



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**REGISTROS GEOQUÍMICOS Y BIOLÓGICOS EN SEDIMENTOS
LAMINADOS DEL HOLOCENO DE LA CUENCA ALFONSO,
BAHÍA DE LA PAZ, GOLFO DE CALIFORNIA: SU
SIGNIFICADO PALEOCLIMÁTICO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

BIÓLOGO

P R E S E N T A :

José Manuel Bautista Guzmán



**DIRECTOR DE TESIS:
Dra. Ligia L. Pérez Cruz
(2013)**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Datos del alumno

Bautista
Guzmán
José Manuel
57493541
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Biología
303306276

Datos del Tutor

Dra.
Ligia Lucina
Pérez
Cruz

Datos del sinodal 1

Dr.
Frank Raúl
Gío
Argáez

Datos del sinodal 2

Dr.
Juan Francisco
Sánchez
Beristáin

Datos del sinodal 3

M. en C.
Alejandro
Rodríguez
Ramírez

Datos del sinodal 4

M. en C.
Arturo David
Contreras
Barrera

Datos del trabajo escrito

REGISTROS GEOQUÍMICOS Y BIOLÓGICOS EN SEDIMENTOS LAMINADOS DEL HOLOCENO DE LA CUENCA
ALFONSO, BAHÍA DE LA PAZ, GOLFO DE CALIFORNIA: SU SIGNIFICADO PALEOCLIMÁTICO
53 PP.
2013

¡Que haya más respeto, conciencia y ética entre la comunidad científica de nuestro país!

¡Que la comunidad científica luche por un país mejor!

¡Que la ciencia sea una disciplina honesta e igualitaria!

¡Que valga la alegría dedicarse a la ciencia y no la pena!

¡Que se haga valer y respetar nuestro decálogo!

“Por mi raza hablará el espíritu”

Agradecimientos académicos

A la Dra. Ligia Pérez Cruz por dirigir este trabajo, por el apoyo durante la realización del mismo.

A los miembros de mi jurado: Dr. Frank Raúl Gío Argáez, Dr. Juan Francisco Sánchez Beristáin, M. en C. Alejandro Rodríguez Ramírez y M. en C. Arturo David Contreras Barrera por poner interés y tiempo en los comentarios y sugerencias para mejorar este trabajo.

A los profesores de la Facultad de Ciencias de la UNAM que me infundieron el conocimiento científico y biológico.

A la Facultad de Ciencias, al Instituto de Geofísica y a la Nucleoteca II porque encontré dentro de sus instalaciones una segunda casa.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por dejarme inmiscuir en sus entrañas.

Este trabajo se realizó dentro del marco de los siguientes proyectos de investigación: DGAPA-UNAM (PAPIIT IN101012) y CONACYT (81288).

Agradecimientos personales

A todas las personas en las que pude encontrar una sonrisa sincera durante el tiempo de realización de este trabajo (2011-2013).

A mis padres por guiarme y enseñarme que en la vida todos merecemos el mismo respeto.

Muy en especial a mi madre, Alejandra Guzmán B., porque siempre estás ahí para darme una sonrisa, una mirada de esperanza, porque el apoyo que me otorgas, no sólo en lo académico si no en mi proyecto llamado vida, siempre es incondicional, gracias "Gechu".

A mis hermanos de sangre Angélica, Víctor, Mary y Roció por compartir una infancia llena de sonrisas, juegos, ilusiones y esperanzas, seguimos siendo niños, siempre juguemos juntos.

A Alan, Alexa y Leo por mostrar la inocencia y sueños que nunca debemos de perder, por enseñarnos que no importa porque nos disgustemos la amistad siempre debe de prevalecer. Están aquí en esta vida de retos, pero con ustedes comienza la esperanza de una generación mejor. No olviden que nadie jugará por ustedes, tienen que meterse a la cancha, tomar el balón y encarar.

A Lety por los momentos desastrosos y agradables, por estar durante este recorrido, por sentarte a mi lado a tomar un café tratando de quitar el sueño, por pellizcarme en clase para no dormir, por correr conmigo tratando de no llegar tarde a las clases, exámenes, prácticas de campo, etc., porque eres una razón para sonreír al recordar. Pero sobre todo gracias por enseñarme que aunque la vida da golpes fuertes nunca debemos olvidar la búsqueda de nuestros sueños.

A mis hermanos de vida y vivencias: Jorge (señor rojo) por emprender y compartir el gusto en proyectos que en un pasado sólo imaginábamos, que tengan más éxito y que vengan más. A Jaim (maniac), Gustavo (cuca), Jaime (chayo) por ser mis compañeros de una de mis mejores etapas de mi vida, por ser compañeros de batallas, porque al conocernos sólo nosotros nos soportábamos y aunque las circunstancias nos han distanciado seguimos siendo "Tóxicos". A Daniel (buda) y Hugo (bobi) porque cuando creí que no encontraría más hermanos ustedes me ensañaron lo contrario, porque luchamos juntos por conseguir mejores cosas, porque seguimos juntos.

A mis compañeros de laboratorio: Ángel, Marisol V., Marisol E., Julio, Ana, Ale, Alex, al Dr. Loic, Dra. Raquel, Laura, Óscar. Y a quienes ya no están pero fueron parte: Edgar, Gladis, Male, Dani, Ricardo, Hugo, Rafa e Isa. Porque siempre me brindaron palabras de apoyo,

porque me compartieron de su conocimiento y ayuda para lograr terminar este trabajo, pero sobre todo por compartir momentos agradables dentro y fuera de la Nucleoteca.

Muy en especial a Raquel F. por su apoyo académico y anímico en la culminación de este trabajo, por su amistad sincera, por esas charlas en las que se intercambian las culturas y sólo para darse cuenta que las distancias no nos hacen tan diferentes, porque a pesar de que el camino nos llevara por lugares diferentes habrá una amistad.

A Ana G. (de DGP), Sr. Víctor y Sr. Toño (ambos del “pozo”), porque siempre brindaron palabras de apoyo durante la elaboración de este trabajo.

Sólo les digo a todos que: Llegará el día en el que no podremos levantarnos, en el que el miedo nos invadirá más que el valor, en el que ya no podremos estrecharnos nunca más nuestras manos, en el que los abrazos se hayan esfumado, en el que en que la luz de nuestro ojos se apagará, llegará el día en el que no existiremos más... pero hoy no es ese día hoy estamos aquí.

“...aunque nada nos mantendrá juntos, podemos derrotarles, por siempre jamás. Podemos ser héroes, sólo por un día...”

D. Bowie

No sabemos los sucesos que ocurrirán en nuestra vida, pero si podemos elegir cómo queremos que transcurran durante el tiempo que tenemos por delante, el destino lo hacemos nosotros.

