo DIPAL-III T2, cuenca Pescadero, sureste del golfo de California

En el registro del núcleo T2 se observa que las fluctuaciones de la curva del Ti presentan una tendencia análoga a los cambios en la curva de insolación de los últimos 18 ka, calculada para la latitud 24°N (Huybers y Eisenman, 2006). En particular, la curva de insolación comienza a aumentar alrededor de 18 ka AP y alcanza su punto máximo entre 11 y 10 ka AP, disminuyendo posteriormente de manera gradual durante el Holoceno (Fig. 18). Con base en la curva de insolación durante el Heinrich Estadial 1 (17.5-14.6 ka AP), se esperaría una posición de la ZCIT más al norte, ya que en términos generales, la ubicación de esta estructura atmosférica ocurre donde existe la mayor insolación y las mayores temperaturas superficiales del mar.

Contrario a esto, estudios de la paleo-precipitación pluvial en registros marinos y continentales en zonas bajo la influencia de la ZCIT, sugieren que su posición promedio durante el Heinrich Estadial 1, se localizó en latitudes más al sur posiblemente por la influencia del manto Laurentino (Koutavas y Lynch-Stieglitz, 2004). De igual forma, los registros de salinidad en el domo de Costa Rica sugieren que durante el UMG y el Heinrich Estadial 1, la ZCIT en el Pacífico Oriental se encontraba en una posición promedio más al sur, aunque con fluctuaciones importantes (Leduc et al., 2009). Adicionalmente, estudios climatológicos actuales en el Pacífico Oriental muestran que la posición de la ZCIT no está modulada únicamente por las temperaturas superficiales del mar y que el gradiente latitudinal de presiones alrededor del ecuador es más importante, donde un mayor gradiente implica una ZCIT más al norte (Toma y Webster, 2009).

De acuerdo a estas observaciones, el control de humedad en el sur del golfo de California no puede ser atribuido únicamente a la posición promedio de la ZCIT durante este periodo.

Las hipótesis recientes sugieren que un probable mecanismo que permitió condiciones de mayor humedad durante la transición del Pleistoceno Tardío y el Holoceno, se encuentra asociado a una mayor incursión de aguas tropicales cálidas dentro del golfo (Lyle et al., 2010, Lyle et al., 2012; Barron et al., 2012). A través de indicadores geoquímicos en sedimentos marinos de la costa de California, los autores encuentran un aumento de las temperaturas superficiales del mar, lo cual asocian a una disminución en la velocidad y distribución de la Corriente de California producida por el debilitamiento del Centro de Alta Presión Subtropical (Lyle et al., 2010). Debido a esto, los vientos del noroeste se debilitaron y permitieron una mayor entrada de masas de aire y agua tropicales que propiciaron la disponibilidad de humedad en la región sur-occidental de Estados Unidos, y por lo tanto promovieron un aumento de la precipitación pluvial (Lyle et al., 2010).

La señal de los carbonatos biogénicos en el registro del núcleo T2 para Pescadero, así como en la región occidental de la cuenca de Guaymas (Dean 2006), indican una mayor persistencia de aguas tropicales cálidas en el interior del golfo de California. Además, McClymont et al. (2012) observan que el intervalo de 17 a 15 ka cal AP representa un periodo de alta precipitación pluvial en el golfo.

Dentro del contexto de este trabajo, en el intervalo de 18 a 15 ka cal AP, un centro de alta presión debilitado pudo haber mantenido la precipitación pluvial porque existieron mayores temperaturas superficiales del mar y quizás un menor gradiente latitudinal de presiones, lo cual permitió una mayor penetración de aire húmedo tropical a través del sur de California y el golfo de California. Además, las evidencias previas sugieren que durante el Heinrich Estadial 1 el avance de las masas de aire y agua tropicales hacia latitudes más al norte ocurrió de manera conjunta tanto en el Pacífico Nororiental, como en el interior del golfo de California, al menos hasta las cuencas centrales.

Incluido en el Intervalo A, el periodo entre 15 y 13.4 ka cal AP, referido como el **Bølling Allerød**, presenta cambios distintivos, en donde los indicadores muestran una disminución del aporte de calcio biogénico, un decremento del aporte eólico (relación Zr/Ti baja), y un descenso de la oxigenación, este último marcado por la aparición de sedimentos laminados y un ligero aumento de la relación V/Ti (Fig. 17).

