



Universidad Nacional Autónoma de México

Posgrado de Ciencias del Mar y Limnología

**Variabilidad climática de la región oriental de la Cuenca de Pescadero
durante los últimos 1450 años**

Tesis

Que para optar el grado académico de

Maestra en Ciencias

Geología marina

Presenta

Biól. Alejandra Tenorio Peña

Directora de tesis

Dra. Ligia Lucina Pérez Cruz

Instituto de Geofísica, UNAM

Comité tutorial

Dr. Priyadarsi Debajyoti Roy Instituto de Geología, UNAM

Dr. Oscar González Yajimovich Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California

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

Dra. Gloria Vilaclara Fatjó Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM

México, D.F., Diciembre 2013.



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

Quiero darle las gracias a mi directora de tesis la Dra. Ligia L. Pérez Cruz por brindarme su apoyo incondicional para poder finalizar esta tesis y por ser una gran guía en mi vida. Quizás no existan palabras para exactas para decirle lo mucho que la quiero y estoy muy feliz de que la vida me la haya puesto en mi camino.

También quiero agradecer a mis sinodales el Dr. Priyadarsi Debajyoti Roy, Dr. Oscar González Yajimovich, Dr. David Alberto Salas de León y la Dra. Gloria Vilaclara Fatjó ya que siempre me recibieron con mucho entusiasmo para aclarar y resolver mis dudas. Su paciencia y comentarios fueron piezas fundamentales para que este proyecto se concluyera satisfactoriamente.

Del mismo modo quiero agradecer al M. en C. Alejandro Rodríguez y el Dr. Jaime Urrutia por su apoyo y colaboración en este trabajo de tesis, así como, a todos mis compañeros del laboratorio, amigos y familia de corazón muchas gracias por su apoyo y amor; todo esto fue posible ya que siempre estuvieron conmigo brindándome su cariño, cada uno de ustedes son parte muy importante de mi vida.

Agradezco al CONACYT por la beca de maestría que me fue otorgada para la realización de esta tesis, así como, al proyecto de DGAPA-PAPIIT-IN101012. Asimismo al laboratorio de Paleomagnetismo y Paleoambientes del Instituto de Geofísica, UNAM, por brindarme un espacio para elaborar mi tesis de maestría y sobre todo a la Universidad Nacional Autónoma de México.

Contenido

Introducción	1
Objetivo general	3
Objetivos particulares	3
1. Área de estudio	4
1.1 Golfo de California	4
1.2 Climatología del Golfo de California	4
1.3 Variabilidad climática interanual e interdecadal en el Golfo de California	6
1.4 Productividad en el Golfo de California	7
1.5 Cuenca Pescadero	8
2. Geología del área de estudio.	11
3. Variabilidad climática de los últimos 1500 años	12
3.1 La Anomalía Climática del Medieval (ACM)	12
3.2 La Pequeña Edad de Hielo (PEH)	13
3.3 Variabilidad climática de los últimos 1500 años en el Golfo de California	15
4 Proxies geoquímicos	17
5. Materiales y métodos	24
5.1 Muestreo a bordo del buque oceanográfico	24
5.2 Descripción de la columna sedimentaria DIPAL III C-2	24
5.3 Corte y muestreo de la columna sedimentaria	25
5.4 Datación de ^{14}C y ^{210}Pb	25
5.5 Análisis de Fluorescencia de Rayos X	25
5.6 Análisis de Carbono Total (C_{TOT}), Carbono Inorgánico Total (CIT) y Carbono Orgánico Total (COT)	26
5.7 Análisis estadístico	26
5.8 Análisis de series de tiempo	27
6 Resultados	29
6.1 Descripción de la secuencia sedimentaria DIPAL III C-2	29
6.2 Modelo de edad de la secuencia DIPAL III C-2	30
6.2.1 Estimación de la tasa de sedimentación con base en el método de datación de ^{210}Pb	30
6.2.2 Estimación de la tasa de sedimentación con el método radiométrico de ^{14}C	30
6.3 Análisis estadístico	31
6.4 Análisis de series de tiempo	33

7	Discusión	35
	7.1 <i>Proxy</i> de aporte de terrígenos vía fluvial	35
	7.2 <i>Proxy</i> de aporte de terrígenos vía eólica.....	36
	7.3 <i>Proxy</i> de productividad	36
	7.4 Primer escenario (~550 a ~950 A.D.)	37
	7.5 Segundo escenario (~950 a ~1600 A.D.).....	41
	7.6 Tercer escenario (~1600 a ~2003 A.D.).....	45
	7.7 Análisis de series de tiempo	48
	7.7 Conclusiones.....	49
	Referencias	51

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.	5.
Esquema del modo monzónico de invierno-primavera y el de verano-otoño en el Golfo de California. A=centro de alta presión y B= centro de baja presión, con los predominantes vientos; así como, las corrientes de oceánicas Corriente de California (CC), Corriente Norecuatorial (CNE), Contra Corriente Norecuatorial (CCNE), Corriente Surecuatorial (CSE), Corriente Costera de Costa Rica (CCCR) y Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) (Tomada de Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2009).	
Figura 2.	9.
Localización de la Cuenca Pescadero, Golfo de California y ubicación del núcleo DIPAL III C-2.	
Figura 3.	11.
Geología de las áreas continentales y peninsulares del área de estudio que determinan las características de los sedimentos de la Cuenca Pescadero. Se muestran los sitios de muestreo que se utilizaron para determinar la composición de los sedimentos marinos, las líneas indican los valores de la relación Q/F en las arcillas (Baba <i>et al.</i> , 1991a).	
Figura 4.	14.
Reconstrucción de las temperatura utilizando diferentes <i>proxies</i> (a) Estimación de la temperatura de la temperatura superficial de los últimos cinco siglos a partir de datos de núcleos de hielo. (b) Reconstrucción de temperatura a partir de datos obtenidos de <i>proxies</i> obtenidos en el continente en los trópicos para los últimos 1000 A.D. (c) Reconstrucción anual de temperatura para los últimos 1000 años en el Hemisferio Norte. La línea roja indica el registro instrumental (Jones y Mann, 2004).	
Figura 5.	16.
Reconstrucciones paleoceanográficas en el Golfo de California de los últimos 1500 años (a) Reconstrucción de la productividad primaria a partir de la concentración de sílice biogénico de los últimos 2000 años en Cuenca de Guaymas (Barron <i>et al.</i> , 2003), (b) Reconstrucción de la temperatura superficial del mar a partir de los isótopos de oxígeno en la Cuenca Alfonso de los últimos 300 años (Heguera <i>et al.</i> , 2003), (c) Reconstrucción de la temperatura superficial del océano a partir de isótopos de oxígeno en la Cuenca de Guaymas de los últimos 300 años (Goni, <i>et al.</i> , 2006) y (d) Reconstrucción de la precipitación a partir de la concentración de Ti en la Cuenca de Guaymas de los últimos 180 años (Dean <i>et al.</i> , 2004).	
Figura 6.	28.
Cuadro sinóptico de los procesos que se llevaron a cabo para el estudio de la columna sedimentaria DIPAL-III C-2 en esta investigación.	
Figura 7.	29.
Esquema de la secuencia sedimentaria DIPAL III C-2.	
Figura 8.	32.
Modelos de regresión lineal entre las concentraciones de Ti% vs. Ca%.	
Figura 9.	32.
Modelos de regresión lineal entre las concentraciones de la relación Ti vs. Zr/Ti%.	
Figura 10.	33.
Modelo de regresión lineal entre las concentraciones de la relación CIT% vs. Ca% y CIT% vs. Fe%.	
Figura 11.	34.
Concentraciones en porcentaje de Si, Fe, K, Ti, Ca, la relación Zr/Ti, COT y CIT edad de la secuencia en A.D.	
Figura 12.	40.
Profundidad de la secuencia sedimentaria DIPAL III C-2, edad en A.D. y, las concentraciones en porcentaje de Ti, de la relación Zr/Ti, COT, la estimación de las condiciones de humedad y sequía en la edad en años A.D. registrada en la Laguna de Punta, utilizando el $\delta^{18}O$ en ostrácodos (Curtis <i>et al.</i> , 1996) y la concentración de sílice biogénico y la tasa de producción de radiocarbono $\Delta^{14}C$ (Barron <i>et al.</i> , 2003) a lo largo de ésta Las líneas punteadas indican el valor promedio.	
Figura 13.	44.
Profundidad de la secuencia sedimentaria DIPAL III C-2, edad en A.D. y, las concentraciones en porcentaje de Ti, de la relación Zr/Ti, COT, la abundancia relativa del foraminífero <i>G. sacculifer</i> y la tasa de producción de radiocarbono $\Delta^{14}C$. (Poore <i>et al.</i> , 2004) Las líneas punteadas indican el valor promedio.	

Figura 14..... 47.

Profundidad de la secuencia sedimentaria DIPAL III C-2, edad en A.D. y, las concentraciones en porcentaje de Ti, de la relación Zr/Ti, COT y las reconstrucciones de la temperatura superficial del mar de las cuencas Pigmy, Fisk y Garrison (Richey *et al.*, 2009). Las líneas punteadas indican el valor promedio.

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.	11.
Litología de los ríos en el Golfo de California (Modificada de Baba <i>et al.</i> , 1991a).	
Tabla 2.	30.
Exceso de ²¹⁰ Pb de los primeros 4 centímetros de la secuencia de sedimentos del núcleo DIPAL III C-2 mostrando la edad aproximada (datos utilizados en el cálculo de la tasa de sedimentación proporcionados por el laboratorio de Microanalytic).	
Tabla 3.	30.
Estimaciones de edades basadas en el método ¹⁴ C AMS del núcleo DIPAL III C-2. Las edades corresponden años cal. A.D.	
Tabla 4.	31.
Estadística descriptiva de elementos mayores y traza (n=61) del núcleo DIPAL III C-2.	
Tabla 5.	31.
Matriz de correlación (Spearman) de elementos con una p<0.05. Los valores que se encuentran en color azul indican una relación baja pero significativa, (0.4-0.5); en verde, moderada (0.6-0.75), y en rojo una correlación fuerte (>0.75).	
Tabla 6.	33.
Períodos encontrados en las series de las concentraciones elementales, del COT y de la relación Zr/Ti. Los colores indican las periodicidades repetidas en más de una ocasión.	

Resumen

Se presentan los resultados del estudio de la secuencia de sedimentos marinos DIPAL III C-2 de 30.5 cm de longitud, colectada a una profundidad de 577 m en la región suroriental del Golfo de California (GC) en la Cuenca Pescadero. El propósito de este trabajo de investigación fue documentar la variabilidad climática del área de estudio en una escala multidecadal, con base en la caracterización geoquímica de los sedimentos durante los últimos 1450 años dentro de un marco cronológico que comprende de ~550 a ~2003 A.D. El Ti, Fe, Si, K y Ca se utilizan como *proxies* de aporte de terrígenos vía fluvial, al COT y la relación Zr/Ti como *proxies* de productividad y de aporte de terrígenos vía eólica, respectivamente.

A partir de las fluctuaciones de los *proxies* geoquímicos se sugieren tres escenarios climáticos principales en la secuencia sedimentaria, y algunos eventos de menor escala temporal.

Para el primer escenario, que abarca de ~550 a ~950 A.D., los *proxies* indican condiciones relativamente secas, con un incremento de terrígenos vía eólica y flujo de materia orgánica, sugiriendo que prevalecieron condiciones análogas a las que actualmente ocurren durante el modo de invierno-primavera en el GC. Al final de este escenario, de ~900 a ~950 A.D., se presenta un evento de aridez conspicuo, éste se ha reconocido en otras regiones de México y América del Sur. En particular, este intervalo coincide con el declive de la civilización Maya.

En el segundo escenario, que comprende de ~950 a ~1600 A.D., se proponen condiciones de mayor aporte de terrígenos vía fluvial, disminución en de terrígenos vía eólica y flujo de materia orgánica comparadas con el escenario anterior, por lo que se infiere que prevalecieron condiciones análogas a las que ocurren actualmente durante el modo de verano-otoño en el GC. Al final de este escenario se presenta un evento de sequía entre ~1500 y ~1600 A.D., este evento es más intenso comparado con el documentado en el primer escenario. Cabe resaltar que coincide con el comienzo de la Pequeña Edad de Hielo.

El tercer escenario abarca de ~1600 a ~2003 A.D., los *proxies* indican condiciones de mayor aporte de terrígenos vía fluvial y flujo de materia orgánica proveniente del continente. Asimismo, se presenta una reducción en el aporte de terrígenos vía eólica. En términos generales, se sugiere las mismas condiciones climáticas que el segundo escenario; sin embargo, se propone que durante este periodo las condiciones de precipitación fueron aún más significativas, debido probablemente a condiciones locales (p. ej., tormentas tropicales, huracanes, etc.).

El análisis espectral realizado con la series de tiempo de COT, la relación Zr/Ti, elementos mayores y traza define períodos relacionados con la actividad solar, así como, períodos relacionados con los cambios en la precipitación y con ciclos de productividad/disolución de carbonatos reportados para el GC.

Introducción

El conocimiento sobre la variabilidad climática de los últimos 1500 años se ha obtenido mediante el análisis de registros naturales, que son la fuente principal de información sobre los cambios climáticos. Lo anterior se ha integrado con datos obtenidos a partir de documentación histórica, permitiendo comprender mejor cómo operan los mecanismos de forzamiento climático y cómo ha sido su evolución, con la finalidad de crear modelos climáticos predictivos más confiables (Pérez-Cruz y Herguera, 2011).

Los sedimentos marinos son excelentes registros naturales del clima. En particular, el Golfo de California posee sedimentos laminados que registran la variabilidad climática y oceánica en diferentes resoluciones temporales (milenarios, centenaria, decadal, anual, etc., Pérez-Cruz y Herguera, 2011).

Desde la segunda mitad del siglo XX se han llevado a cabo diversos trabajos de reconstrucciones paleoclimáticas y paleoceanográficas utilizando diferentes *proxies*; un *proxy* se define como un indicador indirecto (extraído de un archivo o registro paleoambiental) cuantificable que -por su naturaleza física, química o biológica- está relacionado con diferentes variables paleoclimáticas y sus oscilaciones reflejan los cambios temporales acontecidos en dichas variables a través del tiempo (Álvarez- Gómez, 2007). Entre los *proxies* más empleados están los elementos mayores y traza, carbono orgánico total, alquenonas, isótopos de oxígeno y nitrógeno, susceptibilidad magnética, diatomeas, silicoflagelados, foraminíferos, etc. (Schrader y Baumgartner, 1983; Barron y Bukry, 2003; Valdés, 2004; González-Yajimovich *et al.*, 2005; Barron y Bukry, 2007).

El interés de realizar estudios paleoceanográficos en latitudes tropicales y subtropicales se han incrementado en los últimos años, debido al papel tan importante que desempeñan estas regiones dentro del sistema climático (Pérez-Cruz, 2013). A partir del estudio de diversos registros se ha concluido, que es evidente algunas civilizaciones fueron afectadas por cambios en el clima. Actualmente dentro de estas regiones habita aproximadamente tres cuartas partes de la población mundial. Por tal motivo es importante entender cómo operan los mecanismos de forzamiento climático y como ha su evolución.

Este trabajo de investigación se realizó en la Cuenca Pescadero, Golfo de California, ubicada dentro de la región subtropical. Debido a su posición geográfica, esta cuenca es un lugar idóneo, al presentar características importantes que la hacen de gran interés para realizar reconstrucciones oceanográficas y climáticas. Cabe resaltar que, a pesar de la interesante información que puede

recabarse en esta cuenca, los estudios paleoceanográficos de alta resolución de los últimos 1500 años son muy escasos; por tal motivo, es importante conocer cómo ha sido la dinámica oceanográfica y climática durante este período.

Esta investigación permite aportar información adicional sobre los trabajos previos en el Golfo de California de los últimos 1500 años (Dean *et al.*, 2004; Goni *et al.*, 2006). En el presente estudio se emplearon los *proxies* generados con las técnicas geoquímica, de fluorescencia de rayos X y el análisis de carbono. La primera técnica cuantifica las concentraciones de elementos mayores y traza, mientras que la segunda cuantifica la concentración de Carbono Total (CT) y Carbono Inorgánico Total (CIT) y a partir de estos datos se puede estimar la concentración de Carbono Orgánico Total (COT).

El análisis de elementos mayores y traza, así como el análisis de carbono, actualmente son muy utilizados en estudios paleoceanográficos como consecuencia del desarrollo de nuevas tecnologías que han permitido reducir el tiempo de obtención de información. Generalmente el análisis de estos *proxies* permiten evaluar los cambios de distintos parámetros, tales como: la precipitación, la productividad y las condiciones de oxigenación en el océano, etc. (Roy *et al.*, 2012; Pérez-Cruz, 2013; Roy *et al.*, 2013).

Objetivo general

Documentar la variabilidad climática de la región oriental de la Cuenca Pescadero en una escala multidecadal durante los últimos 1450 años.

Objetivos particulares

- Construir el modelo de edad de la secuencia de sedimentos laminados DIPAL III C-2, utilizando diferentes métodos radiométricos (^{210}Pb y ^{14}C).
- Reconocer los cambios en las condiciones hidrológicas en la región de estudio, durante los pasados 1450 años, a partir de la interpretación de *proxies* geoquímicos (elementos mayores y traza) en los sedimentos.
- Reconocer las fluctuaciones en la productividad, su relación con la dinámica oceánica y atmosférica a partir de la cuantificación de Carbono Orgánico Total (COT).
- Evidenciar eventos periódicos, mediante el análisis espectral de una serie temporal discreta construida con base en los datos de elementos mayores, traza y del COT.

1. Área de estudio

1.1 Golfo de California

El Golfo de California es un laboratorio natural que tiene la capacidad registrar la variabilidad climática a diferentes escalas temporales y espaciales (Espinosa-Carreón y Valdez-Holguín, 2007). Se localiza aproximadamente entre los 23° y 32° latitud norte y los 107° y 116° longitud oeste al noroeste de México en el límite de las placas tectónicas de Norte América y del Pacífico (Urrutia-Fucugauchi, 1995; Pérez- Cruz *et al.*, 2010).

Dentro del golfo se localizan una serie de cuencas escalonadas y fallas transformes, las cuales son responsables del movimiento de la Península de Baja California hacia el Noroeste (Nava-Sánchez, *et al.*, 2001). Ciertas cuencas del Golfo de California acumulan sedimentos laminados que permiten realizar estudios paleoceanográficos de alta resolución; algunas de estas son la Cuenca Alfonso, Cuenca de Guaymas, Cuenca Pescadero, etc. (Herguera *et al.*, 2003; Barron *et al.*, 2003; González-Yajimovich, 2004; Pérez-Cruz, 2006; Barron y Bukry, 2007 y Staines-Urías *et al.*, 2009).

1.2 Climatología del Golfo de California

La climatología del golfo está forzada esencialmente por la interacción con el Océano Pacífico Tropical Oriental, el calentamiento diferencial entre el océano y la tierra; así como, por la estacionalidad de la circulación atmosférica entre los trópicos y las latitudes medias (Douglas *et al.*, 2002; Douglas *et al.*, 2007). Como resultado de estas interacciones el Golfo de California tiene un clima tipo monzón, el cual se caracteriza por tener una gran variabilidad en el patrón de vientos, en la temperatura superficial del océano, en la precipitación y por presentar dos modos bien diferenciados de aridez y humedad (Adams y Comrie, 1997), los cuales han sido definidos como el modo de invierno-primavera y el modo de verano-otoño, respectivamente.

El primero modo comprende de noviembre a marzo y está influenciado principalmente por la migración estacional de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). La cual se localiza aproximadamente a 10° latitud norte, este movimiento propicia una intensificación de los vientos del noroeste, debido a esto existe un transporte de aguas superficiales fuera del golfo. Durante este período los vientos invernales que pasan sobre las regiones desérticas en el norte y en el este transportan una gran cantidad de polvo hacia la región sur. La intensificación de los vientos del NW promueven la mezcla en las capas superficiales y el transporte de Ekman en el margen oriental del golfo (la capa de mezcla en invierno es de 90 m en la región norte, 70 m en la región sur y 60 m en la

zona de las grandes islas) como resultado de esta intensificación la termoclina se debilita y prácticamente desaparece, a su vez esto promueve un incremento en la productividad primaria (Figura 1a).

En el modo de verano-otoño que abarca de abril hasta octubre, la ZCIT se ubica aproximadamente a 0° latitud norte; simultáneamente el centro de baja presión ciclónico del desierto de Sonora migra al norte del golfo y el centro de alta presión subtropical se ubica aproximadamente 35° latitud norte, ocasionando que predominen los vientos del sureste. Durante estos meses la insolación solar es mayor, lo cual provoca un incremento en la temperatura y como consecuencia de esto se presenta una mayor incursión de aguas tropicales dentro del golfo promoviendo que la columna de agua se estratifique (Bray y Robles, 1991; Makarov y Jiménez Illescas, 2003; Bordoni *et al.*, 2004; Dean *et al.*, 2004). En general, la termoclina se encuentra más profunda que durante el modo de invierno-primavera, esto propicia un retardo en la advección vertical de nutrientes hacia la superficie debido a que los sistemas de surgencias son débiles (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991) (Figura 1b). En este modo se presenta una mayor humedad y precipitación con respecto al modo de invierno-primavera. En la región sur del golfo la precipitación de verano representa el 70% de la precipitación anual (Douglas *et al.*, 1993; Douglas *et al.*, 2007).