Índice

Resumen -----	1
Introducción -----	2
Objetivos -----	4
Área de estudio -----	5
▪ El Golfo de California-----	5
▪ Circulación oceánica en el Golfo de California-----	5
▪ Masas de agua del Golfo de California-----	8
▪ Climatología general del Golfo de California-----	8
▪ Productividad en el Golfo de California-----	10
▪ Sedimentos del Golfo de California-----	11
Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz -----	12
▪ Climatología de la Bahía de La Paz-----	12
▪ Circulación de la Bahía de La Paz-----	12
▪ Masas de agua dentro de la Bahía de La Paz-----	14
▪ Sedimentos de la Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz-----	15
Variabilidad climática durante el Holoceno -----	17
Proxies geoquímicos -----	20
▪ Aluminio (Al)-----	20
▪ Hierro (Fe)-----	21
▪ Titanio (Ti)-----	21
▪ Potasio (K)-----	22
▪ Silicio (Si)-----	22
▪ Calcio (Ca)-----	23
▪ Molibdeno (Mo)-----	24
Estudios previos -----	25
Material y Métodos -----	27
▪ Colecta de la secuencia sedimentaria-----	27
▪ Descripción de la secuencia sedimentaria-----	28
▪ Corte del núcleo T43-----	28
▪ Análisis Geoquímico-----	29
▪ Datación del núcleo T43 con radiocarbono-----	29
Resultados -----	31
▪ Descripción de la secuencia sedimentaria T43-----	31
▪ Modelo de edad y la tasa de sedimentación-----	32
▪ Resultados geoquímicos-----	32
▪ Concentración de los elementos Ti, Fe, Al, K y Si a lo largo del núcleo-----	33
• Ti-----	33
• Fe-----	35
• Al-----	35
• K-----	36
• Si-----	36
▪ Concentración del Ca a lo largo del núcleo-----	36
▪ Concentración del Mo a lo largo del núcleo-----	38
Discusión -----	39
Conclusiones -----	47
Referencias bibliográficas -----	48

Índice de figuras y tablas

Figura 1. Batimetría del Golfo de California, las profundidades mostradas se dan en m y además se muestran las regiones: AGC= Alto Golfo, NGC= Golfo Norte (Parte Norte), SGC= Golfo Sur (Parte Sur) y BGC = Boca (Zona de la Boca) que es la parte de entrada de las masas de agua, cerca de la Cuenca Mazatlán (Modificado de Lavín & Marinone, 2003)----- **Página 6.**

Figura 2. Esquema general de la circulación del viento y de las corrientes superficiales del Golfo de California. A) Se ilustran las condiciones de Invierno-Primavera, B) Se muestran las condiciones de Verano-Otoño. Además se indica el desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical (**ZCIT**), también del Centro de Alta Presión (**H**) y el Centro de Baja Presión (**L**), que para invierno está en la parte continental en el noroeste y para el verano está presente en la parte noroccidental. **CC**= Corriente de California; **NEC**= Corriente Nor-Ecuatorial; **CRC**= Corriente de Costa Rica; **ECC**= Contracorriente Ecuatorial; **SEC**= Corriente Sur-Ecuatorial; **ITCZ**= Zona de convergencia Intertropical (Modificada de Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2009)----- **Página 7.**

Figura 3. Bahía de La Paz, Cuenca Alfonso a) ubicación al sur del Golfo de California. b) Cuenca Alfonso localizada al norte de la Bahía de La Paz, además se muestra la variación de la profundidad en la Bahía y lugar de la colecta del núcleo DIPAL III T43 (*). c) imagen que muestra la batimetría de la Cuenca Alfonso (Modificada de Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2009)----- **Página 13.**

Figura 4. Termoclina estacional para la Cuenca Alfonso, se observa que es más profunda en invierno que en verano. Se indica las condiciones de oxígeno disuelto (Tomada y modificada de Molina-Cruz *et al.*, 2002)----- **Página 14.**

Figura 5. Variación de la temperatura durante el Holoceno. Se observa en la línea negra una tendencia de la temperatura a disminuir conforme se acerca al presente (http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/c/ca/Holocene_Temperature_Variations.png)----- **Página 19.**

Figura 6. Cuadro sinóptico de los pasos y métodos utilizados para el estudio del núcleo T43--- **Página 27.**

Figura 7. Se muestra de manera general el funcionamiento del equipo, la forma en cómo se aplica la fluorescencia de rayos X sobre una muestra y como ésta afecta a los electrones del átomo. (Tomada del manual de capacitación NITON XL3t 900S)----- **Página 30.**

Figura 8. Descripción de la secuencia sedimentaria T43----- **Página 31.**

Figura 9. Se muestran las tasas de sedimentación calculadas para la secuencia sedimentaria T43, colectada en la Cuenca Alfonso, Golfo de California (Tomado de Pérez-Cruz, 2013)----- **Página 32.**

Figura 10. Concentraciones de Ti, K, Al, Si y Fe a lo largo de la secuencia sedimentaria T43, sugeridos como indicadores de aporte de terrígenos. Se señalan en líneas punteadas azules algunas concentraciones mínimas de estos elementos y en líneas punteadas naranjas algunas concentraciones elevadas----- **Página 34.**

Figura 11. Se comparan: a) las concentraciones de Ca del núcleo T43 y b) el contenido de CaCO₃ en el núcleo NH01 15GC (Douglas *et al.*, 2007). Ambos colectados en la Cuenca Alfonso. Las curvas muestran una similitud, ambas presentan una disminución gradual hacia el presente----- **Página 37.**

Figura 12. Se muestran las concentraciones de a) Mo y b) la asociación de radiolarios vinculadas con mayor productividad obtenidas del núcleo T43 (López-Martínez 2012), se observa una similitud en las curvas----- **Página 38.**

Figura 13. Se comparan: a) las concentraciones de Ti del núcleo T43 con b) asociación de radiolarios vinculadas con aguas cálidas, realizada por López-Martínez (2012), donde se agrupan a los radiolarios que presentan afinidad con aguas cálidas----- **Página 44.**

Tabla 1. Masas de agua presentes en el Golfo de California, se indican sus características principales de acuerdo a su localización en la columna de agua (Torres-Orozco, 1993; Lavín *et al.*, 2009) ----- **Página 9.**

Tabla 2. Trabajos paleoceanográficos donde se utilizan *proxies* geoquímicos----- **Página 25.**

Tabla 3. Se muestran los valores de la media, máximos y mínimos obtenidos por medio del software Statistics----- **Página 33.**

Resumen

En el presente trabajo se estudia una secuencia de sedimentos marinos (Núcleo T43) de la Cuenca Alfonso, sur del Golfo de California, y con base en los registros geoquímicos (elementos mayores y traza) y biológicos (radiolarios), se infieren algunas condiciones oceanográficas durante los últimos 6,200 años AP (Antes del Presente).

Se midieron las concentraciones químicas de los sedimentos en 222 muestras continuas a lo largo de todo el núcleo, utilizando el método de fluorescencia de rayos X; así mismo, se compararon estos registros con los de las asociaciones de radiolarios de un estudio previo en la misma cuenca (López-Martínez, 2012).

Teniendo como base algunos estudios previos, donde los elementos químicos son utilizados como *proxies* de aporte de terrígenos, descarga fluvial, oxigenación de las aguas de fondo y productividad, en este estudio se consideran al Ti, Fe, Al, K y Si como *proxies* de aporte de material terrígeno, en particular al Ti como indicador de humedad, al Ca como un *proxy* de aporte de material biogénico y al Mo como un *proxy* de condiciones de oxigenación de las aguas de fondo y como indicador indirecto de productividad.

Con base a las fluctuaciones de las concentraciones de los elementos químicos antes mencionados se propone que durante los últimos 6,200 años en la región hubo tres cambios ambientales muy importantes.

El primero, de ~6,200 a 2,400 años cal. AP, sugiere condiciones climáticas con mayor humedad, en donde se presentó un aumento en la entrada de material terrígeno, una mayor oxigenación en las aguas de fondo y disminución de la productividad primaria.

De ~2,400 a 1,800 años cal. AP, se propone una disminución abrupta del aporte pluvial y condiciones climáticas muy secas, además de una disminución de la oxigenación de las aguas de fondo y un aumento de la productividad primaria.