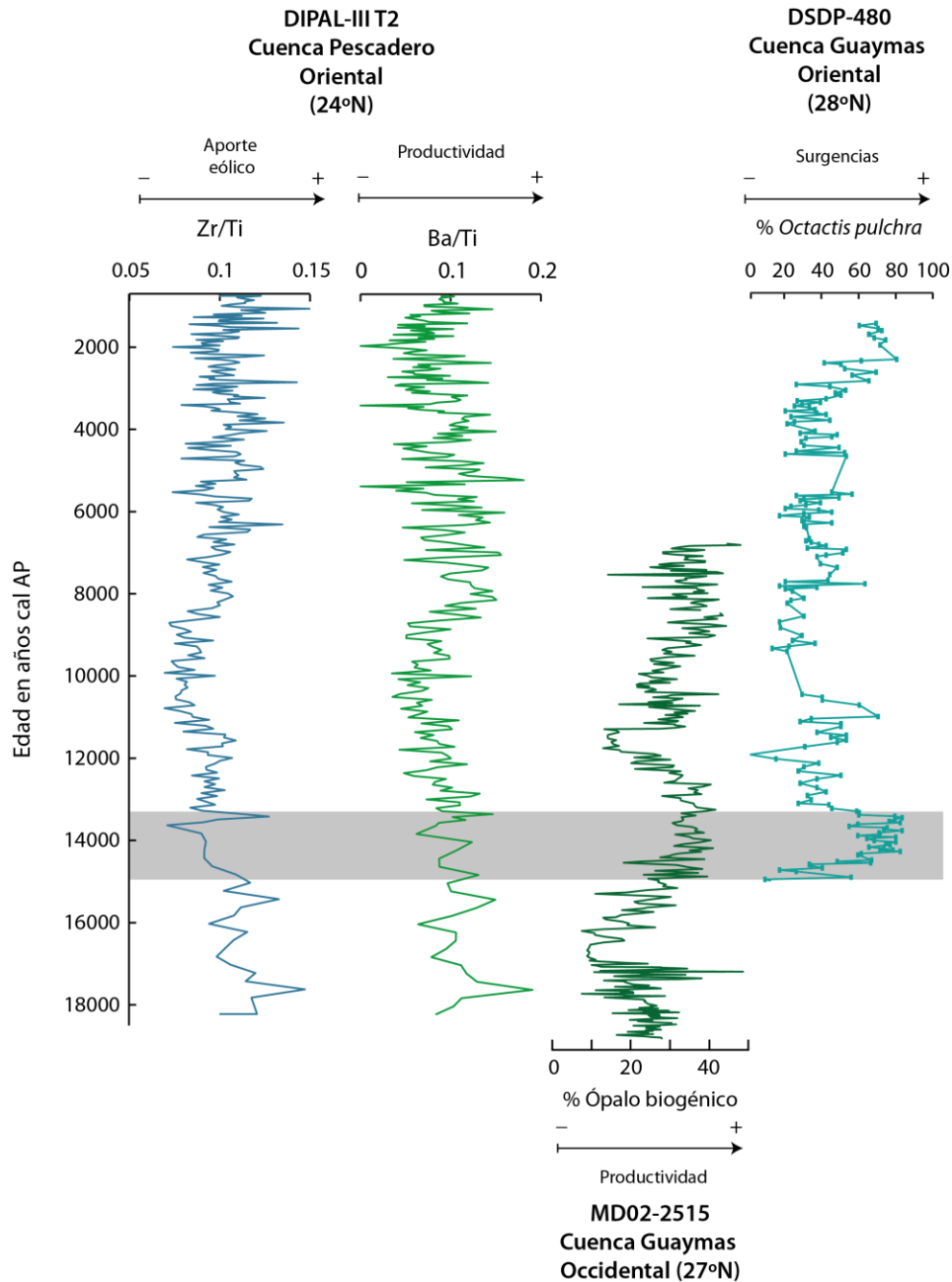


Fig. 19. Comparación del registro de aporte eólico y paleo-productividad del núcleo DIPAL-III T2 con registros de paleo-productividad en la cuenca de Guaymas (Barron et al., 2005; McIymouth et al., 2012). El área en gris representa el evento Bølling-Allerød.

Condiciones similares a las descritas anteriormente, en relación a la oxigenación, han sido reportadas en otras cuencas del golfo de California (Barron et al., 2004; Barron et al., 2005; Dean et al., 2006). Durante el Bølling Allerød, los registros paleoclimáticos en sedimentos marinos desde el mar de Bering hasta las cuencas centrales del golfo de California, muestran que este evento está caracterizado por la preservación de sedimentos laminados en medio de sedimentos masivos (Dean 1997; Zheng et al., 2000; Barron et al., 2004; Cook et al., 2005; Dean, 2006).

Los sedimentos del núcleo T2 han sido depositados dentro del rango de profundidad de la zona del mínimo de oxígeno, y las variaciones en el contenido de oxígeno podrían estar relacionadas posiblemente a 1) un cambio en la circulación del Agua Intermedia del Pacífico (Sancetta, 1995); y/o 2) variaciones en la productividad dentro de la cuenca (Cook et al., 2005).

Respecto al primer punto, en la actualidad se ha observado que la ventilación del Agua Intermedia del Pacífico Norte ocurre en los mares de Bering y Okhotsk, a través de la formación de hielo y mezcla vertical, así como en el giro de Alaska, en donde el Agua Intermedia del Pacífico Norte se hace somera y se pone en contacto con la base de la capa de mezcla (VanScoy et al., 1991; Takahashi, 1998, en Hendy y Kennett, 2003). Zheng et al., 2000 sugieren que durante el Bølling Allerød ocurrió una estratificación de las masas de agua en tales sitios, promoviendo la intensificación de la zona del mínimo de oxígeno en el Agua Intermedia del Pacífico Norte. Además, estos autores proponen que el mecanismo que produjo el descenso en la oxigenación en las masas de agua intermedias probablemente está asociado al incremento de la evaporación en las aguas del Atlántico en latitudes bajas, y su posterior transporte hacia el Pacífico a través de los vientos Alisios, con lo cual se produjo una estratificación por la introducción de agua dulce y cálida en la superficie.

De manera paralela, algunos autores sugieren que el aumento de la temperatura en el Hemisferio Norte durante este periodo pudo ocasionar una disminución en el contenido de oxígeno en los sitios donde ocurre la producción de aguas intermedias (Jaccard y Galbraith, 2012).

En lo que respecta al golfo de California, algunos trabajos previos coinciden en que la preservación de las laminaciones en las cuencas centrales está relacionada con cambios en la oxigenación del Agua Intermedia del Pacífico (Keiwing y Jones, 1990; Sancetta, 1995). Una amplia distribución de la intensificación de la zona del mínimo de oxígeno en el Pacífico Nororiental y en el golfo de California durante el Bølling Allerød, sugiere que el control del contenido de oxígeno en las aguas intermedias fue ejercido por un cambio en la circulación de las masas de agua en el Pacífico Norte (Cook et al., 2005).

En relación al segundo punto, se ha planteado que la preservación de los sedimentos laminados en las zonas cercanas a sitios de surgencias se debe a la alta productividad, la cual incrementa la utilización de oxígeno para los procesos de respiración y

remineralización de la materia orgánica (Cook et al., 2005). En el registro del núcleo T2 la productividad biológica de la cuenca Pescadero es alta, pero sin cambios importantes respecto al periodo anterior o posterior, en cambio, para la cuenca de Guaymas (Fig. 19), los autores reportan que la productividad se incrementó significativamente durante este periodo (Sancetta, 1995; Barron et al., 2004; Dean, 2006, McClymont et al., 2012). Es posible que la relación Ba/Ti en el núcleo T2 no refleja un aumento en la productividad biológica del área de estudio, porque la señal del Ba fue alterada a causa de la disolución de la barita biogénica en condiciones anóxicas. Este comportamiento de Ba/Ti concuerda con lo encontrado en la cuenca de Guaymas oriental (Barron et al., 2004), cuyo registro de ópalo biogénico indica un aumento de productividad, pero no muestra un cambio significativo en el registro de Ba/Al.

De acuerdo a lo anterior, se sugiere que las condiciones de baja oxigenación durante el Bølling Allerød en la región oriental de la cuenca Pescadero, probablemente son el resultado de dos mecanismos actuando en conjunto, es decir, los cambios en los niveles de oxígeno en el Agua Intermedia del Pacífico y un cambio en la productividad biológica.

7.2.2. Intervalo B (11.6-8.2 ka cal AP)

El registro climático del núcleo T2 muestra la transición Pleistoceno Tardío-Holoceno (glacial-interglacial) a través del cambio marcado de la mayoría de los indicadores analizados, los cuales apuntan a que ocurrió una reconfiguración de los componentes climáticos que controlaron la circulación atmosférica y oceánica en el sureste del golfo de California con respecto al periodo anterior.

Al inicio de este intervalo se observa que las condiciones de humedad, indicadas por el aporte de terrígenos, es similar a la del Intervalo A, sin embargo comienza a decrecer rápidamente (Fig. 17). De igual forma, los indicadores sugieren una reducción en la intensidad de los vientos del noroeste que se ve reflejado en un menor aporte eólico y la disminución de la productividad primaria asociada a surgencias (Zr/Ti y Ba/Ti bajos). Asimismo, los niveles de oxígeno en las aguas de fondo disminuyeron (valores más altos de la relación V/Ti), hecho que se observa a través de la preservación de laminaciones en el núcleo. Por el contrario, el contenido de carbonatos biogénicos presenta una tendencia a incrementarse.

Este escenario oceanográfico-climático registrado en el núcleo T2, coincide con las condiciones propuestas en el borde oriental de la cuenca de Guaymas, en donde los indicadores sugieren que durante este intervalo ocurrió una disminución en la entrada de terrígenos y una reducción de las surgencias eólicas (Barron et al., 2004). La aparición de estructuras laminadas asociadas a una intensificación de la zona del mínimo de oxígeno son también registradas en ambos bordes de la cuenca de Guaymas (Barron et al, 2004; Dean, 2006; McClymont et al., 2012).