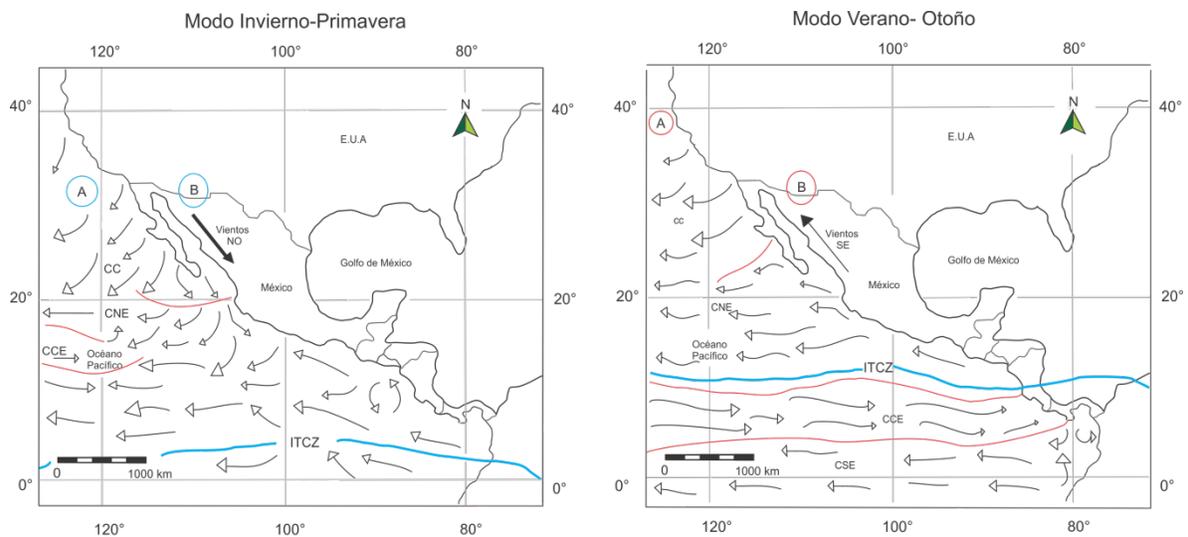


Figura 1. Esquema del modo monzónico de invierno-primavera y el de verano-otoño en el Golfo de California. A=centro de alta presión y B= centro de baja presión, con los predominantes vientos; así como, las corrientes de oceánicas Corriente de California (CC), Corriente Norecuatorial (CNE), Contra Corriente Norecuatorial (CCNE), Corriente Surecuatorial (CSE), Corriente Costera de Costa Rica (CCCR) y Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) (Tomada de Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2009).

1.3 Variabilidad climática interanual e interdecadal en el Golfo de California.

En el Golfo de California se han reconocido dos oscilaciones que modifican los patrones climáticos anuales, la primera es El Niño Oscilación del Sur (ENSO por sus siglas en inglés) tiene una escala interanual y la segunda posee una escala interdecadal y es denominada Oscilación Decadal del Pacífico (PDO por sus siglas en inglés). Ambas oscilaciones provocan cambios en las corrientes marinas, en la temperatura superficial del océano, en las presiones atmosféricas y en la precipitación.

El ENSO es resultado de la combinación de efectos atmosféricos y oceánicos, esta oscilación tiene dos fases una cálida (El Niño) y, una fría (La Niña), ambas fases pueden durar entre 9 a 12 meses. El Niño inicia en el Océano Pacífico Tropical cerca de Australia e Indonesia, durante el invierno el centro de alta presión que se desplaza a lo largo de la costa de América del Sur, se debilita reduciendo la diferencia de presiones entre la zona de alta y baja presión en regiones de la celda de circulación de Walker causando que los vientos alisios del sureste se debiliten. A su vez las aguas superficiales se calientan, lo cual provoca una mayor estratificación y debido al hundimiento de la termoclina se dificulta el ascenso de aguas subsuperficiales ricas en nutrientes, provocando que la productividad primaria disminuya (Glantz *et al.*, 2001; Oliver, 2005; Mann *et al.*, 2005).

En el Golfo de California se presenta una anomalía positiva de temperatura y una advección de las aguas superficiales tropicales (Agua Tropical Superficial). Estas aguas se extienden hasta la región central del golfo restringiendo la Corriente de California al norte y al oeste de la Península de Baja California (Trasviña *et al.*, 1999). Como consecuencia de esto la termoclina se profundiza y la productividad primaria disminuye, resultando en una menor disponibilidad de nutrientes en la zona fótica. Se ha observado que durante este período ocurre un debilitamiento de los vientos que comienza desde el principio de la primavera y continúa hasta el final del otoño (Valdez-Holguín y Lara-Lara 1987; Santamaría del Ángel y Álvarez-Borrego, 1994). También se presenta una mayor incidencia de tormentas y existe un aumento en la precipitación en términos generales (Robles y Marinone, 1987; Lavín *et al.*, 1997; Thunnel, 1998; Chávez *et al.*, 2002, Soto- Mardones *et al.*, 1999 en Pérez-Cruz *et al.*, 2009).

Durante la fase fría (La Niña) los vientos alisios se intensifican frente a las costas de Suramérica, las temperaturas superficiales del océano presentan una anomalía negativa particularmente sobre el centro y oriente del ecuador. Debido a que la temperatura superficial del océano es menor, la termoclina se encuentra a una menor profundidad incrementando la

disponibilidad de nutrientes en la zona eufótica, como resultado de esto se presenta un aumento en la productividad. Sin embargo, en el Golfo de California no se ha observado esta tendencia de incremento en la productividad primaria. Diversos autores han sugerido que durante La Niña el aumento de la productividad primaria está dada principalmente por los procesos locales como por ejemplo, mezcla por mareas, turbulencias, ondas internas y giros de mesoescala (Espinosa-Carreón *et al.*, 2004; Kahru *et al.*, 2004; Espinosa-Carreón y Valdez-Holguín, 2007; Espinosa-Carreón *et al.*, 2007).

Por otra parte, se ha observado que la PDO provoca cambios en la circulación oceánica y atmosférica en la cuenca del Pacífico y en el oeste de Norteamérica (Mantúa y Hare, 2002), este índice presenta una fase positiva (o cálida) y una fase negativa (o fría), las alteraciones climáticas más importantes suceden cuando la PDO y el ENSO están en fase. Durante la fase positiva (PDO), las anomalías de las temperaturas superficiales del mar se incrementan (TMS) en el Pacífico Norte y ocurre una intensificación de El Niño sobre el continente y en la frontera oriental del Pacífico Norte. Sin embargo, cuando se presenta la fase negativa ocurre una amplificación de La Niña (Zhang *et al.*, 1997; Pavía *et al.*, 2006).

1.4 Productividad en el Golfo de California

El Golfo de California se caracteriza por presentar una alta productividad primaria, en contraste con otros mares semicerrados como el Mar Mediterráneo y el Mar Rojo, debido a la alta disponibilidad de nutrientes en la zona fótica originada por diversos mecanismos como la circulación termohalina, la mezcla vertical y las surgencias. Sin embargo, estas condiciones varían a lo largo del golfo y entre estaciones climáticas (Espinosa-Carreón y Valdez-Holguín, 2007).

Se han observado anomalías positivas durante el modo de invierno-primavera y anomalías negativas durante el modo de verano-otoño; este patrón se presenta particularmente en la región este del golfo. Las surgencias en el lado oriental del golfo son de vital importancia, su magnitud está influenciada por la intensidad de los vientos dominantes en las diferentes estaciones del año, la profundidad de la zona y las heterogeneidades de las líneas de costa. La región de las grandes islas se caracteriza por presentar procesos de mezcla por mareas, las cuales producen movimientos en la vertical en la columna de agua de hasta 500 m, y ocurren principalmente durante el verano (Espinosa-Carreón y Valdez-Holguín, 2007).

1.5 Cuenca Pescadero

La Cuenca Pescadero se localiza en la parte sur del golfo entre los 24° 15' latitud norte y 109° 00' longitud oeste, posee una forma alargada con una extensión de 200 km de longitud y una profundidad máxima de ~2500 m. Esta cuenca presenta sedimentos laminados, los cuales son registros fieles de los cambios climáticos y oceanográficos. Debido a su ubicación esta en comunicación abierta con el Pacífico Ecuatorial y con las aguas del golfo registrando las variaciones estacionales y las condiciones climáticas del Pacífico Subtropical en una escala mayor (González-Yajimovich, 2004; González-Yajimovich *et al.*, 2005).

Con base en la batimetría del golfo se clasificaron cinco grandes zonas; estas son la zona de la boca, la parte sur, la zona entre las islas, la parte norte y el alto golfo (Lavín *et al.*, 1997; Lavín y Marinone, 2003). En particular, Cuenca Pescadero se localiza en la zona sur y esta abarca desde la línea de Cabo San Lucas-El Dorado hasta los umbrales de las grandes islas. Generalmente, la batimetría complica la dinámica oceanográfica sumada con la morfología de las plataformas localizadas en el lado continental; mientras que en la región peninsular está puede promover la formación remolinos y frentes oceánicos a diferentes escalas (Badan-Dangon *et al.*, 1985; Santamaría-del-Ángel y Álvarez-Borrego, 1994; Lavín *et al.*, 1997).

Dentro del Golfo de California se han identificado y clasificado siete masas de agua diferentes (Lavín *et al.*, 2009); la presencia y ausencia de estas masas de aguas está determinada por diversos factores como la interacción con el Océano Pacífico, la batimetría del golfo y la climatología (Lavín *et al.*, 1997; Lavín *et al.*, 2009). En las capas superiores la distribución de las masas de agua tiene una mayor complejidad, debido a la presencia de varias masas de agua que ocupan niveles similares; así como, por la variación en las fronteras a lo largo del año (Torres-Orozco, 1993). Las masas de agua presentes en la Cuenca Pescadero son: Agua Profunda del Pacífico (APP), Agua Intermedia del Pacífico (AIP), Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt), Agua Tropical Superficial Evaporada (ATSe), Agua Tropical Superficial (ATS) y el Agua del Golfo de California (AGC).

Los sedimentos marinos utilizados en este trabajo se colectaron dentro del Agua Intermedia del Pacífico (AIP) esta masa de agua presenta salinidades de 34.5 a 34.8, temperaturas que van de los 4 a los 9°C y profundidades de 400 a 1200 m. La frontera superior de esta masa de agua parece retraerse hacia el sur en el verano y avanzar hacia el norte en el invierno, lo cual sugiere que la entrada a la zona norte del golfo probablemente sea estacional o esporádica (Lavín *et al.*, 2009). El

AIP se caracteriza por presentar un bajo contenido de oxígeno, debido a que está aislada de la influencia meteorológica evitando la renovación de oxígeno.

En cuanto a los aportes de sedimentos terrígenos por la vía fluvial hacia la Cuenca Pescadero, en la región occidental se presentan bajas concentraciones a causa de que no existen sistemas fluviales permanentes; sin embargo, del lado oriental el aporte fluvial de terrígenos es mayor por la presencia de los ríos ubicados en la región continental.

Los principales ríos que desembocan cerca de la Cuenca Pescadero son el Río San Lorenzo y el Río Elota éstos provienen de la Sierra Madre Occidental (SMO) existen otros ríos que se localizan más al norte que pueden influir en el aporte de sedimentos, pero en una menor proporción estos son los ríos Culiacán, Mocorito, Sinaloa y Fuerte (Figura 2) (González-Yajimovich, 2004; Douglas *et al.*, 2007).

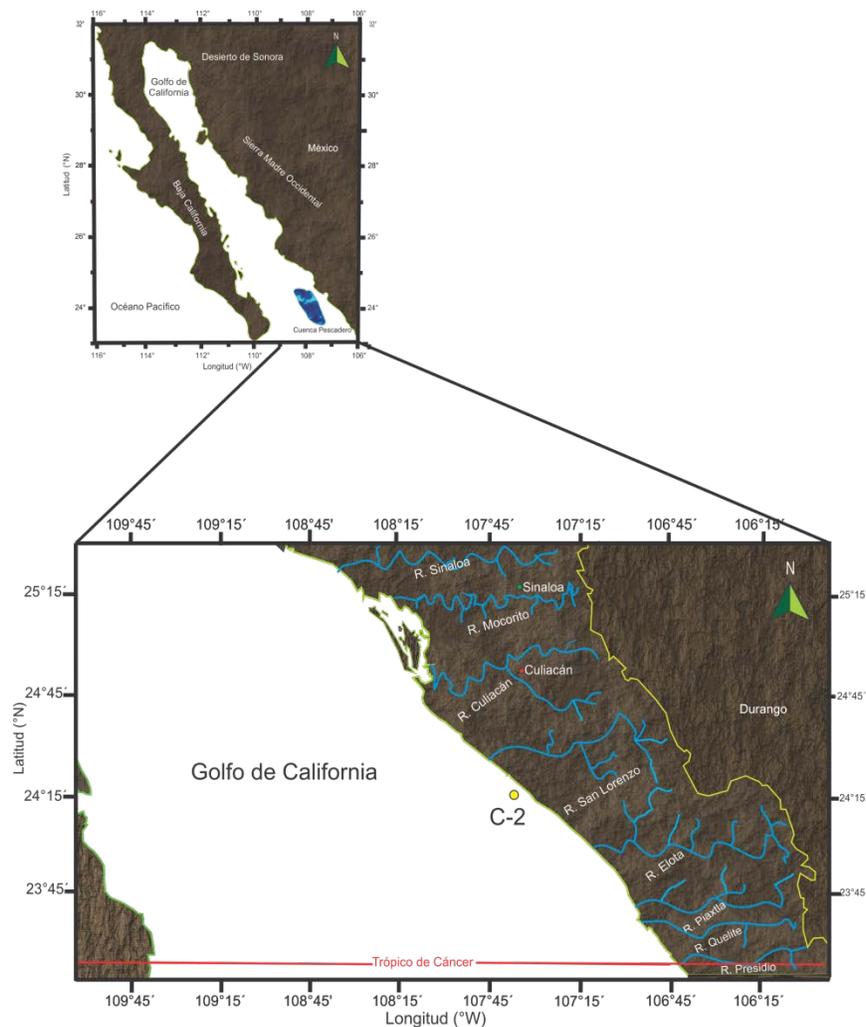


Figura 2. Localización de la Cuenca Pescadero, en el Golfo de California y la ubicación del núcleo DIPAL III C-2.

2. Geología del área de estudio

El aporte de sedimentos terrígenos hacia la Cuenca Pescadero proviene de diversas fuentes. En particular, los aportes más importantes de material terrígeno por la vía fluvial provienen de la Sierra Madre Occidental (SMO), por lo que la composición es fundamental para evaluar las características de los sedimentos marinos. La SMO es una de las provincias ígneas silíceas de la Era Cenozoica, se extiende desde la frontera con los Estados Unidos hasta la Faja Volcánica Transmexicana; está limitada al oeste por el Golfo de California y al este por el Altiplano Central Mexicano (Ferrari *et al.*, 2003).

La geología de la SMO está dominada por conjuntos de rocas ígneas asociados a diferentes episodios magmáticos, que resultaron de la subducción de la Placa Farallón debajo de la Placa de Norteamérica. Con el propósito de conocer más detalladamente las características de los sedimentos de la Cuenca Pescadero; se realizó una integración de los trabajos de van Andel y Shor (1964), Baba *et al.* (1991a) y de la carta geológica mexicana del área de estudio. Se seleccionaron los datos que se localizaban entre las coordenadas de los 23° 45' a los 25° 15' latitud norte y los 106° 15' a los 109° 45' longitud oeste debido a la cercanía con el área de colecta de la secuencia sedimentaria DIPAL III C-2.

Las principales rocas que se localizan cercanas de la Cuenca Pescadero se componen por rocas ígneas extrusivas en las que predomina la composición basáltica y en menor proporción la ácida con paquetes de rocas de basaltos; además, se presentan andesitas, tobas riolíticas, ignimbritas y riolitas, rocas ígneas intrusivas como granitos y, rocas sedimentarias. La presencia de estas rocas influye en la composición de los sedimentos de la Cuenca Pescadero (Figura 3). En términos generales, los sedimentos marinos dentro del Golfo de California, están compuestos por: terrígenos, sílice biogénico, carbonato biogénico y componentes ricos en magnesio. En la región sur del lado oriental del golfo, el componente terrígeno representa entre el 80 y el 90% del total de la tasa de acumulación de masa (Baba *et al.*, 1991 a). Los óxidos más abundantes en esta región son: SiO₂ (41-63%), Al₂O₃ (7-15%) y CaO (2-12%), los cuales están representados por sílice biogénico, silicatos terrígenos y carbonatos biogénicos.

En la Cuenca Pescadero los sedimentos marinos se componen principalmente por sedimentos terrígenos (80-90%), seguidos por material silicio de origen biogénico y en una menor proporción por carbonatos de origen biogénico (Baba *et al.*, 1991a). Los principales minerales en su mayoría son cuarzos y en menor cantidad feldespatos; así como, yeso y piroxeno (González-Yajimovich, 2004).

La cuenca recibe una gran cantidad material terrígeno proveniente del drenaje de los ríos. Baba *et al.* (1991a) con la finalidad de conocer la litología de cada uno de los principales ríos realizaron el análisis mineralógico en muestras de sedimento colectadas durante el período de 1982-1984 y, los resultados generados en este trabajo (Baba *et al.*, 1991a) se resumen en la Tabla 1.

Tabla 1. Litología de los ríos en el Golfo de California (Modificada de Baba *et al.*, 1991a).

Río	Litología
Presidio	Plutónico y volcánico
Quelite	Volcánico
Piactla	Volcánico
Elota	Metamórfico
San Lorenzo	Metamórfico y volcánico
Culiacán	Volcánico
Mocorito	Volcánico
Sinaloa	Sedimentario

Los principales ríos que aportan sedimentos a la Cuenca Pescadero son el Río Elota y el Río San Lorenzo, éstos se caracterizan por presentar altas concentraciones de anfíboles, epidiotita, augita, granate, etc. (van Andel; 1964). La relación cuarzo/feldespato (Q/F) en muestras colectadas cercanas a la región de estudio indican valores altos ($Q/F=0.44$ en arcillas y $Q/F=0.66$ en limos) lo cual sugiere un mayor concentración de cuarzo (Figura 3) (Baba *et al.*, 1991b).

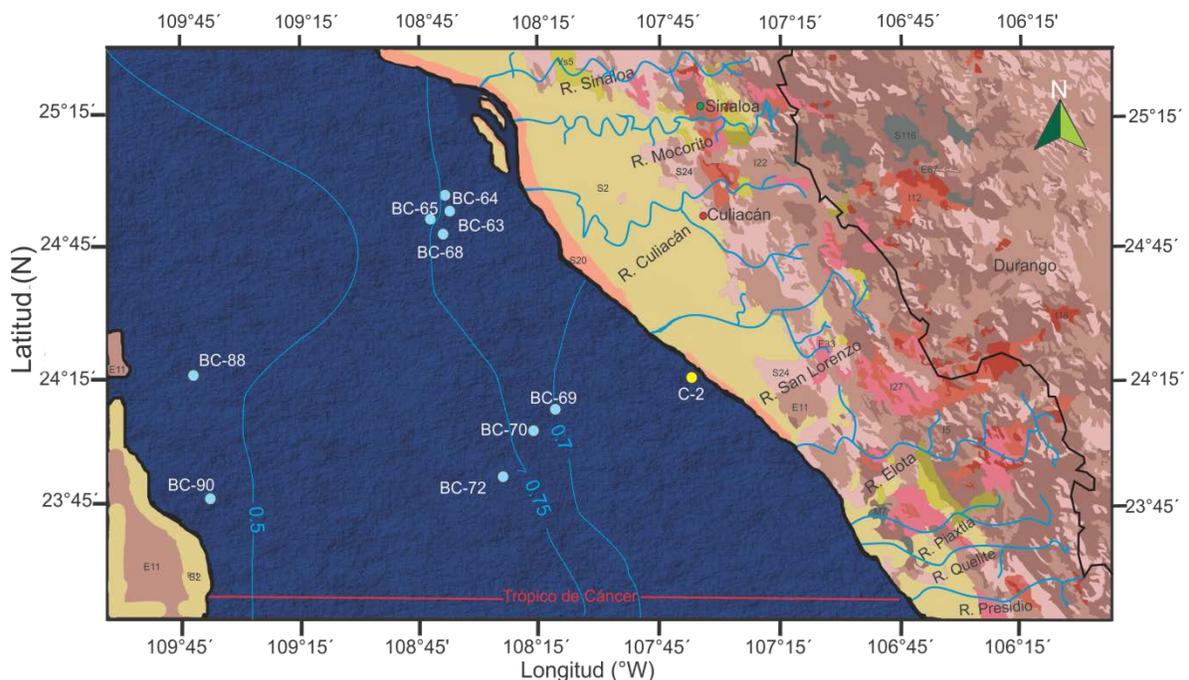


Figura 3. Geología de las áreas continentales y peninsulares del área de estudio que determinan las características de los sedimentos de la Cuenca Pescadero. Se muestran los sitios de muestreo que se utilizaron para determinar la composición de los sedimentos marinos, las líneas indican los valores de la relación Q/F en las arcillas (Baba *et al.*, 1991a).

3. Variabilidad climática de los últimos 1500 años

Los principales mecanismos de forzamiento que han influenciado al clima en los últimos 1500 años, en una escala global, son la variabilidad solar, la actividad volcánica, el incremento de aerosoles y los gases de efecto invernadero en la atmósfera (Cronin, 2010).

Desde inicios del siglo XX diversos autores se han enfocado en investigar la variabilidad climática, con la finalidad de comprender mejor los mecanismos que participan en el actual calentamiento global de la Tierra y comprender mejor las interacciones entre los distintos componentes del sistema climático y; así, poder realizar en un futuro una comparación entre la variabilidad natural y la introducida por la actividad antropogénica (Mann, 2007; Viau *et al.*, 2012; Ledru *et al.*, 2013). Durante este período se han documentado dos intervalos principales que se caracterizan por presentar anomalías en la temperatura, estas se han denominado como la Anomalía Climática Medieval (ACM) y la Pequeña Edad Hielo (PEH) (Mann *et al.*, 2009).

3.1 La Anomalía Climática Medieval (ACM).

Los registros climáticos de la ACM son más abundantes en las últimas décadas en ambos hemisferios; sin embargo, la mayoría de estos registros se localizan en Norte América, Escandinava y al este de Europa (Graham, *et al.*, 2010). El intervalo de la ACM se ha ampliado con el paso del tiempo, ya que se han observado temperaturas extremas, con diferentes alcances temporales que abarcan de ~950 a ~1300 A.D.; aunque el mayor calentamiento ocurrió después de ~900 A.D., esto coincide con el Máximo Solar Medieval, el cual se caracteriza por presentar un incremento relativo en la actividad solar (Bradley *et al.*, 2003).

A partir de diversas investigaciones se ha concluido que la señal de la ACM es muy heterogénea y que sólo en algunas regiones del planeta y en ciertas épocas del año, pudieron haber prevalecido condiciones cálidas (Figura 4). Se ha observado que en el Hemisferio Sur la señal es inversa prevaleciendo condiciones secas y frías, por lo que se sugiere que son el resultado de la influencia de la distribución de calor y de procesos regionales (Ruddiman, 2000; Mann y Jones, 2004; Mann, 2007; Jomelli *et al.*, 2009).

3.2 La Pequeña Edad de Hielo (PEH)

La Pequeña Edad de Hielo (PEH) es una anomalía de temperatura negativa que abarcó de ~1400 a ~1800 A.D. Con base en diversos registros naturales e instrumentales se ha estimado que la temperatura anual promedio fue de 1 a 1.5°C más fría que la reportada para el siglo XX (Mann *et al.*, 2009).