Y por último, de ~1,800 a los 300 años cal. AP, en general, se sugieren condiciones con mayor humedad, en comparación con el periodo anterior. Hay presencia de un intervalo de ~800 a 500 años cal. AP, en el que las condiciones fueron más secas. Con respecto a la oxigenación del agua de fondo ésta fue menor y la productividad primaria fue significativa.

Introducción

El clima terrestre ha tenido diversos cambios durante la formación de la Tierra, desde condiciones cálidas muy extremas hasta eras donde se ha cubierto por completo de hielo. Por lo tanto, éste es variable y que estos cambios no siempre se repiten en las mismas condiciones, ni ocurren en lapsos de tiempo establecidos. Las transiciones que el clima puede tener dependen de diversos factores (como la radiación, circulación de los vientos, cambios en la circulación de las masas de agua de los océanos, actividad volcánica, efectos antropogénicos, entre otros) los cuales al actuar en conjunto y afectan la biodiversidad, los procesos hidrológicos y actualmente a la civilización humana (Uriarte-Cantolla, 2003).

Entender los cambios climáticos del pasado y las causas que los ocasionaron nos ayudan a poder tener una remota idea de las posibles variaciones que se pueden presentar en un futuro con respecto al clima actual. De ahí surge la importancia de la Paleoceanografía, la cual es una disciplina que forman parte de las geociencias y hace posible reconstruir las condiciones climáticas y oceanográficas que se suscitaron en el pasado (Gornitz, 2007).

Una de las herramientas y que es objeto de estudio de la Paleoceanografía son los sedimentos marinos en los cuales se registran las variaciones climáticas y oceanográficas que tienen cabida en el pasado. Estos sedimentos están compuesto principalmente de partículas biogénicas o bien litogénicas y hacen posible llevar a cabo los estudios paleoambientales (Pérez-Cruz & Herguera-García, 2011).

Para poder realizar dichas investigaciones es necesario examinar los *proxies*. Un *proxy* es un indicador indirecto o paleosensor de las condiciones oceanográficas y/o climáticas del planeta, la cual va más allá del registro instrumental y que por su naturaleza puede ser micropaleontológico, geoquímico, magnético o bien isotópico (Cronin, 1999).

Los *proxies* biogénicos han sido ocupados durante varios años atrás, sin embargo en los últimos años se ha incrementado el uso de los *proxies* geoquímicos (por ejemplo: elementos mayores y traza), los cuales nos indican las condiciones de humedad regional, condiciones de oxigenación, registro de la productividad primaria masas de agua, principalmente (Haug *et al.*, 2001; Peterson & Haug, 2005, 2006).

En este trabajo se estudia una secuencia sedimentaria colectada en la Cuenca Alfonso, Golfo de California, con un alcance de los últimos 6,200 años cal AP y se lleva a cabo una interpretación en escala multi-centenaria.

Los objetivos de este estudio se presentan a continuación.

Objetivos

Objetivo general

- Investigar los cambios del aporte de sedimentos (terrígenos, biogénicos, autigénicos) a la Cuenca Alfonso y su relación con los cambios en la dinámica oceanográfica en los últimos 6,200 años.

Objetivos particulares

- Documentar el cambio en las condiciones de precipitación pluvial en el área de estudio a partir del análisis de los indicadores geoquímicos (Ti, Fe, Al, K y Si).
- Inferir las condiciones de oxigenación de las aguas de fondo, con base en las fluctuaciones del Mo.
- Correlacionar los datos geoquímicos con las asociaciones de radiolarios para complementar la interpretación en términos de cambios en la productividad.

Área de estudio

En el presente apartado se describen algunas de las características de la climatología y la dinámica oceanográfica que se presenta en el Golfo de California y las cuales afectan a la Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz.

Golfo de California

El golfo se originó aproximadamente hace cuatro millones de años, debido al fallamiento lateral y dispersión del piso oceánico (Curry *et al.*, 1982; Atwater, 1989). Este fallamiento provocó que el golfo adquiriera la forma de cuenca oceánica semicerrada.

Esté se localiza en la parte noreste del Océano Pacífico, entre los 23° y 32° de latitud norte y los 107° y 114° longitud oeste. El golfo se encuentra entre la península de Baja California y los estados de Sonora y Sinaloa. Tiene alrededor de 1400 km de largo y en promedio de 100 a 150 km de ancho (Roden & Groves, 1959).

De acuerdo con estudios batimétricos el golfo se divide en: Alto Golfo, Golfo Norte, Golfo Sur y Zona de la Boca (Fig. 1) (Lavín *et al.*, 1997; Lavín & Marinone, 2003). Además, de presentar varias cuencas, las cuales han sido originadas por dispersión del fondo oceánico, en el límite de la Placa Pacífico-Norte América (Urrutia-Fucugauchi, 1995).

Circulación oceánica en el Golfo de California

La circulación, de las corrientes marinas, dentro del golfo se encuentra afectada por factores locales como vientos y flujos de calor en la superficie. Sin embargo, el Océano Pacífico tiene la mayor influencia sobre la circulación de las masas de agua que se encuentran en el golfo (Lavín *et al.*, 1997; Lavín & Marinone, 2003), por ahí tienen entrada dos sistemas de corrientes importantes, la Corriente de California y la Corriente Costera de Costa Rica (Fig. 2).

