



INSTITUTO POLITECNICO NACIONAL
CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS MARINAS



**CAMBIO GLOBAL A ESCALA CENTENARIA:
RECONSTRUCCIÓN A PARTIR DE
PALEOINDICADORES**

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRÍA EN CIENCIAS EN MANEJO DE RECURSOS MARINOS**

PRESENTA

OLIVIA DE LOS ANGELES FLORES CASTILLO

La Paz, B.C.S. México; Diciembre 2017



INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL
SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO
ACTA DE REVISIÓN DE TESIS

En la Ciudad de La Paz, B.C.S., siendo las 12:00 horas del día 30 del mes de Noviembre del 2017 se reunieron los miembros de la Comisión Revisora de Tesis designada por el Colegio de Profesores de Estudios de Posgrado e Investigación de CICIMAR para examinar la tesis titulada:

"CAMBIO GLOBAL A ESCALA CENTENARIA:

RECONSTRUCCIÓN A PARTIR DE PALEOINDICADORES"

Presentada por el alumno:

FLORES
Apellido paterno

CASTILLO
materno

OLIVIA DE LOS ANGELES
nombre(s)

Con registro:

B	1	5	0	2	0	7
---	---	---	---	---	---	---

Aspirante de:

MAESTRÍA EN CIENCIAS EN MANEJO DE RECURSOS MARINOS

Después de intercambiar opiniones los miembros de la Comisión manifestaron **APROBAR LA DEFENSA DE LA TESIS**, en virtud de que satisface los requisitos señalados por las disposiciones reglamentarias vigentes.

LA COMISION REVISORA

Director(a) de Tesis

DRA. AIDA MARTÍNEZ LÓPEZ

DR. PABLO DEL MONTE LUNA

DR. VÍCTOR HUGO CRUZ ESCALONA

DRA. DIANA CECILIA ESCOBEDO URÍAS

DR. ROMEO EDÉN SALDÍVAR LUCIO

PRESIDENTE DEL COLEGIO DE PROFESORES

DR. SERGIO HERNÁNDEZ TRUJILLO



**I.P.N.
CICIMAR
DIRECCIÓN**



**INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL
SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO**

CARTA CESIÓN DE DERECHOS

En la Ciudad de La Paz, B.C.S., el día 06 del mes de Diciembre del año 2017

El (la) que suscribe GEÓL. OLIVIA DE LOS ANGELES FLORES CASTILLO Alumno (a) del Programa
MAESTRÍA EN CIENCIAS EN MANEJO DE RECURSOS MARINOS

con número de registro B150207 adscrito al CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS MARINAS

manifiesta que es autor(a) intelectual del presente trabajo de tesis, bajo la dirección de:

DRA. AÍDA MARTÍNEZ LÓPEZ

y cede los derechos del trabajo titulado:

"CAMBIOS GLOBAL A ESCALA CENTENARIA:

RECONSTRUCCIÓN A PARTIR DE PALEOINDICADORES"

al Instituto Politécnico Nacional, para su difusión con fines académicos y de investigación.

Los usuarios de la información no deben reproducir el contenido textual, gráficas o datos del trabajo sin el permiso expreso del autor y/o director del trabajo. Éste, puede ser obtenido escribiendo a la siguiente dirección: olivia-castillo@outlook.com - diatomeas@yahoo.com.mx -

Si el permiso se otorga, el usuario deberá dar el agradecimiento correspondiente y citar la fuente del mismo.

GEÓL. OLIVIA DE LOS ANGELES FLORES CASTILLO

Nombre y firma del alumno

Tiempo Soy Entre Dos Eternidades

Carlos Pellicer Cámara

AGRADECIMIENTOS

Bajo cualquier criterio posible, razonable u honesto, esta tesis fue un esfuerzo en equipo y me gustaría expresar mi aprecio a quienes contribuyeron a este esfuerzo.

El culminó de esta tesis no habría sido posible sin el apoyo y asesoría de la Dra. Aída Martínez López, le agradezco tanto, por sus clases, pláticas, discusiones pero sobre todo por sus consejos y por ser ante todo un gran ejemplo de vida, tiene mi más grande admiración y respeto, jamás olvidare su amor a la investigación.

A mis sinodales la Dra. Diana Cecilia Escobedo Urías, Dr. Romeo Edén Saldívar Lucio, Dr. Víctor Hugo Cruz Escalona y Dr. Pablo del Monte Luna, por hacer su mejor esfuerzo en las revisiones realizadas y ser un ejemplo del esfuerzo interdisciplinario.

A Angel Ruvalcaba por apoyarme en la realización de los análisis isotópicos de las tesis y ser un gran amigo.

A sido un placer el trabajar al lado de grandes personas Bio. Rocío Carolina Lara Rosales, Dr. Juan David Acevedo Acosta, MC. Melany Sepúlveda Villarraga, porque solo ustedes aprecian el esfuerzo que implica hacer verdadera investigación.

A Andrea Bautista González, por su aliento, apoyo moral y psicológico, por todos los momentos gratos, tu amistad y la alegría de compartir tan exquisito gusto por la investigación.

A mi familia, amigos y compañeros de estudio, por ser parte importante en mi vida.

Finalmente, quiero agradecer al Instituto Politécnico Nacional, sobre todo al CICIMAR por brindarme la oportunidad de forjarme como Maestro en Ciencias.

INDICE

RELACIÓN DE FIGURAS	VII
RELACIÓN DE TABLAS	VIII
RESUMEN	X
ABSTRACT	XI
1. INTRODUCCIÓN	1
2. HIPOTESIS	6
3. OBJETIVOS	6
4. MATERIALES Y MÉTODOS	7
4.1 Área de estudio	7
4.2 Colecta del núcleo de sedimentos	10
4.3 Procesamiento del registro sedimentario	11
5. RESULTADOS	16
5.1 Sedimentación litoestratigráfica	16
5.2 Variabilidad natural de largo plazo	18
5.3 Variabilidad natural de escala secular.....	20
5.4 Patrones de variación climática.....	25
5.5 Variabilidad natural y ligada a forzantes antropogénicos	26
5.6 Análisis de factores	28
5.7 Distribución temporal de los flujos de organismos planctónicos silíceos	30
6. DISCUSION	32
6.1 Tendencia de largo plazo.....	33
6.2 Variabilidad Secular	35
6.3 Periodo Influenciado por la Actividad Humana	42
7. CONCLUSIONES.....	45
8. BIBLIOGRAFÍA	47

RELACIÓN DE FIGURAS

- Figura 1. Perfil batimétrico de la región sur del Golfo de California y la distribución vertical de los tipos de agua. 10
- Figura 2. Diagrama de los métodos de análisis utilizados en el núcleo DIPAL III-C2. 11
- Figura 3. Composición que incluye la imagen óptica de la radiográfica de rayos-X del núcleo DIPAL III-C2, su litoestratigrafía y las series de tiempo de los componentes y los periodos climáticos globales: Periodo Cálido Medieval (PCM), Pequeña Edad de Hielo (PEH) y Cálido Actual (CA) se demarcan con la escala de colores y la cronología en la escala vertical. 17
- Figura 4. Series de tiempo de los paleoindicadores sin la línea de tendencia de largo plazo. 21
- Figura 5. Análisis espectral REDFIT para el período de estudio. 23
- Figura 6. Descomposición del espectro de poder continuo de ondículas. 24
- Figura 7. Composición que incluye la imagen óptica de la radiográfica de rayos-X del núcleo DIPAL III-C2 y las series de tiempo de los componentes geoquímicos y biogénicos. Los periodos climáticos globales: Periodo Cálido Medieval (PCM) y Pequeña Edad de Hielo (PEH) se demarcan con la escala de colores y la cronología en la escala vertical. 27
- Figura 8. Análisis de Factores utilizando los pesos factoriales. Factor 1.- Aporte Continental. Factor 2.- Producción Exportada. Factor 3.- Arsénico. 29
- Figura 9. Distribución temporal de los flujos de materia orgánica en No/cm²/año, desde el 1600 al 2009 AD, a) Flujo de Diatomeas, b) Flujo de Silicoflagelados, c) Flujo de Polen de Pino, d) Flujo de Radiolarios. 31

RELACIÓN DE TABLAS

Tabla 1. Clasificación de las masas de agua en el Golfo de California, modificado de Torres Orozco (1993). 9

Tabla 2. Resultados obtenidos en los análisis geoquímicos y de paleoproducción± la variancia, de las 125 muestras del núcleo DIPAL III-C2. Se presentan los valores mínimos y máximos de cada variable. 18

Tabla 3. Correlaciones con otros autores para el Periodo Cálido Medieval (PCM).25

Tabla 4. Correlación con otros autores para la Pequeña Edad de Hielo (PEH) 26

GLOSARIO

Antropogénico: De origen humano o derivado de la actividad del hombre.

Hemipelágico: Sedimentos típicos de los taludes continentales, son mezcla de material terrígeno, pelágico y bentónico.

Oscilación del clima: Cualquier oscilación cíclica recurrente dentro del clima global o regional, estas fluctuaciones pueden ser casi periódicas, en escalas de tiempo anuales, decenales, seculares, milenarias o más largas.

Período: Espacio de tiempo, generalmente delimitado, que se caracteriza por un determinado fenómeno.

Períodos climáticos globales: Son los eventos climáticos reconocidos por la paleoclimatología, que tuvieron o tienen influencia en todo el planeta.

Producción exportada: Flujo de carbono orgánico desde la zona eufótica hacia el fondo del océano.

Proxy: Indicador indirecto (extraído de un archivo o registro climático) cuantificable que por su naturaleza física, química o biológica está relacionado con diferentes variables paleoclimáticas y sus oscilaciones reflejan los cambios temporales acontecidos en estas variables a través del tiempo.

Sedimentos laminados: Secuencia sedimentaria continúa de alta resolución preservada en ambientes sedimentarios con bajas concentraciones de oxígeno, alta tasa de sedimentación y productividad primaria en las aguas superficiales. Se caracterizan por presentar una estructura laminar pareada de tonos alternados (una capa clara y otra oscura), que se sobreponen durante un ciclo de sedimentación. Dependiendo de las condiciones del sitio el par de láminas representará un ciclo anual (varvas) o uno mayor (láminas).

Zona de Convergencia Inter Tropical (ZCIT): Es la región del planeta donde convergen los vientos alisios del hemisferio norte con los del hemisferio sur, la posición media de esta zona a variado a lo largo de la historia del planeta.

RESUMEN

Los ecosistemas marinos cercanos a las costas son altamente susceptibles de ser afectados tanto por la variabilidad climática natural como por las actividades antropogénicas. El Golfo de California ubicado en el Pacífico subtropical, representa un región idónea para evaluar la respuesta de estos efectos. Este estudio reconstruye algunas de las condiciones que ocurrieron simultáneamente con los periodos climáticos globales: Período Cálido Medieval (PCM), la Pequeña Edad de Hielo (PEH) y el Cálido Actual (CA). En base al uso de múltiples paleoindicadores indirectos conservados en la secuencia sedimentaria laminada de alta resolución DIPAL III-C2, colectada en el talud de la costa sureste del golfo (24.2822°N y 108.3037°W) con alcance temporal de 889-2009 AD. Las series de tiempo mostraron una tendencia coherente con el enfriamiento de largo plazo. A partir del análisis espectral se encontraron los periodos significativos de ~23-20 y ~50-80 años, los cuales son cercanos a los reportados para los eventos océano-atmósfera de escala multidecadal, como la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO por sus siglas en inglés) y la migración de la Zona de Convergencia Inter Tropical (ZCIT) ligados a la combinación de forzantes volcánicos y actividad solar. Los patrones de variación determinados por el análisis de Ondículas, permitieron identificar los intervalos de tiempo en que estos periodos fueron significativos. Así, el PCM se caracterizó por condiciones cálidas y la variabilidad de los patrones de sequía-humedad identificados en las fluctuaciones del $\delta^{13}\text{C}$. La PEH se definió por el predominio de condiciones frías y secas, incremento de la producción exportada como respuesta a la intensificación de los vientos y de las surgencias. En tanto que una mayor producción exportada y aporte continental fueron los rasgos distintivos del periodo CA. Adicionalmente, se propone que el desfase entre las variables de producción exportada de %Si_{OPAL} y el %Corg está relacionada con el cambio en la escala secular de los grupos funcionales del fitoplancton.

ABSTRACT

Marine ecosystems close to the coasts are highly susceptible to be affected both by natural climate variability as well as by anthropogenic activities. The Gulf of California, located near the subtropical Pacific region, represents a great opportunity to assess the regional response to these effects. This study reconstructs some of the conditions that occurred simultaneously with the global climatic periods: the Medieval Warm Period (MWP), the Little Ice Age (LIA) and the Current Warm (CW) in the southern region of the gulf. The reconstruction was based on the use of multiple indirect indicators conserved in a high resolution laminated sedimentary sequence DIPAL III-C2, collected in the slope of southeastern coast of the Gulf of California (24.2822 ° N and 108.3037 ° W) with a temporal range of 889-2009 AD. The time series of some of the indicators used showed a trend consistent with the long-term cooling, as a response to ocean-atmosphere interactions and volcanic activity. Derived to the spectral analysis, significant periods of ~ 23-20 and ~ 50-80 years were found. Such periods are very close to those reported for the multidecadal ocean-atmosphere events such as the Pacific Decadal Oscillation (PDO) and the migration of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) linked to the combination of volcanic forcing, solar activity as mechanisms that explain the climatic variability of the region. The variation patterns determined by the analysis of Wavelets allow identifying the intervals of time in which these periods were significant. PCM was characterized by warm conditions and the variability of drought-moisture patterns linked to $\delta^{13}\text{C}$ fluctuations. The PEH was defined by the predominance of cold and dry conditions, increased production exported in response to the intensification of winds and upwelling. While a greater export production and continental input were the distinguishing features of the CW period. It is proposed that the lag between the exported production variables of $\% \text{Si}_{\text{OPAL}}$ and $\% \text{Corg}$ is related to the change in the secular scale of the phytoplankton functional groups.

1. INTRODUCCIÓN

El sistema climático terrestre se puede definir como un conjunto de subsistemas ambientales acoplados cuyos controles, interacciones, estado y variabilidad, pueden ser descritos por medio de pruebas indirectas, variables de "respuesta rápida", un conjunto de variables de "respuesta lenta" y un tercer conjunto de "respuesta fluctuante", representada por los organismos que viven cerca de la interfase océano-atmosfera, cuya abundancia y distribución geográfica varía en respuesta al clima. El clima del planeta, como un todo, depende de factores o forzantes tanto naturales como aquellos ligados con actividades antropogénicas que influyen en el balance radiativo global.

El forzamiento natural ha variado continuamente a través de la historia de la Tierra, manifestándose como cambios climáticos graduales de carácter periódico ó bien rápidos y abruptos (Berger, 1978; Bond *et al.*, 1993; Zachos *et al.*, 2001; Fletche *et al.*, 2008). En el planeta, las oscilaciones o variaciones periódicas de calentamiento y enfriamiento en múltiples escalas temporales ocurren simultáneamente, de tal forma que los ciclos de pequeña escala (decadal) de entre ~40-60 años ocurren dentro de los ciclos de mayor escala (centenaria o secular) de ~200-400 años, contenidos a su vez dentro de ciclos de largo plazo (~20,000 años o mayores). Así, en los últimos 65 millones de años, el enfriamiento gradual de largo plazo ha cambiado a la Tierra de un estado cálido libre de hielo, a un estado predominantemente frío, glacial, además de experimentar simultáneamente cambios progresivos de menor escala temporal que han generado en conjunto condiciones climáticas que tienen influencia en todo el planeta (Mann & Park, 1994; Douglas *et al.*, 2001).

Dentro de la escala multi-milenaria, el último periodo glacial concluyó hacia finales del pleistoceno, hace ~17,000 años (Pride *et al.*, 1999), cuando gran parte del territorio de América del Norte, Europa y Asia estaban cubiertos por grandes capas de hielo glacial, después del cual dio inicio un periodo cálido. No obstante, los últimos dos milenios se caracterizaron por una tendencia de enfriamiento de largo

plazo (McGregor *et al.*, 2015; Lechleitner *et al.*, 2017). En tanto que en la escala multi-centenaria, el planeta también transitó entre condiciones cálidas a frías, de tal forma que el último periodo de enfriamiento conocido como la Pequeña Edad de Hielo (PEH) concluyó a finales del siglo XIX, cuando inició el periodo de calentamiento global de los siglos XX y XXI, conocido como el Cálido Actual (CA). La PEH se distinguió por el enfriamiento de los continentes del Hemisferio Norte, sin embargo algunas regiones, como Medio Oriente, el Atlántico Norte central, África y partes aisladas de Estados Unidos, Eurasia tropical y del Océano Pacífico presentaron temperaturas cálidas comparables a las registradas durante el CA. Previo a este enfriamiento, el Periodo Cálido Medieval (PCM) se caracterizó por ser cálido en gran parte del Atlántico Norte y partes de América del Norte, con temperaturas que superan sustancialmente la línea base moderna de finales del siglo XX (1961-1990; Mann *et al.*, 2009).

Esta superposición de las diferentes escalas de variabilidad climática, ha dado lugar a un conjunto amplio y diverso de respuestas regionales y globales, dejando claro que aunque la causa de una condición climática global puede ser geográficamente uniforme, su respuesta puede no serlo (Kaufman *et al.*, 2013). Así, algunas regiones han experimentado desviaciones específicas de temperatura durante una tendencia de enfriamiento global subyacente, resultando en efectos opuestos a los esperados (Kaufman *et al.*, 2013).

Entre los mecanismos causales de los periodos globales conocidos como el PCM, PEH y el CA que corresponden a los intervalos de 950 a 1350 AD, 1500 a 1850 AD y 1900 al actual, respectivamente (Graham *et al.*, 2011), se pueden mencionar a los cambios de irradiancia solar, sobre la superficie terrestre, (Kaufman *et al.*, 2013), la actividad volcánica (McGregor *et al.*, 2015), la migración de la Zona de Convergencia Intertropical (Lechleitner *et al.*, 2017), la variabilidad de la circulación termohalina (Denton & Broecker, 2008), las variaciones de grosor y amplitud de la criósfera, así como las oscilaciones en los sistemas de presión atmosférico (Bernárdez *et al.*, 2008). A diferencia de la manifestación global de los forzantes naturales, las dificultades que persisten en el presente para identificar los efectos regionales de los

periodos climáticos seculares, reflejando la falta de una comprensión profunda de los diversos mecanismos causales (Kaufman *et al.*, 2013), por lo que aun existen diversas interrogantes.