Para explicar estas condiciones de enfriamiento, se han sugerido fundamentalmente dos hipótesis (Wanner y Bütikofer 2008; Mann *et al.*, 2009; Miller *et al.*, 2012); la primera propone que es el resultado de un incremento en la actividad volcánica que propició una disminución en la penetración de la radiación solar, debido a la presencia de aerosoles y gases en las capas superiores de la atmósfera. La segunda sugiere que se debe a un decremento en la insolación solar; así como, por la presencia de los mínimos de manchas solares. Dos de éstos mínimos son el Mínimo de Spörer (1460-1550 A.D.) y el Mínimo de Maunder (1647-1715 A.D.). Los mínimos de manchas solares reportados para el último milenio, además de los ya mencionados previamente son el de Wolf (1290-1350 A.D.) y el de Dalton (1790-1830 A.D.) (Eddy, 1976; McCracken *et al.*, 2001).

Se tienen evidencias de que esta anomalía de temperatura afectó Europa y el este de Norte América causando daños en la agricultura provocando hambruna entre la población, resultado de que los inviernos fueron más intensos. En general, ciertos lagos, ríos y puertos se congelaron durante la PEH (Ruddiman, 2000).

Cabe destacar que los registros de la señal de la PEH, no están en fase en ambos hemisferios (Mann *et al.*, 2007). Jomelli *et al.* (2009) documentaron que los glaciares las de montañas de los Andes avanzaron alrededor de 1630 a 1680 A.D. en Bolivia y en Perú, pero en Ecuador, Venezuela y Colombia esto ocurrió en ~1790 A.D. Otro estudio en la misma región utilizando anillos de crecimiento de los árboles permitió identificar un período de sequía entre el siglo XIV y XVI, lo cual reafirma que la señal de PEH se expresó en la región en diferentes tiempos (Morales *et al.*, 2012).

Cabe destacar que a partir de la Revolución Industrial se ha observado un incremento acelerado de la temperatura promedio del planeta. Desde 1980 se presentó un calentamiento que no ha tenido precedentes comparado con las temperaturas medidas de los últimos 280 años (Figura 4) (Jones y Mann, 2004), esta anomalía de temperatura ha sido nombrada como el Período de Calentamiento Actual (CWP por sus siglas en inglés) (Ledru *et al.*, 2013).

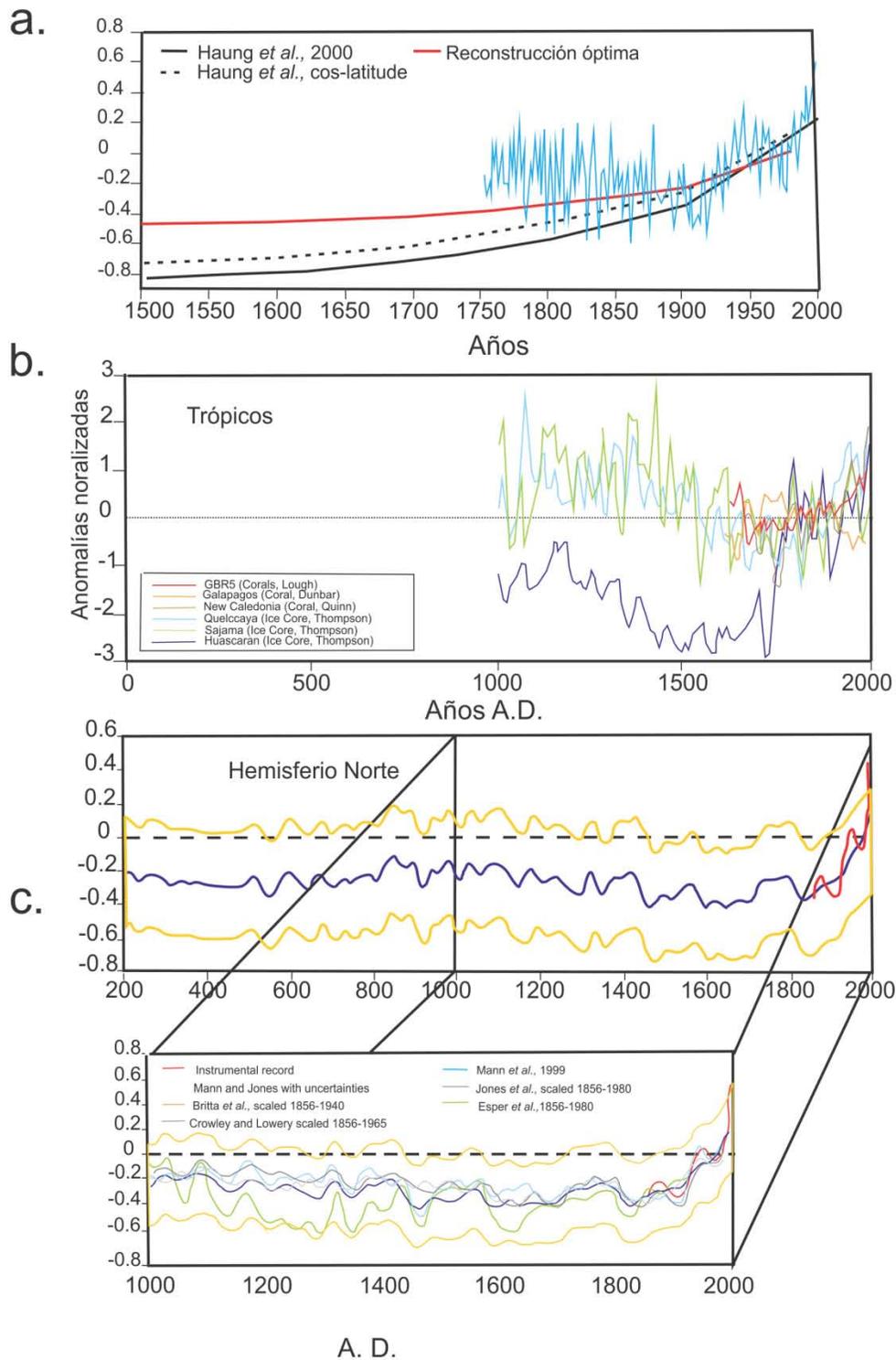


Figura 4. Reconstrucción de las temperatura utilizando diferentes *proxies* (a) Estimación de la temperatura superficial de los últimos cinco siglos a partir de datos de núcleos de hielo. (b) Reconstrucción de temperatura a partir de datos obtenidos de *proxies* en el continente en los trópicos de los últimos 1000 A.D. (c) Reconstrucción anual de temperatura para los últimos 1000 años en el Hemisferio Norte. La línea roja indica el registro instrumental (Jones y Mann, 2004).

3.3 Variabilidad climática de los últimos 1500 años en el Golfo de California

En la región sur y centro del golfo a partir de la utilización de diferentes *proxies* biológicos y geoquímicos se han realizado diversos trabajos con la finalidad de reconstruir la variabilidad climática de los últimos 1500 años y se han identificado las señales de la ACM y la PEH; así como, el período del actual calentamiento (Barron *et al.*, 2003; Dean, 2006; Goni *et al.*, 2006; Barron y Bukry, 2007).

En términos generales los autores han sugerido a partir del análisis de diferentes *proxies* biológicos, que durante la ACM (910-1110 A.D.) se presentó en el Golfo de California una mayor incursión de aguas cálidas y oligotróficas, análogas al Agua Tropical Superficial; así como, una mayor recurrencia e intensificación del fenómeno de El Niño y, se ha propuesto que estos cambios fueron controlados principalmente por el forzamiento solar (Barron *et al.*, 2003; Pérez-Cruz, 2006).

Por otra parte, con base en *proxies* biológicos y geoquímicos se ha inferido en el Golfo de California que durante la PEH, los inviernos fueron más fríos en promedio y se ha sugerido que debido a la intensificación de los vientos se generaron procesos de mezcla que propiciaron una mayor productividad primaria. Los autores coinciden en que estos cambios son atribuidos principalmente al forzamiento solar y, que están asociados con los mínimos de manchas solares (Figura 5a y 5b) (Barron *et al.*, 2003; Herguera *et al.*, 2003).

Para los últimos 200 años en Golfo de California, el registro de los *proxies* muestra un incremento de la temperatura superficial del mar (Figura 5c); así como, una mayor precipitación. Se han observado ciclos que concuerdan con la Oscilación Decadal del Pacífico y con el fenómeno de El Niño, lo cual corrobora la capacidad de registrar cambios en escala interanual y multidecadal, estos cambios fueron asociados con las fluctuaciones de la posición de la ZCIT (Figura 5d) (Dean *et al.*, 2004; Goni *et al.*, 2006).

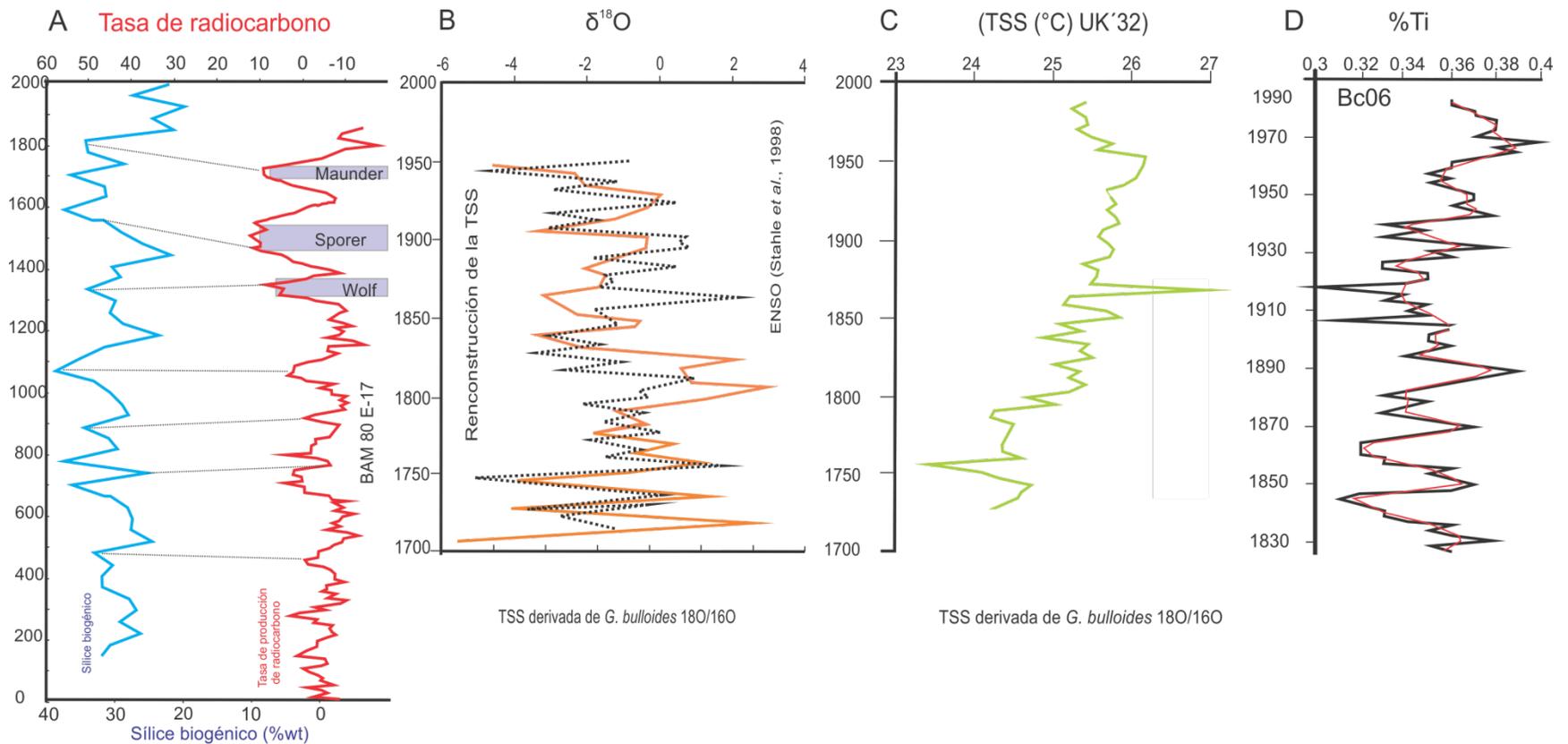


Figura 5. Reconstrucciones paleoceanográficas en el Golfo de California de los últimos 1500 años (a) Reconstrucción de la productividad primaria a partir de la concentración de sílice biogénico de los últimos 2000 años en Cuenca de Guaymas (Barron *et al.*, 2003), (b) Reconstrucción de la temperatura superficial del mar a partir de los isótopos de oxígeno en la Cuenca Alfonso de los últimos 300 años (Heguera *et al.*, 2003), (c) Reconstrucción de la temperatura superficial del océano a partir de isótopos de oxígeno en la Cuenca de Guaymas de los últimos 300 años (Goni, *et al.*, 2006) y (d) Reconstrucción de la precipitación a partir de la concentración de Ti en la Cuenca de Guaymas de los últimos 180 años (Dean *et al.*, 2004).

4 *Proxies* geoquímicos

El estudio de las características geoquímicas de los sedimentos es actualmente muy utilizado en estudios paleoceanográficos como el resultado del desarrollo de nuevas técnicas, las cuales han facilitado la adquisición de datos en un menor tiempo. En reconstrucciones paleoceanográficas la utilización de varios *proxies* aumenta el nivel de confianza en los resultados (Fischer y Wefer, 1999). Por lo que en este trabajo de investigación se consideraron los *proxies* generados con los datos de concentración de los elementos mayores y traza, el contenido de Carbono Orgánico Total (COT) y el contenido de Carbono Inorgánico Total (CIT).

En el océano la mayoría de los elementos mayores y traza provienen de la erosión (química o mecánica) de las rocas de la corteza terrestre y de los procesos biológicos. El enriquecimiento de elementos traza en los sedimentos marinos puede provenir de diversas fuentes, como de sedimentos super y subyacentes, de procesos diagenéticos e hidrotermales; o bien pueden ser transportados desde el continente vía eólica y/o fluvial, y algunas ocasiones por actividades antropogénicas (Nijenhuis *et al.*, 1998). Mientras que la abundancia de materia orgánica proporciona la información sobre la cantidad de biomasa que se depositó en el océano después de su degradación en el proceso de enterramiento (Roy *et al.*, 2012).

A continuación se describen cada uno de los elementos utilizados para realizar la reconstrucción paleoceanográfica en este trabajo; así como, una explicación sobre el CIT y COT.

Titanio

El titanio (Ti) es un metal de transición que no se encuentra libre en la naturaleza. Este elemento está asociado con minerales ferromagnesianos, como por ejemplo: la biotita, los piroxenos y los anfíboles. La presencia de estos minerales es frecuente en rocas ígneas y metamórficas, ya sea como minerales primarios o accesorios en rocas sedimentarias y sedimentos no consolidados. El Ti posee una muy baja corrosión frente a químicos y al medio ambiente, sobre todo muestra una resistencia notable en los medios que contenga niveles elevados de concentraciones de cloruro. Todas estas características favorecen su concentración en los sedimentos (Molera, 1990).

Durante los procesos de interacción con el agua los minerales primarios (p. ej., anfíboles, piroxeno, etc.) son degradados en arcillas secundarias (p. ej., caolinita) esto conduce al agotamiento de cationes lábiles (Na^+ , K^+ y Ca^+) y los elementos insolubles se enriquecen en minerales secundarios (Al^{3+} y Ti^{4+}) (Roy, *et al.*, 2010).

El Ti^{4+} comparado con otros cationes y aniones (Na^+ y Cl^-), es menos soluble, debido al tamaño de su radio iónico y a su potencial de ionización, este elemento puede incorporarse al océano vía eólica, fluvial y por procesos de vulcanismo submarino (Zabel *et al.*, 1999). Las concentraciones de Ti y Al en el agua de mar son muy bajas y están asociados a materiales provenientes del continente (Bruland, 1983; Goldberg y Arrhenius, 1958 en Wei *et al.*, 2003a).

En algunos estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos ha sido utilizado como *proxy* de precipitación debido a que su variación temporal proporciona una medida indirecta de abundancia de los detríticos o terrígenos por el escurrimiento de las cuencas hidrográficas locales (Peterson *et al.*, 2000). Sin embargo, este elemento puede incorporarse por diversas vías por lo que se debe tomar en consideración las posibles fuentes de origen, esto dependerá principalmente de la región de estudio (Murray y Leinen, 1996; Haug *et al.*, 2001; Haug *et al.*, 2003; Chesire *et al.*, 2005 y Barron *et al.*, 2009).

Este elemento del mismo modo que el Al, son los mejores *proxies* para determinar las variaciones del aporte de terrígenos hacia una cuenca (Dymond *et al.*, 1997; Wei *et al.*, 2003b). Además éste puede ser asociado con otros elementos, como por ejemplo: el K, Si y Fe para comprender mejor el comportamiento de los minerales terrígenos en los sedimentos marinos (Nesbitt y Markovics, 1997 en Wei, 2003a).

Potasio

El potasio (K) es un metal alcalino esencial para los seres vivos; tal elemento se encuentra principalmente en feldespato potásico, micas, sales (evaporitas) y glauconitas. El K es uno de los principales cationes en el agua de mar y su concentración es ~ 380 ppm (el sexto más abundante en solución). Dicho elemento tiende a ser absorbido por los minerales de las arcillas en los sedimentos marinos.

Las concentraciones de Al, Ti y K en los sedimentos marinos están determinados por diversos procesos controlados por cambios en el clima; como por ejemplo, la meteorización y el transporte (Goldberg y Arrhenius, 1958; Weaver, 1967 en Wei *et al.*, 2003a). En estudios paleoceanográficos el K correlaciona con el Al, Ti y Si, debido a que generalmente tienen el mismo origen. Por lo que es considerado un *proxy* del aporte de terrígenos (Piper y Dean, 2002; Wei *et al.*, 2003b; Dean, 2006; Pérez-Cruz, 2000; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010).

Hierro

El hierro (Fe) es un metal de transición y es el cuarto elemento más abundante en la corteza terrestre. Raramente se encuentra libre en la naturaleza y forma parte de numerosos minerales, entre ellos muchos óxidos, como por ejemplo: hematita (Fe_2O_3), magnetita (Fe_3O_4), limonita ($\text{FeO}(\text{OH})$), siderita (FeCO_3), ilmenita (FeTiO_3). También se presenta en arcillas, piroxeno, anfíbol, biotita, micas y meteoritos.

En particular, en el océano se ha observado que el suministro del Fe estimula el crecimiento del fitoplancton (Marchitto, 2007), por lo que su distribución en los océanos es muy importante. A partir de diversos estudios a lo largo de la columna de agua, se ha observado que el Fe tiene un comportamiento muy similar al de los nutrientes mayores (fosfatos, nitratos y silicatos) y participa en los ciclos biogeoquímicos, como por ejemplo: en la reducción de CO_2 atmosférico, en la producción de dimetil sulfuro y en la exportación de carbono orgánico particulado (Boyd *et al.*, 2004; De Baar *et al.*, 2005; Moore *et al.*, 2009).

En el Océano Pacífico Nororiental las concentraciones son $\sim 0.05 \text{ nmol Fe l}^{-1}$ en las aguas superficiales, después presenta un incremento gradual hasta alcanzar un máximo de $\sim 0.7 \text{ nmol l}^{-1}$ a una profundidad de 1000 m. Conforme aumenta la profundidad esta concentración decrece aproximadamente hasta los 4000 m y de ahí en adelante se mantiene constante. Esta distribución vertical es un indicativo del papel biológico que juega este elemento en el océano (Martin, 1990).

El suministro del Fe se puede dividir en dos categorías, la primera es la del Fe añadido al océano y la segunda es el reciclaje dentro de éste, ejemplos de la primera categoría son el suministro vía eólica, fluvial, el derretimiento de los icebergs, la actividad hidrotermal, el vulcanismo, el polvo extraterrestre y el aporte de partículas por la contaminación urbana y, por la quema de biomasa. Mientras que la segunda está dada fundamentalmente por la actividad biológica (Boyd y Ellwood, 2010).

En diversos estudios paleoceanográficos el Fe es comúnmente utilizado como *proxy* de aporte de terrígenos (Martin, 1990; Haug *et al.*, 2001). Comúnmente suele ser correlacionado el Al, Ti y K, para interpretar los cambios en el aporte de terrígenos debido a que estos tienen un mismo origen. Sin embargo, el Fe puede ser formado *in situ* formando sulfuros (p. ej., la pirita), ya sea en los sedimentos o en ambientes euxínicos en la columna de agua. Cambios en las condiciones redox pueden alterar las concentraciones de Fe y éstas pueden ser independientes de cambios del aporte de terrígenos (Dean,

1997; Haug *et al.*, 2001; Haug *et al.*, 2003; Werner *et al.*, 2004; Dean, 2006; Martínez, *et al.*, 2007 y Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010).

El comportamiento de este elemento en el océano es muy complejo debido a que se encuentra involucrado en diversas funciones biológicas (Gass *et al.*, 2002), por lo que se debe ser cauteloso al momento de utilizarlo en reconstrucciones paleoceanográficas. Aquí cabe mencionar que bajo condiciones óxicas el Fe se encuentra con una valencia de +3 (férrico) formando minerales insolubles que se depositan en el piso oceánico, pero que bajo condiciones anóxicas el Fe se encuentra generalmente en el estado de oxidación +2 (ferroso) y es soluble (März, 2007).

Silicio

El silicio (Si) es el segundo elemento más abundante en la corteza terrestre y, se presenta fundamentalmente combinado con oxígeno formando silicatos, un ejemplo es el dióxido de silicio (SiO₂), comúnmente llamado sílice.

En el océano el ácido silícico Si(OH)₄ es un nutriente esencial para el crecimiento del fitoplancton, por lo que su distribución es muy importante, especialmente para las diatomeas, ya que pueden llegar a representar más del 40% del fitoplancton marino (Orians y Bruland, 1986; Pichevin *et al.*, 2012). En los sedimentos marinos generalmente encontramos al sílice en forma de SiO₂, ya que forma parte de los esqueletos de algunos organismos planctónicos (diatomeas, radiolarios y silicoflagelados). Las concentraciones de SiO₂ en los sedimentos son un indicador de la paleoproductividad; por esta razón es un muy importante conocer cuáles son sus mecanismos de acumulación y preservación en los sedimentos marinos (Beck *et al.*, 2002; Gehlen *et al.*, 2002; Gehlen *et al.*, 2003).