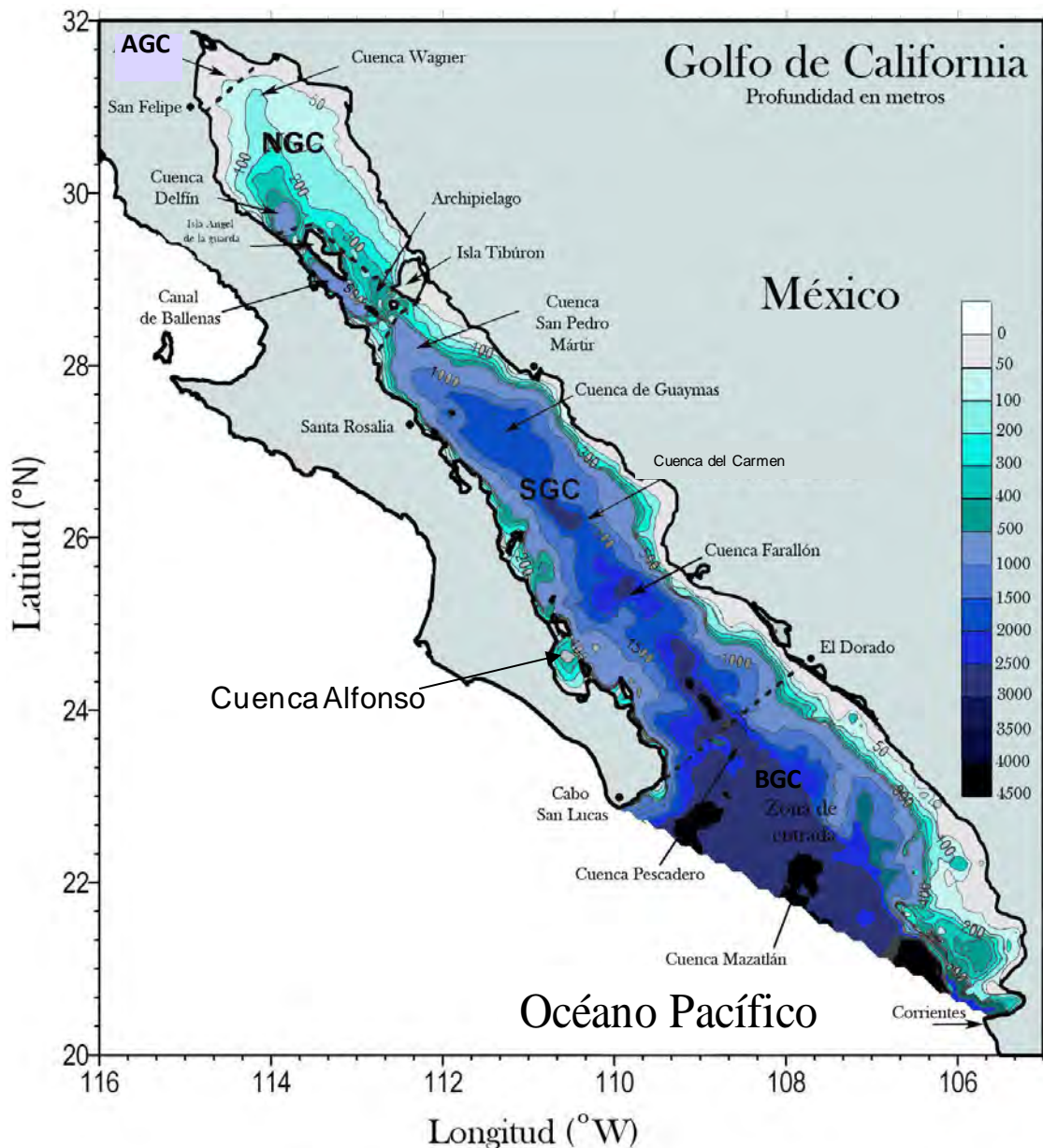


Figura 1. Batimetría del Golfo de California, las profundidades mostradas se dan en m y además se muestran las regiones: AGC= Alto Golfo, NGC= Golfo Norte (Parte Norte), SGC= Golfo Sur (Parte Sur) y BGC = Boca (Zona de la Boca) que es la parte de entrada de las masas de agua, cerca de la Cuenca Mazatlán (Modificado de Lavín & Marinone, 2003).

Estos sistemas de corrientes también se ven afectados por el desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). Ésta determina que tan al sur llega la Corriente de California y que tanto se recorre hacia el norte la Corriente Costera de Costa Rica (Fig. 2). Coincide con la variación de la posición de las masas de agua superficiales localizadas en el Golfo de California y la variación estacional de las corrientes, dando como resultado que durante el invierno la

circulación permite la entrada de agua por el lado continental y para el verano la circulación es ciclónica y su flujo de entrada se da por el lado peninsular (Lavín *et al.*, 1997; Beier, 1997 en Lavín *et al.*, 2009).

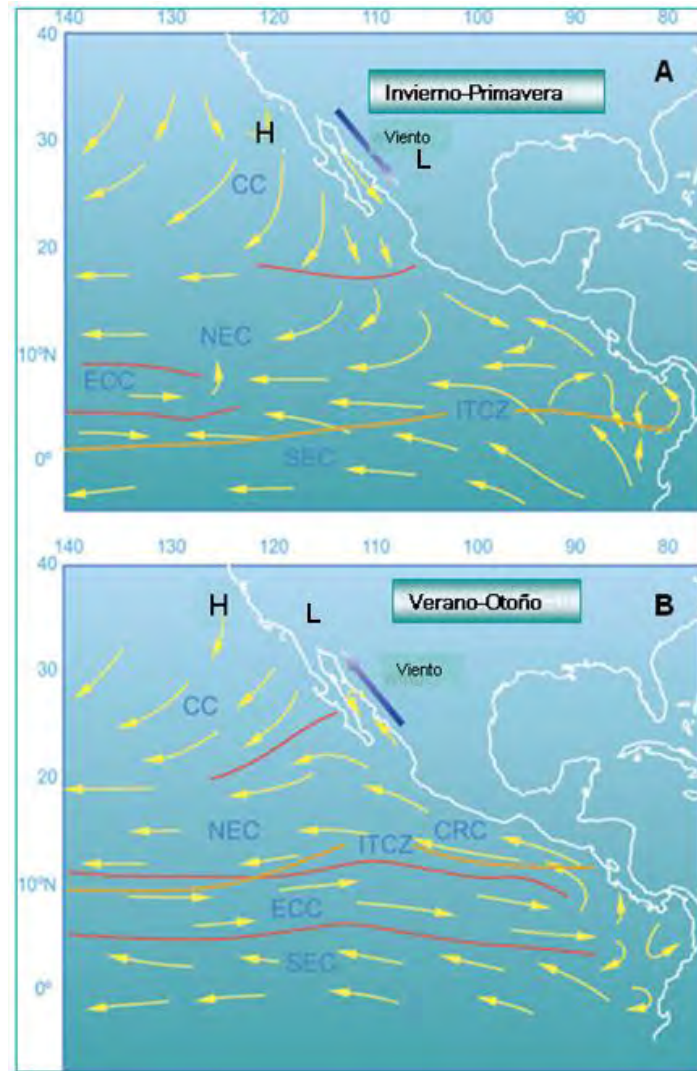


Figura 2. Esquema general de la circulación del viento y de las corrientes superficiales del Golfo de California. A) Se ilustran las condiciones de Invierno-Primavera, B) Se muestran las condiciones de Verano-Otoño. Además se indica el desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical (**ZCIT**), también del Centro de Alta Presión (**H**) y el Centro de Baja Presión (**L**), que para invierno está en la parte continental en el noroeste y para el verano está presente en la parte noroccidental. **CC**= Corriente de California; **NEC**= Corriente Nor-Ecuatorial; **CRC**= Corriente de Costa Rica; **ECC**= Contracorriente Ecuatorial; **SEC**= Corriente Sur-Ecuatorial; **ITCZ**= Zona de convergencia Intertropical (Modificada de Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2009).

La circulación termohalina se refiere al movimiento de agua y a los cambios de densidad producidos por la variación en la temperatura y salinidad. Es decir

esta circulación resulta de los flujos de calor y agua, evaporación y precipitación, ya que estos flujos cambian la densidad del agua en las capas superiores del golfo (Roden, 1958 en Lavín *et al.*, 1997). En el Golfo de California la estructura termohalina de las capas superficiales es muy compleja, esto debido a que en la zona de la boca hay influencia del Océano Pacífico y las corrientes que ahí convergen, como el Agua Tropical Superficial (ATS), el Agua de la Corriente de California (ACC) y el Agua del Golfo de California (AGC) las cuales presentan diferencias marcadas (Castro *et al.*, 2000; Lavín & Marinone, 2003). Estas diferencias en salinidad, densidad y temperatura de las masas de agua mencionadas ocasionan frentes termohalinos, los cuales tienden a formar estructuras a mesoescala como remolinos y meandros y que están presentes en la boca de entrada del golfo (Lavín *et al.*, 2009).

Masas de agua del Golfo de California

En el Golfo de California se han documentado las siguientes masas de agua: Agua del Golfo de California; Agua Tropical Superficial Evaporada; Agua Tropical Superficial; Agua del Mínimo de Salinidad Somero; Agua Subsuperficial Subtropical; Agua Intermedia del Pacífico y Agua Profunda del Pacífico. Se muestran en la Tabla 1. Éstas se clasifican por sus características físicas y químicas como son la temperatura, la salinidad y profundidad a la que se sitúan.