Otro aspecto que dificulta el estudio de las diferentes escalas de variabilidad climática, es la longitud restringida de las bases de datos derivados de instrumentos, las cuales cubren un periodo relativamente corto ya que tan solo se remontan a los últimos 150 años. Esto define que los climas pasados se estudien a partir de métodos indirectos, es decir, haciendo reconstrucciones a partir del uso de los registros naturales del planeta. Este es el caso de los sedimentos procedentes del fondo marino, en los que la señal climática que se conserva (en indicadores indirectos) permite identificar los efectos regionales de eventos climáticos de carácter global como el PCM y la PEH; especialmente útiles para este propósito, son los sedimentos marinos laminados debido a la alta resolución que presentan. A partir de este tipo de sedimentos se ha podido documentar la interacción entre diferentes componentes del sistema climático tales como el continente, el océano y la atmósfera (Baumgartner, 1991; Kemp, 1996).

Los sedimentos marinos laminados están constituidos por pares de capas sedimentarias, lo que implica necesariamente dos condiciones o procesos que se alternan regularmente en el tiempo. Esta alternancia litológica puede ser de tres tipos: ambas biogénicas, ambas no biogénicas o combinación de ambas. En muchos casos, el espesor de cada lámina implica la intensidad o duración del mecanismo de forzamiento (Sancetta, 1996; Kemp, 1996). Además de evidenciar la acumulación de la producción exportada desde la zona eufótica y la preservación de la materia orgánica, son un excelente registro de la dinámica de las masas de agua y los ciclos biogeoquímicos, especialmente en las cuencas oceánicas que son tanto fuente como sumidero de elementos traza (Kemp *et al.*, 2006; Sander & Koschinsky, 2016). Así por ejemplo, la composición elemental de los sedimentos aporta información sobre el origen y transporte del material terrígeno del continente hacia el océano y de las condiciones oceanográficas y procesos biológicos que ocurren en la columna de agua y durante el proceso de sedimentación.

Dentro de los elementos biogénicos preservados en los sedimentos laminados del Golfo de California, las diatomeas y los silicoflagelados son particularmente útiles en la reconstrucción de escenarios paleoclimáticos y paleoceanográficos de la región, con resoluciones de escala decadal a milenaria (Schrader & Baumgartner, 1983; Leclerc & Schrader, 1987; Barron *et al.*, 2004; Barron & Bukry, 2007; Martínez-López *et al.*, 2015). Estos organismos utilizan el ácido ortosilícico [Si(OH)₄] para crecer y formar el material de sus frústulas y esqueletos constituyendo el ópalo biogénico, el cual puede ser disuelto mientras los organismos o sus estructuras silíceas se hunden en la columna de agua (Brezezinski, 1999). Su hundimiento y eventual secuestro en el fondo marino, juegan un rol importante tanto en el ciclo del silicio como en el de otros elementos del ambiente marino tales como el carbono (DeMaster, 1981).

En el Golfo de California, los trabajos relacionados con la variabilidad climática se iniciaron en los años 60's, siendo Cuenca Guaymas el foco principal de reconstrucciones paleoclimáticas, especialmente a escala milenaria. La información obtenida de Cuenca Guaymas sustentó, por primera ocasión, la conexión que existe entre el Golfo de California y la circulación a gran escala del océano y la atmósfera del Pacífico a escala interanual (Baumgartner & Christensen, 1985). Adicionalmente se ha dado evidencia de cómo la variabilidad climática de escala interanual y decadal afecta a los organismos que viven en la superficie del océano, proporcionando información valiosa sobre las condiciones climáticas y oceanográficas para las reconstrucciones del clima en el pasado (Thunell, 1996; Pike & Kemp, 1997; Thunell, 1998; Molina-Cruz, 1999; Martínez-López *et al.*, 2012, 2016; Acevedo-Acosta, 2015).

Los estudios sobre el clima del Holoceno lo reconocen como un período relativamente estable y cálido, especialmente para el PCM (Barron *et al.*, 2003; Pérez-Cruz, 2006), el cual es considerado de baja productividad con incrementos puntuales asociados a la variabilidad solar (Barron & Bukry, 2007), y con un enfriamiento relativo durante la PEH (Douglas *et al.*, 2001; Figueroa-Rangel *et al.*, 2016) en la que se incrementó la producción (Juillet-Leclerc & Schrader, 1987; Barron *et al.*, 2003). Otros trabajos proponen que en los últimos 3000 años, el clima en el golfo se ha hecho más frío, seco y productivo con los vientos del monzón de

primavera. Asimismo se ha propuesto que el clima de los últimos dos milenios se ha vuelto más variable (Douglas *et al.*, 2001; Gómez-Lizárraga, 2011; Franco-Torres, 2014).

Por otro lado, durante el periodo CA en la escala temporal decadal o menor, una de las inquietudes más importantes es discriminar la variabilidad natural del sistema climático y la variabilidad introducida por la actividad antropogénica. Este enfoque se hace cada día más relevante, ya que el calentamiento global actual está teniendo impacto en diferentes subsistemas ambientales, exacerbando las alteraciones de los ecosistemas marinos cercanos a las costas. La señal del impacto humano ha sido registrada en una amplia variedad de ámbitos, entre ellos las actividades mineras (SGM, 2014), y los cambios de uso de suelo (Escobedo-Urías, 2010). Este tipo de actividades han alterado el equilibrio ecológico y, por ende, el capital natural (producción, reciclamiento y amortiguamiento del impacto antropogénico) de los ecosistemas costeros y marinos cercanos a las costas, alterando también su participación en la regulación del clima. Debido a esto, las reconstrucciones climáticas con resolución decadal se han convertido en piedras angulares en el debate sobre la variabilidad climática, las perturbaciones antropogénicas del sistema climático y la medida en que la información paleoclimática puede o no ayudar a mejorar las proyecciones del clima futuro (VonGunten *et al.*, 2012).

Hasta la fecha pocos estudios han abordado los temas relacionados con la variabilidad natural y la introducida por las actividades antropogénicas dentro de ambientes costeros, debida al depósito de nutrientes derivados de las prácticas agrícolas y la cercanía a la fuente de los sedimentos (Ruíz-Fernández *et al.*, 2001, 2007; Escobedo-Urías, 2010). Sin embargo, en ninguno de los casos se ha identificado claramente en qué momento la variabilidad inducida por las actividades antropogénicas de la región se sumó a la variabilidad natural, por lo que este estudio se enfocó en determinar los patrones de variación climática natural a partir de una selección de indicadores indirectos, probando su relación con los eventos climáticos globales conocidos como el Periodo Cálido Medieval, la Pequeña Edad de Hielo y el

Cálido Actual. Además, se identificó el momento en el tiempo en que las aguas abiertas del Golfo de California registraron cambios ligados a las actividades antropogénicas regionales.

2. HIPOTESIS

Si los eventos seculares de cambio climático durante los dos últimos milenios son de carácter global, entonces sus efectos regionales podrán ser identificados en los indicadores indirectos del registro sedimentario del Golfo de California. Sumado a esto, la variabilidad de los indicadores durante los siglos XX y XXI, proporcionarán evidencia de la influencia de la actividad antropogénica regional.

3. OBJETIVOS

Objetivo general

Interpretar el registro sedimentario laminado de los últimos 1100 años en términos de múltiples indicadores indirectos de la producción primaria y de procesos geoquímicos, con la finalidad de identificar cambios ligados a forzantes climáticos naturales y antropogénicos.

Objetivos específicos

Determinar los patrones de variación climática natural pre-industrial a partir de una selección de indicadores indirectos y probar su relación con los eventos climáticos globales conocidos como el Periodo Cálido Medieval, la Pequeña Edad de Hielo y el Cálido Actual.

Diferenciar los patrones de variación climática natural de los cambios ligados a las actividades antropogénicas regionales, en aguas abiertas del Golfo de California.

4. MATERIALES Y MÉTODOS

4.1 Área de estudio

El Golfo de California es una cuenca oceánica en crecimiento activo, creada en los últimos 12 millones de años. Es un mar semi-cerrado con una longitud de 1,400 km de NW-SE, amplitud de 150 – 200 km (Lavín & Marinone, 2003) y una profundidad máxima que supera los 2,500 m (Gonzalez-Yajimovich *et al.*, 2005). Al norte limita con la desembocadura del río Colorado y hacia el sur está en comunicación con el Océano Pacífico. Se localiza entre dos regiones semi-áridas: la península de Baja California al oeste y los estados de Sonora y Sinaloa al este.

El clima del Golfo de California es de carácter monzónico, creado por la interacción dinámica entre las latitudes medias y tropicales, impulsadas por procesos atmosféricos-oceánicos. Este sistema presenta dos modos: el de invierno (frío y seco) y el de verano (húmedo y cálido), que varían en intensidad y duración en respuestas a los patrones climáticos de diversas escalas de tiempo (Douglas *et al.*, 2007). La temperatura media anual es de 18 a 22°C, la humedad relativa es de 70% durante el día y la cobertura de nubes es de las más bajas en México. La precipitación total anual promedio es menor que la evaporación media anual. Este exceso de evaporación causa un incremento en la salinidad, ya que el aporte permanente de agua dulce es prácticamente nulo (INEGI, 2015).

El golfo es altamente sensible a los cambios en el clima global, debido a la fidelidad con que el registro sedimentario de cuencas oceánicas y del talud continental conservan la señal climática (Schrader & Baumgartner, 1983; Julliet-Leclerc & Schrader, 1987; Baumgartner, 1991; Kemp, 1996; Barron *et al.*, 2004; Barron & Bukry, 2007; Matínez-López *et al.*, 2016). Esto en parte es debido a su posición geográfica que favorece la acumulación de sedimentos de origen marino y terrestre, además de situarse en el extremo norte de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). Durante el verano, el escurrimiento de la lluvia transporta materiales terrígenos a la costa y fuera de ésta, donde se acumulan los sedimentos. En el

invierno, cuando la ZCIT se ubica más al sur, la escorrentía local disminuye y los vientos del noroeste se intensifican. Estos vientos fuertes son los que impulsan las surgencias en la costa oriental del Golfo de California y regulan la producción biológica en las aguas superficiales, así como la fracción de ésta que posteriormente se deposita en el fondo marino (Schrader & Baumgartner, 1983; Thunell, 1998; Kemp *et al.*, 2006).

Esta alternancia estacional entre el aporte terrígeno y biogénico, los altos niveles de productividad y la presencia de una capa de contenido mínimo de oxígeno que evita la bioturbación, permite la formación de sedimentos laminados de origen hemipelágico (Baumgartner, 1987), constituidos con capas oscuras ricas en material terrígeno intercaladas con capas de color claro ricas en material biogénico. Estos sedimentos, caracterizados por ser ricos en sílice y contener diatomeas, silicoflagelados, radiolarios, espículas de esponjas, además de foraminíferos y material orgánico derivado del continente como el polen y los fitolitos, pueden formarse en las cuencas oceánicas, el talud y la plataforma continental.

Los ciclos de depositación que conforman el par de láminas, representan diferentes lapsos de tiempo. En el caso de Cuenca Guaymas, el ciclo es anual y representan las verdaderas varvas (Baumgartner *et al.*, 1991; Douglas *et al.*, 2001; González-Yajimovich *et al.*, 2005), sin embargo, para otros sitios como Cuenca Alfonso y Cuenca Pescadero, aún está en discusión el periodo en el cual se depositan las dos láminas. Algunos autores han propuesto que para Cuenca Alfonso, el mecanismo que determina la formación del par de láminas podría estar asociado con El Niño, ya que es cuando se producen fuertes precipitaciones pluviales y las mayores escorrentías (Douglas *et al.*, 2001; Pérez-Cruz, 2006). No obstante esta hipótesis aún no ha sido demostrada.

Dentro de los patrones climáticos que afectan la región, el más importante en las escala interanual es El Niño-Oscilación del Sur (ENSO; e.g., Thunell, 1998; Ziveri, 2000; Herguera, 2003; Lluch-Cota *et al.*, 2010) y, en la escala decadal, la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) junto con la oscilación del Giro del Pacífico Norte (NPGO, por sus siglas en inglés; Martínez-López *et al.*, 2012).

Oceanográficamente, la región sur del Golfo de California destaca por la existencia de frentes en el área de la boca (Álvarez-Arellano & Molina-Cruz, 1984) y por el encuentro de distintas masas de agua. Con base en la clasificación de masas de agua de Torres-Orozco, (1993) dentro del Golfo de California se ha identificado Agua Superficial Tropical, Agua de la Corriente de California, Agua del Golfo de California, Agua Subsuperficial, Agua Intermedia del Pacífico y Agua Profunda del Pacífico (Tabla 1).

Tabla 1- Clasificación de las masas de agua en el Golfo de California, modificado de Torres Orozco (1993).

Masas de Agua	Siglas	Salinidad	Temperatura °C	Oxígeno	Profundidad
Agua de la Corriente de California	ACC	S<34.5	12<T<18		0-150m
Agua Superficial Tropical	AST	S<35.0	T>18	4.5-2.0 ml/l	0-150m
Agua del Golfo de California*	AGC	S>34.9*	12<T<18	4.5-2.0 ml/l	0-150m
Agua Subsuperficial Subtropical	ASsSt	34.5<S<35.0	9.0<T<18.0	1.5 ml/l	150-500m
Agua Intermedia del Pacífico	AIP	34.5<S<35.0	4.0<T<9.0	<0.2 ml/l	500m
Agua Profunda del Pacífico	APP	S>34.5	T<4	0.45 ml/l	1200m

La costa oriental del golfo se caracteriza por presentar un grado elevado de impacto antropogénico desde la ocupación española a partir de 1560 AD cuando se inició la actividad minera en el estado de Sinaloa, sobre todo con la consolidación de los centros mineros de Cosalá (1575) y el Rosario (1655). Durante el siglo XIX se produjo la mayor cantidad de plata y oro de toda la historia en la región. Sin embargo, después de la crisis mundial de 1907, se inició la decadencia de la minería, que se agudizó debido al estallido de la Revolución Mexicana (Román-Alarcón, 2004) y el desarrollo de los sistemas de riego a partir de la década de 1950, cuando la agricultura pasó a ser la actividad productiva más importante del estado.

4.2 Colecta del núcleo de sedimentos

El núcleo de sedimentos laminados de alta resolución DIPAL III-C2 fue obtenido a bordo del buque oceanográfico El Puma, utilizando un nucleador de caja tipo Reineck y recuperado con un mínimo de perturbación. El núcleo se extrajo a ~72km de la costa del Estado de Sinaloa (Fig. 1) a una profundidad de 577 metros (24°28'22 N y 108°30'37 W). La superficie de donde se extrajo se encuentra en contacto con la masa de agua Intermedia del Pacífico, la cual se identifica por un contenido mínimo de oxígeno (<0.2 ml/l). En cubierta, se obtuvo una submuestra utilizando una camisa de acrílico, la cual posteriormente en el laboratorio se seccionó en lozas longitudinales de aproximadamente 2 cm de espesor.

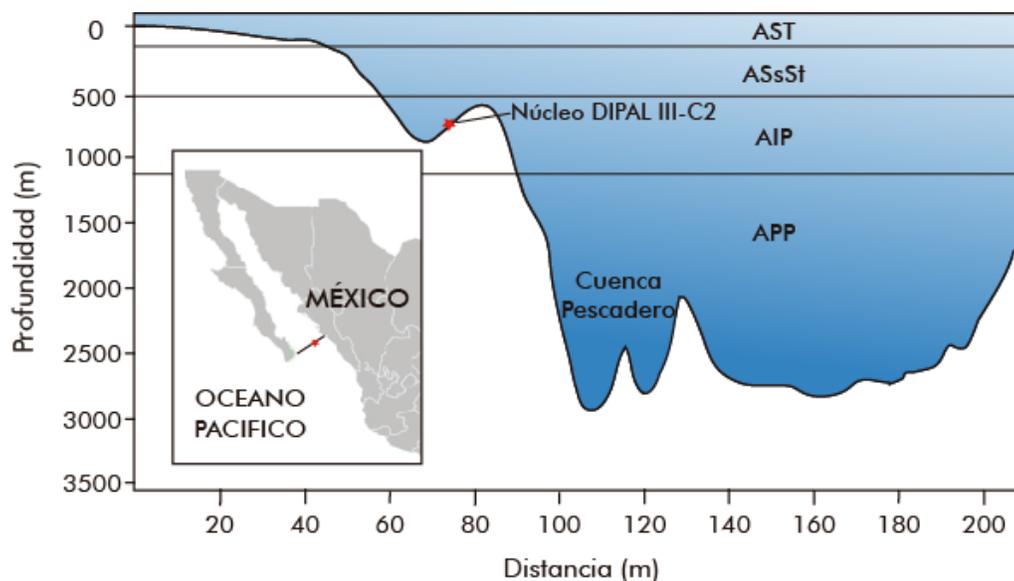


Figura 1. Perfil batimétrico de la región sur del Golfo de California donde se observa el sitio donde se obtuvo el núcleo de sedimento utilizado en el presente estudio (símbolo de estrella) y la distribución vertical de los tipos de agua. AST= Agua Superficial Tropical; ASsSt= Agua Subsuperficial; AIP= Agua Intermedia del Pacífico; APP= Agua Profunda del Pacífico.

Una de las lozas seccionadas fue utilizada para establecer la cronología, mientras que el resto se destinó para diversos análisis. La cronología del núcleo fue establecida previamente basada en los radioisótopos ^{210}Pb . Asimismo, la tasa de sedimentación estimada fue de 0.27 mm/año (Pérez-Cruz, datos no publicados). El

alcance temporal de la secuencia sedimentaria de 30.5 cm de longitud se estimó en ~1120 años, entre el 889 al 2009 AD.

La loza del núcleo destinada para los análisis de este estudio fue sub-muestreada por cada par de láminas (clara-oscuro) cuando fue posible, o cada dos pares cuando éstas fueron demasiado delgadas. Los cortes de las láminas se hicieron siguiendo el contorno de las mismas, identificándose 143 pares de láminas divididas en 125 muestras.