La curva de insolación para el área de estudio muestra sus valores máximos entre 11 y 10 ka AP (Fig. 18), disminuyendo gradualmente después de 10 ka AP. Además, se ha reportado que entre 11.6 y 8.0 ka cal AP, las temperaturas superficiales del mar dentro del golfo no fueron lo suficientemente altas para producir la entrada de humedad que favoreciera la precipitación pluvial de verano (Barron et al. 2012). Por tales razones, se sugiere que a partir de los 10 ka cal AP la disminución en la insolación produjo un decremento de las temperaturas superficiales del mar dentro del golfo, así como la migración al sur de la posición promedio de la ZCIT, lo cual ocasionó un descenso en la disponibilidad de la humedad en la zona de estudio. Esta disminución de la humedad tuvo como consecuencia un menor acarreo de terrígenos hacia el borde oriental de la cuenca Pescadero.

Sin embargo, aunque localmente la insolación presentó la tendencia previamente descrita, la temperatura general de Norteamérica aumentó, produciendo el derretimiento y contracción del manto Laurentino y reduciendo el gradiente latitudinal de temperatura en la región (COHMAP, 1988). Esto pudo haber causado ya sea el debilitamiento del Centro de Alta Presión Subtropical o su migración hacia latitudes más al norte, reduciendo la intensidad e influencia de los vientos del noroeste dentro del golfo de California (Cheshire et al., 2005; Barron et al., 2012), hecho que se ve reflejado en la disminución del aporte eólico y la productividad biológica en el área de estudio durante este periodo.

La disminución de la productividad podría haber causado un incremento en el contenido de oxígeno de la columna de agua en la región estudiada; sin embargo, en este intervalo la presencia de laminaciones y altas relaciones de V/Ti sugieren bajos niveles de oxígeno. Por tal motivo, es probable que la oxigenación de las aguas de fondo durante este periodo estuviera controlada principalmente por las características del Agua Intermedia del Pacífico. En algunos estudios se plantea que el aumento de la temperatura durante el Holoceno Temprano pudo contribuir en la disminución de los niveles de oxígeno de las aguas intermedias, específicamente en las regiones donde ocurre su formación (Jaccard y Galbraith, 2012; Harada et al., 2012).

7.2.3. Intervalo C (8.2-2.2 ka cal AP)

Después de 8.2 ka cal AP, la entrada de terrígenos vía fluvial se reduce significativamente con respecto al Intervalo B, pero presenta fluctuaciones sin mucha variabilidad. Por otra parte, la productividad y el aporte eólico aumentan de manera importante, probablemente debido a una intensificación de los vientos del noroeste (Ba/Ti y Zr/Ti altos). A pesar de que los indicadores de aporte eólico y productividad presentan valores altos, su tendencia no es la misma, ya que mientras el aporte eólico se incrementa paulatinamente, la productividad presenta un ligero decremento gradual. Además, el registro sugiere que los niveles de oxígeno de las aguas de fondo continuaron en descenso durante este periodo (V/Ti aumenta), permitiendo la preservación de las estructuras laminadas en el núcleo.

Finalmente, los carbonatos biogénicos presentan una alta variabilidad aunque en escala milenaria, con una tendencia decreciente.

El registro del núcleo T2 coincide con las condiciones de aporte terrígeno encontradas por González-Yajimovich et al. (2005) en la cuenca Pescadero. Por el contrario, en el mismo periodo se registra una disminución gradual en la entrada de terrígenos en la cuenca de Guaymas. En cuencas ubicadas en latitudes más al sur, aunque en el Caribe (p ej. Cariaco), los registros marinos presentan una disminución en la entrada de terrígenos a lo largo de este periodo. Estas evidencias sugieren que la ZCIT continuó migrando hacia el sur durante el Holoceno Tardío conforme la insolación disminuía (Haug et al., 2001; Koutavas y Lynch-Stieglitz, 2004).

A pesar de la disminución de la insolación en este periodo, la entrada de terrígenos en la cuenca Pescadero no muestra una clara disminución, únicamente valores por debajo del promedio del registro. Esto podría indicar que el desplazamiento de la ZCIT ocurrió de manera distinta en el Atlántico y el Pacífico, como ha sido propuesto recientemente McClymont et al. (2012) o bien, que aún cuando su migración al sur ocurrió de manera conjunta en ambos océanos, la humedad en Pescadero se mantuvo en niveles similares por efectos locales, probablemente relacionados con el inicio de la circulación de monzón.

Respecto a esto, el núcleo T2 presenta cambios importantes alrededor de 6.0 y 5.2 ka cal AP, a través de una reducción de la productividad calcárea, un incremento en la ocurrencia de los vientos del noroeste (incremento de la relación Zr/Ti) y el cambio de estructuras sedimentarias. En relación a las estructuras sedimentarias, cabe destacar que alrededor de 5.2 ka cal AP las laminaciones se observan más marcadas y las láminas oscuras son relativamente más gruesas que las claras, sugiriendo que la descarga de terrígenos a través de los ríos pudo haberse incrementado y restringido a los meses de verano.

Se han encontrado evidencias del inicio de la circulación de monzón en registros de las cuencas centrales del golfo (Sancetta 1995; Barron et al., 2004; González-Yajimovich, 2005; Barron et al., 2012). Los autores sugieren que el monzón Mexicano comenzó entre 7.5 y 6.2 ka cal AP y fue ocasionado por un fortalecimiento conjunto del Centro de Alta Presión Subtropical, la Corriente de California y el giro ciclónico al sur de la península de Baja California, favoreciendo la entrada de aguas cálidas al golfo durante el verano y por lo tanto incrementando la humedad en la región (Barron et al., 2012). Además, se ha propuesto que el Centro de Alta Presión Subtropical no sólo se fortaleció sino que probablemente también migró, cambiando la dirección de los vientos de norte a noroeste durante el invierno, por lo cual las surgencias eólicas fueron más efectivas y en consecuencia la productividad aumentó (Barron et al., 2004). La señal de cambio en la dirección de los vientos se observa en este estudio como un aumento en el aporte eólico, así como en los estudios mencionados anteriormente alrededor del golfo de California, a través de un aumento de la productividad silíceo de surgencias.

Es de destacar que el aumento del aporte eólico durante este periodo no se refleja en un aumento en la productividad de surgencias (Ba/Ti), por el contrario, la productividad

muestra una ligera tendencia a disminuir. Analizando el indicador de anoxia durante este periodo se observa que los niveles de oxígeno disminuyeron, con lo cual el registro de Ba biogénico pudo ser alterado, ya que la barita es altamente susceptible a disolverse en condiciones de baja oxigenación.

7.2.4. Intervalo D (2.2-0.76 ka cal AP)

Este intervalo está marcado por el cambio abrupto en el registro de todos los elementos y las relaciones elementales respecto al Intervalo C, lo cual sugiere una nueva reorganización de las estructuras atmosféricas y oceánicas que controlaron la climatología en el golfo de California.