Climatología general del Golfo de California

Douglas *et al.*, (2007) mencionan que el Océano Pacífico Tropical Oriental, el calentamiento diferencial del océano y del continente, y sumada la interacción estacional de la circulación atmosférica entre los trópicos y latitudes medias, han resultado ser los principales factores que controlan el clima del Golfo de California. La mezcla de esto origina el clima monzónico, el cual presenta vientos diferenciales en las estaciones secas y húmedas.

Una de las principales causas de la variabilidad del clima del Golfo de California es el desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical. Otra

causa es la insolación, dado que en el hemisferio norte la insolación es máxima para verano, mientras que para el invierno la insolación del hemisferio norte es baja, esto afecta la circulación del viento y sus características en lo que respecta a la humedad y temperatura (Cheshire *et al.*, 2005). “El Niño” Oscilación del Sur (ENOS) es uno de los principales fenómenos que alteran el clima estacional del Golfo de California, sin embargo presenta una ciclicidad aproximadamente de 3 a 7 años (Robles & Marinone, 1987), posee una gran influencia en la oceanografía del golfo. Sumado también, los cambios estacionales que tienen influencia directa en la productividad y en la circulación (Douglas *et al.*, 1993; Douglas *et al.*, 2007; Bordoni *et al.*, 2004 en Lavín *et al.*, 2009).

Tabla 1. Masas de agua presentes en el Golfo de California, se indican sus características principales de acuerdo a su localización en la columna de agua (Torres-Orozco, 1993; Lavín *et al.*, 2009).

Masa de agua	Abreviación	Temperatura (°C)	Salinidad	Profundidad (m)
Agua del Golfo de California	AGC	14-29.5	34.9-35.35	0-180
Agua Tropical Superficial Evaporada	ATSe	28-30	34.9-35.1	0-40
Agua Tropical Superficial	ATS	18-30	34.5-34.9	0-120
Agua del Mínimo de Salinidad Somero	AmSS	16-25	34.1-34.5	10-110
Agua Subsuperficial Subtropical	ASsSt	9-18	34.5-34.9	50-480
Agua Intermedia del Pacífico	AIP	4-9	34.5-34.8	400-1200
Agua Profunda del Pacífico	APP	<4	34.5-34.7	1200- Fondo

Durante el invierno-primavera en el golfo predominan fuertes vientos del noroeste, los cuales se caracterizan por ser fríos y secos. En esta fase la ZCIT

se desplaza cerca del ecuador (Chesire *et al.*, 2005; Douglas *et al.*, 2007; Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2009) (Fig. 2). Estos vientos ocasionan un transporte neto de aguas superficiales hacia fuera del golfo, lo cual ocasiona que se formen surgencias del lado oriental. Estas surgencias originan una alta productividad del lado de las costas de Sinaloa y Sonora (Badan-Dangon *et al.*, 1991). En esta fase la temperatura superficial del mar (SST por sus siglas en inglés) se encuentra cerca de los 18°C, esto para la parte norte del Golfo de California y para la parte sur se encuentra en un rango de los 23°C (Soto-Mardones *et al.*, 1999).

Por el contrario, durante el verano-otoño hay vientos dominantes del sureste. Estos vientos son cálidos y húmedos, propiciando una mayor humedad en la región. La circulación de los vientos está influenciada por la migración hacia el norte del ecuador de la ZCIT (Bordoni *et al.*, 2004 en Lavín *et al.*, 2009) (Fig. 2). Hay entrada de aguas superficiales tropicales propiciadas por la Corriente de Costa Rica, las cuales circulan por el Pacífico del lado oriental del golfo favoreciendo que la SST aumente a más de 28°C en todo el golfo (Marinone, 2003). Así mismo en esta fase las surgencias se presentan en el lado occidental (Badan-Dangon *et al.*, 1991; Fernández-Barajas *et al.*, 1994).

Productividad en el Golfo de California

Uno de los principales factores relacionados con la productividad son las surgencias, estas sostienen una alta productividad primaria en el golfo, ya que generan un aporte de nutrientes hacia la zona fótica y favorecen el florecimiento de plancton (Roden, 1972 en Lavín *et al.*, 2009). Durante la fase de invierno-primavera del lado oriental las surgencias son más evidentes, el fenómeno que ocurre es una disminución de la temperatura superficial del mar y además las aguas subsuperficiales ricas en nutrientes son llevadas a la superficie ya que hay un desplazamiento por el viento de las aguas superficiales (Molina Cruz, 1984; Pike & Kemp, 1996; Goñi *et al.*, 2006). Para la estación de verano-otoño la productividad es baja del lado occidental y centro del golfo debido a la entrada de agua cálida superficial proveniente del Pacífico

Ecuatorial. Esta masa de agua ocasiona que la termoclina se hunda hasta los 150 m o más (Álvarez-Borrego & Lara-Lara, 1991).

Álvarez-Borrego & Lara-Lara, (199) reportan que en el golfo se presentan rangos de productividad que van de 1g C/m²/día y que alcanzan inclusive los 4g C/m²/día. Estos valores convierten al golfo en una de las áreas más productivas del mundo.

Sedimentos del Golfo de California

En el golfo se depositan diferentes tipos de sedimentos debido a su forma de cuenca, la cual sirve como un receptáculo para estos depósitos, que bien pueden ser biogénicos (sílice biogénico-ópalo y calcáreos), terrígenos y en algunos casos son autigénicos (ricos en manganeso) (Baba *et al.*, 1991).

Los sedimentos de origen biogénico que se depositan en el fondo marino son principalmente de carbonato de calcio (el cual, proviene esencialmente de los esqueletos de foraminíferos y/o cocolitofóridos) y de sílice opalino (esqueletos de diatomeas, radiolarios, silicoflagelados). Por su parte, los sedimentos de origen terrígeno son transportados a las cuencas oceánicas desde los continentes por la descarga de ríos que fluyen, por precipitación pluvial y/o por vía eólica (van Andel, 1964; Baba *et al.*, 1991).

El aporte de los sedimentos para el golfo es diferido, para el margen oriental es mayoritariamente terrígeno, ya que tiene una alta precipitación ayudado por los flujos permanentes de los ríos que desembocan de ese lado; al mismo tiempo se ha observado que el transporte eólico de las regiones áridas del norte juegan un papel importante en el depósito de sedimentos en las cuencas centrales (van Andel, 1964; Baba *et al.*, 1991; Baumgartner *et al.*, 1991; Pérez-Cruz *et al.*, 2009). En cambio en el lado occidental se registra una baja precipitación (25-50 cm/año) por lo que se presenta un decremento de componentes terrígenos, con mayor aporte biogénico (van Andel, 1964; Baba *et al.*, 1991; Pérez-Cruz *et al.*, 2009).

Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz

La Bahía de La Paz se localiza en el margen suroriental de la península de Baja California entre los 24.20° y 24.97° de la latitud N y 110.30° y los 110.75° de longitud O. La parte sur es más somera y gradualmente se va haciendo más profunda hacia el norte, y muy abruptamente a partir de los 200 m, donde se forma la Cuenca Alfonso, la cual alcanza una profundidad máxima de 420 m (Cruz-Orozco *et al.*, 1989, 1996 en Silverberg *et al.*, 2006). La bahía cubre un área aproximada de 80 km de largo y 35 km de ancho (Obeso-Nieblas, *et al.*, 2008). La bahía tiene influencia de las aguas del Golfo de California, comunicándose con éstas directamente por la Boca Grande, ubicada entre la isla San José y el extremo de la isla Partida. Del lado del sureste está comunicada con el golfo por medio del canal de San Lorenzo, el cual se sitúa en el extremo sur de la isla Espíritu Santo (Jiménez-Illescas, 1996) (Fig. 3).