4.3 Procesamiento del registro sedimentario

Las 125 muestras del registro sedimentario se fraccionaron en dos partes, una destinada para los análisis de isótopos estables y elementos geoquímicos, y la otra para análisis de microscopio y ópalo biogénico. En la figura 2 se resumen los métodos utilizados en forma de diagrama de flujo.

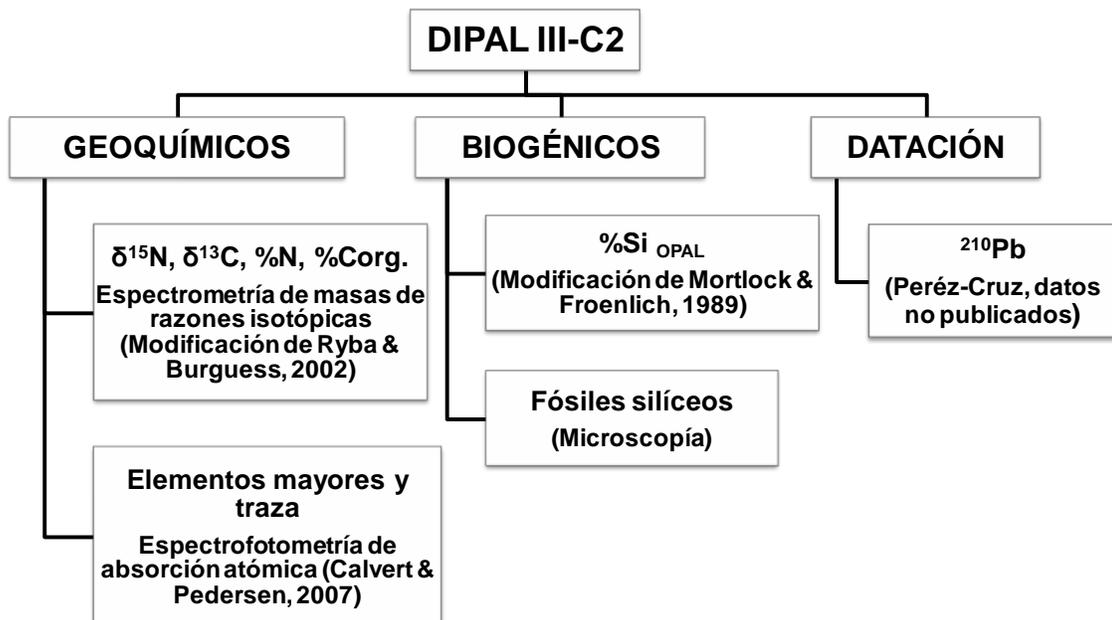


Figura 2. Diagrama que resume los métodos de análisis utilizados en el presente estudio, del núcleo DIPAL III-C2.

Análisis Geoquímico $\delta^{15}\text{N}$ y $\delta^{13}\text{C}$

Los análisis de isótopos estables de nitrógeno ($\delta^{15}\text{N}$) y carbono ($\delta^{13}\text{C}$) fueron realizados sobre sedimento seco (~8mg). Previo al análisis de $\delta^{13}\text{C}$, las muestras se expusieron a ácido clorhídrico (HCl) para remover el carbono inorgánico. Posteriormente el sedimento fue secado, molido y empaquetado en cápsulas de estaño para su análisis en un espectrómetro de masas de razones isotópicas acoplado por medio de una interfaz con un analizador elemental del laboratorio de isótopos estables (SIF del IPN-CICIMAR), la desviación estándar fue de 0.07 para $\delta^{15}\text{N}$ y 0.17 para $\delta^{13}\text{C}$. Los resultados se expresaron en partes por mil (‰) a partir de la ecuación de (DeNiro & Epstein, 1978):

$$\delta^{15}\text{N o } (\text{‰}) = \left(\frac{R_{\text{muestra}}}{R_{\text{estándar}}} - 1 \right) \times 10^3$$

donde R son las *razones isotópicas* de $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ o $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de la muestra y el estándar respectivamente.

Para la razón C/N se utilizaron los valores del C-orgánico provenientes de las muestras tratadas con ácido y los valores del N de las muestras no tratados con HCl, para evitar el error provocado por la acidificación de este elemento (Lamb *et al.*, 2006).

Análisis de elementos mayores y trazas

Los análisis de elementos mayores y traza, se realizaron en el Laboratorio de Análisis y Monitoreo Ambiental del Centro Interdisciplinario de Investigaciones y Estudios sobre Medio Ambiente y Desarrollo (IPN-CIEMAD), utilizando el método de prueba para la determinación de metales por espectrofotometría de absorción atómica de llama (FAAS).

Previo al análisis de datos, se realizó una selección de los elementos importantes para representar el aporte continental, la producción exportada y condiciones redox, los cuales fueron normalizados con Al, puesto que es un elemento netamente terrígeno que ingresa generalmente por medio fluvial. Las razones utilizadas como

indicadoras son las siguientes: K/Al, como proxy de entradas fluviales, Fe/Al como proxy de polvo eólico, y para condiciones redox Mo/Al y V/Al. También se eligieron elementos que podrían brindar información sobre la actividad antropogénica de la región como el Hg.

Ópalo biogénico

El contenido de ópalo biogénico fue analizado tomando en cuenta lo descrito por DeMaster (1981), Mortlock & Froelich (1989) y Olivarez & Lyle (2002) para la extracción del ácido ortosilícico y finalizado de acuerdo a Strickland & Parsons (1972) para la determinación del silicio contenido en el ópalo. La determinación consistió en la extracción de ácido silícico en las muestras de sedimento libre de materia orgánica y la lectura de su absorbancia en un espectrofotómetro a 815 nm. Los datos fueron expresados como porcentaje (%Si_{OPAL}) siguiendo lo recomendado por Mortlock & Froelich (1989).

Determinación de organismos silíceos por medio del análisis de microscopio.

Las muestras fueron procesadas separando la fracción litológica fina (limos y arcillas) mediante lavados y posteriormente se utilizó peróxido de hidrógeno para eliminar la materia orgánica. Cada muestra limpia fue tamizada a través de mallas en las siguientes fracciones: <20µm y >20µm, y posteriormente se utilizaron para preparar laminillas permanentes en portaobjetos mediante resina PLEURAX. De cada fracción se realizaron las identificaciones y conteos de los esqueletos de silicoflagelados, frústulas de diatomeas y polen, bajo el objetivo 20x, 40x y 100x del microscopio de contraste de fases Olympus CH30 mediante transectos y barridos, realizando un conteo de más de 300 especímenes, siguiendo los criterios de Schrader & Gerson (1978). Con los conteos de los esqueletos y las frústulas se estimaron los flujos de diatomeas, silicoflagelados y ópalo biogénico:

$$Flujo = \frac{\text{componente}}{cm^2} / \text{año}$$

Análisis Estadísticos

Los análisis estadísticos dan medidas útiles para describir la variabilidad climatológica contenida en las series de tiempo con el objetivo de examinar el comportamiento temporal de los patrones, tendencia y duración, así como obtener los componentes periódicos de las mismas, considerando que una serie de tiempo es una secuencia ordenada de los valores de una variable.

En este estudio se aplicó la prueba de tendencia Mann-Kendall (*Trendtest*, Mann 1945; Kendall 1975) y un análisis de correlaciones para la interpretación de las variables en términos de procesos dinámicos locales y externos.

Análisis de frecuencias

El análisis de la estructura temporal de cada variable se realizó mediante el paquete REDFIT, escrito originalmente en el lenguaje de programación Fortran 90 (Schulz & Mudelsee, 2002) e implementada en PAST, un paquete estadístico para el análisis de datos paleontológicos (Hammer *et al.*, 2001). La rutina de REDFIT permite aplicar los principios del análisis de densidad espectral para casos especiales en los que la serie de tiempo no tiene una separación equidistante entre sus valores, incluyendo una prueba de significancia que permite comparar las frecuencias detectadas contra un espectro de ruido rojo (Schulz & Mudelsee, 2002).

La determinación del espectro de frecuencias en los datos espaciados de forma irregular se produce sin ninguna interpolación que cubra los huecos en la serie, ya que se aplica la transformada Lomb-Scargle (Lomb, 1976; Scargle, 1982, 1989) con una adición al procedimiento conocida como “promediado de segmentos traslapados de Welch (Welch, 1967). En este paso, el algoritmo divide la serie de tiempo en segmentos que se traslapan 50%, la estimación del espectro final se deriva del promedio de los n_{50} periodogramas. Finalmente, la prueba de hipótesis se realiza ajustando un modelo autoregresivo que, mediante simulaciones de Monte Carlo ($N_{sim}=1000$), permite identificar las fracciones del espectro que no son consistentes con la autocorrelación de origen (Schulz y Mudelsee, 2002).

Análisis de Ondículas

Esta técnica permite analizar series temporales en el dominio del tiempo y la frecuencia, utilizando diferentes escalas de tiempo o cambios en la varianza. El análisis es similar al de densidad espectral donde se separa una señal en funciones sinusoidales, con la característica de determinar los modos dominantes de la variabilidad y como estos varían en el tiempo, descomponiendo la señal utilizando funciones conocidas como ondícula madre. Para realizar el análisis se utilizaron los pasos sugeridos en Torrence & Compo (1998). Utilizando el espectro de frecuencias del análisis de densidad espectral, se definió la ondícula madre y las escalas a analizar, se quitaron las tendencias de largo plazo, se determinaron el cono de influencia y el contorno de confianza de 95% ($\alpha = 0.05$).

Análisis de factores

El análisis de factores se utilizó para identificar patrones de variación temporal y a partir de estos examinar las correlaciones entre las variables subyacentes en el periodo comprendido entre 1600 y 2009 AD. Previamente, las variables originales fueron normalizadas calculando sus anomalías, y el análisis se realizó utilizando el paquete informático Statistica 8[®]. Los “Pesos Factoriales” (Factor Loadings, por sus siglas en inglés) se graficaron en sentido estratigráfico, mientras que los “Puntajes Factoriales” (Factor Scores) definieron las variables de mayor importancia en cada factor y los “valores propios” (Eigenvalues) el porcentaje de la variancia total explicada. Para el análisis se consideraron los primeros tres factores que explicaron el 70% de la variancia total.

5. RESULTADOS

5.1 Sedimentación litoestratigráfica

El registro sedimentario DIPAL III-C2, cuyo alcance temporal es aproximadamente de 1120 años, se estableció a partir de la tasa de sedimentación de 0.27mm/año calculada a partir del fechado por el método isotópico de ^{210}Pb (Pérez Cruz, datos no publicados). Esta secuencia sedimentaria estuvo constituida por material biogénico y detrítico del tamaño de limos y arcillas. Se caracterizó por presentar estructura laminada con capas claras y oscuras visualmente diferenciables. Con base en una imagen de la impresión del “positivo” de una radiografía obtenida de la loza usada en este estudio, se reconocieron tres unidades sedimentarias. La unidad 1 (22.5-30.5 cm) se identificó por tener una laminación poco definida. La unidad 2 (11-22.5 cm) estuvo compuesta por láminas predominantemente oscuras. En general, las láminas oscuras fueron más gruesas, a excepción de una lámina clara de 0.5 cm de espesor que se ubicó aproximadamente a los 20 cm. La unidad 3 (0-11 cm) se definió por las láminas claras visiblemente más delgadas (Fig. 3, margen izquierdo).

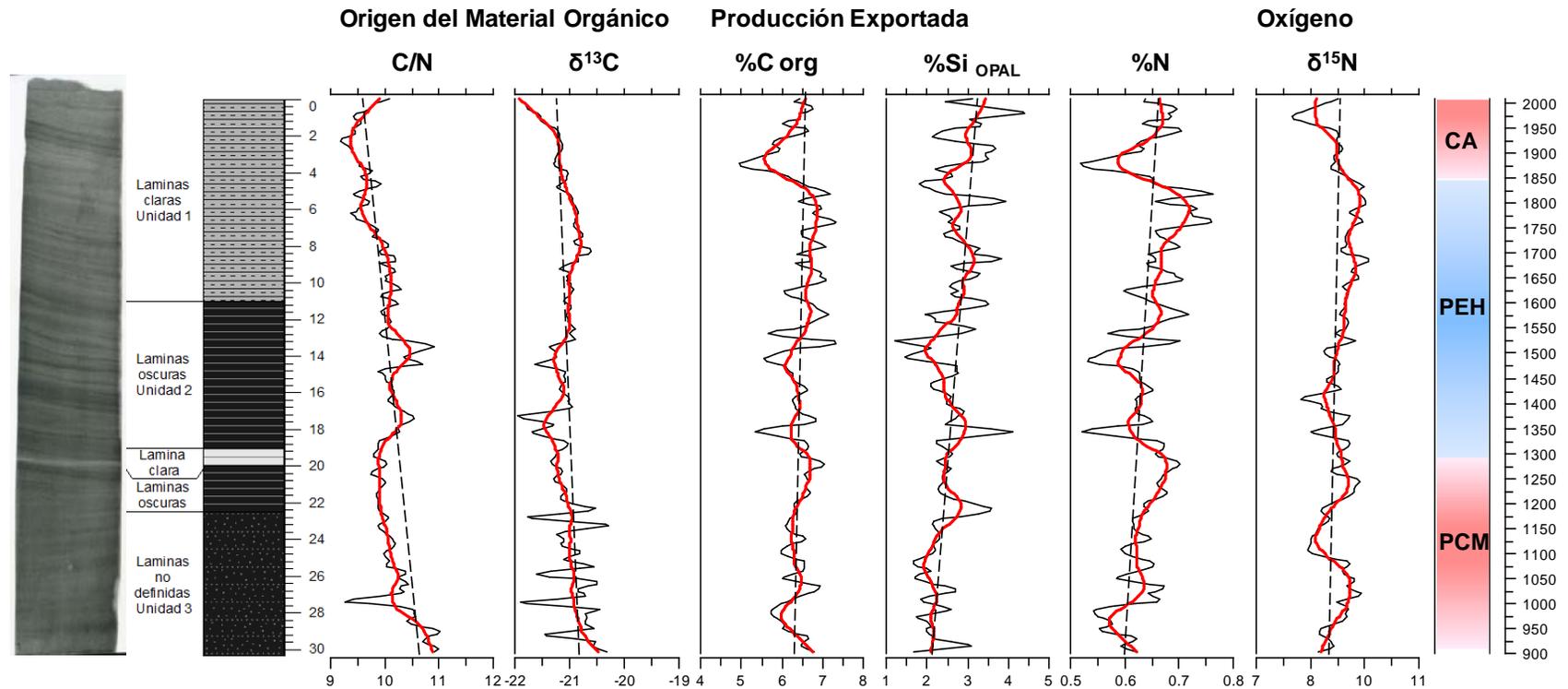


Figura3. Composición que incluye la imagen óptica de la radiografía de rayos-X del núcleo DIPAL III-C2 obtenido del talud continental frente a Sinaloa, su litoestratigrafía y las series de tiempo de los componentes geoquímicos divididos en: paleoindicadores de origen del material orgánico, producción exportada y oxígeno disuelto en la columna de agua cercana al fondo. La línea roja representa el suavizado de los datos originales (línea continua negra) y la punteada la tendencia de largo plazo. En el margen derecho los periodos climáticos globales: Periodo Cálido Medieval (PCM), Pequeña Edad de Hielo (PEH) y Cálido Actual (CA) se demarcan con la escala de colores y la cronología en la escala vertical desde el 889 AD.

5.2 Variabilidad natural de largo plazo

Las 125 muestras de sedimento analizadas que se utilizaron para obtener los paleoindicadores conservados en el núcleo DIPAL III-C2, presentaron diferentes rangos de valores (Tabla 2).

Tabla 2. Resultados obtenidos en los análisis geoquímicos y de paleo-producción \pm la desviación estandar, de las 125 muestras del núcleo DIPAL III-C2. Se presentan los valores mínimos y máximos de cada variable.

Variables	Promedio $\pm \sigma$	Min	Max
$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	9.0224 \pm 0.3680	7.9261	9.7790
N (%)	0.6403 \pm 0.0529	0.5059	0.7874
$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	-21.0791 \pm 0.3952	-22.6069	-20.0500
C/N	10.0247 \pm 0.4092	9.0004	11.1534
C org. (%)	6.4100 \pm 0.4817	4.8420	7.5656
Si _{OPAL} (%)	2.5848 \pm 0.6780	0.8754	4.8700

La distribución temporal de los componentes geoquímicos del núcleo de sedimento DIPAL III-C2, cuyos valores se resumen en la tabla 2, se agrupó en los siguientes paleoindicadores: origen del material orgánico, producción exportada y oxígeno disuelto (Fig. 3). De forma general, esta distribución de datos representa la tendencia de la variabilidad natural a largo plazo (línea punteada), cuya significancia fue establecida por la prueba de tendencia de Mann y Kendall (Mann 1945; Kendall 1975).

Los paleoindicadores del origen de la materia orgánica corresponden a la razón C/N y $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 3). Los valores de la razón C/N fluctuaron entre 9 y 11. La serie de tiempo tiene una tendencia significativa ($Z = 8.20$, $p < 2.21\text{E-}16$) decreciendo hacia la parte más reciente del núcleo que coincide con la tendencia negativa ($Z = 3.47$, $p < 0.0005$) de largo plazo del $\delta^{13}\text{C}$, cuyos valores fluctúan entre -22 y -20 ‰.

Contrario a la tendencia de los indicadores C/N y $\delta^{13}\text{C}$, los indicadores de la producción exportada %N total (rango=0.5 y 0.7%) y %Si_{OPAL} (rango= 0.8 y 4.8 %), presentaron una tendencia significativa ($Z = 4.70$, $p < 0.000002$; $Z = 6.07$, $p < 1.26\text{E}-09$ respectivamente) a incrementarse hacia la porción más reciente del núcleo, siendo la tendencia más clara la del %Si_{OPAL} (Fig. 3), mientras que el %Corg, cuyos valores fluctuaron entre 4.8 y 7.5%, no presentó tendencia significativa de largo plazo.