Se ha demostrado en algunos experimentos que la solubilidad del sílice biogénico está influenciada por el contenido de Al. En las frústulas de diatomeas, una concentración de 0.01 % es suficiente para disminuir significativamente la solubilidad. La incorporación de este elemento (Al^{IV}) actúa como una red formadora en la estructura molecular disminuyendo la solubilidad del silicio (Beck *et al.*, 2002).

El Si, además de ser utilizados como un *proxy* de paleoproductividad, puede también ser empleado como *proxy* de aporte de terrígenos, debido a que este elemento es el segundo más abundante en la corteza terrestre y puede depositarse en los sedimentos. Las altas correlaciones de Si

con otros *proxies* de aporte de terrígenos (Al, Ti, K, Fe) puede indicar un mayor aporte de terrígenos a las cuencas oceánicas (Just *et al.*, 2012; Pérez-Cruz, 2013).

Calcio

El calcio (Ca) es un metal alcalinotérreo está presente en todo tipo de rocas, los principales minerales que contienen este elemento son feldespatos (anortita, plagioclasas), micas, carbonatos (calcita, dolomita) y sulfatos (anhidrita, yeso) (Adams, 1995). Es un elemento esencial para los seres vivos se encuentra como ion calcio (Ca^{2+}) o formando parte de otras moléculas.

En el agua de mar el Ca es el quinto elemento más abundante. A lo largo de la columna de agua se ha observado que en las aguas superficiales hay un ligero agotamiento, esto se debe principalmente a la incorporación del ion Ca^{2+} en los organismos carbonatados. En los sedimentos marinos las formas de carbonatos que predominan, son los minerales de calcita y aragonita; ambos tienen la misma fórmula química CaCO_3 , pero difieren en su estructura cristalina.

El CaCO_3 encontrado en sedimentos del océano abierto es dominado por testas de calcita producidos por organismos como los cocolitofóridos, foraminíferos planctónicos y bentónicos. Cabe mencionar que la mayor parte de la aragonita que se encuentra en los sedimentos del piso marino, es producida por pterópodos, los cuales habitan aguas tropicales y subtropicales. Sin embargo, por su alta solubilidad es difícil su preservación en los sedimentos del océano profundo (Burdige, 2006).

Con base en lo anterior, el contenido de Ca en los sedimentos marinos se utiliza como *proxy* de productividad (Dean, 2006). No obstante, en algunas ocasiones puede ser utilizado como *proxy* de aporte de terrígenos, debido a que existen rocas con un alto contenido de Ca. Esto está en función de la región de estudio. En particular, la Cuenca Pescadero del lado este recibe aportes de rocas ígneas intermedias como andesitas, cuya su composición mineral comprende plagioclasas y otros minerales ferromagnesianos como piroxeno, biotita y hornblenda. El piroxeno y la hornblenda contienen Ca; por lo que se asume que el contenido de este elemento en registro sedimentario estudiado puede provenir de esta fuente; más que provenir de una fuente biogénica esto concuerda con lo que se ha venido documentando en esta región, en donde la concentración de CaCO_3 biogénico va de 1 al 10% (Douglas *et al.*, 2007). La mineralogía de los sedimentos marinos de la Cuenca Pescadero indicó que la mayoría de los minerales son cuarzos y en menor cantidad feldespatos, así como yeso y piroxeno (González-Yajimovich, 2004).

Zirconio

El zirconio (Zr) es un metal de transición y, está ampliamente distribuido en la corteza terrestre con una concentración de ~ 130 mg/kg. Sin embargo, este elemento no se encuentra libre en la naturaleza, de la misma manera que el Fe, Ti, Al, K y Si; el Zr se encuentra en minerales silicatados, los principales minerales que contienen este elemento son el zircón (ZrSiO_4) y la badeleyita (ZrO_2) (Taylor y McLennan, 1991).

La concentración de Zr en el agua de mar es poco abundante (0.026 $\mu\text{g/l}$) y, en los sedimentos marinos este elemento generalmente proviene del zircón (Suhas *et al.*, 2012). Este mineral tiene una dureza similar al del cuarzo y tiene una alta resistencia al intemperismo químico, generalmente ocurren en fracciones de arenas finas y limos.

El conocimiento del área de estudio es fundamental para identificar el origen y transporte de este elemento en los sedimentos. En estudios paleoceanográficos comúnmente es utilizada la relación Zr/Al para inferir cambios en la fuente de origen, debido a que ésta refleja la abundancia de zircón con respecto a los feldespatos; así como, las variaciones en el tamaño de grano (Dean, 1997; Wehausen y Brumsack, 2002; Roy *et al.*, 2006; Pérez-Cruz, 2012; Roy *et al.*, 2012); también, es posible utilizar la relación Zr/Ti para inferir cambios en la fuente de origen de los sedimentos (Schutz y Zabel, 2006; Roy, *et al.*, 2013).

Carbono orgánico total (COT) y carbono inorgánico total (CIT)

La materia orgánica se define como todos los compuestos orgánicos o biomoléculas. En el océano es el principal donador de electrones y proporciona la energía necesaria para realizar la mayoría de las reacciones redox (Libes, 2010). La materia orgánica que se deposita en el piso oceánico proviene de diversas fuentes, como por ejemplo, de las actividades fotosintéticas realizadas por el fitoplancton, de los organismos quimioautótrofos, del zooplancton así como, del material biológico acarreado del continente y de áreas costeras (Keil, 2011; Middelburg, 2011).

El fitoplancton es el mayor productor de materia orgánica particulada; ésta es consumida y pasa a través de la cadena alimenticia a otros organismos superiores, eventualmente esta materia orgánica es convertida en forma detrítica a través de la excreción o muerte de los organismos. Posteriormente, es descompuesta o remineralizada por las actividades metabólicas de los organismos heterótrofos. Sin embargo, una pequeña fracción es depositada en el piso oceánico; se calcula que

aproximadamente 90% de la materia orgánica que es producida en la zona fótica es degradada a lo largo de la columna.

Con la finalidad de establecer la cantidad de materia orgánica en una muestra, se puede realizar la cuantificación del Carbono Orgánico Total (COT). Éste se obtiene mediante la sustracción de Carbono Inorgánico Total al Carbono Total (C_{tot}) (Meyer y McLennan 2002; Guiñez *et al.*, 2010).

El CIT se define como la suma de las especies de carbono inorgánico de una muestra; éste incluye las moléculas de dióxido de carbono, ácido carbónico, bicarbonato y carbonato. A partir de los datos del CIT se puede calcular $CaCO_3$, $MgCO_3$, $FeCO_3$, $ZnCO_3$, $MnCO_3$. Estas estimaciones se pueden utilizar como *proxy* de productividad y de precipitación de minerales autigénicos. Mientras que la concentración de COT en los sedimentos es proporcional a la cantidad de biomasa que se depósito en el océano después de su degradación en el proceso de enterramiento (Roy *et al.*, 2012). La preservación del carbono orgánico en los sedimentos está en función de la cantidad de oxígeno en la columna de agua, la profundidad, la tasa de sedimentación y la bioturbación (Pantoja *et al.*, 2004).

El carbono orgánico que es depositado en cuencas subóxicas tiene una menor exposición a la oxigenación, lo cual favorece su preservación, por el contrario los ambientes que contienen un alto contenido de O_2 , tienden a tener una menor preservación (Canfield, 1994). Entre los factores importantes para la preservación del COT es la tasa de sedimentación, cuando se presentan tasas bajas de sedimentación existe un mayor tiempo de exposición para que ocurra la descomposición; los compuestos más lábiles son rápidamente utilizados, mientras que los compuestos más resistentes son acumulados (Aller y Mackin, 1984).

A partir de diversos estudios se ha observado que los compuestos del carbono orgánico tienen diferentes susceptibilidades a la mineralización por la acción microbiana (Canfield, 1994; Arndt *et al.*, 2013). El material orgánico que cae hacia los sedimentos juega un papel importante en el ciclo global del carbono, principalmente por la exportación de carbono orgánico biológicamente fijado hacia aguas más profundas donde se acumula en los sedimentos (Lazarus *et al.*, 2006).

5. Materiales y métodos

5.1 Muestreo a bordo del buque oceanográfico

El núcleo que se utilizó para este estudio se recuperó a bordo del B/O “El Puma” durante la Campaña Oceanográfica: Dinámica Oceanográfica y Paleoceanografía (DIPAL–III) en la Cuenca Pescadero, Golfo de California a una profundidad de 577 m, en las siguientes coordenadas 24° 16.993' N y 107° 29.18' W.

La secuencia sedimentaria se obtuvo mediante un nucleador de caja Reineck, que permitió que la parte superficial de los sedimentos tuviera un mínimo de perturbación. El nucleador se baja verticalmente hasta que este se impacte con el fondo y se cierra con una pala, la cual se acciona cuando el nucleador toca fondo. En ese momento la pala cierra la caja, quedando el sedimento atrapado dentro de la misma, este sistema permite que el sedimento superficial no sea perturbado o la perturbación sea mínima.

El procesamiento a bordo consistió en introducir un acrílico cuadrado corto de 14 cm de lado y 50 cm de longitud dentro de la caja, una vez que se obtuvo la secuencia el tubo fue sellado y etiquetado, posteriormente se almacenó dentro del cuarto frío del buque a una temperatura de 4° C, ya en el laboratorio se prosiguió a realizar el análisis de la secuencia.

En la Figura 6 se muestra el esquema de los materiales y métodos seguidos en este trabajo de investigación.

5.2 Descripción de la columna sedimentaria DIPAL III C-2

La descripción de la columna sedimentaria se realizó considerando los siguientes criterios.

- Características texturales, sedimentológicas y su composición.
- Color de los sedimentos con base en el código de la Tabla Munsell.
- Distribución observable de cenizas volcánicas, turbiditas, nódulos, etc.
- Estructuras (capas, láminas, etc.).
- Inclusiones.
- Bioturbación.
- Perturbación debido a la operación durante su recuperación o al transporte.
- Muestras de frotis donde se localizaron cambios visibles en la estructura de la secuencia para su posterior observación al microscopio.

5.3 Corte y muestreo de la columna sedimentaria

La columna sedimentaria que se utilizó para este estudio tuvo una longitud de 30.5 cm, se muestreo cada medio centímetro, obteniendo un total de 61 muestras. Cada muestra fue colocada en un recipiente de plástico previamente etiquetado.

Las muestras se liofilizaron, posteriormente se molieron con un mortero de ágata hasta obtener la muestra homogénea de tamaño de grano muy fino (limo). Después, cada muestra se envolvió en un plástico marca kleenpack de composición química conocida.

5.4 Datación con ^{14}C y ^{210}Pb

El marco cronológico de la secuencia sedimentaria se obtuvo utilizando dos métodos de datación radiométricos el ^{210}Pb y ^{14}C con la finalidad de tener un mayor control sobre la cronología. Para la estimación de tasa de sedimentación con ^{210}Pb se empleó el modelo de tasa de aporte constante propuesto por Goldberg (1963), en el cual se asumen las siguientes condiciones, primero es que la tasa de aporte de ^{210}Pb es constante a lo largo del tiempo, segundo es la concentración de inicial de ^{210}Pb y por último es que las tasas de sedimentación son variables. Esto fue realizado por Pérez-Cruz (2011). Adicionalmente se realizaron otras dos dataciones en el Laboratorio de Beta Analytic Inc. en Miami, Florida utilizando el método de ^{14}C en diferentes profundidades estando éstas en el centímetro 4-5 y 29-30 cm.

5.5 Análisis de Fluorescencia de Rayos X

Las muestras se analizaron por medio del método de fluorescencia de rayos X con un equipo de alta resolución de Fluorescencia de rayos X modelo Niton XL 3t 900 GOLDD de la marca Thermo SCIENTIFIC 50kV.

Inicialmente se realizaron mediciones de muestras estándar RCRA (por las siglas en inglés de Ley de Recuperación y Conservación de Recursos), HISS-1 y MESS-3 (Materiales de referencia internacional de sedimentos marinos de metales traza y otros constituyentes).

Posteriormente se seleccionó el tipo de medición (para elementos traza o mayores). La duración de la medición estuvo en función del número de filtros que se seleccionaron siendo 90 segundos para los elementos traza y 270 segundos para los elementos mayores. A cada muestra se le aplicó un haz de rayos X.

5.6 Análisis de Carbono Total (C_{TOT}), Carbono Inorgánico Total (CIT) y Carbono Orgánico Total (COT).

El análisis de carbono orgánico e inorgánico total se efectuó con un equipo HiperTOC SOLID analyzer de la marca Thermo Scientific del Laboratorio de Paleoambientes del Instituto de Geología de la UNAM. Para la determinación de carbono total (C_{tot}), es decir todo el contenido de carbono de origen inorgánico y orgánico, se tomaron 4 mg de muestra y fueron sometidos a una temperatura de 980° C en un portamuestras de cuarzo. Las muestras son sometidas a un proceso de combustión en una atmósfera rica en oxígeno, todo el carbono presente en la muestra se transforma a CO_2 .

El equipo cuantificó el contenido de CO_2 liberado, el cual fue medido mediante un detector de sensores infrarrojos. La medición de carbono inorgánico total (CIT) se realizó a temperatura ambiente agregando ácido fosfórico (H_3PO_4) al 10%. Durante este proceso el carbono presente en la fracción carbonatada fue liberado y detectado. Para calcular la cantidad de carbono orgánico total (COT) se realizó la sustracción de CIT al C_{tot} .

5.7 Análisis estadístico

Con los datos obtenidos del análisis de Fluorescencia de Rayos X se construyó una matriz de datos con 23 elementos químicos mayores y traza de 61 muestras analizadas. En este estudio sólo se consideraron los siguientes elementos; Al, Ti, Fe, K, Si, Ca, la relación Zr/Ti, COT y CIT para hacer la reconstrucción paleoclimática. De esta manera se elaboró una nueva matriz de datos con 5 elementos, la relación elemental (Zr/Ti), COT, CIT y 61 muestras.

Con esta matriz de datos se realizó un análisis de estadística descriptiva y una correlación de tipo Spearman utilizando el programa Statistica 7. La correlación de Spearman es una prueba estadística no paramétrica que permite cuantificar la relación o la asociación entre dos variables en escalas de valores discretos, continuos o con jerarquía (ordinales) (Salinas, 2007).

Es necesario determinar si los valores obtenidos son estadísticamente significativos. Para ello se realiza una prueba de hipótesis, en la cual se compara la distribución t de la muestra contra valores preestablecidos en las tablas de distribución t de student, las cuales tienen niveles de confianza a 95% y 99% que determinaran su significancia, respectivamente (Mason, 2003). Este trabajo se realizó el análisis estadístico con un nivel de significancia del 95%. A partir del cálculo del coeficiente de correlación entre los elementos seleccionados fue posible determinar las relaciones que guardan entre ellos.

5.8 Análisis de series de tiempo

A partir de las concentraciones elementales, la relación Zr/Ti, el contenido de COT, y con la utilización del modelo de edad establecido se construyeron las series de tiempo. Debido a que las series de datos originales no presentan un intervalo de tiempo igualmente espaciado, se llevó a cabo una interpolación mediante un *spline* cúbico, este permite que se siga la tendencia de la curva original. Se definió el intervalo de tiempo de la interpolación fuera igual a un año.

Basándose en estas nuevas series de tiempo discretas conformadas por 1468 datos, a cada una se aplicó un análisis espectral con el método de la Transformada Rápida de Fourier (FFT por sus siglas en inglés) para obtener las frecuencias dominantes y los períodos. Este algoritmo matemático se utiliza con la finalidad de obtener una representación en el dominio de la frecuencia de una señal que se supone compuesta por un conjunto de señales periódicas. En algunos casos esta representación de datos permite extraer la información más relevante de periodicidades, que no se evidencian en el dominio del tiempo. Los límites del período (T) y de la frecuencia (f) se obtuvieron con el teorema de muestreo de Nyquist, de la siguiente manera, considerando que el $\Delta t=1$ año y la longitud de la serie es 1468 años:

$$T_{\min} = \Delta t (2\pi) = 1(2\pi) = 6.2 \text{ años}$$

$$T_{\max} = \Delta t / 2 (\text{longitud de la serie}) = \frac{1}{2} (1468) = 734 \text{ años}$$

También se consideró que el Δt mínimo obtenido con el modelo de edad (25 años) por lo que se utilizó un período a partir de 50 años ($2 \Delta t$) en adelante, debido a que estas son las oscilaciones de mayor significancia que podemos observar con FFT.

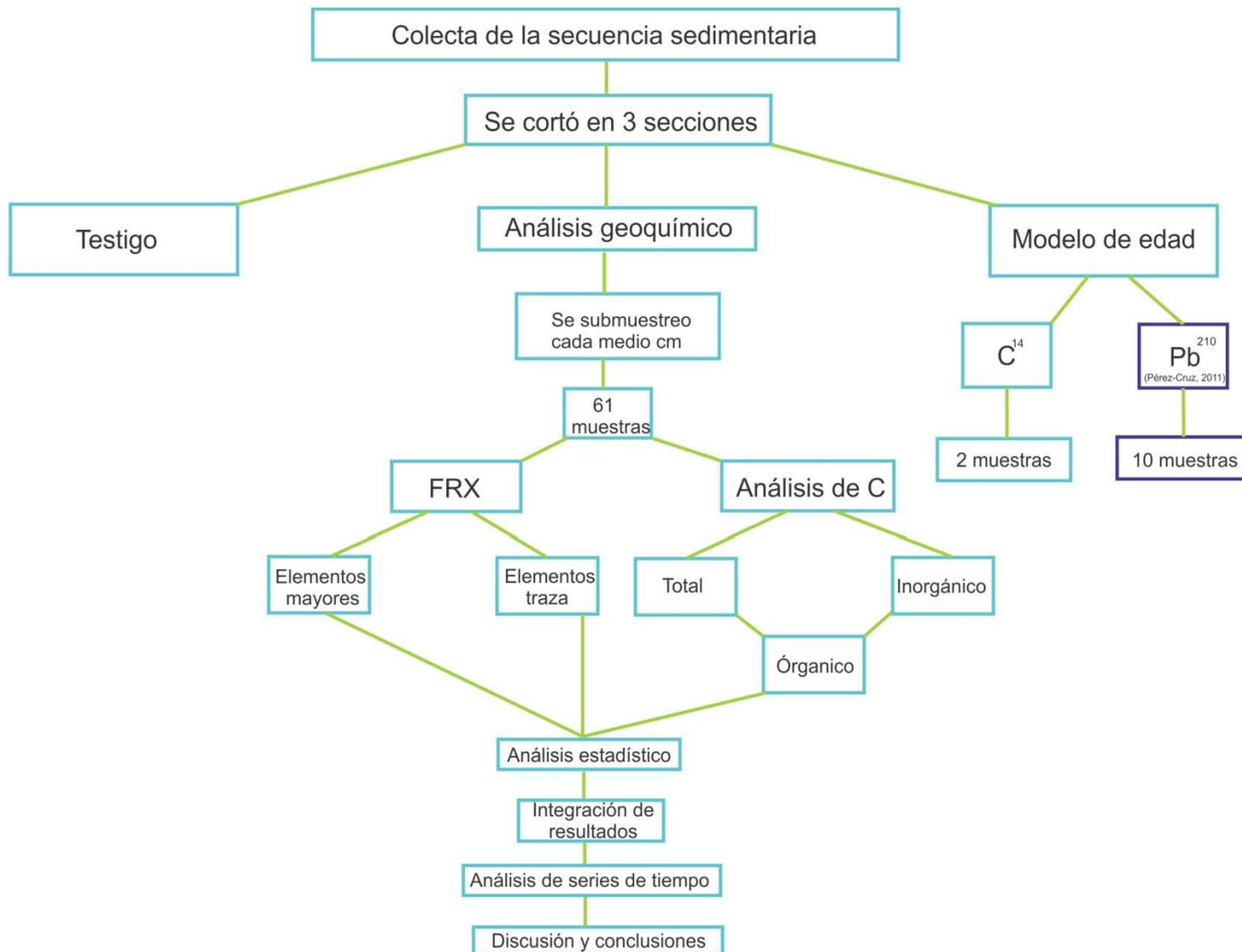


Figura 6. Cuadro sinóptico de los procesos que se llevaron a cabo para el estudio de la columna sedimentaria DIPAL-III C-2 en esta investigación

6. Resultados

6.1 Descripción de la secuencia sedimentaria C-2

La secuencia sedimentaria DIPAL III C-2 tiene una longitud de 30.5 cm. Los primeros 2 mm de la parte lateral derecha de la secuencia están ligeramente perturbados, debido a la manipulación del nucleador de caja Reineck al momento de realizar la maniobra.

La secuencia está caracterizada por sedimentos limo-arcillosos y presenta una estructura finamente laminada a todo lo largo (Figura 7). Fue posible observar intercalaciones de láminas oscuras de color gris-olivo 5Y 3/2 y láminas claras de color gris -olivo 5Y 4/1 (Tabla Munsell, 1995). Las láminas claras están constituidas principalmente por esqueletos de organismos de sílice; en primer lugar por frústulas de diatomeas, seguido de esqueletos de silicoflagelados y radiolarios; cabe mencionar que es muy baja la proporción de organismos carbonatados como foraminíferos (bentónicos y planctónicos). Las láminas oscuras están compuestas por material terrígeno y, en menor proporción, de material biogénico; el espesor de cada una de las láminas es de aproximadamente 1 a 2 mm.

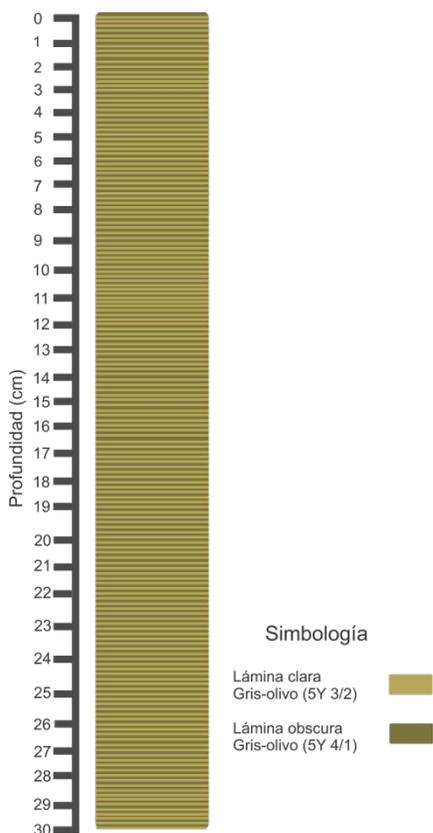


Figura 7. Esquema de la secuencia sedimentaria DIPAL III C-2.

