



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología

**Registro de precipitación en la región del Océano Pacífico tropical oriental (cuenca Alfonso, Golfo de California) durante los últimos 18,000 años: una aproximación a través de indicadores geoquímicos.**

**TESIS**

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO ACADÉMICO DE:

**MAESTRO EN CIENCIAS**

**(Geología Marina)**

PRESENTA:

**Biól. Mauricio Omar Velázquez Aguilar**

TUTORA PRINCIPAL:

**Dra. Ligia Lucina Pérez Cruz**

**(Instituto de Geofísica)**

COMITÉ TUTOR:

**Dra. María Luisa Machain Castillo (Instituto de Ciencias del Mar y Limnología)**  
**Dr. John Selvamony Armstrong Altrin Sam (Instituto de Ciencias del Mar y Limnología)**  
**Dra. Ana Carolina Ruiz Fernández (Instituto de Ciencias del Mar y Limnología)**  
**Dr. Yohan Alexander Correa Metrio (Instituto de Geología)**

ASESOR EXTERNO:

**Dr. Abdelfettah Sifeddine (Institute of Research for Development)**

Ciudad de México, Mayo, 2019



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

“Not explaining science seems to me perverse. When you’re in love,  
you want to tell the world.”

**Carl Sagan**, *The Demon-Haunted World: Science as a candle in the dark.*

“El océano es más antiguo que las montañas y está cargado con los recuerdos  
y los sueños del tiempo”

**H.P Lovecraft**

## **Agradecimientos académicos**

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México por permitirme realizar mis estudios de maestría y por dejarme formar parte de la máxima casa de estudios del país. Porque a lo largo de todos estos años he aprendido a reconocer el orgullo de ser azul y oro.

Al Programa de Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM, por permitirme continuar este camino que me ha llevado a entender las maravillas del océano y por brindarme las bases necesarias para desarrollar este proyecto de investigación.

A la Dra. Ligia Pérez Cruz por toda la confianza depositada; por permitirme continuar estudiando bajo su dirección y por siempre motivarme a seguir aprendiendo y superarme. No tengo palabras para agradecer todo el apoyo, todas las enseñanzas y todos los momentos compartidos. Por exhortarme a hacer las cosas siempre de la mejor manera y por todos los consejos. ¡Muchas gracias!

A los miembros de mi comité tutorial: Dra. María Luisa Machain Castillo, Dr. John Selvamony Armstrong Altrin Sam, Dra. Ana Carolina Ruiz Fernández y Dr. Alexander Correa Metrio, por el seguimiento que le han dado a este trabajo y por todos los comentarios realizados para enriquecerlo. Así mismo, agradezco al Dr. Abdelfettah Sifeddine por aceptar participar como asesor externo y por involucrarse en el desarrollo de este proyecto, y por el financiamiento de tres fechamientos de radiocarbono.

Al Dr. Konstantine Choumiline, de la Universidad de Riverside (California, Estados Unidos), por realizar las mediciones de radiocarbono utilizadas en este trabajo.

A la M. en C. Marysol Valdés por orientarme durante el análisis de datos para la obtención del modelo de edad del núcleo sedimentario.

A profesores y académicos de los programas de posgrado en Ciencias del Mar y Limnología y de Ciencias de la Tierra, por todos los conocimientos brindados, por la paciencia y por siempre motivarme a seguir por el camino de la investigación. Una parte muy importante de este trabajo no hubiera sido posible sin ustedes.

A CONACyT por la beca otorgada durante la maestría (febrero, 2017 – enero, 2019), ya que sin ella difícilmente hubiera concluido este proyecto.

Este proyecto contó con el financiamiento del proyecto interno G118 “Paleoceanografía y Paleoclimas del Pacífico Tropical” (Responsable Dra. Ligia Pérez Cruz, Instituto de Geofísica) y del proyecto I876 “Perforaciones y geofísica marina Chicxulub (Responsable Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi, Instituto de Geofísica).

## Agradecimientos personales

A mi familia, por apoyarme incondicionalmente. A mi madre, por estar siempre presente y seguir apoyándome sin importar las circunstancias, gracias por ser siempre un ejemplo a seguir. A mi hermano, por siempre cuidarme y procurarme, me has demostrado con tus acciones que te has convertido en un hombre responsable, estoy muy orgulloso de ti. A mi padre, porque me has enseñado tantas cosas, de manera directa e indirecta, y porque me enseñaste a seguir mis convicciones sin importar lo que los demás piensen. A mi cuñada, por formar parte de esta familia y por estar presente en las buenas y malas, por apoyarnos en todo momento y por darnos la mejor noticia del año, esperamos con ansias a la nueva integrante de la familia.

A aquellos que se mantienen cerca a lo largo de los años: Alberto Pavón, Nadia Castro, Luis Tiscareño, y Antonio Flores. Porque más que amigos puedo considerarlos parte de mi familia, porque el paso del tiempo ha fortalecido los vínculos entre nosotros y me ha enseñado que puedo contar con ustedes. Los quiero mucho.

A mis amigos del posgrado: Luz, Alan, Tayra, Sharif, Coco, Abraham y Mayla. Por compartir todo el camino para llegar a ser “*maestros agua*”. Porque compartimos la experiencia del posgrado, por ADECO-17 y más que eso, por todas las risas, los momentos gratos, las experiencias y todo lo aprendido. Muchas gracias, amigos.

A Raúl, porque en tan poco tiempo te has convertido en alguien súper importante para mí, porque me has hecho volver a creer en algo que no había sentido en mucho tiempo; porque contigo entendí que cuando el cariño es mucho, la distancia es poca; gracias por todo lo que hemos compartido, por todo el apoyo, por siempre estar presente. Sabes que esto apenas va empezando y que hay un montón de planes por llevar a cabo juntos. Te amo.

A los miembros del *team Ricky*: Israel, Aldair y Gibrán, porque en el tiempo que tengo de conocerlos me he divertido muchísimo. Por todas las palabras de apoyo y comprensión que me han brindado y por todos los buenos momentos..

A mis colegas: Edgar, Alessandro, Marcelo, Mariana y Sandra, por hacer de mi estancia en Italia una de las mejores experiencias de vida. Gracias por todas las clases, los puntos de vista, los consejos, y por todos los *gelatos* que comimos juntos.

Finalmente, pero no menos importantes, a todos los “habitantes” del Laboratorio de Paleoclimas y Paleoclimas: Rafo, Isabel, Fátima, Marysol, Edgar, Mariana, Rafael, Brenda y Gloria. Porque hemos aprendido a entendernos y hemos tenido una relación fraternal a lo largo de todo el tiempo compartido. Muchas gracias por todo el apoyo que me ha brindado cada uno de ustedes y por aguantar las “crisis” ocasionadas por el desarrollo de esta tesis.

# Contenido

Resumen	
Abstract	
Introducción.....	1
Capítulo 1. Antecedentes climáticos .....	3
3.1 Pleistoceno .....	3
3.1.1 La deglaciación (~18,000 – 14,700 años cal AP) .....	5
3.1.2 Bolling Allerod (~14,700 – 12,800 años cal AP) .....	7
3.1.3 Younger Dryas (~12,800 – 11,700 años cal AP).....	8
3.2 Holoceno (~11,700 años cal AP – Reciente).....	9
3.2.1 Holoceno temprano (~11,700 – 8,000 años cal AP).....	9
3.2.2 Holoceno medio (~8,000 – 4,200 años cal AP).....	11
3.2.3 Holoceno tardío (~4,200 años cal AP – Reciente).....	12
Justificación.....	16
Hipótesis.....	17
Objetivos.....	18
Objetivo general.....	18
Objetivos particulares .....	18
Capítulo 2. Área de estudio .....	19
2.1 Cuenca Alfonso.....	19
2.2 Clima.....	20
2.3 Hidrografía .....	23
2.4 Sedimentos .....	24
Capítulo 3. Proxies .....	26
1.1 Geoquímica .....	27
1.2 Elementos mayores y traza.....	27
1.2.1 Aluminio (Al).....	28
1.2.2 Silicio (Si) .....	28
1.2.3 Potasio (K) .....	29
1.2.4 Calcio (Ca) .....	29
1.2.5 Titanio (Ti).....	30
1.2.6 Hierro (Fe).....	30
1.2.7 Bromo (Br).....	31
1.2.8 Estroncio (Sr) .....	31
1.2.9 Zirconio (Zr).....	31
1.2.10 Bario (Ba).....	32
1.3 Carbono orgánico e inorgánico .....	32
1.3.1 Carbono inorgánico total (CIT) .....	33

1.3.2 Carbono orgánico total (COT).....	33
1.4 Susceptibilidad magnética.....	34
Capítulo 4. Material y métodos .....	35
4.1 Recolección del núcleo sedimentario .....	35
4.2 Manejo del núcleo .....	35
4.3 Descripción visual de la secuencia sedimentaria.....	36
4.4 Marco cronológico .....	36
4.5 Análisis geoquímicos y susceptibilidad magnética .....	37
4.5.1 Geoquímica elemental.....	37
4.5.2 Carbono total, orgánico e inorgánico.....	39
4.6 Susceptibilidad magnética.....	39
4.7 Análisis estadísticos .....	39
Capítulo 5. Resultados.....	42
5.1 Descripción de la secuencia sedimentaria .....	42
5.2 Modelo de edad y tasa de sedimentación .....	44
5.3 Análisis geoquímicos .....	46
5.3.1 Fluorescencia de rayos X .....	46
5.3.2 Carbono orgánico .....	55
5.4 Susceptibilidad magnética.....	56
5.5 Análisis estadísticos .....	57
5.5.1 Estadística descriptiva .....	57
5.5.2 Correlación de Spearman .....	58
Capítulo 6. Discusión .....	61
6.1 Deglaciación (18,150 a 15,195 años cal AP) .....	61
6.2 Bolling-Allerod (15,195 a 12,626 años cal AP).....	66
6.3 Younger Dryas (12,626 a 11,587 años cal AP).....	67
6.4 Holoceno (11,587 a 522 años cal AP).....	70
6.4.1 Holoceno temprano (11,587 a 8,000 años cal AP) .....	70
6.4.2 Holoceno medio (8,000 a 4,000 años cal AP) .....	71
6.4.3 Holoceno tardío (~4,000 a 522 años cal AP).....	72
Conclusiones.....	75
Literatura citada.....	78
Apéndice 1 – Datación por radiocarbono .....	87
Apéndice 2 – Fluorescencia de Rayos X.....	88

# Lista de figuras y tablas

## Figuras

**Figura 1.** Posición cronoestratigráfica del periodo Cuaternario (tomado de Cohen *et al.*, 2013).

**Figura 2.** Estudios paleoclimáticos realizados en la cuenca Alfonso (Bahía de La Paz).

**Figura 3.** Variaciones en el  $\delta^{18}\text{O}$  en el núcleo de hielo NGRIP de los últimos 18,000 años. H0 y H1: Eventos Heinrich; IE: Interstadial; B: Eventos Bond (Modificada de Vinther *et al.*, 2006).

**Figura 4.** Principales registros paleoclimáticos de la región de estudio: a) Anomalías térmicas de la TSM (McClymont *et al.*, 2012),  $\text{CaCO}_3$  (%) (Staines-Urias *et al.*, 2015), c) Susceptibilidad magnética (Pérez-Cruz and Urrutia-Fucugauchi, 2009), d) Ba/Al (Pérez-Cruz, 2013), e) Titanio (%) (cuenca Cariaco, Venezuela), f) tasa de acumulación de masa de  $\text{CaCO}_3$  (González-Yajimovich *et al.*, 2005).

**Figura 5.** Posición geográfica de cuenca Alfonso, Bahía de La Paz.

**Figura 6.** Perfil batimétrico de la cuenca Alfonso, Bahía de La Paz (Modificada de Nava-Sánchez *et al.*, 2001)

**Figura 7.** Batimetría de alta resolución de la cuenca Alfonso (señalada en café) ( $\rightarrow$  indican la posición de los umbrales batimétricos) (Tomada de Gama-Osorio, 2016).

**Figura 8.** Posicionamiento de centros atmosféricos, ZCIT y patrón general de vientos descrito para el Golfo de California en verano e invierno (Modificada de Pérez-Cruz and Urrutia-Fucugauchi, 2009).

**Figura 9.** Registro de temperatura atmosférica superficial mensual promedio y TSM mensual promedio de la Bahía de La Paz para el periodo comprendido de 2010 al presente (Tomado de Servicio Meteorológico Nacional, 2018; CIBNOR, 2018).

**Figura 10.** Registro de precipitación mensual promedio de la Bahía de La Paz para el periodo comprendido de 2010 al presente (Tomado de Servicio Meteorológico Nacional, 2018).

**Figura 11.** Diagrama T-S de las masas de agua de la cuenca Alfonso (Tomada de Monreal-Gómez *et al.*, 2001).

**Figura 12.** Geología regional de la Bahía de La Paz

**Figura 13.** Modelo deposicional para la cuenca Alfonso (Bahía de La Paz), mostrando los aportes sedimentarios hacia la cuenca (Modificada de Pérez-Cruz and Urrutia-Fucugauchi, 2009).

**Figura 14.** Principales proxies utilizados en paleoclimatología.

**Figura 15.** Posición geográfica del sitio de recolección del núcleo sedimentario DIPAL IV-P36.

**Figura 16.** Espectro energético y conteos por segundo (cps) emitidos a través del sistema Avaatech Core Scanner

**Figura 17.** Síntesis del método utilizado para el desarrollo de la presente investigación.

**Figura 18.** Profundidad (cm), edad (años cal AP), fotografía, representación esquemática y características de la secuencia sedimentaria DIPAL IV-P36.

**Figura 19.** Fotografías de frotis. Imágenes representativas de los distintos tipos de materia orgánica en los sedimentos del núcleo DIPAL IV-P36: a) materia orgánica aglutinada, b) materia orgánica aglutinada y dispersa, c) materia orgánica dispersa y, d) materia orgánica dispersa con fragmentos orgánicos vegetales de mayor tamaño (— = 200  $\mu\text{m}$ ). Microfósiles presentes a lo largo del núcleo DIPAL IV-P36: e) silicoflagelado (S), f) radiolario  $\text{\textcircled{R}}$ , g) foraminífero (F) y h) diatomea (D). (— = 50  $\mu\text{m}$ ).

**Figura 20.** Modelo de edad del núcleo DIPAL IV-P36.

**Figura 21.** Tasas de sedimentación, en mm/año, del núcleo DIPAL IV-P36.

**Figura 22.** Registros de Fe, Si, K, Ti, Al y Zr en sentido estratigráfico. La línea negra continua representa los valores suavizados. La línea punteada indica el valor promedio para cada uno de los intervalos.

**Figura 22 (cont).** Registros de Ca, Sr, Br, Ba y Zr en sentido estratigráfico. La línea oscura continua representa los valores suavizados. La línea punteada indica el valor promedio para cada uno de los intervalos.

**Figura 22 (cont).** Registros de las relaciones de: Ba/Al, Zr/Al y K/Ti. La línea continua negra representa los valores suavizados. La línea punteada indica el valor promedio para cada uno de los intervalos).

**Figura 23.** Concentraciones (%), en sentido estratigráfico, de carbono total, inorgánico y orgánico del núcleo DIPAL IV-P36.

**Figura 24.** Registro de susceptibilidad magnética del núcleo sedimentario DIPAL IV-P36

**Figura 25.** Registros de Sm y Ti a lo largo de la secuencia sedimentaria.

**Figura 26.** Registros de Ca y Sr a lo largo de la secuencia sedimentaria.

**Figura 27.** Registros de Fe, Ti, Si, K y Al a lo largo de la secuencia sedimentaria. En azul se señalan los intervalos de mayor humedad y en amarillo los intervalos de aridez.

**Figura 28.** Registros de Zr/Al, Ba/Ti, Br y C<sub>org</sub> a lo largo de secuencia sedimentaria.

**Figura 29.** Registros de Ti, insolación recibida (23°N) (DeMenocal *et al.*, 2000), Zr/Al, K/Ti, Ba/Al y Br.

**Figura 30.** Fundamento de la técnica de Fluorescencia de Rayos X (FRX) (Tomada de Brouwer, 2003).

## Tablas

**Tabla 1.** Características físicas de las masas de agua descritas para Bahía de La Paz (Tomada de Monreal- Gómez *et al.*, 2001).

**Tabla 2.** Características generales y contenido promedio en corteza continental y sedimentos marinos de los elementos considerados en este trabajo (Tomado de Li and Schoonmaker, 2003).

**Tabla 3.** Longitud de las secciones que conforman el núcleo DIPAL IV-P36

**Tabla 4.** Parámetros de medición utilizados en el equipo *Avaatech Core Scanner*<sup>®</sup> para este trabajo.

**Tabla 5.** Modelo de Edad del núcleo DIPAL IV-P36

**Tabla 6.** Intervalos definidos del núcleo sedimentario DIPAL IV-P36

**Tabla 7.** Estadística descriptiva global de los elementos químicos utilizados

**Tabla 8.** Prueba de normalidad K-S

**Tabla 9.** Grado de correlación definido por Hernández-Samipieri *et al.* (2010).

**Tabla 10.** Matriz de correlación elemental

# Resumen

En este trabajo se revisan los resultados del análisis de fluorescencia de rayos X y susceptibilidad magnética de una secuencia sedimentaria recolectada en la cuenca Alfonso, Bahía de La Paz. El núcleo DIPAL IV-P36 tiene 5.1 m de longitud, y va de ~18,150 a 522 años cal AP. El registro proporciona una oportunidad de investigar cambios en la precipitación y productividad relacionados con la variabilidad climática del sur del Golfo de California.

El núcleo fue recolectado en la cuenca Alfonso (Bahía de La Paz, Golfo de California), a 385 m de profundidad, durante la campaña oceanográfica DIPAL IV, en mayo del 2011, a bordo del B/O “El Puma”, a 24°37.380' de latitud N y 110° 33.179' de longitud O. El modelo de edad se determinó con base en once fechamientos de radiocarbono y utilizando el software CALIB 7.04, la curva de calibración MARINE 13 y una edad reservorio de  $253 \pm 18$  años.

Con base en los análisis, se reconocieron cuatro intervalos climáticos a escala milenaria; a escala sub-milenaria y centenaria se reconocieron varios episodios climáticos de corta duración.

Durante la deglaciación (~18,150 a 15,195 años cal AP), los proxies sugieren condiciones climáticas con estacionalidad poco marcada y bajas tasas de sedimentación debidas, probablemente, a un aporte menor de sedimentos terrígenos y/o biogénicos. Sin embargo, se aprecian fluctuaciones en el ciclo hidrológico. Los proxies sugieren condiciones húmedas entre ~17,500 y 16,536 años cal AP, mientras que de ~16,018 a 15,568 años cal AP prevalecieron condiciones secas, en donde dominó el aporte terrígeno vía eólica, promoviendo un incremento en la productividad. Se infiere que la posición promedio de la ZCIT se encontraba hacia el sur y que favoreció el desarrollo de condiciones oceanográficas similares a La Niña.

Dos escenarios climáticos mayores se reconocen durante el Bolling Allerod: (1) de ~14,988 a 14,057 años cal AP en donde aumentó la precipitación y prevalecieron condiciones húmedas. (2) En contraste, de ~14,057 a 12,647 años cal AP, se sugiere un fortalecimiento de la actividad eólica. Además, se infiere un incremento en la productividad, probablemente debido a la intensificación del giro ciclónico y/o de los procesos de surgencias. El registro sedimentario, en donde las laminaciones son evidentes, sugiere cambios en el aporte de sedimentos terrígenos y/o biogénicos, así como del contenido de oxígeno mínimo en las aguas de fondos. Además, se reconocieron episodios, a escala centenaria, de disminución en la precipitación entre ~14,798 y 14,520, de ~14,284 a 13,997, de ~13,880 a 13,617, entre ~13,470 y 13,266, y de ~12,988 a 12,626 años cal AP y un interval húmedo de ~13,439 a 13,130 años cal AP.

Durante el Younger Dryas, de ~12,626 a 11,587 años cal AP, los proxies revelaron una reducción en la precipitación, en comparación con el Bolling Allerod. Se evidenciaron importantes fluctuaciones de ~12,621 a 12,049 años cal AP, con un aumento en la productividad como resultado del fortalecimiento de los vientos.

En el Holoceno, entre 11,587 y 522 años cal AP, se documentó una serie de oscilaciones climáticas a escala centenaria y multidecadal. Esta época esta caracterizada por una serie de estructuras laminadas, sugiriendo la alternancia de aporte de sedimentos terrígenos y biogénicos, y contenido mínimo de oxígeno en las aguas de fondo. El Holoceno temprano está caracterizado por un incremento en la precipitación, y una serie de intervalos de menor humedad entre ~10,647 y 10,461, de ~10,282 a 10,211, de ~9,894 a 9,745, entre ~9,387 y 9,292, de ~9,053 a 8,884 y de ~8,725 a 8,647 años cal AP. En la transición hacia el Holoceno medio se apreció un cambio climático; los proxies sugieren condiciones de aridez de ~8,270 a 7,083 años cal AP. En el Holoceno medio, los registros sugieren condiciones húmedas entre ~7,404 y 5,200 años cal AP. Se sugiere además, un cambio climático hace ~4,860 años cal AP, que sugiere un aumento en la aridez y el fortalecimiento de los vientos que se extendió hasta el Holoceno tardío. Hace ~4,000 años cal AP, aumentó la productividad como resultado de la intensificación de los vientos. Se reconocieron episodios de aridez a escala centenaria y multidecadal entre ~2,686 y 2,650, de ~2,475 a 2,427, de ~1,219 a 1,173, entre ~1,042 y 979, de ~874 a 848, y de ~703 a 650 años cal AP. Los cambios en la precipitación están asociados con la migración latitudinal de la ZCIT y el MNA, que a su vez responden a cambios en la insolación durante el Holoceno.

## Abstract

Results of X-ray fluorescence analyses and magnetic susceptibility are analyzed in a sedimentary sequence recovered in Alfonso Basin, Bay of La Paz. The core DIPAL IV-P36 is 5.1 m long, and covers from ~ 18,150 to 522 cal yr BP. The records provided a chance to investigate the changes in the precipitation and productivity related with climate variability in the southern Gulf of California.

The core was collected in Alfonso basin at 385 m depth, during the expedition DIPAL IV in May 2011, aboard the R/V "El Puma", at 24° 37.380' N latitude and 110° 33.179' W longitude. The age model was determined based on eleven radiocarbon dates, using the CALIB 7.04 software, the MARINE 13 calibration curve and a reservoir age of 253 + 18 years.

Based on the analyses, four major climatic intervals are identified at millennial and sub-millennial-scale and several short-term climatic episodes are recognized at centennial time-scales.

During the deglaciation, from ~18,150 to 15,195 cal yr BP, proxies suggest a decreased seasonal contrast, low sedimentation rates are probably associated to the biogenic flux and/or terrigenous input diminished. A characteristic series of fluctuations in hydrological cycle are recognized. Proxies indicate wet conditions between ~17,500 and 16,536, meanwhile from ~ 16,018 to 15,568 cal yr BP dry conditions prevailed, and the terrigenous input might be driven by aeolian activity, promoting an increase in productivity. It is inferred that the average position of the ITCZ was towards the south, promoting La Niña-like conditions.

Two major climatic scenarios are recognized during Bolling Allerod: (1) from ~14,988 to 14,057 cal yr BP, it seems that precipitation increases and wet conditions prevailed. (2) In contrast, from ~14,057 to 12,647 cal yr BP, it is suggested that aeolian activity was stronger than in the previous interval. Productivity increased probably as a result of the intensification of the cyclonic gyre and/or upwelling. The sedimentary record, where laminations are evident, suggests changes in terrigenous and biogenic influx and /or production, and oxygen minimum in bottom waters. Also, several episodes at centennial time-scale, where precipitation diminished, are recognized between ~14,798 and 14,520, from ~14,284 to 13,997, from ~13,880 to 13,617, between ~13,470 and 13,266, and from ~12,988 to 12,626 cal yr BP and a wet interval from ~13,439 to 13,130 cal yr BP.

During Younger Dryas, from ~12,626 to 11,587 cal yr BP, proxies reveal that precipitation was reduced, in comparison to the Bolling Allerod. There are important fluctuations recorded from 12,621 to 12,049 cal yr BP, with an increase in wind activity enhancing primary productivity.

In the Holocene between ~11,587 to 522 cal yr BP, a series of centennial and multidecadal-scale climate oscillations occurs. This epoch is characterized in the core by laminated structures, suggesting alternations of terrigenous and biogenic influx, and oxygen minimum in bottom waters. The early Holocene is characterized by high precipitation, alternating with intervals of less humidity: from ~10,647-10,461, ~10,282-10,211, ~9,894-9,745, ~9,387-9,292, ~9,053-8,884 and, ~8,725-8,647 cal yr BP. In the transition between early to mid-Holocene there is a climatic shift and proxies suggest dry conditions from ~8,270 to 7,083 cal yr BP. In the mid-Holocene, records indicate large climate variation. Humid conditions predominated between ~7,404 and 5,200 cal yr BP. The records indicate a climatic shift at ~4,860 cal yr BP, suggesting increased aridity and the strength of winds to continue through late Holocene. Roughly 4000 cal yr BP the productivity increased as a result of the intensification of the winds. In the late Holocene precipitation diminished. Several dry episodes are recognized at centennial and multidecadal-scale: ~2,686-2,650, 2,475-2,427, 1,219- 1,173, 1,042-979, 874-848, and 703-650 cal yr BP. Paleoprecipitation changes are associated with ITCZ latitudinal migration and the North America Monsoon responding to insolation changes during the Holocene.

## Introducción

Desde una perspectiva climática, el planeta Tierra es un sistema altamente acoplado compuesto por 5 subsistemas (atmósfera, biósfera, hidrósfera, criósfera y litósfera) que se encuentran en estrecha relación entre sí y que interactúan entre ellos; cuando ocurre un cambio en las condiciones promedio de alguno de estos subsistemas, los otros también son afectados de manera notable (Gornitz, 2009).

A lo largo de la historia del planeta el sistema climático terrestre ha cambiado drásticamente a diferentes escalas temporales. Actualmente, y debido a la tendencia climática de calentamiento global observada durante las últimas décadas, ha aumentado el interés por entender la variabilidad climática terrestre; particularmente, éste ha sido dirigido hacia el entendimiento del origen de dichos cambios, es decir, si los cambios climáticos observados son el resultado de la variabilidad climática intrínseca del planeta o si tienen un origen antropogénico (Gornitz, 2009).

Para poder entender el sistema climático terrestre, es necesario comprender cómo ha cambiado a través del tiempo geológico y los mecanismos de forzamiento que han actuado. La paleoclimatología, es decir, el estudio del sistema climático terrestre en escalas temporales mayores a las que puede brindar el registro instrumental, es de gran importancia, ya que este último corresponde únicamente a una pequeña fracción de la historia climática del planeta y, por lo tanto, provee una perspectiva incompleta de la variabilidad climática (Gornitz, 2009; Pérez-Cruz *et al.*, 2009). El estudio del clima pasado se realiza a través del análisis de *proxies* o indicadores indirectos de condiciones climáticas; estos indicadores pueden ser biológicos, físicos o geoquímicos (Cronin, 1999).

En México, gran parte de los estudios paleoclimáticos, en un contexto marino, han sido realizados en el Golfo de California ya que los sedimentos depositados en algunas cuencas del golfo son considerados registros geológicos de alta resolución (Pérez-Cruz *et al.*, 2009). Estas investigaciones se han enfocado en la realización de reconstrucciones paleoclimáticas durante los últimos 50,000 años, con la finalidad de poder determinar las características climáticas y oceanográficas de la región durante la última parte del Pleistoceno y el Holoceno.

Debido a la posición geográfica del Golfo de California, en la región continental de México, la península de Baja California y el golfo mismo, las interacciones océano-atmósfera-continente se encuentran relacionadas y vinculadas a la dinámica del Océano Pacífico tropical oriental y responden a los desplazamientos latitudinales de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y al Monzón de Norteamérica (MNA) así como a eventos de El Niño Oscilación del Sur (ENOS) y teleconexiones hemisféricas (Pérez-Cruz, 2013) como la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP).

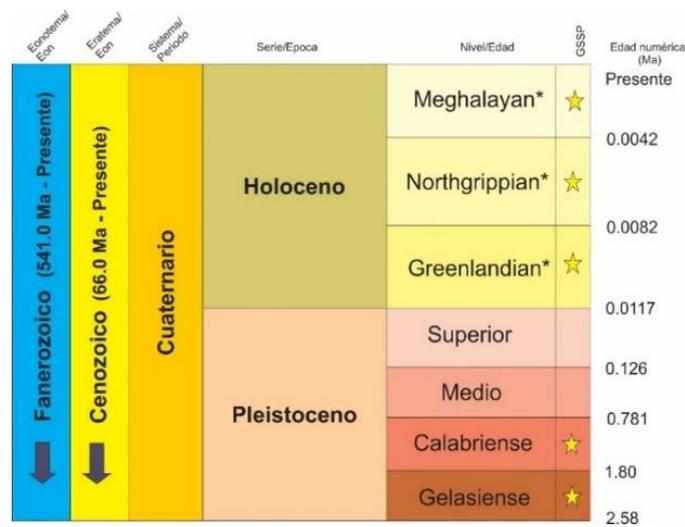
A partir de los estudios paleoclimáticos realizados en la región, se ha podido documentar que algunos eventos climáticos previamente mencionados, como el sistema monzónico y los eventos ENOS han variado intensidad y duración, como respuesta a los mecanismos de forzamiento climático ocasionados por cambios en la insolación a distintas escalas temporales (Douglas *et al.*, 2007). Particularmente, la circulación monzónica desempeña un papel importante en la distribución de la precipitación sobre el Océano Pacífico tropical oriental y, por otro lado, los eventos ENOS también presentan un efecto sobre

los patrones de precipitación en la región, ocasionando cambios cíclicos a lo largo del margen continental americano.

Debido a que la dinámica tropical desempeña un papel central en el sistema climático, gran parte de los estudios paleoclimáticos realizados, recientemente, en el Golfo de California están enfocados en entender cuál es el papel que desempeñan los trópicos en la variabilidad climática (Pérez-Cruz *et al.*, 2013). Sin embargo, la falta de registros paleoclimáticos de alta resolución de regiones de baja latitud ha limitado la cuantificación y el modelado del papel y los efectos de la dinámica tropical en la variabilidad climática del Pleistoceno tardío y Holoceno.

# Capítulo 1. Antecedentes climáticos

El Cuaternario es un intervalo de la Era Cenozoica y se divide en dos épocas: el Pleistoceno (2.58 Ma – 11,700 años) y el Holoceno (11,700 años – Presente) (Fig. 1). Desde hace 2.58 Ma las condiciones climáticas favorecieron la acumulación de nieve en altas latitudes, formando mantos de hielo en Norteamérica y en el norte de Europa (Uriarte, 2010). Estos mantos aumentaban su extensión hacia el sur y cuando llegaban a un máximo de volumen acumulado invertían la tendencia, hasta que desaparecían durante largos periodos, conocidos como interglaciales. Desde entonces, el clima de la Tierra ha estado marcado por una sucesión continua de periodos glaciales e interglaciales (Marshall, 2009). El periodo Cuaternario es, por lo tanto, una época de inestabilidad climática y de bruscos e importantes cambios ambientales que han afectado con mayor o menor intensidad a todas las latitudes (Uriarte, 2010).



**Figura 1.** Posición cronoestratigráfica del periodo Cuaternario (tomado de Cohen *et al.*, 2013). \* Nombres oficiales en idioma inglés (la traducción oficial al español aún no se ha realizado).

El registro sedimentario estudiado en este trabajo abarca los últimos 18,000 años cal AP; a continuación se describen las características climáticas durante la transición del Pleistoceno-Holoceno y Holoceno; así mismo, se revisan los trabajos paleoclimáticos realizados en el Golfo de California, enfatizando aquellos realizados en la cuenca Alfonso, los cuales comprenden el análisis de proxies de naturaleza biológica (Pérez-Cruz, 2006; Staines-Urias *et al.*, 2015) y geoquímica (Molina-Cruz *et al.*, 2002; Herguera-García *et al.*, 2003; González-Yajimovich *et al.*, 2005; Douglas *et al.*, 2007; Staines-Urias *et al.*, 2009; Pérez-Cruz, 2013) (Fig. 2).

## 3.1 Pleistoceno

La apreciación tradicional de los climas del Pleistoceno involucra un concepto de cuatro eras de hielo mayores (periodos glaciales), en las que las capas de hielo aumentaban su tamaño hasta llegar a latitudes medias del hemisferio norte, interrumpidas por periodos interglaciales, en donde las condiciones climáticas eran cálidas y similares al presente (Bowen, 2009). Hace 115 ka finalizó el interglacial Eemiense y comenzó el último periodo glacial, denominado Glaciación Würm o Wisconsin, en Europa y

América respectivamente (Marshall, 2009), la cual finalizó hace 11,700 años. La causa de esta glaciación ha sido atribuida, principalmente, a los cambios en los parámetros orbitales o ciclos de Milankovitch, los cuales afectaron la radiación solar recibida durante verano en el hemisferio norte (Maslin, 2009; Uriarte, 2010). Sin embargo, diversos autores señalan que, durante la última glaciación, existió una alta variabilidad climática (Mogensen, 2009; Bowen, 2009; Paillard; 2009); el enfriamiento no se produjo de manera uniforme y, en cambio, ocurrieron importantes fluctuaciones climáticas, a escala global, de incremento y decremento en la temperatura superficial del planeta de hasta 6-8° C (Bowen, 2009). Los episodios fríos, durante la última glaciación, se conocen con el nombre de estadiales los cuales, en ocasiones, precedían a otros eventos muy bien identificados en registros del hemisferio norte, los eventos Heinrich. Éstos últimos fueron episodios climáticos de frío extremo durante los cuales ocurrió una descarga masiva de icebergs a través del Estrecho de Hudson hacia el Océano Atlántico (Hemming, 2009).

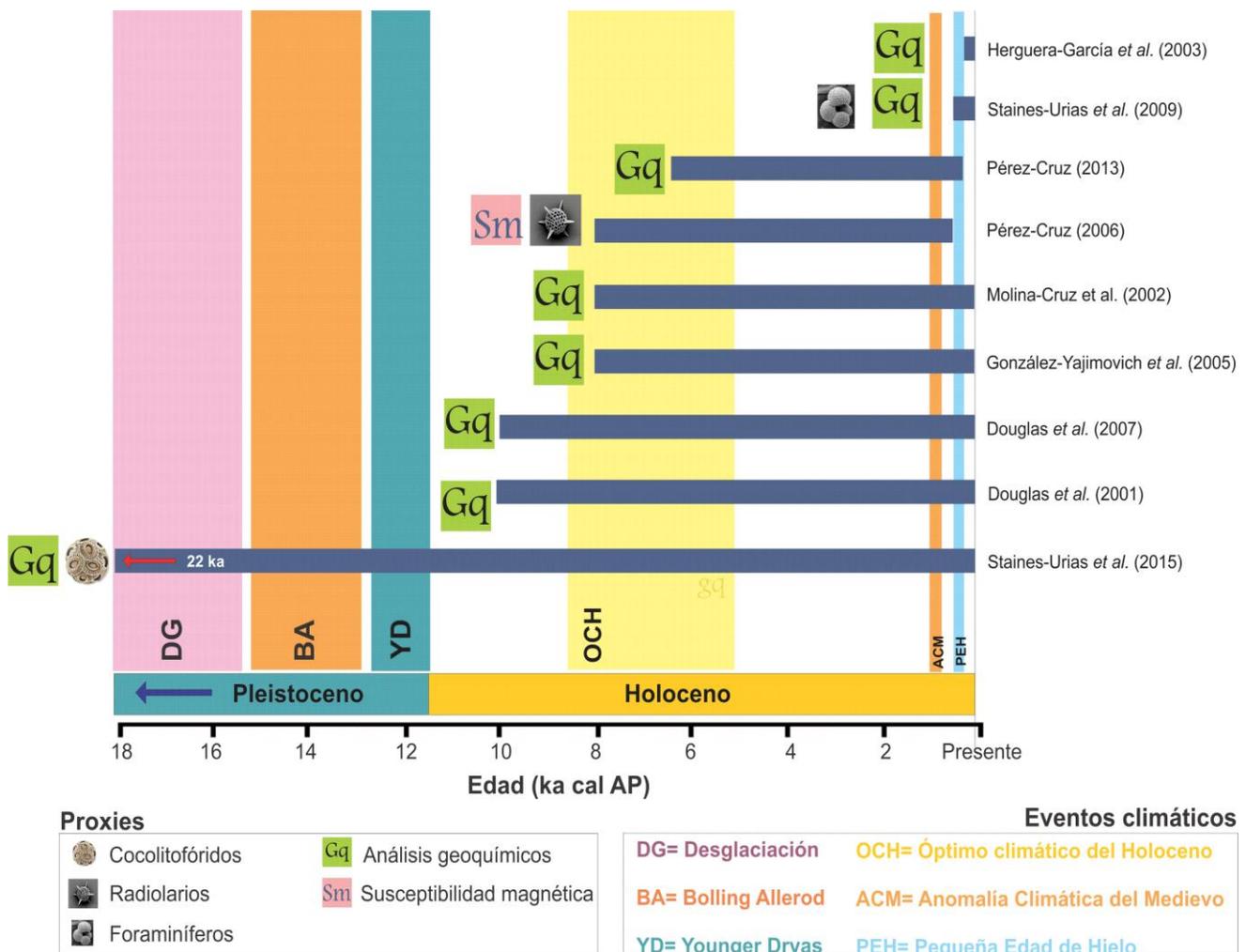
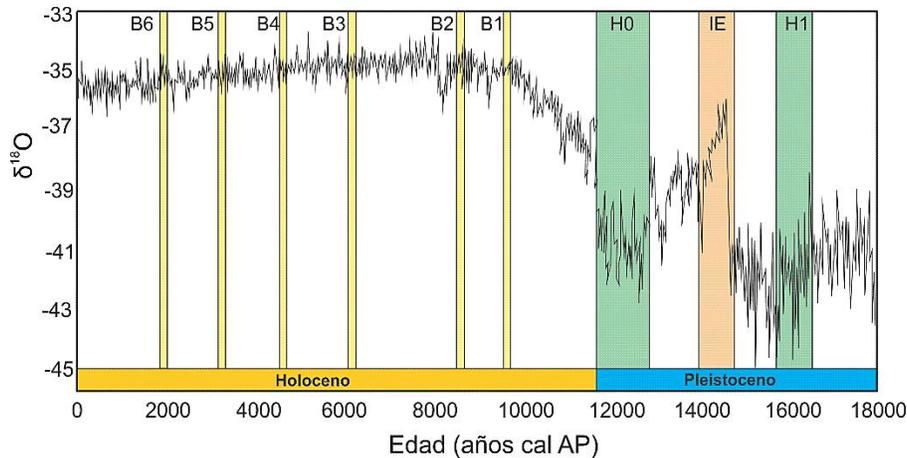


Figura 2. Estudios paleoclimáticos realizados en la cuenca Alfonso (Bahía de La Paz).



**Figura 3.** Variaciones en el  $\delta^{18}\text{O}$  en el núcleo de hielo NGRIP de los últimos 18,000 años. H0 y H1: Eventos Heinrich; IE: Interestadial; B: Eventos Bond (Modificada de Vinther *et al.*, 2006).

Además, también se ha documentado la presencia de eventos de rápido cambio climático, denominados eventos Dansgaard-Oeschger, caracterizados principalmente en Groenlandia como eventos de calentamiento muy marcado seguido por un enfriamiento repentino. En la mayoría de los casos, el enfriamiento ocurrió en tres fases: un inicio relativamente lento, enfriamiento abrupto y una fase final lenta (Sánchez-Goñi and Harrison, 2010). Se han registrado 24 eventos entre ~115,000 y 10,00 años cal AP (Mogensen, 2009) (Fig. 3).