Climatología de la Bahía de La Paz

La climatología de la bahía se ve afectada por los mismos factores que el Golfo de California. En la parte de la península el clima es desértico, con una evaporación anual de 300 mm, la cual, excede a la precipitación media anual que es de 180 mm. Esta precipitación ocurre cuando las nubes son traídas por una masa de aire tropical y chocan con una masa de aire frío, produciendo las lluvias tropicales, durante verano-otoño (Obeso-Nieblas & Jiménez-Illescas, 1989; Jiménez-Illescas, 1996). La precipitación depende más de las tormentas tropicales y de los huracanes (Bray & Robles, 1991; Nava-Sánchez, 1997). La temperatura media es de 22°C (Pérez-Cruz, 2000).

Circulación de la Bahía de La Paz

Jiménez Illescas (1996) menciona que los factores principales que gobiernan la circulación en la Bahía de La Paz, son: la estructura barotrópica, las mareas y los vientos. Para el invierno los vientos que tienen influencia en la circulación provienen del noroeste y para el verano la circulación se ve influenciada por vientos del suroeste.

En la Bahía de La Paz existe una termoclina muy marcada. Para la fase de invierno, esta termoclina se localiza de 80 a 100 m de profundidad aproximadamente, con una temperatura de unos 21.5°C a 15°C. Para el periodo de verano se localiza de 20 a 60 m de profundidad aproximadamente, con una temperatura de 25°C a 17°C. La termoclina se mantiene a lo largo del año y es más somera la de verano comparada con la de invierno y concurre con la zona eufótica (Monreal-Gómez *et al.*, 2001; Molina-Cruz *et al.*, 2002) (Fig. 4).

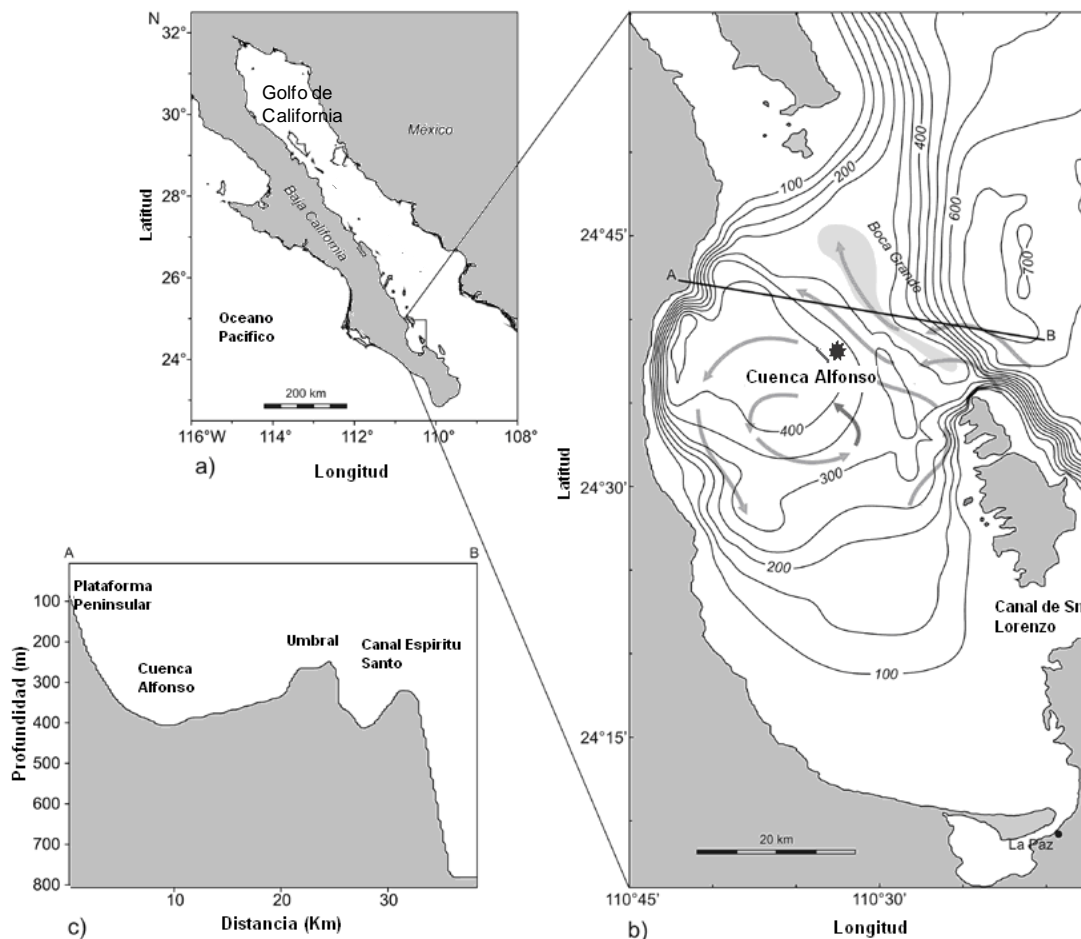


Figura 3. Bahía de La Paz, Cuenca Alfonso a) ubicación al sur del Golfo de California. b) Cuenca Alfonso localizada al norte de la Bahía de La Paz, además se muestra la variación de la profundidad en la Bahía y lugar de la colecta del núcleo DIPAL III T43 (*). c) imagen que muestra la batimetría de la Cuenca Alfonso (Modificada de Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2009).

Dentro de la bahía el AGC alimenta un giro ciclónico, que representa una de las características más importantes del patrón de circulación. Este flujo produce

que haya divergencia de aguas que transportan nutrientes de la subsuperficie (aprox. 60 m) a la zona fótica, lo cual regula la productividad primaria en la bahía. Este giro es semi-permanente (Monreal-Gómez et al., 2001, Obeso-Nieblas et al., 2002; Salinas-Gonzalez et al., 2003).

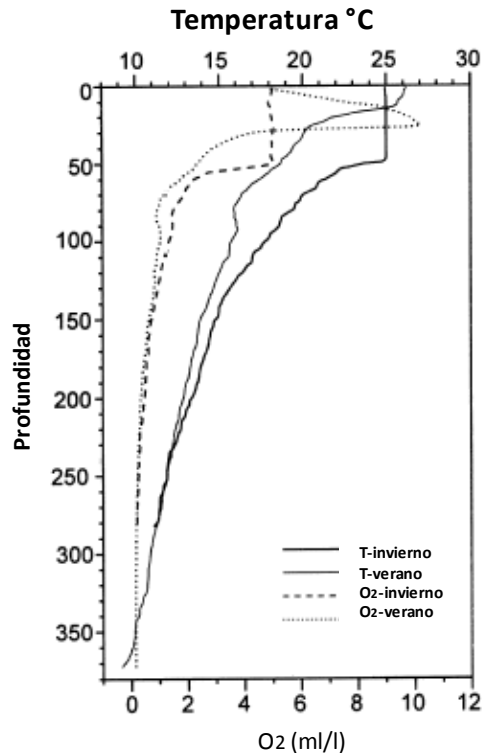


Figura 4. Termoclina estacional para la Cuenca Alfonso, se observa que es más profunda en invierno que en verano. Se indica las condiciones de oxígeno disuelto (Tomada y modificada de Molina-Cruz et al., 2002).

En particular en la Cuenca Alfonso se registra un umbral a los 275 m de profundidad el cual inhibe la oxigenación de las aguas de fondo debido a un estancamiento de las mismas. La Cuenca Alfonso presenta una cantidad de O2 de <0.1 ml/L. (Pérez-Cruz, 2000; Pérez-Cruz et al., 2009).