6.2 Modelo de edad de la secuencia DIPAL III C-2

6.2.1 Estimación de la tasa de sedimentación con base en el método de datación de ^{210}Pb

En la Tabla 2 se muestra el exceso de ^{210}Pb para los primeros 4 cm. A partir de estos resultados se estimó una tasa de sedimentación de 0.27 mm/año (esto fue realizado por Pérez- Cruz 2011).

Tabla 2. Exceso de ^{210}Pb de los primeros cuatro cm de la secuencia de sedimentos del núcleo DIPAL III C-2, mostrando la edad aproximada (datos utilizados en el cálculo de la tasa de sedimentación, proporcionados por el Laboratorio de Microanalytic).

Intervalo (cm)	Exceso de ^{210}Pb (dpm/g)	Edad aproximada en A.D.
0-0.5	63.01	2003
0.5-1	47.58	1987
1-1.5	32.12	1966
1.5-2	12.42	1946
2-2.5	5.53	1931
2.5-3	4.83	1916
3-3.5	4.79	1888
3.5-4	1.01	1859

6.2.2 Estimación de la tasa de sedimentación con el método radiométrico de ^{14}C

Se realizaron dos dataciones de ^{14}C con el método de Espectrometría de Aceleración de Masa (AMS, por sus siglas en inglés). Con base en las dataciones de radiocarbono AMS, se estimó una tasa de sedimentación de 0.20 mm/año. Las edades fueron calibradas con el Programa Calib 6.1 y corregidas con el método de datación de ^{210}Pb , con el propósito de afinarlo y tener un mayor control sobre la cronología (Tabla 3)

Tabla 3. Estimaciones de edades basadas en el método ^{14}C AMS del núcleo DIPAL III C-2. Las edades corresponden años cal. A.D.

Profundidad (cm)	Tipo de Muestras	Clave	Edad ^{14}C -AMS	Edad calibrada de ^{14}C mayor probabilidad	Edad corregida A.D. con ambos métodos (^{210}Pb y ^{14}C)
3-4	Carbono orgánico total	Beta-338600	860±30	1661 (1516-1777)	1859
29-30	Carbono orgánico total	Beta-338601	2210±30	393 (241-541)	591

A partir de los dos métodos radiométricos se estimó una tasa de sedimentación de 0.27 mm/año para los primeros 4 cm y 0.20 mm/año del centímetro 4 al 30.5. De esta manera, el marco cronológico de la secuencia tiene un alcance de edad entre 550 y 2003 A.D.

6.3 Análisis estadístico

A la matriz de datos se aplicó un análisis de estadística descriptiva para conocer los valores mínimos, máximos, el promedio y la desviación (Tabla 4). Este método de análisis arroja una desviación estándar $\leq 10\%$, es decir, que estos datos son de utilidad para la interpretación paleoclimática.

Tabla 4. Estadística descriptiva de elementos mayores y traza (n=61) del núcleo DIPAL III C-2.

	Promedio	Mínimo	Máximo	Desv. Est.
Fe	2.61	2.16	2.96	0.12
Ti	0.17	0.13	0.19	0.01
Ca	0.44	0.29	2.11	0.25
K	0.68	0.42	0.82	0.07
Si	4.47	2.65	5.88	0.68
Zr/Ti	1133	1020	1533	82
COT	6.13	2.27	10.88	1.25
CIT	1.30	1.01	1.89	0.21

Adicionalmente se realizó un análisis de correlación no paramétrica (Spearman) con el propósito de conocer qué relación guardan entre ellos (Tabla 5). A partir del análisis se observaron correlaciones significativas entre algunos elementos; de esta manera fue posible identificar que el Fe, Ti, Ca, K y Si, poseen correlaciones que van de moderadas a fuertes, lo cual sugiere que tienen el mismo origen (Tabla 5).

Tabla 5. Matriz de correlación (Spearman) de elementos con una $p < 0.05$. Los valores que se encuentran en color azul indican una relación baja pero significativa, (0.4-0.5); en verde, moderada (0.6-0.75), y en rojo una correlación fuerte (>0.75).

	Fe	Ti	Ca	K	Si	Zr/Ti	COT	CIT
Fe	1	0.72	0.57	0.62	0.41	-0.37	-0.14	0.21
Ti	0.72	1	0.69	0.88	0.82	-0.79	0.09	0.02
Ca	0.57	0.69	1	0.67	0.62	-0.64	0.01	0.02
K	0.62	0.88	0.67	1	0.89	-0.86	0.11	0.05
Si	0.41	0.82	0.62	0.89	1	-0.98	0.33	-0.01
Zr/Ti	-0.58	-0.84	-0.72	-0.73	-0.70	1	0.03	-0.02
COT	-0.14	0.09	0.01	0.11	0.33	-0.32	1	-0.01
CIT	0.21	0.02	0.19	0.05	-0.01	-0.21	-0.01	1

En particular, el Ca mostró moderadas correlaciones con el resto de aportes terrígenos. Con el propósito de corroborar su origen se realizó una regresión lineal con el Ti (Figura 8).

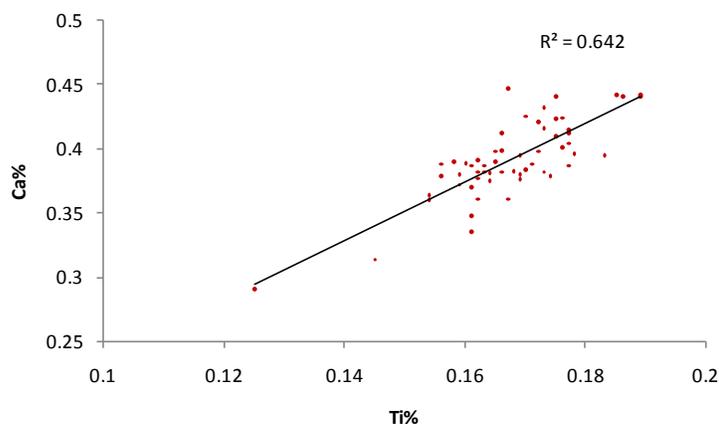


Figura 8. Modelo de regresión lineal entre las concentraciones de la relación Ti% vs. Ca%.

La relación Zr/Ti muestra una anticorrelación con el Ti, K, Si y Ca de -0.79, -0.64, -0.86 y -0.98, respectivamente (Tabla 5). Con la finalidad de verificar que probablemente el Zr proviene de dos vías de transporte diferentes se realizó un modelo de regresión (Figura 9).

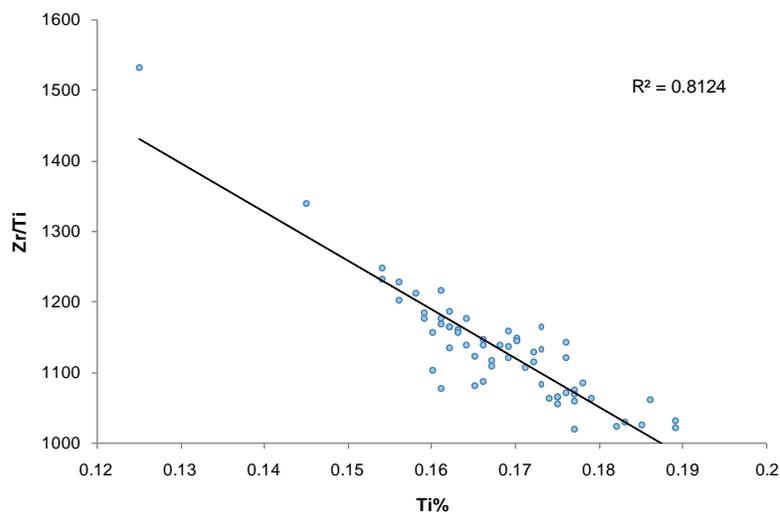


Figura 9. Modelo de regresión lineal entre las concentraciones de la relación Ti vs. Zr/Ti%.

En cuanto al COT y al CIT, no se observan correlaciones significativas con el resto de los elementos (Tabla 5), lo cual sugiere un origen diferente con los elementos previamente mencionados; así como, con la relación Zr/Ti. Con el propósito de conocer cuáles pueden ser las sales más probables se realizaron modelos de regresión lineal utilizando los datos de CIT, Ca y Fe (Figura 10).

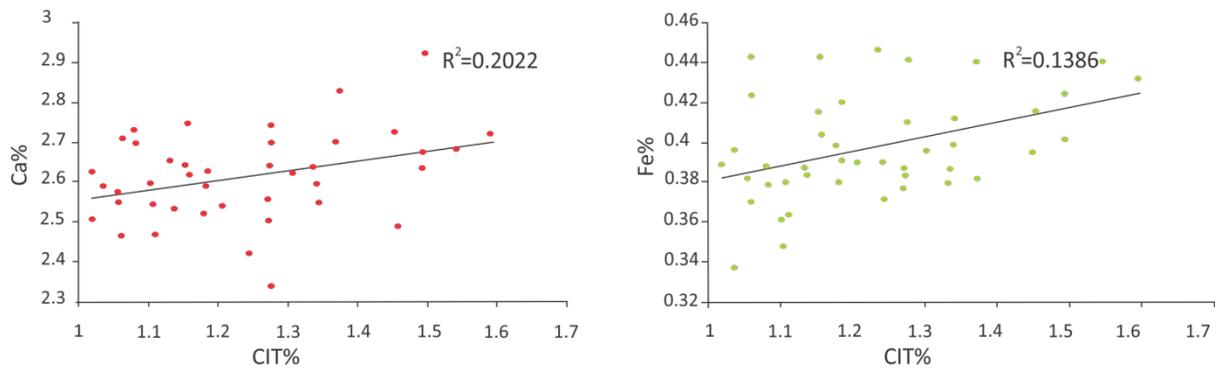


Figura 10 Modelo de regresión lineal entre las concentraciones de la relación CIT% vs. Ca% y CIT% vs. Fe%.

En la Figura 10 se muestran las concentraciones en porcentaje de Si, Fe, K, Ti y Ca, la relación Zr/Ti, COT y CIT a lo largo de ésta.

6.4 Análisis de las series de tiempo

Con base en las concentraciones elementales, la relación Zr/Ti, el contenido de COT, y con la utilización del modelo de edad establecido se construyeron las series de tiempo utilizando el método de la Transformada Rápida de Fourier (FFT). En la Tabla 6 se muestran los siete picos espectrales principales encontrados en las series de tiempo interpoladas.

Tabla 6. Períodos encontrados en las series de las concentraciones elementales, del COT y de la relación Zr/Ti. Los colores indican las periodicidades repetidas en más de una ocasión.

VARIABLES ANALIZADAS	PERÍODOS (AÑOS) ENCONTRADOS						
Ca	734	1469	489	293	163	122	244
Fe	734	1469	244	77	73	122	163
K	77	73	489	734	81	367	209
Si	1469	73	77	734	489	209	86
Ti	734	489	73	77	1469	122	209
COT	86	104	244	98	97	146	163
Zr/Ti	734	73	489	293	133	122	81

A partir del análisis de la FFT de los siete picos principales se seleccionaron aquellas periodicidades que se repiten más de una vez 489, 293, 244, 209, 163, 122, 86, 81, 77 y 73.

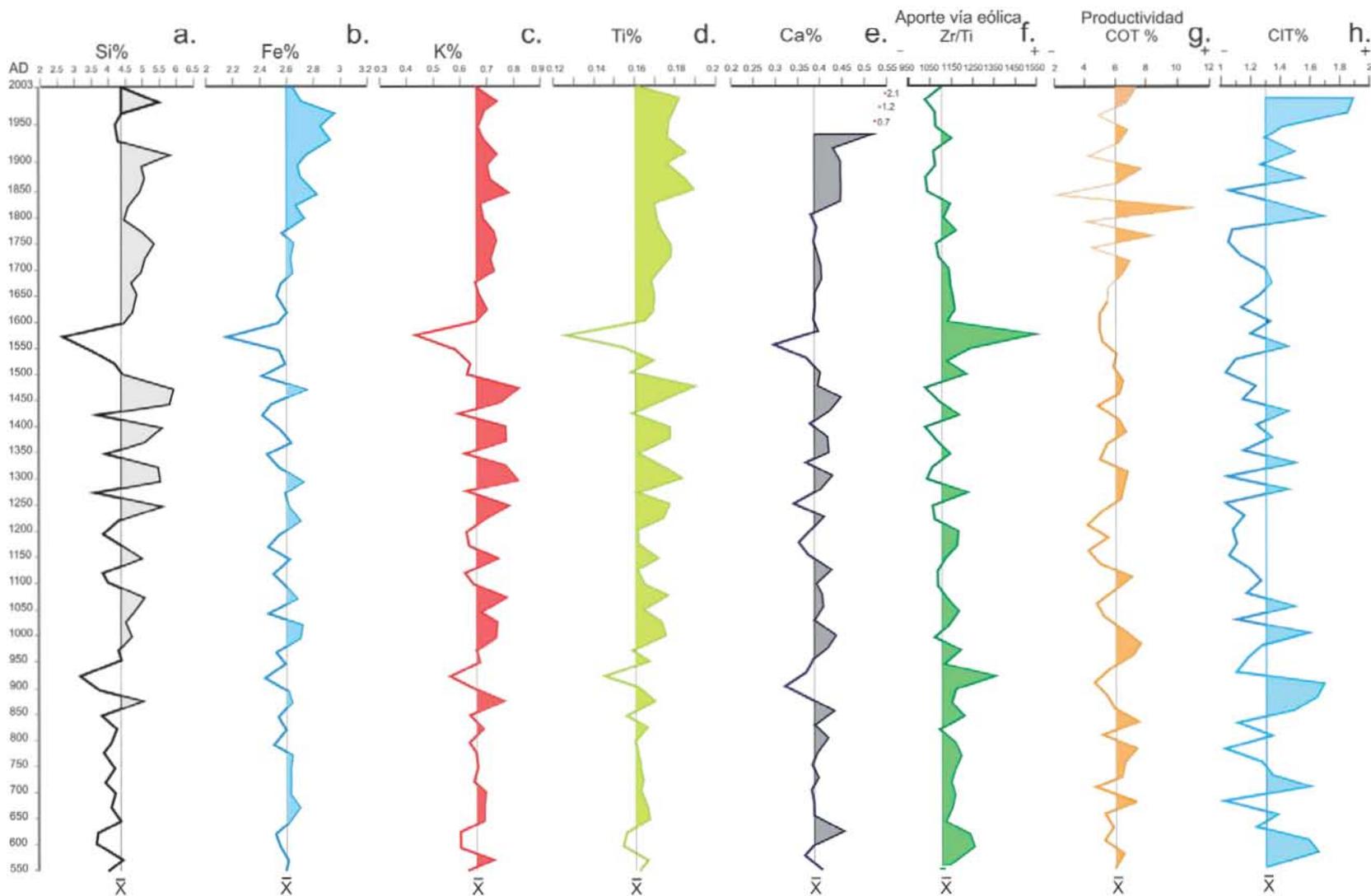


Figura 11. Concentraciones en porcentaje de Si, Fe, K, Ti, Ca, la relación Zr/Ti, COT y CIT edad de la secuencia en A.D.

7. Discusión

La secuencia sedimentaria DIPAL III C-2 presenta una estructura finamente laminada consecuencia de la conjunción de procesos tales como: 1) la variabilidad estacional, la cual origina un aporte diferencial de sedimentos biogénicos y terrígenos; los sedimentos biogénicos son el resultado de la alta productividad en el modo monzónico de invierno-primavera, mientras que el aporte de los sedimentos terrígenos ocurre principalmente durante el modo monzónico de verano-otoño, y 2) bajas concentraciones de oxígeno disuelto (0.08 a 0.15 ml/l), debido a que inhibe la presencia de organismos (Pike y Kemp, 1999; Kemp *et al.*, 2000; Kemp, 2003 y Pérez-Cruz y Herguera, 2011).

En este estudio se consideraron cinco diferentes elementos químicos (Fe, Ti, Ca, Si y K), la relación Zr/Ti y COT que, por su origen, proporcionan información acerca de cambios en las condiciones oceanográficas y climáticas en la región de estudio. A continuación se describe brevemente el agrupamiento de éstos como *proxies*.

7.1 *Proxies* de aportes de terrígenos vía fluvial.

En algunos estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos, el Ti ha sido utilizado como *proxy* de precipitación debido a que su variación temporal proporciona una medida indirecta de abundancia de los detríticos o terrígenos por el escurrimiento de las cuencas hidrográficas locales (Peterson *et al.*, 2000). Los resultados de la correlación de Spearman indican que el Ti tiene de moderadas a fuertes relaciones con el K, Si, Fe y Ca, sugiriendo el mismo origen. Con base en los resultados de dicho análisis y una revisión bibliográfica, se determinó que estos elementos operaban como *proxies* de aporte de terrígenos vía fluvial (Peterson *et al.*, 2000; Haug *et al.*, 2001; Haug *et al.*, 2003). En particular en el océano, el Ca generalmente se encuentra relacionado con el material biogénico; sin embargo, en el presente estudio, los resultados del modelo de regresión lineal entre el Ca *vs.* Ti ($r^2=0.64$) y la correlación de Spearman sugiere que el Ca tiene un origen terrígeno.

La Cuenca Pescadero se ve fuertemente influenciado por la descarga de sedimentos de los ríos San Lorenzo y Elota. Estos ríos tienen un escurrimiento natural medio superficial¹ de 1680 millones de m³/año y 506 millones de m³/año, respectivamente (Comisión Nacional del Agua, <http://www.cna.gob.mx>). Como resultado de los procesos de erosión hídrica, el Ti, K, Si, Fe y Ca son

¹ Los datos del escurrimiento natural medio superficial representan el valor medio anual de su registro histórico e incluyen los escurrimientos de las cuencas transfronterizas.

depositados hacia la cuenca. De ahí que los cambios en las concentraciones de estos elementos en sedimentos marinos sean indicativos de fluctuaciones en el aporte de terrígenos vía fluvial hacia la cuenca (Murray y Leinen, 1996; Dean, 1997; Chesire *et al.*, 2005; Dean, 2006; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010 y Pérez-Cruz, 2013).

7.2 Proxy aporte de terrígenos vía eólica

El Zr generalmente se encuentra en forma de zircón, mineral que suele acumularse en la fracción areno-limosa y puede ser transportado vía eólica. En particular, las arenas del Desierto de Sonora se caracterizan por contener material fino y con elevadas concentraciones de minerales pesados, especialmente zircón (Kasper-Zubilaga *et al.*, 2007; Kasper-Zubilaga y Zolezzi-Ruiz, 2007), por lo que valores altos de la relación Zr/Ti indican un incremento del aporte de material terrígeno vía eólica (Schutz y Zabel, 2006; Roy, *et al.*, 2013). Debido a la localización geográfica, la Cuenca Pescadero recibe aportes de material terrígeno con altas concentraciones de Zr que son transportados principalmente vía eólica provenientes del Desierto Sonora. Un trabajo realizado en las dunas costeras del Desierto de Sonora indica un promedio de 150 ppm de Zr (Kasper-Zubilaga *et al.*, 2007), mientras que en los sedimentos marinos del DIPAL III C-2, el promedio de Zr es de 190 ppm. Sin embargo, dicho elemento también puede transportarse vía fluvial debido a que en la región se encuentran rocas que contienen Zr, por lo que la señal de Zr/Ti puede presentar una mezcla de las diferentes vías de transporte, tanto eólica como fluvial.

Con base en el resultado de la regresión lineal de Zr/Ti vs. Ti ($R^2=0.81$) y los bajos valores de la corrección de Spearman de la relación Zr/Ti con el resto de los elementos transportados vía fluvial (K, Si, Fe, Ti y Ca), se determinó que la vía de transporte más probable es eólica. Adicionalmente, se ha documentado (van Andel y Shor, 1964) que los sedimentos de principales ríos localizados cerca de la Cuenca Pescadero contienen bajas concentraciones de zirconio

7.3 Proxy de productividad

Las concentraciones de COT proporcionan la cantidad de biomasa que se depositó en el océano después de su degradación en el proceso de enterramiento (Plewa *et al.*, 2012; Roy *et al.*, 2012), reflejando la productividad orgánica a lo largo de la columna de agua. Dentro del contexto de este trabajo se utilizó el COT como *proxy* de productividad; además, este *proxy* presenta bajas correlaciones con el resto de los elementos y con la relación Zr/Ti, sugiriendo un origen biogénico (Tabla 5). En cuanto el CIT, este se define como el total de las especies de carbono inorgánico de una

muestra. En este trabajo de investigación con base en los modelos de regresión entre el CIT vs. Ca y CIT vs. Fe se puede observar que una parte se depositó en CaCO_3 y FeCO_3 . Debido a que los valores de la regresión lineal fueron bajos, $r^2=0.2$ y $r^2=0.13$, respectivamente; es posible que existan otras sales involucradas, como por ejemplo MgCO_3 y BaCO_3 . Por tal razón, los valores de CIT no fueron considerados en la interpretación paleoclimática.

Con base en las fluctuaciones de los *proxies* geoquímicos (COT, la relación Zr/Ti, concentraciones de los elementos mayores y traza) se sugieren tres escenarios principales en la secuencia sedimentaria correspondientes a los intervalos que van de: 1) ~550 a ~950 A. D., 2) de ~950 a ~1600 A. D. y el 3) ~1600 a ~2003 A. D., y algunos eventos de menor escala temporal de ~900 a ~950 A. D. y de ~1500 a ~1600 A. D. Estos escenarios están caracterizados por cambios en el aporte de terrígenos (vía fluvial y/o vía eólica) y en la productividad primaria.

7.4 Primer escenario (~550 a ~950 A.D.)

El primer escenario corresponde a la sección basal de la secuencia DIPAL III C-2. Se sugieren una reducción en el aporte de material terrígeno transportado vía fluvial (Figura 12a), evidenciado por los bajos valores con respecto al valor promedio; no obstante, el transporte de material terrígeno vía eólica fue mayor que el promedio (Figura 12b).

Como se mencionó previamente, durante el modo de invierno-primavera el Golfo de California se ve influenciado por el aporte de material terrígeno vía eólica proveniente del Desierto de Sonora (van Andel y Shor 1964; Baba *et al.*, 1991a), por lo que el aumento en la relación Zr/Ti indica probablemente una intensificación de los vientos del NW; estos vientos transportaron considerables cantidades de material terrígeno de grano fino; el cual quedó registrado en los sedimentos de la Cuenca Pescadero. Con respecto a la productividad, se observan altas concentraciones de COT (Figura 12c), lo cual sugiere un mayor flujo de materia orgánica hacia los sedimentos marinos, resultado de condiciones de mayor productividad superficial. Se propone entonces que durante este intervalo en el área de estudio la dinámica oceánica estuvo dominada por fuertes surgencias resultado de la intensificación de los vientos del NW, esto condujo a una alta productividad, debido al ascenso de aguas sub-superficiales; así como, el incremento de nutrientes provenientes del aporte de terrígenos vía eólica (Figura 12b).