Hace 26,000 años, el planeta alcanzó la temperatura más baja durante la última glaciación, este proceso se extendió hasta hace 18,000 años, y es conocido como el Último Máximo Glacial (UMG) (Clark and Mix, 2002; Paillard, 2009). Durante este intervalo, extensas capas de hielo existieron en Norteamérica, el noroeste de Europa, norte de Rusia y Siberia. La forma de las cuencas oceánicas y las líneas de costa era diferente debido al descenso del nivel del mar, que alcanzó valores de hasta 120-130 m, alterando así la química del océano, volviéndolo más salino e isotópicamente ( $\delta^{18}\text{O}$ ) más pesado.

En el Golfo de California, los registros indican que durante este periodo hubo incursiones frecuentes del Sistema de la Corriente de California hacia el interior del golfo, siendo éstas más evidentes hacia el final del UMG (entre ~20,000 y 18,000 años cal AP) pero manteniéndose hasta el inicio del Holoceno (~11,700 años cal AP) (Molina-Cruz *et al.*, 1986).

### 3.1.1 La deglaciación (~18,000 – 14,700 años cal AP)

La fusión de la mayor parte de los casquetes de hielo en el hemisferio norte comenzó hace ~20,000 años cal AP y finalizó completamente hace 8,000 años cal AP (Conway, 1999; Paillard; 2009). Sin embargo, debido a los principales eventos climáticos se define la ocurrencia de este periodo entre ~18,000 y 11,700 años cal AP; este intervalo incluye a los eventos Bolling Allerod (BA) y Younger Dryas (YD), los cuales debido a su importancia se tratarán de manera separada.

La deglaciación (~18,000 – 14,700 años cal AP) (Paillard, 2009), también denominada Terminación I, se caracterizó principalmente por el derretimiento de los mantos de hielo que cubrían el hemisferio norte y

por el aumento progresivo en el nivel del mar (~120 m). Tradicionalmente, este evento ha sido hipotetizado como el resultado de los cambios en los parámetros orbitales. Debido a los ciclos de Milankovich, la insolación recibida durante el verano en altas latitudes incrementó desde hace ~21,000 años cal AP y alcanzó su valor más alto hace 11,000 años cal AP (Monnin *et al.*, 2001); el resultado fue la fusión de los mantos de hielo durante verano y la disminución en la acumulación del mismo durante invierno (Paillard, 2009; Lacis, 2009). Al disminuir la altura de los bloques de hielo, se modificó el patrón de vientos, principalmente el de latitudes medias (Uriarte, 2010), alterando así el componente zonal oeste-este, facilitando el flujo de masas de aire templado y la presencia de inviernos menos fríos (Paillard, 2009). Finalmente, la concentración de gases de efecto invernadero en la atmósfera desempeñó un papel importante. Durante este intervalo se ha documentado el incremento de CO<sub>2</sub> atmosférico de 180 a 260 ppm, probablemente resultado de: 1) la liberación del carbono orgánico retenido en suelos y vegetación de zonas previamente inundadas (Montenegro, 2006), 2) la disminución de la actividad fitoplanctónica marina (Sundquist, 1993) y/o, 3) del derretimiento del permafrost (Zimov, 2006). Así mismo, se ha documentado que durante este intervalo, otros gases de efecto invernadero como el metano (Valdés, 2001), el óxido nitroso (Flückiger, 1999) y el vapor de agua (Uriarte, 2010) aumentaron de manera importante.

Regionalmente, se ha documentado que la respuesta de la variabilidad de los eventos ENOS al enfriamiento del Océano Pacífico tropical durante el UMG pareció ser altamente dependiente del cambio promedio en el gradiente de temperatura meridional del Océano Pacífico (Koutavas y Joanides, 2012). Algunos modelos climáticos han mostrado que durante el UMG, el Océano Pacífico presentó condiciones similar a aquellas que se desarrollan durante eventos El Niño (Otto-Bliesner *et al.*, 2003); sin embargo, otros autores indican condiciones similares a La Niña (Timmermann *et al.*, 2004; Otto -Bliesner *et al.*, 2006).

Se ha sugerido que, en la cuenca Alfonso, este periodo estuvo caracterizado por una variabilidad climática reducida, una nutriclina somera y la dominancia de condiciones tipo La Niña (Staines-Urias *et al.*, 2015). Algunos autores (Clement *et al.*, 2000; Otto-Bliesner *et al.*, 2013) sugieren que los eventos El Niño, entre ~34,000 y 19,000 años cal AP, fueron poco frecuentes (Clement *et al.*, 2000); por otro lado, las simulaciones climáticas indican que, durante la desglaciación, las anomalías térmicas asociadas con las condiciones El Niño fueron reducidas en el sur del golfo (Otto-Bliesner *et al.*, 2013).

Desde el inicio del UMG y hasta el final de la desglaciación ocurrió un enfriamiento de la TSM de hasta 4°C (Koutavas *et al.*, 2002; Koutavas and Joanides, 2012), ocasionando de esta manera una disminución en la intensidad de las interacciones océano-atmósfera y debilitando los eventos ENOS (Tudhope *et al.*, 2001; Kitoh and Murakami, 2002; Timmermann *et al.*, 2004). Se ha sugerido que durante este intervalo el gradiente zonal térmico de TSM del Océano Pacífico ecuatorial era ligeramente mayor que en la actualidad, lo que favoreció la intensificación de los vientos alisios (Tudhope *et al.*, 2001). Durante la última parte de la desglaciación, y conforme aumentaba la temperatura, el gradiente de TSM se redujo, resultando en el debilitamiento de la circulación de Hadley, en el cambio de interacciones tropicales/extratropicales y en la reducción de los vientos alisios (Otto-Bliesner *et al.*, 2003; Timmermann *et al.*, 2004). Lo anterior condujo a un calentamiento del Océano Pacífico del noreste y a un enfriamiento del Océano Pacífico tropical, creando un patrón de TSM semejante al que se desarrolla durante

condiciones La Niña (Timmermann *et al.*, 2004; Otto-Bliesner *et al.*, 2006), y promoviendo el desplazamiento hacia el sur de la ZCIT (Clark *et al.*, 2009). Por otro lado, durante la desglaciación, la presencia de los mantos de hielo, aún existentes, restringieron el rango de migración del Centro Atmosférico Subtropical del Pacífico hacia bajas latitudes (CASP) (Cheshire *et al.*, 2005; Cheshire and Thurow, 2013), favoreciendo el desarrollo de surgencias eólicas en la región sur del golfo (Staines-Urias *et al.*, 2015), favoreciendo la mezcla de capas superficiales y las bajas temperaturas superficiales.

A lo largo de la primera fase de la desglaciación, las características climáticas se mantuvieron relativamente estables (Staines-Urias *et al.*, 2015) (Fig. 4); sin embargo, los últimos ~3 ka del Pleistoceno son considerados como un intervalo de cambios importantes y abruptos en el sistema climático terrestre. Éstos últimos ~3 ka están representados por el BA y el YD, dos eventos climáticos, a escala milenaria y de alcance global, que son reconocidos como precedentes del Holoceno. En conjunto se han considerado como la transición Pleistoceno-Holoceno y, si bien están considerados como parte de la desglaciación, cada uno tiene características climáticas muy bien definidas que se mencionan a continuación.

### 3.1.2 Bolling Allerod (~14,700 – 12,800 años cal AP)

El interestadial BA (~14,700 a 12,800 años cal AP) (Hoek, 2009) es la última fase cálida ocurrida durante la última glaciación. Históricamente, este interestadial ha sido reconocido como un intervalo de aumento en la temperatura superficial y en la humedad; sin embargo, los estudios más recientes indican una alta variabilidad climática ocurrida durante el mismo que permite dividirlo en la fase Bolling (~14,500 años cal AP), Older Dryas y fase Allerod (~13,00 años cal AP), aunque la duración de cada una de estas ha sido ampliamente debatida (Hoek, 2009).

A partir de los análisis de núcleos de hielo de Groenlandia se ha inferido que, en altas latitudes del hemisferio norte, la temperatura incrementó de manera notable hacia el ~14,700 años cal AP; por otro lado, a partir del análisis de corales del Atlántico (Uriarte, 2010) se ha documentado que durante la primera parte del BA (~14,200 a 13,800 años cal AP) se produjo un importante aumento en el nivel del mar como resultado del aumento de la temperatura superficial. La razón del calentamiento se ha explicado principalmente a través del aumento en las concentraciones de CO<sub>2</sub> atmosférico como consecuencia de los procesos mencionados previamente. Por otro lado, se sugiere que este proceso está relacionado con la liberación de calor de masas de agua procedentes del Atlántico Norte, posiblemente favorecida por el fortalecimiento de la Circulación Meridional del Atlántico. Así mismo, el fortalecimiento en la circulación del Atlántico Norte, como resultado de la disminución de la producción de agua por el deshielo de los glaciales, facilitó el intercambio de calor entre ambos hemisferios (Liu, 2005).

En la cuenca Alfonso, entre ~15,500 y 14,00 años cal AP, la nutriclina se profundizó gradualmente, y esto fue asociado con los cambios en las condiciones de ENOS en el golfo (Staines-Urias *et al.*, 2015). A partir de los registros de temperatura de McClymont *et al.* (2012) (Fig. 4) se sugiere un aumento en las surgencias, resultado del desplazamiento hacia el norte del CASP ocurrido como respuesta al retroceso de los mantos de hielo del hemisferio norte. Así mismo, se ha sugerido que durante este intervalo la posición promedio de la ZCIT se mantuvo en su posición más norte (Berger and Loutre, 1991). Se ha sugerido una alta variabilidad climática a escala interanual y una estacionalidad marcada en el hemisferio norte (Staines-

Urias *et al.*, 2015), resultado de los parámetros orbitales. Además, el aumento en la temperatura global durante el BA (Koutavas *et al.*, 2002; Koutavas and Joanides., 2012) debilitó la intensidad de los vientos alisios favoreciendo, a su vez, el establecimiento de condiciones tipo El Niño en el Océano Pacífico ecuatorial y en el Golfo de California (Staines-Urias *et al.*, 2015).

La mayor parte del BA (~14,000 a 12,800 años cal AP) está definida en la región como un regreso a las condiciones tipo La Niña y surgencias reducidas, la posición del CASP (McClymont *et al.*, 2012) y la posición promedio de la ZCIT se mantuvo hacia el norte (Staines-Urias *et al.* 2015), como se evidencia a través de los registros de Fe y Ti de la cuenca de Cariaco (Venezuela) (Haug *et al.*, 2001), sugiriendo así un incremento en las escorrentías en la región durante este intervalo (Fig. 4).

### 3.1.3 Younger Dryas (~12,800 – 11,700 años cal AP)

Al finalizar el BA comenzó el YD, evento climático global frío ocurrido entre ~12,800 y 11,700 años cal AP (Peteet, 2009), caracterizado por una disminución en la temperatura de la superficie de la Tierra (Peteet, 2009). Durante la transición BA-YD, el sistema de corrientes del Océano Atlántico se debilitó, ocasionando el avance de las aguas superficiales polares del norte hacia el sur y, esto a su vez, afectó el alcance de las corrientes cálidas de latitudes más bajas. Por otro lado, desde el comienzo del BA (~14,800 años cal AP) el deshielo de los mantos de hielo ocasionó la formación de lagos continentales, entre ellos el lago Agassiz. Actualmente, se propone que el aporte de agua dulce desde este lago hacia el Atlántico, afectó la circulación termohalina, reduciendo así la densidad y frenando la producción del Agua Profunda del Atlántico Norte, lo que a su vez pudo ocasionar un debilitamiento de la Corriente del Golfo y, por lo tanto, un enfriamiento de Atlántico Norte (Tarasov and Peltier, 2005; Peteet, 2009; Uriarte, 2010).

En el Golfo de California, los estudios enfocados a este intervalo sugieren un escenario más complejo; de acuerdo al análisis de alquenonas y el índice TEX<sub>86</sub>, la temperatura de la superficie del mar aumentó hasta 3°C (McClymont *et al.*, 2012) (Fig. 4). Los estudios en los sedimentos marinos indican la ausencia de laminaciones (Keigwin y Jones, 1990; Barron *et al.*, 2004; Dean, 2006) como resultado del aumento del contenido de oxígeno en el Agua Intermedia del Pacífico. Los cambios geoquímicos y sedimentológicos muestran oscilaciones oceanográficas y climáticas significativas: procesos de surgencias eólicas de menor intensidad como respuesta a la reducción del contraste térmico tierra-océano (Pride *et al.*, 1999), una posición más profunda de la nutriclina asociada con baja productividad primaria en las aguas superficiales (Staines-Urias *et al.*, 2015) (Fig. 4) y el desarrollo condiciones similares a El Niño (Sancetta, 1995); aunque se ha sugerido que al comienzo de este período (~12,800 años cal AP), las condiciones eran más parecidas a La Niña, con una nutriclina superficial (Staines-Urias *et al.*, 2015).

Durante este intervalo, las especies de diatomeas de invierno y los silicoflagelados asociados con los procesos de surgencias estuvieron ausentes; en contraste, las asociaciones de diatomeas tropicales y silicoflagelados asociados con aguas cálidas, eran comunes, lo que sugiere el dominio de aguas tropicales y subtropicales en el golfo (Barron *et al.*, 2004). El bajo contenido de ópalo biogénico (Pride *et al.*, 1999; Barron *et al.*, 2004; Keigwin y Jones, 1990; McClymont *et al.*, 2012) se asocia con baja productividad silíceas (diatomeas) que, a su vez, habría aumentado el aumento de los carbonatos biogénicos (Sancetta, 1995) (Fig. 4), debido a una competencia baja o nula con otros organismos (Keigwin y Jones, 1990; Barron

*et al.* 2004, Staines-Urias *et al.*, 2015). Los valores bajos de  $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  sugirieron menos desnitrificación y condiciones oxigenadas en las aguas profundas, relacionadas con la baja productividad primaria (Pride *et al.*, 1999, Cheshire *et al.*, 2005). Además, el índice de productividad de la relación N, basado en cocolitofóridos, mostró valores muy bajos durante el período (Álvarez *et al.*, 2010), lo que indica una baja productividad primaria. Las altas concentraciones de elementos terrígenos no móviles como Al y Ti sugieren un incremento en el aporte de terrígenos (Barron *et al.*, 2004; Dean, 2006), comparado con el BA (Staines-Urias *et al.*, 2015).

### 3.2 Holoceno (~11,700 años cal AP – Reciente)

Hace 11,700 años cal AP, ocurrió un aumento en la temperatura que marcó el inicio del Holoceno, también conocido como época post-glacial (Alley, 1993, Mayewski *et al.*, 2004). De acuerdo con estudios recientes, se ha podido inferir que la entrada a este periodo interglacial fue causada por la influencia de los ciclos de Milankovitch, regulando la cantidad de radiación solar recibida por la Tierra, así como su distribución (Mayewski *et al.*, 2004).

Existe evidencia que sugiere que la variabilidad climática a escala milenaria del Holoceno está relacionada con los cambios en el flujo solar (O'Brien *et al.*, 1995) y con la oscilación interna del sistema climático (Bond *et al.*, 1997). Además, se ha establecido que los cambios climáticos durante el Holoceno han ocurrido a intervalos de ~2,800 a 200 años (Denton y Karlén, 1973; O'Brien *et al.*, 1995; Bond *et al.*, 1997; Steig, 1999; DeMenocal *et al.*, 2000). De acuerdo a los principales cambios climáticos, el Holoceno ha sido dividido en: Holoceno Temprano (11,700 a 8,000 años cal AP), Holoceno Medio (8,000 a 4,000 años cal AP) y Holoceno tardío (4,000 años cal AP al presente) (Cortese *et al.*, 2005).

El análisis de ~50 registros paleoclimáticos distribuidos a nivel mundial revela seis períodos de cambio climático rápido significativo durante el Holoceno (9,000-8,000, 6,000-5,000, 4,200-3,800, 3,500-2,500, 1,200-1,000 y 600-150 años cal AP). La mayoría de los eventos de cambio climático en estos registros distribuidos a nivel mundial se caracterizan por enfriamiento polar, aridez tropical y cambios importantes en la circulación atmosférica, aunque en el intervalo más reciente (600-150 años cal AP), el enfriamiento polar estuvo acompañado de un aumento de la humedad en algunas partes de los trópicos (Mayewski *et al.*, 2004). A continuación se revisan los principales eventos climáticos ocurridos, durante el Holoceno, en el Golfo de California.

#### 3.2.1 Holoceno temprano (~11,700 – 8,000 años cal AP)

Los estudios paleoclimáticos en el Golfo de California han descrito condiciones regionales de contraste durante el Holoceno temprano. Hace ~11,000 años cal AP la insolación recibida en el hemisferio norte alcanzó sus valores más altos (Liu *et al.*, 2003). El incremento en la insolación condujo, por un lado, al aumento en el contraste térmico existente entre el océano y el continente, fortaleciendo el gradiente barométrico y la intensidad de los vientos; por otro lado, favoreció la contracción de la celda polar y el aumento en el alcance geográfico de las celdas tropical y templada hacia los polos (McClymont *et al.*, 2012), ocasionando así el fortalecimiento del CASP y el desplazamiento hacia el norte de la ZCIT. Los registros de Fe y Ti de la cuenca Cariaco (Fig. 4), sugieren que entre ~10,500 y 5,400 años cal AP

ocurrieron eventos de precipitación intensa ocasionados por el posicionamiento al norte de la ZCIT (Fig. 4); este periodo se conoce con el nombre de Óptimo Climático del Holoceno (OCH) o Máximo Termal del Holoceno (Haug *et al.*, 2001; Mayewski *et al.*, 2004). A escala global, este episodio climático, hace referencia a un periodo cálido ocurrido durante el Holoceno temprano y medio. Hace unos ~10,000 años cal AP, la Tierra entró en un período cálido y húmedo que tuvo su fin hacia ~6,00 años cal AP. Se estima que la TSM en regiones subárticas durante verano era ~5 °C superior a la actual (Darby, 2001).

Los registros indican que, en la región central del golfo, el fortalecimiento del CASP, favoreció el aumento en la intensidad de los vientos del NO, de los procesos de surgencias y la productividad biológica silíceo (Cheshire y Thurow, 2013), ocasionando el desarrollo de condiciones anóxicas (Cheshire *et al.*, 2005; Barron *et al.*, 2004; 2005; Dean, 2006) (Fig. 4); todo lo anterior ha sido inferido a partir de las asociaciones de diatomeas y dinoflagelados (Sancetta, 1995; Barron *et al.*, 2005). Por otro lado, en la boca y la mayoría de la región sur del golfo, las asociaciones de radiolarios (Molina-Cruz 1986; 1988) y el análisis de alquenonas (Herbert *et al.*, 2001) sugieren la presencia de aguas cálidas como resultado del debilitamiento del Sistema de la Corriente de California, lo que favoreció la incursión de masas de agua tropicales pobres en nutrientes y el engrosamiento y calentamiento de la capa superficial, disminuyendo así el efecto de las surgencias eólicas y limitando la renovación de nutrientes desde aguas subsuperficiales (Douglas *et al.*, 2007).

Particularmente, en la cuenca Alfonso se ha registrado, para el inicio del Holoceno (~11,000 años cal AP), una disminución abrupta en el contenido de CaCO<sub>3</sub> y un cambio en las condiciones oceanográficas hacia condiciones tipo La Niña (Staines-Urias *et al.*, 2015). Todo lo anterior recuerda a las condiciones oceanográficas modernas del golfo: los eventos La Niña asociados con una nutriclina somera (Lavín *et al.*, 2003; Álvarez *et al.*, 2010), el aumento de la producción de carbono orgánico y, por lo tanto, el aumento en la disolución de carbonatos (Douglas *et al.*, 2007; Staines-Urias *et al.*, 2009; 2015). A partir de ~10,500 años cal AP aumentaron la profundidad de la nutriclina y el contenido de CaCO<sub>3</sub> en la cuenca Alfonso (Fig. 4); además, de acuerdo a los registros de temperatura, basados en la proporción Mg/Ca, se ha inferido un aumento de ésta (Marchitto *et al.*, 2010), el cual se mantuvo hasta hace ~8,200 años cal AP (McClymont *et al.*, 2012).

En el trabajo de Mayewski *et al.* (2004) se reporta un evento climático importante ocurrido entre ~9,000 y 8,000 años cal AP, durante el declive en la insolación máxima del hemisferio norte, ocurrida hace ~11,000 años cal AP. Este intervalo se considera como un breve regreso a las condiciones glaciales. Dentro de este intervalo ocurrió un episodio climático de ~200 años de duración, conocido como el evento del 8,200 años cal AP (Alley and Ágústssdóttir, 2005). En el golfo, inicialmente se documentó uno de los mayores cambios en la abundancia de sílice biogénico hace ~8,200 años cal AP (Alley *et al.*, 1997; Dean *et al.*, 2002) inferido como el resultado del incremento en la intensidad de los vientos del NO; sin embargo, otros estudios sugieren que durante este periodo se produjo un aumento rápido en la TSM (aumento de 3°C en menos de 200 años), sugiriendo un aumento del modo de circulación veraniego y/o una reducción en la intensidad y duración de los procesos de surgencia. Se ha documentado que en regiones de bajas latitudes este intervalo se caracterizó por condiciones de aridez generalizada ocurrido dentro de un periodo húmedo de mayor escala temporal (OCH) (DeMenocal *et al.*, 2000; Mayeswki *et al.*, 2004).

### 3.2.2 Holoceno medio (~8,000 – 4,200 años cal AP)

La sedimentación biogénica disminuyó a lo largo del Holoceno con grandes cambios ocurriendo en el sur del golfo. La tasa de acumulación de sílice biogénico, una medida de paleoproductividad, era significativamente mayor antes de ~9,000 años cal AP, y disminuyó a través del Holoceno medio (Douglas *et al.*, 2007). De acuerdo a los registros de ópalo biogénico y carbonatos de las regiones central y sur del golfo, el inicio del Holoceno medio (~8,000 a 7,200 años cal AP) está caracterizado por una alta productividad y variabilidad climática resultado de un fortalecimiento de los vientos del NO y las surgencias. A partir de ~7,200 y hasta 4,200 años cal AP se propone, con base en los registros de ópalo biogénico, un periodo climático muy bien definido y caracterizado por un decremento general en la productividad biológica (González-Yajimovich *et al.*, 2005) (Fig. 4). De manera general, entre ~7,000 y 3,000 años cal AP, los microfósiles, turbiditas y capas de flujos, así como las variaciones en los registros de carbonatos sugieren un clima más cálido, húmedo y de productividad más baja en el golfo (Pérez-Cruz, 2000; Douglas *et al.* 2001).

Los registros de radiolarios de la cuenca Alfonso sugieren que entre ~7,700 y 2,500 años cal AP las condiciones climáticas de la Bahía de La Paz eran más cálidas y secas que en la actualidad, y se asocian con la presencia frecuente y prolongada de masas de agua tropicales. Estas condiciones pudieron haber ocasionado procesos intensos de evaporación, lo que a su vez, ocasionó un enfriamiento de las aguas superficiales, un aumento en la salinidad y una termoclina menos profunda. Lo anterior coincide con los registros de diatomeas y silicoflagelados de la región central del golfo (Barron *et al.*, 2004), los cuales sugieren que masas de agua con condiciones similares a las previamente descritas dominaron entre ~10,200 y 3,200 años cal AP en la región. Además, concluyen que entre ~10,000 y 6,200 años cal AP la incursión de aguas tropicales hacia el interior del golfo fue mínima. Con base en la abundancia de la diatomea *Azpeitia nodulifera* proponen una disminución importante en eventos El Niño (Sancetta, 1995).

De acuerdo a Staines-Urias *et al.* (2015), los mecanismos que pudieron haber ocasionado la reducción de la variabilidad de los eventos ENOS durante el Holoceno temprano y medio fueron: 1) un aumento en la temperatura de la termoclina en el Océano Pacífico ecuatorial oriental y, 2) teleconexiones más fuertes entre los eventos ENOS y el monzón asiático. Un aumento sustancial en la temperatura de la termoclina pudo haber reducido la influencia de las aguas subsuperficiales (procesos de surgencias) sobre la temperatura superficial, debilitando así el efecto de los eventos ENOS (Liu *et al.*, 2000; Koutavas *et al.*, 2002; Koutavas y Joanides, 2012); por otro lado, el incremento en la radiación solar sobre el hemisferio norte, fortaleció el monzón asiático y, esto a su vez, facilitó la convección profunda en la región, los vientos alisios y la circulación de Walker, reduciendo así el efecto ENOS.

A partir del análisis geoquímico de sedimentos de la cuenca Alfonso, se documentó un escenario climático ocurrido entre ~6,200 y 2,400 años cal AP, este episodio se caracterizó por el aumento en la concentración de elementos terrígenos, resultado del fortalecimiento del patrón de circulación monzónica y, por lo tanto de las escorrentías hacia la cuenca. Estas condiciones pudieron haber sido la consecuencia de la migración hacia el norte de la posición promedio de la ZCIT en el Océano Pacífico tropical oriental. Adicionalmente, se identificó este intervalo como uno de baja productividad biológica (Pérez-Cruz, 2013).

Después de ~6,000 años cal AP, se fortalecieron las condiciones tipo El Niño en la cuenca Alfonso. Diversos estudios (Barron *et al.*, 2005; Herbert *et al.*, 2001) sugieren, que a partir de ese momento, ocurrió un calentamiento de las aguas superficiales de las regiones centro y sur del golfo. Barron *et al.* (2014) propone que el contraste térmico existente hace ~6,000 años cal AP entre el Golfo de California y el Sistema de la Corriente de California activó el patrón de vientos que caracteriza el régimen monzónico moderno, favoreciendo el aporte de humedad monzónica hacia el norte del golfo, incrementando así la precipitación de verano en la región del Monzón de Norteamérica; sin embargo, registros históricos sugieren que la precipitación en el golfo está asociada con la actividad de ENOS (Brito-Castillo *et al.*, 2003). Por lo tanto, es factible sugerir que este periodo de intensa precipitación refleje un cambio en las condiciones hacia los patrones modernos de circulación monzónica y condiciones persistentes de El Niño (Staines-Urias *et al.*, 2015). Hacia ~5,000 años cal AP se sugiere una migración hacia el sur de la posición promedio de la ZCIT, influenciando los vientos alisios y promoviendo el aumento en la frecuencia de los eventos El Niño (Pérez-Cruz, 2013). Aunque el desplazamiento hacia el sur de la ZCIT ocurrió, probablemente, como respuesta al aumento en la insolación del hemisferio sur debido a cambios precesionales (Berger y Loutre, 1991), la reducción en la asimetría térmica del Océano Pacífico ecuatorial asociada con condiciones persistentes de eventos El Niño pudo favorecer el desplazamiento hacia el sur de la ZCIT.

### 3.2.3 Holoceno tardío (~4,200 años cal AP – Reciente)

El Holoceno tardío está marcado por un aumento en la asimetría de las costas este y oeste del Golfo de California (González-Yajimovich *et al.*, 2005) y se propone que todo el periodo está caracterizado por el fortalecimiento de condiciones tipo El Niño, una disminución en la profundidad de la nutriclina, indicando un cambio hacia condiciones más oligotróficas, y un incremento en la incursión de masa de agua tropical (Barron *et al.*, 2004; Staines-Urias *et al.*, 2015).

Particularmente, el inicio del Holoceno tardío está marcado por un periodo importante de aridez tropical relacionado con una migración al sur de la ZCIT, lo que es consistente con el incremento en la intensidad de los vientos del oeste y el incremento en los procesos de surgencias; este episodio finalizó hace ~3,800 años cal AP (Mayewski *et al.*, 2004, Pérez-Cruz *et al.*, 2013).

Hace ~3,000 años cal AP, se identifica un cambio climático en la cuenca Alfonso hacia condiciones frías, secas y de alta productividad (Fig. 4). Se propone que el aumento en la intensidad de los vientos del NO fue la causa principal. Además, se sugiere que es en este momento cuando se establece el gradiente de productividad este-oeste que existe actualmente en el golfo (Douglas *et al.*, 2001; 2007).

Entre ~3,800 y 2,800 años cal AP se observa una variabilidad importante en los registros de precipitación (Haug *et al.*, 2001). El intervalo entre ~2,400 y 1,900 años cal AP, así como dos eventos identificados a 700 y 340 años cal AP sugieren una reducción en los materiales terrígenos transportados por escorrentías y un favorecimiento del transporte eólico (Pérez-Cruz, 2013).

Se ha sugerido que durante los últimos ~2,400 años cal AP ocurrió una dominancia del Agua Superficial Ecuatorial y prevaleció el agua cálida dentro de la cuenca Alfonso, probablemente como resultado de la

intensificación de los eventos ENOS (Pérez-Cruz, 2006). Así mismo, la preservación de las laminaciones de los sedimentos marinos es muy alta, lo que sugiere niveles bajos de oxígeno durante todo el Holoceno tardío, ocasionados por la alta productividad biológica. Así mismo, se propone que hace ~2,400 años cal AP se marca el inicio de las condiciones oceanográficas modernas del Golfo de California, caracterizadas por la presencia de ciclos ENOS intensificados (Barron *et al.*, 2004). El análisis de proxies geoquímicos sugiere que entre ~2,400 a 1,900 y ~1,100 a 300 años cal AP, ocurrió una alta productividad biológica en la región, probablemente relacionada con el incremento en la intensidad de los vientos del NO, favoreciendo el giro ciclónico de la cuenca y el aporte de nutrientes desde aguas subsuperficiales (Pérez-Cruz, 2013, Staines-Urias *et al.*, 2015). Durante los últimos 1,700 años cal AP se observa un aumento en la variabilidad climática del golfo (Douglas *et al.*, 2001). Dentro de este intervalo se reconocen dos episodios climáticamente contrastantes: el Periodo Cálido Medieval (PCM) y la Pequeña Edad de Hielo (PEH).

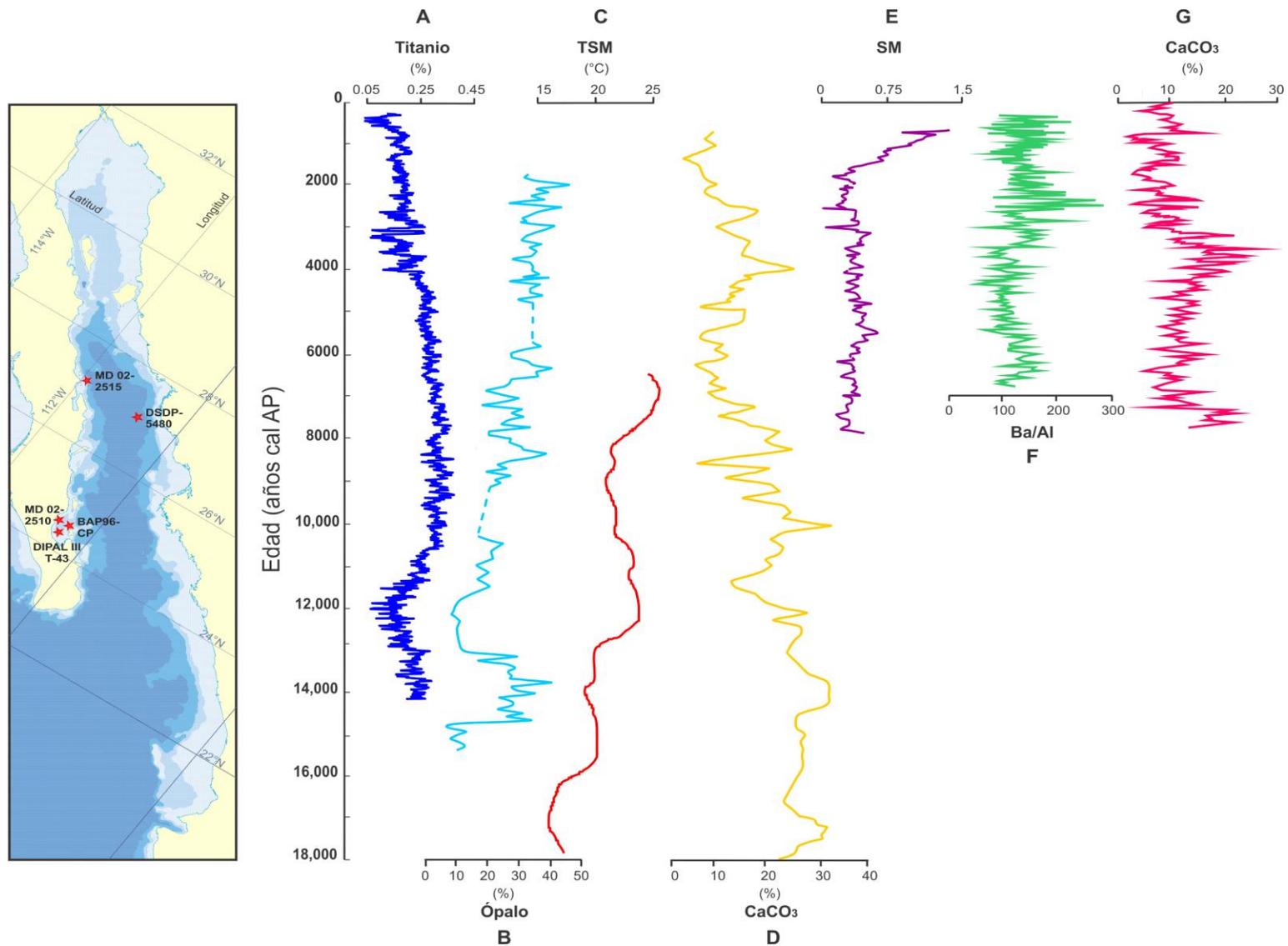
El PCM, también conocido como el Óptimo Climático Medieval fue un periodo de clima cálido en el hemisferio norte, ocurrido entre los siglos IX y XIV, durante el medievo europeo (Fairbridge, 2009; Mann *et al.*, 2009). Los estudios realizados por Keigwin (1996), sugieren que el aumento en la temperatura promedio del planeta fue entre 1-1.6 °C. Se sugiere que este periodo fue el resultado del aumento en la actividad solar (Fairbridge, 2009). Algunas de las consecuencias a escala global fueron: 1) el aumento en la precipitación y en las oscilaciones térmicas; 2) cambios eustáticos en el nivel del mar y en las líneas de costa y; 3) disminución en la extensión de mantos de hielo del Mar de Barents (Fairbridge, 2009). En el golfo se identificaron, con base en los registros de radiolarios, dos escenarios a ~1038 y 963 años cal AP, probablemente relacionado con el PCM (Pérez-Cruz, 2006). La dominancia de la diatomea *Azpeitia nodulifera* en la región central del golfo, entre ~1140 y 910 años cal AP también sugieren un escenario cálido en la región (Barron *et al.*, 2003).

Por otro lado, la PEH ocurrió aproximadamente entre el siglo XVI y mediados del siglo XIX. Durante estos años, la temperatura en Europa fue muy baja, ocasionando el aumento en los glaciales alpinos y el congelamiento de ríos (Shindell, 2009). Además de Europa, otras regiones también presentaban descensos térmicos, principalmente las regiones adyacentes al Atlántico Norte. Las investigaciones más recientes han demostrado que existe una variación regional en el grado de enfriamiento, con algunas zonas calentándose durante este periodo (particularmente del hemisferio Sur) (Mann *et al.*, 2009), esto ha llevado a proponer que únicamente en el hemisferio norte se presentaron episodios fríos moderados, y que este enfriamiento no sobrepasó 1.5 °C (Briffa *et al.*, 1998; Mann *et al.*, 1999; Crowley, 2000; Shindell *et al.*, 1999). Las causas de este episodio climático han sido atribuidas principalmente a una disminución en el número de manchas solares, las cuales fueron mínimas entre 1645 y 1715, durante un periodo conocido como el Mínimo de Maunder; esto coincidió con la fase más fría de La Pequeña Edad de Hielo. Adicionalmente, se ha propuesto el aumento en la intensidad y en la frecuencia de erupciones volcánicas (Crowley, 2000); éstas habrían aumentado la cantidad de aerosoles presentes en la atmósfera y, éstos a su vez, la cantidad de radiación solar reflejada, lo que condujo a un descenso en la temperatura global (Shindell, 2009). Durante la PEH, en el golfo disminuyó la intensidad de los vientos y aumentó la precipitación (González-Yajimovich *et al.*, 2005). Sin embargo, los estudios de la cuenca Cariaco sugieren

condiciones secas y áridas en la región de Cariaco, probablemente relacionadas con la migración de la ZCIT hacia el sur.

Los análisis de sedimentos recientes indican que durante los últimos 400 años existió una variabilidad climática importante, marcada por la presencia de inviernos más fríos hasta 1830 menos fríos desde entonces y hasta el reciente. Estos cambios parecen estar modulados por fluctuaciones de baja frecuencia asociados a fenómenos de El Niño Oscilación del Sur (ENOS) (Staines-Urias *et al.*, 2009). Así mismo, se sugiere una disminución en la productividad desde entonces y un aumento en la TSM (Herguera-García *et al.*, 2003).

En síntesis, la mayoría de los estudios coinciden en que, durante el Holoceno tardío hubo un aumento en la magnitud y frecuencia de eventos tipo El Niño (Julliet-Leclerc and Schrader, 1987; Pérez-Cruz 2006; Barron *et al.*, 2005; Staines-Urias *et al.*, 2015), los cuales pudieron haber ocasionado la contracción este-oeste de las surgencias de la costa oriental y una disminución en la productividad biológica de la costa occidental del golfo durante el invierno. Durante los eventos ENOS, hubo un aumento en la incursión de masas de aguas tropicales en el golfo (Molina-Cruz 1986, Staines-Urias *et al.*, 2015) y un aumento en la profundidad de la nutriclina, lo que indica un cambio hacia condiciones más oligotróficas (Staines-Urias *et al.*, 2015). Sin embargo, durante el Holoceno tardío hubo un aumento general en la productividad, aparentemente favorecido por los vientos del noroeste (Sancetta, 1995; Pérez-Cruz, 2013), con la dominancia de veranos frescos e inviernos cálidos debido a un aumento en la insolación invernal, reflejado en un aumento en el contenido de diatomeas (Barron *et al.*, 2003). La productividad en el golfo estuvo controlada por un clima monzónico con vientos fluyendo de norte a sur durante el invierno, originado fuertes procesos de surgencia y una gruesa capa de mezcla. Además, se deduce que los cambios latitudinales de la ZCIT durante el Holoceno tardío fueron influenciados por fluctuaciones en la variabilidad solar (González-Yajimovich *et al.*, 2005).



**Figura 4.** Registros paleoclimáticos más relevantes de la región de estudio: A. Titanio (%) (ODP-1002) (Haug *et al.*, 2001). B. Ópalo biogénico (%) (DSDP-480) (Barron *et al.*, 2004). C. Temperatura Superficial del Mar (°C) (MD02-2515) (McClymont *et al.*, 2012). D. CaCO<sub>3</sub> (%) (MD02-2510) (Staines-Urias *et al.*, 2015). E. Susceptibilidad magnética (BAP96-CP) (Pérez-Cruz and Urrutia-Fucugauchi, 2009). F. Proporción Ba/Al (DIPAL III-T43) (Pérez-Cruz, 2013). G. Tasa de acumulación de masa de CaCO<sub>3</sub> (%) (BAP96-CP) (González-Yajimovich *et al.*, 2005).

## Justificación

Durante las últimas décadas se han realizado investigaciones enfocadas al estudio del papel que desempeñan los trópicos en la variabilidad del sistema climático global. En México, parte de estas investigaciones se han realizado en el Golfo de California, particularmente en la cuenca Alfonso (Bahía de La Paz) (Douglas *et al.*, 2001; 2007; Herguera-García *et al.*, 2003; González-Yajimovich *et al.*, 2005; Pérez-Cruz, 2006; 2013; Staines-Urias, 2009; 2015), la cual es una cuenca semicerrada anóxica localizada en el suroeste del Golfo de California (Monreal-Gómez *et al.*, 2001), que debido a sus características topográficas, a la dinámica oceánica de la región y a la productividad biológica, favorece la formación y preservación de sedimentos laminados (Molina-Cruz *et al.*, 2002), que representan registros naturales de gran valor, ya que preservan las señales climáticas del golfo y las del Océano Pacífico tropical oriental ocurridas durante el Cuaternario tardío (Pérez-Cruz and Urrutia-Fucugauchi, 2009).