Masas de agua dentro de la Bahía de La Paz

Se han reportado para la Bahía de La Paz tres masas de agua: AGC, el ATS y el ASsSt. Se ha propuesto que el ATS es introducida desde el golfo hacia la bahía y que cuando llega a ésta, debido a procesos de evaporación,

incrementa su salinidad (>35) y así el ATS se transforma en el AGC (Torres-Orozco, 1993; Monreal-Gómez *et al.*, 2001).

Se ha encontrado que las aguas superficiales presentan una temperatura que va de los 25.68° a los 27.60°C, la salinidad superficial fluctúa entre 34.96 y los 35.25, la densidad relativa (sq) en la superficie es 22.55 y 22.31. Estos valores decrecen conforme aumenta la profundidad por lo tanto a unos 50 m de profundidad la temperatura varía entre 17.25 y 20.25°C, la densidad muestra valores de 24.50 y 25.25. A los 30 m de profundidad se ha encontrado una isoterma de 20°C y de acuerdo con la topografía de esta isoterma y con la distribución de las isopícnas e isotermas se ha detectado que cuando la primavera está por finalizar la Boca Grande tiene una gran influencia en el intercambio de aguas superficiales entre el Golfo de California y la Bahía de La Paz, ya que la incursión de Agua Superficial del Golfo de California hacia la bahía ocurre por la parte sur de la Boca Grande y el intercambio de agua que va de la bahía al golfo ocurre por la parte norte (Pérez-Cruz, 2000).

Sedimentos de la Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz

Los sedimentos de la bahía, están conformados principalmente por arenas, tanto en la región sur, como en los márgenes y el canal de San Lorenzo. Para la región de la Cuenca Alfonso éstos están conformados, primordialmente, por limos y arcilla (Cruz-Orozco *et al.*, 1996 en Silverberg *et al.*, 2006). Pérez Cruz (2000) menciona que el contenido de la materia orgánica es bajo para la parte sur, oscila entre <1 y 5% y en los alrededores de la isla Espíritu Santo los valores de la materia van de >3 a 5%.

En particular, en la Cuenca Alfonso se encuentran sedimentos laminados, como los que presentó el núcleo T43 (Fig. 7). Los cuales de acuerdo a algunos autores (Molina-Cruz *et al.*, 2002; Pérez-Cruz, 2006; Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2010) son el resultado de un aporte diferencial no anual, relacionado con la actividad solar y/o ciclos de ENOS.

Este tipo de sedimentos presentan una serie de láminas claras y oscuras, que se forman debido a la sedimentación de material litogénico (el cual es transportado por vía fluvial) y sedimentación de material biogénico y son preservadas por la escasa oxigenación de las aguas de fondo (Pérez-Cruz & Herguera-García, 2011).

Variabilidad climática durante el Holoceno

El Cuaternario es un periodo que inició hace 2.6 millones de años. Se constituye por dos épocas el Pleistoceno y el Holoceno. La primera época se caracteriza por tener eventos fríos de larga duración y la segunda época marca el comienzo de condiciones cálidas y el fin de los periodos glaciares. En particular el Holoceno se da hace ~11,500 años y fue marcado por el fin del último periodo glacial denominado *Younger Dryas*, entre los 12,000 y 11,500 años. Así, el Holoceno es denominado como una época interglaciar cálida (Cronin, 2010) (Fig. 4).

El clima del Holoceno no presenta cambios abruptos como los observados en el Pleistoceno. Sin embargo, hay diversos estudios donde se muestra la existencia de una variabilidad climática durante el Holoceno a una escala milenaria (Bond *et al.*, 1997). Se han analizado cerca de 50 registros paleoclimáticos, que tienen una distribución mundial, en los que se ha concluido que existen seis periodos que revelan cambios climáticos repentinos durante los últimos 11,500 años. Estos se dan entre 9,000-8,000, 6,000-5,000, 4,200-3,800, 3,500-2,500, 1,200-1,000 y de 600-150 años AP. Estos cambios se caracterizan por presentar enfriamiento polar, eventos de sequía y por supuesto cambios en la circulación atmosférica (Mayewski *et al.*, 2004).

Durante el Holoceno, se han reconocido eventos fríos y de condiciones secas los cuales tienen una ciclicidad de $\sim 1,470 \pm 532$ años, se les ha denominado los ciclos Bond. Durante estos ciclos la temperatura promedio desciende unos $\sim 0.5^{\circ}\text{C}$, y han sido relacionados a la variabilidad solar. Se han reportado 8 eventos $\sim 11,100$, $\sim 10,300$, $\sim 9,400$, $\sim 8,100$, $\sim 5,900$, $\sim 4,200$, $\sim 2,800$ y $\sim 1,400$ años AP (Bond *et al.*, 2001). Uno de los eventos más significativos fue el de 8,200 años AP donde ocurrió un descenso repentino de la temperatura de unos ~ 1 a 5°C .

Para los años de 9,000 a 5,000 AP se produjo el evento denominado Óptimo Climático del Holoceno (también llamado Hipsitermal o Altitermal) (Fig. 4). El

cual presentó condiciones cálidas y ocasionó variaciones en la precipitación de algunas regiones. En este periodo se registra un aumento de la temperatura de $\sim 3^{\circ}\text{C}$, con respecto a la actual (Cronin, 1999). Se ha observado que el Óptimo Climático fue más evidente en las latitudes medias del Hemisferio Norte, cerca de los 6,000 años AP en cambio esto ocurre en las regiones tropicales cerca de los 8,000 y 5,000 años AP (Burroughs, 2001 en Pérez-Cruz *et al.*, 2009).

Para la última parte del Holoceno se han registrado dos grandes eventos donde el clima ha cambiando drásticamente, los dos eventos son de diferentes condiciones y características, por un lado está el denominado Periodo Cálido Medieval (PCM) y por el otro la llamada Pequeña Edad de Hielo (PEH).

El PCM (también conocida como la Anomalía Climática Medieval) se presentó de $\sim 1,100$ a 800 años AP (Haug, 2001; Mann *et al.*, 2009). Se describe como un periodo donde las condiciones climáticas fueron más cálidas que las actuales (Cronin, 1999). Estas condiciones coinciden con el llamado Máximo Solar Medieval (Jirikowic & Damon, 1994), donde la actividad magnética de la corona solar incrementó la radiación solar y llegó con mayor incidencia a la Tierra (Uriarte-Cantolla, 2003). En el Hemisferio Norte las temperaturas se incrementaron 2°C por encima del promedio de temperaturas del siglo XV y XIX (Mann *et al.*, 1999).

Para la última parte del Holoceno se ha identificado lo que ha sido el único intervalo con características glaciares, la denominada Pequeña Edad de Hielo (PEH) que se suscitó de ~ 400 a 200 años AP (Cronin, 1999; Haug, 2001). Corresponde a un periodo que se caracterizó por presentar condiciones frías, las cuales afectaron significativamente a los países del Hemisferio Norte (principalmente en Europa). Se ha mencionado que la temperatura descendió alrededor de 0.5 a 1°C con respecto a la temperatura actual (Uriarte-Cantolla, 2003). Sin embargo, algunos autores mencionan que no fue un enfriamiento global ya que en regiones como en el Medio Oriente, la parte central del Atlántico Norte, África, Eurasia tropical y el Pacífico Ecuatorial y algunas partes

aisladas de Estados Unidos el clima se mostró como un calentamiento parecido al actual (Mann *et al.*, 1999; Mann *et al.*, 2009).