La entrada de terrígenos vía fluvial aumenta notablemente al inicio del intervalo, disminuyendo rápidamente hacia el presente. El registro de Ca muestra sus valores más bajos y presenta una tendencia decreciente. Asimismo, el aporte eólico y la productividad disminuyen de manera importante al principio del intervalo y posteriormente aumentan de forma rápida. Cabe destacar que el indicador de oxigenación no presenta cambios significativos en este intervalo.

Estos hallazgos coinciden con lo reportado por Pérez-Cruz (2013) en la región suroccidental del golfo, en donde alrededor de 2.4 ka cal AP ocurre un decremento en el transporte terrígeno vía fluvial, un incremento en el aporte eólico y una disminución de Ca biogénico. En la región oriental de la cuenca de Guaymas, se registra una alta variabilidad de los indicadores de aporte terrígeno (verano) y biogénico (invierno) alrededor de 2.8 y 2.4 ka cal AP, lo cual los autores lo atribuyen a un aumento en la ocurrencia de ENSO (Barron et al., 2004).

De lo anterior se sugiere que la tendencia del aporte de terrígenos vía fluvial y Ca biogénico durante este periodo, se debió a una menor influencia de las aguas tropicales en la cuenca, debido al patrón de migración al sur de la ZCIT durante el Holoceno, el cual ya ha sido descrito previamente. Por otra parte, aunque el núcleo T2 presenta fluctuaciones importantes, no hay un aumento notable en la amplitud de las variaciones de los indicadores climáticos y oceanográficos durante este intervalo, por lo que en este estudio no se identifica un aumento en la ocurrencia de ENSO. Esto coincide con lo propuesto por Leduc et al. (2009) respecto a que el patrón de precipitación pluvial en latitudes bajas está controlado principalmente por los movimientos en escala milenaria de la ZCIT, y en menor medida por la recurrencia de ENSO.

7.3. ANÁLISIS ESPECTRAL DEL REGISTRO GEOQUÍMICO

Los espectros de potencia calculados para el registro geoquímico muestran periodicidades del orden de miles a cientos de años, aunque el análisis individual de los resultados de los dos algoritmos empleados muestra diferencias importantes.

Por una parte, en los espectros de potencia de la Transformada Rápida de Fourier es fácil reconocer ciclos del orden de miles de años, sin embargo, no es posible encontrar las periodicidades centenarias porque no se cuenta con un criterio que permita determinar la significancia de los valores de potencia espectral. En cambio, utilizando el algoritmo REDFIT fue posible identificar periodicidades milenarias y centenarias, aunque una clara desventaja respecto a la Transformada Rápida de Fourier, es que el uso de parámetros de confianza críticos o extremos, excluye los ciclos milenarios que por su alta potencia espectral indican una periodicidad evidente.

Los ciclos encontrados cuyos periodos son mayores a la mitad del alcance del cronológico del registro sedimentario, es decir, ciclos mayores a 9 ka, son poco confiables porque su repetición no es observable dentro del mismo registro, por lo que únicamente representan el ajuste de un armónico a los datos geoquímicos.

Las periodicidades de 8,700, 5,800 y 4,700 se repiten en los registros geoquímicos del núcleo T2, aunque no han sido reportados ciclos similares en el golfo de California, mientras que periodicidades del orden de cientos de años (500 a 100 años) se han encontrado en registros de productividad y precipitación en las cuencas Alfonso y Pescadero (Douglas et al., 2007). En este trabajo únicamente será discutida la periodicidad de la productividad calcárea (1-2.5 ka), debido a la amplia distribución de esta señal climática en el Hemisferio Norte (Bond et al., 1997; Debret et al., 2007; Wanner y Bütikofer, 2008 y referencias en este).

7.3.1. El Atlántico Norte y los carbonatos de calcio biogénicos en la cuenca Pescadero

Las periodicidades más importantes del sistema climático que se encuentran grabadas en los registros geológicos corresponden a los ciclos astronómicos de excentricidad (400 ka), oblicuidad (41 ka) y precesión (19-23 ka), denominados ciclos Milankovitch (Berger y Loutre, 2007), sin embargo, no es posible observarlos en el registro sedimentario del núcleo T2 debido al alcance cronológico. Por otra parte, ciclos climáticos entre 1 y 2 ka han sido reportados para estudios en sedimentos marinos del Atlántico Norte (Bond et al., 1997, 1999, 2001) y otros sitios en el Hemisferio Norte (Debret et al., 2007; Wanner y Bütikofer, 2008).

Los registros sedimentarios del Atlántico Norte que abarcan el Pleistoceno Tardío y el Holoceno, muestran la ocurrencia cíclica de descargas masivas de detritos transportados por icebergs que derivaron hacia latitudes bajas (Bond et al., 1997). Durante el periodo glacial, las descargas masivas de detritos son registradas durante eventos de baja temperatura dentro de un ciclo Dansgaard-Oeschger, por lo que en un principio se pensaba que el mecanismo que detonó estos eventos estuvo relacionado a inestabilidades internas del manto Laurentino, sin embargo, la persistencia de las descargas cíclicas de detritos durante el Holoceno, a pesar de transiciones climáticas mayores como el Bølling Allerød y el Younger Dryas, apuntan a una influencia climática (Bond et al., 1997, 1999).

El mecanismo que ha detonado las variaciones cíclicas en el Atlántico Norte aún se encuentra en debate, pero algunos autores sugieren que podría ser el resultado de la combinación de los armónicos de Milankovitch, oscilaciones internas del sistema océano atmósfera o incluso un ciclo solar (Bond et al., 1997; Bond et al., 1999; Debret et al., 2007). Respecto a esto último, Bond et al. (2001) encuentran a través de un análisis de isótopos cosmogénicos en núcleos de hielo de Groenlandia, que los mínimos de actividad solar coinciden con los valores máximos de descargas de detritos en el Atlántico Norte.

Comparando el registro de calcio biogénico de Pescadero con el registro promedio de descarga de detritos en el Atlántico Norte para el Holoceno (Bond et al., 2001) y el Pleistoceno Tardío (Darby et al., 2002), se observa que los picos de máxima productividad calcárea en la cuenca Pescadero coinciden de manera aproximada con las descargas masivas de detritos (Fig. 20).

Durante las grandes descargas de detritos en el Atlántico Norte ocurrió una ralentización de la circulación termohalina, ocasionada por la introducción de agua dulce en la superficie, lo que tuvo como consecuencia la disminución del transporte de calor hacia las latitudes altas (Rahmstorf, 2002). Algunos autores han propuesto que durante estos eventos, el transporte de calor ocurrió en latitudes tropicales y de manera longitudinal desde el océano Atlántico hacia el océano Pacífico (Zheng et al., 2000). Esta hipótesis concuerda con lo encontrado en el registro del núcleo T2, ya que un mayor transporte de calor desde el Atlántico pudo haber propiciado un aumento de las temperaturas en el Pacífico Tropical, con lo cual los organismos calcáreos se vieron favorecidos por el incremento de la temperatura superficial del mar y la estratificación de la columna agua.