Hasta el momento, como ya se ha revisado previamente, en la región no se ha realizado ninguna investigación de alta resolución que cubra los últimos 18,000 años y que se enfoque en entender, principalmente, los cambios en la precipitación y en la productividad. Es por eso que en este trabajo se pretende, a partir del análisis geoquímico de una secuencia sedimentaria no perturbada, documentar la señal climática del Golfo de California dentro del contexto del Océano Pacífico tropical oriental y aportar nueva información acerca de los cambios en el patrón de precipitación y su relación con la circulación océano-atmósfera y diferentes mecanismos de retroalimentación como el desplazamiento de la ZCIT, el Monzón Norteamericano y los eventos ENOS.

Por otro lado, se podrán evidenciar los cambios climáticos ocurridos en la región en escalas decadal, centenaria y milenaria, durante episodios climáticos bien definidos y de gran interés, como la desglaciación, el Bølling-Allerød, el Younger Dryas y el Holoceno.

## Hipótesis

A lo largo del tiempo geológico, la insolación ha desempeñado un papel fundamental en el control del sistema climático terrestre. Durante la última glaciación los valores de insolación, en el hemisferio norte, fueron notablemente menores a aquellos que se alcanzaron hace 11,700 años cal AP; el resultado más evidente de este cambio fue el contraste térmico entre el Pleistoceno y el Holoceno. Sin embargo, las variaciones en la insolación tuvieron efecto en otros mecanismos de retroalimentación climática como el desplazamiento de la ZCIT y la intensificación del Monzón Norteamericano, afectando a su vez, los patrones de vientos y de precipitación.

A partir de los registros geoquímicos del núcleo sedimentario DIPAL IV-P36, se espera documentar las variaciones en la precipitación y los mecanismos que la han modulado durante los últimos 18,000 años, en la región del Océano Pacífico tropical oriental.

Se espera particularmente, para la deglaciación a finales del Pleistoceno, una disminución en la precipitación, evidenciada por un menor aporte de los elementos terrígenos transportados vía fluvial a la cuenca, así como una disminución en el contenido de minerales magnéticos, resultado probablemente del desplazamiento de la posición promedio de la ZCIT más hacia el sur y la ausencia del Monzón.

En contraste, durante el Bolling Allerod y el Younger Dryas, se espera un aumento en la precipitación y en la humedad en la zona de estudio, evidenciado por el aumento del aporte de elementos terrígenos vía fluvial y de la concentración de minerales magnéticos. Estas condiciones de mayor humedad podrían estar asociadas con la migración de la posición promedio de la ZCIT hacia el norte, así como al aumento en la temperatura superficial y a la incursión de masas de agua tropicales en la región.

Finalmente, durante el Holoceno se alcanzó el máximo en la insolación recibida en el hemisferio norte, favoreciendo el desarrollo del Óptimo Climático del Holoceno (OCH), caracterizado por la presencia de la ZCIT en su posición más hacia el norte. Por lo anterior, se espera que los registros geoquímicos indiquen un aumento importante de terrígenos vía fluvial durante el Holoceno temprano, como consecuencia del incremento en la precipitación. Durante el Holoceno medio y tardío, y como consecuencia de la disminución en la insolación, se espera una disminución gradual de la precipitación, por lo que el aporte de terrígenos vía fluvial disminuirá. Por otro lado, se ha reportado que a partir del Holoceno medio se fortalecieron las condiciones monzónicas y disminuyó la precipitación asociada al OCH, se espera para estos intervalos una disminución de elementos terrígenos de origen vía fluvial y un incremento en elementos terrígenos de origen eólico, debido al fortalecimiento del Monzón.

# Objetivos

## Objetivo general

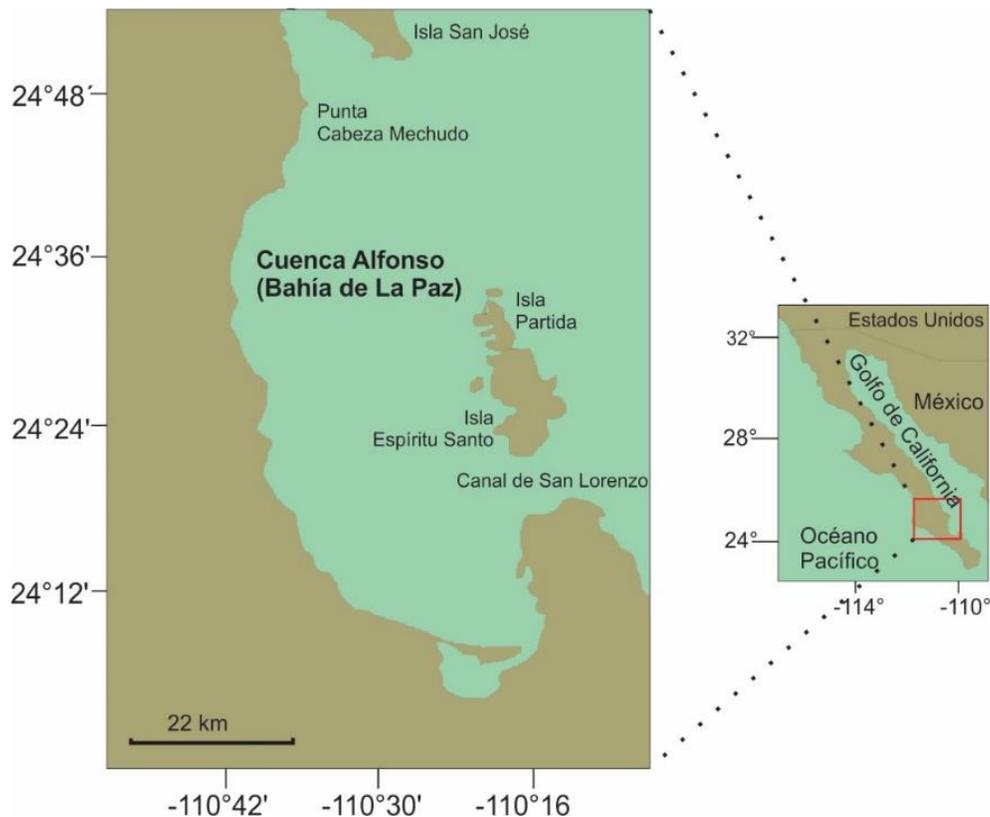
- Documentar la variabilidad climática de la cuenca Alfonso (sur del Golfo de California, México), haciendo énfasis en las fluctuaciones en la precipitación y productividad de los últimos 18,000 años a partir del análisis geoquímico de alta resolución de los sedimentos del núcleo DIPAL IV-P36, e interpretarla dentro del contexto de la variabilidad climática del Océano Pacífico tropical oriental.

## Objetivos particulares

- Establecer un modelo de edad, a partir de los fechamientos de radiocarbono, que sirva de marco cronológico para las interpretaciones paleoclimáticas.
- Identificar la variabilidad climática a partir del análisis de los registros sedimentológicos, geoquímicos (análisis elementales y carbono orgánico) y de mineralogía magnética en el núcleo sedimentario, en particular aquellos cambios relacionados con variaciones en el ciclo hidrológico, en el tipo de transporte y productividad biológica.

## Capítulo 2. Área de estudio

La Bahía de La Paz es una cuenca semicerrada localizada en la región suroeste del Golfo de California. Por su lado este, la Bahía de La Paz se encuentra delimitada por las islas San José, Roca Partida y Espíritu Santo. La principal comunicación de la bahía con el golfo ocurre a través de Boca Grande, región geográfica ubicada entre la isla Roca Partida y Punta Cabeza Mechudo. Por otro lado, en la región sur de la bahía existe una comunicación con el golfo a través del Canal de San Lorenzo, región estrecha y somera (<20 m de profundidad) localizada al sur de la isla Espíritu Santo (Fig. 5) (Monreal-Gómez *et al.*, 2001; Molina-Cruz *et al.*, 2002).

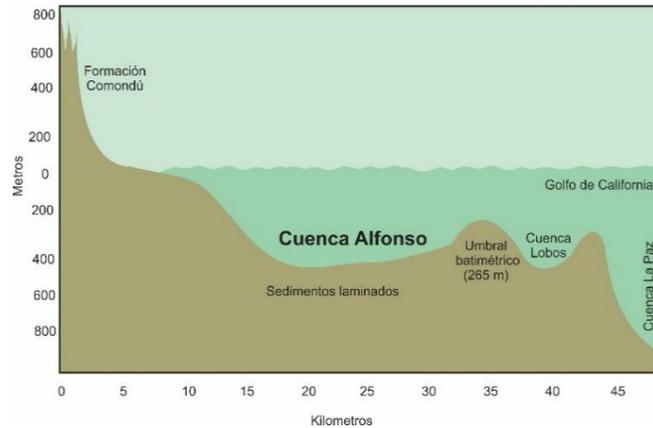


**Figura 5.** Posición geográfica de cuenca Alfonso, Bahía de La Paz.

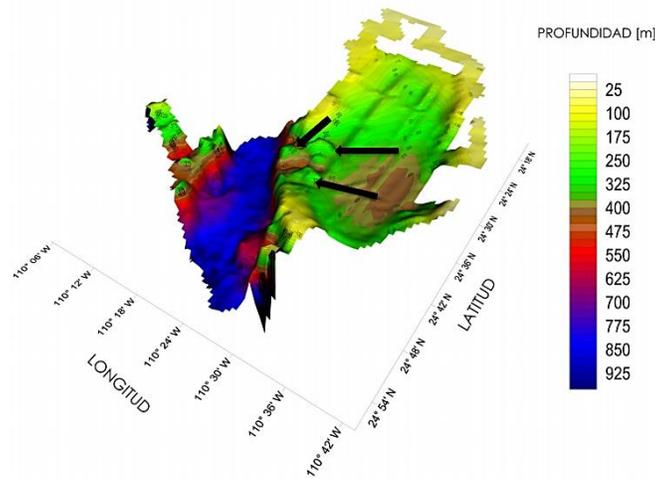
### 2.1 Cuenca Alfonso

En la región norte de la Bahía de La Paz, frente a Punta Coyote, se localiza la cuenca Alfonso, una pequeña depresión semicerrada. La cuenca registra las variaciones climáticas regionales en el golfo y de mayor escala del Océano Pacífico subtropical (Pérez-Cruz and Urrutia-Fucugauchi, 2010).

Batimétricamente, la cuenca Alfonso presenta una profundidad máxima de 420 m y se encuentra delimitada por la presencia de tres umbrales batimétricos, posicionados a ~265 m de profundidad (Figs. 6 y 7) (Gama-Osorio, 2016), que impiden la entrada de agua intermedia y profunda desde la región del golfo.



**Figura 6.** Perfil batimétrico de cuenca Alfonso, Bahía de La Paz (Modificada de Nava-Sánchez *et al.*, 2001)



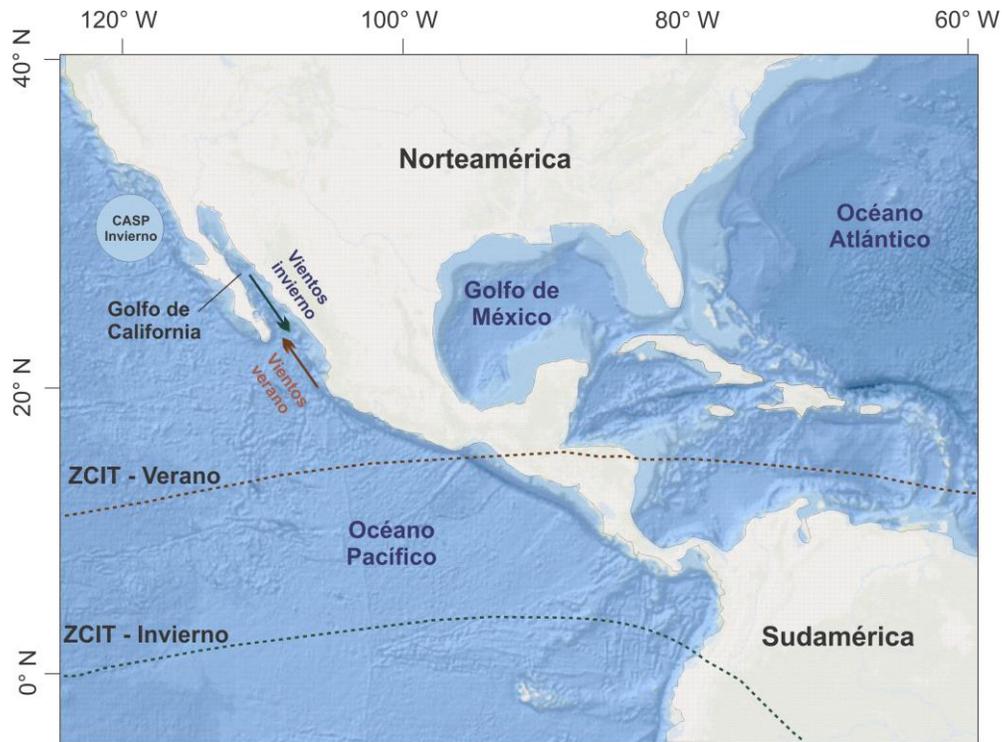
**Figura 7.** Batimetría de alta resolución de la cuenca Alfonso (señalada en café) (→ indican la posición de los umbrales batimétricos) (Tomada de Gama-Osorio, 2016).

## 2.2 Clima

El clima de la región es semidesértico, la cobertura de nubes de la región es de las más bajas registradas para México, desarrollándose únicamente cuando tormentas tropicales o frentes atmosféricos se aproximan al área, ocasionando precipitaciones y aporte intermitente de terrígenos vía fluvial a la cuenca (Pérez-Cruz, 2006). La tasa de evaporación en la región (300 mm/año) excede a la tasa de precipitación (180 mm/año) lo cual, añadido a la inexistencia de la descarga de ríos, provoca un aumento en la salinidad de la cuenca (Monreal-Gómez *et al.*, 2001). Respecto a los patrones de viento, la cuenca Alfonso obedece el patrón general descrito para el Golfo de California, el cual está determinado por diversos mecanismos de forzamiento como la insolación y la migración anual de la ZCIT, así como por los reacomodos estacionales del centro atmosférico de alta presión del Pacífico y del centro atmosférico de baja presión del Desierto de Sonora (Roden, 1972) que definen los patrones de vientos, la precipitación y la circulación

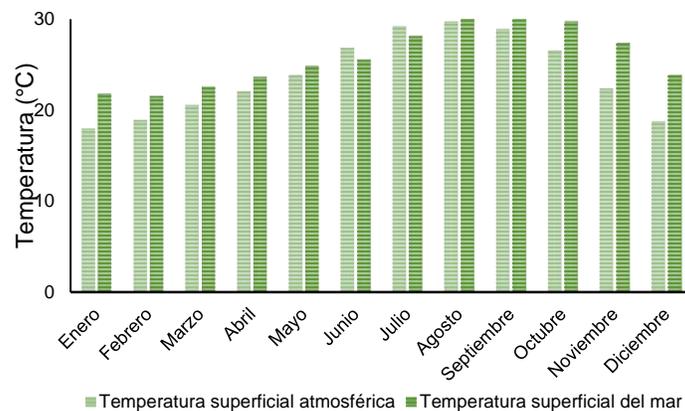
superficial (Barry and Chorley, 2003; Pérez-Cruz, 2013). El resultado es un clima monzónico de vientos que presentan cambios de dirección así como la existencia de dos fases estacionales bien definidas (Fig. 8) (Obeso-Nieblas, 2003; Jiménez *et al.*, 2005).

Durante el final de invierno y el inicio de la primavera, la temperatura atmosférica y la tasa de precipitación disminuyen (Figs. 9 y 10), dominan los vientos fríos y secos del NO en el Golfo de California presentando magnitudes de  $\sim 12$  m/s (Obeso-Nieblas *et al.*, 2007), y ocurre un desplazamiento de la ZCIT hacia el ecuador (Amador *et al.*, 2006) (Fig. 6). El centro atmosférico de alta presión del Pacífico concurre latitudinalmente con el centro atmosférico de baja presión del Desierto de Sonora, ocasionando la formación de un gradiente barométrico que produce que los vientos geostrofos se hagan paralelos al eje axial del golfo y se intensifiquen, induciendo el transporte de agua superficial al sur y generando surgencias a lo largo de la costa oriental del golfo (Badan-Dangon *et al.*, 1991). Durante esta fase, los vientos son canalizados a lo largo del Golfo de California por la alta topografía de la península de Baja California y de la parte continental del territorio mexicano, ocasionando una disminución en la temperatura superficial del mar (TSM) (Fig. 9), generando una capa de mezcla de mayor espesor y un transporte de Ekman a lo largo del margen oriental del golfo, lo que a su vez produce un debilitamiento de la termoclina y una aparente desaparición de la misma durante los meses de enero a marzo (Douglas *et al.*, 2001; 2007).

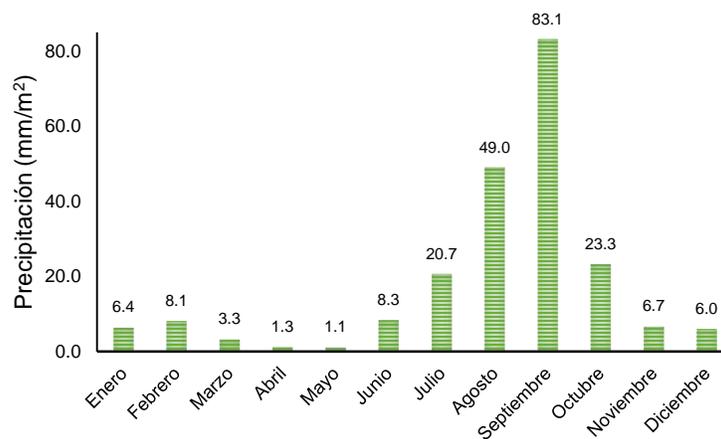


**Figura 8.** Posicionamiento de centros atmosféricos, ZCIT y patrón general de vientos descrito para el Golfo de California en verano (vientos del sureste) e invierno (vientos del noroeste) (Modificada de Pérez-Cruz and Urrutia-Fucugauchi, 2009).

Por otro lado, durante la fase de verano se registra un incremento en la temperatura (Fig. 9), humedad y tasa de precipitación (Fig. 10). La circulación de los vientos, incluyendo el debilitamiento de los vientos del NO, es influenciada por la migración hacia el norte de la ZCIT y del centro de alta presión del Pacífico (Bordoni *et al.*, 2004), así como por la migración del centro de baja presión del Desierto de Sonora al norte del golfo, ocasionando que los vientos provengan del sureste con magnitud de ~4 m/s (Obeso-Nieblas *et al.*, 2007); en esta fase ocurre el transporte de las aguas superficiales tropicales hacia el interior del golfo, propiciado por la Corriente de Costa Rica, generando surgencias sobre la costa occidental y aumentando la TSM hasta 30°C (Marinone, 2003) (Fig. 9). Durante la fase más cálida del verano, las aguas superficiales cálidas (de hasta 150 m de espesor) cubren las regiones centro y sur del golfo, permitiendo la formación de una termoclina profunda, retardando la advección de nutrientes a la superficie y por lo tanto, limitando la producción primaria de la región. En esta fase, las surgencias eólicas son débiles y se limitan al borde peninsular del golfo (Álvarez-Borrogo and Lara-Lara, 1991; Bray and Robles, 1991).



**Figura 9.** Registro de temperatura atmosférica superficial mensual promedio y TSM mensual promedio de la Bahía de La Paz para el periodo comprendido de 2010 al presente (Fuentes: Servicio Meteorológico Nacional, 2018; CIBNOR, 2018).



**Figura 10.** Registro de precipitación mensual promedio de la Bahía de La Paz para el periodo comprendido de 2010 al presente (Fuente: Servicio Meteorológico Nacional, 2018).

## 2.3 Hidrografía

Debido a su localización geográfica y al intercambio de agua de la capa de mezcla a través de Boca Grande, los cambios oceanográficos ocurridos en el Golfo de California se reflejan en la Bahía de La Paz (Monreal-Gómez *et al.*, 2001).

De acuerdo con Monreal-Gómez *et al.* (2001) y Coria-Monter *et al.* (2014; 2017), tres masas de agua ocupan la Bahía de La Paz: el AGC, ATS y ASsSt, cuyas características se muestran a continuación (Fig. 11) (Tabla 1):

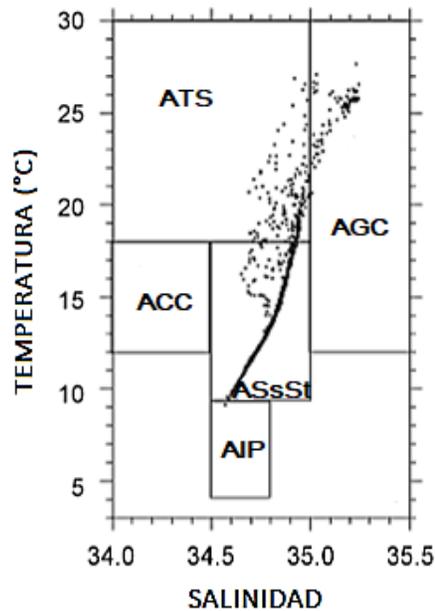
**Tabla 1.** Características físicas de las masas de agua descritas para Bahía de La Paz (Fuente: Monreal- Gómez *et al.*, 2001).

Masa de agua	Abreviatura	Salinidad (UPS)	Temperatura (°C)	Profundidad (m)
Agua del Golfo de California	AGC	> 35	> 12	0 a 150 m
Agua Tropical Superficial	ATS	< 35	> 18	0 a 150 m
Agua Subsuperficial Subtropical	ASsSt	34.5 – 35	9 – 18	> 150 m

El ASE fluye del golfo hacia la Bahía de La Paz, en donde los procesos de evaporación aumentan su salinidad, transformándola en el AGC en los primeros 25 metros, y manteniéndose como ASE desde los 25 hasta los 60 m de profundidad; a partir de los 60 m se encuentra el ASsSt. Dentro de la bahía, existe un giro ciclónico semipermanente, ocasionado como resultado del flujo de corrientes hacia la bahía y su interacción con las características batimétricas de la región; sin embargo, también se ha propuesto que la estructura ciclónica tiene un origen eólico, y que el resultado es el afloramiento de aguas subsuperficiales, que favorece el incremento de nutrientes y de clorofila en la superficie, principalmente durante la primavera (Monreal-Gómez *et al.*, 2001; Coria-Monter *et al.*, 2014; 2017).

La distribución vertical del oxígeno disuelto en la cuenca Alfonso muestra valores, entre la superficie y 25 m de profundidad, de 5.0 mL/L. Por debajo de 25 m y hasta los 75 m se presenta una aguda oxiclina con un contenido de oxígeno cercano a 1.0 mL/L. En las regiones más profundas los valores son cercanos a 0.1 mL/L (Monreal-Gómez *et al.*, 2001).

El calentamiento solar permite que la capa superficial se mantenga cálida durante casi todo el año, principalmente de agosto a octubre, ocasionando que la termoclina se encuentre en una profundidad de 15-80 m, volviéndose más somera durante la temporada seca (abril-junio) y más profunda durante la temporada de fuertes vientos (noviembre-febrero) (Molina-Cruz *et al.*, 2002). La columna de agua altamente estratificada observada en la región, particularmente la marcada picnoclina, inhibe los procesos de mezcla; por lo tanto, el contenido de oxígeno por debajo de la oxiclina es muy bajo y la renovación de nutrientes es mínima (Monreal-Gómez *et al.*, 2001). Además, dada su comunicación con la región norte del Pacífico ecuatorial, las condiciones superficiales de la cuenca son influenciadas casi periódicamente por El Niño-Oscilación Austral, lo que produce anomalías en la temperatura del agua superficial de la cuenca.



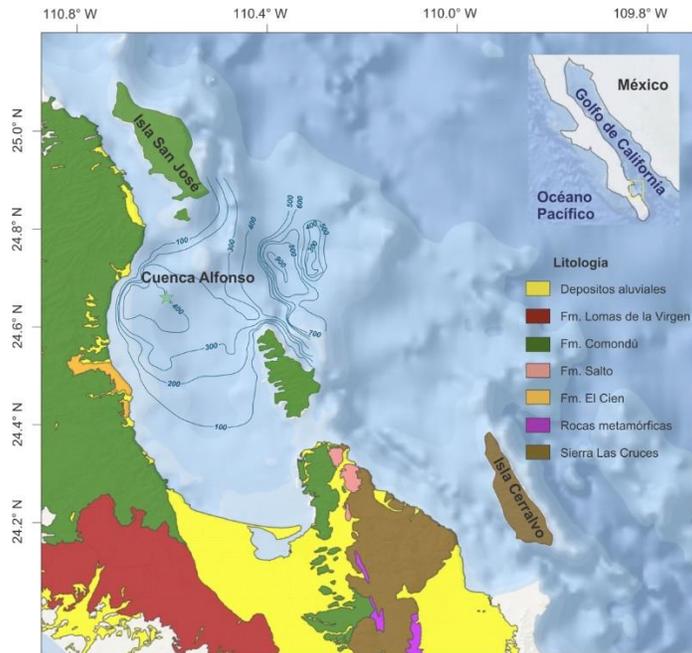
**Figura 11.** Diagrama T-S de las masas de agua de la cuenca Alfonso (Fuente: Monreal-Gómez *et al.*, 2001).

## 2.4 Sedimentos

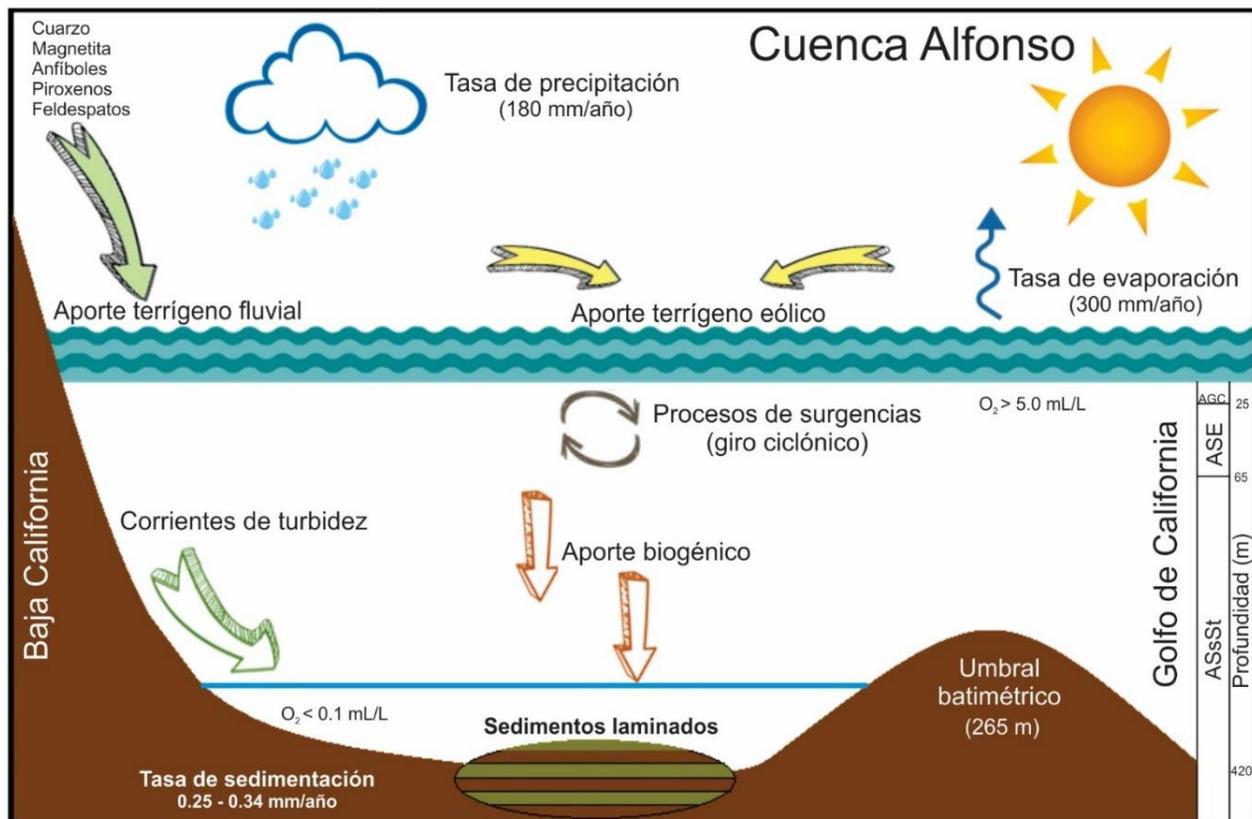
La cuenca Alfonso recibe una gran cantidad de sedimentos terrígenos, principalmente silicoaluminatos que provienen de tobas volcánicas, de la Formación Comondú (Fig. 12), que rodean la bahía, por lo que la mineralogía se encuentra caracterizada, principalmente, por la presencia de cuarzo, magnetita, anfíboles, piroxeno y feldespatos. La entrada de sedimentos terrígenos a la cuenca es más evidente durante el verano, en donde además es posible encontrar una proporción de sedimentos eólicos relacionados con condiciones áridas (González-Yajimovich *et al.*, 2005; Douglas *et al.*, 2007). El flujo de terrígenos está principalmente regulado por las escorrentías, que transportan sedimentos durante la temporada de lluvia, así como por los eventos de tormentas tropicales que aumentan su frecuencia durante los eventos ENOS (Pérez-Cruz and Urrutia-Fucugauchi, 2010).

Las características previamente descritas (alta productividad y condiciones anóxicas de las aguas de fondo) favorecen la preservación de sedimentos laminados que, se ha sugerido, representan un sistema deposicional no anual (Fig. 13) (Pérez-Cruz and Urrutia-Fucugauchi, 2010). Los factores que contribuyen a la formación de sedimentos laminados en la cuenca Alfonso son: a) cambios en los flujos de aportes de terrígenos; b) la productividad biológica de la columna de agua; c) la variabilidad en la circulación superficial y subsuperficial y; d) las condiciones de agua profunda, que afectan la renovación del oxígeno y, por lo tanto, la preservación de la estructura de las láminas.

Se ha documentado una tasa de sedimentación de 0.60 mm/año para el Último Máximo Glacial (UMG) y de 0.34 mm/año para la Terminación 1 (~180,00 a 11,700 años cal AP) (Staines-Urias *et al.*, 2015). Por otro lado, la tasa de sedimentación promedio reportada para el Holoceno corresponde a 0.30 mm/año (Pérez-Cruz, 2000; Douglas *et al.*, 2001; Molina-Cruz *et al.*, 2002; Pérez-Cruz, 2006).



**Figura 12.** Geología regional de la Bahía de La Paz (Pérez-Cruz *et al.*, en prep.)



**Figura 13.** Modelo deposicional para la cuenca Alfonso (Bahía de La Paz), mostrando los aportes sedimentarios hacia la cuenca (Modificada de Pérez-Cruz and Urrutia-Fucugauchi, 2009).

## Capítulo 3. Proxies

El estudio del clima previo al registro instrumental se realiza a través del uso de *proxies*, indicadores indirectos cuantificables, extraídos de un archivo o registro climático, que por su naturaleza física, química o biológica están relacionados con diferentes variables paleoclimáticas y cuyas oscilaciones reflejan los cambios acontecidos en estas variables a través del tiempo (Cronin, 1999).

Éstos se agrupan en dos grandes categorías: biológicos y no biológicos (Fig. 14).

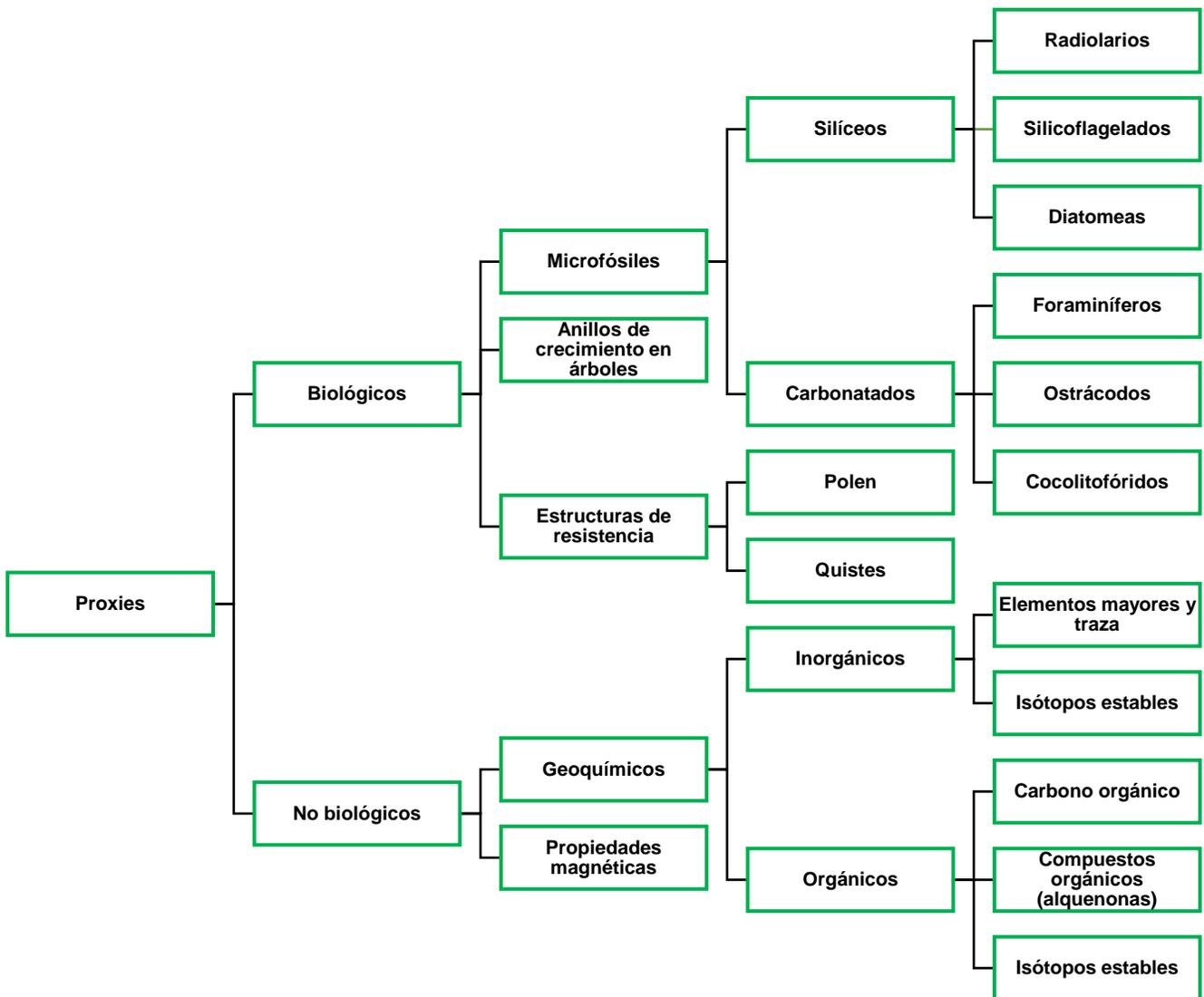


Figura 14. Principales proxies utilizados en paleoclimatología.

## 1.1 Geoquímica

La geoquímica es una subdisciplina de las Ciencias de la Tierra que se encarga de estudiar el origen, distribución y evolución de los elementos químicos en la Tierra, contenidos en los minerales formadores de rocas y en los productos derivados de ellas. Tradicionalmente, se ha enfocado en la descripción de la distribución de elementos químicos y sus isótopos en el planeta; así como a la integración de métodos químicos y geológicos aplicados a la comprensión de la evolución del planeta y el sistema solar desde su formación (Fyfe, 1981). Parte de esta evolución corresponde a los sistemas oceánicos, por lo que la aplicación de análisis geoquímicos a los sedimentos marinos permite comprender procesos oceánicos ocurridos a distintas escalas temporales y su relación con el sistema climático.

La acumulación de los sedimentos marinos, a través del tiempo geológico, constituye un registro climático natural. Éstos se encuentran conformados, en su mayoría, por partículas de origen terrígeno y biogénico que, añadidos a los procesos diagenéticos y de depósito, determinan su composición. La presencia de algunos elementos químicos en los sedimentos permite inferir condiciones climáticas específicas como temperatura, disponibilidad de nutrientes, circulación oceánica, condiciones de óxido-reducción, oxigenación de las aguas de fondo, productividad biológica, precipitación (periodos de sequía y de humedad), periodos fríos o cálidos y aporte de terrígenos a las cuencas sedimentarias, entre otros.

La información a partir de la cual se infieren los posibles escenarios paleoclimáticos proviene de fuentes orgánicas e inorgánicas, incluso cuando la materia orgánica suele constituir una fracción mínima de los sedimentos (Higginson, 2009).

## 1.2 Elementos mayores y traza

Los elementos químicos pueden clasificarse de acuerdo con su concentración en las rocas en elementos mayores (mayor a 1%) y traza (menor al 1%). Tomando como referencia la corteza terrestre, los elementos mayores son aquellos que predominan en la composición de las rocas, como: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P; sus concentraciones suelen expresarse en porcentaje de un óxido. Por otro lado, los elementos traza corresponden a elementos como: Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr y Ba, cuyas concentraciones suelen expresarse en partes por millón (ppm) (Burdige, 2006).

A continuación, se muestra la concentración promedio en corteza terrestre y sedimentos marinos de los elementos considerados en este trabajo (Tabla 2), así como sus principales características y sus aplicaciones como proxies paleoclimáticos.

**Tabla 2.** Características generales y contenido promedio en corteza continental y sedimentos marinos de elementos mayores y traza (Tomado de Li and Schoonmaker, 2003).

Elemento	Z	Grupo	Periodo	Unidad de medida	Concentración promedio en corteza terrestre	Concentración promedio en sedimentos marinos pelágicos
Al	13	IIIA	3	%	7.83	8.4
Si	14	IVA	3	%	30	25
K	19	IA	4	%	2.56	2.5
Ca	20	IIA	4	%	3.15	1
Ti	22	IVB	4	ppm	3300	4600
Fe	26	VIII B	4	%	4.17	6.5
Br	35	VIIA	4	ppm	2.1	20
Sr	38	IIA	5	ppm	350	180
Zr	40	IVB	5	ppm	170	150
Ba	56	IIA	6	ppm	570	2300

### 1.2.1 Aluminio (Al)

Este elemento se encuentra, principalmente, formando parte de minerales del grupo de los silicatos (feldespatos, micas y plagioclasas), aunque puede encontrarse en otros grupos como el de los óxidos (bauxita, gibsita y corindón) (Tarbuck and Lutgens, 2005). Así mismo, constituye a las arcillas en forma de alúmina ( $Al_2O_3$ ).

En los continentes, el Al se encuentra formando parte de una gran cantidad de rocas que son sometidas a procesos de intemperismo y erosión; el resultado es el transporte hacia las cuencas sedimentarias de elementos como el Al por vías fluvial y eólica (McKenzie, 1975). En reconstrucciones paleoambientales ha sido utilizado como un indicador para conocer la fracción de material terrígeno, en sedimentos marinos, proveniente de las rocas continentales (Dean, 2006; Pérez-Cruz and Urrutia-Fucugauchi, 2010; Pérez-Cruz, 2013); una mayor abundancia de Al en los sedimentos de cuencas oceánicas es asociado a un mayor aporte de terrígenos (Weedon and Shackleton, 1997).

### 1.2.2 Silicio (Si)

Este elemento se encuentra, principalmente, en los minerales del grupo de los silicatos de origen volcánico (cuarzo, talco, berilo, feldespatos, plagioclasas, micas, granates) (Gillespie and Beltrán, 1990; Tarbuck and Lutgens, 2005; Gass *et al.*, 2002). Comúnmente, no se encuentra en estado libre, en su lugar, se combina con el oxígeno, formando el óxido de silicio o sílice ( $SiO_2$ ).