Por su parte, Stuvier *et al.* (1998) documentaron una tendencia de aumento en el Δ de ^{14}C durante el período que comprende este escenario (Figura 12e), lo cual indica una baja actividad solar. En el Golfo de California, se ha sugerido que este cambio favoreció la producción de sílice biogénico y una mayor productividad primaria (Barron y Bukry, 2007) (Figura 12e). En la secuencia estudiada en el presente trabajo las altas concentraciones de COT aluden las mismas condiciones oceanográficas.

Con base en lo anterior, se sugiere que durante el primer escenario de la secuencia sedimentaria DIPAL III-C-2 prevalecieron condiciones climáticas análogas a las que ocurren actualmente durante el modo de invierno-primavera, en donde la insolación es menor en el Hemisferio Norte y, debido a la posición del centro atmosférico anticiclónico del Pacífico Nororiental, el cual concurre latitudinalmente con el centro atmosférico ciclónico del Desierto de Sonora, se crea un gradiente barométrico que induce que los vientos circulen paralelos al eje del golfo y se intensifiquen manteniendo un clima frío y seco (Thunell *et al.*, 1997; Chesire *et al.*, 2005; Douglas *et al.*, 2007).

Al comparar este registro de la Cuenca Pescadero con otros registros lacustres y marinos, es posible observar que esta misma señal climática fue preservada. Como por ejemplo, en la Laguna de Punta en Quintana Roo, México, utilizando isótopos de oxígeno en conchas de ostrácodos y gasterópodos, se sugirió un aumento de evaporación y condiciones de sequía durante el período de ~ 280 a ~ 1080 años cal. A.D. (Curtis *et al.*, 1996). Durante este intervalo ocurrieron algunos eventos de extrema aridez con muy altos valores del $\delta^{18}\text{O}$ en ~ 585 , ~ 862 , ~ 986 y $\sim 1051 \pm 50$ años cal. A.D. (Figura 12d). En particular, en la Cuenca Pescadero esto se pone en evidencia con la disminución de aporte de terrígenos vía fluvial (Figura 12a) y un aumento de transporte de material terrígeno vía eólica (Figura 12b).

Otro estudio realizado en sedimentos marinos de la Cuenca Cariaco en el Caribe Venezolano sugirió que durante el período de ~ 750 a ~ 950 A.D. se presentaron varios eventos de sequías, especialmente para los años ~ 910 , ~ 860 , ~ 810 y ~ 760 A.D., documentados por la disminución de las concentraciones de Ti (Haug *et al.*, 2003). Diversos autores sugieren que estos eventos de sequía fueron ocasionados por el desplazamiento más hacia sur de la ZCIT. Este registro fue correlacionado con los eventos de sequía registrados en la Península de Yucatán para el mismo intervalo y sugiere que esta sincronía se debe principalmente a que ambas regiones se encuentran bajo el mismo régimen climático.

Por otra parte, en el registro de sedimentos lacustres de los últimos 2000 años en la Laguna de Juanacatlán, en el estado de Jalisco, México, se observó una reducción en la precipitación (basada en la disminución de las concentraciones de Ti) en los intervalos de ~400 a ~600 y de ~700 a ~900 A.D. (Metcalf *et al.*, 2010). Las condiciones de aridez de ~550 a ~950 A.D., sugeridas en los trabajos anteriores, coinciden con el registro de la Cuenca Pescadero que propone condiciones secas.

En particular y en el contexto de este trabajo en el primer escenario climático, se observa un evento de aridez conspicuo entre ~900 y ~950 A.D., evidenciado con una disminución muy marcada del aporte de terrígenos vía fluvial (Figura 12a). Cabe resaltar que en el registro del Lago Chichancanab (Hodell *et al.*, 1995), utilizando de isótopos de oxígeno se han documentado condiciones de extremas sequías, específicamente durante el intervalo de ~800 a ~1000 A.D. Este período de sequía severa corresponde a los eventos que han relacionado con el declive de la civilización Maya. Algunos autores (Hodell *et al.*, 1995; Haug *et al.*, 2003; Peterson y Haug, 2005) previamente habían sugerido que cambios en el clima pudieron haber jugado un papel fundamental en el declive de esta civilización. Sin embargo, en la actualidad se sabe que no sólo un cambio climático abrupto puede explicar este colapso, sino que se deben considerar otros factores de orden sociocultural, pero es probable que los cambios en el clima pudieran contribuir significativamente, debido al tipo de prácticas de agricultura que utilizaban.

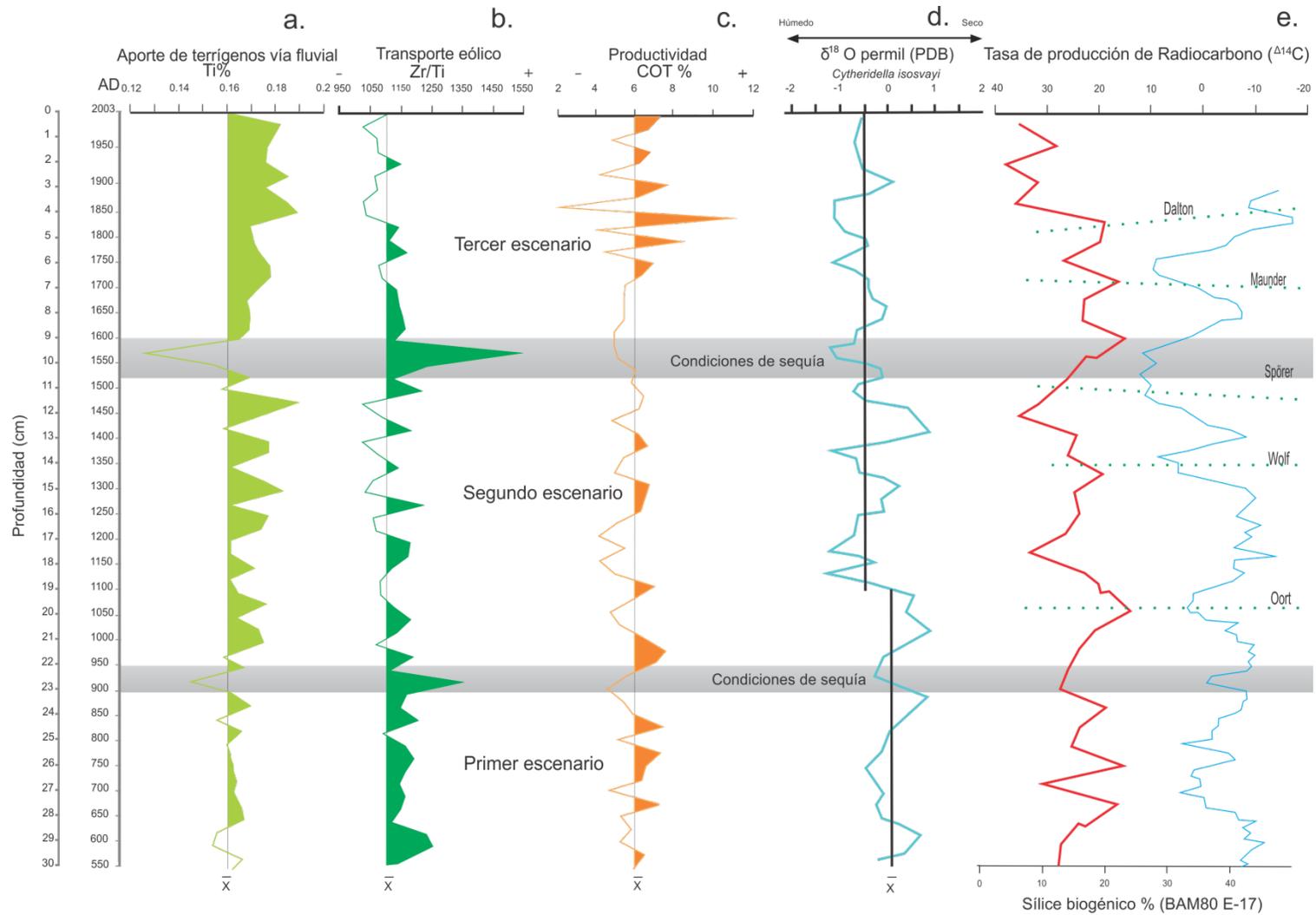


Figura 12. Profundidad de la secuencia sedimentaria DIPAL III C-2, edad en A.D. y, las concentraciones en porcentaje de Ti, de la relación Zr/Ti, COT, la estimación de las condiciones de humedad y sequía en la edad en años A.D. registrada en la Laguna de Punta, utilizando el $\delta^{18}\text{O}$ en ostrácodos (Curtis *et al.*, 1996) y la concentración de sílice biogénico y la tasa de producción de radiocarbono $\Delta^{14}\text{C}$ (Barron *et al.*, 2003) a lo largo de ésta. Las líneas punteadas indican el valor promedio.

7.5 Segundo escenario (~950 a ~1600 A.D.)

La parte inicial de este intervalo coincide con la Anomalía Climática Medieval (~900 a ~1200 A.D.) y el final de esta sección se corresponde con los primeros 200 años de la Pequeña Edad de Hielo. En términos generales se observa un incremento del aporte de terrígenos vía fluvial (Figura 13a), comparado con el escenario anterior; así como, una disminución del aporte de terrígenos vía eólica (Figura 13b), se sugiere que esta reducción se encuentra asociada probablemente a un debilitamiento de los vientos del NW.

Con respecto a la productividad, se observan que los valores del COT son bajos comparados con el escenario anterior (Figura 13c), lo cual sugiere una disminución del flujo de materia orgánica hacia la cuenca. Durante este intervalo se propone que la dinámica oceanográfica en la cuenca estuvo caracterizada por una disminución de las surgencias resultado del debilitamiento de los vientos del NW, ocasionando que se redujera el mecanismo de ascenso de las aguas sub-superficiales ricas en nutriente y así provocando una baja en la productividad.

Con base en lo anterior, se sugiere para el segundo escenario condiciones climáticas análogas a las que ocurren actualmente en el modo de verano-otoño, en donde la insolación es máxima en el Hemisferio Norte. Durante este intervalo, el centro de baja presión del Desierto de Sonora migra al norte del golfo y el centro de alta presión del Pacífico Norte se localiza $\sim 35^\circ$, propiciando que los vientos del NW se debiliten y predominen los vientos del sureste; asimismo, ocurre una mayor incursión de aguas cálidas y oligotróficas. La presencia de estas aguas cálidas favorece que la columna de agua se estratifique y se profundice la termoclina, dificultado el ascenso de aguas ricas en nutrientes, sumado con el debilitamiento de los vientos del NW. Actualmente, este modo se caracteriza por un incremento en la precipitación, representando el 70% del total de la precipitación anual (Baba *et al.*, 1991a; Thunell *et al.*, 1996; Thunell, 1997; Douglas *et al.*, 2007). Este incremento en la precipitación favoreció una mayor erosión hídrica, la cual se vio reflejada en los sedimentos marinos con un mayor aporte de material terrígeno vía fluvial hacia la cuenca (Figura 13a).

Al comparar el registro de sedimentos marinos DIPAL III C-2 con sedimentos marinos de otras cuencas dentro del Golfo de California, se observa la misma tendencia de reducción en la productividad. En la Cuenca de Guaymas se presenta una reducción del sílice biogénico (Figura 12d); así como, una disminución en la abundancia relativa de especies asociadas a condiciones de alta productividad (p. ej., *Octactis pulchra*). Este mismo patrón se observa también en la Cuenca de Pescadero (NH01-26), debido a la presencia de diatomeas y silicoflagelados asociados a aguas tropicales (p. ej., *Azpetia nodulifera*, *Dictyocha*

stapedia, *Dictyochoa calida* y *Dictyochoa aculeata*), sugiriendo una mayor incursión de aguas tropicales en la boca del Golfo de California; específicamente, estas condiciones se presentaron durante la ACM (Barron y Bukry, 2007).

Otro estudio realizado en la Cuenca Farallón (Tenorio-Peña, 2011), en la región occidental del Golfo de California, sugiere condiciones cálidas y de mayor precipitación análogas al modo de verano-otoño para el período que corresponde con la ACM; así como, una baja productividad primaria. Esto fue evidenciado utilizando *proxies* biológicos (silicoflagelados) y *proxies* geoquímicos (elementos mayores y traza). En particular, el incremento en concentración del Ca% fue asociado el aumento de organismos carbonatados, resultado de una mayor incursión y permanencia de aguas cálidas en la región sur del golfo.

Por otra parte, en la Laguna de Punta en Quintana Roo, México -utilizando isótopos de oxígeno en conchas de ostrácodos y gasterópodos-, se sugiere que, a partir del año 1000 A.D., en general prevalecieron condiciones de mayor humedad en la región (Figura 12d) (Curtis *et al.*, 1996).

En este trabajo, para este escenario se pueden observar tres pulsos (~1300, ~1400 y ~1475 A.D.) en donde se presenta una correlación positiva entre los *proxies* de aporte de terrígenos vía fluvial y el COT (Figura 12a y 12c). Se propone que durante estos pulsos, probablemente la posición promedio de la ZCIT pudo migrar más hacia el norte, lo que propició un aumento en la precipitación que trajo como resultado un incremento en la descarga de material terrígeno; así como, de materia orgánica proveniente de los ríos localizados del lado continental; de ahí que se presenten altas concentraciones de COT (Figura 13c), indicando un mayor flujo de materia orgánica proveniente del continente. No obstante, para corroborar si el flujo de materia orgánica proviene del continente es necesario realizar otro tipo de análisis como por ejemplo la relación C/N e isótopos de nitrógeno.

Al final del segundo escenario (~1500 a ~1600 A.D.) se presentó un evento de menor escala (multidecadal) que se caracterizó por una disminución abrupta del aporte de terrígenos vía fluvial (Figura 13a); en este evento se presentan los valores mínimos de estos *proxies*. Sin embargo, la relación Zr/Ti muestra su máximo valor, este intervalo coincide con el comienzo de la PEH; así como, en el mínimo de manchas solares de Spöerer (1460-1550 A.D.) (Figura 13d). Para esta condición se sugiere que prevalecieron condiciones frías y secas en la región. Dicho período de sequía también se ha documentado en el suroeste de los Estados Unidos de Norteamérica, cuando ocurrió la sequía más importante en el último milenio; estas condiciones fueron propuestas a partir de una reconstrucción de las condiciones húmedas y secas del monzón de Norteamérica utilizando como *proxy* los anillos de crecimiento del abeto de Douglas *Pseudotsuga menziesi* (Griffin *et al.*, 2013).

Esta tendencia de condiciones frías en la región se refleja en los sedimentos marinos de las cuencas de Guaymas y Pescadero, en los cuales se observan cambios en la distribución de diatomeas y silicoflagelados. En particular, se presenta una disminución en la abundancia de la especie de diatomea *A. nodulifera* asociada a condiciones tropicales, cambios atribuidos principalmente a fluctuaciones en la insolación solar (Barron y Bukry, 2007). Esta anomalía en la temperatura también se ha observado en el Golfo de México: en un registro sedimentario de la Cuenca Fisk se sugiere una disminución de $\sim 2^{\circ}$ C (Figura 13d), estimación que se obtuvo a partir de la concentración en la relación Mg/Ca en las testas de foraminíferos de la especie *G. ruber*; el enfriamiento mencionado ocurrió en 1550 A.D. (Poore *et al.*, 2004).

En cuanto la productividad durante este evento de aridez conspicuo, se observan concentraciones por debajo de la media del COT, por lo que se sugiere que hubo un incremento en la productividad, provocando mayor flujo de carbono y, por consiguiente, una mayor demanda de oxígeno para la degradación de la materia orgánica. Como resultado hubo una producción de CO_2 , propiciando la formación de H_2CO_3 que promovió una disolución de los carbonatos; paradójicamente, períodos de muy alta productividad son asimismo períodos de alta disolución, razón por lo cual la preservación de la materia orgánica pudo no ser tan evidente durante este evento (González-Yajimovich, 2004).

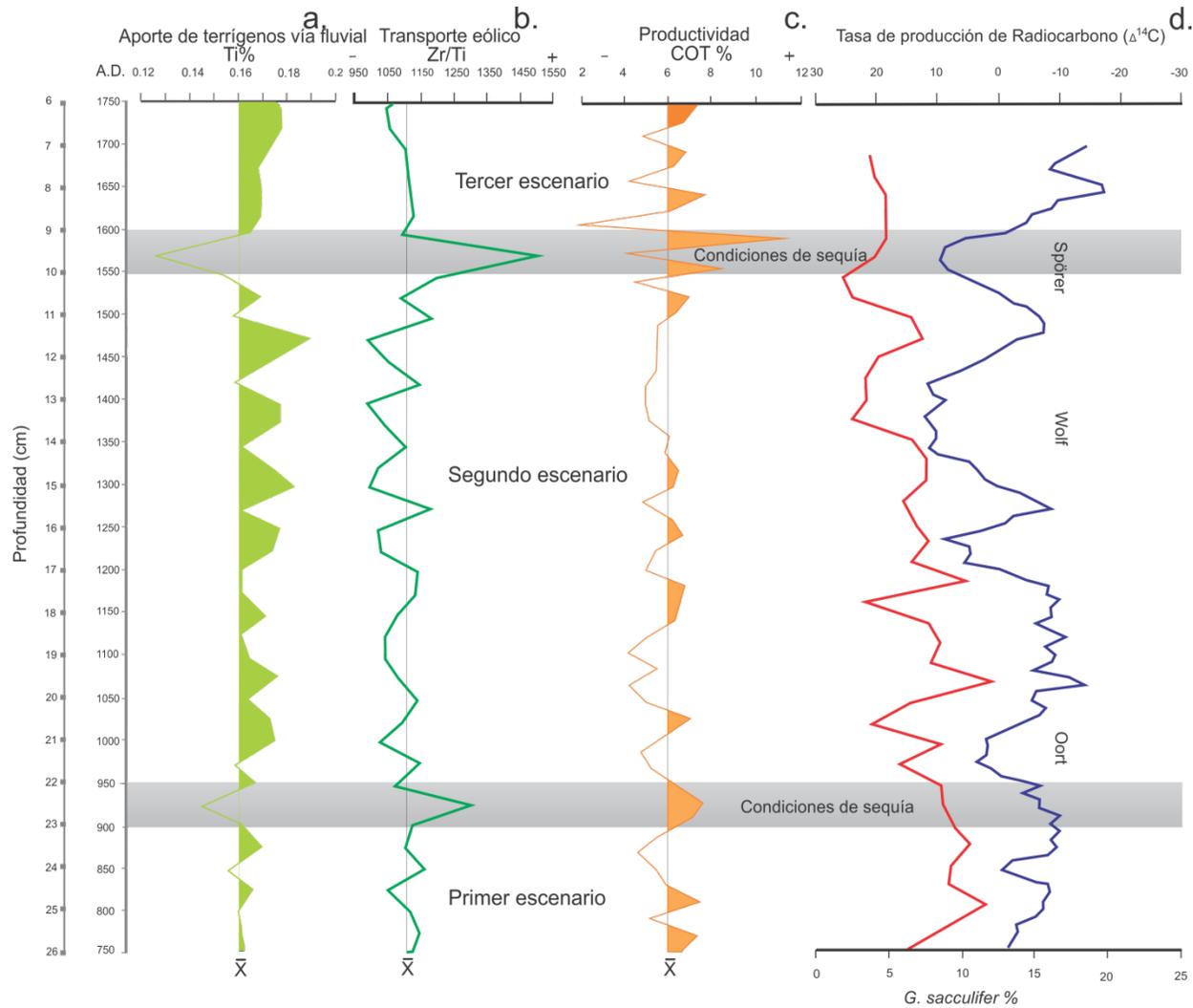


Figura 13. Profundidad de la secuencia sedimentaria DIPAL III C-2, edad en A.D. y, las concentraciones en porcentaje de Ti, de la relación Zr/Ti, COT, la abundancia relativa del foraminífero *G. sacculifer* y la tasa de producción de radiocarbono $\Delta^{14}\text{C}$. (Poore *et al.*, 2004) Las líneas punteadas indican el valor promedio.

7.6 Tercer escenario (~1600 a ~2003 A.D.)

Este escenario corresponde a la sección superior de la secuencia DIPAL III C-2. Se observan un incremento en el aporte de terrígenos vía fluvial con respecto al promedio (Figura 14a). Estos son más altos comparadas con los del segundo escenario; sin embargo, ambos escenarios en general presentan una tendencia similar. Los bajos valores de concentración de la relación Zr/Ti con respecto a la media aluden a una disminución en el aporte de terrígenos vía eólica (Figura 14b). A pesar de ello, se observan algunos pulsos en donde se presenta una correlación positiva entre la relación Zr/Ti y los *proxies* de aporte de terrígenos vía fluvial; el modelo de regresión lineal Zr/Ti vs. Ti indica que una proporción Zr/Ti puede provenir de la erosión hídrica de las rocas ígneas localizadas del lado continental (Figura 9).

Con respecto a la productividad, se observa algunos pulsos en donde las concentraciones del COT se encuentran por encima del valor promedio (Figura 14c), lo cual sugiere un incremento en el flujo de materia orgánica hacia la cuenca. En relación con lo anterior, se propone que prevalecieron condiciones análogas a las que actualmente ocurren durante el modo de verano-otoño en el Golfo de California, estas condiciones fueron sugeridas de la misma manera para el segundo escenario; sin embargo, dentro de este escenario las condiciones de precipitación fueron aún más significativas (Figura 14a). Se sugiere que el aumento en la precipitación incremento las descargas de sedimentos terrígenos y materia orgánica provenientes los ríos localizados en la Sierra Madre Occidental. Por lo que las altas concentraciones de los *proxies* de aporte de terrígenos vía fluvial y COT sean un reflejo de un mayor flujo de sedimentos provenientes de los ríos localizados en la región continental (Figura 14a y 14c).