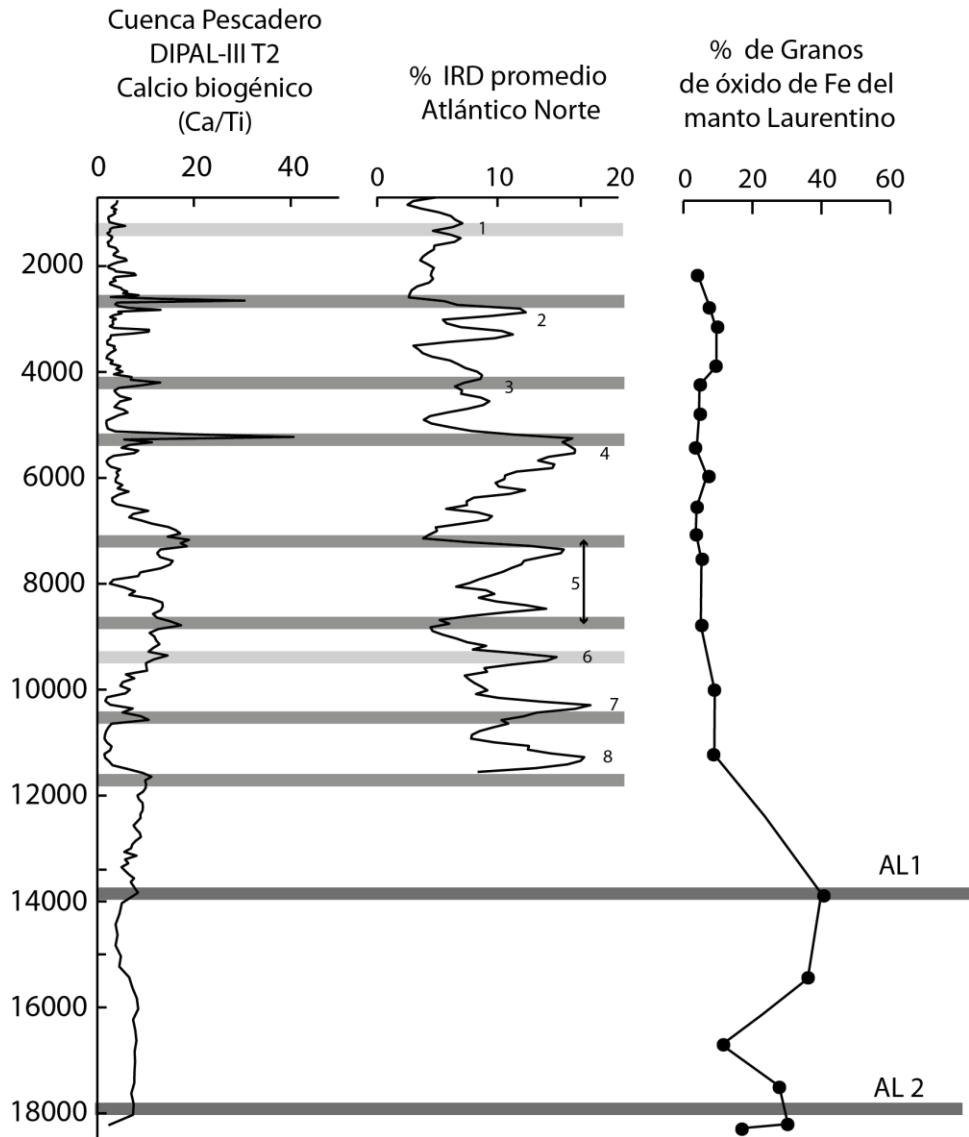


Fig. 20. Comparación del registro de calcio biogénico (Ca/Ti) en el núcleo DIPAL-III T2 de la cuenca Pescadero y los Detritos Transportados por Icebergs (IRD, siglas en inglés) en el Atlántico Norte (Bond et al., 2001; Darby et al., 2002).

8. CONCLUSIONES

1. Se sugiere que la disponibilidad de humedad y la precipitación pluvial en la región oriental de la Cuenca Pescadero está controlada por la posición promedio de la ZCIT y las Temperaturas Superficiales del Mar. En los periodos estadiales Heinrich Estadial 1 y Younger Dryas un debilitamiento conjunto del Centro de Alta Presión Subtropical, permitieron una mayor incursión de masas de aire y agua cálidas en el golfo de California, con lo cual probablemente se mantuvo la precipitación pluvial en la región. Durante los interestadiales Bølling Allerød y Holoceno, el control de la precipitación pluvial fue ejercido por la posición promedio de la ZCIT. En el Holoceno medio, el inicio de la circulación de Monzón mantuvo la humedad de la zona.
2. Los indicadores geoquímicos analizados en la secuencia sedimentaria del núcleo T2, mostraron 4 intervalos de cambios climáticos y oceanográficos importantes:

En el intervalo A (18.2 y 11.6 ka cal AP), se presenta una importante incursión de aguas tropicales dentro del golfo con lo cual se incrementó la precipitación pluvial en la región. El aporte eólico fue ligeramente alto, indicando surgencias activas que sustentaron la productividad primaria. Dentro de este intervalo, se identifica el evento denominado Bølling Allerød (15-13.4 ka cal AP), el cual presenta condiciones de baja oxigenación de las aguas de fondo asociadas a modificaciones en el Agua Intermedia del Pacífico y la productividad.

El intervalo B (11.6-8.2 ka cal AP) muestra una disminución en la entrada de terrígenos vía fluvial por la reducción de la precipitación pluvial, lo cual se asocia al desplazamiento hacia el sur de la ZCIT y el descenso de la temperatura superficial del mar dentro del golfo. La disminución del aporte eólico y la productividad de surgencias se asocian con una disminución de los vientos del noroeste, producto de la migración y/o debilitamiento del Centro de Alta Presión Subtropical en respuesta al aumento de la insolación. Además, los bajos niveles de oxígeno y la aparición de sedimentos laminados se relacionan con las modificaciones en el contenido de oxígeno en las regiones donde ocurre la formación de las aguas intermedias.

En el intervalo C (8.2-2.2 ka cal AP) el aporte terrígeno fluvial se mantiene sin muchas fluctuaciones a pesar de la migración al sur de la ZCIT, esto debido posiblemente al inicio de la circulación de Monzón actual, con la cual la humedad se incrementó en el golfo de California aunque se restringió a la estación de verano, hecho que se refleja en el cambio de estructuras sedimentarias. De igual forma, los vientos del noroeste se vieron fortalecidos propiciando un aumento en la productividad de surgencias y la disminución de la productividad calcárea. Finalmente, el aumento de la productividad en la cuenca favoreció la intensificación de la zona del mínimo de oxígeno y ayudó a la preservación de los sedimentos laminados.

El intervalo D (2.2-0.75 ka cal AP) sugiere una nueva reorganización de las estructuras atmosféricas y oceánicas que controlaron la climatología en el golfo de California. La disminución del aporte terrígeno fluvial y el calcio biogénico sugieren una menor influencia de aguas tropicales y la migración al sur de la ZCIT. Además, los vientos del noroeste continuaron incrementándose y en consecuencia, el aporte eólico y la productividad relacionada a las surgencias aumentaron.

3. El análisis espectral del registro de Ca biogénico muestra ciclicidades alrededor de 1-2 ka, las cuales coinciden con los eventos de descargas masivas de detritos en el Atlántico Norte relacionadas a periodos de baja temperatura y mínimos de actividad solar.