En los sedimentos marinos, el silicio puede tener dos orígenes: un origen biogénico, resultado de la precipitación de testas de organismos silíceos (diatomeas, radiolarios y silicoflagelados) de capas superficiales y, un origen terrígeno como consecuencia de los procesos de intemperismo y erosión de rocas continentales. El Si es un elemento altamente soluble, por lo que en presencia de agua, éste se solubiliza y es transportado por el flujo de los ríos y/o escorrentías hacia el océano, siendo ésta la fuente principal del Si disuelto (Libes, 2010).

Cuando existe una correlación o asociación positiva entre las concentraciones de Si y otros elementos como Al, K o Ti, se sugiere un origen terrígeno; por otro lado cuando esas asociaciones no existen se puede inferir un origen biogénico y relacionarlo con productividad biológica (Dean, 2006; Barron and Bukry, 2007; Pérez-Cruz, 2013).

### 1.2.3 Potasio (K)

Se encuentra asociado a silicatos no ferromagnéticos como los feldespatos potásicos (ortoclasa) y las micas (Mason and Moore, 1982). En las rocas sedimentarias, el K puede ser absorbido por minerales arcillosos como la esmectita y la illita.

El potasio procede de las partículas resultantes del intemperismo de minerales que son arrastradas desde el continente (Fassbender, 1975). Las principales vías de incorporación al sedimento son las escorrentías por precipitación. Debido a su correlación con Al, Ti y Si (Dean, 1997; Pérez-Cruz and Urrutia-Fucugauchi, 2010), generalmente se le atribuye el mismo origen, por lo que se considera un indicador del aporte de terrígenos a la cuenca marina (Wei *et al.*, 2003; Misra, 2012). Debido a la alta solubilidad del potasio, suele utilizarse en conjunto con elementos insolubles como el Ti. La proporción K/Ti ha sido utilizada para evaluar el grado de intemperismo químico de una región; valores más altos de esta proporción indican una mayor cantidad de K en el sedimento y, por lo tanto, una menor solubilización del mismo como consecuencia de un grado de intemperismo químico menor. Por el contrario, un valor reducido en la proporción indica una cantidad menor de K en el sedimento, esto sugiere que una parte importante de K ha sido solubilizado como resultado de un aumento en el intemperismo químico de la región.

### 1.2.4 Calcio (Ca)

De manera natural, el Ca puede encontrarse formando parte de minerales (como feldespatos, micas, carbonatos y sulfuros, entre otros) (Tarbuck and Lutgens, 2005) y organismos (presente en estructuras óseas de vertebrados y conchas de organismos marinos). Las formas minerales en las que aparece este elemento, de manera general, son los carbonatos como calcita, dolomita, y aragonita.

El Ca puede ser transportado de manera fluvial ya que puede viajar en la solución en forma de  $\text{Ca}^{2+}$  y puede ser precipitado nuevamente o absorbido. Es utilizado para la construcción de testas de muchos microorganismos como foraminíferos, cocolitofóridos, ostrácodos y pterópodos. Al morir éstos, las estructuras pasan a formar parte del sedimento que, eventualmente, puede originar calizas.

En los sedimentos marinos se encuentra en forma de  $\text{CaCO}_3$  y está asociado principalmente con un origen biológico (Douglas *et al.*, 2002). En el ambiente marino, se ha utilizado como indicador de contenido de carbonatos de calcio de origen biogénico (Dean, 2006), debido a que la única fuente de aporte de este elemento a algunas cuencas sedimentarias específicas es por incorporación de conchas carbonatadas de los organismos que habitan la columna de agua (Peterson *et al.*, 2000; Cheshire *et al.*, 2005). Sin embargo, puede provenir de una fuente terrígena como efecto del intemperismo de rocas ricas en calcio. Se puede correlacionar con elementos como Mg, Al, Fe y K para inferir su fuente de origen. Una baja correlación con estos elementos sugiere un origen biogénico (Pérez-Cruz and Urrutia-Fucugauchi, 2010).

### 1.2.5 Titanio (Ti)

Este elemento suele estar asociado a minerales que contienen altas cantidades de Fe y Mg. Generalmente, se encuentra en rocas félsicas y en minerales pesados de la corteza como como la ilmenita ( $\text{FeTiO}_3$ ) y el rutilo ( $\text{TiO}_2$ ), minerales que pertenecen al grupo de los óxidos. Sin embargo, también puede encontrarse reemplazando al Al en minerales silicatados como piroxenos, hornblenda y biotita (Mason and Moore, 1982). En magmas silíceos se concentra en la titanita ( $\text{CaTiSiO}_5$ ). Al ser un elemento poco soluble, los minerales que contienen Ti presentan una baja susceptibilidad al intemperismo químico, por lo que, sus concentraciones no son afectadas en los sedimentos derivados de la erosión de las rocas (Mason and Moore, 1982). Aun cuando los minerales que contienen al Ti se encuentren en un medio acuoso, mientras el elemento no adquiera una forma hidrolizada, éste será muy estable y no sufrirá alteraciones diagenéticas.

El Ti puede incorporarse a los sedimentos marinos por aportes eólicos, fluviales y por procesos de vulcanismo submarino (Molera, 1990). Es muy resistente a la corrosión y se funde a altas temperaturas ( $1660\text{ }^\circ\text{C}$ ). El Ti es uno de los elementos más inmóviles y no se meteoriza con facilidad, esto ha permitido que sea utilizado como indicador del aporte terrígeno (Dymond *et al.*, 1997), como resultado de los cambios en las condiciones hidrológicas (Haug *et al.*, 2001) al ser depositado hacia la cuenca sedimentaria durante la temporada de precipitaciones (Barron *et al.*, 2003). Debido a lo anterior, el Ti es un elemento ampliamente utilizado en estudios paleoclimáticos como indicador de aporte de terrígenos a las cuencas sedimentarias vía fluvial (Murray and Leinen, 1996; Dean *et al.*, 1997; Peterson *et al.*, 2000; Haug *et al.*, 2001; Barron *et al.*, 2004; Cheshire *et al.*, 2005; Pérez-Cruz, 2013).

### 1.2.6 Hierro (Fe)

La mayor concentración del hierro se encuentra en minerales ferromagnesianos (biotita, anfíboles, piroxenos y olivino), así como en óxidos de Fe y Ti como la hematita, magnetita, martita y limonita, en carbonatos como la siderita (en donde puede ser sustituido por Mg, Zn y Mn) y en sulfuros como la pirita, marcasita y pirrotita. Así mismo, las rocas ultramáficas, al tener una gran cantidad de olivino y piroxeno, presentan una mayor cantidad de Fe (Selley, 2005).

La presencia de Fe en los sedimentos marinos puede explicarse como el resultado del aporte terrígeno, ya que puede ser transportado vía eólica y/o fluvial (Chester, 2000). Sin embargo, este aporte puede ser también debido a la precipitación de minerales sulfurosos de origen hidrotermal o al derretimiento de icebergs, los cuales pueden transportar materiales de distinto tamaño originados en el continente hacia las cuencas sedimentarias marinas (*Ice-rafted debris*). Durante el Pleistoceno es posible encontrar estas estructuras definiendo una serie de eventos de frío conocidos como Eventos Heinrich (Dowdeswell, 2009). Otros procesos que permiten su incorporación al sedimento son: la precipitación de óxidos de hierro por procesos diagenéticos o el resultado de la actividad bacteriana (Cifuentes-Lemus *et al.*, 1997). Debido a lo anterior, el Fe no suele utilizarse de manera independiente y es correlacionado con otros elementos como Al, Ti y K para inferir si su origen es terrígeno (Dean, 1997; 2006; Haug *et al.*, 2001; Pérez-Cruz and Urrutia-Fucugauchi, 2010).

### 1.2.7 Bromo (Br)

El Br es un halógeno, las formas minerales en las que se puede presentar son la bromargirita y la lafossaíta, sin embargo, son poco abundantes. Generalmente, el Br se encuentra en cuerpos de agua en su forma iónica  $\text{Br}^-$ . Recientemente, el Br ha sido utilizado como un indicador de productividad en los cuerpos de agua (Ziegler *et al.*, 2008; Leri *et al.*, 2014).

Aunque el Br se considera un elemento conservativo en el agua de mar, muestra una correlación bien establecida con el carbono orgánico en sedimentos marinos. Esta asociación carbono-bromo se atribuyó recientemente a un enlace covalente formado entre partículas orgánicas de Br en suspensión que proporcionan un enlace entre el Br sedimentario y el ciclo de materia orgánica en la superficie.

Leri *et al.* (2014) proponen que los detritos de fitoplancton, un importante precursor de la materia orgánica sedimentaria, serían susceptibles a la brominación a través de la oxidación. Además, demostraron que los componentes lipídicos y proteicos de las membranas del fitoplancton funcionan como sustratos adecuados para la brominación. Por otro lado, los estudios de Ziegler *et al.* (2008) demostraron que la correlación existente entre el carbono orgánico total (COT) y el Br de núcleos sedimentarios es estadísticamente significativo y, por lo tanto, puede utilizarse como un estimador del COT sedimentario, es decir, como un indicador de productividad biológica.

### 1.2.8 Estroncio (Sr)

Se encuentra formando parte de minerales como la celestita ( $\text{SrSO}_4$ ) y estroncianita ( $\text{SrCO}_3$ ); sin embargo, en el agua de mar forma parte de los elementos menores (en su forma iónica  $\text{Sr}^{2+}$ ). Su presencia en los sedimentos marinos se ha propuesto como el resultado de procesos diagenéticos relacionados con la exposición sub-aérea y cementación y/o disolución por agua dulce. Además, ha sido relacionado con los cambios en la salinidad, ya que las variaciones en las concentraciones de Sr reflejan los valores de salinidad en la que precipitaron los carbonatos, ya que debido a las afinidades químicas del Sr, este puede sustituir al Ca, durante la formación de estos últimos (Müller, 2012). Generalmente, en restos carbonatados de origen biogénico, el Sr suele presentar una correlación positiva importante con el Ca y P, debido a su fijación primaria en la red esquelética calcárea y fosfática de diversos organismos marinos (Moreno-Sánchez and Hincapié-Jaramillo, 2010; Müller, 2012).

### 1.2.9 Zirconio (Zr)

El Zr suele encontrarse en minerales pesados, principalmente en forma de zircón, su forma mineral más representativa (Müller, 2012). Está asociado a rocas félsicas de origen volcánico debido a que la concentración original de Zr en el magma es generalmente menor a la saturación (Mason and Moore, 1982).

Se ha reconocido que la concentración de Zr está fuertemente relacionada con la distribución del tamaño de grano en sedimentos y se asocia con la fracción relativamente gruesa de los sedimentos (arenas medias

y finas). Durante el transporte eólico, y debido a la alta resistencia que presentan al intemperismo químico los zircones se concentran en la fracción gruesa y se separan de los minerales de arcilla de grano más fino (Chen *et al.*, 2006; Liu *et al.*, 2004). Además, se ha sugerido que, durante condiciones de alto intemperismo químico, la remoción de especies minerales solubles conduce a un incremento en compuestos relativamente insolubles como el Zr (Chen *et al.*, 2006). Recientemente, se ha utilizado la proporción Zr/Al como un indicador del tamaño de grano y de aporte de terrígenos, particularmente por vía eólica, indicando condiciones áridas (Chen *et al.*, 2006; Pérez-Cruz, 2013). Junto a la proporción Zr/Ti se utiliza para evaluar los cambios en la fuente de origen de los sedimentos (Dean, 1997).

### 1.2.10 Bario (Ba)

El Ba está presente en minerales como la barita y baotita (Mason and Moore, 1982); puede reemplazar al potasio en algunos minerales, pudiendo encontrarse en minerales como la biotita, plagioclasas, hornblenda o feldespatos potásicos.

En los sedimentos marinos, el Ba suele encontrarse en cristales de plagioclasas en forma de barita ( $\text{BaSO}_4$ ); puede tener un origen detrítico no terrígeno asociado a fuentes hidrotermales (Canet *et al.*, 2013) o un origen biogénico (Dymond *et al.*, 1992; Dean, 1997). Algunos autores asumen que el Ba es incorporado en bioagregados en la columna de agua o atrapado por la precipitación activa de barita por fitoplancton y que es liberado cuando mueren, precipitando en forma de barita. Dean *et al.* (1997) encontraron, en núcleos del margen continental de California, que la proporción de Ba/Al presentaba una alta correlación con las proporciones de  $C_{\text{org}}/\text{Al}$ , sugiriendo que la mayoría de las variaciones temporales en Ba eran debidas a variaciones en Ba biogénico, implicando a su vez, variaciones en la productividad. En reconstrucciones paleoceanográficas suele utilizarse la proporción Ba/Al como un proxy de paleoproductividad (Shimmield and Mowbray, 1991; Dean, 1997; Wehausen and Brumsack, 1999; Barron *et al.*, 2004). Sin embargo, en regiones en donde ocurre la reducción de sulfatos puede ocurrir una disolución de barita; así mismo, un mayor flujo de materia orgánica hacia los sedimentos involucra un mayor aporte de Ba el cual, por efectos diagenéticos, puede desplazarse hacia sedimentos formados bajo condiciones de poca productividad. Lo anterior sugiere utilizarlo como indicador de productividad únicamente en regiones en donde la productividad biológica es de baja a moderada (Müller, 2012).

## 1.3 Carbono orgánico e inorgánico

El ciclo del carbono normalmente es dividido en dos grandes componentes. El primero es la bomba biológica, afectando la redistribución de elementos biológicamente activos como el carbono, nitrógeno y sílice dentro de las aguas circulantes del océano (Carlson, 2002; de la Rocha, 2006). El segundo es la remoción de estos elementos por deposición y finalmente enterramiento en los sedimentos. Estos dos componentes del ciclo del carbono actúan para controlar la concentración promedio de muchos productos químicos en el océano, además del pH y  $p\text{CO}_2$  de la atmósfera (Hansell, 2002; Archer, 2006).

El hundimiento y sedimentación del carbono particulado fuera de la capa superficial del océano donde es producido, es una etapa importante del ciclo del carbono. La formación de materia orgánica y carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) es lo que permite que una parte del carbono fijado por el plancton escape del océano

superficial hacia el océano profundo (Thunell *et al.*, 2007, Silverberg *et al.*, 2014). Durante este hundimiento, la materia orgánica remineralizada es responsable del reciclamiento de nutrientes, los cuales pueden regresar a la zona fótica, a través de surgencias y procesos de mezcla, y mantener la producción primaria nueva (Thunell *et al.*, 1996; Aguíñiga *et al.*, 2010). El carbono que escapa de la oxidación de la materia orgánica o disolución del  $\text{CaCO}_3$  es secuestrado y enterrado por largos períodos antes de su regreso a la atmósfera (Sánchez *et al.*, 2010). La distribución y preservación del carbono orgánico total (COT) y  $\text{CaCO}_3$  en sedimentos marinos es importante porque están vinculados al ciclo del carbono y a la regulación del  $\text{CO}_2$  atmosférico.

### 1.3.1 Carbono inorgánico total (CIT)

El CIT en los sedimentos marinos representa, principalmente, el carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) (Archer, 1996). Éste, generalmente, es transportado desde los continentes hacia las cuencas marinas vía fluvial; sin embargo, también es posible encontrar carbonatos de origen autigénico y biogénico.

El contenido de  $\text{CaCO}_3$  en sedimentos marinos está determinado por: la dilución por material no calcáreo a la que está sujeto durante y después de la deposición, la productividad de organismos calcáreos y a la disolución de  $\text{CaCO}_3$  (Archer, 1996; Jahnke and Jahnke, 2004; Morse, 2005; Naik and Naidu, 2008). La disolución del CIT está determinada por 3 factores principales: 1) la temperatura: en condiciones más frías el carbonato se vuelve más soluble, 2) la presión: a mayor presión, mayor solubilidad de los carbonatos, y, 3) el aumento en el contenido de  $\text{CO}_2$  en el agua. Lo anterior ocasiona que su utilización como proxy se vuelva compleja, y que para su interpretación se correlacione con otros proxies.

### 1.3.2 Carbono orgánico total (COT)

El COT o materia orgánica en el ambiente marino se compone de material que llega al fondo derivado de los productores y consumidores en la columna de agua, material alóctono introducido desde el continente por vía fluvial y/o eólica, así como productos de síntesis y transformaciones químicas resultantes de la actividad microbiana en el fondo del mar, por lo que la materia orgánica responde a cambios ambientales, tanto en su producción, como su preservación (Cowie *et al.*, 2009). Actualmente existe un debate sobre qué procesos rigen la cantidad del COT sedimentario (Cowie *et al.*, 2009). A pesar de numerosos estudios que demuestran las relaciones empíricas entre el enterramiento de COT y otros factores (i.e., productividad primaria, el flujo de COT a través de la columna de agua, la velocidad de sedimentación, la velocidad de degradación del COT y la concentración de oxígeno en la columna de agua y el incremento en las tasas de sedimentación), los mecanismos de control directo sobre el COT sedimentario permanecen confusos (Hedges y Keil, 1995; Hartnett *et al.*, 1998; Cowie *et al.*, 2009).

El porcentaje en peso de COT es uno de los descriptores más comúnmente utilizados para los sedimentos recientes y antiguos y, dadas las condiciones para su preservación, como baja oxigenación y/o altas tasas de sedimentación, el COT es proporcional a la productividad en la superficie, la cual comúnmente se considera que es aproximadamente proporcional a las tasas de acumulación de carbono orgánico y, por lo tanto, un indicador de las mismas; sin embargo, debe considerarse que el COT puede responder a una

menor/mayor porosidad del sedimento y a movimientos de la zona de oxígeno mínimo, lo que puede resultar en un aumento en la complejidad de su interpretación.

En el Pacífico Nororiental Mexicano se han documentado una serie de estudios sobre la composición y estructura de los sedimentos marinos, los cuales sugieren que el enterramiento de COT disminuyó en su margen continental debido a un incremento en la oxidación o un decremento en la productividad marina sobre diversas escalas temporales (Ganeshram and Pedersen, 1998; Stott *et al.*, 2000; Ortiz *et al.*, 2004; Thunell and Kepple, 2004; Sánchez *et al.*, 2010).

## 1.4 Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética es un parámetro adimensional dependiente de la concentración de minerales magnéticos. En sedimentos en los que hay una presencia homogénea de magnetita y titanomagnetita, los valores altos de susceptibilidad magnética indican una alta concentración de minerales magnéticos (Brachfeld *et al.*, 2009; Rowan *et al.*, 2009).

Dentro del estudio de los sedimentos marinos, esta información es útil para correlacionar secuencias sedimentarias, identificar regiones de sedimentos perturbados y para determinar variaciones paleoclimáticas y paleoceanográficas en secuencias marinas y terrestres (Hounslow and Maher, 1999), en donde ha sido utilizado como proxy de paleo-precipitación (Brachfeld *et al.*, 2009; Rowan *et al.*, 2009). En el Golfo de California, se han reportado relativamente pocos estudios paleomagnéticos de sedimentos (Pérez-Cruz and Urrutia-Fucugauchi, 2009; 2010; 2018). Éstos se han enfocado en el análisis de sedimentos marinos, de la región sur del golfo, del Pleistoceno tardío y el Holoceno para realizar reconstrucciones paleoclimáticas y para investigar fuentes de sedimentos, procesos terrígenos/biogénicos y procesos deposicionales (Cheshire *et al.*, 2005; Pérez-Cruz and Urrutia-Fucugauchi, 2010). En los análisis, los valores altos de susceptibilidad se han asociado con episodios climáticos cálidos y húmedos probablemente asociados con un incremento en la tasa de precipitación, mientras que los valores más bajos representan fases climáticas más frías y áridas (Maher and Thompson; 1995).

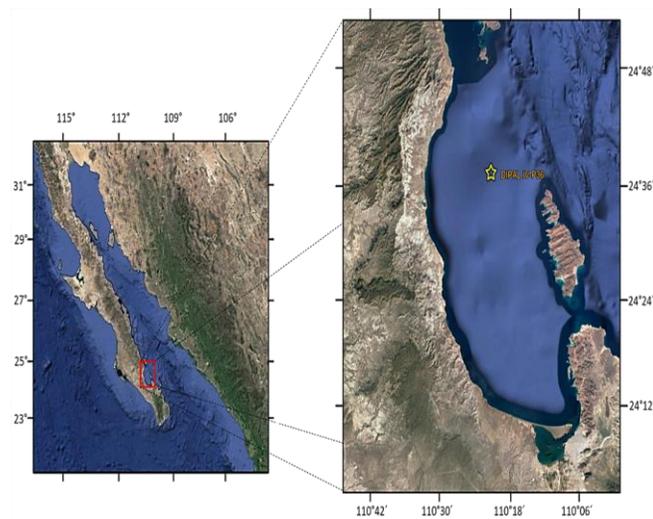
Al realizar este tipo de análisis debe considerarse que las variaciones climáticas ejercen un control importante sobre las características de los sedimentos, incluidos los tamaños de grano, la mineralogía, la textura y la formación de óxidos de hierro y titanio. Los estudios para buscar y caracterizar registros de zonas de disolución mineral magnética preservadas en sedimentos marinos, en condiciones de bajo oxígeno, muestran en las secciones superiores, efectos diagenéticos. El registro de susceptibilidad magnética para los sedimentos marinos en el sur del Golfo de California muestra un patrón característico con valores altos en la parte superior que disminuye hacia la base. Los valores altos en los sedimentos superficiales disminuyen exponencialmente en los sedimentos superiores y son seguidos por variaciones de baja amplitud conforme aumenta la profundidad. Los análisis magnéticos de roca sugieren que la reducción brusca en los contenidos de minerales magnéticos es el resultado de procesos diagenéticos, resultantes de la deshidratación, compactación y descomposición de la materia orgánica en los sedimentos laminados, que modifican la señal magnética a través de la columna de sedimentos (Pérez-Cruz and Urrutia-Fucugauchi, 2018).

## Capítulo 4. Material y métodos

### 4.1 Recolección del núcleo sedimentario

Para la realización del presente proyecto se analizó el núcleo sedimentario DIPAL IV-P36, recolectado con un nucleador de pistón durante la campaña oceanográfica DIPAL IV (Dinámica Oceánica y Paleoceanografía IV) a bordo del B/O “El Puma” durante el mes de mayo del 2011.

El núcleo se recolectó en las coordenadas: 24°37.380' latitud N y 110° 33.179' longitud O (Fig. 15), a una profundidad de 385 m, y a una distancia aproximada de 16.6 km de la costa. El núcleo tuvo una longitud de 510 cm.



**Figura 15.** Posición geográfica del sitio de recolección del núcleo sedimentario DIPAL IV-P36.

### 4.2 Manejo del núcleo

El nucleador de pistón estuvo conformado por cuatro tubos (secciones). En la Tabla 3 se mencionan las longitudes de cada una de éstas.

**Tabla 3.** Longitud de las secciones que conforman el núcleo DIPAL IV-P36

Sección	Longitud (cm)
Sección 1	115
Sección 2	104
Sección 3	145
Sección 4	146

Se realizó el corte transversal de cada una de las cuatro secciones utilizando una cortadora manual con un disco de diamante (Dremel® 4000) para cortar el tubo y un hilo de nylon para separar el sedimento.

Se etiquetaron cada una de las secciones indicando: 1) el nombre de la campaña, 2) el número de sección, 3) una flecha con el sentido estratigráfico y, 4) si correspondería a la sección de trabajo o testigo. Las secciones que correspondían a los testigos se almacenaron en la cámara fría a 4°C, en la Nucleoteca II del Instituto de Geofísica, UNAM. Las secciones de trabajo se limpiaron y se aplanaron las superficies para facilitar las mediciones de FRX.

### 4.3 Descripción visual de la secuencia sedimentaria

Para realizar la descripción se siguió el procedimiento descrito por Takahashi *et al.* (2011). Éste consistió en describir diferentes características visuales, tales como: tamaño, color, y estructuras sedimentarias presentes.

El tamaño del sedimento se determinó de manera cualitativa y a partir de la descripción visual. Por otro lado, el color de los sedimentos se determinó utilizando como referencia la carta de colores de Munsell (Geological Society of America, 1991). Además, se tomaron fotografías de alta resolución de cada una de las secciones utilizando la cámara acoplada al equipo *Avaatech Core Scanner*®.

Para poder tener un primer acercamiento al contenido (microfósil y de materia orgánica) del núcleo, se prepararon frotis a partir de muestras tomadas cada cinco centímetros a lo largo de todo el núcleo utilizando una aguja de disección, el material fue dispersado en los portaobjetos y montado con resina (Entellan, con índice de refracción de 1490-1500 a 20° C), los cuales se observaron en un microscopio óptico Carl Zeiss modelo Axioscop 40 (objetivos PLAN APO) y se tomaron fotografías.

De las preparaciones fijas se realizó la observación de las características de la materia orgánica (cantidad, coloración y aglutinación), y la presencia de microfósiles, identificados a nivel de grupo a partir de diferentes catálogos taxonómicos.

A partir de estos elementos, se identificaron diferentes regiones en donde se observaron cambios en la sedimentación.

### 4.4 Marco cronológico

A partir de la descripción visual se identificaron cambios importantes en la sedimentación del núcleo DIPAL IV-P36 y se tomaron 11 muestras a: 1, 57, 97, 148, 214, 299, 338, 388, 417, 453 y 501 cm.

Las muestras totales fueron liofilizadas, pesadas y etiquetadas y se enviaron para su fechamiento por el método de radiocarbono al laboratorio Beta Analytic en Florida, Estados Unidos.

A partir de los fechamientos de radiocarbono se obtuvieron las edades de radiocarbono convencional (ERC) para cada muestra, así como un valor ( $\pm$ ) correspondiente al error estándar. Las edades y los valores de error estándar fueron utilizados como base para obtener las edades en años calibrados antes del presente (referidos de aquí en adelante como años cal AP), utilizando el software CALIB 7.04 (Stuiver and Reimer,

1993), la curva de calibración MARINE 13 (Reimer *et al.*, 2013), y una edad reservorio<sup>1</sup> de  $253 \pm 18$  años (Frantz *et al.*, 2000).

La tasa de sedimentación se obtiene de la relación:

$$s = z/t$$

en donde  $s$  corresponde a la tasa de sedimentación,  $z$  representa la profundidad del sedimento en el intervalo y  $t$  es el tiempo durante el que se depositó el sedimento.

Finalmente, se utilizó la ecuación de la recta, con la finalidad de poder determinar, a partir de la tasa de sedimentación, la edad correspondiente a cada una de las profundidades registradas del núcleo:

$$y = a + bx$$

en donde  $y$  corresponde a la profundidad registrada (en mm),  $a$  es la ordenada,  $b$  es la pendiente que está determinada por la tasa de sedimentación y  $x$  es la edad correspondiente.

Para poder calcular la edad correspondiente se calculó la ordenada para cada uno de los intervalos a partir de la siguiente fórmula:

$$a = (bx) + y$$

Para obtener la edad correspondiente a cada una de las edades registradas, se utilizó la fórmula:

$$x = \frac{y - a}{b}$$

Por último, se graficó la profundidad contra la edad (en años cal AP) para obtener una visualización del modelo de edad.

## 4.5 Análisis geoquímicos y susceptibilidad magnética

### 4.5.1 Geoquímica elemental

Para la obtención de las mediciones geoquímicas se utilizó un equipo de Fluorescencia de Rayos X (FRX) (el principio del método se explica en el apéndice 2), utilizando el sistema *Avaatech Core Scanner* del Laboratorio de Paleoceanografía y Paleoclimas del Instituto de Geofísica, UNAM.

Una de las más grandes ventajas que presenta el sistema *Avaatech* es que permite medir con alta resolución (0.1 mm) la composición química elemental de los sedimentos marinos sin destruir ni alterar la muestra, a diferencia de otros equipos de FRX; sin embargo, los resultados obtenidos son expresados en conteos por segundo y no en concentración. Para realizar las mediciones, cada una de las secciones fue cubierta con un film de composición química conocida (SPEX SamplePrep 3525 ULTRALENE) perfectamente

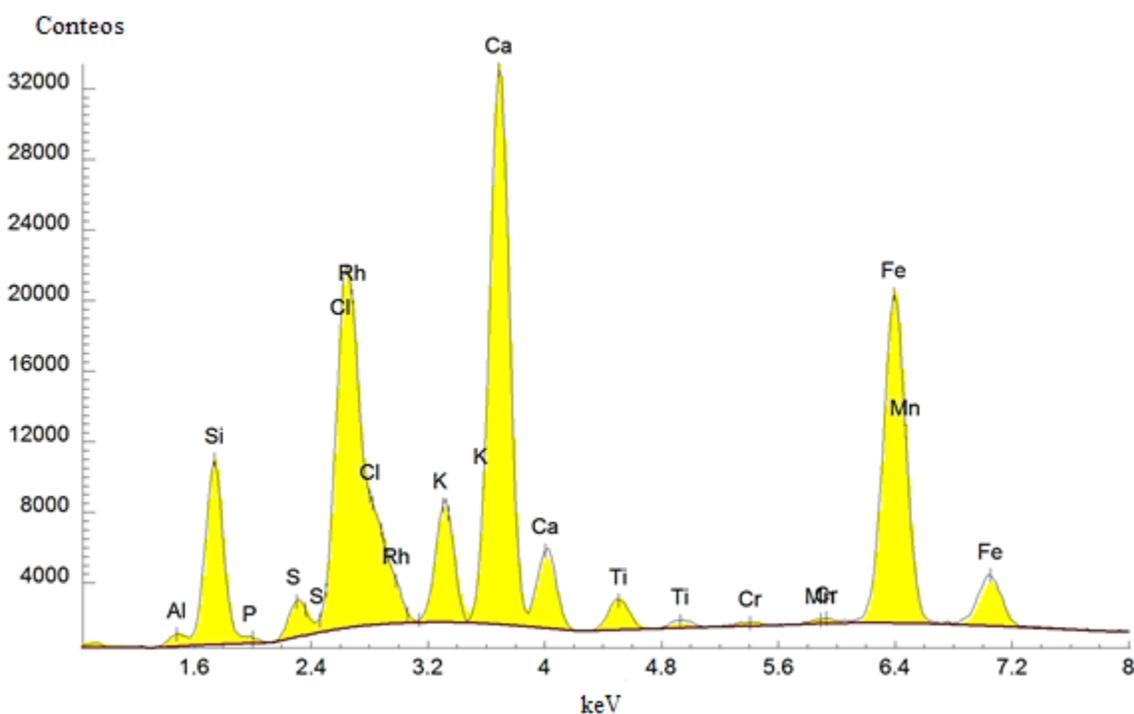
---

<sup>1</sup> La edad reservorio se calculó a partir del análisis de la especie de rodolito *Lithothamnium crassiusculum* a través del análisis de espectrometría de aceleración de masas.

adherida al sedimento. Las mediciones elementales se obtienen en unidades de conteos por segundo (cps); así como el espectro energético de cada elemento (Fig. 16).

Para poder determinar la exactitud y precisión de las muestras se utilizaron los materiales de referencia SARM-4, MESS-3 Y PACS-2.

El equipo utiliza diferentes voltajes (10, 30 y 50 kV), que permiten identificar y cuantificar una gran variedad de elementos. Los valores utilizados para este trabajo se muestran a continuación (Tabla 4). Con la finalidad de obtener las tendencias generales, inicialmente el núcleo se midió cada 1 cm; posteriormente se midió cada 1 mm para obtener una mayor resolución.



**Figura 16.** Espectro energético y conteos por segundo (cps) emitidos a través del sistema Avaatech Core Scanner

**Tabla 4.** Parámetros de medición utilizados en el equipo *Avaatech Core Scanner*® para este trabajo.

Voltaje (kV)	Amperaje (μA)	Tiempo de medición (s)	Filtro	Elementos reconocibles
10	500	10	Ninguno	Mg, Al, Si, P, S, Cl, Ar, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe
30	300	10	Pd-Thin	Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Kr, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo
50	250	10	Cu	Tc, Ru, Rh, Pd, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, I, Xe, Cs, Ba.

#### 4.5.2 Carbono total, orgánico e inorgánico

Las mediciones de las diferentes fracciones de carbono presente en los sedimentos se realizaron en el Laboratorio de Biogeoquímica del Departamento de Ciencias de la Tierra, de la Universidad Riverside, California. Para realizar las mediciones se utilizó un analizador ELTRA CS500 y se tomaron 100 mg de muestra cada 5 cm. El material fue pesado y colocado en portamuestras de cerámica.

El equipo cuenta con un sistema de purga que se encarga de eliminar el CO<sub>2</sub> atmosférico, el cual puede añadir cierto grado de error a las mediciones, así mismo, cuenta con un sistema encargado de eliminar la humedad y el O<sub>2</sub> remanente (agente combustible). El principio bajo el cual funciona este equipo consiste en medir la cantidad de gas originado por la combustión de los compuestos inorgánicos de C y S. El resultado de esta combustión es la presencia de CO<sub>2</sub> y SO<sub>2</sub>.

Una vez que se ingresaron las muestras, debidamente colocadas en los contenedores de porcelana, existen dos modos de medición: 1) ELTRA TIC, en este método se añade HCl al 20% a la muestra y se calienta a 50°C. Al añadir el HCl y calentar se favorece la reacción entre el HCl y los carbonatos (CI) liberando una cantidad de CO<sub>2</sub> cuantificado en mg; el otro método es 2) ELTRA FURNACE, en este sistema se calienta la muestra a una temperatura de 1300°C, esto provoca la combustión de toda la materia con contenido de carbono (carbonos orgánico e inorgánico), lo que permite obtener la concentración total de carbono (CT); adicionalmente, en este método se realiza la combustión de elementos sulfurosos y se obtiene una medida en mg de SO<sub>2</sub>.

Para poder obtener el carbono orgánico (C<sub>org</sub>) se utiliza la siguiente fórmula:

$$C_{org} = \text{Carbono total (CT)} - \text{Carbono inorgánico (CI)}$$

Para verificar la precisión y exactitud de las mediciones se utilizó el material de referencia certificado AR4007 para el CT y el material de referencia certificado AR4024 para el CI.

#### 4.6 Susceptibilidad magnética

Se realizó la medición de susceptibilidad magnética cada centímetro a lo largo de todo el núcleo, utilizando un susceptibilímetro de alta resolución marca Bartington Instruments modelo MS2E.

Las mediciones se expresaron en unidades SI (Sistema Internacional de Unidades - 0.1); los resultados se graficaron en sentido estratigráfico para conocer las variaciones en la cantidad de minerales magnéticos a lo largo del núcleo, este registro se comparó con los registros geoquímicos de elementos asociados con la presencia de minerales magnéticos.

#### 4.7 Análisis estadísticos

Se realizó un análisis de estadística descriptiva para todas las variables. Adicionalmente, se realizó un análisis de correlación para poder conocer la relación existente entre las distintas variables.

Para realizar el análisis de correlación más adecuado se utilizó el Test de Kolmogorov-Smirnov sobre bondad de ajuste (Swan and Sandilands, 1995), y se utilizó la fórmula establecida para determinar el valor crítico en muestras con  $n > 50$  y con una confianza de 0.95 ( $\rho = 0.5$ ), la cual se muestra a continuación:

$$Z_{\text{critico}} = \frac{1.36}{\sqrt{n}}$$

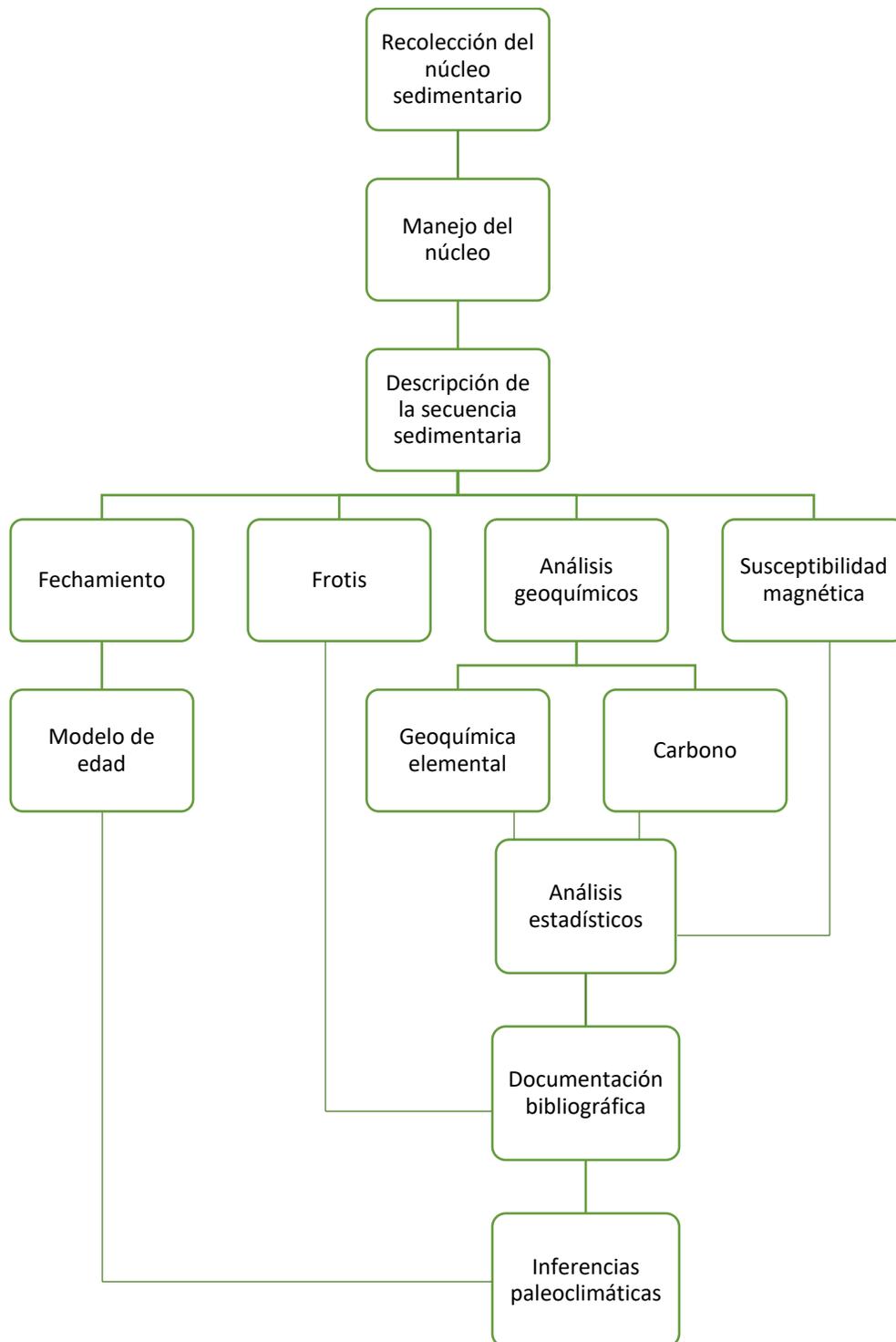
Los resultados indicaron que, debido a que éstas no se ajustaron de manera total a una distribución normal, la prueba estadística no paramétrica, *correlación de Spearman*, era la más adecuada.

El coeficiente de correlación indica el grado y tipo de relación existente entre dos variables. Existen dos tipos de relación entre las variables, la directa y la indirecta. Una relación directa es una correlación positiva y su valor máximo es 1, es decir, cuando una variable aumenta la otra lo hace de igual manera. Una relación indirecta o inversa, es una correlación negativa y, de la misma forma puede tomar valores de hasta -1, en este caso, una variable aumenta y la otra disminuye. El valor 0 indica independencia entre las variables. (Hernández-Samipieri *et al.*, 2010).

Para poder determinar el nivel de significancia de la correlación se realizó una prueba de t, determinada por la siguiente fórmula:

$$t = \frac{r(\sqrt{n-2})}{\sqrt{(1-r^2)}}$$

Una síntesis del método utilizada para este trabajo se muestra a continuación (Fig. 17):



**Figura 17.** Síntesis del método utilizado para el desarrollo de la presente investigación.

## Capítulo 5. Resultados

### 5.1 Descripción de la secuencia sedimentaria

Se realizó una descripción visual de las características de color, tipo de sedimento, contenido de materia orgánica y contenido de microfósiles.