El indicador del oxígeno disuelto en la columna de agua cercana al fondo es el $\delta^{15}\text{N}$, cuyos valores oscilaron entre 7.9 y 9.7 ‰. Esta variable presentó una ligera tendencia positiva ($Z = 2.26$, $p < 0.0234$) que va de valores bajos a altos hacia los años más recientes (Fig. 3).

5.3 Variabilidad natural de escala secular

En la figura 4 se presentan una vez más los paleoindicadores relacionados con el material orgánico, la producción exportada y el oxígeno disuelto en la columna de agua cercana al fondo, eliminando la tendencia de largo plazo. La mayoría de los datos presentaron variación en sus valores (línea negra) a partir del 1200 AD excepto el $\delta^{13}\text{C}$ que varó principalmente durante el PCM. Por otro lado, durante la primera mitad de la PEH todos los paleo indicadores excepto la razón C/N, mostraron un incremento relativo (línea roja) que posteriormente disminuyó, algunos de ellos cambiaron abruptamente, a partir de aproximadamente 1800 AD como fue el caso del %Corg. Esta tendencia de marcado incremento también fue observada, en los últimos 150 años (CA) para el caso del %Corg en concordancia con la razón C/N, %Si_{OPAL} y %N (Fig. 4).

En la figura 5a del análisis de espectro singular de la razón C/N, se identificaron periodos de 40, 30, 20 y 18 años, los cuales fueron significativos (REDFIT, Schulz & Mudelsee, 2002) y el periodo de 160 años que se encuentra debajo de ambas líneas. Estas periodicidades de 40, 30 y 20 años identificadas por REDFIT, también fueron observados en el análisis de ondículas (Fig. 6a) como potencia significativa entre 1000 a 1100 AD, y entre el 1500 al 1550 AD. Además se identificó el periodo de 20 años alrededor del 1700 AD y el de 18 años alrededor de 1850 AD. En el análisis de espectro singular, se observó un ciclo de aproximadamente 160 años, sin embargo este no supera el 95% de significancia del análisis de ondículas (Fig. 6a).

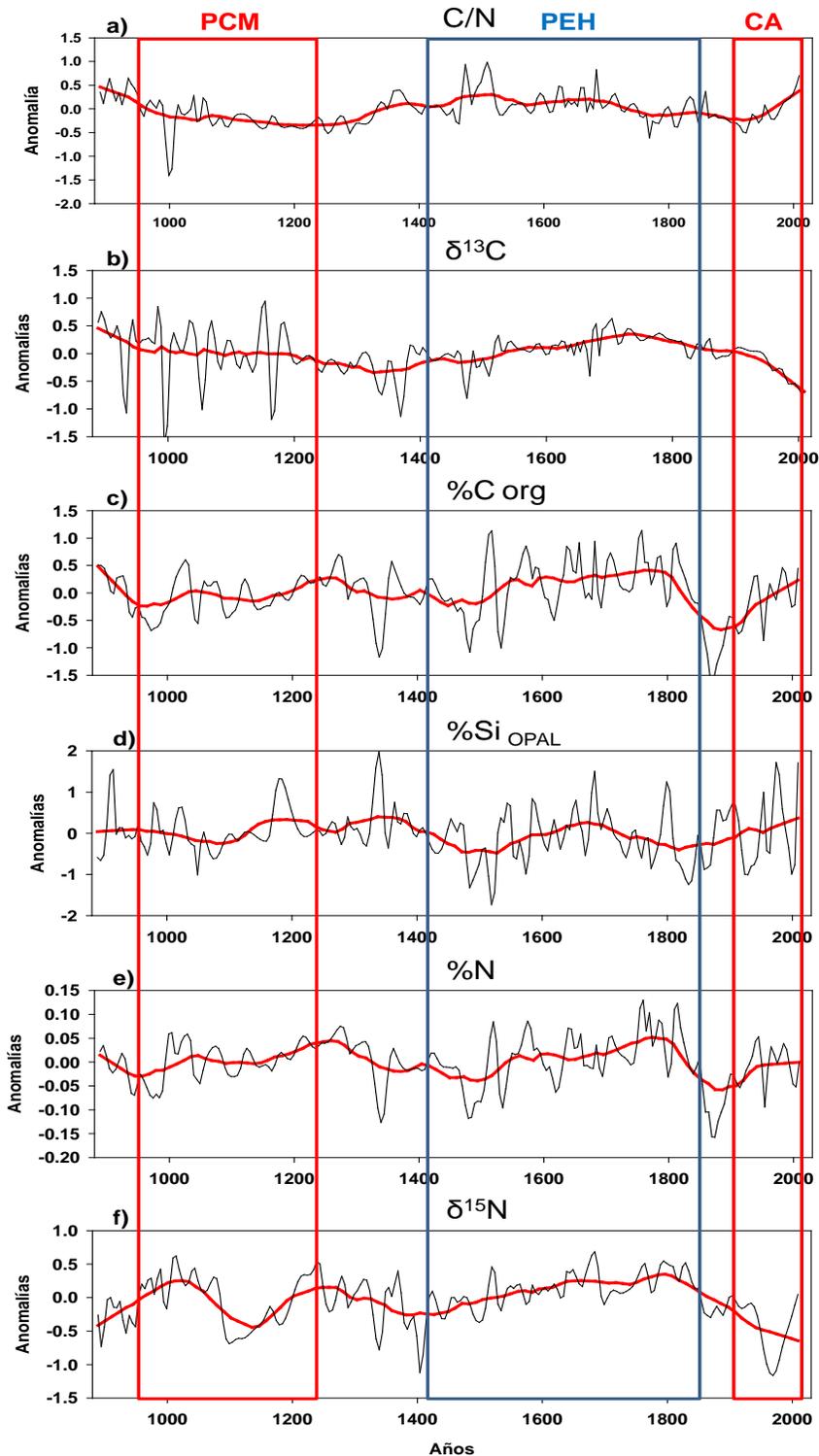


Figura 4. Series de tiempo (sin tendencia de largo plazo) de distintos paleoindicadores derivados del análisis de un núcleo sedimentario del talud continental frente a Sinaloa: a) C/N; b) $\delta^{13}\text{C}$; c) %C org; d) %Si_{OPAL}; e) %N; f) $\delta^{15}\text{N}$. Los rectángulos rojos delimitan el Periodo Cálido Medieval (PCM) y el Cálido Actual (CA), el azul la Pequeña Edad de Hielo (PEH).

Para la variable $\delta^{13}\text{C}$ se observó una oscilación similar para el PCM y la PEH. El análisis REDFIT (Fig.5b) también identificó periodos de 40, 33 y 20 años, por encima de las líneas de significancia y de confianza, y el ciclo de 60 años aparece solo por encima de la línea que marca el nivel de confianza. Sin embargo, para el análisis de ondículas todos los ciclos se identificaron como potencia significativa en la banda de periodicidad de 900 a 1250 AD, con una porción del ciclo de 60 años por debajo del cono de influencia en el 1000 AD. El ciclo de 30 años que corresponde al de mayor energía, se identificó en el periodo de 900 a 1250 AD y del 1350 al 1400 AD (Fig. 5b).

En todos los análisis, se observó similitud entre los porcentajes de carbono orgánico y nitrógeno total. En la figura 4c y 4e se aprecian tendencias de incremento durante el PCM y la PEH. En el análisis de REDFIT (Fig. 5c y 5e), aparecen las periodicidades de 60, 45 y 30 años, los cuales en el análisis de ondículas (Fig. 6c y 6e) confluyen del 1500 al 1600 AD. El ciclo de 45 años también fue significativo para el periodo del 1350 al 1400 AD. En la figura 6c apareció el ciclo de 23 años alrededor del 1700, 1800 y 1950 AD.

El % Si_{OPAL} en la escala secular mostró periodicidades de 150 y 300 años (Fig. 4d), mientras que con el análisis REDFIT (Fig. 5d), se identificaron periodicidades de 50, 40, 28 y 18 años como significativas. En el análisis de ondículas (Fig. 5d), los periodos de 40 y 28 años son los más energéticos entre el 900-950, 1300-1400, 1500-1600, 1800 y 1950-2000 AD. El ciclo de 85 años apareció de 1800 a 1950 AD, sin embargo una parte del mismo quedó fuera del cono de influencia cerca de 1900 AD (Fig. 6d).

Durante el PCM, el $\delta^{15}\text{N}$ presentó un periodo de 300 años (Fig. 4f y 6f) mismo que tuvo la mayor energía en el análisis de ondículas y se observó en el periodo 950-1300 AD, sin embargo se mantuvo por debajo del área de influencia (Fig. 6e). Durante la PEH, los datos tuvieron tendencia positiva, misma que disminuyó drásticamente a partir del 1800 AD. También se identificaron los periodos de 38 y 30 años entre el 1300 y el 1400 AD.

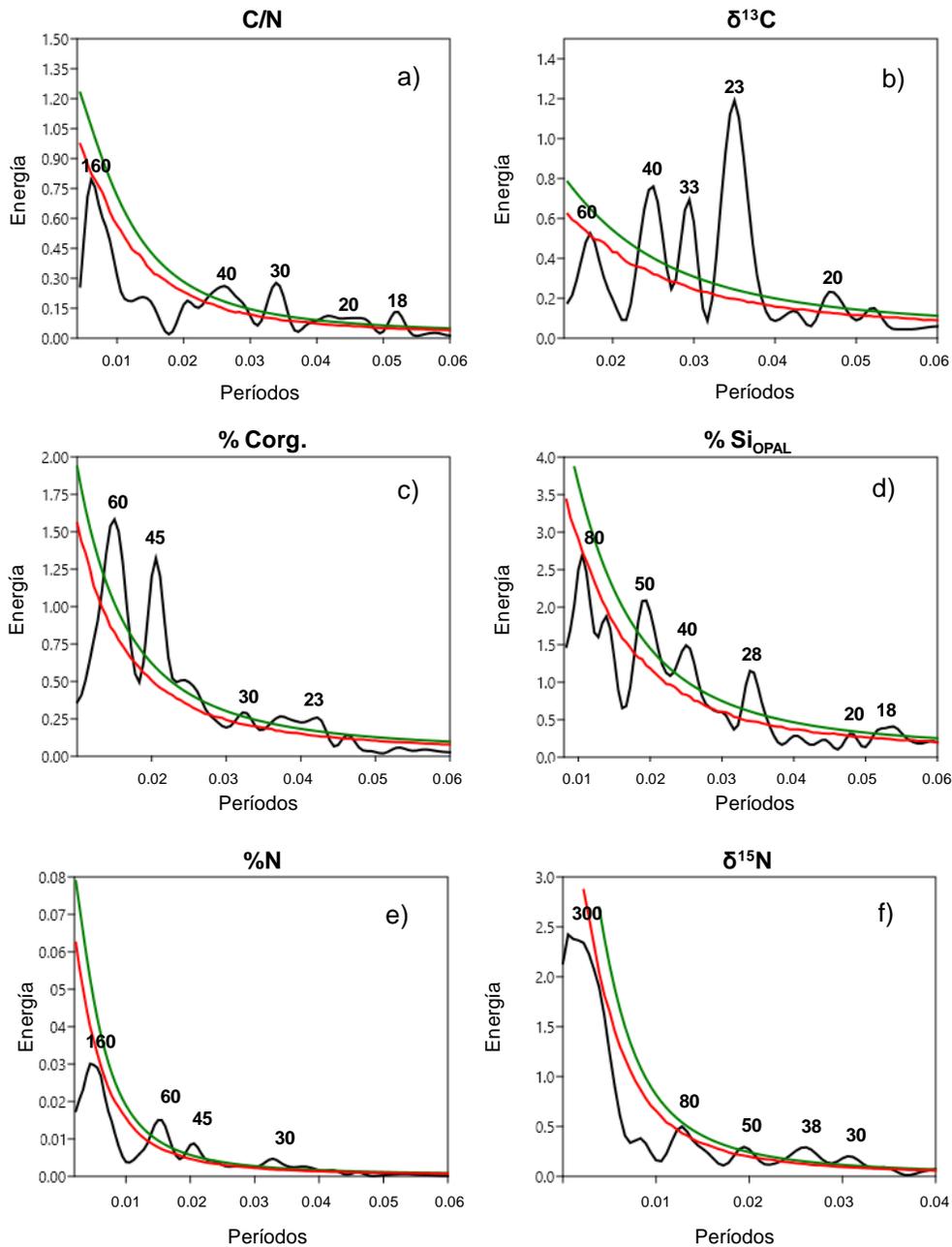


Figura 5. Análisis espectral (REDFIT) de los paleoindicadores: a) %Corg; b) $\delta^{13}\text{C}$; c) %Corg; d) %Si_{OPAL}; e) %N; f) $\delta^{15}\text{N}$, de la secuencia sedimentaria del talud continental frente a Sinaloa. Los periodos significativos se identifican como crestas que cruzan las líneas de ruido rojo (línea verde) y 80% de nivel de confianza (línea roja). Los números en cada cresta indican la cantidad de años para cada periodo calculado a partir del eje horizontal. El eje vertical indica la cantidad de energía de cada periodo.

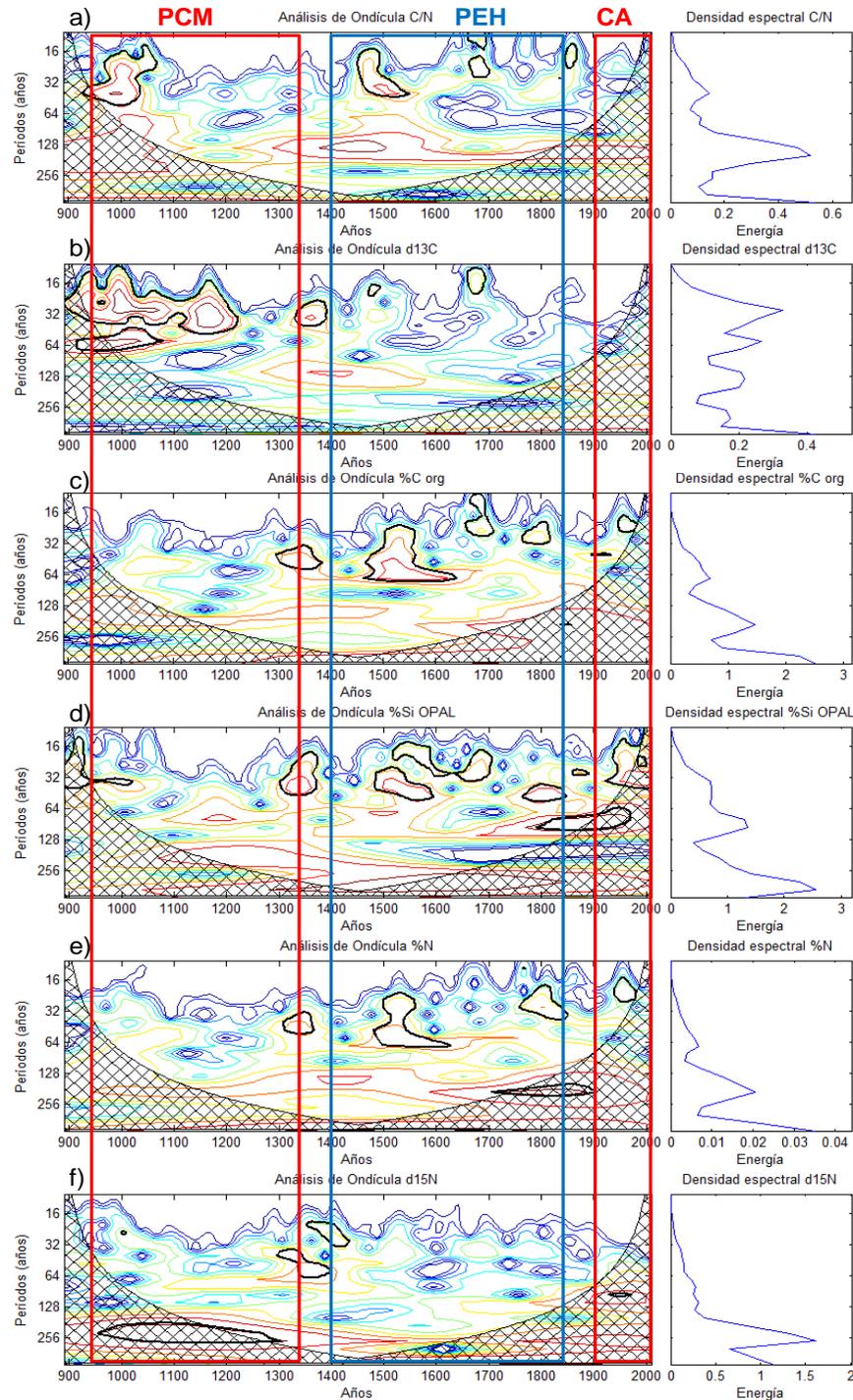


Figura 6. Descomposición del espectro de poder continuo de ondículas para las variables: (a) razón C/N; (b) %Corg.; (c) $\delta^{13}\text{C}$; (d) % Si_{OPAL}; (e) %N y (f) $\delta^{15}\text{N}$, estimadas a partir de un núcleo sedimentario del talud continental frente a Sinaloa. Los intervalos de contorno en líneas de diferentes colores indican los valores de energía del espectro de poder; entre rojo (alta) y azul (baja). La línea de contorno (negra sólida) engloba regiones de tiempo-frecuencia significativas ($p < 0,05$), mientras que la región con líneas negras cruzadas corresponde al cono de influencia e indican las regiones de

tiempo-frecuencia que no deben ser consideradas ya que son afectadas por los límites de los datos. El nivel de confianza del 95% se estableció en relación con el espectro de fondo de la ondícula global. Al margen derecho se observan los espectros de poder de la ondícula que muestra la dominancia de los períodos encontrados en cada serie.

5.4 Patrones de variación climática

En las tablas 3 y 4, se muestran las correlaciones significativas (números en color rojo) de las variables del núcleo DIPAL III-C2 con series de tiempo reconstruidas por otros autores: PDO (McDonald & Case, 2005), temperatura global (Mann & Bradley, 1999), salinidad de Moon Lake (Laird *et al.*, 1996), variabilidad solar (Crowley, 2000), marcadores volcánicos (Zielinsky *et al.*, 1997) e irradiancia solar (Steinhilber *et al.*, 2009). Para el PCM (Tabla 3), las correlaciones significativas correspondieron a las variables; %Si_{OPAL}, en correlación positiva con las reconstrucciones del PDO y en negativo con la temperatura global y la salinidad, mientras que el $\delta^{13}\text{C}$ tuvo correlación negativa con el PDO y positiva con la salinidad.