BIBLIOGRAFÍA

Álvarez. (1961). Provincias fisiográficas de la República Mexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 24, 5-20.

Álvarez-Borrego, S., & Lara-Lara, J. R. (1991). The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. (J. P. Dauphin, & B. R. Simoneit, Eds.) *The Gulf and Peninsula, Province of the Californias*, American Association of Petroleum Geologists (Memoir 47), 555-567.

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.

Baba, J., Peterson, C. D., & Schrader, H. J. (1991). Modern fine-grained sediments in the Gulf of California. (J. P. Dauphin, & B. R. Simoneit, Eds.) *The Gulf and Peninsula, Province of the Californias*, American Association of Petroleum Geologists (Memoir 47), 569-587.

Badan-Dangon, A., Dorman, C. E., Merrifield, M. A., & Winant, C. D. (1991). The Lower Atmosphere Over the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 96 (C9), 16877-16896.

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.

Barron, J. A., Bukry, D., & Dean, W. E. (2005). Paleoceanographic history of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15,000 years based on diatoms, silicoflagellates, and biogenic sediments. *Marine Micropaleontology*, 56, 81-102.

Barron, J. A., Metcalfe, S. E., & Addison, J. A. (2012). Response of the North American monsoon to regional changes in ocean surface temperature. *Paleoceanography*, 27, 1-17.

Baumgartner, T., Ferreira-Bartrina, V., & Moreno-Hentz, P. (1991). Varve Formation in the Central Gulf of California: A Reconsideration of the Origin of the Dark Laminae from the 20th Century Varve Record. In J. Dauphin, & B. Simoneit (Eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias, Memoir* (Vol. 47, pp. 617-635).

Berberly, E. H. (2001). Mesoscale Moisture Analysis of the North American Monsoon. *Journal of Climate*, 14, 121-137.

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 Alzina, R. (2004). *Método de la Investigación Educativa*. Madrid: La Muralla.

Bjørck, S., Walker, M. J., Cwynar, L. C., Johnsen, S., Knudsen, K.-L., Lowe, J. J., et al. (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., et al. (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., et al. (1999). The North Atlantic's 1-2 kyr Climate Rhythm: Relation to Heinrich Events, Dansgaard-Oeschger Cycles and Little Ice Age. In *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales. Geophysical Monograph 112* (pp. 35-58). Washington D.C.: American Geophysical Union.

Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M., Showers, W., et al. (2001). Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science* , 294, 2130-2136.

Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., et al. (1997). A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science* , 278, 1257-1266.

Bordoni, S., & Stevens, B. (2006). Principal component analysis of the summertime wind over the Gulf of California: a gulf surge index. *Monthly Weather Review* , 134, 3395-3414.

Bordoni, S., Ciesielski, P. E., Johnson, R. H., McNoldy, B. D., & Stevens, B. (2004). The low-level circulation of the North American Monsoon as revealed by QuikSCAT. *Geophysical Research Letters* , 31, 1-4.

Bowen, D. Q. (2009). Pleistocene Climates. In V. Gornitz, & V. Gornitz (Ed.), *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments* (pp. 798-894). Dordrecht: Springer.

Bruland, K. W. (2006). A review of the chemistry of redox sensitive elements within suboxic zones of oxygen minimum regions. 1-11.

Bryan, S. E., Ferrari, L., Reiners, P. W., Allen, C. M., Petrone, C. M., Ramos-Rosique, A., et al. (2008). New Insights into Crustal Contributions to Large-volume Rhyolite Generation in the Mid-Tertiary Sierra Madre Occidental Province, Mexico, Revealed by U-Pb Geochronology. *Journal of Petrology* , 49 (1), 47-77.

Burdige, D. J. (2006). *Geochemistry of Marine Sediments*. Princeton: Princeton University Press.

Byrne, J. V., & Emery, K. (1960). Sediments of the Gulf of California. *Bulletin of Geological Society of America* , 71, 963-1010.

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.

- Canfield, D. E., & Berner, R. A. (1986). Dissolution and pyritization of magnetite in anoxic marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, 645-659.
- Carlson, A. E. (2010). What Caused the Younger Dryas Cold Event? *The Geological Society of America*, 38, 383-384.
- Carriquiry, J. D., Sánchez, A., & Camacho-Ibar, V. F. (2001). Sedimentation in the northern Gulf of California after the cessation of the Colorado River discharge. *Sedimentary Geology*, 144, 37-62.
- Carta Geológica 1:2,000,000. (2007). Servicio Geológico Mexicano.
- Chen, J., Chen, Y., Liu, L., Ji, J., Balsam, W., Sun, Y., et al. (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.
- Chiang, J. C., Kushnir, Y., & Zebiak, S. E. (2000). Interdecadal changes in eastern Pacific ITCZ variability and its influence on the Atlantic ITCZ. *Geophysical Research Letters*, 27 (22), 3687-3690.
- COHMAP-Members. (1988). Climatic Changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. *Science*, 241, 1043-1052.
- CONAGUA. (2010). *Estadísticas del Agua en México, edición 2010*. (S. d. Naturales, Ed.) México.
- Cook, M. S., Keiwing, L. D., & Sancetta, C. (2005). The deglacial history of surface and intermediate water of the Bering Sea. *Deep-Sea Research II*, 52, 2163-2173.
- Darby, D. A., Bischof, J. F., Spielhagen, R. F., Marshall, S. A., & Herman, S. W. (2002). Arctic ice export events and their potential impact on global climate during the late Pleistocene. *Paleoceanography*, 17 (2), 15-1-15-17.
- 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.

- Debret, M., Bout-Roumazielles, V., Grousset, F., Desmet, M., McManus, J. F., Massei, N., y otros. (2007). The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North Atlantic Records. *Clim. Past*, 3, 569-575.
- Douglas, M., Maddox, R., Kenneth, H., & Reyes, S. (1993). The Mexican Monsoon. *Journal of Climate*, 6, 1665-1677.
- Douglas, R., González-Yajimovich, O., Ledesma-Vazquez, J., & Staines-Urias, F. (2007). Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California. *Quaternary Science Reviews*, 26, 115-129.
- Dymond, J., Suess, E., & Lyle, M. (1992). Barium in Deep Sea Sediment: A Geochemical Proxy for Paleoproductivity. *Paleoceanography*, 7 (2), 163-181.
- Eisenman, I., & Huybers, P. (2006). Integrated Summer Insolation Calculations. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology.
- Emerson, S. R., & Husted, 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.
- Fairbridge, R. W. (2009). Hypsithermal. In V. Gornitz, *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments* (pp. 451-453). Dordrecht: Springer.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., & Bryan, S. (2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución del margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LVII (3), 343-378.
- Fletcher, W. J., & Sánchez Goñi, M. F. (2008). Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr. *Quaternary Research*, 70, 451-464.
- Garming, J. F. (2006). Diagenetic imprints on magnetic mineral assemblages in marine sediments. *PhD thesis*, Bremen University. 118 págs.
- González-Muñoz, M. T., Fernández-Luque, B., Martínez-Ruiz, F., Chekroun, K. B., Arias, J. M., Rodríguez-Gallego, M., et al. (2003). Precipitation of Barite by *Myxococcus xanthus*: Possible Implications for the Biogeochemical Cycle of Barium. *Applied and Environmental Microbiology*, 69 (9), 5722-5725.
- González-Yajimovich, O., Douglas, R. G., & Gorsline, D. S. (2005). The preserved carbonate record in Holocene sediments of the Alfonso and Pescadero basins, Gulf of California, Mexico. *Proceedings of the Geologists' Association*, 116, 315-330.
- Hammer, Ø., Harper, D. A., & Ryan, P. D. (2001). PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Paleontologia Electronica*, 4 (1), 1-9.
- Hanchar, J. M., & Watson, E. B. (2003). Zircon Saturation Thermometry. 89-112.