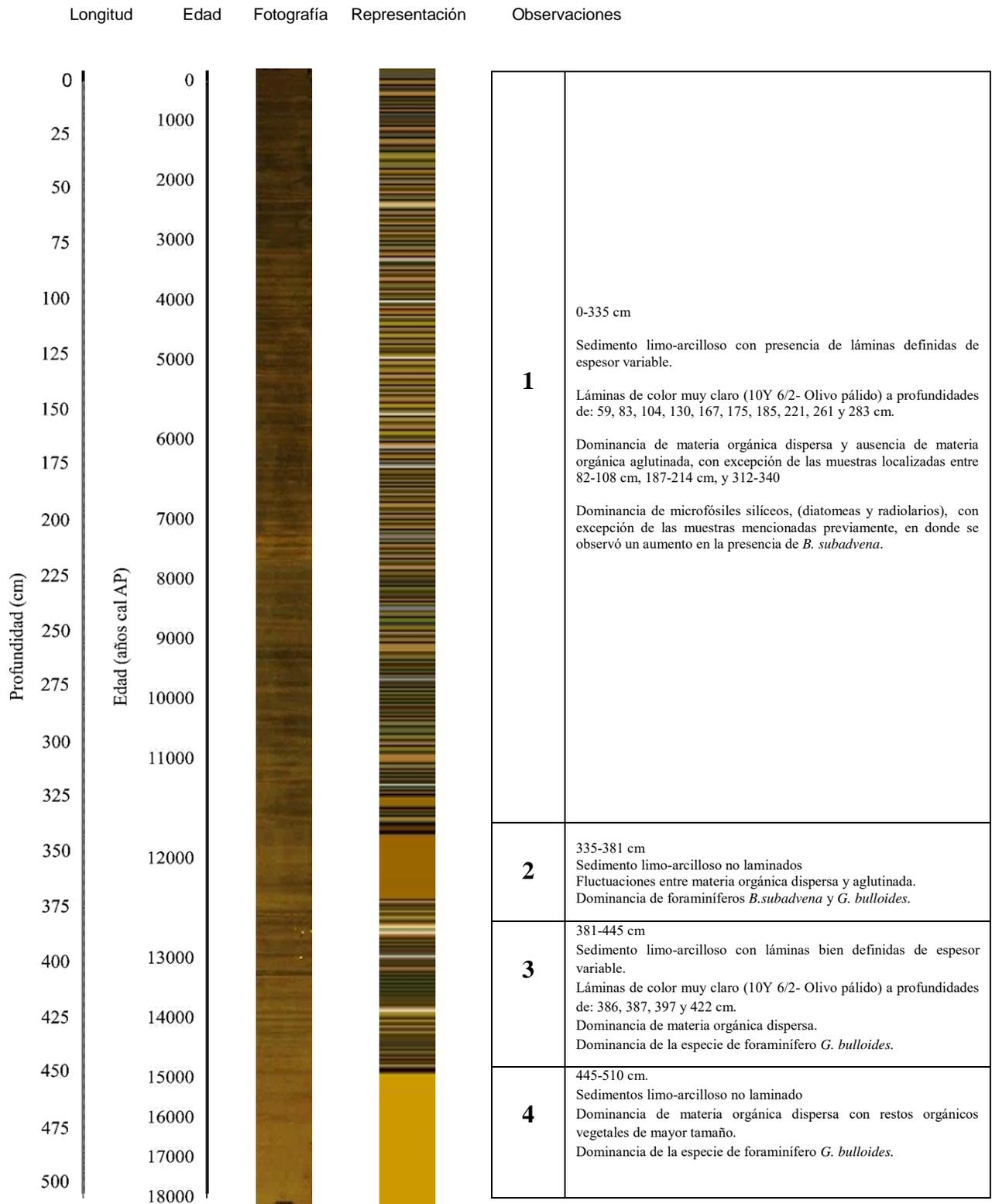
Los colores de los sedimentos del núcleo, con base en la escala de colores de Munsell (*Geological Society of America*, 1991), son: gris olivo (5Y 3/2), café olivo moderado (5Y 4/4), amarillo oscuro (5Y 6/4), gris olivo claro (5Y 5/2), café olivo ligero (5Y 5/6), olivo pálido (10Y 6/2) y olivo grisáceo (10Y 4/2).

Respecto al tamaño de grano, se encontró una clara dominancia de limos y arcillas a lo largo de la secuencia sedimentaria.

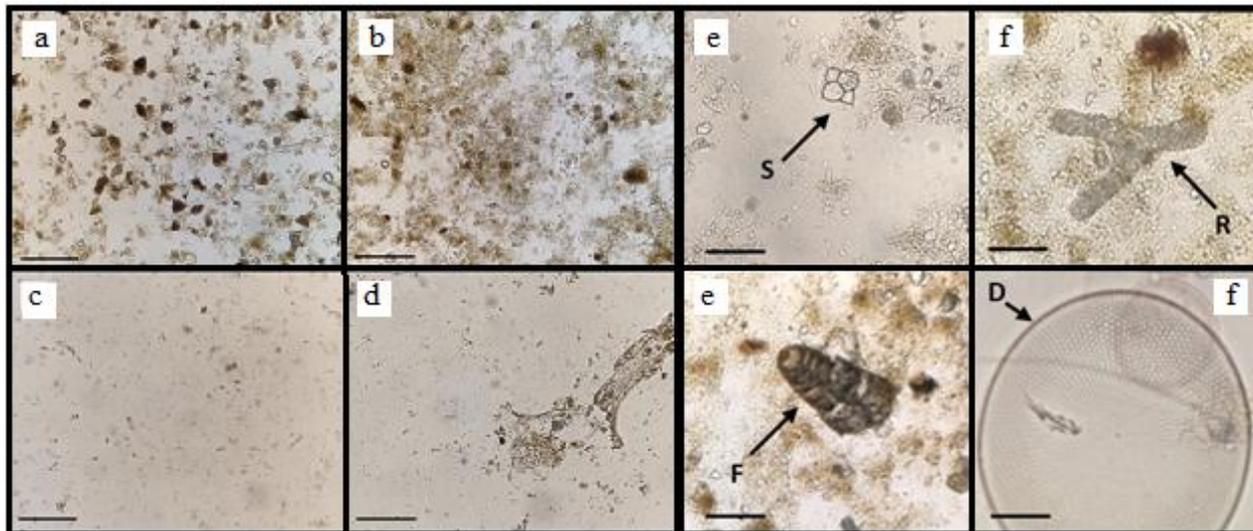
Casi a todo lo largo del núcleo se observaron sedimentos laminados, y con base en estas estructuras se reconocieron cuatro intervalos claramente distinguibles: 1) desde la base del núcleo (510 cm) a 445 cm, 2) de 445 a 381 cm, 3) entre 381 a 345 cm y, 4) de 381 cm a la parte superior del núcleo. En los intervalos 1 y 3 no se observan laminaciones a simple vista, mientras que, en los intervalos 2 y 4 se presenta una estructura laminada bien definida con ligeras variaciones en el color y el grosor de las láminas, que van de sub-milimétricas a 1 o 2 mm de espesor (Fig. 18).

A partir de la observación de 102 frotis, tomados cada 5 cm a lo largo de toda la secuencia sedimentaria, se describieron de manera cualitativa, las características de los sedimentos como: tipo de sedimento, microfósiles, materia orgánica y contenido mineral.

Con respecto a la materia orgánica, se reconocieron cuatro tipos distintos: a) materia orgánica aglutinada, b) materia orgánica dispersa, c) mezcla de ambas y, d) materia orgánica dispersa con fragmentos orgánicos vegetales (Fig. 19).



**Figura 18.** Profundidad (cm), edad (años cal AP), fotografía, representación esquemática y características de la secuencia sedimentaria DIPAL IV-P36.



**Figura 19.** Fotografías de frotis. Imágenes representativas de los distintos tipos de materia orgánica en los sedimentos del núcleo DIPAL IV-P36): a) materia orgánica aglutinada, b) materia orgánica aglutinada y dispersa, c) materia orgánica dispersa y, d) materia orgánica dispersa con fragmentos orgánicos vegetales de mayor tamaño (— = 200  $\mu\text{m}$ ). Microfósiles presentes a lo largo del núcleo DIPAL IV-P36: e) silicoflagelado (S), f) radiolario (R), g) foraminífero (F) y h) diatomea (D). (— = 50  $\mu\text{m}$ ).

Con respecto a los microfósiles presentes en los distintos intervalos, se observó la presencia de distintos tipos de microorganismos (radiolarios, silicoflagelados, foraminíferos y diatomeas) (Fig. 19).

Cualitativamente, el mineral más común fue el cuarzo y se encontró en cantidades similares a lo largo de la secuencia; así mismo, se observaron testas de foraminíferos con inclusiones de pirita.

## 5.2 Modelo de edad y tasa de sedimentación

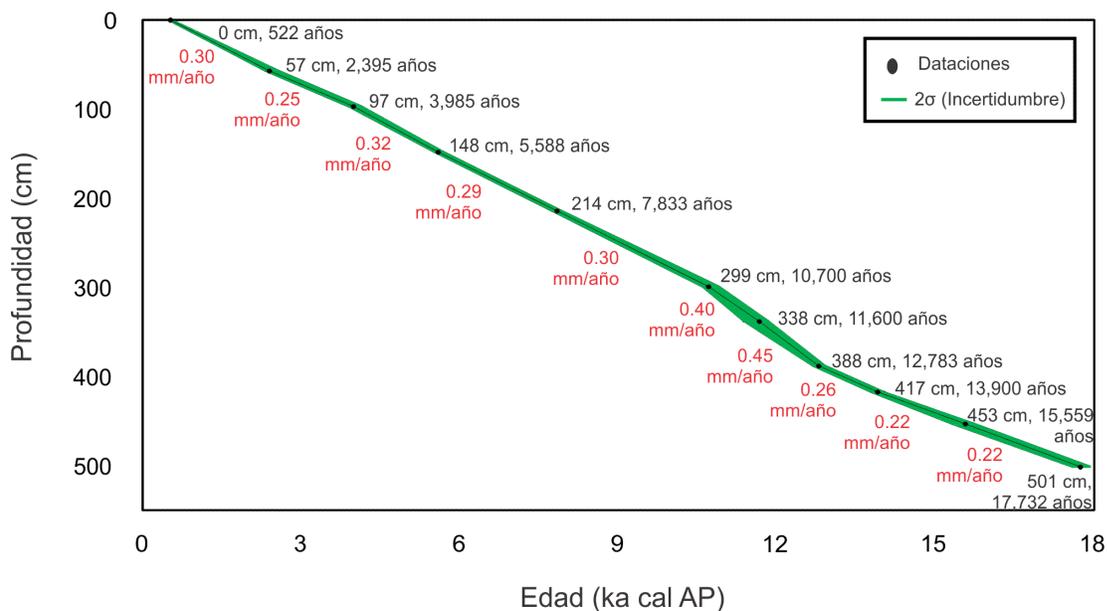
A partir de los resultados obtenidos del fechamiento de radiocarbono AMS, se obtuvo la Edad de Radiocarbono Convencional (ERC) para cada una de las muestras. Con la finalidad de realizar las correcciones y calibraciones necesarias de las ERC, se utilizó el programa CALIB 7.04 y la curva MARINE 13 (Tabla 5). A partir de éstas se definió el marco cronológico del núcleo, el cual abarca aproximadamente los últimos 18,000 años cal AP (Fig. 20), y se estimaron las tasas de sedimentación (Fig. 21).

El núcleo DIPAL IV-P36 comprende de ~18,150 a 522 años cal AP. Es importante mencionar que la última muestra a fechar (DIPAL IV-P36-S11) se tomó a 501 cm de profundidad, por lo que la edad de los últimos diez centímetros del núcleo se extrapoló con base en la tasa de sedimentación estimada.

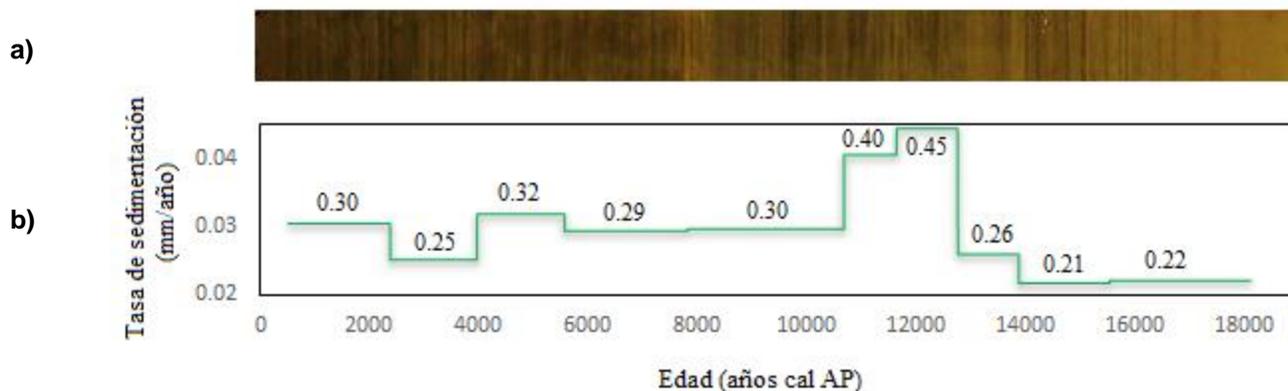
**Tabla 5.** Modelo de Edad del núcleo DIPAL IV-P36

Muestra	Código de muestra	Profundidad (cm)	Edad de radiocarbono convencional (años AP)	$\delta R$	Intervalo $2\sigma$	Edad (años cal AP)
DIPAL IV- P36-1	BETA-49120	1	1,180	30	480-611	522
DIPAL IV- P36-2	BETA-49121	57	2,970	30	2,316-2,570	2,395
DIPAL IV- P36-3	BETA-49122	97	4,250	30	3,888-4,142	3,985
DIPAL IV- P36-4	BETA-49123	148	5,490	30	5,513-5,693	5,588
DIPAL IV- P36-5	BETA-49124	214	7,620	30	7,739-7,923	7,833
DIPAL IV- P36-6	BETA-49126	299	10,060	40	10,583-10,905	10,700
DIPAL IV- P36-7	BETA-49127	338	10,720	30	11,350-11,840	11,660
DIPAL IV- P36-8	BETA-49128	388	11,590	30	12,678-12,913	12,783
DIPAL IV- P36-9	BETA-49129	417	12,680	40	13,769-14,050	13,900
DIPAL IV- P36-10	BETA-49130	453	13,640	40	15,308-15,733	15,559
DIPAL IV- P36-11	BETA-49131	501	15,230	40	17,586-17,932	17,732

**Modelo de edad**



**Figura 20.** Modelo de edad del núcleo DIPAL IV-P36.



**Figura 21.** a) Fotografía del núcleo sedimentario DIPAL IV-P36; b) tasas de sedimentación, en mm/año, del núcleo DIPAL IV-P36.

La parte superior del núcleo se perdió al utilizar un nucleador de pistón, debido a la propia manipulación a bordo, perturbándose los primeros centímetros, por lo que, con base en la tasa de sedimentación estimada para las muestras más superficiales, se asume que se perdieron ~15 cm.

De acuerdo al modelo de edad, los cuatro intervalos definidos previamente con base en sus características sedimentológicas, se presentan en la Tabla 6.

**Tabla 6.** Intervalos definidos del núcleo sedimentario DIPAL IV-P36

Intervalo	Episodio climático	Años	Tasa de sedimentación promedio (mm/año)
1	Desglaciación	~18,150-15,195 años cal AP	0.22
2	Bolling- Allerod	~15,195-12,626 años cal AP	0.24
3	Younger Dryas	~12,626-11,587 años cal AP	0.42
4	Holoceno	~11,587-522 años cal AP	0.31

### 5.3 Análisis geoquímicos

Los análisis geoquímicos, para este trabajo, comprendieron las mediciones FRX y el análisis de carbono (total, inorgánico y orgánico). A continuación, se muestran los resultados obtenidos.

#### 5.3.1 Fluorescencia de rayos X

A partir de las mediciones realizadas en el equipo FRX Avaatech Core Scanner se obtuvieron los registros elementales. En este estudio se analizan los registros de: Ca, Sr, Fe, Ti, Si, K, Al, Br, Zr y Ba (Fig. 22), por su significado como proxies paleoclimáticos. Además, se consideran las relaciones entre distintos elementos: Zr/Al, K/Ti y Ba/Al (Fig. 22), que dan información del transporte de sedimentos a la cuenca y de productividad.

Considerando que el núcleo abarca regímenes sedimentarios contrastantes, los registros geoquímicos se analizaron en partes. A continuación, se describe la tendencia general de los registros elementales en cada uno de los intervalos definidos inicialmente, cabe señalar que todos los valores están expresados en conteos por segundo (cps).

### Registros elementales

El **Fe** presentó un valor medio de 178,878 y osciló, entre 105,265 y 237,897, a lo largo de la secuencia sedimentaria,

En términos generales el primer intervalo (~18,150-15,195 años cal AP) se caracteriza por valores bajos de Fe con respecto a los valores de los otros intervalos, el valor medio del Fe fue de 156,373.

En el segundo intervalo (~15,195-12,626 años cal AP), el valor medio del Fe fue de 158,467, con fluctuaciones ligeramente más amplias que en el intervalo anterior. Hacia el final del intervalo se registran dos periodos en donde el registro del Fe aumenta evidentemente, de ~14,988 a 14,891 y de ~ 14,520 a 14,303 años cal AP. A lo largo del tercer intervalo (~12,626-11,587 años cal AP), se reconoce una marcada disminución de Fe, el valor medio de éste fue de 155,713.

Durante el cuarto intervalo (~11,587-522 años cal AP) se registraron los valores más altos de Fe a lo largo de todo el núcleo, el valor medio fue de 189,764. Se identificaron tres periodos de evidente aumento en sus valores: entre ~11,136 y 8,292, de ~7,404 a 4,419 y de ~3,204 a 1,920 años cal AP. Así mismo, a escala milenaria, se registran tres episodios de disminución de Fe: entre ~8,292 y 7,404, de ~4,419 a 3,204, y de 1,920 a 522 años cal AP. En escala centenaria se reconocen los periodos de ~10,647 a 10,461, de ~9,053 a 8,884 y entre ~8,725 y 8,647 años cal AP, también con valores bajos de Fe.

El **Ti** presentó una tendencia similar a la que se describió para el Fe. El valor promedio, a lo largo de la secuencia sedimentaria fue de 16,240 y su rango de valores fue de 9,701 a 22,731.

En el primer intervalo (~18,150-15,195 años cal AP), el valor medio del Ti fue de 14,161, los valores fueron relativamente estables y por debajo del valor promedio. A lo largo del segundo intervalo (~15,195-12,626 años cal AP), se registraron fluctuaciones del Ti muy amplias, el valor medio fue de 14,159. En el registro se observan dos periodos en donde es muy evidente el aumento de Ti, entre ~ 14,988 y 14,891 y de 14,520 a 14,303 años cal AP.

En el tercer intervalo (~12,626-11,587 años cal AP), el valor promedio del Ti fue de 14,328. Aquí, los valores de Ti disminuyeron notablemente, alcanzando los más bajos registrados a lo largo de todo el núcleo.

En el cuarto intervalo, el Ti (~11,587-522 años cal AP) tuvo un valor medio de 17,242. Entre ~11,587 y 522 años cal AP, se registran tres periodos en donde los valores de Ti aumentaron evidentemente: de ~11,136 a 8,292, entre ~7,404 y 4,419 y, de ~3,204 a 1,920 años cal AP. Así mismo, los episodios de disminución corresponden con los que se reportaron para el Fe.

Considerando toda la secuencia sedimentaria, el **Si** presentó un valor promedio de 83,774 y sus valores oscilaron entre 42,846 y 115,503.

En el primer intervalo (~18,150-15,195 años cal AP), el valor medio del Si es de 89,138. En general, este registro se mantiene con pocos cambios, con excepción de ciertos periodos en donde los valores disminuyen, de ~16,400 a 15,786 y de 15,544 a 14,998 años cal AP. En el segundo intervalo (~15,195-12,626 años cal AP), los valores de Si mostraron fluctuaciones amplias, con tendencia a aumentar. No obstante, se reconocen episodios en donde sus valores disminuyen: de ~14,798 a 14,520, entre ~14,284 y 13,997, de ~13,880 a 13,617, de ~13,470 a 13,266, entre ~12,988 y 12,595, y de 12,287 a 11,714 años cal AP. Durante el tercer intervalo (~12,626-11,587 años cal AP), de ~12,626 a 11,587 años cal AP, el Si tuvo un valor promedio de 78,751. Es aquí en donde se registran los valores más bajos de Si a lo largo de todo el núcleo.

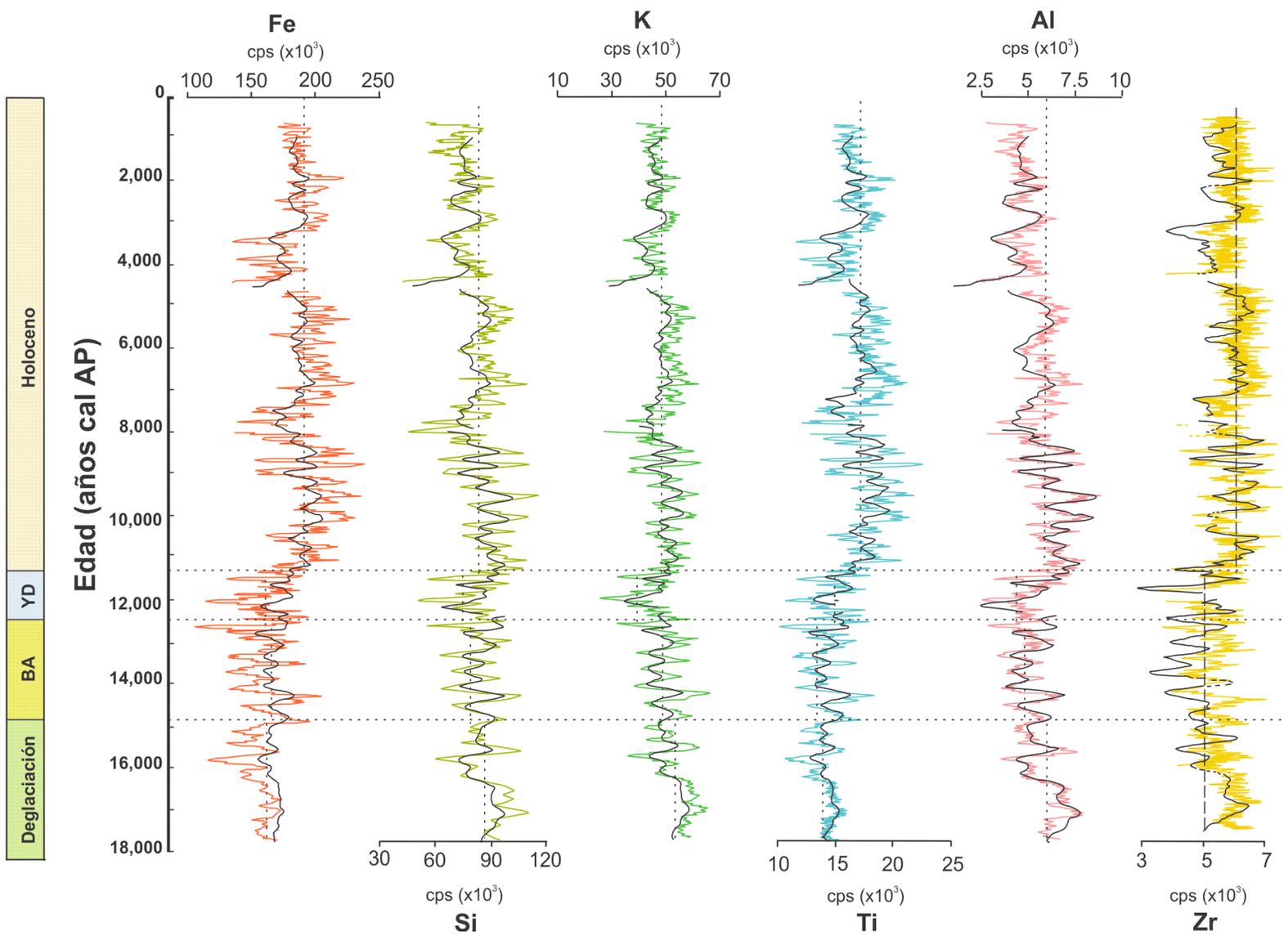
En el cuarto intervalo (~11,587-522 años cal AP), se registraron tres periodos en donde los valores de Si aumentan: de ~11,136 a 8,292, entre ~7,404 y 4,419, y de ~3,204 a 1,920 años cal AP, es en éste último en donde se registraron los valores más altos. A escala milenaria, se reconocen tres periodos en donde los valores de Si disminuyen: de ~8,292 a 7,404, de ~4,419 a 3,204, y de ~1,920 a 522 años cal AP. Así mismo, a escala centenaria, se reconocen eventos con disminución de los valores de Si: de ~10,647 a 10,461, de ~10,282 a 10,211, entre ~9,894 y 9,745, de ~9,387 a 9,292, de ~9,053 a 8,884, de ~8,725 a 8,647, de ~7,236 a 7,155, de ~6,175 a 5,905, y de ~2,241 a 2,088 años cal AP.

Con respecto al **K**, el valor promedio para toda la secuencia fue de 54,396 y sus valores oscilaron entre 30,025 y 71,232.

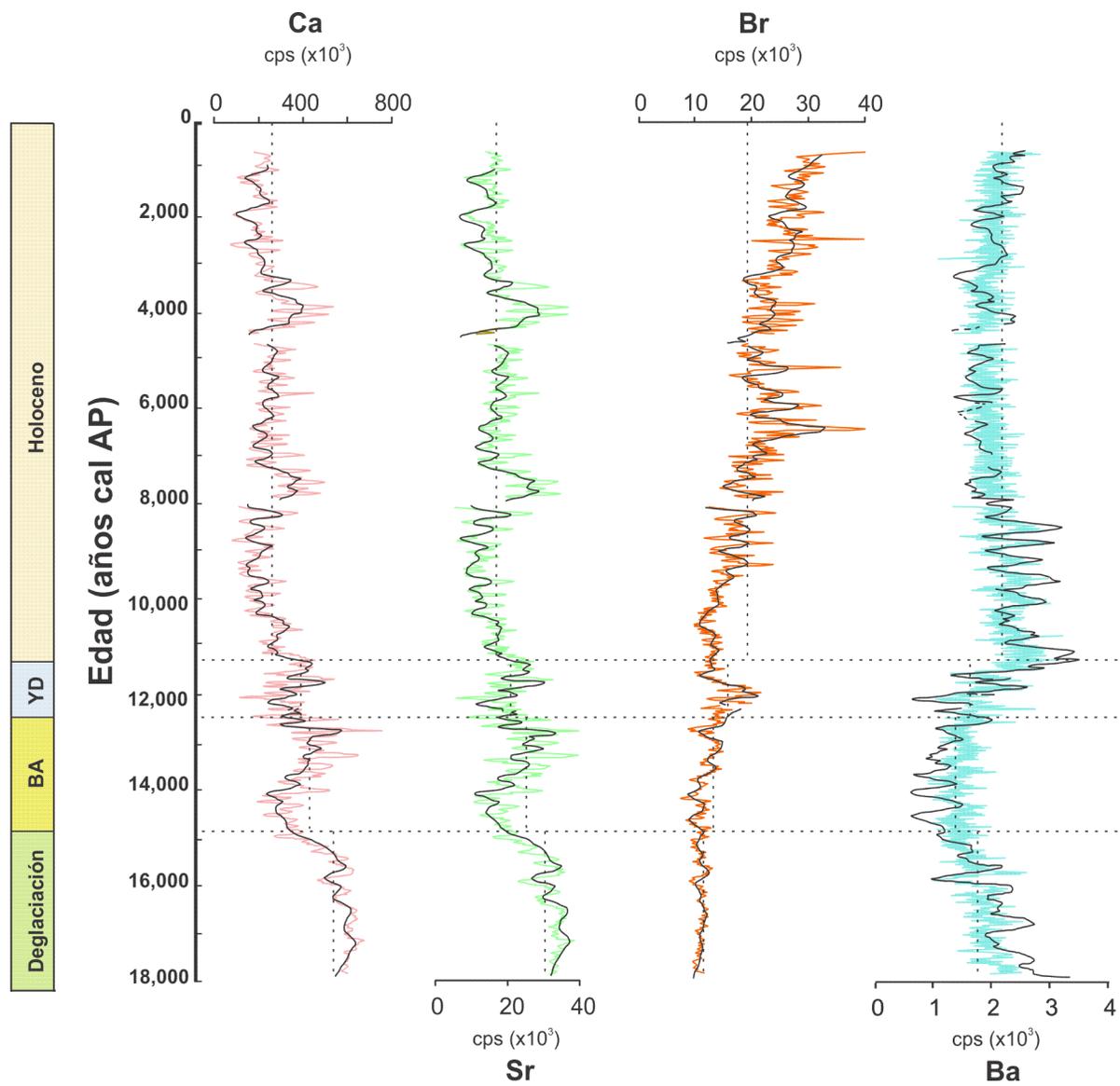
En el primer intervalo (~18,150-15,195 años cal AP), el valor promedio del K fue de 59,304. Al igual que el registro de Si, se reconocen pocos cambios, con excepción de algunos periodos cortos ocurridos de ~16,400 a 16,154 años cal AP, y de 15,991 a 14,998 años cal AP, en donde se observó que disminuyeron los valores. En este intervalo se registraron los valores más altos de todo el núcleo. En el segundo intervalo (~15,195-12,626 años cal AP), el valor medio fue del K fue de 55,205. El registro muestra, en general, un aumento de los valores respecto al intervalo anterior; sin embargo, son evidentes distintos periodos en donde el K disminuye: entre ~14,798 y 14,520, de ~14,284 a 13,997, de ~13,880 a 13,617, de ~13,470 a 13,266, de ~12,988 a 12,595, y de ~12,287 a 11,714 años cal AP.

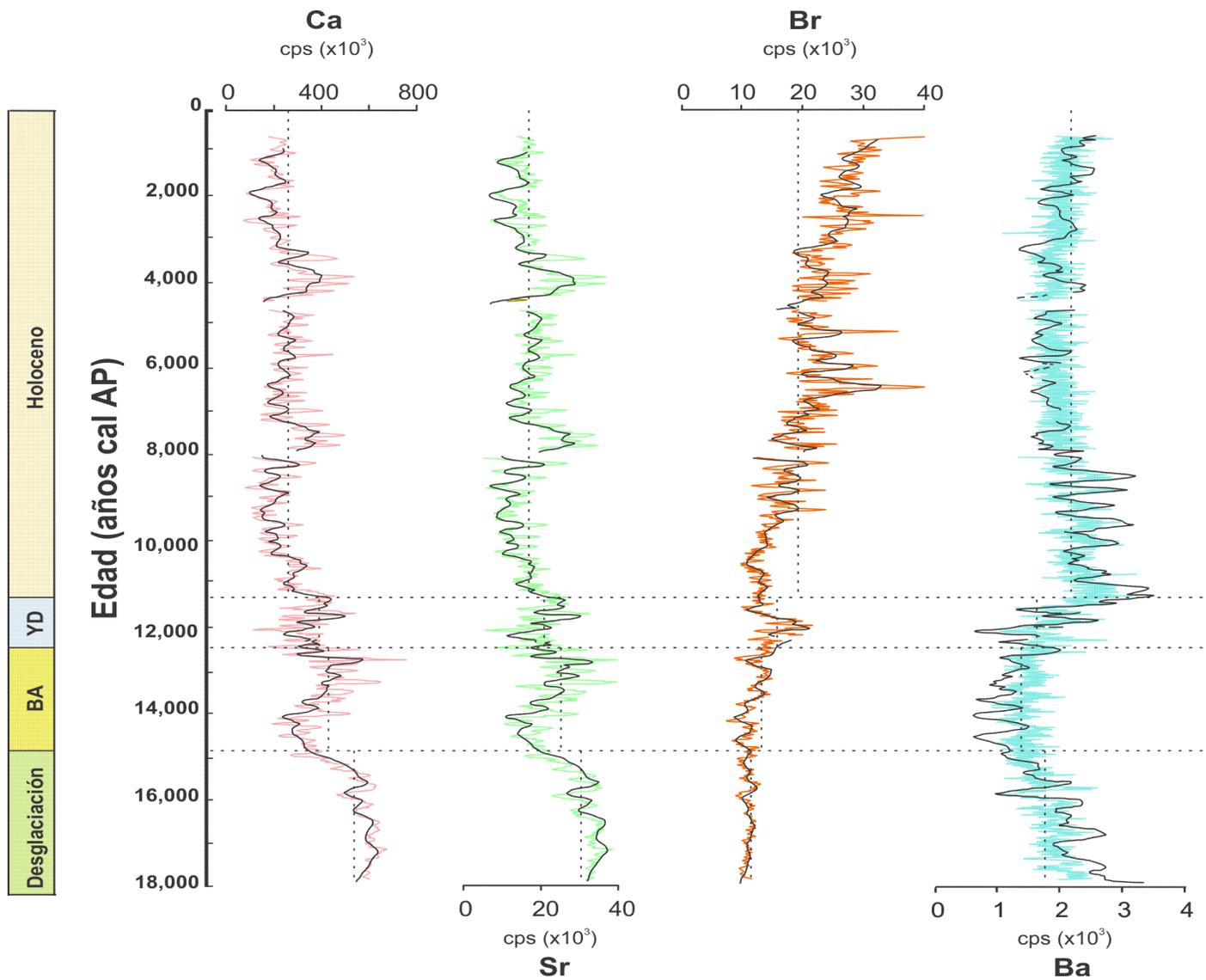
En el tercer intervalo (~12,626-11,587 años cal AP), se observa una disminución en los valores de K, siendo su valor medio de 48,080. Durante el cuarto intervalo (~11,587-522 años cal AP), el valor medio del K fue de 54,157. En el registro se apreciaron tres periodos en donde los valores aumentaron: de ~11,136 a 8,292, de ~7,404 a 4,419 y de ~3,204 a 1,920 años cal AP. Los episodios de disminución a escalas milenaria y centenaria son muy similares a los que se reportan para el Si.

El **Al** presentó un valor promedio, para toda la secuencia sedimentaria, de 5,602. Los valores oscilaron entre 5,359 y 5,723. El valor medio para cada uno de los cuatro intervalos fue de 5,723, 4,786, 5,030 y 5,987, respectivamente. Respecto a la tendencia general, los periodos en donde los valores del Al aumentan o disminuyen son similares a los que se observan en el registro del K.

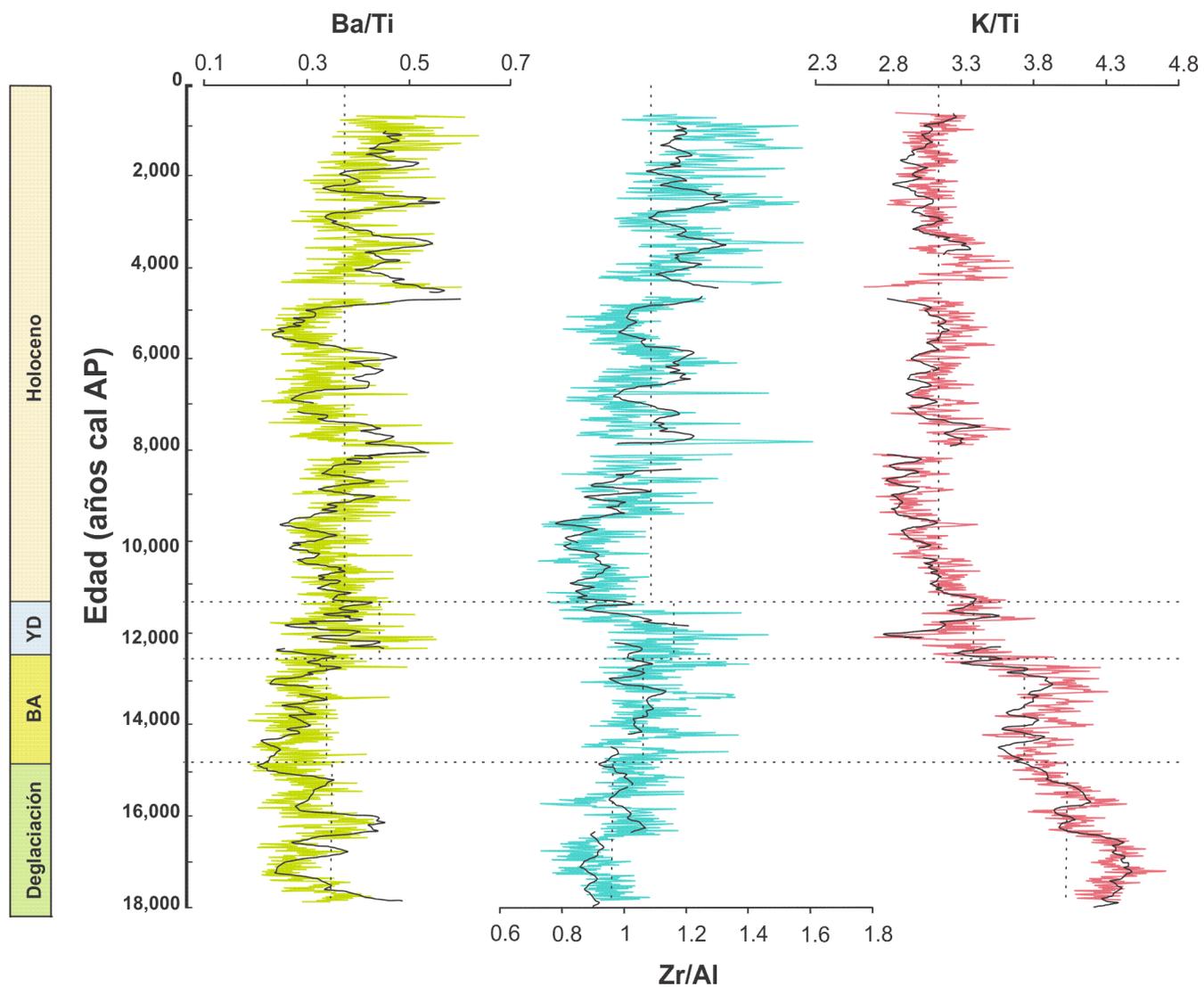


**Figura 22.** Registros de Fe, Si, K, Ti, Al y Zr en sentido estratigráfico. La línea negra continua representa los valores suavizados. La línea punteada indica el valor promedio para cada uno de los intervalos.





**Figura 22 (cont).** Registros de Ca, Sr, Br y Ba en sentido estratigráfico. La línea oscura continua representa los valores suavizados. La línea punteada indica el valor promedio para cada uno de los intervalos.



**Figura 22 (cont).** Registros de las relaciones de: Ba/Al, Zr/Al y K/Ti. La línea continua negra representa los valores suavizados. La línea punteada indica el valor promedio para cada uno de los intervalos).

El **Ca**, presentó un valor promedio de 319,678 a lo largo de toda la secuencia sedimentaria. Los valores oscilaron en un rango de 75,671 a 772,623.

En el intervalo de ~18,150 a 15,195 años cal AP, el Ca tuvo un promedio de 565,552, y se registran los valores más altos de todo el núcleo.

En el segundo intervalo, de ~15,195 a 12,626 años cal AP, la media de Ca fue de 405,057 y se aprecian dos periodos contrastantes, el primero ocurrido entre ~14,979 y 14,057 años cal AP en donde se observa una disminución abrupta en el registro, y el segundo, entre ~14,057 y 12,647 años cal AP, evidenciado por el aumento en los valores de Ca.

En el tercer intervalo (~12,626-11,587 años cal AP), el valor promedio de Ca fue de 345,852. A lo largo de este intervalo se registró un aumento gradual en los valores, con excepción de la disminución notable ocurrida entre ~12,127 y 11,999 años cal AP.

El registro de Ca entre ~11,587 y 522 años cal AP, presenta valores por debajo de la media con excepción de tres periodos, en donde se mostró un aumento: de ~11,569 a 11,493, de ~8,218 a 7,274, y de ~3,722 a 3,487 años cal AP. A escala decadal se registraron valores altos de Ca entre ~12,626 y 11,587, ~10,651 y 10,600, ~6,998 a 6,933, y ~5,697 a 5,649 años cal AP. Además, es posible identificar eventos puntuales a ~10,502, 6,738, 6,501, 5,957, 5,268, 4,969 y 4,752 años cal AP.