En regiones cercanas a la Cuenca Pescadero, las reconstrucciones paleoclimáticas y paleoceanográficas para los últimos 400 años presentan una mayor resolución temporal, lo cual dificulta realizar una comparación con el registro sedimentario C-2. Sin embargo, es posible observar que esta señal climática fue preservada como por ejemplo, se ha documentado una mayor recurrencia de inviernos más húmedos y fríos en la Sierra Madre Occidental (SMO) durante 1681 a 2001 A.D., utilizando los anillos de crecimiento en la especie *Pseudotsuga menzie*, comúnmente llamado abeto de Douglas, en las cuales se ha observado que tales condiciones se intensifican a partir de 1820 A.D. (González-Elizondo *et al.*, 2005).

En las cuencas de Carmen, Guaymas y Alfonso se han documentado un incremento en la temperatura del mar así como, una mayor precipitación dichos cambios se ha inferido a partir de la utilización de *proxies* geoquímicos (isótopos de oxígeno y concentraciones de Ti) para los últimos 180 años (Herguera *et al.*, 2003; Dean *et al.*, 2004); éstos cambios se han asociado con un aumento en la

frecuencia y amplitud en los eventos de El Niño y con la fase cálida de la PDO. Estas fases propician un aumento en la precipitación de la región; estos resultados coinciden con los valores altos de los *proxies* de aporte de terrígenos vía fluvial (Figura 14a).

En las cuencas Pigmy, Garrison y Fisk (Richey *et al.*, 2009) se han observado un incremento en la temperatura del mar entre $\sim 1^\circ$ y 2° C (Figura 14d, 14e y 14f); los autores sugieren que estas condiciones de cambios en la temperatura del océano, sumados con la posición promedio más hacia el norte de la ZCIT, promovieron un aumento en la precipitación. Si bien los registros mencionados previamente para este intervalo tienen una mayor resolución, en general muestran la misma tendencia, siendo más evidente para los últimos 180 años, por lo que se sugiere que estas condiciones paleoclimáticas sean probablemente el resultado de condiciones regionales (Herguera *et al.*, 2003; Dean *et al.*, 2004; González- Elizondo *et al.*, 2005; Goni *et al.*, 2006; Richey *et al.*, 2009).

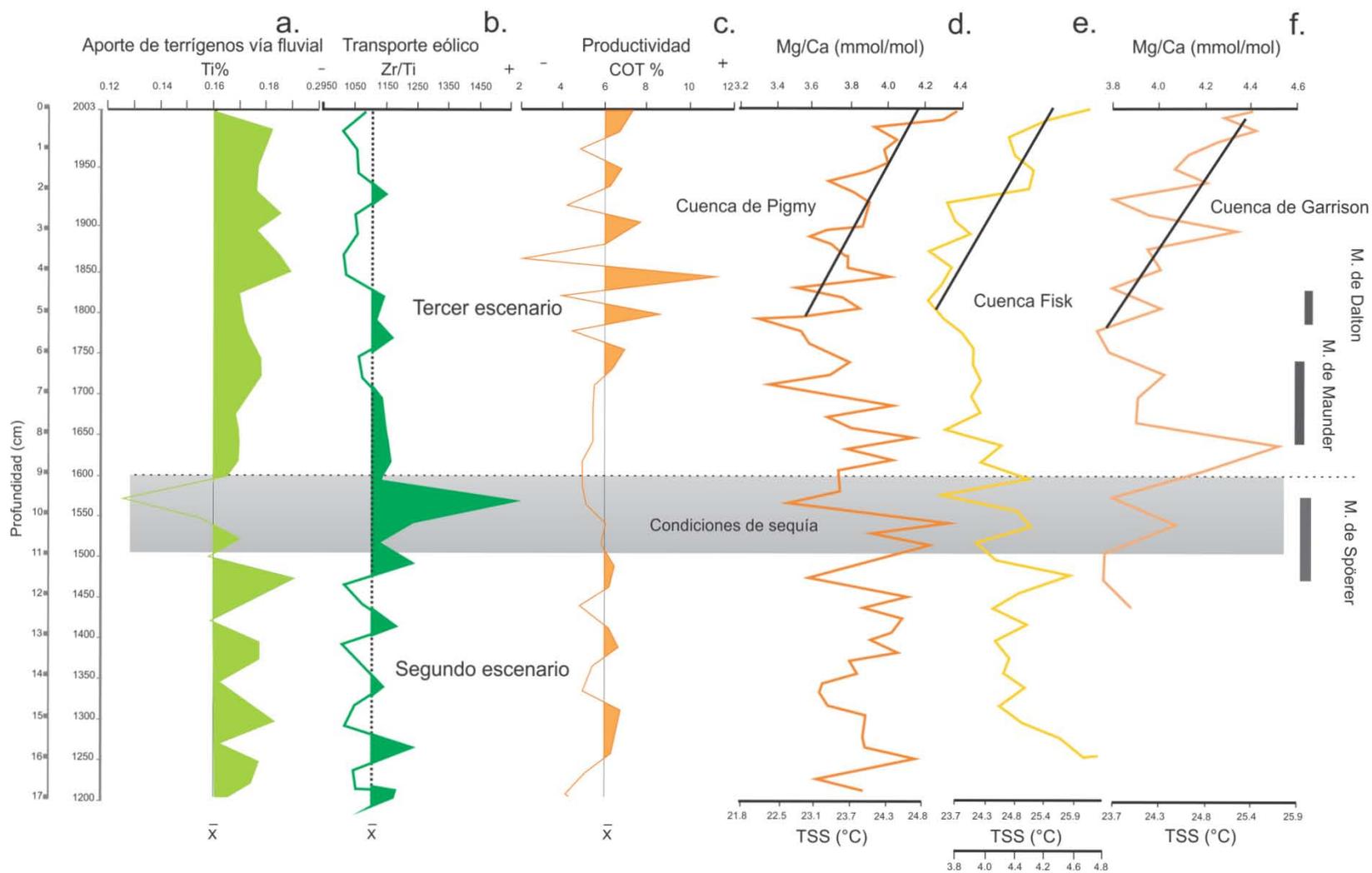


Figura 14. Profundidad de la secuencia sedimentaria DIPAL III C-2, edad en A.D. y, las concentraciones en porcentaje de Ti, de la relación Zr/Ti, COT y las reconstrucciones de la temperatura superficial del mar de las cuencas Pigmy, Fisk y Garrison (Richey *et al.*, 2009). Las líneas punteadas indican el valor promedio.

7.7 Análisis de series de tiempo

Las principales periodicidades reportadas dentro la secuencia DIPAL III C-2 son 489, 293, 244, 209, 163, 122, 86, 81, 77 y 73. Algunas oscilaciones se pueden asociarse con algunos fenómenos naturales que se presentan de manera cíclica y que pueden alterar las condiciones climáticas, generalmente la mayoría de las oscilaciones documentadas están relacionadas con la variabilidad solar.

En particular, el período de 209 años puede estar asociado con el ciclo de Suess (180-220 años); este ciclo ha sido documentado con datos de concentración del $\Delta^{14}\text{C}$. En general, este ciclo generalmente se ha relacionado con varios fenómenos astronómicos, como el momento angular del Sol sobre su centro de masa (Rind, 2002). Este ciclo también se observó en sedimentos del Lago Chichancanab (206 años), Laguna Punta (208 años); así como, en la Cuenca Cariaco (200 años) estos períodos se han determinado con los datos de diferentes *proxies* (Peterson *et al.*, 1991; Hodell *et al.*, 2001). En este trabajo, los períodos de 77, 81 y 86 años probablemente están relacionados con los Ciclos de Gleissberg que tienen una periodicidad entre 80 y 90 años, estos ciclos se encuentran asociados con los mínimos de Maunder y de Dalton (McCracken *et al.*, 2001; Petrovay, 2010). Si bien estas ciclicidades pueden estar asociadas con los mínimos de Maunder y de Dalton no son muy evidentes en las fluctuaciones de aporte de terrígenos vía fluvial, eólica y en la productividad; sin embargo, el análisis de las series de tiempo sugiere que los sedimentos contenidos en la Cuenca Pescadero son susceptibles a los cambios en la actividad solar, debido a que esta juega un papel fundamental en el clima de la región.

Dentro del Golfo de California se han realizado diversos análisis de series de tiempo y se han definido algunos períodos; especialmente dentro de la Cuenca Pescadero se ha observado en el análisis espectral con los datos de terrígenos, un período de 72 años ± 1 ; en el análisis de este trabajo se encontró un período de 73 años, período que probablemente se encuentra asociado con cambios en la humedad. El período de 163 encontrado en el registro sedimentario DIPAL III C-2 puede estar asociado con otro período de 144 ± 18 años documentado en esta misma cuenca, el cual se encontró con los datos de carbonatos y fue relacionado con ciclos de productividad/disolución (González-Yajimovich, 2004). El período de 244 años probablemente puede estar relacionado con un período muy similar localizado en la Cuenca de Guaymas de 256 años, obtenido con los datos de productividad procedentes de la especie de silicoflagelado *O. pulchra* (Barron y Bukry, 2007).

La información obtenida en este trabajo ha permitido reconstruir las condiciones oceanográficas y climáticas en una escala multidecadal para los últimos 1450 A.D. en la Cuenca Pescadero, Golfo de

California, aportando información adicional de la región subtropical, evidenciando de esta manera su sensibilidad y capacidad para registrar la variabilidad climática en una escala regional.

7.8 Conclusiones

La secuencia sedimentaria DIPAL III C-2 de la región oriental Cuenca Pescadero está conformada principalmente por sedimentos hemipelágicos limo-arcillosos y presenta una estructura laminada, resultado de aportes diferenciales y una baja oxigenación. Este registro de alta resolución representa 1450 años, de ~550 a ~2003 A.D.

Con base en las fluctuaciones de los *proxies* geoquímicos (COT, la relación Zr/Ti, elementos mayores y traza) se sugieren tres principales escenarios paleoclimáticos y algunos eventos de menor escala temporal en una resolución multidecadal.

El primer escenario abarca de ~550 a ~950 A. D.; se proponen condiciones de reducción del aporte de terrígenos vía fluvial, con un aumento de transporte de terrígenos por vía eólica y flujo de materia orgánica. Debido a esto se infiere que prevalecieron condiciones análogas a las que actualmente ocurren durante el modo de invierno-primavera en el GC. Es posible reconocer al final de este intervalo un evento de aridez conspicuo de ~900 a ~950 A. D., el cual ha sido documentado utilizando diferentes registros paleoclimáticos en diversas regiones de México y América del Sur.

El segundo escenario corresponde de ~950 a ~1600 A.D. se sugieren condiciones de mayor aporte de terrígenos vía fluvial; así como, reducción en el flujo de materia orgánica y en el transporte de terrígenos vía eólica. Se propone que prevalecieron condiciones climáticas promedio análogas a las que ocurren actualmente durante el modo de verano-otoño en el GC. Dentro de este intervalo se identificaron tres pulsos (~1300, ~1400 y ~1475 A.D.), en donde se observa un aumento en el aporte de terrígenos vía fluvial; de la misma manera se presenta un incremento en el flujo de materia orgánica. Se propone que durante estos tres pulsos, probablemente la posición promedio de la ZCIT pudo migrar más hacia el norte. Al final de este escenario se observa un evento de aridez entre ~1500 y ~1600 A.D. más intenso comparado con el evento del primer escenario. En particular, en este evento de aridez ocurre un decremento drástico en el aporte de terrígenos vía fluvial acompañado con un aumento muy importante en el transporte eólico, esto coincide con el comienzo de la PEH. En otras regiones se ha reconocido este evento de sequía como el más importante del último milenio.

En el tercer escenario, que abarca de ~1600 a ~2003 A.D., se infieren condiciones de mayor aporte de terrígenos vía fluvial y flujo de materia orgánica proveniente del continente; no obstante, se presenta una disminución de terrígenos vía eólica. Se propone que prevalecieron condiciones análogas a las que ocurren actualmente durante el modo de verano-otoño en el GC; sin embargo, las condiciones

de precipitación fueron más significativas con respecto al segundo escenario, sugiriendo probablemente que sean resultado de condiciones regionales (p. ej., tormentas tropicales, huracanes, etc.). Diversos registros paleoclimáticos en el GC sugieren esta misma tendencia de mayor precipitación, especialmente para los últimos 180 años.

De los resultados del análisis espectral realizado a las series de tiempo construidas con los datos de COT, de la relación Zr/Ti, elementos mayores y traza, se pudieron definir los principales períodos (489, 293, 244, 209, 163, 122, 86, 81, 77 y 73 años). Algunos de éstos se encuentran asociados básicamente con la variabilidad solar, como por ejemplo, el período de 209 años, posiblemente relacionado con el ciclo de Suess (180-220 años); los períodos de 77, 81 y 86 años, probablemente asociados con los Ciclos de Gleissberg (80-90 años). En particular, los períodos de 73 y 163 se han documentado en otro registro obtenido de la misma cuenca relacionado con los cambios en la precipitación y con ciclos de productividad/disolución de carbonatos.

Referencias

- Adams, M.** 1995. Fundamentos de Química de los suelos. Universidad Central de Venezuela. Ed. Taller de Anunco. Caracas. Venezuela. pp. 288-301.
- Adams, D.K. y A.C. Comrie.** 1997. The North American Monsoon. Bulletin of the American Meteorological Society. 78: 2197–2213.
- Aller, G. C. y J. E. Mackin.** 1984. Preservation of reactive organic matter in marine sediments. Earth and Planetary Science Letters. 70: 260-266.
- Álvarez-Borrogo, S. y R. Lara-Lara.** 1991. The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. En: Dauphin, J.P. y B.R.T. Simoneit. The Gulf and Peninsular Province of the Californias. American Association of Petroleum Geologists Memoir. 47: 555-567.
- Álvarez-Gómez, I.** 2007. Flujos de silicoflagelados en la Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz, Golfo de California. Tesis de Licenciatura. Instituto Tecnológico de los Mochis. México. pp.89
- Arndt, S., B. B. Jørgensen, D. E. LaRowe, J. J. Middelburg, R. D. Pancost y P. Regnier.** 2013. Quantifying the degradation of organic matter in marine sediments: A review and synthesis. Earth-Science Reviews. 123: 53–86.
- Baba, J., C. D. Peterson y H. Schrader.** 1991a. Modern fine- grained sediments in the Gulf of the California. En: Dauphin, J. P. y B. R. T. Simoneit. The Gulf and peninsular province of the California. Memoir of the American Association of Petroleum Geologists. 47: 569-587.
- Baba, J., C. D. Peterson y H. Schrader.** 1991b. Fine grained Terrigenous Sediment Supply and Dispersal in the Gulf of the California. During the Last Century. En: Dauphin, J. P. y B. R. T. Simoneit. The Gulf and peninsular province of the California. Memoir of the American Association of Petroleum Geologists. 28: 589-602.
- Badan-Dangon, A., C. J. Koblinsky y T. Baumgartner.** 1985. Spring and summer in the Gulf of the California: observations of surface thermal patterns. Oceanológica Acta. 8: 13-22.
- Barron, J. A., D. Bukry y J. L. Bischoff.** 2003. A 2000-yr long record of climate from the Gulf of California. En: West G.J., Blomquist, N.L. Proceedings of the Nineteenth Pacific Climate Workshop, Asilomar, Pacific Grove, CA, March 3–6, 2002. Technical Report 71, Interagency Ecological Program for the San Francisco Estuary, Sacramento CA. pp. 11-21.
- Barron, J. A y D. Bukry.** 2007. Solar forcing of Gulf of California climate during the past 2000 yr suggested by diatoms and silicoflagellates. Marine Micropaleontology. 62: 115-139.
- Barron, J. A, D. Bukry, W. E. Dean, J. A. Addison y B. Finney.** 2009. Paleoceanography of the Gulf of Alaska during the past 15000 years: Results from diatoms, silicoflagellates, and geochemistry. Marine Micropaleontology. 72: 176-195.

- Beck, L., M. Gehlen, A. M. Flank, A. J. Van Bennekom y J. E. E. Van Beusekom.** 2002. The relationship between Al and Si in biogenic silica as determined by PIXE and XAS. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research.* 189: 180-184.
- Bordoni, S., P. E. Ciesielski, R. H. Johnson, B. D. McNoldy y B. Stevens.** 2004. The low-level circulation of the North American Monsoon as revealed by QuikSCAT. *Geophysical Research Letters.* 31: 1-4.
- Boyd, P. W., C. S. Law, C.S. Wong, Y. Nojiri, A. Tsuda, M. Levasseur, S. Takeda, R. Rivkin, P. J. Harrison, R. Strzepek, J. Gower, R. M. McKay, E. Abraham, M. Arychuk, J. Barwell-Clarke, W. Crawford, D. Crawford, M. Hale, K. Harada, K. Johnson, H. Kiyosawa, I. Kudo, A. Marchetti, W. Miller, J. Needoba, J. Nishioka, H. Ogawa, J. Page, M. Robert, H. Saito, A. Sastri, N. Sherry, T. Soutar, N. Sutherland, Y. Taira, F. Whitney, S. Wong y T. Yoshimura.** 2004. The decline and fate of an iron-induced subarctic phytoplankton bloom. *Nature.* 428: 549-553.
- Boyd, P.W. y M. J. Ellwood.** 2010. The biogeochemical cycle of iron in the ocean. *Nature Geoscience.* 3: 675-682.
- Bradley, R. S., M. K. Hughes y H. F. Diaz.** 2003. Climate in Medieval time. *Science.* 302: 404-405.
- Bray, N. A. y J. M. Robles.** 1991. Physical Oceanography of the Gulf of California. In: *The Gulf and Peninsular province of the Californias.* Dauplin P. & R. T. Simoneit. American Association of Petroleum Geologist. Tulsa, Oklahoma. pp. 511- 553.
- Bruland, K. W.** 1983. Trace elements in sea water. *Chemical Oceanography.* Volumen 8. Second edition. Academic Press. New York. USA. 157-220.
- Burdige, J. D.** 2006. *Geochemistry of Marine Sediments.* Princeton University Press. New Jersey, USA. pp. 8-10.
- Canfield, D. E.** 1994. Factors influencing organic carbon preservation in marine sediments. *Chemical Geology.* 114: 315-319.
- Chávez, F.P., J.T. Pennington, C. G. Castro, J. P. Ryan., R. P. Michisaki, B. Schlining, P. Walz , K. R. Buck, A. McPhaden y C. A. Collins.** 2002. Biological and chemical consequences of the 1997-1998 El Niño in central California waters. *Progress in Oceanography.* 54: 205-232.
- Cheshire, H., J. Thurow y A. Nederbragt.** 2005. Late Quaternary climate change record from two long sediment cores from Guaymas basin, Gulf of California. *Journal of Quaternary Science.* 20:457-469.
- Cronin, T. M.** 2010. *Paleoclimates: understanding Climate Change Past and Present.* Columbia University Press. New York, USA. pp. 448-450.

- Curtis, J. H., D. A. Hodell y M. Brenner.** 1996. Climate Variability on the Yucatan Peninsula (Mexico) during the Past 3500 Years, and Implications for Maya Cultural Evolution. *Quaternary Research*. 46: 37-47.
- Dean, W. E.** 1997. Rates, timing, and cyclicity of Holocene eolian activity in north-central United States: Evidence from varved lake sediments. *Geology*. 25: 331-334.
- Dean, W.E., C. Pride y R. Thunell.** 2004. Geochemical cycles in sediments deposited on the slopes of the Guaymas and Carmen Basins of the Gulf of California over the last 180 years. *Quaternary Science Reviews*. 23: 1817-1833.
- 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.
- De Baar, H. J. W., P.W. Boyd, K. H. Coale, M. R. Landry, A. Tsuda, P. Assmy, D. C. E. Bakker, Y. Bozec, R. T. Barber, M. A. Brzezinski, K. O. Buesseler, M. Boyé, P. L. Croot, F. Gervais, M. Y. Gorbunov, P. J. Harrison, W. T. Hiscock, P. Laan, C. Lancelot, C. S. Law, M. Levasseur, A. Marchetti y J. Nishioka.** 2005. Synthesis of iron fertilization experiments: from the Iron Age in the Age of Enlightenment. *Journal Geophysical Research Oceans*. 110: 16-24.
- Douglas, M. W., R. A. Maddox, K. Howard y S. Reyes.** 1993. The Mexican monsoon. *Journal of Climate*. 6: 1665-1677.
- Douglas, R. G., D. Gorsline, A. Grippo, I. Granados y O. González-Yajimovich.** 2002. Holocene ocean-climate variation in Alfonso Basin, Gulf of California, Mexico. En: West, G.J., Buffaloe, L.D. *Proceedings of the Eighteenth PACLIM Workshop*. Asilomar, Pacific Grove, California. pp. 7-20.
- Douglas, R. G., O. González-Yajimovich, J. Ledesma-Vázquez y F. Satines-Urías.** 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., R. Collier y J. McManus.** 1997. Can the aluminum and titanium contents of ocean sediments be used to determine the paleoproductivity of the oceans?. *Paleoceanography*. 12: 586-593.
- Eddy, J. A.** 1976. The Maunder Minimum. *Science*. 192: 1189-1202.
- Espinosa-Carreón, T. L., P. Strub, E. Beier, F. Ocampo Torres y G. Gaxiola-Castro.** 2004. Seasonal and interannual variability of satellite-derived chlorophyll pigment, surface height, and temperature off Baja California. *Journal of Geophysical Research*. 109:1-20.
- Espinosa-Carreón, T. L. y J.E. Valdez-Holguín.** 2007. Variabilidad Interanual de clorofila en el Golfo de California. *Ecología Aplicada*. 6: 83-92.