- Harada, N., Sato, M., Seki, O., Timmermann, A., Moossen, H., Bendle, J., et al. (2012). Sea surface temperature changes in the Okhotsk Sea and adjacent North Pacific during the last glacial maximum and deglaciation. *Deep-Sea Research II*, 61-64, 93-105.
- 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.
- Hefferan, K., & O'Brien, J. (2010). *Earth Materials*. Chichester: Wiley-Blackwell.
- 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.
- Hendy, I. L., & Kennett, J. P. (2003). Tropical forcing of North Pacific intermediate water distribution during Late Quaternary rapid climate change? *Quaternary Science Reviews*, 22, 673-689.
- Henry, C. D., & Aranda-Gomez, J. J. (2000). Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics*, 318, 1-26.
- Hoek, W. Z. (2009). Bølling Allerød Interstadial. In V. Gornitz, *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments* (pp. 100-103). Dordrecht: Springer.
- Hughen, K. A., Baillie, M. G., Bard, E., Beck, J. W., Bertrand, J. C., Blackwell, P. G., et al. (2004). Marine04 Marine radiocarbon age calibration cal kyr BP. *Radiocarbon*, 46 (3), 1059-1086.
- Israde Alcántara, I., L. Bischoff, J., Domínguez-Vázquez, G., Hong-Chun, L., DeCarli, P. S., Bunch, T. E., et al. (2012). Evidence from central Mexico supporting the Younger Dryas extraterrestrial impact hypothesis. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 1-10.
- Jaccard, S. L., & Galbraith, E. D. (2012). Large climate-driven changes of oceanic oxygen concentrations during the last deglaciation. *Nature Geosciences*, 5, 151-156.
- Karstensen, J., Stramma, L., & Visbeck, M. (2008). Oxygen minimum zones in the eastern tropical Atlantic and Pacific oceans. *Progress in Oceanography*, 77, 331-350.
- Keiwing, L., & Jones, G. (1990). Deglacial Climatic Oscillations in the Gul of California. *Paleoceanography*, 5 (6), 1009-1023.
- Kemp, A. E. (1996). Laminated sediments as palaeo-indicators. In A. E. Kemp (Ed.), *Palaeoclimatology and Palaeoceanography from Laminated Sediments* (Vol. 116, pp. vii-xii). Geological Society Special Publication.
- 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. In H. F. Díaz, & R. S. Bradley (Eds.), *The Hadley circulation: present, past and future* (Vol. 21, pp. 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.
- Lavín, M. F., & Marinone, S. G. (2003). An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. In O. U. Velasco Fuentes (Ed.), *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics* (pp. 173-204). Netherlands: Kluwer Academic Publishers.
- Lavín, M., Beier, E., & Badan, M. (1997). Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual. In M. Lavín (Ed.), *Contribuciones a la Oceanografía Física en México. Monografía No. 3*. (pp. 141-172). Ensenada: Union Geofísica Mexicana.
- Lavín, M., Castro, R., Beier, E., Godínez, V. M., Amador, A., & Guest, P. (2009). SST, thermohaline structure, and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon Experiment. *Journal of Geophysical Research*, *114*, 1-22.
- Lea, D. W., Pak, D. K., Peterson, L. C., & Hughen, K. A. (2003). Synchronicity of Tropical and High-Latitude Atlantic Temperatures over the Last Glacial Termination. *Science*, *301*, 1361-1364.
- 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.
- Legrande, A. N. (2009). The 8,200-Year BP Event. In V. Gornitz, *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments* (pp. 938-943). Dordrecht: Springer.
- Leslie, B. W., Lund, S. P., & Hammond, D. E. (1990). Rock Magnetic Evidence for the Dissolution and Authigenic Growth of Magnetic Minerals Within Anoxic Marine Sediments. *Journal of Geophysical Research*, *95* (B4), 4437-4452.
- Libes, S. M. (2009). *Introduction to Marine Biogeochemistry* (Segunda ed.). Burlington: Elsevier.
- Liu, J., Zhu, R., Roberts, A. P., Li, S., & Chang, J.-H. (2004). High-resolution analysis of early diagenetic effects on magnetic minerals in post-middle-Holocene continental shelf sediments from the Korea Strait. *Journal of Geophysical Research*, *109*, 1-15.
- Liu, Z., Otto-Bliesner, B., He, F., Brady, E., Tomas, R., Clark, P., et al. (2009). Transient Simulation of Last Deglaciation with a New Mechanism for Bølling-Allerød Warming. *Science*, *325*, 310-314.
- Lomb, N. (1976). Least-Squares frequency analysis of unequally spaced data. *Astrophysics and Space Science*, *39*, 447-462.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics* (Segunda ed.). NY: Cambridge University Press.
- Lyle, M., Heusser, L., Ravelo, C., Dyke, A., Olivarez Lyle, A., & Dittenbach, N. (2010). Pleistocene water cycle and eastern boundary current processes along the California continental margin. *Paleoceanography*, *25*, 1-19.

Lyle, M., Heusser, L., Ravelo, C., Yamamoto, M., Barron, J., Diffenbaugh, N. S., et al. (2012). Out of the Tropics: The Pacific, Great Basin Lakes, and Late Pleistocene Water Cycle in the Western United States. *Science*, 337, 1629-1633.

Marinone, S., & Lavín, M. (1997). Mareas y corrientes residuales en el Golfo de California. In M. Lavín (Ed.), *Contribuciones a la Oceanografía Física de México. Monografía No. 3.* (pp. 113-140). Ensenada: Unión Geofísica Mexicana.

Martínez, J., & Allen, J. (2004). A Modeling Study of Coastal-Trapped Wave Propagation in the Gulf of California. Part I: Response to Remote Forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 34, 1313-1331.

Mason, B., & Moore, C. B. (1982). *Principles of geochemistry*. Toronto: John Wiley & Sons, Inc.

McClymont, E. L., Ganeshram, R. S., Pichevin, L. E., Talbot, H. M., van Dongen, B. E., Thunell, R. C., et al. (2012). Sea-surface temperature records of Termination 1 in the Gulf of California: Challenges for seasonal and interannual analogues of tropical Pacific climate change. *Paleoceanography*, 27, 1-15.

McManus, J., Berelson, W., Klinkhammer, G. P., Johnson, K. S., Coale, K. H., Anderson, R. F., et al. (1998). Geochemistry of barium in marine sediments: Implications for its use as a paleoproxy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62 (21/22), 3453-3473.