El **Sr** presentó una tendencia muy similar a la que presentó el Ca. El valor promedio, para toda la secuencia, fue de 27,752. Los promedios para cada uno de los cuatro intervalos fueron 38,580, 30,157, 27,599 y 25,198, respectivamente. La tendencia de variación del registro de Sr es muy similar a la del registro del Ca; los periodos definidos previamente y los episodios puntuales que se registraron para el Ca coinciden en temporalidad con este registro.

El **Br**, presentó un valor promedio general de 17,699. Los valores registrados están entre 14,182 y 39,802.

En los intervalos uno (~18,150 a 15,195 años cal AP) y dos (~15,195-12,626 años cal AP), los valores promedio del Br fueron 10,921 y 11,665, respectivamente. En estos intervalos el registro del Br presenta una tendencia general de aumento gradual hacia el presente.

Durante el tercer intervalo (~12,626-11,587 años cal AP), el valor promedio fue 14,597. El registro muestra, entre ~12,224 y 11,793 años cal AP, un incremento abrupto de los valores del Br.

En el cuarto intervalo (~11,587-522 años cal AP), el valor promedio fue de 20,417 y se observa, entre ~11,587 y 9,515 años cal AP, una disminución de los valores del Br por debajo de la media. Posteriormente el registro, entre ~9,515 y 522 años cal AP, tiende a aumentar gradualmente hacia el presente. Se identificaron tres eventos en donde los valores de Br aumentaron abruptamente a: ~6,407, 5,130, y 2,430 años cal AP.

Para el **Ba** se registró un valor promedio de 1,951 a lo largo de todo el núcleo, y el rango de los valores fue de 872 a 2,826.

En el primer intervalo (~18,150-15,195 años cal AP), el valor promedio del Ba fue de 1,816, los valores muestran una clara tendencia de disminución hacia el final del intervalo.

Durante los intervalos dos y tres (entre ~15,195 y 11,587 años cal AP), se registraron los valores promedio más bajos de toda la secuencia (1,439 y 1,678, respectivamente).

En el cuarto intervalo (~11,587-522 años cal AP), el valor medio correspondió a 2,093. A lo largo de éste se identificaron dos periodos importantes, el primero entre ~11,136 y 8,076 años cal AP, en donde se observó un aumento de los valores respecto a los intervalos dos y tres, y el segundo entre ~8,076 y 522 años cal AP, en donde los valores de Ba disminuyen nuevamente.

Finalmente, el **Zr** presentó un valor promedio de 5,816. Sus valores oscilaron entre 4,263 y 7,306.

De ~18,150 a 15,195 años cal AP, se aprecia un aumento en los valores registrados de Zr, siendo más evidente entre ~18,150 y 16,382 años cal AP.

En los intervalos dos (~15,195-12,626 años cal AP) y tres (~12,626-11,587 años cal AP), los valores promedio del Zr fueron muy similares, siendo estos de 5,230 y 5,258, respectivamente. En general, se observaron valores más bajos que los reportados para el cuarto intervalo.

En el cuarto intervalo (~11,587-522 años cal AP) se registró un valor promedio de 5,991. De ~11,030 a 8,250 años cal AP, el Zr presentó fluctuaciones amplias. Se reconocen dos periodos entre ~7,486 y 4,674 y entre 3,192 y 522 años cal AP, en donde se observó un incremento en los valores, además de dos periodos en donde el registro de Zr muestra una disminución evidente, entre ~8,250 y 7,486 y entre 4,674 y 3,192 años cal AP.

### Relaciones elementales

Respecto a la proporción **Ba/Al**, se obtuvo un valor promedio de 0.35. Los valores oscilaron entre 0.2 a 0.6 y, en general, se encontraron valores más altos durante el primer intervalo.

En el primer intervalo (~18,150-15,195 años cal AP), el promedio fue de 0.30, y aunque los valores en general son bajos, se identificó un aumento entre ~16,454 y 15,859 años cal AP.

El segundo intervalo, entre ~12,626 y 15,195 años cal AP, presentó un valor promedio de 0.28, y en general el registro de Ba/Al se mantuvo con valores bajos.

En el tercer intervalo, de ~12,626 a 11,587 años cal AP, el valor promedio fue de 0.35; se distinguió un incremento marcado de ~12,224 a 11,793 años cal AP.

En el cuarto intervalo (~11,587-522 años cal AP), el registro de Ba/Al muestra un aumento de ~11,587 a 7,700 y de 4,667 a 522 años cal AP. Por el contrario, entre ~7,700 y 4,667 años cal AP, se observa una disminución.

La proporción **Zr/Al** mostró un comportamiento similar al observado en la relación Ba/Al. El valor promedio para toda la secuencia sedimentaria correspondió a 1.1, y los valores oscilaron entre 0.72 y 1.94.

En el intervalo uno (~18,150-15,195 años cal AP), el valor promedio de la proporción Zr/Al fue de 0.96. En el registro se observa un aumento gradual que se mantuvo durante todo el intervalo dos (~15,195-12,626 años cal AP), en el que el valor promedio fue de 1.06; se reconoce un claro aumento de entre ~16,454 y 15,859 años cal AP.

Durante el tercer intervalo (~12,626-11,587 años cal AP), el valor medio fue de 1.11, siguiendo una tendencia general hacia valores mayores, y se reconoce en el registro un aumento en la proporción Zr/Al entre ~12,621 y 12,049 años cal AP.

Durante el cuarto intervalo (~11,587-522 años cal AP), el valor medio fue de 1.07; se identificaron dos episodios a escala milenaria, en donde los valores de Zr/Al disminuyeron entre ~11,540 y 9,350, y de ~5780 a 4,860 años cal AP. Por otro lado, en los periodos entre ~9,350 y 5,780, y 4,860 y 522 años cal AP, los valores aumentaron de forma significativa.

Finalmente, la proporción **K/Ti** presentó una tendencia muy similar a la que se reportó para el Ca y el Sr. El valor promedio para todo el núcleo fue de 3.38, mientras que el valor medio para cada uno de los intervalos reconocidos fue de 4.18, 3.89, 3.36 y 3.14, respectivamente. Los periodos de aumento y disminución del registro de K/Ti coinciden con los reportados para el Ca y Sr.

### 5.3.2 Carbono orgánico

A continuación se muestra, en sentido estratigráfico, el registro de las fracciones de carbono total, orgánico e inorgánico del núcleo DIPAL IV- P36 (Fig. 23).

El **C<sub>total</sub>** presentó una media, a lo largo de toda la secuencia, de 6.99%. Los valores oscilaron entre 5.92 y 8.01%.

En el primer intervalo (~18,150-15,195 años cal AP), se reportó un valor promedio de 7.34%, y se registra un claro incremento en el registro, que sobrepasa la media, entre ~17,468 y 16,331 años cal AP.

Para el segundo intervalo (~15,195-12,626 años cal AP) el valor promedio fue de 6.84% y en general se encuentran valores bajos.

En el tercer intervalo (~12,626-11,587 años cal AP) se registró una disminución en los valores de **C<sub>total</sub>**, siendo el valor promedio de 6.86%. Se registró un incremento ligero entre ~12,600 y 12,200 años cal AP.

En el cuarto intervalo (~11,587-522 años cal AP), el valor promedio fue de 6.98% y es en este intervalo en donde se encontraron los valores más altos a lo largo de la secuencia. Se identificaron dos periodos de aumento entre ~4,708 y 2,192 años cal AP y entre ~1,900 y 522 años cal AP. Por otra parte, los periodos que van de ~11,587 a 4,708 y de ~2,912 a 1,900 años cal AP presentaron valores bajos, menores a la media.

Respecto al **C<sub>inorg</sub>**, presentó un valor medio de 1.52%. El rango de valores, a lo largo del núcleo fue de 0.24 a 3.51%.

El primer intervalo (~18,150-15,195 años cal AP), presentó un valor medio de 3.15% y es durante este intervalo que se registran los valores más altos de toda la secuencia sedimentaria. Los valores más altos se encontraron entre ~17,468 y 15,195 años cal AP.

Durante el segundo intervalo (~15,195-12,626 años cal AP) el valor promedio fue de 2.59%, el mayor incremento se identificó desde ~14,037 y hasta 12,626 años cal AP, por otro lado en el tercer intervalo (~12,626-11,587 años cal AP) se registró una disminución, en comparación con el segundo intervalo, el valor promedio fue de 2.1%.

El cuarto intervalo (~11,587-522 años cal AP) tuvo un valor promedio de 1.11%. Se observaron, en general, valores bajos y una tendencia de incremento hacia el final del mismo, específicamente entre ~11,817 y 10,570 años cal AP, entre ~9,724 y 7,192 años cal AP y entre ~6,338 y 3,908 años cal AP.

Los valores de  $C_{org}$  fluctuaron entre 3.7 y 7.7% con un valor promedio de 5.50%, a lo largo del núcleo. En general, se observó una tendencia gradual de aumento hacia el presente.

En los intervalos uno (~18,150-15,195 años cal AP) y dos (~15,195-12,626 años cal AP) se presentan los valores más bajos para todo el núcleo, con valores medios de 4.18 y 4.24%, respectivamente.

En el tercer intervalo (~12,626-11,587 años cal AP), el valor medio fue de 4.7%, y se observó un aumento evidente entre ~12,379 y 11,817 años cal AP.

En el cuarto intervalo (~11,587-522 años cal AP) se apreció una tendencia de aumento gradual en las concentraciones, siendo evidente entre ~7,192 y 6,332 años cal AP y de ~4,708 y 522 años cal AP en donde se observan valores mayores a 7%.

## 5.4 Susceptibilidad magnética

A continuación se presenta el registro de SM (Fig. 24). Es importante mencionar que los primeros 15 cm no se consideraron para la interpretación.

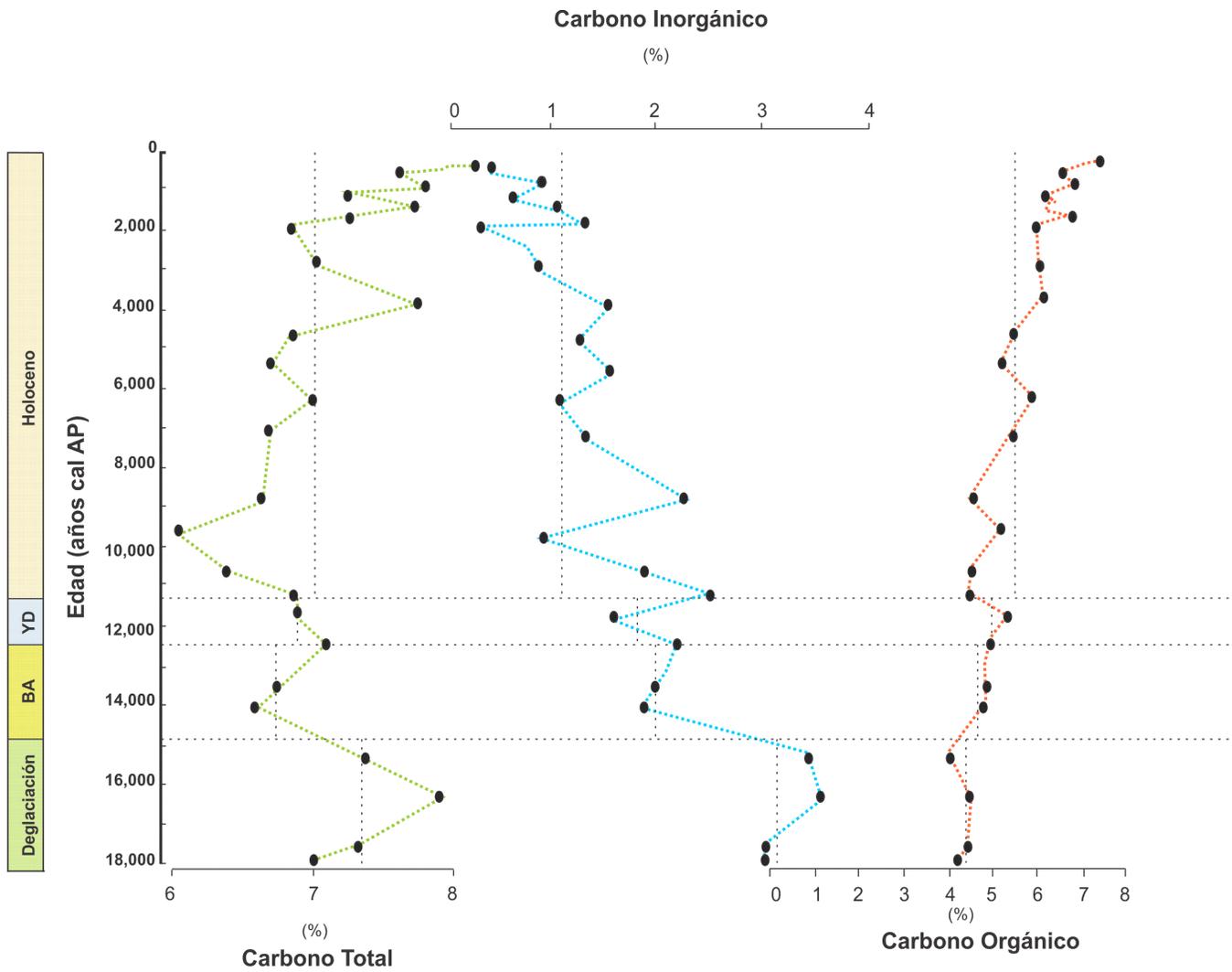
El valor promedio de SM, a lo largo de la secuencia sedimentaria, fue de 2.76. Los valores oscilaron entre 0.1 y 6.8.

En el primer intervalo (~18,150-15,195 años cal AP), los valores fueron bajos, el promedio fue de 1.04, con un ligero aumento registrado entre ~16,180 y 16,046 años cal AP.

En el segundo intervalo (~15,195-12,626 años cal AP) se registró un valor promedio de 2.69 y dos episodios en los que aumentaron los valores, entre ~15,195 y 14,315 y de ~13,439 a 13,130 años cal AP.

En el tercer intervalo (~12,626-11,587 años cal AP) el valor promedio fue de 1.46; en general se presentan valores bajos; con excepción de un aumento abrupto ocurrido entre ~12,289 y 12,244 años cal AP.

El cuarto intervalo (~11,587-522 años cal AP) presentó un valor medio de 3.32. Se registraron cuatro episodios con aumentos evidentes entre ~10,946 y 10,333, ~9,759 y 7,968, 7,631 y 4,803 y entre 3,271 y 1,180 años cal AP. Por el contrario, entre, ~10,333 y 9,759, ~7,968 y 7,631 y entre ~4,803 y 3,271 años cal AP, se presentaron valores por debajo de la media.

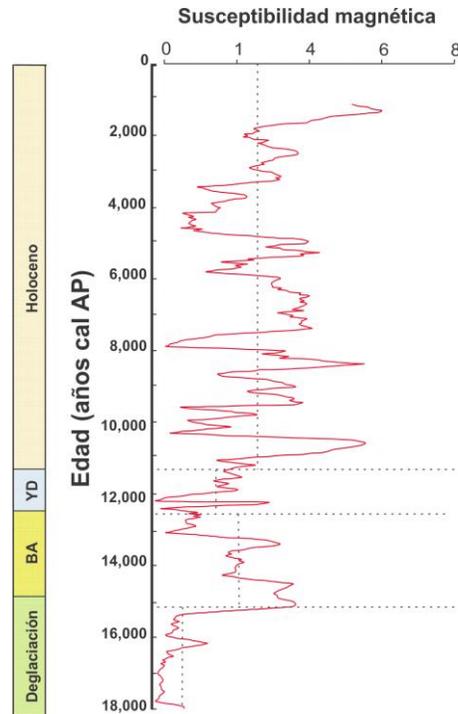


**Figura 23.** Concentraciones (%), en sentido estratigráfico, de carbono total, inorgánico y orgánico del núcleo DIPAL IV-P36.

## 5.5 Análisis estadísticos

### 5.5.1 Estadística descriptiva

A partir de los análisis geoquímicos, a lo largo del todo el núcleo, los resultados del análisis de estadística descriptiva se presentan en la tabla 7.



**Figura 24.** Registro de susceptibilidad magnética del núcleo sedimentario DIPAL IV-P36

**Tabla 7.** Estadística descriptiva global de los elementos químicos utilizados

Variable	N	Media	Valor mínimo	Valor máximo
<b>Ca</b>	4849	319678.5	75671.0	772623.0
<b>Fe</b>	4849	178878.0	105265.0	237897.0
<b>Si</b>	4849	83774.2	42846.0	115503.0
<b>K</b>	4849	54396.7	30025.0	71232.0
<b>Ti</b>	4849	16240.3	9701.0	22731.0
<b>Zr</b>	4849	5816.0	3598.0	7638.0
<b>Al</b>	4849	5602.7	2290.0	8930.0
<b>Ba</b>	4849	1951.8	872.0	3269.0
<b>Br</b>	4849	17699.8	7316.0	40144.0
<b>Sr</b>	4849	27752.8	13300.0	47670.0
<b>Ba/Al</b>	4849	0.4	0.2	0.7
<b>K/Ti</b>	4849	3.4	2.5	4.7
<b>Zr/Al</b>	4849	1.1	0.7	1.9

### 5.5.2 Correlación de Spearman

Considerando el número de muestras evaluadas (4,849 para cada variable) y una confianza de 95%, el valor crítico en tablas de la prueba K-S correspondió a 0.019. Los resultados de las pruebas de normalidad arrojaron los siguientes resultados (Tabla 8):

**Tabla 8.** Prueba de normalidad K-S

Elemento	Prueba K-S	Distribución normal	Elemento	Prueba K-S	Distribución normal
Ca	0.101	NO	Ba	0.046	NO
Fe	0.028	NO	Br	0.072	NO
Si	0.039	NO	Sr	0.031	NO
K	0.059	NO	Ba/Al	0.026	NO
Ti	0.100	NO	K/Ti	0.035	NO
Zr	0.079	NO	Zr/Al	0.035	NO
Al	0.048	NO			

Al comparar los resultados del estadístico de prueba para cada variable contra el valor de  $Z_{\text{crítico}}$  (0.019) se pudo observar que éste cae en la región de rechazo de la  $H_0$  (hipótesis nula), esto a su vez, permite afirmar que las distribuciones de las variables son, estadísticamente, diferentes a una distribución normal.

Dado lo anterior, resulta inadecuado aplicar pruebas estadísticas paramétricas como la correlación de Pearson; en cambio, la correlación de Spearman, al ser una prueba no paramétrica basada en la utilización de rangos y órdenes crecientes y decrecientes, evalúa de mejor forma la relación existente entre variables sin considerar la normalidad de sus distribuciones.

Al aplicar la prueba de correlación de Spearman se obtuvieron los coeficientes de correlación entre las distintas variables. De la misma forma que ocurrió en el ejercicio de estadística descriptiva, se realizó un análisis correspondiente a la totalidad de datos.

Para realizar los análisis de correlación se utilizó el software computacional STATISTICA 10. Los resultados indicaron que todos los coeficientes de correlación eran estadísticamente significativos ( $p < 0.05$ ), probablemente debido al tamaño de la muestra.

Para corroborar lo anterior, se realizó una prueba de  $t$ , determinada por la siguiente fórmula:

$$t = \frac{r(\sqrt{n-2})}{\sqrt{(1-r^2)}}$$

Además, se consideró una  $n=4849$  y  $p=0.05$ . Para contrastar el valor de la  $t$  observada se consultó el valor crítico en tablas, correspondiente a 1.64. Los resultados indicaron que los coeficientes de correlación entre 0.023 y 1, tanto positivos como negativos, son significativos. Por lo tanto, y con la finalidad de poder clasificar las correlaciones obtenidas en otra escala, se utilizó una clasificación preestablecida (Hernández-Samipieri *et al.* 2010) utilizada para definir el tipo de correlación existente entre variables con  $n > 200$  (Tabla 9).

En la Tabla 10 se muestran los coeficientes de correlación obtenidos y se señalan los valores más altos.

**Tabla 9.** Grado de correlación definido por Hernández-Samipieri *et al.* (2010).

Rango	Relación
-0.91 a -1.0	Correlación negativa perfecta
-0.76 a -0.90	Correlación negativa muy fuerte
-0.51 a -0.75	Correlación negativa considerable
-0.11 a -0.50	Correlación negativa media
-0.01 a -0.10	Correlación negativa débil
0	Correlación nula
0.01 a 0.10	Correlación positiva débil
0.11 a 0.50	Correlación positiva media
0.51 a 0.75	Correlación positiva considerable
0.76 a 0.90	Correlación positiva muy fuerte
0.91 a 1.0	Correlación positiva perfecta

**Tabla 10.** Matriz de correlación elemental

	Ca	Fe	Si	K	Ti	Zr	Al	Ba	Br	Sr	Ba/Al	K/Ti	Zr/Al
Ca	1.00												
Fe	-0.68	1.00											
Si	0.13	0.50	1.00										
K	0.12	0.51	0.91	1.00									
Ti	-0.66	0.98	0.53	0.52	1.00								
Zr	-0.31	0.74	0.59	0.64	0.74	1.00							
Al	0.04	0.57	0.93	0.85	0.61	0.61	1.00						
Ba	-0.34	0.55	0.33	0.27	0.56	0.46	0.45	1.00					
Br	-0.59	0.51	-0.16	-0.12	0.47	0.40	-0.12	0.72	1.00				
Sr	0.95	-0.56	0.16	0.17	-0.55	-0.17	0.08	-0.25	-0.40	1.00			
Ba/Al	-0.37	0.00	-0.53	-0.51	-0.00	-0.09	-0.46	0.51	0.78	-0.32	1.00		
K/Ti	0.90	-0.58	0.23	0.26	-0.59	-0.23	0.09	-0.37	-0.59	0.84	-0.48	1.00	
Zr/Al	-0.25	-0.22	-0.76	-0.63	-0.27	-0.11	-0.83	0.74	0.75	-0.21	0.79	-0.27	1.00

A partir de lo anterior se determinó el tipo de relación existente entre las distintas variables. Se consideraron los coeficientes de correlación mayores a 0.75, en ambas direcciones; éstas se indican a continuación.

Considerando los datos totales se determinó una correlación positiva perfecta entre Ca-Sr, Ca-K/Ti, Fe-Ti, Si-K y Si-Al; por otro lado, se observó una correlación positiva muy fuerte entre K-Al, Sr-K/Ti, Br-Ba/Al, Br-Zr/Al, Ba/Al-Zr/Al; finalmente, se encontró una correlación negativa muy fuerte entre Si-Zr/Al y Al-Zr/Al.

## Capítulo 6. Discusión

A partir de los análisis geoquímicos y de susceptibilidad magnética, a continuación, se lleva a cabo la interpretación de las condiciones ambientales y climáticas durante los últimos 18,000 años en la región de estudio.

De la descripción visual de la secuencia sedimentaria, y con base en las laminaciones de los sedimentos, se lograron identificar cuatro intervalos mayores relacionados con diferentes regímenes climáticos. Como se mencionó previamente, estos intervalos se encuentran entre 1) ~18,150 y 15,195 años cal AP, 2) ~15,195 y 12,626 años cal AP, 3) ~12,626 y 11,587 y, 4) ~11,587 y 522 años cal AP, estos intervalos corresponden con cuatro episodios climáticos muy bien definidos: la desglaciación, el Bolling Allerod, el Younger Dryas y el Holoceno.

A continuación se muestran las inferencias paleoclimáticas para cada uno de los intervalos previamente mencionados.

### 6.1 Deglaciación (18,150 a 15,195 años cal AP)

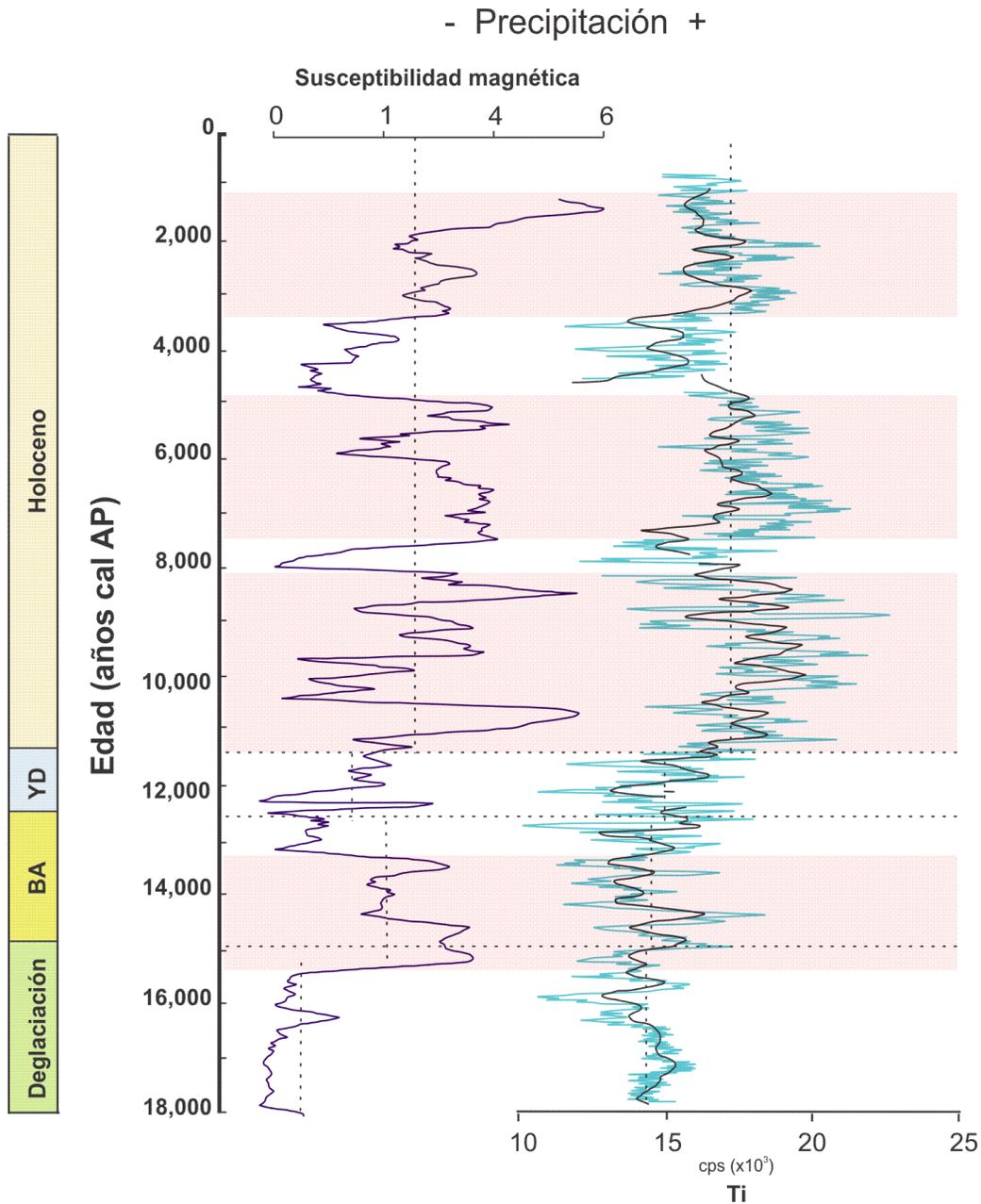
Este intervalo se caracterizó por la presencia de sedimentos no laminados, en contraste con el resto del núcleo. Con base en esto se infiere que las concentraciones de oxígeno en el agua de fondo, permitieron el desarrollo de microfauna bentónica que ocasionó la perturbación de los sedimentos, lo cual coincide con las testas de micromoluscos identificadas a partir de la descripción visual. Es evidente, con base en los registros de Ti y otros elementos terrígenos (K, Al, Fe), que durante este periodo la precipitación fue muy baja, ya que un menor aporte de estos elementos sugiere una disminución en la precipitación y escorrentías; sin embargo, los registros indican que hubo un aumento en el transporte fluvial y en la humedad entre ~17,500 y 16,536 y de ~16,018 a 15,568 años cal AP (Figs. 25 y 27). Por otro lado, entre ~16,454 y 15,859 años cal AP (Fig. 27), se sugiere un aumento ligero en la actividad eólica, evidenciado por la proporción Zr/Al, que coincide con los intervalos de baja precipitación (Fig. 28).

Los estudios realizados previamente en el Golfo de California, sugieren un escenario similar durante la desglaciación: la presencia de sedimentos no laminados, resultado de la oxigenación de las aguas de fondo (Keigwin and Jones, 1990) y una temperatura baja como el resultado de una menor insolación. De acuerdo a De Menocal *et al.* (2000), entre ~20,000 y 14,000 años cal AP, la radiación de verano recibida en el hemisferio norte (alrededor de los 23° de latitud) fue muy baja (450 - 470 W/m<sup>2</sup>), ocasionando un bajo contraste térmico entre el océano y el continente (Keigwin and Jones, 1990; Cheshire *et al.*, 2005).

Durante la desglaciación, el clima estuvo controlado por cambios en los parámetros orbitales: el aumento en la excentricidad de la órbita, menor oblicuidad y la ocurrencia del perihelio durante el invierno y el afelio durante verano (Hoek, 2009). La baja insolación, ocasionó la disminución en la temperatura superficial del mar, principalmente en las regiones subtropicales (Timmerman *et al.*, 2004), provocando un debilitamiento en la circulación de Hadley y modificando las interacciones tropicales/extratropicales, ocasionando el debilitamiento de los vientos del noroeste (Otto-Bliesner *et al.*, 2003; Timmerman *et al.*, 2004). Lo anterior, generó el calentamiento del Pacífico Nororiental y el enfriamiento del Océano Pacífico

tropical, originando un patrón de temperatura superficial del mar similar al que se desarrolla actualmente durante “La Niña” (Timmerman *et al.*, 2004; Otto-Bliesner *et al.*, 2006).

El enfriamiento del océano tropical resultó en la migración latitudinal hacia el sur de la ZCIT (Koutavas *et al.*, 2002; Clark *et al.*, 2009). En la cuenca Alfonso, al suroeste del Golfo de California, el desplazamiento de la ZCIT, probablemente propició una disminución en la precipitación y en el aporte de terrígenos vía fluvial a la cuenca, evidenciado por el registro de K/Ti de este núcleo, que sugiere una disminución en el grado de intemperismo químico de la región (Fig. 29).



**Figura 25.** Registro de SM y Ti a lo largo de la secuencia sedimentaria.

En términos de paleoproductividad, durante la desglaciación, los proxies (Br, Ba/Al y  $C_{org}$ ) sugieren una productividad muy baja, resultado del debilitamiento en los procesos de surgencias eólicas en la cuenca. Aunque sí se reconoce un aumento ligero entre ~16,454 y 15,859 años cal AP (Fig. 28), que coincide con el fortalecimiento de la actividad eólica y que a su vez, habría favorecido el desarrollo de surgencias y, a su vez, de la productividad.

Por otro lado, los registros de Ca y Sr muestran, durante la desglaciación, sus valores más altos a lo largo de toda la secuencia, sugiriendo un incremento en la productividad asociada a organismos calcáreos (Fig. 26), lo que coincide con los reportes previos para la cuenca (González-Yajimovich *et al.*, 2005; Staines-Urias *et al.*, 2015) y, que junto a la presencia de materia orgánica dispersa permiten inferir una disminución en los procesos de surgencias y condiciones de baja productividad biológica en la cuenca durante el intervalo. Así mismo, las concentraciones de  $C_{inorg}$  sugieren un aumento en la presencia de organismos calcáreos, por su alta correlación entre Ca y Sr.

Considerando que el incremento en los carbonatos biogénicos suele relacionarse con la disminución en la productividad biológica asociada a organismos silíceos (González-Yajimovich *et al.*, 2005; Douglas *et al.*, 2007), los altos valores de Ca y Sr también sugieren un escenario de baja productividad biológica.

Se ha propuesto que durante este intervalo ocurrió un desplazamiento hacia el sur del CASP (Cheshire *et al.*, 2005) por lo que, aunado al bajo contraste térmico, condujo a un debilitamiento de los vientos y de los procesos de surgencias, lo que a su vez disminuyó el aporte eólico hacia la cuenca y, al mismo tiempo, la productividad biológica y el flujo orgánico hacia las aguas de fondo.

Durante las épocas de surgencias débiles, la productividad fitoplanctónica -atribuida principalmente a diatomeas- disminuye (Kelts and Niemitz, 1982), por lo que al disminuir la competencia por los nutrientes, se favorece el desarrollo de organismos calcáreos (Cheshire and Thurow, 2013; Staines-Urias *et al.*, 2015) así como se genera un menor consumo de oxígeno en aguas más profundas, permitiendo una mayor disponibilidad del mismo y explicando así la presencia de sedimentos no laminados en el intervalo.

Al comparar sedimentos laminados y no laminados del Golfo de California, disminuye la abundancia de especies de diatomeas indicativas de surgencias en sedimentos no laminados (Crawford y Schrader (1982). Por otro lado, los registros de  $\delta^{15}N$  tienen valores muy bajos durante el periodo de la desglaciación, lo cual es interpretado como una disminución en el proceso de desnitrificación y sugiere un aumento en la oxigenación de las aguas de fondo (Pride *et al.*, 1999).

Otro factor que debe considerarse es la disolución de carbonatos. Se ha documentado en trabajos previos realizado en el golfo (González-Yajimovich *et al.*, 2005; Douglas *et al.*, 2007; Staines-Urias *et al.*, 2015) que los periodos de alta productividad silícea se caracterizan por presentar disolución de carbonatos, resultantes del aumento en el flujo de carbono orgánico hacia las aguas de fondo y de la oxidación del mismo, reflejo del aumento de  $CO_2$  y  $H_2CO_3$ , que propician los procesos de disolución. De esta manera, los periodos de alta productividad corresponden con procesos de disolución más evidentes y con la reducción de carbonatos y, de manera inversa, durante los periodos de productividad silícea reducida, la

disolución disminuye y se favorece la preservación de carbonatos en el sedimento, aumentando así los valores de su registro (González-Yajimovich *et al.*, 2005).

Cabe destacar que durante este intervalo, la tasa de sedimentación fue la más baja a lo largo de todo núcleo (0.22 mm/año), resultado del bajo aporte de sedimentos terrígenos y biogénicos (baja productividad) en la cuenca Alfonso.

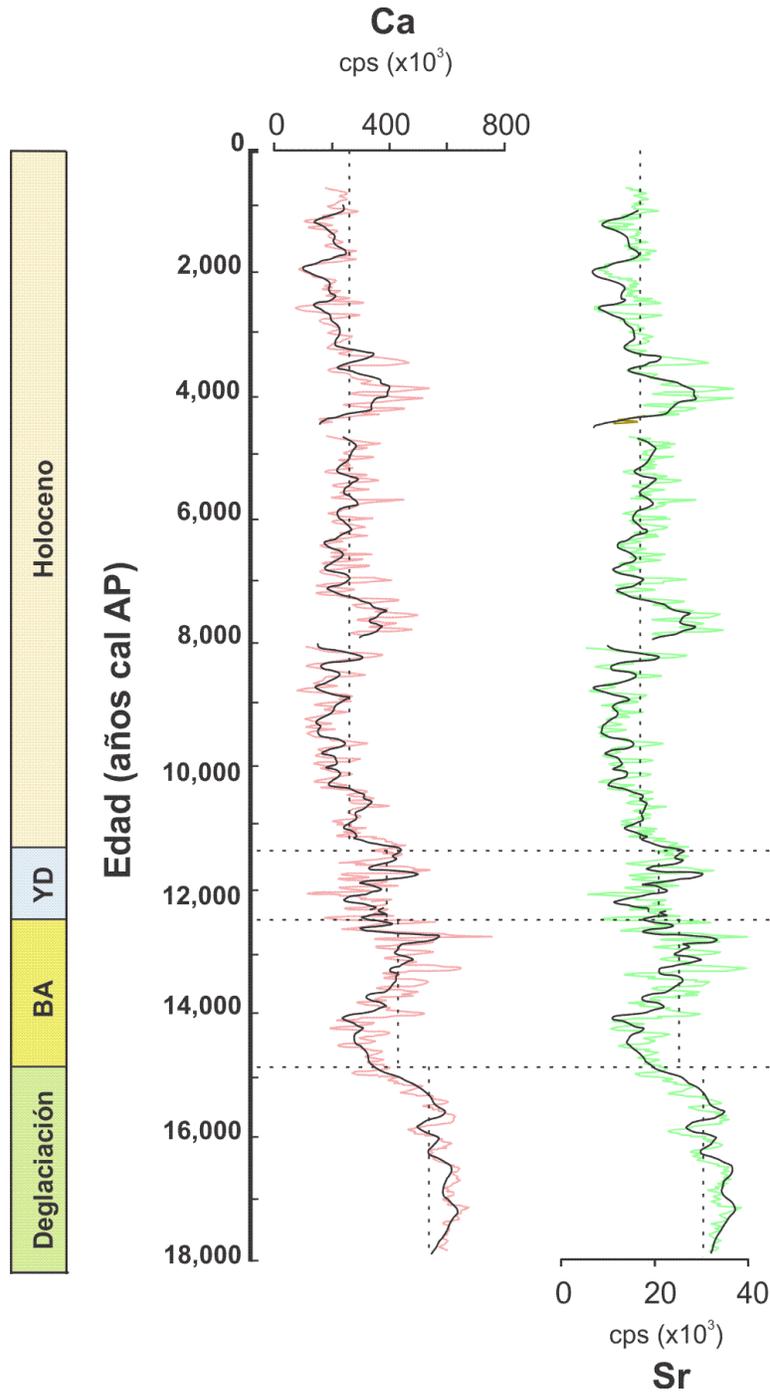
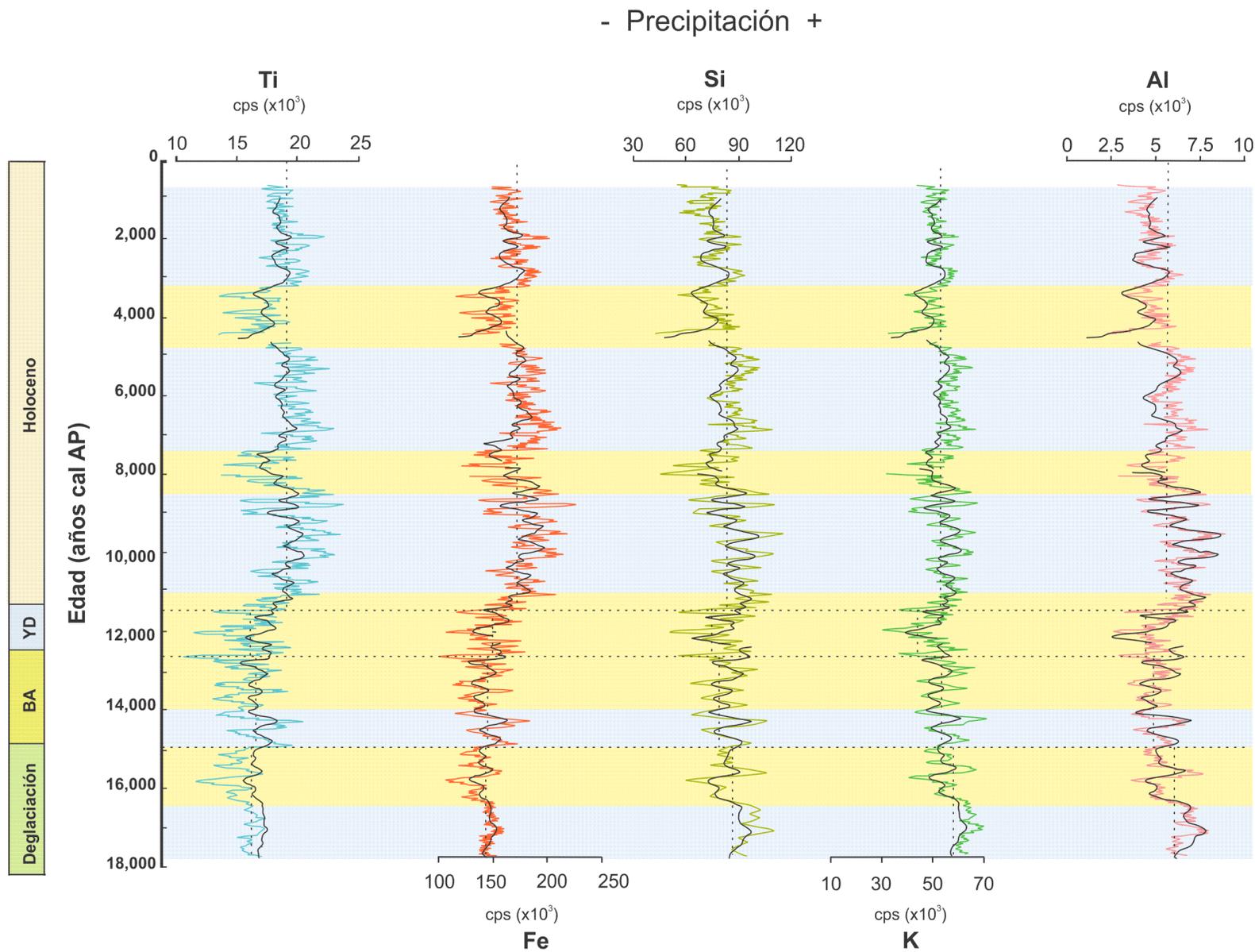


Figura 26. Registro de Ca y Sr a lo largo de la secuencia sedimentaria.