- Espinosa-Carreón, T. L., J. Cepeda-Morales y G. Gaxiola-Castro.** 2007. Influencia de los procesos físicos en la producción de carbono orgánico frente a Baja California. En: Carbono en ecosistemas acuáticos de México. CICESE. pp. 293-304.
- Ferrari, L., M. Valencia-Moreno y S. Bryan.** 2003. Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. Boletín de la sociedad Geológica Mexicana Volumen Conmemorativo del Centenario Temas Selectos de la Geología Mexicana. 3: 343-378.
- Fischer, G. y G. Wefer.** 1999. Use of proxies in Paleoceanography. Examples from the South Atlantic. Springer. Germany. pp. 42-54.
- Gass, I. G., P. J. Smith y R. C. L. Wilson.** 2002. Introducción a las Ciencias de la Tierra. Reverté. Barcelona. España. pp. 18- 25.
- Gehlen, M., L. Beck, G. Calas, A. M. Flank, J. A. van Bennekom y J. E. E. van Beusekom.** 2002. Unraveling the atomic structure of biogenic silica: Evidence of the structural association of Al and Si in diatom frustules. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 66: 1601-1609.
- Gehlen, M., C. Heinze y E. Maier-Reimer.** 2003. Coupled Al-Si geochemistry in an ocean general circulation model: A tool for the validation of oceanic dust deposition fields? *Global biogeochemical cycles*. 17: 1010-1029.
- Glantz, M.H., Katz, R.W. y Nicholls, N.** 2001. Teleconnections linking Worldwide Climate Anomalies. Cambridge University Press. UK. pp. 371-400.
- Goldberg, E. D.** 1963. Geochronology with ^{210}Pb . radioactive dating. Conference Proceedings, November 19-23. Viena. pp. 121-131.
- Goldberg, E. D. y G. O. S. Arrhenius.** 1958. Chemistry of Pacific pelagic sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 13: 152-212.
- González-Elizondo, M., E. Jurado, J. Návar, M. S. González-Elizondo, J. Villanueva, O. Aguirre y J. Jiménez.** 2005. Tree-rings and climate relationships for Douglas-fir chronologies from the Sierra Madre Occidental. Mexico: A 1681-2001 rain reconstruction. *Forest Ecology and Management*. 213: 39-53.
- González-Yajimovich, O.** 2004. Holocene sedimentation in the southern Gulf of California and its climatic implications. Tesis de Doctorado. Universidad del Sur de California. Estados Unidos de Norteamérica. pp. 135-136.
- González-Yajimovich, O., R. G. Douglas y D. S. Gorsline.** 2005. Proceedings of the Geologists Association. 116: 315-330.

- Goni, M. A., R. C. Thunell, M. P. Woodwork y F. E. Müller-Karger.** 2006. Changes in wind-driven upwelling during the last three centuries: Interocean connections. *Geophysical Research Letters*. 33: 1-4.
- Graham, N. E., C. M. Ammann, D. Fleitmann, K. M. Cobb y J. Luterbacher.** 2010. Support for global climate reorganization during the “Medieval Climate Anomaly”. *Climate Dynamics*. 37: 1217-1245.
- Griffin, D., Connie A. Woodhouse, D. M. Meko, D. W. Stahle, H. L. Faulstich, C. Carrillo, R. Touchan, C. L. Castro y S. W. Leavitt.** 2013. North American monsoon precipitation reconstructed from tree-ring latewood. *Geophysical Research Letters*. 40: 954-958.
- Guiñez, M., J. Valdés y A. Sifeddine.** 2010. Variabilidad espacial y temporal de la materia orgánica sedimentaria, asociada a la Zona de Mínimo Oxígeno (ZMO), en un ambiente costero del norte de la corriente de Humboldt, bahía de Mejillones, Chile. *Latin American journal of aquatic research*. 38: 242-253.
- Haug, H. G., K. A. Hughen, D. M. Sigman, L. C. Peterson y U. Röhl.** 2001. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*. 293: 1304-1307.
- Haug, H. G., D. Günther, L. C. Peterson, D. M. Sigman, K. A. Hughen y B. Aeschlimann.** 2003. Climate and the Collapse of Maya Civilization. *Science*. 299: 1731-1735.
- Herguera, J. C., G. B. Franco y A. Molina-Cruz.** 2003. Decadal surface variability in the lower Gulf of California: Records for the past 300 years. *Geofísica Internacional*. 42: 397-406.
- Hodell, D. A., J. H. Curtis y M. Brenner.** 1995. Possible role of climate in the collapse of Classic Maya civilization. *Nature*. 1995: 391-394.
- Hodell, D. A., M. Brenner, J. H. Curtis, T. Guilderson.** 2001. Solar Forcing of Drought Frequency in the Maya Lowlands. *Science*. 292: 1367-1370.
- Jomelli, V., V. Favier, A. Rabatel, D. Brunstein, G. Hoffmann, y B. Francou.** 2009. Fluctuations of glaciers in the tropical Andes over the last millennium and paleoclimatic implications. A review *Palaeogeography, Palaeoclimatology*. 281: 269-282.
- Jones, P. D. y M. E. Mann.** 2004. Climate over the past millennia. *Reviews of Geophysics, American Geophysical Union*. 42: 1-42.
- Just, J., D. Heslop, T. von Dobeneck, T. Bickert, M. J. Dekkers, T. Frederichs, I. Meyer y M. Zabel.** 2012. Multiproxy characterization and budgeting of terrigenous end-members at the NW African continental margin. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*. 13: 1-18.

- Kahru, M., Marinone S. G., Lluch-Cota S. E., Parés-Sierra A., Mitchell G.** 2004. Ocean color variability in the Gulf of California: scales from the El Niño–La Niña cycle to tides. *Deep Sea Research II*. 51: 139-146.
- Kasper-Zubilaga J. J. y H. Zolezzi-Ruiz.** 2007. Grain size, mineralogical and geochemical studies of coastal and inland dune sands from El Vizcaíno Desert, Baja California Peninsula, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 24: 423-438.
- Kasper-Zubilaga J. J., H. Zolezzi-Ruiz, A. Carranza-Edwards, P. Girón-García, G. Ortiz-Zamora y M. Palma.** 2007. Sedimentological, modal analysis and geochemical studies of desert and coastal dunes, Altar Desert, NW Mexico. *Earth Surface Processes and Landforms*. 32: 489-508.
- Keil, R. G.** 2011. Terrestrial influences on carbon burial at sea. *Proceedings of the National Academy of Science of the United States of America*. 108: 9729–9730.
- Kemp, A. E. S., J. Pike, R. B. Pearce y C. B. Lange.** 2000. The “Fall dump”. A new perspective on the role of a “shade flora” in the annual cycle of diatom production and export flux. *Deep Sea Research II*. 47: 2129-2154.
- Kemp, A. E. S.** 2003. Evidence for abrupt climate changes in annually laminated marine sediments. *Philosophical Transactions of the Royal Society*. London. 361: 1851-1870.
- Lavín, M. F., E. Beier y A. Badan.** 1997. Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual. En: Lavín, M. F. (ed.). *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. Monografía N° 3. pp. 141-171.
- Lavín, M. F. y S. G. Marinone.** 2003. An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. En *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. Kluwer Academic Publishers. pp. 173-204.
- Lavín, M. F., R. Castro, E. Beier, V. M. Godinez, A. Amador y P. Guest.** 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.
- Lazarus, D., B. Bittniok, L. Diester-Haass, P. Meyers y K. Billups.** 2006. Comparison of radiolarian and sedimentologic paleoproductivity proxies in the latest Miocene–Recent Benguela Upwelling System. *Marine Micropaleontology*. 60: 269-294.
- Ledru, M. P., V. Jomelli, P. Samaniego, M. Vuille, S. Hidalgo, M. Herrera, y C. Ceron.** 2013. The Medieval Climate Anomaly and the Little Ice Age in the eastern Ecuadorian Andes. *Climate of the Past*. 9: 307-332.
- Libes, S. M.** 2010. *Introduction to Marine Biogeochemistry*. Elsevier. Academic Press. San Diego, USA. pp. 559-580.

- Makarov, V. y Jiménez-Illescas A.** 2003. Corrientes básicas barotrópicas en el Golfo de California. *Ciencias Marinas*. 29:1 41- 153.
- Mann, M. E. y P. D. Jones.** 2004. Global surface temperatures over the past two millennia. *Review Geophysics*. 42: 1-42.
- Mann, M. E., M. A. Cane, S. E. Zebiak y A. Clement.** 2005. Volcanic and Solar Forcing of the Tropical Pacific over the Past 1000 Years. *Journal of Climate*. 18: 447-457.
- Mann, M. E.** 2007. Climate Over the past Two Millennia. *Earth Planet Science*. 35: 111-36.
- Mann, M., E. Z. Zhang, S. Rutherford, R. S. Bradley, M. K. Hughes, D. Shindell, C. Ammann y G. Faluvegi, F. Ni.** 2009. Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*. 326: 1256-1260.
- Mantúa N.J. y S.R. Hare.** 2002. The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography*. 58: 35-44.
- Marchitto, T. M.** 2007. Nutrients Proxies. *Paleoceanography, Physical and Chemical proxies/Nutrient proxies*. 1732-1740.
- Martin, J. H.** 1990. Glacial-interglacial CO₂ change: the iron hypothesis. *Paleoceanography*. 5: 1-13.
- Martínez, D., O. D. Gil y A. J. Baron.** 2006. Espectometría de Fluorescencia de rayos X. *Revista Colombiana de Física*. 38(2):790-793.
- Martínez, N. C., R. W. Murray, R. C. Thunell, L. C. Peterson, F. Muller-Karger y A. R. Varela.** 2007. Modern climate forcing of terrigenous deposition in the tropics (Cariaco Basin, Venezuela). *Earth and Planetary Science Letters*. 264: 438-451.
- März, C.** 2007. Inorganic geochemical redox proxies Indicators for rapid paleoenvironmental changes and related diagenetic processes in recent and ancient marine sediments. Tesis de Doctorado. Universidad de Bremen. Alemania. pp.127.
- Mason, R. L., Gunst, R. F., Hess, J. L.** 2003. *Statistical Design and Analysis of Experiments. With Applications to Engineering and Science*. Wiley y Sons Inc. New York. USA. pp. 73-74.
- McCracken, K. G., G. A. M. Dreschhoff, D. F. Smart y M. A. Shea.** 2001. Solar cosmic ray events for the period 1561-1994. The Gleissberg periodicity. *Journal of Geophysical Research*. 106: 599-609.
- Metcalfe, S. E., M. D. Jones, S. J. Davies, A. Noren y A. MacKenzie.** 2010. Climate variability over the last two millennia in the North American Monsoon region, recorded in laminated lake sediments from Laguna de Juanacatlán, Mexico. *The Holocene*. 20: 1195-1206.

- Meyer, P. A. y J. L. Teranes.** 2002. Sediment Organic Matter. Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. *Developments in Paleoenvironmental Research*. 2: 239-269.
- Middelburg, J. J.** 2011. Chemoautotrophy in the ocean. *Geophysical Research Letters*. 38:1-4.
- Miller, G.A., Á. Geirsdóttir, Y. Zhong, D. J. Larsen, B. L. Otto-Bliesner, M. M. Holland, D. A. Bailey, K. A. Refsnider, S. J. Lehman, J. R. Southon, C. Anderson, H. Björnsson y T. Thordarson.** 2012. Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks. *Geophysical Research Letters*. 39:1-5.
- Molera, S. A.** 1990. Metales resistentes a la corrosión. *Productica*. Barcelona. España. pp. 87-89.
- Moore, C. M., M. M. Mills, E. P. Achterberg, R. J. Geider, J. LaRoche, M. I. Lucas, E. L. McDonagh, X. Pan, A. J. Poulton, M. J. A. Rijkenberg, D. J. Suggett, S. J. Ussher y E. M. S. Woodward.** 2009. Large-scale distribution of Atlantic nitrogen fixation controlled by iron availability. *Nature Geoscience*. 2: 867-871.
- Morales, M. S., D.A. Christie, R. Villalba, J. Argollo, J. Pacajes, J. S. Silva, C.A. Alvarez, J. C. Llancabure y C. C. Soliz Gamboa.** 2012. Precipitation changes in the South American Altiplano since 1300 AD reconstructed by tree-rings. *Climate Past*. 8: 653-666.
- Murray, D. W. y M. Leinen.** 1996. Scavenged excess aluminium and its relationship to bulk titanium in biogenic sediment from the central equatorial Pacific Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 60: 3869-3878.
- Nava-Sánchez, E. H., D. S. Gorsline y A. Molina-Cruz.** 2001. The Baja California peninsula borderland: structural and sedimentological characteristics. *Sedimentology Geology*. 144: 63-82.
- Nesbitt, H. W. y G. Markovics.** 1997. Weathering of grandioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 6: 1653-1670.
- Nijenhuis, I. A., J. Brusmark y G. J. De Lange.** 1998. The trace element budget of the Eastern Mediterranean during Pliocene sapropel formation. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 160:199- 206.
- Oliver, J. E.** 2005. *Encyclopedia of World Climatology*. pp. 370-371.
- Orians, K.J. y K. W. Bruland.** 1986. The biogeochemistry of aluminum in the Pacific Ocean. *Earth and Planet Science Letters*. 78: 397-410.
- Pantoja, S., J. Sepúlveda y H. González.** 2004. Decomposition of sinking proteinaceous material during fall in the oxygen minimum zone off northern Chile. *Deep-Sea Research*. I. 51: 55-70.

- Pavía, E. G., F. Graf y J. Reyes.** 2006. PDO-ENSO Effects in the Climate of Mexico. *Journal of Climate*. 19: 6433-6438.
- Pérez-Cruz, L. L.** 2006. Climate and ocean variability during 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. y J. C. Herguera García.** 2011. Génesis de los sedimentos laminados en el Golfo de California: implicaciones climáticas y oceanográficas. En: Margarita Caballero, Beatriz Ortega Guerrero. "Escenarios de Cambio Climático: Registros del Cuaternario en América Latina I". Instituto de Geofísica, UNAM. pp. 29-46.
- Pérez-Cruz, L. y J. Urrutia-Fucugauchi.** 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: 305-318.
- Pérez-Cruz, L. y J. Urrutia-Fucugauchi.** 2010. Holocene laminated sediments from the southern Gulf of California: Geochemical, mineral magnetic and microfossil study. *Journal of Quaternary Science*. 25: 989-1000.
- Peterson, L. C., J. T. Overpeck, N. G. Kipp y J. Imbrie.** 1991. A high-resolution Late Quaternary upwelling record from the anoxic Cariaco Basin, Venezuela. *Paleoceanography*. 6: 99-119.
- Peterson, L. C., G. H. Haug, K. A. Hughen y U. Röhl.** 2000. Rapid Changes in the Hydrologic Cycle of the Tropical Atlantic During the Last Glacial. *Science*. 290: 1947-1951.
- Peterson, L. C. y G. H. Haug.** 2005. Climate and the Collapse of Maya Civilization. A series of multi-year droughts helped to doom an ancient culture. *American Society*. 93: 322-329.
- Petrovay, K.** 2010. Solar Cycle Prediction. *Living Review Solar Physics*. 7: 5-44.
- Pichevin, L., R. S. Ganeshram, B. C. Reynolds y F. Prahl.** 2012. Silicic acid biogeochemistry in the Gulf of California: Insights from sedimentary Si isotopes. *Paleoceanography*. 27: 1-14.
- Pike, J. y A. E. S. Kemp.** 1999. Diatom mats in Gulf of California sediments: Implications for the paleoenvironmental interpretation of laminated sediments and silica burial. *Geology*. 27:311-314.
- Piper, D. Z. y W. E. Dean.** 2002. Trace- Element Deposition in the Cariaco Basin, Venezuela Shelf, under Sulfate-Reducing Conditions-A History of the Local Hydrography and Global Climate, 20 ka to the Present. U.S. Geological Survey Professional Paper 1670. pp.1-26.

- Plewa, K., H. Meggers, H. Kuhlmann, T. Freudenthal, M. Zabel y S. Kasten.** 2012. Geochemical distribution patterns as indicators for productivity and terrigenous input off NW Africa. *Deep-Sea Research I.* 66:51-66.
- Poore, R. Z., T. M. Quinn y S. Verardo.** 2004. Century-scale movement of the Atlantic Intertropical Convergence Zone linked to solar variability. *Geophysical Research Letters.* 31:1-4.
- Richey, J. N., R. Z. Poore, B. F. Flower, T. M. Quinn y D. J. Holder.** 2009. Regionally coherent Little Ice Age cooling in the Atlantic Warm Pool. *Geophysical Research Letters.* 36:1-5.
- Rind, D.** 2002. The Sun's Role in Climate Variations. *Science.* 296:673-677.
- Robles, J. M. y S. G. Marione.** 1987. Seasonal and interannual termohaline variability in the Guaymas basin of the Gulf of California. *Continental Shelf Research.* 7:715-733.
- Roy, P. D., W. Smykatz-Kloss y R. Sinha.** 2006. Late Holocene geochemical history inferred from Sambhar and Didwana playa sediments, Thar Desert: comparison and synthesis. *Quaternary International.* 144:84-98.
- Roy, P. D., M. Caballero, R. Lozano, B. Ortega, S. Lozano, T. Pi, I. Israde y O. Morton.** 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* 29:586-596.
- Roy, P. D., M. P. Jonathan, L. L. Pérez-Cruz, M. M. Sánchez Córdoba, J. D. Quiroz-Jiménez y F. Romero-Martin.** 2012. A millennial scale Late Pleistocene-Holocene paleoclimatic register from western Chihuahua Desert, México. *Boreas.* 41:707-718.
- Roy, P. D., A. Rivero-Navarette, N. Lopez-Balbiaux, L. L. Pérez-Cruz, S. E. Metcalfe, G. Muthu Sankar y J. L. Sánchez-Zavala.** 2013. A record of Holocene summer-season palaeohydrological changes from the southern margin of Chihuahua Desert (Mexico) and possible forcings. *The Holocene.* 23(8):1105-1114.
- Ruddiman, F. W.** 2000. *Earth's Climate. Past and Future.* University of Virginia. USA. pp. 355-364.
- Salinas, M.** 2007. Modelos de regresión y correlación IV. Correlación de Spearman. *Ciencia y Trabajo.* 9: 143-145.
- Santamaría-del-Ángel, E. y S. Álvarez- Borrego.** 1994. Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *Journal Geophysics Research.* 99: 7411-7423.
- Schrader, H. y T. Baumgartner.** 1983. Decadal variation of upwelling in the central Gulf of California. En: *Coastal Upwelling, Pt. B* (J. Thiede y E. Suess) Plenum. New York. USA. pp. 247-276.

- Schutz, H. D. y M. Zabel.** 2006. Marine geochemistry. Springer. pp. 10-65.
- Soto-Mardones, L., S. G. Marione y A. Parres- Sierra.** 1999. Time and spatial variability of the sea surface temperature in the Gulf of California. *Ciencias Marinas*. 25: 1-30.
- Staines-Urías, F., R.G. Douglas y D. S. Gorsline.** 2009. Oceanographic variability in the southern Gulf of California over the past 400 years: Evidence from faunal and isotopic records from planktic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 284: 337-354.
- Stuiver, M., P. J. Reimer Bard, E. Beck, J. W. Burr, G. S. Hughen, K. A. Kromer, B. McCormac, F. G., van der Plicht y J. Spurk M.** 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration 24,000 cal BP. *Radiocarbon*. 40: 1041-1083.
- Suhas, S., M. Rahul, S. S. Kumar, M. Sudhakar y S. Sahinagazi.** 2012. Zirconium on Benthic Foraminiferal Tests in the Arctic: A Plausible Shield towards Ocean Acidification. 1:10.
- Taylor, S. R. y S. H. McLennan.** 1991. The Continental Crust: Its Composition and Evolution: An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Blackwell Scientific Publications. pp. 280-289.
- Tenorio-Peña, A.** 2011. Paleooceanografía holocénica de la Cuenca Farallón (Golfo de California): integración de datos geoquímicos y biológicos. Tesis de Licenciatura en Biología. Facultad de Ciencias. UNAM. Ciudad Universitaria. México. D.F. pp. 49-52.
- Thunell, R. C., C. Pride, P. Ziveri, F. Muller-Karger, C. Sancetta y D. Murray.** 1997 Plankton response to physical forcing in the Gulf of California. *Journal of Plankton Research*. 18:2017-2026.
- Thunell, R. C.** 1998. Seasonal and annual variability in particle fluxes in the Gulf of California: A response to climate forcing. *Deep-Sea Research*. 45: 2059-2083.
- Torres-Orozco, E.** 1993. Análisis volumétrico de las masas de agua en el Golfo de California. Tesis de Maestría. CICESE. Baja California. México. pp.80.
- Trasviña, C. A., D. L. Cota y F. Anatoly.** 1999. El Pacífico Tropical Mexicano y "El Niño". En: V. Magaña, Editores. "Impacto del "Niño" en México. pp. 38-45.
- Urrutia- Fucugauchi, J.** 1995. Preliminary tight fit Neogene paleoreconstruction of Baja California Peninsula, Mexico. *Geofísica Internacional*. 34: 187-199.
- Valdés, J.** 2004. Evaluación de metales redox-sensitivos como *proxies* de paleoxigenación en un ambiente marino hipóxico del norte de Chile. *Revista Chilena de Historia Natural*. 77: 121-138.

- Valdez-Holguín J. E. y R. Lara-Lara.** 1987. Primary productivity of the Gulf of California of El Niño 1982- 1983 event. *Ciencias Marinas*. 13: 34-50.
- van Andel T.H. y G. G. Shor.** 1964. Marine Geology of the Gulf of California. *American Association of Petroleum Geologist Memoir*. 3:216-310.
- Viau, A. E., M. Ladd y K. Gajewski.** 2012. The climate of North America during the past 2000 years reconstructed from pollen data. *Global and Planetary Change*. 84:75-83.
- Wanner, H. y J. Bütikofer.** 2008. Holocene Bond Cycles: Real or Imaginary? *Geografie Sborník GS*. 113: 338-350
- Weaver, C. E.** 1967. Potassium, illite and the ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 31: 2181-2196.
- Wei, G., Y. Liu, X. H. Chen y W.C. Wei.** 2003a. High-resolution elemental records from the South China Sea and their paleoproductivity implications. *Paleoceanography*. 18:1054-1065.
- Wei, G., Y. Liu, X. Li, L. Shao y X. Liang.** 2003b. Climatic impact on Al, K, Sc and Ti in marine sediments: Evidence from ODP Site 1144, South China Sea. *Geochemical Journal*. 37:593-602.
- Wehausen, R. y H.J. Brusmark.** 2002. Astronomical forcing of the East Asian monsoon mirrored by the composition of Pliocene South China Sea sediments. *Earth and Planetary Science Letters*. 201:621-636.
- Werner, J. P., B. B. Sageman, T. W. Lyons y D. J. Hollander.** 2004. An integrated assessment of a "Type Euxinic Deposit: Evidence for multiple Controls on black shale deposition in the middle Devonian Oatka Creek Formation. *American Journal of Science*. 302: 110-143.
- Zabel, M., T. Bickert y L. Dittert.** 1999. Significance of the sedimentary Al: Ti ratio as an indicator for variations in the circulations patterns of the equatorial North Atlantic. *Paleoceanography*. 14: 789-799.
- Zhang, Y., J. M. Wallace y D. S. Battisti.** 1997 ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *Journal of Climate* 10: 1004-1009.
- Zolezzi-Ruiz, H.** 2007. Modelo Composicional de las Dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno, México: Distribución de Tamaño de Grano, Petrografía, Geoquímica e Implicaciones de la Procedencia del Sedimento. Tesis de maestría. UNAM. Ciudad Universitaria. México. D.F. pp. 180.