Tabla3. Correlaciones con otros autores para el Periodo Cálido Medieval (PCM)

	PDO McDonal (2005)	Temperatura Mann (1999)	Salinidad MoonLake (1998)
%Si _{OPAL}	0.258484	-0.285256	-0.297809
%C org.	-0.087623	0.168164	0.044806
$\delta^{15}\text{N}$	-0.007056	0.077506	-0.053671
$\delta^{13}\text{C}$	-0.411848	0.122133	0.310023
% N	-0.062061	0.217564	0.074945
C/N	-0.023573	-0.179948	-0.108660

Para la PEH (Tabla 4), los valores del %Si_{OPAL} se correlacionaron negativamente con la variabilidad solar y positivamente con la salinidad; la relación entre el $\delta^{15}\text{N}$ fue positiva con los marcadores volcánicos, con la irradiancia y negativo con la salinidad. En el caso del %Corg, $\delta^{13}\text{C}$ y el %N se correlacionaron de forma positiva con la irradiancia y negativa con el PDO. La razón C/N tuvo correlación negativa con los marcadores volcánicos y la irradiancia.

Tabla 4. Correlación con otros autores para la Pequeña Edad de Hielo (PEH)

	Variabilidad solar Crowley (2000)	Volcanes Zielinsky et al.,(1997)	IrradianciaSteinhilbert et al., (2009)	Salinidad MoonLake (1998)	PDO McDonald & Case (2005)
PDO	-0.115027	-0.027106	-0.136625	0.126178	1.000000
%Si _{OPAL}	-0.224942	-0.114605	-0.111053	0.310505	-0.122434
%C org.	-0.051669	0.077300	0.322913	-0.110106	-0.312286
δ ¹⁵ N	-0.168458	0.213055	0.228116	-0.221684	-0.023308
δ ¹³ C	-0.099860	0.082648	0.381167	0.130398	-0.246357
% N	0.018029	0.172220	0.397335	-0.090905	-0.341162
C/N	-0.161523	-0.244304	-0.250396	-0.060088	0.147408

5.5 Variabilidad natural y ligada a forzantes antropogénicos

Con la finalidad de diferenciar entre los patrones de variación climática natural y los cambios ligados a las actividades antropogénicas regionales, se analizaron las primeras 50 muestras del núcleo de sedimento DIPAL III-C2 que corresponden a los últimos 400 años (abarca los periodos de la PEH y el CA; Fig. 5), con resolución decadal. En la figura 7 se muestra la imagen del núcleo de sedimento que corresponde a este intervalo de tiempo, junto con las variables de producción exportada y otros elementos. En las variables de producción exportada se puede observar que las series tienden a aumentar hacia el presente, con incrementos puntuales cerca del 1850 y 1980 AD.

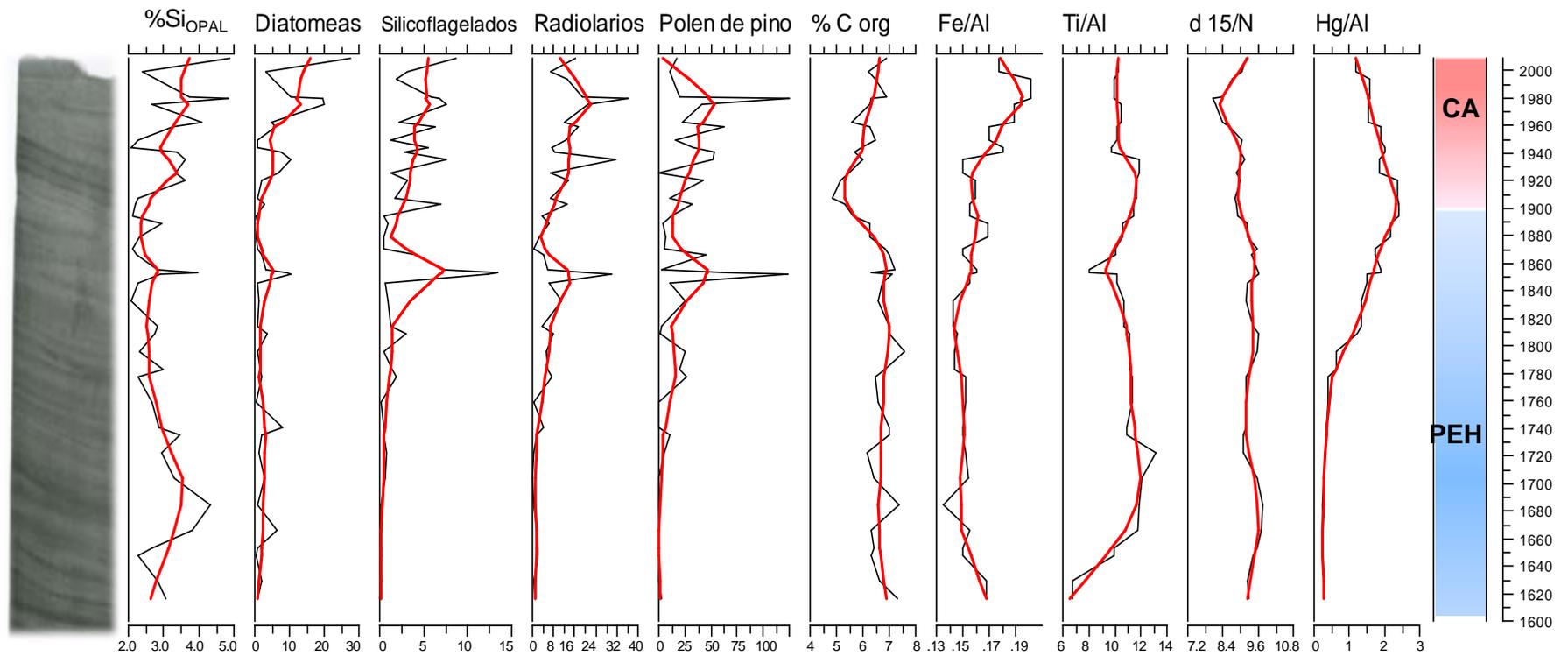


Figura 7. Composición que incluye la imagen óptica de la radiografía de rayos-X del núcleo DIPAL III-C2 y las series de tiempo de los componentes geoquímicos ($\%Si_{OPAL}$, $\%C_{org}$, $\delta^{15}N$) y biogénicos (flujo de diatomeas $\times 10^3$, silicoflagelados $\times 10^2$, radiolarios $\times 10^1$, polen de pino) y cocientes de Al (Fe/Al , $Ti/Al \times 10^2$, $Hg/Al \times 10^5$). La línea roja representa el suavizado de los datos originales (línea continua negra). En el margen derecho se muestran los periodos climáticos globales: Pequeña Edad de Hielo (PEH) y Cálido Actual (CA) que se demarcan con la escala de colores y la cronología en la escala vertical desde el 1600 AD.

5.6 Análisis de factores

Se obtuvieron tres factores que explican el 70% de la variancia total de los datos (Fig. 8). Con base en los puntajes factoriales, se definieron tres patrones de variación temporal, los cuales se graficaron en sentido estratigráfico.

a) Factor 1. Aporte continental natural y antropogénico

El factor 1 explicó el 42% de la variancia total. En la figura 8a se muestra con los pesos factoriales el patrón de variación temporal obtenido, el cual presentó una tendencia a aumentar a partir del año 1850 hasta la actualidad. Los mayores puntajes factoriales asociados a este patrón, corresponden a las variables de Zn/Al, Mn/Al, Zr/Al y Hg/Al (valores positivos).

b) Factor 2. Producción exportada

El factor 2 explicó el 18% de la variancia total de los datos. El factor mostró una tendencia a decrecer a partir del 1600 hasta 1900 AD (con un pico en 1860), y a partir de 1900 AD se observa una tendencia positiva hasta el presente (Figura 8b). Sus puntajes factoriales corresponden a los valores positivos de las variables asociadas a la producción exportada %Si_{OPAL}, S/Al, y diatomeas.

c) Factor 3. Arsénico

El factor 3 explicó el 9% de la variancia total. En la serie se observa un incremento a finales de 1700 a 1900 AD y nuevamente en 1980 AD (Figura 8c). Para este factor el mayor puntaje factorial está dado por la razón As/Al (valores positivos).

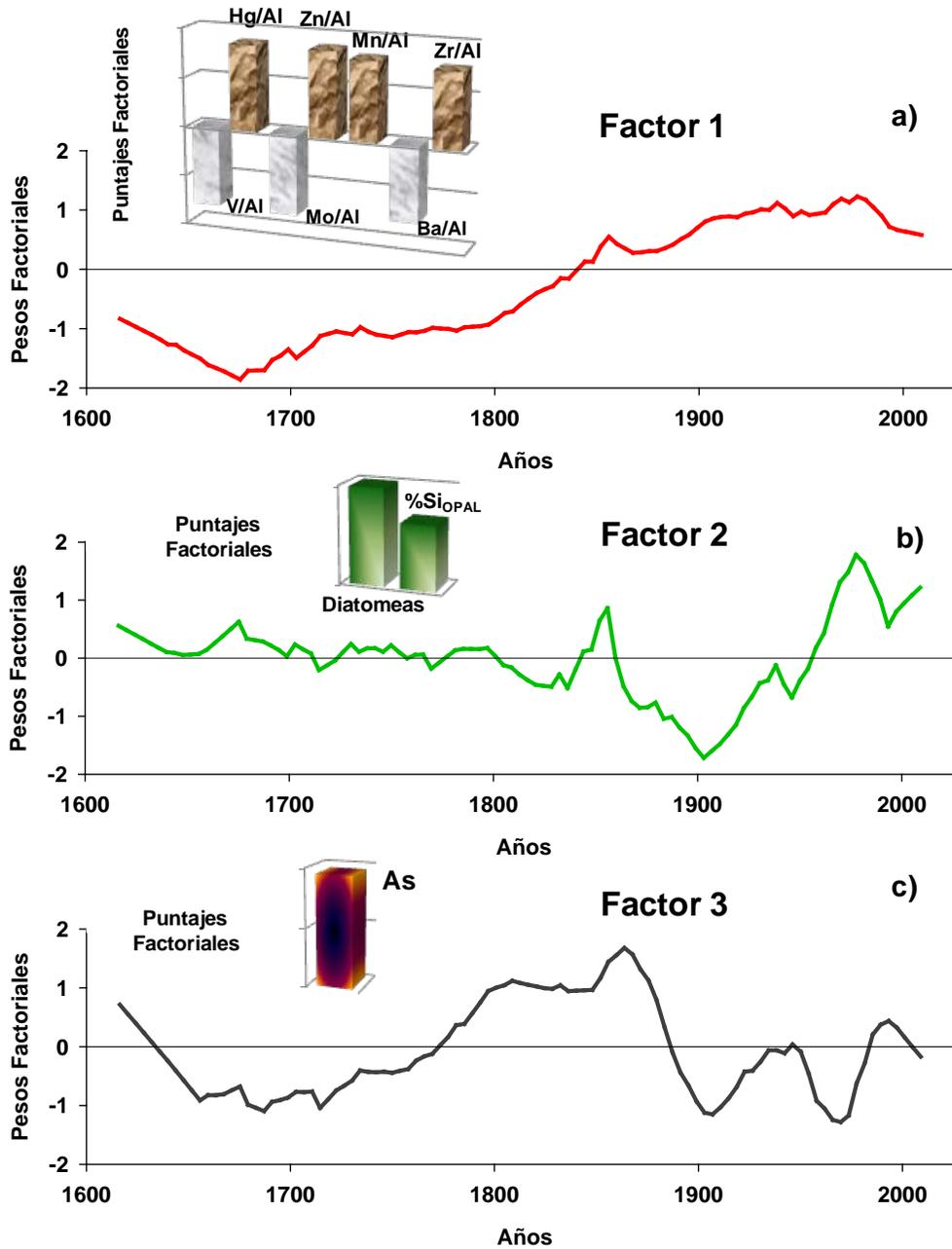


Figura 8. Variación temporal de los pesos factoriales de: a) Factor 1; b) Factor 2; c) Factor 3, obtenidos a partir de la secuencia sedimentaria del talud continental frente a Sinaloa para el periodo comprendido entre 1600 al 2009 AD.

5.7 Distribución temporal de los flujos de organismos planctónicos silíceos

En la figura 9 se muestra la distribución temporal de los flujos biogénicos en los últimos 400 años en 4 componentes del registro sedimentario identificados con microscopia: diatomeas, silicoflagelados, polen y radiolarios. En los cuatro casos, los flujos máximos se presentaron en los intervalos de 1850-1860 y 1900-1980 AD, con máximos de polen y radiolarios entre 1852 y 1979 AD. Los valores máximos en los silicoflagelados aparecen en 1852-53 AD, mientras que el máximo de diatomeas se observó hacia el 2009 AD.

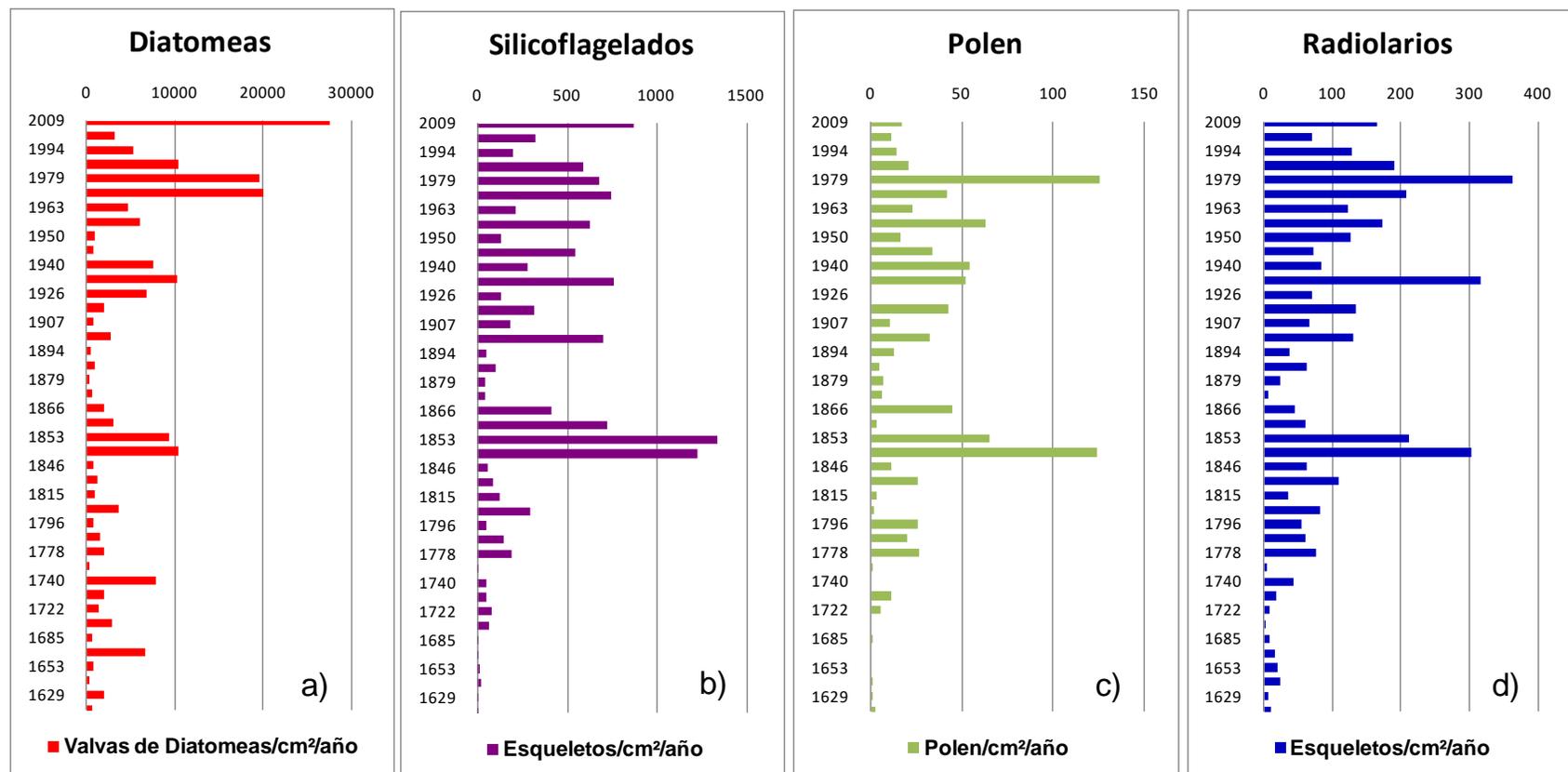


Figura 9. Distribución temporal de los flujos de: a) Total de Diatomeas, b) Total de Silicoflagelados, c) Polen de Pino, d) Total de Radiolarios obtenidos a partir de la secuencia sedimentaria, del talud continental de frente a Sinaloa, para el periodo comprendido entre 1600 al 2009 AD.

6. DISCUSION

El núcleo de sedimentos laminados DIPAL III-C2 colectado en el talud continental del estado de Sinaloa cerca de Cuenca Pescadero, proporciona un registro de alta resolución, escala secular y decadal, de las condiciones paleoclimáticas que han afectado al Golfo de California durante el último milenio. En numerosas ocasiones se ha comprobado la cualidad de los registros laminados para documentar cambios en el continente, océano y atmosfera ligados a mecanismos que generan la variabilidad climática, en diferentes escalas temporales (Schrader & Baumgartner, 1983; Leclerc & Schrader, 1987; Baumgartner, 1991; Kemp, 1996; Barron *et al.*, 2004; Barron & Bukry, 2007; Matínez-López *et al.*, 2012). A diferencia de otros sitios del golfo donde los pares de láminas son varvas verdaderas que reflejan el contraste entre dos condiciones estacionales (Baumgartner *et al* 1989), el proceso que controla la alternancia litológica de los sedimentos estudiados, aparentemente no depende de esta estacionalidad y requiere de más estudios para entender su formación y preservación.