**Figura 27.** Registros de Fe, Ti, Si, K y Al a lo largo de la secuencia sedimentaria. En azul se señalan los intervalos de mayor humedad y en amarillo los intervalos de aridez.

## 6.2 Bolling-Allerod (15,195 a 12,626 años cal AP)

Tradicionalmente, el Bolling Allerod ha sido considerado generalmente como un intervalo cálido. Sin embargo, estudios paleoclimáticos recientes sugieren una alta variabilidad climática durante este intervalo y la fluctuación entre regímenes climáticos contrastantes (Hoek, 2009). En este estudio, a partir de la interpretación de los proxies, se sugieren dos regímenes climáticos contrastantes durante el Bolling Allerod, el primero entre ~14,988 y 14,057 años cal AP y el segundo de ~14,057 a 12,626 años cal AP.

Durante el BA, en la cuenca estudiada se identificaron sedimentos claramente laminados con materia orgánica dispersa. Este aporte diferencial sugiere cambios estacionales, a diferencia del periodo de la desglaciación. La preservación de la estructura sedimentaria laminada indica concentraciones de oxígeno mínimas en el agua de fondo, que favorecieron su preservación.

En la literatura, estas laminaciones han sido inferidas como el resultado de los cambios en los parámetros orbitales que conducen hacia condiciones de estacionalidad marcada, así como a un incremento en los procesos de surgencias y a la disminución en las concentraciones de oxígeno disuelto en las aguas de fondo, restringiendo así el desarrollo de actividad bentónica y favoreciendo la preservación de los sedimentos laminados (Keigwin y Jones, 1990).

Al parecer durante el BA se presentaron fluctuaciones importantes en el ciclo hidrológico:

1) Los registros (Ti, K, Al y Fe), indican un aumento importante en la entrada de terrígenos vía fluvial hacia la cuenca, sugiriendo un aumento en la precipitación entre ~14,988 y 14,891 y de ~14,520 a 14,303 años cal AP (Fig. 27). El intemperismo químico, en particular entre ~14,979 y 14,057 años cal AP, es significativo y el aporte de terrígenos vía eólica es débil (Fig. 29).

2) El aporte de terrígenos vía eólica aumenta y el grado de intemperismo químico disminuye, es decir hay menos humedad en el ambiente, entre ~14,057 y 12,647 años cal AP (Fig. 29), lo que se ha inferido como el resultado de una disminución en las precipitaciones.

En escala centenaria se reconocen episodios de mayor humedad entre ~13,439 y 13,130 años cal AP, basados en los registros de SM. Por el contrario, se identificaron eventos contrastantes de poca humedad entre ~14,798 y 14,520, de ~14,284 a 13,997, de ~13,880 a 13,617, entre ~13,470 y 13,266, y de ~12,988 a 12,626 años cal AP (Fig. 27).

Considerando lo anterior se propone que, entre ~14,979 y 14,057 años cal AP, la posición promedio de la ZCIT se encontraba más hacia el norte que en la desglaciación, aumentando así el rango de migración del CASP, la intensidad de los vientos (McClymont *et al.*, 2012) y la precipitación en la región, como resultado al aumento de la insolación en el hemisferio norte (De Menocal *et al.*, 2000).

Este escenario coincide con el propuesto a partir de los registros de Ti de la cuenca Cariaco (Haug *et al.*, 2001), los cuales indican que durante el BA aumentaron las escorrentías hacia la cuenca. Al comparar los registros de Ti de ambas cuencas, se aprecia una similitud en la tendencia general. Por lo tanto se asume que, para este intervalo, se registró un aumento en la precipitación de la región como resultado de la migración de la ZCIT hacia el norte.

Durante este intervalo la posición promedio de la ZCIT más hacia el norte, restringió el desarrollo del fenómeno de “El Niño” (Koutavas *et al.*, 2012). Así mismo, el aumento gradual en la insolación en el hemisferio norte y la posición hacia el norte de la ZCIT, probablemente favorecieron el desarrollo de condiciones climáticas similares a las que ocurren actualmente en la región, debidas al MNA, favoreciendo el incremento en la precipitación de la región.

Por otro lado, entre ~14,057 y 12,626 años cal AP (Fig. 27), los registros químicos en este estudio sugieren una disminución del aporte de terrígenos vía fluvial hacia la cuenca, posiblemente por el desplazamiento de la posición promedio de la ZCIT hacia el sur que ocasionó una disminución en la precipitación y que está relacionado con el desarrollo de eventos “El Niño”.

Respecto a la productividad de la región, se sugiere que incrementó en la cuenca durante el BA (Fig. 29), debido a las tendencias de los registros de Br, Ba/Al (Fig.28). De aquí que, la tasa de sedimentación durante el BA, ligeramente mayor que durante la deglaciación (0.26 mm/año), puede ser el reflejo del aumento en la deposición de sedimentos biogénicos.

El registro de  $C_{inorg}$  sugiere un aumento en la productividad entre ~14,037 y 12,626 años cal AP.

De ~14,988 a 14,057 años cal AP, los registros sugieren una productividad biológica “moderada”, que aumenta hacia el final del Bolling Allerod (~14,057 a 12,626 años cal AP) (Fig. 28) que podría estar ocasionado con la intensificación de los vientos y el desarrollo de surgencias. Cheshire *et al.* (2005) proponen que el CASP seguía los mismos patrones que en la actualidad, favoreciendo así, el fortalecimiento de los vientos y los procesos de surgencias durante el invierno-primavera. Esto coincide con los registros de sílice biogénico (Dean, 2006), los cuales para este intervalo indican un aumento en la productividad y en los niveles de oxidación de la materia orgánica durante su transporte hacia los sedimentos; ocasionando a su vez, un mayor consumo de oxígeno y una menor disponibilidad del mismo en las aguas de fondo. Por otro lado, los registros del  $\delta^{15}N$  (Pride *et al.*, 1999) muestran valores muy altos durante este intervalo lo que se ha interpretado como el resultado de un aumento importante en el proceso de desnitrificación, el cual ocurre únicamente bajo condiciones anaerobias; sugiriendo también que la concentración de oxígeno en las aguas de fondo era reducida.

### 6.3 Younger Dryas (12,626 a 11,587 años cal AP)

Generalmente, el Younger Dryas es referido como el último episodio climático frío que precedió al Holoceno (Peteet, 2009). Sin embargo, estudios realizados en la región sur del Golfo de California sugieren un escenario más complejo ya que se propone al Younger Dryas como un intervalo de transición climática entre dos regímenes climáticos altamente contrastantes (Pride *et al.*, 1999; Cheshire *et al.*, 2013; Staines-Urias *et al.* 2015).

En este trabajo, este intervalo se caracterizó por la presencia de sedimentos no laminados, los cuales al igual que durante la deglaciación, se han asociado con una menor estacionalidad y aguas de fondo oxigenadas que favorecieron el desarrollo de comunidades bentónicas, identificadas en la secuencia sedimentaria, y la bioturbación de los sedimentos. Estas inferencias han sido reportadas en trabajos previos de la misma región (Pride *et al.*, 1999; Cheshire *et al.*, 2005, Staines-Urias *et al.*, 2015). Sin embargo,

durante este intervalo, a diferencia de la desglaciación, en este estudio se reporta un aumento en la tasa de sedimentación (0.4 mm/año).

Respecto al aporte de terrígenos, los registros de Ti y otros elementos terrígenos (K, Al, Si y Fe) indican pequeñas fluctuaciones y una disminución general muy marcada en los terrígenos transportados vía fluvial hacia la cuenca, debido a condiciones de menor humedad en la región. Sin embargo, entre ~12,016 y 11,587 años cal AP, se evidencia, a partir de la SM (Fig. 25), que hubo fluctuaciones significativas en el aporte de terrígenos, en particular entre ~12,289 y 12,244 años cal AP (Fig. 27). A partir del registro de Zr/Al se infiere que entre ~12,621 y 12,049 años cal AP los terrígenos fueron transportados hacia la cuenca por el viento (Fig. 31).

El desplazamiento hacia el sur de la ZCIT, que inició a finales del Bolling Allerod, alcanzó su máximo durante el Younger Dryas (Haug *et al.*, 2001), y ocasionó la disminución en la precipitación que se refleja en el bajo aporte de terrígenos vía fluvial.

Lo anterior, ocasionó el fortalecimiento de condiciones tipo El Niño en el golfo durante este periodo (Koutavas *et al.*, 2012; Staines-Urias *et al.*, 2015), lo cual es evidenciado por el incremento en la TSM reportada en trabajos previos (McClymont *et al.*, 2012), y que sugiere la incursión de masas de agua superficiales de origen tropical, esto coincide con los registros de diatomeas y silicoflagelados que indican la dominancia de especies de origen tropical (Sancetta, 1995; Barron *et al.*, 2004).

En términos de paleoproduktividad, en este intervalo se registró un incremento evidente en la productividad biológica, particularmente entre 12,379 y 11,793 años cal AP (Fig. 28). El escenario general sugiere un incremento en la productividad en la región de estudio. El cambio observado entre la materia orgánica dispersa hacia materia orgánica aglutinada sugiere una mayor cantidad de materia orgánica proveniente de las aguas superficiales, asociada a una intensificación de las surgencias y/o del giro ciclónico. Este fortalecimiento de las surgencias puede estar asociada a la intensificación del viento (Fig. 29).

Con base en los registros de la proporción Zr/Al, es probable que el transporte de terrígenos vía eólica haya sido muy significativo, así como la productividad, evidenciada por diferentes proxies (Br, Ba/Al y COT), lo que ocasionó que la tasa de sedimentación fuera más alta que en la desglaciación, el BA y que en el Holoceno, como se verá más adelante.

Otros trabajos refieren que la productividad silíceo en la transición Pleistoceno-Holoceno, fue más evidente durante el Younger Dryas (González-Yajimovich and Douglas, 2004). Entre ~13,000 y 11,000 años cal AP, especies de cocolitofóridos que habitan regiones de alta productividad y asociadas a procesos de surgencias -*Gephyrocapsa oceanica* y *G. muelleriae*- fueron reportadas por Staines-Urias *et al.* (2015). Además, se puede apreciar que la tendencia general de la proporción Zr/Ti coincide con las tendencias de Ba/Ti, Br y C<sub>org</sub> (Figs. 28 y 29). Considerando los resultados previamente mencionados, se sugiere el Younger Dryas como un intervalo de transición climática caracterizado por una estacionalidad poco marcada, en donde el aporte de sedimentos terrígenos transportados por el viento dominó y propició la intensificación del giro ciclónico y las surgencias en la cuenca Alfonso y promoviendo la productividad.

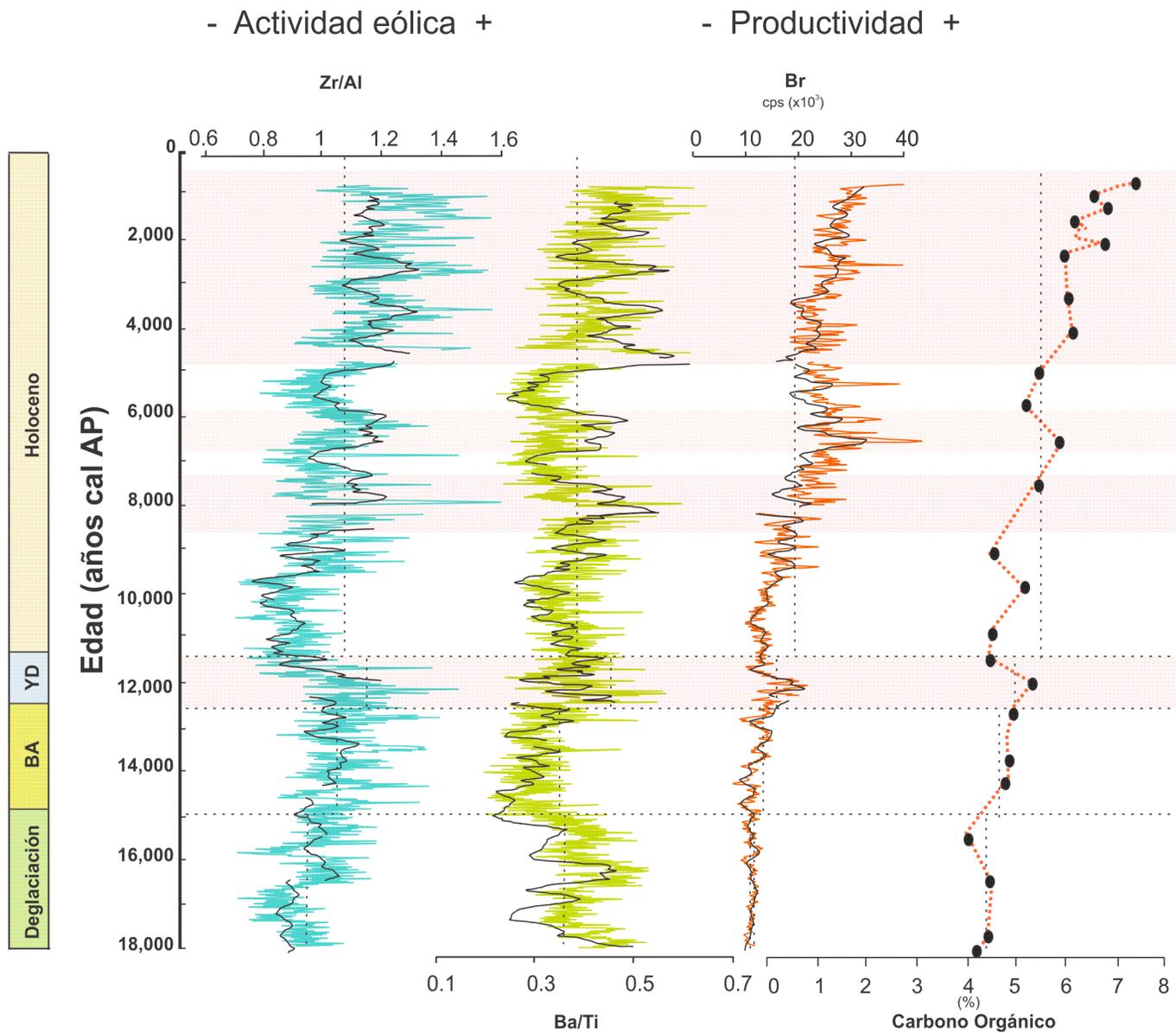


Figura 28. Registros de Zr/Al, Ba/Ti, Br y C<sub>org</sub> a lo largo de secuencia sedimentaria.

## 6.4 Holoceno (11,587 a 522 años cal AP)

En este estudio, los sedimentos del núcleo DIPAL IV-P36 que corresponden a la época del Holoceno se caracterizaron por tener una evidente estructura laminada, sugiriendo aportes sedimentarios diferenciales debidos a cambios climáticos estacionales en la región de estudio. Su buena preservación sugiere condiciones de oxígeno mínimo (probablemente  $<1$  mL/L) en las aguas de fondo.

Si bien, estas condiciones prevalecieron a lo largo de todo el intervalo, de acuerdo a los principales cambios climáticos el Holoceno ha sido dividido en: Holoceno temprano (11,700 a 8,000 años cal AP), Holoceno medio (8,000 a 4,000 años cal AP) y Holoceno tardío (4,000 años cal AP al presente) (Cortese *et al.*, 2005).

### 6.4.1 Holoceno temprano (11,587 a 8,000 años cal AP)

A través de los registros geoquímicos, es muy evidente el aporte de terrígenos a la cuenca vía fluvial (Fig. 27), indicando un aumento en la precipitación. A su vez se puede apreciar el alto grado de intemperismo químico (Fig. 29).

El aumento en la precipitación durante este periodo es un reflejo de una mayor insolación en el hemisferio norte, que propició un gradiente térmico contrastante entre el océano y el continente, fortaleciendo el gradiente barométrico y la intensidad de los vientos (De Menocal *et al.*, 2000).

A su vez, se ha sugerido que la contracción de la celda polar y el aumento en el alcance latitudinal de las celdas tropical y templada hacia los polos, favorecieron el fortalecimiento del CASP y el desplazamiento hacia el norte de la ZCIT (McClymont *et al.*, 2012). Estas condiciones climáticas, favorecieron el desarrollo del sistema monzónico (Barron *et al.*, 2012).

En la cuenca Cariaco, durante el Holoceno temprano, también se ha documentado una intensificación en la precipitación, relacionada con la migración de la posición de la ZCIT más hacia el norte, que se correlaciona con el Óptimo Climático del Holoceno (Haug *et al.*, 2001; Mayewski *et al.*, 2004).

El análisis a mayor resolución de los registros de Ti y otros elementos terrígenos (Fe, K y Al), permitió identificar episodios de disminución en el transporte vía fluvial y en la humedad entre  $\sim 10,647$  y  $10,461$ , de  $\sim 10,282$  a  $10,211$ , entre  $\sim 9,894$  y  $9,745$ , de  $\sim 9,387$  a  $9,292$ , de  $\sim 9,053$  a  $8,884$  y entre  $\sim 8,725$  a  $8,647$  años cal AP (Fig. 27).

Por otro lado, y similar al escenario descrito para el YD, los registros de Zr/Al indican un aumento gradual en la intensidad de los vientos desde  $\sim 9,350$  años cal AP que es más evidente entre  $\sim 8,270$  y  $7,083$  años cal AP (Fig. 28), el cual puede estar relacionado con el evento climático de  $8,200$  cal AP, que se caracteriza por ser un evento frío y seco (Alley and Ágústsdóttir, 2005). En el Golfo de California, se propuso que durante este evento ocurrió una intensificación de los vientos del NO, propiciando el aumento en la productividad (Alley *et al.*, 1997; Dean *et al.*, 2002). En otros sitios, en bajas latitudes, el evento de  $8,200$  años se caracterizó por condiciones de aridez generalizada (DeMenocal *et al.*, 2000; Mayeswki *et al.*, 2004). Mayewski *et al.* (2004) sugiere que, de manera general, los registros sugieren que entre  $\sim 9,000$

y 8,000 años cal AP, durante el declive en la insolación máxima recibida en el hemisferio norte, dominaron condiciones de aridez.

Respecto a la productividad se observa en los registros un ligero aumento gradual (Fig. 31). Y es alrededor de 8,191 años cal AP, en donde se muestra un aumento importante, que continua hasta el Holoceno medio. Este evento coincide con el fortalecimiento de la actividad eólica que se aprecia en los registros (Fig. 28).

Estudios previos en la cuenca Alfonso sugieren para el inicio del Holoceno (~11,000 años cal AP), condiciones oceanográficas análogas a las que ocurren en la región durante eventos “La Niña” (Staines-Urias *et al.*, 2015), es decir, un enfriamiento de las aguas superficiales tropicales, una estratificación poco marcada de la columna de agua, así como una nutriclina somera favorecida por la posición de la ZCIT más hacia el norte durante el Holoceno temprano.

Estudios realizados en la región central del golfo, han sugerido el fortalecimiento del CASP y en la intensidad de los vientos del NO, de los procesos de surgencias y de la productividad biológica silíceo (Cheshire *et al.*, 2005; Cheshire y Thurow, 2013; Barron *et al.*, 2004; 2005; Dean, 2006).

#### 6.4.2 Holoceno medio (8,000 a 4,000 años cal AP)

A partir de los registros de Zr/Al y de Ti y otros elementos terrígenos de origen fluvial (Fe, K y Al) se sugiere una disminución en la humedad, y por lo tanto en la precipitación, así como un incremento en el transporte de terrígenos vía eólica; lo anterior permite inferir condiciones de aridez en el inicio del Holoceno medio, que iniciaron desde el final del Holoceno temprano y que se posiblemente están relacionada con el evento climático de 8,200 cal AP que finalizaron hace ~7,404 años cal AP. A partir de ~7,404 y hasta 4,419 años cal AP (Fig. 27), prevalecieron condiciones de humedad en la región.

Estudios previos en la cuenca han sugerido un aumento significativo en la precipitación alrededor de los 6,000 años cal AP, como el resultado del fortalecimiento del patrón de circulación monzónica que propició mayor humedad en la región, y el aumento de escorrentías hacia la cuenca (Pérez-Cruz, 2013), además de la influencia de la ZCIT localizada latitudinalmente más hacia el norte en el Océano Pacífico tropical oriental (Pérez-Cruz, 2013).

Barron *et al.* (2014) concuerdan con esta idea y proponen que el contraste térmico, entre el Golfo de California y el Sistema de la Corriente de California, que ocurrió hace ~6,000 años cal AP, activó el patrón de vientos que caracteriza el régimen monzónico moderno, favoreciendo el aporte de humedad hacia el norte del golfo, incrementando la precipitación de verano en la región del Monzón de Norteamérica.

Como respuesta al aumento en la insolación del hemisferio sur debido a cambios precesionales (Berger and Loutre, 1991), ocurrió un desplazamiento hacia el sur de la ZCIT, ocasionando una reducción en la asimetría térmica del Océano Pacífico ecuatorial y favoreciendo el desarrollo de eventos El Niño.

Hacia finales del Holoceno medio, hace ~4,985 años cal AP se registra una disminución importante de la precipitación en la región, un menor grado de intemperismo químico y la intensificación de los vientos

(Fig.29), que se asocia con la migración de la ZCIT hacia el sur. Es alrededor de 4,860 años cal AP, cuando estas condiciones son muy marcadas.

Además, se proponen fluctuaciones climáticas a escala centenaria relacionadas con cambios climáticos regionales, entre ~7,236 y 7,155 y de ~6,175 a 5,905 años cal AP, que sugieren una intensificación en los vientos y en la aridez regional. Los proxies de productividad señalan un aumento muy marcado entre ~7,022 y 6,024 años cal AP y de ~4,419 a 4,000 años cal AP. Se favoreció el flujo de carbono orgánico hacia las aguas de fondo, y los procesos de oxidación de materia orgánica, ocasionando la disolución de carbonatos (Fig. 26), y condiciones de mínimo oxígeno en las aguas de fondo, favoreciendo así la preservación de sedimentos laminados.

### 6.4.3 Holoceno tardío (~4,000 a 522 años cal AP)

Este periodo se caracterizó en general por una disminución de la precipitación y diversos eventos de aridez muy bien definidos. Es evidente la intensificación de la actividad eólica a partir de los registros de Zr/Al, por lo que se sugiere una menor insolación en el hemisferio norte y la migración más hacia el sur de la ZCIT, así como el debilitamiento del monzón de Norte América (Fig. 29). Esto coincide con lo que se ha reportado previamente (Haug *et al.*, 2001; Pérez-Cruz *et al.*, 2013; Roy *et al.*, 2013a; b; Schneider *et al.*, 2014; Staines-Urias *et al.*, 2015).

Se ha documentado la presencia de condiciones áridas generalizadas en la región desde hace ~4,200 años cal AP y que se mantuvieron hasta hace ~3,800 años cal AP (Mayewski *et al.*, 2000). Sin embargo, para la cuenca Alfonso los registros sugieren que estas condiciones continuaron hasta hace ~3,200 años cal AP.

A partir de los registros de este trabajo se propone que alrededor de ~7,404 años cal AP comenzó la migración gradual hacia el sur de la posición promedio de la ZCIT. Es de ~4,419 a 3,204, y entre ~2,412 y 2,088 años cal AP, donde se observan condiciones muy evidentes de aridez.

De acuerdo a Douglas *et al.* (2001; 2007) este cambio se identifica en la cuenca Alfonso y está caracterizado por la presencia de condiciones frías, secas y de alta productividad. Se propone que el aumento en la intensidad de los vientos del NO fue la causa principal. Además, se sugiere que es en este momento cuando se establece el gradiente de productividad este-oeste que existe actualmente en el golfo.

Por otro lado, los registros de Ti, Fe, K, Al y SM, sugieren fluctuaciones importantes en el ciclo hidrológico desde hace ~2,686 años cal AP. Se infiere que entre: 2,686 y 2,650, de 2,475 a 2,427, de 1,219 a 1,173, de 1,042 a 979, entre 874 y 848, y de 703 a 650 años cal AP la precipitación disminuyó a la vez que se intensificaron los vientos (Fig. 29), evidenciado por la proporción Zr/Al. Se ha sugerido que estos eventos podrían estar relacionados con las variaciones en la actividad solar y que durante finales del Holoceno tardío, ésta ha tenido un papel muy importante en la variabilidad climática (Mayewski *et al.*, 2004). Particularmente entre ~979 y 874 años cal AP se aprecia un incremento leve en la precipitación que podría relacionarse directamente con el PCM; sin embargo los registros sugieren que la magnitud de este evento en el Océano Pacífico no fue tan marcado como en el Atlántico.

Respecto a la productividad, el Holoceno tardío se caracteriza por una productividad alta, sugiriendo la intensificación de los procesos de surgencias y/o la activación del giro ciclónico, propiciado por la intensidad de los vientos. En la región central del Golfo de California, se ha propuesto que el aumento de la productividad se disparó hace 3000 años debido a la intensificación de los vientos del NO (Julliet-Leclerc and Schrader, Barron *et al.*, 2005). El aumento en la productividad favoreció la exportación de materia orgánica hacia el fondo y la oxidación de la misma, ocasionando así una disolución de los carbonatos (González-Yajimovich *et al.*, 2005) evidenciada por los registros de Ca y Sr. Al aumentar la productividad aumentó la producción de materia orgánica exportada hacia el fondo, y al oxidarse ésta se favorece la formación de CO<sub>2</sub> y de HCO<sub>3</sub>, ocasionando a su vez un incremento en el pH y, a su vez, en la disolución de carbonatos.

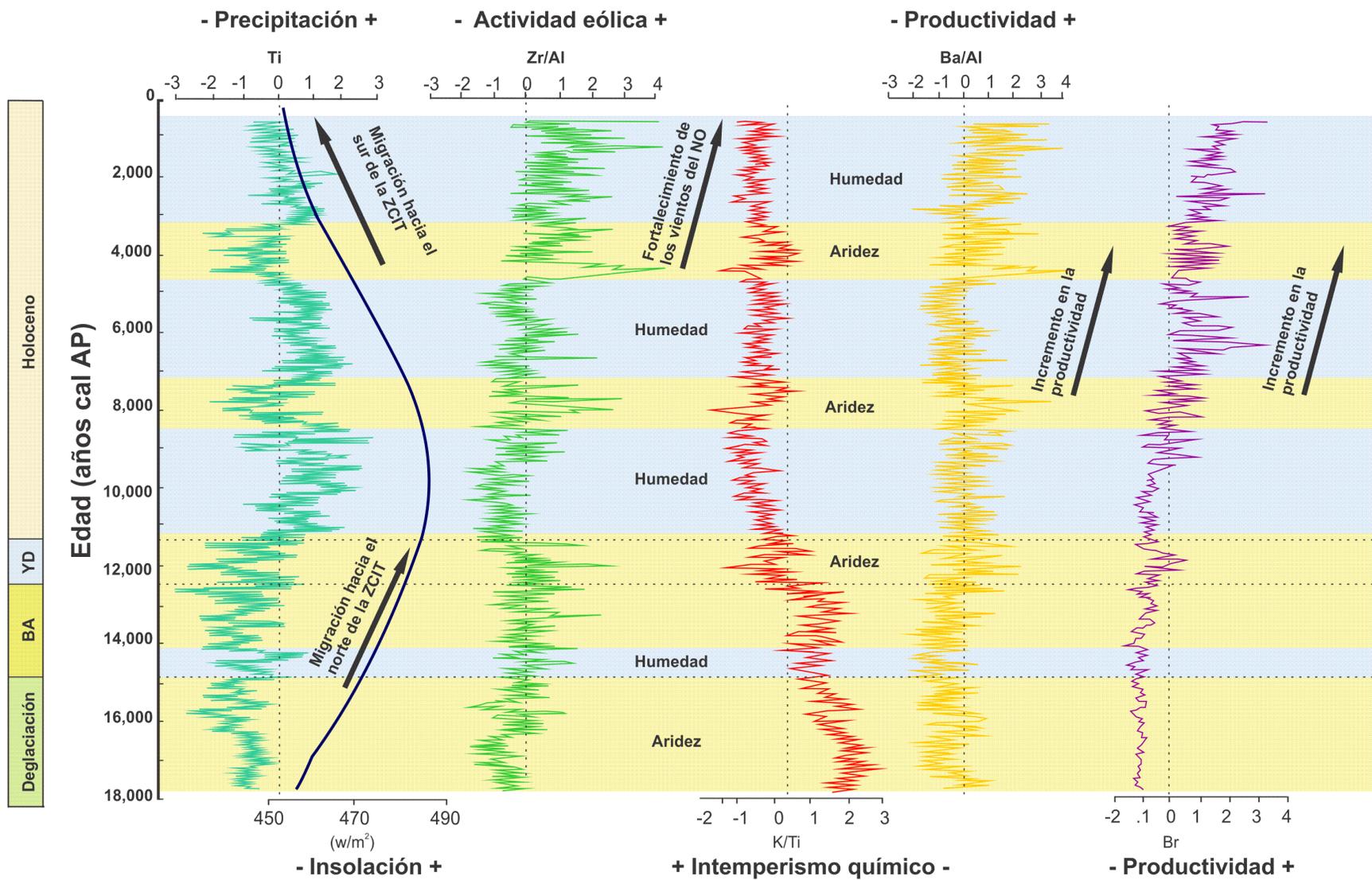


Figura 29. Registros de Ti, insolación recibida (23°N) (DeMenocal *et al.*, 2000), Zr/Al, K/Ti, Ba/Al y Br a lo largo de la secuencia sedimentaria.

## Conclusiones

1. A partir del análisis de radiocarbono de once muestras del núcleo sedimentario DIPAL IV-P36 se determinó una edad del núcleo que va de ~18,150 a 522 años cal AP antes del presente. La tasa de sedimentación promedio fue de 0.30 mm/año.
2. De la descripción visual de la secuencia se diferenciaron cuatro intervalos climáticos muy bien definidos, estos fueron: la deglaciación (de ~18,150 a 15,195 años cal AP), el Bolling Allerod (entre ~15,195 y 12,626 años cal AP), el Younger Dryas ( de ~12,626 a 11,587 años cal AP) y el Holoceno (entre ~11,587 y 522 años cal AP)
3. Del análisis visual de la secuencia sedimentaria y los registros geoquímicos se infirió lo siguiente para cada uno de los intervalos.

- Deglaciación

Se sugiere la presencia de una estacionalidad poco marcada y altas concentraciones de oxígeno en las masas de agua de fondo. Así mismo, la baja tasa de sedimentación reportada para el intervalo sugiere un aporte disminuido de sedimentos de origen biogénico y/o terrígeno (vía eólica y fluvial).

A partir de los registros se infieren fluctuaciones ligeras entre la dominancia del aporte terrígeno vía fluvial (entre ~17,500 y 16,536 y de ~16,018 a 15,568 años cal AP) y eólica (entre ~16,454 y 15,859 años cal AP). Estos escenarios sugieren que la posición promedio de la ZCIT se encontraba hacia el sur y que se favoreció el desarrollo de condiciones oceanográficas similares a La Niña durante este intervalo.

Además, se identificó un aumento en la productividad que coincidió con la intensificación de los vientos, lo que sugiere que ambas características pueden estar relacionadas y que la intensificación de los vientos en la región favorece el aumento en la productividad.

- Bolling Allerod

Se propone como un intervalo de estacionalidad marcada, con bajas concentraciones de oxígeno en las masas de agua de fondo. Así mismo, se sugiere un aumento en el aporte de sedimentos. Se proponen fluctuaciones importantes en el ciclo hidrológico y se definen dos intervalos muy marcados: el primero, de precipitación muy evidente, entre ~14,988 y 14,057 años cal AP y el segundo, de intensificación en la actividad eólica, entre ~14,057 y 12,647 años cal AP.

Así mismo, se identificaron episodios a escala centenaria de mayor humedad entre ~13,439 y 13,130 años cal AP, y de poca humedad entre ~14,798 y 14,520, de ~14,284 a 13,997, de ~13,880 a 13,617, entre ~13,470 y 13,266, y de ~12,988 a 12,626 años cal AP.

Se propone que, entre ~14,979 y 14,057 años cal AP, la posición promedio de la ZCIT se encontraba más hacia el norte que en la desglaciación, aumentando así el rango de migración del CASP, la intensidad de los vientos, la precipitación en la región y restringiendo el desarrollo de eventos El Niño. Mientras que, entre ~14,057 y 12,626 años cal AP, se sugiere un posible desplazamiento de la posición promedio de la ZCIT que pudo favorecer el desarrollo de eventos de El Niño.

Respecto a la productividad biológica, esta aumento hacia el final del intervalo, entre ~14,057 y 12,626 años cal AP, al igual que ocurre con la intensidad de los vientos.

- Younger Dryas

Se sugiere la presencia de una estacionalidad poco marcada, altas concentraciones de oxígeno en las masas de agua de fondo y un aumento importante en el aporte sedimentario hacia la cuenca.

Así mismo, se infieren condiciones de baja precipitación, con fluctuaciones importantes, entre ~12,289 y 12,244 años cal AP, y un aumento muy evidente en el aporte eólico (de ~12,621 a 12,049 años cal AP) y en la productividad. Se asume que durante este intervalo la ZCIT alcanzó su posición más hacia el sur y que esto favoreció el desarrollo de eventos El Niño en la región.

Los registros indicaron un aumento importante en la productividad, principalmente entre ~12,379 y 11,793 años cal AP, probablemente asociado al fortalecimiento de los procesos de surgencias, asociado a la intensificación del viento.

Se propone como un intervalo de transición climática con tendencia al incremento de la temperatura global y en los procesos de surgencia.

- Holoceno

Se sugiere un intervalo de estacionalidad marcada, con bajas concentraciones de oxígeno en las masas de agua de fondo y con un aporte sedimentario casi constante a lo largo de todo el intervalo.

**Holoceno temprano** → Se propone que durante este intervalo aumentó notablemente la precipitación como respuesta al posicionamiento hacia el norte de la ZCIT. Sin embargo, se aprecian episodios de disminución de humedad relativa entre ~10,647 y 10,461, de ~10,282 a 10,211, entre ~9,894 y 9,745, de ~9,387 a 9,292, de ~9,053 a 8,884 y entre ~8,725 a 8,647 años cal AP.

Por otro lado, se observa un aumento en la intensificación de los vientos entre ~8,270 y 7,083 años cal AP, probablemente relacionado con el evento de ~8,200 años cal AP. Lo anterior sugiere que la duración de estas condiciones en el Golfo de California se extendió más de lo que se ha reportado para otras regiones del planeta. Así mismo, se identificó un aumento en la productividad probablemente relacionado a la intensificación de las surgencias como resultado del aumento en la actividad eólica.

**Holoceno medio** → Se sugiere que inició con condiciones de aridez que iniciaron durante el Holoceno temprano. Sin embargo, entre ~7,404 y 4,419 años cal AP, se apreció un cambio en el régimen marcado por el aumento en la precipitación, aunque menor en comparación con el Holoceno temprano, y que sugiere que a partir de entonces comenzó la migración hacia el sur de la posición promedio de la ZCIT.

Por otro lado, hacia el final del intervalo (~4,860 años cal AP) se aprecia un incremento muy evidente, en la intensificación de los vientos y en la productividad de la cuenca, que continua hasta el Holoceno tardío. Este evento de aridez se ha reportado previamente; sin embargo los registros de este trabajo sugieren que, en la región, comenzó antes de lo que se establece en la literatura (~4,200 años cal AP).

**Holoceno tardío** → Se sugiere una disminución en la precipitación, el debilitamiento del MNA y un aumento en la frecuencia de eventos El niño como respuesta a la posición promedio sur de la ZCIT.

Se identificó un evento de aridez que inició durante el Holoceno medio y que se extiende, al menos en esta región, hasta hace ~3,200 años cal AP.

Se identificaron eventos de disminución en la precipitación, a escala centenaria, entre ~2,686 y 2,650, de 2,475 a 2,427, de 1,219 a 1,173, de 1,042 a 979, entre 874 y 848, y de 703 a 650 años cal AP, y que se asumen como el resultado de la variabilidad solar.

Entre ~979 y 874 años cal AP se identificó un incremento ligero en la precipitación probablemente asociado con el PCM; sin embargo los registros sugieren que la magnitud de este evento en el Océano Pacífico no fue tan marcado como en el Atlántico.

Finalmente, con respecto a la productividad, durante este intervalo se apreció un aumento muy evidente que coincide con el aumento en la intensidad de los vientos, sugiriendo que por lo menos durante los últimos 18,000 años, ambas características han estado muy relacionadas.

## Literatura citada

- Aguiñiga, S., Sánchez, A. and Silverberg, N., 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.
- Alley, R. B., 1993. Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature*, 362, 527-529.
- Alley, R. B. and Ágústssdóttir, A. M., 2005. The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1123-1249.
- Alley, R. B., Mayewski, P. A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K. C. and Clark, P. U., 1997. Holocene climatic instability: a prominent widespread event 8200 years ago. *Geology*, 25, 483-486.
- Álvarez-Borrego, S. and Lara-Lara, R., 1991. The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. In: Dauphin, J. P. and Simoneit, B. R. T, (Eds). *The Gulf and Peninsular Province of the Californias. American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 47, 555-567.
- Álvarez, M. C., Flores, J. A., Sierro, F. J., and Molina-Cruz, A., 2010. The coccolitophore record of the last 11000 years in the Gulf of California. *Journal of Marine Systems*, 80: 184-190.
- Amador, J.A., Alfaro E.J., Lizano O.G., and Magaña V.O., 2006. Atmospheric forcing of the Eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.*, 69: 101-142.
- Archer, D., 1996. An atlas of the distribution of calcium carbonate in sediments of the deep sea: Global Biogeochemical Cycles, 10, 159-174.
- Archer, D., 2006. Biological fluxes in the ocean and atmospheric pCO<sub>2</sub>. en Elderfield H. (ed.), *The Oceans and Marine Geochemistry: Elsevier, Treatise on Geochemistry, Volume 6*, 275-291.
- Badan-Dangon, A., Dorman, C. E., Merrifield, M. A. and Wianat, C.D., 1991. The lower atmosphere over the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 96(c9), 16887-16896.
- Barron, J. A. and Bukry, D., 2007. Solar forcing of Gulf of California climate during the past 2000 yr suggested by diatoms and silicoflagellates. *Marine Micropaleontology*, 62, 115:139.
- Barron, J. A., Bukry, D. and Bischoff, J., 2003. A 2000-yr long record of climate from the Gulf of California. In: West, G. J. and Blomquist, N. L. *Proceedings of the Nineteenth Pacific Climate Workshop, Asilomar, Pacific Grove, CA, March 3-6, 2002. Technical Report 71, Interagency Ecological Program for the San Francisco Estuary, Sacramento CA*, 11-21.
- Barron, J. A., Bukry, D. and Bischoff, J., 2004. High resolution paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the last 15,000 years. *Marine Micropaleontology*, 50, 185-207.
- Barron, J. A., Bukry, D., and Cheshire, H., 2014. Response of diatom and silicoflagellate assemblages in the central Gulf of California to regional climate change during the past 55 kyrs. *Marine Micropaleontology*, 108: 28-40.
- Barron, J. A., Bukry, D., and Dean, W. E., 2005. Paleoceanographic history of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15,000 years based on diatoms, silicoflagellates, and biogenic sediments. *Marine Micropaleontology* 56: 81-102.
- Barron, J. A., Heusser, L., Herbert, T. and Lyle, M., 2003. High-resolution climatic evolution of coastal northern California during the past 16,000 years. *Paleoceanography*, 18, 1020.
- Barry, R. and Chorley, R., 2003. *Atmosphere, Weather and Climate*. 8° edition, Routledge, UK. 421 p.
- Berger, A. and Loutre M. F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10, 4, 297-317.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P. and deMenocal, P., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278, 1257-1266.
- Bordoni, S., Ciesielski, P., Johnson, R., McNoidy B. and Stevens, B., 2004. The low-level circulation of the North American Monsoon as revealed by QuikSCAT. *Geophysical Research Letters*, 31 (L10109).