Metcalf, S. E., O'Hara, S. L., Caballero, M., & Davies, S. J. (2000). Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico - a review. *Quaternary Science Reviews*, 19, 699-721.

Milsom, J. (2003). *Field Geophysics* (Tercera ed.). Chichester: John Wiley & Sons Ltd.

Minze, S., & Reimer, P. J. (1993). Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program. *Radiocarbon*, 35 (1), 215-230.

Mitchell, D. L., Ivanova, D., Rabin, R., Brown, T. J., & Redmond, K. (2002). Gulf of California Sea Surface Temperatures and the North American Monsoon: Mechanistic Implications from Observations. *Journal of Climate*, 15 (17), 2261-2281.

Morford, J. L., & Emerson, S. (1999). The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63 (11/12), 1735-1750.

Murray, R., & Leinen, M. (1996). Scavenged excess aluminum and its relationship to bulk titanium in biogenic sediment from the central equatorial Pacific Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 (20), 3869-3878.

Nickling, W. G., & McKenna Neuman, C. (2009). Aeolian Sediment Transport. In A. J. Parsons, & A. D. Abrahams (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments* (Segunda ed., pp. 517-555). Springer Link.

Ortega-Gutiérrez, F. M.-S.-Á.-Q.-G.-S.-Z. (1991). Geologic Provinces of México; a new proposal and bases for their modern definition. In R. Rubinovich-Kogan (Ed.), *Convención sobre la Evolución Geológica de México: Memoria* (pp. 143-144). México: Instituto de Geología.

Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L., Alaniz-Álvarez, S., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J. J., Nieto-Samaniego, A., et al. (1991). Geologic Provinces of México; a new proposal and bases

for their modern definition. In R. Rubinovich-Kogan (Ed.), *Convención sobre la Evolución Geológica de México: Memoria* (pp. 143-144). México: UNAM, Instituto de Geología.

Parés-Sierra, A., Mascarenhas, A., Marinone, S., & Castro, R. (2003). Temporal and spatial variation of the surface winds in the Gulf of California. *Geophysical Research Letters*, 30 (6), 45-1-45-4.

Paulmier, A., & Ruiz-Pino, D. (2009). Oxygen minimum zones (OMZs) in the modern ocean. *Progress in Oceanography*, 80, 113-128.

Pérez-Cruz, L. (2006). Climate and ocean variability during the middle and late Holocene recorded in laminated sediments from Alfonso Basin, Gulf of California, Mexico. *Quaternary Research*, 65, 401-410.

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., & 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.

Peteet, D. M. (2009). Younger Dryas. In V. Gornitz, *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments* (pp. 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.

Pfeifer, K., Kasten, S., Hensen, C., & Schulz, H. D. (2001). Reconstruction of primary productivity from the barium contents in surface sediments of the South Atlantic Ocean. *Marine Geology*, 177, 13-24.

Pride, C., Thunell, R., Sigman, D., Keiwing, L., & Altabet, M. (1999). Nitrogen isotopic variations in the Gulf of California since the last deglaciation: Response to global climate change. *Paleoceanography*, 14 (3), 397-409.

Rahmstorf, S. (2002). Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 419, 207-214.

Reitz, A., Pfeifer, K., de Lange, G., & Klump, J. (2004). Biogenic barium and the detrital Ba/Al ratio: a comparison of their direct and indirect determination. *Marine Geology*, 204, 289-300.

Rothwell, R. G. (1989). *Minerals and mineraloids in marine sediments: an optical identification guide*. London: Elsevier Applied Science.

Roy, P. D., Caballero, M., Lozano, R., Ortega, B., Lozano, S., Pi, T., et al. (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., Quiróz-Jiménez, J. D., Pérez-Cruz, L. L., Lozano-García, S., Metcalfe, S. E., Lozano-Santacruz, R., et al. (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.

- 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., et al. (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.
- Sancetta, C. (1995). Diatoms in the Gulf of California: Seasonal flux patterns and the sediment record for the last 15,000 years. *Paleoceanography*, *10* (1), 67-84.
- Schulz, M., & Mudelsee, M. (2002). REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences*, *28*, 421-426.
- Schulz, M., & Stattgeger, K. (1997). Spectrum: Spectral Analysis of unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences*, *23* (9), 929-945.
- Servicio Geológico Mexicano, S. (2007). Texto Explicativo de la Carta Geológica de México. Escala 1:2,000,000. México.
- Skrabal, S. A., & Terry, C. M. (2002). Distributions of dissolved titanium in porewaters of estuarine and coastal marine sediments. *Marine Chemistry*, *77*, 109-122.
- 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.
- Stroobants, N., Dehairs, F., Goeyens, L., Vanderheijden, N., & Van Grieken, R. (1991). Barite formation in the Southern Ocean water column. *Marine Chemistry*, *35*, 411-421.
- Stuiver, M., Pearson, G. W., & Braziunas, T. (1986). Radiocarbon age calibration of marine samples back to 9000 cal yr BP. *Radiocarbon*, *28* (2b), 980-1021.
- Sverdrup, K. A., Duxbury, A. C., & Duxbury, A. B. (2005). *An Introduction to The World's Oceans* (Octava ed.). New York: McGraw Hill.
- Takahashi, K., Ravelo, A. C., & Álvarez Zarikian, C. A. (2011). *Methods. Expedition 323 Scientists*. Tokyo: Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program.
- Toma, V. E. (2008). Oscillations of the InterTropical Convergence Zone and the Genesis of Easterly Waves. *PhD Thesis*, Georgia Institute of Technology. 119 págs.
- Uriarte, A. (2011). *Historia del Clima de la Tierra*. Vitoria-Gasteiz: Gobierno Vasco.
- van den Berg, C. M., Boussemart, M., Yokoi, K., Prartono, T., & Campos, M. L. (1994). Speciation of aluminium, chromium and titanium in the NW Mediterranean. *Marine Chemistry*, *45*, 267-282.
- Vasallo, L. F. (1995). Depósitos de Fierro. In L. F. Vasallo, *Yacimientos Minerales Metálicos* (Tercera ed., pp. 15-22). Facultad de Minas, Metalurgia y Geología de la Universidad de Guanajuato.

Wanner, H., & Bütikofer, S. (2008). Holocene Bond Cycles: real or imaginary? *Geografie*, 113, 338-350.

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.

Yan, Y. Y. (2004). Intertropical Convergence Zone (ITCZ). In J. E. Oliver (Ed.), *Encyclopedia of World Climatology* (pp. 429-432). Dordrecht: Springer.

Zamudio, L., Hurlburt, H. E., & Metzger, E. J. (2002). On the evolution of coastally trapped waves generated by Hurricane Juliette along the Mexican West Coast. *Geophysical Research Letters*, 29 (23), 56-1-56-4.

Zhang, W., Yu, L., & Hutchinson, S. (2001). Diagenesis of magnetic minerals in the intertidal sediments of the Yangtze Estuary, China, and its environmental significance. *The Science of the Total Environment*, 266, 169-175.

Zheng, Y., van Green, A., Anderson, R. F., Gardner, J. V., & Dean, W. E. (2000). Intensification of Northeast Pacific Oxygen Minimum Zone During the Bolling Allerod Warm Period. *Paleoceanography*, 15 (5), 528-536.