El sistema de alta sensibilidad climática del registro sedimentario laminado es creado a través de múltiples mecanismos o fenómenos gobernados por el clima. Estos registros representan canales separados de grabación de procesos ambientales locales que pueden estar influenciados por el forzamiento climático de gran escala (Baumgartner *et al.*, 1989). En síntesis, una variable puede reflejar más de un mecanismo de repuesta y un mecanismo puede influir en más de una variable. Por ello, para un mismo sitio y año, pueden suceder simultáneamente una tendencia de respuesta lenta de escala milenaria y una tendencia de respuesta rápida en la escala decadal, reflejadas en uno o más constituyentes del registro sedimentario.

6.1 Tendencia de largo plazo

Muchos de los procesos que regulan el clima, son tan graduales que se necesitan grandes intervalos de tiempo para documentar las fluctuaciones de baja frecuencia, por lo que comúnmente se estudia solo una fracción de esas señales. Tal es el caso de la tendencia de largo plazo de las condiciones climáticas de fondo en la escala milenaria sobre las que se sobreponen las variaciones climáticas seculares. La tendencia de largo plazo observada en las series de tiempo (Fig. 3), podría estar relacionada con la tendencia de enfriamiento de los últimos dos milenios a nivel global (Denton & Broecker, 2008; McGregor *et al.*, 2015; Lechleitner *et al.*, 2017).

El enfriamiento gradual del planeta en la escala de miles de años parece estar relacionado con el aumento de la producción exportada y la disminución de oxígeno disuelto en el agua cercana al fondo; así lo denota, las series %Si_{OPAL}, %N, %Corg y $\delta^{15}\text{N}$ (Fig. 3 línea punteada). En el caso del ópalo, las diatomeas que son su principal componente en los sedimentos laminados (Mortlock & Froelich, 1989), pasan toda su vida cerca de la superficie por lo que, tanto sus frústulas como el ópalo son un excelente proxy de las interacciones océano-atmósfera. Actualmente, la mayor productividad en el Golfo de California se presenta durante la temporada fría, asociada a los vientos del noroeste y a las surgencias. Análogamente, al mecanismo estacional de enfriamiento y aumento de la producción primaria, el enfriamiento gradual del planeta en escala milenaria, ha modificado los centros de baja y alta presión (Graham *et al.*, 2011), como resultado de la modificación del balance radiativo, aumentando la intensidad de las surgencias y, por ende la concentración de diatomeas, la exportación del %Si_{OPAL} y el $\delta^{15}\text{N}$. La producción exportada (%Si_{OPAL}, %N, %Corg) y el oxígeno cercano al fondo indicado por $\delta^{15}\text{N}$, muestran que la tendencia de largo plazo fue conservada principalmente durante el periodo 1000-1800 AD (McGregor *et al.* 2015).

En la serie de tiempo del %Si_{OPAL} también se ha podido observar que hay incrementos puntuales en años asociados a erupciones volcánicas de gran impacto, ocurridas principalmente en el margen oriental y occidental del océano Pacífico. En el

930 AD el volcán Ceboruco en Nayarit, México (Katrin & Siebe, 2007); entre 1800-1820 AD, el Monte Tambora en Indonesia (Oppenheimer, 2003); en el periodo 1580-1600 AD en la Isla de Java; en el 1350 AD en Nueva Zelanda (Bryan *et al*, 2010) y en 1982 AD el volcán Chichonal en Chiapas, México (Hansen, 2012) (Fig. 3). Esta coincidencia sugiere que la actividad volcánica, además de contribuir al enfriamiento del planeta, probablemente estimuló el crecimiento rápido de los microorganismos autótrofos y heterótrofos marinos a través del depósito atmosférico de nutrientes contenidos en la ceniza de estas erupciones, como ha sido demostrado recientemente por Zhang *et al.*, 2017.

En complemento a las erupciones volcánicas, la Circulación Termohalina es el principal mecanismo que contribuye a la tendencia de enfriamiento de largo plazo. A circulación Termohalina responde a los cambios del balance radiativo que son inducidos tanto por la irradiancia solar, como por la ceniza derivada de la actividad volcánica. Las fluctuaciones multidecadales de la irradiancia solar pueden regular la variabilidad de la Circulación Termohalina a través de la respuesta de la atmósfera a las anomalías de la temperatura superficial del océano, que se manifiestan en los modos de variabilidad de la Circulación Termohalina y de la Oscilación Multidecadal del Atlántico Norte (AMO por sus siglas en inglés; Delworth & Mann, 2000).

Aunado a esto, la respuesta termodinámica al forzamiento volcánico que aumentó en frecuencia desde el último milenio, pudo haber inducido el descenso rápido de la temperatura en los trópicos, propagando la tendencia de enfriamiento hacia latitudes altas, con el posterior ajuste de los océanos y el debilitamiento de la Circulación Termohalina (McGregor *et al.*, 2015). En escalas seculares la ceniza derivada de las erupciones volcánicas aumenta el albedo superficial y reduce la radiación de onda corta, con ello disminuye el calor superficial y merma el derretimiento del hielo marino en ambos hemisferios, conduciendo a cambios en el balance radiativo de largo plazo (McGregor *et al.*, 2015) tales mecanismos parecen haber extendido la tendencia de enfriamiento hasta finales del siglo XIX (Denton & Broecker, 2008).

6.2 Variabilidad Secular

La tendencia de largo plazo mencionada en el apartado anterior, culminó en la oscilación secular del PCM-PEH (Denton & Broecker, 2008), como una tendencia de fondo en la escala de miles de años donde se sobrepone la escala secular y los eventos climáticos globales de los últimos 1100 años. Las primeras descripciones de estos periodos se realizaron en Europa Occidental, Atlántico Norte y América del Norte, caracterizando al PCM por la persistencia de condiciones cálidas y secas; en contraste a la PEH donde persistieron condiciones más frías y húmedas (Lamb, 1965; La Marche, 1974; Graham *et al.*, 2011).

Sobrepuesta a la tendencia de enfriamiento de largo plazo en la escala milenaria, en la escala secular se identificaron entre 889 y 950 AD, los periodos significativos de 40 y 18 años en la variable de %Si_{OPAL} (Fig. 6d). Este intervalo también ha sido documentado en otros registros sedimentarios de México, donde se ha interpretado como un periodo de sequía asociado con la desaparición de la civilización Maya en Yucatán, entre el 750 y 1050 AD (Hodell *et al.*, 2005).

Los nuevos estudios asocian a los periodos globales seculares con cambios en la posición más al norte (sur) de la ZCIT sobre el Pacífico tropical y un monzón de invierno relativamente más débil (fuerte) durante el PCM (PEH) (Graham *et al.*, 2011). Subsiguiente a la PEH se ha reconocido un cambio abrupto hacia el periodo CA, donde la variabilidad climática natural se mezcla con la variabilidad inducida por las actividades antropogénicas, convirtiéndolo en uno de los periodos seculares más complejos y menos estudiados.

Periodo Cálido Medieval (PCM) ~950-1350 AD.

El PCM es un episodio notable, pero no del todo comprendido del cambio en el clima del Holoceno tardío, especialmente en lo que se refiere a la respuesta de las regiones tropicales (Graham *et al.*, 2011). Esto representa un vacío de conocimiento cuyo análisis es necesario para proporcionar más claridad sobre la variabilidad del

clima pasado. La nueva evidencia sobre el clima del Hemisferio Norte, ha hecho patente que el PCM no se caracterizó por temperaturas uniformemente cálidas, sino por un rango de temperaturas, hidroclimas y cambios marinos con distintas expresiones regionales y estacionales, siendo la temperatura superficial del mar en la región tropical el principal motor del cambio global durante este periodo (Graham *et al.*, 2011). No obstante que se han documentado algunos cambios rápidos y sincrónicos en climas locales, aun se desconoce si la sensibilidad en pequeñas escalas geográficas es la responsable de la rapidez de los cambios o son parte de cambios significativos en los principales elementos del sistema climático.

Con base en el análisis de densidad espectral REDFIT y de ondículas, la variable que más se destaca para este intervalo de tiempo es el $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 5b y 6b). Esta variable proporciona información sobre el origen de la materia orgánica (Lamb *et al.*, 2006) y su influencia se debe a la mayor frecuencia en las fluctuaciones entre -21 y -22 ‰. La correlación negativa del $\delta^{13}\text{C}$ con el PDO (Tabla 3) es coherente con el hecho de que la Oscilación del Pacífico es un patrón climático dominante en toda la cuenca. Durante el PCM, la fase fría del PDO se asocia con el aumento del aporte continental ($\delta^{13}\text{C} < -21\text{‰}$) y el incremento relativo de la producción exportada (%Si_{OPAL}), mientras que la fase cálida indica condiciones inversas. Estos paleoindicadores mostraron periodicidades decadales, de 20-23 años para el $\delta^{13}\text{C}$ y el %Si_{OPAL}, mientras que para el PDO se han reportado periodos de 12-28 años (Minobe, 1997,1999; MacDonald & Case, 2005), coincidiendo también con la periodicidad de ~20 años descrita para la temperatura atmosférica (Kane & Teixeira, 1990). La similitud de las periodicidades resulta relevante dado que las interacciones océano-atmósfera son responsables de cambios en la posición e intensidad de los centros de presión, lo cual podría explicar el incremento de precipitación y aporte continental indicado en el registro sedimentario.

Se infiere que en el Golfo de California el aporte de material continental durante el PCM se debió al transporte fluvial, al menos en la porción sureste, estas inferencias de mayor precipitación se apoyan en el trabajo de Laird *et al.*, (1996), donde se proponen condiciones secas para el este y centro de Estados Unidos de América

(LaMarche, 1974; Laird *et al.*, 1996; MacDonald & Case, 2005) a través de la reconstrucción de la salinidad por medio de diatomeas del lago MoonLake, y en el hecho de que la precipitación de estas dos regiones se comportaron de forma inversa (LaMarche, 1974; Wise & Dannenberg, 2014).

De acuerdo a lo encontrado en el presente estudio, en el PCM se presentó menos producción exportada que en la PEH y en el CA, sin embargo existieron incrementos puntuales relevantes que también han sido documentados para el Golfo de California. El primero corresponde al año ~972 AD y el segundo a ~1237 AD, ambos intervalos son claramente visibles en la producción exportada de %Si_{OPAL}, pero no en el %Corg. Esto pudo deberse a la dominancia de las diatomeas sobre otros grupos funcionales del plancton. En un estudio enfocado en el componente de ópalo biogénico de los sedimentos de Cuenca Guaymas, se encontró que en ~920-1020 y ~1100-1140 AD, hubo un incremento en la abundancia relativa de la diatomea tropical *Azpeitia nodulifer* concomitante con un aumento en la temperatura superficial, forzado por la actividad solar y con la dominancia de Agua Superficial Tropical (Barron *et al.*, 2003; Pérez-Cruz, 2006; Barron & Bukry, 2007) Estas tres evidencias señalan condiciones cálidas en el sur del Golfo de California y son congruentes con los incrementos en las variables indicadoras de producción exportada durante los intervalos correspondientes a este estudio.

Aunado a esto, el análisis de ondículas el $\delta^{15}\text{N}$ (Fig.6f) mostró un periodo significativo de 300 años por debajo del cono de influencia, que no ha sido encontrado en ninguna otra variable, el cual podría estar relacionado con eventos de una escala de tiempo mayor al alcance del registro sedimentario. La implicación de esto podría ser que la condición que reguló la concentración de oxígeno disuelto en el agua de fondo cercana a la superficie del sedimento no es la misma que determinó el contenido de oxígeno en la columna de agua cercana a la zona eufótica, y siendo estas dos masas de agua diferentes (Fig. 1), el cambio en el contenido de oxígeno puede ser causado por el desplazamiento de las masas de agua y en consecuencia, con la migración de la zona de mínimo oxígeno dentro de una escala mayor a la secular, y no con la producción primaria de la zona eufótica.

Pequeña Edad de Hielo (PEH) ~1400-1850 AD.

La PEH fue un período bien documentado de condiciones frías a escala global. Este periodo es consistente con una perturbación de flujo de energía en los trópicos y con el desplazamiento hacia el sur de la ZCIT. Estos dos cambios, a su vez, responden al debilitamiento de la Circulación Termohalina y al aumento de la capa de hielo en el océano Ártico, actualmente se sugiere que la ZCIT comenzó a migrar hacia el norte nuevamente después de ~1820 AD, con el comienzo del CA (Lechleitner *et al.*, 2017).

Las causas del enfriamiento extensivo de la PEH no son claras, pero coinciden con una intensa actividad volcánica (Zielinsky, 1997). Las grandes erupciones volcánicas afectan al clima a través de la dispersión de cenizas volcánicas y absorción de la radiación solar, y posiblemente actuaron en forma sinérgica con los cambios en la actividad solar, ya que durante este periodo se produjeron cuatro grandes mínimos solares (Lechleitner *et al.*, 2017). Sin embargo, la importancia de los cambios de insolación derivada de los mínimos de manchas solares, es menor que el de las erupciones volcánicas en términos de forzamiento radiativo, por lo tanto es probable que la actividad volcánica dominara y que el forzamiento solar contribuyera a intensificar la tendencia (Lechleitner *et al.*, 2017). Esta modificación en el balance radiativo del planeta debilitó la circulación termohalina, redujo el derretimiento del hielo en el polo norte que modificó los centros de presión atmosférica y ocasionaron el desplazamiento hacia el sur de la ZCIT (Lechleitner *et al.*, 2017). En la tabla 4 se muestra la correlación entre los marcadores volcánicos y la razón isotópica del ^{15}N , denotando que el aumento en la actividad volcánica se relaciona con el incremento en el proceso de desnitrificación y con la producción exportada.

En el análisis de densidad espectral, las variables de producción exportada presentaron periodicidades de entre 28-30 y 45-50 años asociadas con la insolación y la extensión del hielo polar (Fig. 6c, 6d y 6e; Loutre *et al.*, 1992). Tal expansión de hielo debilitó la circulación termohalina y desplazó hacia el sur la ZCIT (Lechleitner *et al.*, 2017). Las variables de %Corg, %N y origen de la materia orgánica $\delta^{13}\text{C}$, tienen correlación positiva con la irradiancia solar global (Steinhilbert *et al.*, 2009) e inversa

con el PDO (i.e. TSM en el Pacífico norte; Tabla 4). El desplazamiento hacia el sur de la ZCIT y la predominancia de la fase fría del PDO dentro de periodos de ~50-70 años (MacDonald & Case, 2005), sugiere que el clima se hizo cada vez más seco y frío conforme avanzaba la PEH. En general la fase negativa del PDO impulsó el avance de la Corriente de California hacia el sur y creó un aumento en la intensidad de los vientos del noroeste especialmente entre los años 1500 y 2000 (Juillet-Leclerc & Schrader, 1987). Con el fortalecimiento de los vientos se intensificaron las surgencias, por lo que aumentó el transporte del agua más profunda y rica en nutrientes a la superficie aumentando así la productividad y la producción exportada conservada en el sedimento. Aunado a esto se sugiere que el incremento de la producción exportada en la señal del %Si_{OPAL} durante la PEH, está asociado a la disminución de la precipitación e incremento de las condiciones de sequía del país.

Se sabe que a pesar de que las condiciones de sequía extrema no han sido prevalentes en todo el territorio nacional durante los últimos 1400 años (Stahle *et al.*, 2016), si afectaron la mayor parte del mismo, incluyendo la costa este del Pacífico mexicano (Figuroa-Rangel *et al.*, 2016), aunque no parecen tener una ocurrencia frecuente como para producir siempre un efecto social profundo. La agricultura de subsistencia rural ha evolucionado y se han desarrollado muchas estrategias para contender con estas sequías, pero incluso las medidas de adaptación a la sequía pueden verse superadas en épocas de sequía excepcional (Atlas Mexicano de Sequías AMS; Stahle *et al.*, 2016). En este sentido la sequía de 1454 es un caso ilustrativo de la influencia de los periodos de sequía extrema en la sociedad, porque además de la hambruna generalizada, sus efectos pudieron haberse intensificado por una fuerte helada en el centro de México en 1453 (Stahle *et al.*, 2016). Sin embargo, en el presente estudio se encontró un aumento en la productividad, a diferencia de la sequía que coincidió con la época de la conquista de México (1521-1524).

La peor hambruna de la época colonial en México ocurrió en 1786, y se conoce como *El Año de Hambre* (Therrell, 2005). Dos o tres años de sequía y una helada temprana en 1785, parecen haber conducido a la pérdida de cosechas y al hambre

(Therrell, 2005; Therrell et al., 2006). Se cree que la sequía de 1808-1811, identificada con evidencia histórica, causó "graves dificultades agrícolas" y contribuyó a la revuelta contra el dominio colonial que inició la Guerra de Independencia de México en septiembre de 1810 (O'Hara & Metcalfe, 1997). Sin embargo, las reconstrucciones de anillos de crecimiento de los árboles en el AMS no indican condiciones de sequía uniforme en el territorio nacional durante este período. La sequía se estima que sucedió en 1808, pero las reconstrucciones indican condiciones entre normales y superiores a la media en el centro de México para 1809, 1810 y 1811 AD. En general, las reconstrucciones de anillos de crecimiento de los árboles indican que las sequías que abarcan todo el territorio nacional no han sido comunes ni persistentes más allá de la escala decenal. Con base en lo encontrado en el presente estudio para el Golfo de California, incluso las sequías generalizadas no siempre tienen un impacto negativo en la producción exportada, lo cual descarta el aporte fluvial de elementos terrígenos al registro sedimentario.

Los valores altos de $\delta^{15}\text{N}$ (9 ‰) coinciden con la desnitrificación en regiones costeras donde existe una ZMO (Aguñiga et al., 2010). Esta zona fracciona los isótopos de nitrógeno, enriqueciendo en ^{15}N el nitrato remanente. El nitrato isotópicamente pesado es transportado a la superficie y es consumido por el fitoplancton, aumentando posteriormente la señal isotópica en el registro sedimentario. Esto implica, que los niveles de oxígeno en el agua de fondo que está en contacto con el sedimento permanecieron en valores bajos, evitando la bioturbación e impulsando la preservación de la laminación que se observa en la unidad 2 (Fig.3). De igual forma, esta definición de las laminaciones está asociada al incremento de la producción exportada indicada por porcentajes $\% \text{Si}_{\text{OPAL}}$ relativamente altos ~3% lo cual coincide con lo reportado por DeMaster (1981) para el Golfo de California y por Barron et al. (2003) en la Corriente de California para el mismo periodo.