- Bowen, 2009. Last Glacial Maximum, *In*: Gornitz, V. (Ed). Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments. Springer. Netherlands. 100-103.
- Brachfeld, S., Barletta, F., St-Onge, G., Darby, D. and Ortiz, J. D., 2009. Impact of diagenesis on the environmental magnetic record from a Holocene sedimentary sequence from the Chukchi-Alaskan margin, Arctic Ocean. *Global Planet. Change*, 68, 100–114.
- Bray, N. A. and Robles, J. M., 1991. Physical oceanography of the Gulf of California. *In*: Dauphin, J. and Simonet, B. R. T. (Eds). The Gulf of Peninsular Province of the California, Physical oceanography, primary productivity, sedimentology, C. 25. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 47, 511-553.
- Briffa, K. R., Jones, P. D, Schweingruber, F. H. and Osborn, T. J., 1998. Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years, *Nature*, 393, 350-354.
- Brito-Castillo, L., Díaz-Castro, S., Salinas-Zavala, C. A. and Douglas, A. V., 2003. Reconstruction of long-term winter stream flow in the Gulf of California continental water-shed. *Journal of Hydrology*, 278, 39-50.
- Brouwer, P., 2013. Theory of XRF: Getting acquainted with the principles, *PANanalytical*, 3-60.
- Burdige, J. D., 2006. Geochemistry of marine sediments. Princeton University Press. New Jersey, USA, 8-10.
- Canet, C., Anadón, P., Alfonso, P., Prol-Ledesma, R. M., Villanueva-Estrada, R. E. and García-Valles, M., 2013. Gas-seep related carbonate and barite authigenic mineralization in the northern Gulf of California, *Marine and Petroleum Geology*, 43, 147-165.
- Cannariato, K. G. and Kennen, J. P., 1999. Climatically related millennial-scale fluctuations in strength of California margin oxygen-minimum zone during the past 60 ky. *Geology*, 27, 975-978.
- Cannariato, K. G., Kennen, J. P. and Behl, R. J., 1999. Biotic response to late Quaternary rapid climate switches in Santa Barbara Basin: Ecological and evolutionary implications. *Geology*, 27, 63-66.
- Carlson, C.A., 2002. Production and removal processes: In Hansell, D.A. and Carlson, C.A. (eds.), *Biogeochemistry of Marine Dissolved Organic Matter*: San Diego, Academic Press, 91-151.
- Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste S.C., 2018. Observatorio de Mares y Costas, Imágenes Satelitales. Recuperado el 01 de septiembre del 2018 en <http://observatorio.cibnor.mx/satelite.htm>.
- Chen, J., Chen, Y., Liu, L., Ji, L., Balsam, W. and Sun, Y., 2006. Zr/Rb ratio in the Chinese loess sequences and its implication for changes in the East Asian winter monsoon strength. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 1471-1482.
- Cheshire, H. and Thurow, J., 2013. Novel approaches to a unifying hypothesis for the Northeast Pacific's glacial mode of operation. *Paleoceanography*, 28, 1-15.
- Cheshire, H., Thurow, J. and Nederbragt, A. J., 2005. Late Quaternary climate change record from two long sediment cores from Guaymas Basin, Gulf of California. *Journal of Quaternary Science Reviews*, 20, 5, 457-469.
- Chester, R., 2000. Marine geochemistry. Blackwell Science, 2° edición, 506.
- Cifuentes-Lemus, J. L., Torres-García, M. and Frías, M., 1997. El océano y sus recursos II. Las ciencias del mar: oceanografía geológica y oceanografía química. 2° edición. Fondo de Cultura Económica.
- Clark, P. U. and Mix, A. C., 2002. Ice sheets and sea level of the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1-7.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., McCabe, A.M., 2009. The Last Glacial Maximum. *Science* 7, 710–714).
- Clement, A. C., Seager, R. and Cane, M. A., 2000. Suppression of El Niño during the mid-Holocene by changes in the Earth's orbit. *Paleoceanography*, 15, 731-737.
- Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L. and Fan, J. X., 2013. The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36:199-204.
- Conway H., Hall, B. L., Denton, G. H., Gades, A. M. and Waddington, E. D., 1999. Past and future grounding-line retreat of the West Antarctic Ice Sheet, *Science*, 286, 280-283

- Coria-Monter, E., Monreal-Gómez, M. A., Salas-de-León, D. A., Aldeco-Ramírez, J. and Merino-Ibarra, M., 2014. Differential distribution of diatoms and dinoflagellates in a cyclonic eddy confined in the Bay of La Paz, Gulf of California, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119, 6258-6268.
- Coria-Monter, E., Monreal-Gómez, M. A., Salas-de-León, D. A., Durán-Campos, E. and Merino-Ibarra, M., 2017. Wind driven nutrient and subsurface chlorophyll-a enhancement in the Bay of La Paz, Gulf of California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 196, 290-300.
- Cortese, G., Dolven, J. K. and Malmgren, B. A., 2005. Late Pleistocene-Holocene radiolarian paleotemperatures in the Norwegian Sea based on artificial neural networks. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 224, 311-332.
- Cowie, G.L., Mowbray, S., Lewis, M., Matheson, H., McKenzie, R., 2009. Carbon and nitrogen elemental and stable isotopic compositions of surficial sediments from the Indus margin of the Arabian Sea: Deep-Sea Research II, 271-282.
- Crawford, S. and Schrader, H., 1982. Microfossil distribution in coarse-fraction (> 150  $\mu$ m) analysis of Deep Sea Drilling Project site 480, central Gulf of California: Preliminary results, Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj., 64, 1245-1250.
- Cronin, T., 1999. Principles of Paleoclimatology, Columbia University Press. New York. 560 p.
- Crowley, T. J., 2000. Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, 289, 270-277
- Darby, D. A., Bischof, J. F., Spielhagen, R. F., Marshall, S. A. and Herman, S. W., 2001. Arctic ice exports events and their potential impact on global climate during the late Pleistocene, *Paleoceanography*, 17, 2, 15, 1-17.
- Dean, W. E., 1997. Rates, timing and cyclicity of Holocene eolian activity in north central United States: Evidence from varved lake sediments. *Geology*, 25, 331-334.
- Dean, W. E., 2006. The geochemical record of the last 17,000 years in the Guaymas Basin, Gulf of California. *Chemical Geology*, 232, 87-98.
- Dean, W. E., Forester, R. M. and Bradbury, P. J., 2002. Early Holocene change in atmospheric circulation in the northern great plains: An upstream view of the 8.2 ka cold event. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1763-1775.
- Dean, W. E., Gardner, J. V. and Piper, D. Z., 1997. Inorganic geochemical indicators of glacial-interglacial changes in productivity and anoxia on the California continental margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 21, 4507-4518.
- DeMenocal, P.B., Ortiz, J., Guilderson, T., and Sarnthein, M., 2000. Coherent High- and Low-Latitude Climate Variability during the Holocene Warm Period. *Science*, 288 (5474):2198-2202.
- Denton, G. H., and Karlén, W., 1973. Holocene climatic variations-Their pattern and possible cause. 3:155-174.
- Douglas, R., González-Yajimovich, O., Ledesma-Vázquez, J., Staines-Urías, F., 2007. Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California. *Quaternary Science Reviews*, 26, 115-129.
- Douglas R. G., Gorsline, D., Grippo A., Granados, I. and González-Yajimovich O. 2001. Holocene ocean-climate variations in Alfonso Basin, Gulf of California, Mexico. In: West GJ, Buffaloe LD (eds.), Proceedings of the 18th PACLIM Workshop, Asilomar, Pacific Grove, CA, pp. 7-20.
- Douglas, R. G., Gorsline, D., Grippo, A., Granados, I. and González-Yajimovich, O., 2002. Holocene ocean-climate variation in Alfonso Basin, Gulf of California, México. In: West, G. J. and Buffaloe, L. D., Proceedings of the Eighteenth PACLIM Workshop. Asilomar, Pacific Grove, California, 7-20.
- Dowdeswell, J. A., 2009. Ice-rafted debris (IRD) In: Gornitz, V. (Ed). Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments. Springer. Netherlands. 471-473.
- Dymond, J., Collier, R. and McManus, J., 1997. Can the aluminum and titanium contents of ocean sediments be used to determine the paleoproductivity of the oceans?, *Paleoceanography*, 12, 4, 586-593.
- Dymond, J., Suess, E. and Lyle, M., 1992. Barium in Deep Sea sediment: A geochemical proxy for paleoproductivity. *Paleoceanography*, 7, 2, 163-181.

- Fairbanks, R. G., Sverdrup, M., Free, R., Wiebe, P. H., Bé, A. W. H., 1982. Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. *Nature*, 298, 841-844.
- Fairbridge, R. W., 2009. Hypsithermal. *In: Gornitz, V. (Ed). Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments. Springer. Netherlands. 841-856.*
- Fassbender, H. W., 1975. Química de los suelos con énfasis en suelos de América Latina. Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas de la OEA. Editorial IICA, Costa Rica.
- Flückiger J., Dällenbach, A., Blunier, T., Stauffer, B., Stocker, T. F., Raynaud, D. and Barnola, J., 1999. Variations in atmospheric N<sub>2</sub>O concentration during abrupt climatic changes, *Science*, 285, 227-230
- Frantz, BR, Kashgarian, M, Coale, KH y Foster, MS, 2000. Tasa de crecimiento y registro climático potencial de un rodolito que utiliza espectrometría de masas acelerador 14C, *Limnología y oceanografía* 45: 1773-1777.
- Fyfe, W. S., 1981. Introducción a la geoquímica, Reverté, Oxford University Press
- Gama-Osorio, C., 2016. Conformación de un modelo batimétrico de alta resolución de Bahía de La Paz. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM, 55 p.
- Ganeshram, R.J., Pedersen, T.F., 1998. Glacial-interglacial variability in upwelling and bioproductivity off NW Mexico: Implications for Quaternary paleoclimate: *Paleoceanography*, 13, 634-645.
- Gass, I. G., Smith, P. J. and Wilson, R. C. L., 2002. Introducción a las Ciencias de la Tierra, reverté. Barcelona, España, 18-25.
- Geological Society of America, 1991. Rock Color Chart with genuine Munsell color chips., Munsell Color, USA.
- Gillespie, R. J. and Beltrán, A., 1990. Química. Reverté, Barcelona, 550 p.
- González-Yajimovich, O., Douglas, R. G., and Gorsline, D. S., 2005. The preserved carbonate record in Holocene sediments of the Alfonso and Pescadero basins, Gulf of California, Mexico. *Proceedings of the Geologists' Association*, 116: 315-330.
- Gornitz, V., 2009. Paleoclimate proxies, an Introduction. *In: Gornitz, V. (Ed). Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments. Springer. Netherlands. 716-720.*
- Hansell, D.A., 2002. DOC in the global ocean carbon cycle. en Hansell, D.A. and Carlson, C.A. (eds.), *Biogeochemistry of Marine Dissolved Organic Matter: San Diego, Academic Press, 685-715.*
- Hartnett, H.E., Keil, R.G., Hedges, J.I., Devol, A.H., 1998. Influence of oxygen exposure time on organic carbon preservation in continental margin sediments: *Nature*, 391, 572-574.
- Haugh, H. G., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C. and Röhl, U., 2001. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, 293, 1304-1307.
- Hedges, J.I., Keil, R.G., 1995. Sedimentary organic matter preservation: An assessment and speculative synthesis: *Marine Chemistry*, 49, 81-115.
- Hemming, S., 2009. Heinrich Events. *In: Gornitz, V. (Ed). Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments. Springer. Netherlands. 409-414.*
- Herbert, T., Schuffert, J. D., Andreasen, D., Heusser, L., Lyle, M., Mezcla, A., Ravelo, A. C., Stott, L. D. and Herguera, J. C. 2001. Collapse of the California current during glacial maxima linked to climate change on land, *Science*, 293, 71-76
- Herguera, J. C., 1992. Deep-sea benthic foraminifera and biogenic opal: Glacial to postglacial productivity changes in the western equatorial Pacific. *Marine Micropaleontology*, 19, 79-98.
- Herguera-García, J. C., Franco, G. B., and Molina-Cruz, A., 2003. Decadal surface variability in the low Gulf of California: records for the past 300 years. *Geofísica Internacional*, 42: 397-406.
- Hernández-Sampieri, R., Fernández-Collado, C. y Baptista-Lucio, P., 2010. Metodología de la Investigación, McGraw Hill, Quinta edición, 650 p.
- Higginson, M. J. 2009. Geochemical proxies (non-isotopic). *In: Gornitz, V. (Ed). Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments. Springer. Netherlands. 495-498.*
- Hoek, W. Z. 2009. Bolling-Allerod Interstadial *In: Gornitz, V. (Ed). Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments. Springer. Netherlands. 489-493.*

- Hounslow, M. W. and Maher, B. A., 1999. Source of the climate signal recorded by magnetic susceptibility variations in Indian Ocean sediments. *Journal of Geophysical Research*, 104, b3, 5047-5061.
- Jahnke, R.A., Jahnke, D.B, 2004. Calcium carbonate dissolution in deepsea sediments: Implications of bottom water saturation state and sediment composition: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 47-59.
- Jiménez, A., Marinone, S. G. and Parés-Sierra, A., 2005. Efecto de la variabilidad espacial y temporal del viento sobre la circulación en el Golfo de California. *Ciencias Marinas*, 31, 2, 357-368.
- Juillet-Leclerc, A. and Schrader, H., 1987. Variations of upwelling intensity record in varved sediments from the Gulf of California during the past 3000 years, *Nature*, 329: 146-149.
- Keiwing, L., and Jones, G., 1990. Deglacial Climatic Oscillations in the Gulf of California. *Paleoceanography*, 5, 6: 1009-1023.
- Kelts, K. and Niemitz, J., 1982. Preliminary sedimentology of late Quaternary diatomaceous muds from Deep Sea Drilling Project site 480, Guaymas Basin slope, Gulf of California, Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj., 64, 1191-1210.
- Kitoh, A. and Murakami, S., 2002. Tropical Pacific climate at the mid-Holocene and the Last Glacial Maximum simulated by a coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Paleoceanography*, 17, 3, 1-13.
- Koutavas, A. and Joanides, S., 2012. El Niño-Southern Oscillation extrema in the Holocene and Last Glacial Maximum. *Paleoceanography*, 27, 4.
- Koutavas, A., Lynch-Stieglitz, J., Marchitto, T., Sachs, J., 2002. El Niño-like pattern in ice age tropical pacific sea surface temperature. *Science* 12, 226-230.
- Lacis, A. A., 2009. Albedo feedbacks. In: Gornitz, V. (Ed). *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*. Springer. Netherlands. 2-4.
- Leri, A. C., Mayer, L. M., Thornton, K. R. and Ravel, B., 2014. Bromination of marine particulate organic matter through oxidative mechanisms. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 182, 53-63.
- Li, Y. H. and Schoonmaker, 2005. Chemical composition and mineralogy of marine sediments. In: McKenzie (ed.). *Sediments, diagenesis and sedimentary rocks*. Elsevier, 1-30.
- Libes, S. M., 2010. *Introduction to marine biogeochemistry*. Elsevier, Academic Press. USA, 559-580.
- Liu, L., Chen, J., Ji, J. and Chen, Y., 2004. Comparison of paleoclimatic change from Zr/Rb ratios in Chinese loess with marine isotope records over the 2.6-1.2 Ma BP interval. *Geophysical Research Letters*, 31, L15204, 1-4.
- Liu, Z. 2005. Atmospheric CO<sub>2</sub> forcing on glacial thermohaline circulation and climate. *Geophysical Research Letters*, 32, L02706.
- Liu, Z., Kutzbach, J. and Wu., L., 2000. Modelling climate shift of El Niño variability in the Holocene. *Geophysical Research Letters*, 27, 15, 2265-2268.
- Liu, Z., Otto-Bliesner, B., Kutzbach, J., Li, L. and Shield, C. 2003. Coupled climate simulations of the evolution of global monsoons in the Holocene. *Journal of climate*, 16, 2472-2490.
- Mackenzie, F. T., 1975. Sedimentary cycling and evolution of sea water. In: Riley, J. P. and Skirrow, G. (eds). *Chemical Oceanography*, 1, 2, 309-364.
- Maher, B. A. and Thompson, R., 1995. Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese Loess and Paleosols. *Quaternary Research*, 44, 383-391.
- Mann, M. E., Bradley, R. S. and Hughes, M. K., 1999. Northern Hemisphere temperatures during the past millenium: inferences, uncertainties and limitations. *Geophysical Research Letters*, 3, 1, 1-12.
- Mann, M., Zhang, E. Z., Rutherford, R.S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., Ammann, C. and Faluvegi, G., 2009. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 326, 1256-1260.
- Marchitto, T. M., Muscheler, R., Ortiz, J.D., Carriquiry, J. D. and van Geen, A., 2010. Dynamical response of the tropical Pacific Ocean to solar forcing during the early Holocene. *Science*, 330, 1378-1381.
- Marinone, S. G., 2003. A three-dimensional model of the mean and seasonal circulation of the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 108, C10, 3325.

- Marshall, F. J., 2009. Glaciations, Quaternary. *In: Gornitz, V. (Ed). Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments. Springer. Netherlands. 389-394*
- Maslin, M., 2009. Quaternary climate transition and cycles. *In: Gornitz, V. (Ed). Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments. Springer. Netherlands. 841-856.*
- Mason, B. and Moore, C. B., 1982. Principles of geochemistry, John Wiley and sons, Inc. New York.
- Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Stager, J. C., Karlén, W., Maascha, K.A., Meeker, L. D., Meyerson, E. A., Gasse, F., van Kereveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Racki, F., Staubwasser, M., Schneider, R. R. and Steig, E. J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 2434-255.
- McClymont, E., Ganeshram, R., Pichevin, L., Talbot, H., Dongen, B., Thunell, R., Haywood, A., Singarayer, J. and Valdes, J., 2012. Sea-surface temperature records of Termination 1 in the Gulf of California: Challenges for seasonal and interannual analogues of tropical Pacific climate change. *Paleoceanography*, 27, 1-15.
- Misra, K. C., 2012. Introduction to geochemistry: principles and applications. Wiley-Blackwell productions.
- Mogensen, I. A., 2009. Dansgaard-Oeschger Cycles. *In: Gornitz, V. (Ed). Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments. Springer. Netherlands. 229-233.*
- Molera, S. A., 1990. Metales resistentes a la corrosión. Productiva. Barcelona, España., 87-89.
- Molina-Cruz, A., 1986. Evolución oceanográfica de la boca del Golfo de California. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM*, 13, 2: 95-120.
- Molina-Cruz, A., 1988). Late Quaternary Oceanography of the mouth of the Gulf of California: The Polycystine connection. *Paleoceanography*, 3, 4: 447-459.
- Molina-Cruz, A., L. Pérez-Cruz and 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, 6, 1401-1410.
- Monnin E., Indermühle, A., Dällenbach, A., Flückiger, J., Stauffer, B., Stocker, T. F., Raynaud, D. and Barnola, J. M., 2001. Atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations over the Last Glacial Termination, *Science*, 291, 112-114.
- Monreal-Gómez, M. A., A. Molina-Cruz and D. A. Salas-de-León, 2001. Water masses and cyclonic circulation in Bay of La Paz, Gulf of California, during June 1998. *Journal of Marine Systems*, 30, 305-315.
- Montenegro A., Evy, M., Kaplan, J. O., Meissner, K. J. and Weaver, A., 2006. Carbon storage on exposed continental shelves during the glacial-interglacial transition, *Geophysical Research Letters*, 33, L08703
- Moreno-Sánchez, M. and Hincapié-Jaramillo, G. 2010. Estudio de isótopos de carbono (<sup>13</sup>C) y estroncio (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr) en los depósitos cretáceos-terciarios de la cordillera oriental. Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Programa de Geología, 135 pp.
- Morse, J.W., 2005. Formation and diagenesis of carbonate sediments, en Mackenzie, F.T. (ed), *Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks: Elsevier, Treatise on Geochemistry, Volume 7, 67-85.*
- Müller, B. 2012. Trace Elements in Marine Sediments from the Oxfordian (Late Jurassic): Implications for Seawater Chemistry, Erosional Processes, Changes in Oceanic Circulation and More, *The Open Geology Journal*, 6, 32-64.
- Murray, R. W. and Leinen, M., 1996. Scavenged excess aluminum and its relationship to bulk titanium in biogenic sediment from the central equatorial Pacific Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 20, 3869-3878.
- Naik, S.S., Naidu, P.D., 2008. Possible factors that control calcite dissolution in the western tropical Indian Ocean: *Current Science*, 95, 22-23.
- Nava-Sánchez, E. H., Gorsline, D. S. and Molina-Cruz, A., 2001. The Baja California peninsula borderland: structural and sedimentological characteristics. *Sedimentology Geology*, 144, 63-82.
- Obeso-Nieblas, M., Gaviño Rodríguez, J. H., Jiménez-Illescas, A. R. and Shirasago-Gérman, B., 2002. Simulación numérica de la circulación por marea y viento del norte y sur en la bahía de la Paz, B.C.S. *Océanides*, 17, 1, 1-12.
- Obeso-Nieblas, M., Shirasago, B., Sánchez-Velasco, L. and Gaviño-Rodríguez, J. H., 2004. Hydrographic variability in Bahía de La Paz, BCS, México during the 1997-1998 El Niño. *Deep Sea Research II*, 51, 689-710.
- O'Brien, S. R., Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Meese, D. A., Twickler, M. S., and Whitlow, S. I., 1995). Complexity of Holocene Climate as Reconstructed from a Greenland Ice Core. *Science*. 270(5244):1962-1964.

- Ortiz, J.D., O'Connell, S.B., DelViscio, J., Dean, W., Carriquiry, J.D., Marchitto, T., Zheng, Y., van Geen, A., 2004. Enhanced marine productivity off western North America during warm climate intervals of the past 52 k.y: *Geology*, 32(6), 521-524.
- Otto-Bliesner, B.L., Brady, E.C., Clauzet, G., Tomas, R., Levis, S., Kothavala, Z., 2006. Last glacial maximum and Holocene climate in CCSM3. *Journal of Climate* 19 (11), 2526–2544.
- Otto-Bliesner, B.L., Brady, E.C., Shin, S., Liu, Z. and Shields, C., 2003. Modeling El Niño and its tropical teleconnections during the last glacial–interglacial cycle. *Geophysical Research Letters* 30, 2198.
- Otto-Bliesner, B. L., Rosenbloom, N., Stone, E. J., McKay, N. P., Lunt, D. J., Brady, E. C. and Overpeck, J. T., 2018. How warm was the last interglacial? New model-data comparisons. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 371, 20130097.
- Paillard, D., 2009. Last Glacial Termination. *In: Gornitz, V. (Ed). Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments. Springer. Netherlands. 495-498.*
- Pérez-Cruz, L., 2000. Estudio paleoceanográfico y sedimentológico Holocénico de la Bahía de La Paz, Golfo de California. Tesis de Doctorado (Oceanografía Geológica). UNAM, México, D.F., 167 p.
- Pérez-Cruz, L., 2006. Climate and ocean variability during middle and late Holocene recorded in laminated sediments from Alfonso Basin, Gulf of California, México. *Quaternary Research*, 65, 401-410.
- Pérez-Cruz, L., 2013. Hydrological changes and paleoproductivity in the Gulf of California during middle and late Holocene and their relationship with ITCZ and North American Monsoon variability. *Quaternary Research*, 79, 138-151.
- Pérez-Cruz, L. and Urrutia-Fucugauchi, J., 2009. Magnetic mineral study of Holocene marine sediments from the Alfonso Basin, Gulf of California implications for depositional environment and sediment sources. *Geofísica Internacional*, 48, 305-318.
- Pérez-Cruz L. and Urrutia-Fucugauchi, J., 2010. Holocene laminated sediments from the southern Gulf of California: Geochemical, mineral magnetic and microfossil study. *Journal of Quaternary Science*, 25, 989- 1000.
- Pérez-Cruz, L. and Urrutia-Fucugauchi, J., 2018. Magnetic mineral diagenesis in anoxic laminated sediments from the Southern Gulf of California. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 62, 115-138.
- Pérez-Cruz, L., Villagrán-de-la-Cruz, G. E. and Gómez-Lizárraga, L., 2009. Radiolarios en los sedimentos marinos del Cuaternario tardío del Golfo de California: Paleoceanografía y Paleoclimatología. *En: Monografías del Instituto de Geofísica, Gogichaisvilli, A. (Ed). UNAM, 15:72pp.*
- Peteet, D. M., 2009. Younger Dryas. *In: Gornitz, V. (Ed). Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments. Springer. Netherlands. 841-856.*
- Peterson, L. C., Haugh, G. H., Hughen, K. A. and Röhl, U., 2000. Rapid changes in the hydrological cycle of the Tropical Atlantic during the Last Glacial. *Science*, 290, 1947-1951.
- Pride, C., Thunell, R., Sigman, D., Keigwin, L., Altabet, M., and Tappa, E., 1999. Nitrogen isotopic variations in the Gulf of California since the last deglaciation: Response to global climatic change. *Paleoceanography*, 14: 397-409.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, K. B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. and van der Plicht, J., 2013. Intcal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 4, 1869–1887.
- Rocha, de la, C. L., 2006. The Biological Pump. en Elderfield H. (ed.), *The Oceans and Marine Geochemistry, Treatise on Geochemistry: Elsevier, Volume 6, 83-111.*
- Roden, G. I., 1972. Thermohaline structure and baroclinic flow across the Gulf of California entrance and in the Revillagigedo Islands region. *Journal of Physical Oceanography*, 2, 2, 177-183.
- Rowan C.J., Roberts A.P. and Broadbent T., 2009. Reductive diagenesis, magnetite dissolution, greigite growth and paleomagnetic smoothing in marine sediments: A new view. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 277, 223–235.

- Sancetta, C., 1995. Diatoms in the Gulf of California: Seasonal flux patterns and the sedimentary record for the last 15,000 years. *Paleoceanography*, 10: 67-84.
- Sánchez, A., Carriquiry, J., López-Ortiz, B.E., 2010. Variabilidad climática y la acumulación de carbono orgánico en el sector sur de la Corriente de California durante las etapas isotópicas marinas 1, 2 y 3: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62, 391-398.
- Sánchez-Goñi, M. F. and Harrison, S., 2010. Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. *Quaternary Science Reviews*, 29, 2823-2827.
- Selley, R. C., 2005. Sedimentary rocks. Mineralogy and classification. In: Selley, R. C., Cocks, L. R. M. and Plimer, I. R. (eds), *Encyclopedia of geology*. Elsevier Academic Press, 25-37.
- Servicio Meteorológico Nacional, 2018. Resúmenes mensuales y anuales de temperatura y precipitación. Recuperado el 01 de septiembre del 2018 en <http://smn.cna.gob.mx/es/climatologia/temperaturas-y-lluvias/resumenes-mensuales-de-temperaturas-y-lluvias>.
- Shimmield, G. B. and Momwbray, S. R., 1991. The inorganic geochemical record of the northwest Arabian Sea: a history of productivity variation over the last 400 kyr from sites 772 and 724. In: Prell, W. L. *et al.* (Ed.). *Proceedings ODP Scientific Results*, 117, 409-429.
- Shindell, D. T., 2009. Little Ice-Age. In: Gornitz, V. (Ed). *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*. Springer. Netherlands. 520-522.
- Shindell, D. T., Rind, D., Balachandran, N. K., Lean, J. and Lonergan, P., 1999. Solar cycle variability, ozone and climate. *Science*, 284, 305-308.
- Silverberg, N., Bahena, F. A. and Mucchi, A., 2014. Time series measurements of settings particulate matter in Alfonso Basin, Bay of La Paz, southwestern Gulf of California, *Continental Shelf Research*, 84, 169-187.
- Staines-Urías, F., Douglas, R. G., and Gorsline, D. S., 2009. Oceanographic variability in the southern Gulf of California over the past 400 years. Evidence from faunal and isotopic records from planktic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 284: 337-354.
- Staines-Urías, F., González-Yajimovich, O. and Beaufort, L. 2015. Reconstruction of past climate variability and ENSO-like fluctuations in the Southern Gulf of California (Alfonso Basin) since the last glacial maximum. *Quaternary Research*, 83, 488-501.
- Steig, E. J., 1999. Mid-Holocene Climate Change. *Science*. 286 (19):1485-1487.
- Stott P., Tett, S. F., Jones, G. S. Allen, M. R., Mitchell, J. F. and Jenkins, G. J., 2000. External control of 20th century temperature by natural and anthropogenic forcings, *Science*, 290, 2133-2137.
- Stuiver, M. and Reimer, P. J., 1993. Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program. In: Stuiver, M., Long, A. and Kra, R. S., eds., *Calibration 1993. Radiocarbon*, 35(1): 215-230.
- Sundquist E. T., 1993. The global carbon dioxide budget, *Science*, 259, 934-941
- Takahashi, K., Ravelo, A. C. and Álvarez, C.A., 2011. Methods. Expedition 323 Scientists, Tokyo: *Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program*.
- Tarasov, L. and Peltier, W. R., 2005. Arctic freshwater forcing of the Younger Dryas cold reversal, *Nature Letters*, 435, 662-665.
- Tarbuck, E. J. and Lutgens, F. K., 2005. *Ciencias de la Tierra: Una introducción a la geología física*. 8° edición, Pearson Prentice Hill, 686 p.
- Thunell, R. C. and Reynolds, L. A., 1984. Sedimentation of planktonic foraminifera: seasonal changes in species flux in the Panama Basin. *Micropaleontology*, 30, 3, 243-262.
- Thunell, R. C., Tappa, E. and Müller-Karger, F., 1996. Plankton response to physical forcing in the Gulf of California, *Journal of Plankton Research*, 18, 2017-2026.
- Thunell, R., Benitez-Nelson, C., Varela, R., Astor, Y., Muller-Karger, F., 2007. Particulate organic carbon fluxes along upwelling-dominated continental margins: Rates and mechanisms: *Global Biogeochemical Cycles*, 21, GB1022.

- Thunell, R.C., Kepple, A.B., 2004. Glacial-Holocene  $\delta^{15}\text{N}$  record from the Gulf of Tehuantepec, Mexico: Implications for denitrification in the eastern equatorial Pacific and changes in atmospheric  $\text{N}_2\text{O}$ : *Global Biogeochemical Cycles*, 18, 1-12.
- Timmermann, A., Justino, F., Jin, F. F., Krebs, U., Goosse, H., 2004. Surface temperature control in the North and tropical Pacific during the last glacial maximum. *Climate Dynamics* 23, 353–370.
- Tudhope, A. W., Chilcott, C. P., McCulloch, M. T., Cook, E. R., Chappell, J., Ellam, R. M., Lea, D. W., Lough, J. M. and Shimmield, G. B., 2001. Variability in the El Niño-Southern Oscillation through a Glacial-Interglacial Cycle. *Science*, 291, 1511-1517.
- Uriarte, C. A., 2010. Historia del clima de la Tierra. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, 306 p.
- Valdés, J. y Ortlieb, L., 2001. Paleoxigenación subsuperficial de la columna de agua en la bahía Mejillones del sur ( $23^\circ \text{S}$ ): Indicadores geoquímicos en testigos de sedimento marino. *Investigaciones Marinas, Valparaíso*, 29, 1, 25-35.
- Vinther, B.M, Clausen, H.B., Johnsen, S.J., Rasmussen, S.O., Andersen, K. K., Buchardt, S. L., Dahl, D., Jensen, H., Seierstad, I. K., Siggaard-Andersen, M. L., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., Olsen, J. and Heinemeier, J., 2006. A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene *Journ. Geophys. Res.*, vol. 111, D13102.
- Weedon, G. P. and Shackleton, N. J., 1997. Inorganic geochemical composition of Oligocene to Miocene sediments and productivity variations in the western Equatorial Atlantic: Results from sites 926 and 929. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 154, 507-526.
- Wehausen, R., Brumsack, H., 1999. Cyclic variations in the chemical composition of Eastern Mediterranean Pliocene sediments: a key for understanding sapropel formation. *Marine Geology*, 153, 161-176.
- Wei, G., Liu, Y., Li, X., Shao, L. and Liang, X., 2003. Climatic impact on Al, K, Sc and Ti in marine sediments: Evidence from ODP Site 1144, South China Sea. *Geochemical Journal*, 37, 593-602.
- Ziegler, M., Jilbert, T., de Lange, G., Lourens, L. J. and Reichert, G., 2008. Bromine counts from XRF scanning as an estimate of the marine organic carbon content of sediment cores., *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, 5, 1-6.
- Zimov S, Schuur, A. G. and Chapin III, F. S., 2006. Permafrost and the global carbon budget, *Science*, 312, 1612-1613.

## Apéndice 1 – Datación por radiocarbono

El principio de datación por radiocarbono se presenta a continuación.

El radiocarbono o  $^{14}\text{C}$ , es un isótopo inestable y débilmente radioactivo del elemento carbono. Los isótopos estables son el  $^{12}\text{C}$  y el  $^{13}\text{C}$ . El  $^{14}\text{C}$  se forma continuamente en la atmosfera superior por el efecto de los neutrones de rayos cósmicos sobre los átomos de  $^{14}\text{N}$ , oxidándose rápidamente en el aire para formar dióxido de carbono y entrar en el ciclo global del carbono. Las plantas y los animales asimilan el  $^{14}\text{C}$  a partir del dióxido de carbono durante toda su vida. Cuando mueren, dejan de intercambiar carbono con la biósfera y su contenido de  $^{14}\text{C}$  empieza a disminuir a una tasa determinada por la ley del decaimiento radioactivo. La datación por radiocarbono es, básicamente, un método diseñado para medir la radioactividad residual. Al conocer la cantidad de  $^{14}\text{C}$  remanente en una muestra, puede conocerse la fecha de la muerte del organismo.

No todos los materiales pueden ser datados por radiocarbono. La mayoría de los compuestos orgánicos pueden ser datados. Algunos materiales inorgánicos, como la aragonita de una concha pueden ser datados siempre y cuando su formación mineral suponga la asimilación de  $^{14}\text{C}$  en equilibrio con la atmósfera. Los materiales que han sido datados por radiocarbono desde la creación del método incluyen carbón, madera, semillas, huesos, cuero, turba, barro de lago, suelo, cabello, cerámica, polen, pinturas murales, corales, residuos de sangre, tejidos, papel o pergamino, resinas, y agua, entre otros. Cabe mencionar que es necesaria la aplicación de pretratamientos físicos y químicos sobre estos materiales para eliminar posibles contaminantes.

En la actualidad, existen tres técnicas principales utilizadas para medir el contenido de  $^{14}\text{C}$  de cualquier muestra: recuento proporcional de gas, recuento de centelleo líquido, y espectrometría de masas con aceleradores.

Para esta investigación se utilizó la técnica de espectrometría de masas con aceleradores (AMS), la cual es una técnica moderna de datación por radiocarbono que está considerada como la forma más eficiente de medir el contenido de radiocarbono de una muestra. En ella, el contenido de  $^{14}\text{C}$  se mide directamente en relación al  $^{12}\text{C}$  y al  $^{13}\text{C}$  presente. El método no tiene en cuenta las partículas beta, sino el número de átomos de carbono presentes en la muestra y la proporción de los isótopos.

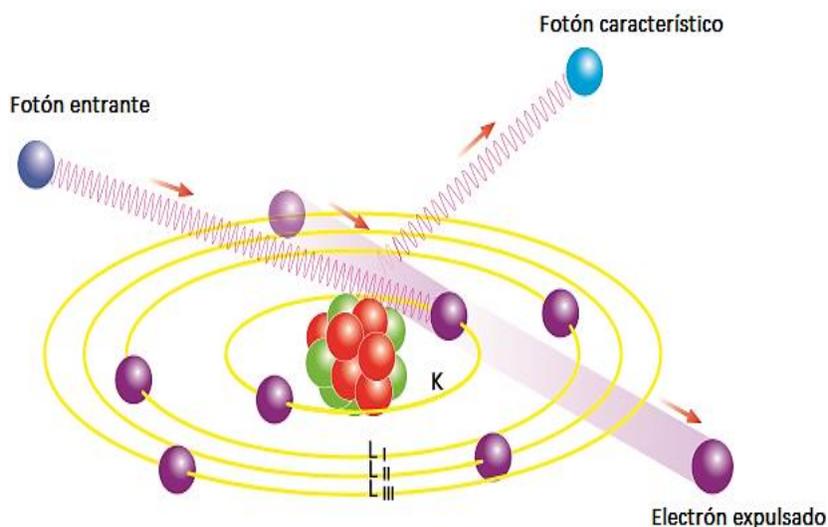
## Apéndice 2 – Fluorescencia de Rayos X

Por décadas, los instrumentos de FRX han sido utilizados en laboratorios para investigar muestras desde una perspectiva geoquímica, arqueológica e industrial, obteniendo resultados óptimos. El fundamento de esta técnica se describe brevemente a continuación (Brouwer, 2003) (Fig. 16):

El modelo clásico de un átomo consiste en un núcleo con protones cargados positivamente y neutrones sin carga, rodeados por electrones agrupados en orbitales o niveles energéticos. El orbital más interno se denomina orbital-K, conforme los orbitales se alejan del núcleo se denominan orbital-L y orbital-M. El orbital-L está compuesto por 3 subniveles denominados  $L_I$ ,  $L_{II}$  y  $L_{III}$ . EL orbital M tiene 5 subniveles, estos son  $M_I$ ,  $M_{II}$ ,  $M_{III}$ ,  $M_{IV}$  y  $M_V$ . El orbital-K puede contener dos electrones, el orbital-L presenta hasta ocho electrones y el orbital-M contiene hasta dieciocho. La energía de un electrón depende del nivel energético u orbital que esté ocupando, y a que elemento pertenezca. Cuando un átomo es irradiado, las partículas como los fotones de rayos X y los electrones con suficiente energía pueden expulsar un electrón del átomo. Esto produce un espacio y un estado excitado e inestable del átomo.

Con la finalidad de restaurar la configuración inicial, ocurre una transferencia de un electrón de un nivel energético más externo (Fig. 15). Los electrones de las capas externas tienen una mayor energía que el átomo expulsado; el excedente energético puede ser emitido como un fotón de rayos X. En un espectro, puede observarse como una línea. La energía de los rayos X emitidos depende de la diferencia en la energía entre el orbital del espacio inicial y la energía del electrón reemplazante. Cada átomo cuenta con niveles energéticos específicos, es por esto por lo que la radiación emitida es característica de dicho átomo.

Un átomo puede emitir más de una sola energía (o línea) debido a que pueden producirse distintos espacios que serán ocupados por diferentes electrones; la colección de las líneas emitidas es característica del elemento y se considera una señal única de cada elemento.



**Figura 30.** Fundamento de la técnica de Fluorescencia de Rayos X (FRX) (Tomada de Brouwer, 2003).