Durante la PEH una de las observaciones más interesantes tiene que ver con la paradoja del ópalo, donde se propone que; el marcado patrón estacional en el flujo de ópalo no coincide con la poca variación estacional en el flujo del carbono orgánico

(Thunell, 1998; Kemp et al., 2006) que se observa a escalas decadales. En el análisis de REDFIT, se observa que ambas variables poseen ciclos de 28-30 y 45-50 años (Fig. 5c y 5d) es decir poseen una frecuencia similar, sin embargo en el análisis de ondículas se aprecia que estos periodos no siempre son sincrónicos (Fig. 6c y 6d).

En general, el principal contribuyente al flujo de Corg son las diatomeas (Schrader & Baumgartner, 1983), sin embargo en escalas temporales menores a la secular esto podría no ser cierto. Si bien el %Si_{OPAL} se deriva principalmente de las diatomeas y en menor medida de los radiolarios, silicoflagelados y espículas de esponjas, el %Corg puede estar relacionado a otros grupos funcionales como los coccolitofóridos (González-Yajimovich *et al.*, 2005; Córdova-Castañeda, 2016), lo cual sugiere que a pesar de que ambas variables proceden de los productores primarios, no se derivan del mismo grupo funcional fitoplanctónico (Jinet *et al.*, 2006).

Otra idea que se ha sugerido para explicar el desfase entre el %Si_{OPAL} y %Corg menciona que se debe al engrosamiento en las frústulas de diatomeas asociados al estrés ejercido por la limitación del Fe (Pichevin *et al.*, 2015). Sin embargo, esta propuesta no concuerda con lo encontrado en el presente estudio, ya que no se encontró una correlación directa entre el %Si_{OPAL} y el Fe, ni tampoco se notó un engrosamiento considerable en las frústulas de las diatomeas observadas al microscopio.

6.3 Periodo Influenciado por la Actividad Humana

Periodo Cálido Actual (CA) ~1900 AD

El final de la pequeña edad de hielo, a mediados del siglo XIX, fue marcado por una transición abrupta de flujo meridional a zonal (Wise & Dannenberg, 2014), y por cambios en la circulación atmosférica atribuidos a una reorganización de la circulación del Océano Pacífico. Este cambio abrupto ha sido reconocido como una tendencia hacia el calentamiento global (Graham *et al.*, 2011). Este último periodo climático es quizás el más complejo debido a que los patrones de variación climática natural están combinados con los cambios ligados a las actividades antropogénicas regionales. Este período posee algunas diferencias considerables con el PCM, tales como las condiciones regionales de precipitación y la producción exportada (Fig.4).

Dentro de la escala secular, la variable más relevante es el %Si_{OPAL} (Fig. 6d), con periodicidades significativas de 50-80 años, las cuales están concuerdan con la variabilidad del PDO (MacDonald & Case, 2005). Esta coincidencia pudiera explicar la relación entre el incremento de la producción exportada característico de este periodo y las condiciones de temperatura superficial del mar y surgencias. En México, las principales fluctuaciones en la precipitación y la temperatura han ocurrido durante el periodo CA, también conocido como período instrumental. En este periodo se dieron los déficits de precipitación más extremos y prolongados en la mayor parte del país durante las décadas de 1900, 1950, y desde 1990 hasta principios de la década del 2000 (Stahle *et al.*, 2016). La gravedad y la persistencia de la sequías recientes en México, pueden haber sido una consecuencia del aumento significativo de las temperaturas del aire cercano a la superficie (Stahle *et al.*, 2016).

Debido a las características semi-áridas del Estado de Sinaloa, el aporte continental hacia el océano puede ocurrir por dos fuentes; fluvial y eólica. Sin embargo durante este periodo existieron condiciones de sequía, lo que sugiere que el incremento del aporte continental partir del año 1800 AD (Fig. 8a) se realizó por transporte eólico. Aunado a esto, no se encontró un efecto perceptible de disminución en la laminación de la secuencia sedimentaria durante o después de la construcción de las presas en

el estado de Sinaloa entre los años 1950-1988 AD (CONAGUA, 2017), lo que soporta la idea de que el transporte eólico es el mecanismo más probable para el aporte continental (Baumgartner *et al.*, 1991; Dean *et al.*, 2004).

Los sedimentos del golfo son, en su mayoría, derivados de detritos volcánicos máficos de la Sierra Madre Occidental, con una alta concentración de Ti, Mn y Fe, y de la meseta del colorado con altas concentraciones de Li, K y Ce (Dean *et al.*, 2004). En el caso del núcleo DIPAL III-C2, los sedimentos se derivan en su mayoría de la Sierra Madre Occidental (Dean *et al.*, 2004). Sin embargo, para este último periodo global, se observa una tendencia en el aumento de ciertos elementos, que no concuerda con el patrón natural y que puede estar asociado con la actividad de la minería en el estado de Sinaloa (Fig.7).

La actividad minera en el estado data del siglo XVI, con su mayor auge a finales del siglo XIX. Se tiene registro de 403 minas de oro y plata y más de 53 haciendas de beneficio en operación (SGM, 2014). Dentro del proceso minero, los elementos que no son económicamente redituables o que se encuentran en baja ley, pasan a ser parte de la ganga y quedan expuestos a la erosión (Zn, Cu, Pb, Fe y Hg).

El caso del mercurio es interesante debido a que existe de forma natural en la Sierra Madre Occidental, pero en proporción pequeña en comparación a lo encontrado en los sedimentos recientes, donde se observa un incremento abrupto de este elemento a partir del 1780 AD (Fig. 7). Este incremento puede ser explicado por la actividad minera, debido a que para la extracción del oro en esta época se utilizaba el proceso de amalgamación con mercurio el cual era exportado desde España hacia México (Romero, 2000), lo cual creó un incremento por encima de lo que habría sido posible exponiendo a la erosión el elemento que existía naturalmente en la región. En la figura 7 se observa una disminución de la concentración de plata entre los años 1910-1950, cuando ocurrió la decadencia de la minería como resultado de la Revolución Mexicana y el desarrollo de los sistemas de riego. Posterior a eso, la agricultura se convirtió en la actividad más importante del Estado de Sinaloa (SGM, 2014).

El mayor incremento de producción exportada de los últimos 1100 años se dio durante el CA, a partir del 1900 AD cuando el cambio abrupto en la producción (Fig.8) estuvo posiblemente asociado a las sequías mencionadas anteriormente, así como al incremento en la intensidad de los vientos que fortalecieron el proceso de surgencia y por ende, promovieron la producción exportada. Los incrementos asociados a las condiciones de sequía de los años 1853 1930, 1979 y 2000 AD se pueden observar en los componentes biogénicos (Fig. 9), a excepción del flujo de polen el cual parece estar más relacionado con años de gran aporte fluvial con base en el MXDA (Stahle *et al.*, 2016). En este estudio se propone que el origen del polen de pino encontrado en el núcleo de sedimento DIPAL III-C2 es de la Sierra Madre Occidental, y que el mecanismo de transporte del mismo fueron las escorrentías. Sin embargo aún no se descarta la posibilidad de que el polen pueda provenir de la península de Baja California o que el medio de transporte fuera eólico.

El factor 3 muestra la variabilidad temporal en la concentración del Arsénico (As). Este elemento podría estar relacionado tanto a la influencia hidrotermal de la Cuenca Pescadero (Chevaldonné *et al.*, 1997) como al aporte derivado de las actividades humanas. Sin embargo, la principal vía de suministro de este elemento y otros metales traza parece ser la actividad de las ventanas hidrotermales de Cuenca Pescadero (Goffredi *et al.*, 2017; Sander & Koschinsky, 2016) lo que pone en evidencia el hecho de que a pesar de estar las chimeneas negras a una profundidad de ~2000 m (Goffredi *et al.*, 2017), sus efectos se registraron a 500 m de la superficie, con lo cual su influencia es mayor a lo reportado anteriormente.

Los resultados del presente estudio muestran que a través del análisis de sedimentos en el Golfo de California, es posible documentar los cambios en el clima global y regional en escalas de miles de años, seculares y multidecadales, así como también identificar la influencia de los forzantes climáticos naturales y la variabilidad introducida por las actividades antropogénicas, aportando información de la respuesta regional a las condiciones del clima global. Por lo tanto, la información paleoclimática de los registros de alta resolución del golfo puede ayudar a mejorar las proyecciones del clima futuro.

7. CONCLUSIONES

El núcleo de alta resolución DIPAL III-C2 registró la variabilidad del clima en el Golfo de California durante los últimos 1100 años, dentro de las escalas de tiempo de miles de años, seculares y decadales. Los eventos de mayor frecuencia, de ~20, ~30, y ~60 años fueron los mejor representados.

Se identificaron los efectos regionales de los periodos climáticos globales que se mencionan en la literatura; el Periodo Cálido Medieval (PCM: 950-1250 AD), la Pequeña Edad de Hielo (PEH: 1400-1850 AD), y Cálido Actual (CA: 1900 AD). Además, se propone que la tendencia de enfriamiento de largo plazo observada en los indicadores climáticos, es una respuesta al balance radiativo causado por la irradiancia solar y el forzamiento volcánico.

El PCM se caracterizó por un mayor aporte continental derivado de la precipitación y baja producción exportada, con periodos dominantes de ~20 años asociados al PDO y a la temperatura atmosférica.

La PEH fue un periodo frío de condiciones secas derivado de los mínimos solares y el forzamiento volcánico, donde la persistencia de la fase fría del PDO y la migración de la ZCIT, incrementaron los vientos del noroeste fortaleciendo el proceso de surgencia e incrementando la producción exporta.

Durante el periodo CA se dio el mayor incremento de la producción exportada de los últimos 1100 años. El periodo se caracterizó por condiciones cálidas con sequías prevalentes, exceptuando los últimos 20 años donde se identificaron condiciones de mayor precipitación.

Se propone que el desfase entre las variables de producción exportada de %Si_{OPAL} y %Corg está relacionado con el cambio en la escala secular de los grupos funcionales del fitoplancton.

En aguas abiertas del Golfo de California, se diferenciaron los patrones de variación climática natural derivados de las interacciones océano-atmosfera, del continente y

de las chimeneas negras hidrotermales de Cuenca Pescadero. Así mismo, se diferenciaron, los cambios ligados a la actividad antropogénicas regional de la minería y se descartó la posibilidad de que la construcción de las presas influyera en el proceso sedimentario; se sugiere que el transporte eólico fue el principal aporte de material terrígeno asociado con la creación de la laminación.

8. BIBLIOGRAFÍA

Acevedo-Acosta, J. D. 2015. *Ecología y flujo vertical de las diatomeas planctónicas en Cuenca Alfonso: Implicaciones para los estudios paleoclimáticos*. Tesis de Maestría. Instituto Politécnico Nacional, Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas. La Paz, BCS, México. 113p.

Aguiñiga, S. A. Sánchez, & N. Silverberg. 2010. Temporal variations of C, N, $\delta^{13}\text{C}$, and $\delta^{15}\text{N}$ in organic matter collected by a sediment trap at Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz, SW Gulf of California. *Continental Shelf Research*, 30(15):1692–1700.

Álvarez-Arellano, A. & A. Molina-Cruz. 1984. Aspectos paleoceanográficos cuaternarios del Golfo de California, evidenciados por conjuntos de radiolarios. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología*, UNAM. 1–43.

Álvarez-Borrego, S. & R. Schwartzlose. 1979. Masas de agua del Golfo de California. *Ciencias Marinas*, 20: 17–31.

Barron, J., D. Bukry & J. Bischoff. 2003. A 2000-yr-long record of climate from Gulf of California. *En: West, G. James and Blomquist, Nikki L.,(eds.), Proceedings of the Nineteenth Pacific Climate Workshop*. pp. 11-21. Technical Report 71 of the Interagency Ecological Program for the San Francisco Estuary. San Francisco, California.

Barron, J. A. & J. L. Bischoff. 2004. High Resolution Paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, During the Past 15 000 Years Gulf of California, during the past 15 000 years. *Marine Micropaleontology*, 50: 185-207. Barron, J. A. & D. Bukry. 2007. Development of the California Current during the past 12,000 yr based on diatoms and silicoflagellates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 248(4): 313–338.

Baumgartner, R.T. & N. Christensen. 1985. Coupling of the Gulf of California to large-scale interannual climatic variability. *Journal of Marine Research*, 43: 825-847.

Baumgartner, T. R. Michaelsen, J. Thompson, G. Shen, G. T. Soutar, A. & E. Casey. 1989. The recording of interannual climatic change by high-resolution natural systems: tree-rings, coral bands, glacial ice layers and marine varves. pp. 1-14. *En: Peterson, H.D. (Ed.). Aspects of Climate Variability in the Pacific and the Western Americas. Geophysical Monograph Series 55, AGU, Washington, D. C.*

Baumgartner, R.T., Ferreira, B.V. & P.M. Hentz. 1991. Varve formation in the Central Gulf of California: a reconsideration of the origin of the dark laminae from the 20th century varve record. *En: J. P. Dauphin, & B. R. Simoneit (Eds.). The Gulf and Peninsular Province of the Californias. American Association of Petroleum Geologists Memoir 47: 617-635.*

Beman, M. J., K. R. Arrigo & P. A. Matson. 2005. Agricultural runoff fuels large phytoplankton blooms in vulnerable areas of the ocean. *Nature*, 434(7030): 211–214.

Berger, A. 1978. Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes. *American Meteorological Society*, 35: 2362-2367.

Bernárdez, P., R. González-Álvarez, G. Francés & R. Prego. 2008. Late Holocene history of the rainfall in the NW Iberian Peninsula — Evidence from a marine record. *Journal of Marine Systems*, 72: 366–382.

Bond, G., W. Dansgaard, J. Johnsen, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N. Gundestrup, C. Hammer, C. Hvidberg, J. Steffensen & A. Sveinbjórnsson. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364: 218-220.

Bryan, S. E., I. Ukkus, D. Peate, S. Self, D. Jerram, R. Mawby. & J. Miller. 2010. Earth-Science Reviews The largest volcanic eruptions on Earth. *Earth Science Reviews*, 102(3-4): 207–229.

Brzezinski, M. A. 1999. The chemical form of dissolved Si taken up by marine diatoms. *Journal of Phycology*, 1(1170): 1162–1170.

Castro, R., R. Durazo, A. Mascarenhas, C. A. Collins & A. Trasviña. 2006. Thermohaline variability and geostrophic circulation in the southern portion of the Gulf of California. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 53: 188–200.

Sieron, K. & C. Siebe. 2008. Revised stratigraphy and eruption rates of Ceboruco stratovolcano and surrounding monogenetic vents (Nayarit, Mexico) from historical documents and new radiocarbon dates, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176: 241–264.

Cline, J. D. & I. R. Kaplan. 1975. Isotopic fractionation of dissolved nitrate during denitrification in the eastern tropical North Pacific Ocean. *Marine Chemistry*, 3(4): 271-299.

CONAGUA. 2017. Principales presas de México 2017. Disponible en : <http://siga.conagua.gob.mx/presas/geopresas.html>.

Córdova-Castañeda B. S. 2016. Registro de coccolitóforos de los últimos 700 años en los sedimentos laminados de Cuenca Alfonso, Golfo de California. Tesis de Maestría, Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas del Instituto Politécnico Nacional. La Paz, BCS, México. 77p.

Hansen, A. M. 2012. Applied Geochemistry Lake sediment cores as indicators of historical metal (loid) accumulation – A case study in Mexico. *Applied Geochemistry*, 27(9): 1745–1752.

Higgins, W., D. Ahijevych, J. Amador, A. Barros, E. Berbery, E. Caetano, R. Carbone, P. Ciesielski, R. Cifelli, M. Cortez-Vazquez, A. Douglas, M. Douglas, G. Emmanuel, C. Fairall, D. Gochis, D. Gutzler, T. Jackson, R. Johnson, C. King, T. Lang, M-T. Lee, D. Lettenmaier, R. Lobato, V. Magaña, J. Meiten, K. Mo, S. Nesbitt, F. Ocampo-Torres, E. Pytlak, P. Rogers, S. Rutledge, J. Schemm, S. Schubert, A. White, C. Williams, A. Wood, R. Zamora & C. Zhang. 2006. The Name 2004 Field Campaign and Modeling Strategy. *American Meteorological Society*, 87: 79-94.

- Chevaldonne, P., D. Jollivet, A. Vangriesheim, & D. Desbruysres. 1997. Hydrothermal-vent Alvinellid polychaete dispersal in the eastern Pacific. 1. Influence of vent site distribution, bottom currents, and biological patterns. *American Society of Limnology and Oceanography*, 42: 67–80.
- Crowley, T. J. 2000. Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years. *Science*, 289: 270–278.
- Dean, W., C. Pride & 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(17): 1817–1833.
- Delworth, T. L. & M. E. Mann. 2000. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Climate Dynamics*, 16: 661–676.
- DeMaster, D. J. 1981. The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochimica et Cosmochimica*, 45:1715–1732.
- DeNiro, M. J. & S. Epstein. 1978. Influence of diet on the distribution of carbon isotopes in animals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(5): 495–506.
- Denton, G. H. & W. S. Broecker. 2008. Wobbly ocean conveyor circulation during the Holocene? *Quaternary Science Reviews*, 27(21-22): 1939–1950.
- Di Lorenzo, E., V. Combes, J. E. Keister, T. P. Strub, A. C. Thomas, P. J. Franks & C. Parada. 2013. Synthesis of Pacific Ocean Climate and Ecosystem Dynamics. *Oceanography*, 26(4): 68–81.
- Douglas, R. G., D. Gorsline, A. Grippo, I. Granados & O. Gonzalez–Yajimovich. 2001. Holocene Ocean - Climate Variations in Alfonso Basin, Gulf of California, Mexico. *En: West, G. M., & Buffaloe, L. D. (Eds.), Proceedings of the Eighteenth Annual Pacific Climate Workshop. pp. 7-20. Technical Report 67 of the Interagency Ecological Program for the San Francisco Estuary. San Francisco, California.*

Douglas, R. G., O. González-Yajimovich, J. Ledesma-Vázquez & F. Staines-Urías. 2007. Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California. *QuaternaryScienceReviews*, 26 (2): 115-129.

Escobedo-Urías, D. 2010. Diagnóstico y descripción del proceso de eutrofización en lagunas costeras del norte de Sinaloa. Tesis doctoral. Instituto Politécnico Nacional, Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas. La Paz, BCS, México. 274p.

Figueroa-Rangel, B., A. Valle-Martínez, M. Olvera-Vargas & K. Liu. 2016. Environmental history of mangrove vegetation in Pacific West-Central Mexico during the last 1300 years. *Frontiers in Ecology and Evolution*. 4 (101): 1-14.

Fletcher, T., D. Greenwood, P. Moss & W. Salisbury. 2008. Paleoclimate of the late Cretaceous (Cenomanian – Turonian) portion of the Winton formation, Central-Western Queensland, Australia: new observations based on clamp and bioclimatic analysis and bioclimatic analysis. *PALAIOS*, 29: 121–128.

Franco-Torres, A. E. 2014. Registro decadal de radiolarios policistínidos en Cuenca Alfonso (Bahía de la Paz) durante los últimos 600 años: su significado paleoecológico y paleoceanográfico. Tesis Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. Ciudad Universitaria, México. 83p.

Goffredi, S. K., S. Johnson, V. Tunnicliffe, D. Caress, D. Clague, E. Escobar, & R. Vrijenhoek. 2017. Hydrothermal vent fields discovered in the southern Gulf of California clarify role of habitat in augmenting regional diversity. *Proceedings of the Royal Society B* 284 (1859):20170817.

Gómez-Lizarraga, L. E. 2011. Variabilidad climática en el sur del Golfo de California, durante los últimos 1800 años: patrones y posibles causas. Tesis Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. Ciudad Universitaria, México 112p.

Gonzalez-Yajimovich, O., R. G. Douglas & D. S. Gorsline. 2005. The preserved carbonate record in Holocene sediments of the Alfonso and Pescadero basins, Gulf of California, Mexico. *Proceedings of the Geologists' Association*, 116(4): 315–330.

Graham, N. E., C. M. Ammann, D. Fleitmann, K. M. Cobb & J. Luterbacher. 2011. Support for global climate reorganization during the “Medieval Climate Anomaly”, *Climate Dynamics*, 37: 1217–1245.

Hakspiel-Segura, C., A. Martínez-López, D. Escobedo-Urías, G. Verdugo-Díaz & A. Y. Chiquete-Ozono. 2015. Variación temporal del trazador N*, implicaciones sobre la biogeoquímica del nitrógeno en la Cuenca Alfonso, Golfo de California, México, *Hidrobiológica*, 25(2): 293–301.

Hammer, O., A.T. Harper & P. D. Ryan. 2009. PAST: paleontological statistics software package for education and data analysis, *Paleontologia Electronica*, 1:1-92.

Herguera, J. C., G. B. Franco & A. Molina-Cruz. 2003. Decadal surface ocean variability in the lower Gulf of California: Records for the past 300 years. *Geofísica Internacional*, 42, 397–406.

INEGI. 2015. Monografías Sinaloa 2015. Disponible en: <http://www.cuentame.inegi.org.mx/monografias/informacion/sin/territorio/clima>.

Jin, X., N. Gruber J. Dunne, J. Sarmiento & R. Armstrong. 2006. Diagnosing the contribution of phytoplankton functional groups to the production and export of particulate organic carbon, CaCO₃, and opal from global nutrient and alkalinity distributions, *Global Biogeochemical Cycles*, 20 (2): 1–17.

Julliet-Leclerc, A. & H. Schrader. 1987. Variations of upwelling intensity recorded in varved sediment from the Gulf of California during the past 3,000 years. *Nature*, 329:146-149.

Kane, R. P. & N. R. Teixeira. 1990. Power spectrum analysis of the time-series of annual mean surface air temperatures. *Climatic Change*. 17: 121–130.

Kaufman, D., N. McKay, T. Kiefer & L. VonGunten. 2013. A regional view of global climate change. *Global Change*, 81: 18–21.

Kemp, A. E. S., R. B. Pearce, I. Grigorov, J. Rance, C. B. Lange, P. Quilty & I. Salter. 2006. Production of giant marine diatoms and their export at oceanic frontal zones:

Implications for Si and C flux from stratified oceans. *Global Biogeochemical Cycles*, 20(4): 1–13.

Kendall, M. 1975. *Multivariate Analysis*. Charles Griffin & Co. LTD. London, 210pp.

Laird, K. R., S. C. Fritz, E. C. Grimm & P. G. Mueller. 1996. Century-scale paleoclimatic reconstruction from Moon Lake, a closed-basin lake in the northern Great Plains. *Limnology and Oceanography*, 41(5): 890–902.

LaMarche, V. C. 1974. Paleoclimatic Inferences from Long Tree-Ring Records. *Science*. 183 (4129): 1043–1048.

Lamb, A. L., G. P. Wilson & M. J. Leng. 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level. *Earth Science Reviews*, 75: 29-57.

Lavín, M. & S. Marinone. 2003. An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. *En: O.U. Velasco Fuentes, J. Sheinbaum, J. Ochoa.(Eds.) Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*, pp. 173-204. Springer, Netherlands.

Lechleitner, F. S. Breitenbach, K. Rehfeld, H. Ridley, Y. Asmerom, K. Prufer & J. Baldini. 2017. Tropical rainfall over the last two millennia: evidence for a low- latitude hydrologic seesaw. *Scientific Reports*, 7: 1–9.

Leclerc, J.A. & H. Schrader. 1987. Variations of upwelling intensity record in varved sediment from the Gulf of California during the past 3,000 years. *Nature*, 329: 146-149.

Lluch-Cota, S. E., A. Parés-Sierra, V. O. Magaña-Rueda, F. Arreguín-Sánchez, G. Bazzino, H. Herrera-Cervantes & D. Lluch-Belda. 2010. Changing climate in the Gulf of California. *Progress in Oceanography*, 87(4): 114–126.

Lomb N.R. 1976. Least-squares frequency analysis of unequally spaced data. *Astrophysics and Space Science*, 39: 447-462

Loutre, M. F., A. Berger, P. Bretagnon & P-L. Blanc. 1992. Astronomical frequencies for climate research at the decadal to century time scale. *Climate Dynamics*, Springer-Verlag, 7: 181–194.

Mann, H. B. 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13(3): 245-259.

Mann, M. E. & J. Park. 1994. Global modes of surface temperature variability on interannual to century time scales. *Journal of Geophysical Research*, 99(94): 25819–25833.

Mann, M. E., Z. Zhang S. Rutherford R. Bradley, M. Hughes, D. Shindell, C. Ammann, G. Faluvegi & F. Ni. 2009. Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 326(5957): 1256-1260.

Mann M. E. & R. S. Bradley. 1999. Northern Hemisphere Temperatures During the Past Millennium: Inferences, Uncertainties, and Limitations. *Geophysical Research Letters*, 26(6): 759-762.

Martínez-López, A., D. C. Escobedo-Urías, A. E. Ulloa-Pérez & R. Aguirre. 2008. Dynamics of a *Prorocentrum minimum* bloom along the northern coast of Sinaloa, Mexico. *Continental Shelf Research*, 28(14): 1693–1701.

Martínez-López, A., I. Álvarez-Gómez & R. Durazo. 2012. Climate variability and silicoflagellate fluxes in Alfonso Basin (southern Gulf of California). *Botanica Marina*, 55: 177–185.

Martínez-López, A., I. G. Álvarez-Gómez, L. Pérez-Cruz, G. Verdugo-Díaz & M. Villegas-Aguilera. 2016. Production, exportation and preservation of silicoflagellates in Alfonso Basin, Gulf of California. *Journal of Sea Research*, 109: 52–62.

MacDonald, G. & R. Case. 2005. Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium. *Geophysical Research Letters*, 32:1–4.

McGregor, H., M. Evans, H. Goosse, G. Leduc, B. Martrat, J. Addison, P. Mortyn, D. Oppo, M. Seidenkrantz, M. Sicre, S. Phipps, K. Sevaraj, K. Thirumalai, H. Filipsson &

V. Ersek. 2015. Robust global ocean cooling trend for the pre-industrial Common Era. *Nature Geoscience*, 671–677.

Minobe, S. 1997. A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geophysical Research Letters*, 24(6): 683–686.

Minobe, S. 2000. Resonance in bidecadal and pentadecadal climate oscillations over the North Pacific: Role in climatic regime shifts. *Geophysical Research Letters*, 26(7): 855–858.

Mortlock, R. A. & P. N. Froelich. 1989. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep-Sea Research*, 36: 1415–1426.

Molina-Cruz, A., L. Welling & A. Caudillo-Bohorquez. 1999. Radiolarian distribution in the water column, southern Gulf of California, and its implication in thanatocoenose constitution. *Marine Micropaleontology*, 37(2): 149–171.

Molina-Cruz, A., L. Pérez-Cruz & M. A. Monreal-Gómez. 2002. Laminated sediments in the Bay of La Paz, Gulf of California: a depositional cycle regulated by pluvial flux. *Sedimentology*, 49: 1401-1410.

O'Hara, S. L. & S. E. Metcalfe. 1997. The climate of Mexico since the Aztec Period. *Quaternary International*, 43(44): 25-31.

Olivarez, A. & M. Lyle. 2002. Determination of biogenic opal in pelagic marine sediments: a simple method revisited. En: Lyle, M.W., Wilson, P.A., Janecek, T.R., J. Backman, W. H. Busch, H. K. Coxall, K. Faul, P. Gaillot, S. A. Hovan, P. Knoop, S-Kruse, L. Lanci, C. Lear, T. C. Moore, C. A. Nigrini, H. Nishi, R. Nomura, R. D. Norris, H. Pälike, J. M. Parés, L. Quintin, S. Raffi, B R. Rea, D. K. Rea, T. h. Steiger, A. Tripathi, M. D. Vanden Berg, B. Wade. (Eds). pp. 1-21. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 199: Paleogene Equatorial Transect. College Station TX (Ocean Drilling Program).

Oppenheimer, C. 2003. Climatic, environmental and human consequences of the largest known historic eruption: Tambora volcano (Indonesia) 1815. *Progress in Physical Geography*, 27 (2): 230–259.

Overpeck, J., K. Hughen, D. Hardy, R. Bradley, R. Case, M. Douglas & G. Zielinski. 1997. Arctic environmental change of the last four centuries. *Science*, 278: 1251–1257.

Pearson, K. 1896. Mathematical contributions to the theory of evolution. On a form of spurious correlation which may arise when indices are used in the measurement of organs. *Proceedings of the Royal Society of London*, 60: 489-498.

Pérez-Cruz, L. 2000. Estudio Paleoceanográfico y Sedimentológico Holocénico de La Bahía de La Paz, Golfo de California. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México. México, D.F. 167 p.

Pérez-Cruz, L. 2006. Climate and ocean variability during the middle and late Holocene recorded in laminated sediments from Alfonso Basin, Gulf of California, Mexico. *Quaternary Research*, 65(3): 401–410.

Pérez-Cruz, L. & J. Urrutia-Fucugauchi. 2009. Holocene laminated sediments from the southern Gulf of California: geochemical, mineral magnetic and microfossil study. *Journal of Quaternary Science*, 25(6): 989-1000.

Pichevin, L. R. Ganeshram, W. Geibert, R. Thunell & R. Hinton. 2014. Edinburgh Research Explorer Silica burial enhanced by iron limitation in oceanic upwelling margins. *Geoscience*, 7(7): 541-548.

Pike, J. & A. E. S. Kemp. 1997. Early Holocene decadal-scale ocean variability recorded in Gulf of California laminated sediments. *Paleoceanography*, 12(2): 227–238.

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

- Price, A. M., K. N. Mertens, V. Pospelova, T. F. Pedersen & R. S. Ganeshram. 2013. Late Quaternary climatic and oceanographic changes in the Northeast Pacific as recorded by dinoflagellate cysts from Guaymas Basin, Gulf of California, Mexico. *Paleoceanography*, 28: 200–212.
- Rabalais, N. N., R. E. Turner, B. K. Gupta, E. Platon & M. Parsons. 2007. Sediments tell the history of eutrophication and hypoxia in the northern Gulf of Mexico. *Ecological Applications*, 17(5): 129–143.
- Román-Alarcón, R. I. 2004. Auge y decadencia de la minería en Sinaloa 1910-1950, *Clío, Nueva Época*, 4, 127–128.
- Romero-Sotelo, M. E. 2000. El mercurio y la producción minera en la Nueva España (1810-1821). *Historia Mexicana*, 49(3):349-377.
- Ruiz-Fernández, A. C., C. Hillaire-Marcel, B. Ghaleb, F. Páez-Osuna & M. Soto-Jiménez. 2001. Isotopic constraints (^{210}Pb , ^{228}Th) on the sedimentary dynamics of contaminated sediments from a subtropical coastal lagoon (NW Mexico). *Environmental Geology*, 41(2): 74–89.
- Ruiz-Fernández, A., M. Frignani, T. Tesi, H. Bojórquez-Leyva, L. G. Bellucci & F. Páez-Osuna. 2007. Recent Sedimentary History of Organic Matter and Nutrient Accumulation in the Ohuira Lagoon, Northwestern Mexico. *Environmental Contamination Toxicology*, 53: 159–167.
- Ruiz-Fernández, A. C., C. Hillaire-Marcel, A. De Vernal, M. L. Machain-Castillo, L. Vásquez, B. Ghaleb & F. Páez-Osuna. 2009. Changes of coastal sedimentation in the Gulf of Tehuantepec, South Pacific Mexico, over the last 100 years from short-lived radionuclide measurements. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 82(3): 525–536.
- Saldívar-Lucio, R. E. 2015. *Periodos multianuales de calentamiento y enfriamiento en el sistema de la corriente de California*. Tesis de Doctorado. Instituto Politécnico Nacional, Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas, La Paz, BCS, México. 164p.

Sancetta C. 1996. Laminated diatomaceous sediments: controls on formation and strategies for analysis. *Geological Society, London, Special Publications*, 116, 17-21.

Sander, S. G. & A. Koschinsky. 2016. The export of iron and other trace metals from hydrothermal vents and the impact on their marine biogeochemical cycle. En: L.L. Demina, S.V. Galkin (Eds.). pp. 9–24. Trace Metal Biogeochemistry and Ecology of Deep-Sea Hydrothermal Vent Systems. *Springer International Publishing Switzerland*.

Scargle, J.D. 1982. Studies in astronomical time series analysis. II. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data. *The Astrophysical Journal*, 263(2): 835-853.

Scargle, J.D. 1989. Studies in astronomical time series analysis. III. Fourier transforms, autocorrelation functions, and cross-correlation functions of unevenly spaced data. *The Astrophysical Journal*, 343(2): 874-887.

Schulz, M. & M. Mudelsee. 2002. REDFIT: Estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences*, 28:421-426.

Schrader, H. & T. Baumgartner. 1983. Decadal variation of upwelling in the central Gulf of California, 247-276. En: Thiede & E. Suess (Eds.) Coastal Upwelling, its Sediment Record. Part B: Sedimentary Records of Ancient Coastal Upwelling. Plenum Press, New York.

Schrader, H. & R. Gersonde. 1978. Diatoms and silicoflagellates. In: Zachariasse, W.J., et al. (eds.). Micropaleontological Counting Methods and Techniques: An Exercise of an Eight Metres Section of the Lower Pliocene of Cap Rossello, Sicily. *Utrecht Micropaleontol. Bull.*, 17: 129–176.

SGM, 2016. Panorama Minero del Estado de Sinaloa 2016. Disponible en: <http://www.sgm.gob.mx/pdfs/SINALOA>.

Stahle, D. W., E. Cook, D. Burnette, J. Villanueva, J. Cerano, J. Burns & I. Howard. 2016. The Mexican Drought Atlas: Tree-ring reconstructions of the soil moisture

balance during the late pre-Hispanic, colonial, and modern eras. *Quaternary Science Review*, 149: 34-60.

Steinhilber, F., J. Beer & C. Fröhlich. 2009. Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters*, 36: 1–5.

Strickland, J. D. & T. R. Parsons 1972. A Practical Handbook of Seawater Analysis. *Fisheries Research Board of Canada, Bulletin 167*, 293 pp.

Therrell, M. D. 2005. Treerings and “El Año del Hambre” in Mexico. *Dendrochronologia*, 22: 203–207.

Therrell, M. D., D. Stahle, J. Villanueva-Diaz, E. Cornejo-Oviedo & M. Cleaveland. 2006. Tree-ring reconstructed Maize Yield in Central Mexico: 1474-2001. *Climatic Change*, 74: 493-504.

Thunell, R., C. Pride, P. Ziveri, F. Muller-Karger, C. Sancetta & D. Murray. 1996. Plankton response to physical forcing in the Gulf of California. *Journal of Plankton Research*, 18(11): 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 Part I: Oceanographic Research Papers*, 45(12): 2059–2083.

Torrence, C. & G. P. Compo. 1998. A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1):61–78.

Torres-Orozco, E. 1993. *Análisis volumétrico de las masas de agua en el Golfo de California*. Tesis de Maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, México, 80pp.

VonGunten, L., Grosjean, M., Kamenik, C., Fujak, M. & R. Urrutia. 2012. Calibrating biogeochemical and physical climate proxies from non-varved lake sediments with meteorological data: methods and case studies. *Journal of Paleolimnology*, 47(4): 583–600.

Welch, P. D. 1967. The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short, modified periodograms. *IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics*, 15(2): 70-73.

Wise, E. K. & M. P. Dannenberg. 2014. Persistence of pressure patterns over North America and the North Pacific since AD 1500. *Nature Communications*, 5: 1–6.

Zachos, J., Pagani, M. Sloan, L. Thomas, E. & K. Billups. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686-693.

Ziveri, P. & R. C. Thunell. 2000. Coccolithophore export production in Guaymas Basin, Gulf of California: response to climate forcing. *Deep-Sea Research Part II*, 47(11): 2073–2100.