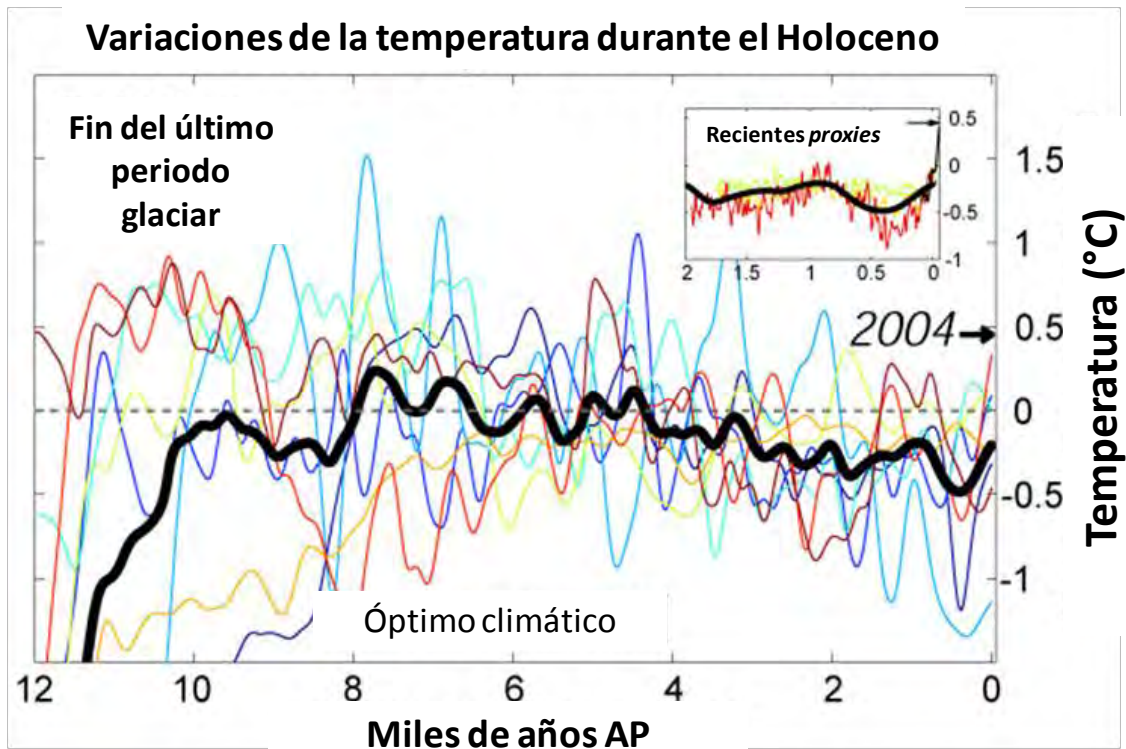


Figura 5. Variación de la temperatura durante el Holoceno. Se observa en la línea negra una tendencia de la temperatura a disminuir conforme se acerca al presente (http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/c/ca/Holocene_Temperature_Variations.png).

***Proxies* geoquímicos**

A continuación se describen algunos elementos mayores y traza, al mismo tiempo se menciona su abundancia en la corteza terrestre, así como algunos de los minerales en los que se encuentran dichos elementos y algunos de los trabajos en los que se han utilizado como *proxies*.

Como ya se mencionó anteriormente un *proxy* es un indicador indirecto de cambios climáticos y oceanográficos del planeta y por su naturaleza puede ser micropaleontológico (biogénico), geoquímico, magnético o bien isotópico, además de ser medible (Cronin, 1999).

En particular, los *proxies* geoquímicos han sido utilizados con mayor frecuencia en estudios paleoceanográficos de las últimas décadas. El uso de los elementos mayores y traza (de los cuales, algunos se verán a continuación) han permitido reconstruir las condiciones de oxigenación de las aguas de fondo, las condiciones de productividad y condiciones de precipitación pluvial. Así mismo, permiten inferir periodos de sequías o humedad, periodos fríos o cálidos, aporte de material terrígeno en las cuencas, el desplazamiento de la ZCIT y presencia de organismos carbonatados o silíceos. Más adelante, en estudios previos se verá, en la tabla 2, una explicación más detallada sobre la utilización de algunos *proxies* geoquímicos y su interpretación.

Los elementos mayores son aquellos que presentan un rango de >10,000 ppm y los elementos traza son aquellos elementos que se encuentran en el rango de < 1,000 ppm (Bourdige, 2006) en relación con la corteza continental.

Aluminio (Al). Es el tercer elemento más abundante en la corteza terrestre (~8.1%), es parte de las rocas ígneas y sedimentarias. Tiene la característica de ser un metal no ferromagnético. Está presente en los minerales del grupo de los silicatos (feldespatos, micas y plagioclasas), también los minerales bauxita, criolita y corindón, así mismo constituye a las arcillas en forma de alúmina (Al₂O₃) (Tarbuck & Lutgens, 1999; Gass *et al.*, 2002).

El Al es utilizado como un indicador geoquímico para conocer el porcentaje del material detrítico proveniente de las rocas continentales y que forma parte de los sedimentos marinos (Dean, 2006; Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2010).

Hierro (Fe). Es un metal que se encuentra en la corteza terrestre como uno de los elementos más abundantes (~5%) ocupando el lugar número cuatro en abundancia, sólo después del aluminio, aunque raramente existe en estado libre. Sin embargo, es un elemento que está presente en diferentes minerales tales como la hematita, siderita, limonita, magnetita, pirita, ilmenita entre otros. En especial abunda, hasta en un 50% de su composición, en rocas ferruginosas. También se puede encontrar formando parte de la composición de meteoritos. Es un metal de transición que presenta propiedades magnéticas. (Chang, 1999; Tarbuck & Lutgens, 1999; Meléndez & Fuster, 2003).

El Fe es depositado al océano cuando se erosionan las rocas continentales ya sea por lluvia o efecto eólico, por ello es utilizado como un *proxy* que indica el aporte de sedimentos de origen terrígeno. Aunque no es utilizado por si solo ya que es un elemento que participa en los procesos de oxido-reducción y en ocasiones se correlaciona con el Ti ya que este último no es afectado por las condiciones de oxidación. También es común que se correlacione con otros elementos como: Al, K, Mg y Si que al igual que el hierro son de origen continental (Peterson & Haug, 2005, 2006; Dean, 2006; Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2010).

Titanio (Ti). Es un metal de transición el cual es resistente a la corrosión ambiental. En la superficie continental no se encuentra en estado puro, pero si en compuestos con el oxígeno. Forma parte de las rocas ígneas, las cuales al descomponerse por intemperismo sus partículas llegan al fondo marino. Este elemento está presente en los minerales que se asocian con el hierro, el rutilio (óxido de titanio), ilmenita, titanita, anatasa y brookita, siendo el rutilio el mineral en el que se encuentra en mayor abundancia (Molera, 1990; Zabel *et al.*, 1999).

El Ti es utilizado como un indicador geoquímico de las condiciones de lluvia ya que proporciona información de la precipitación local. Además, es utilizado junto con el Fe, como reflejo de la posición de ZCIT debido a que ésta tiene relación con las lluvias estacionales (Haug *et al.*, 2001; Peterson & Haug, 2006), así como un indicador del aporte detrítico (Murray & Leinen, 1996; Dean, 1997; Dymond *et al.*, 1997; Wei *et al.*, 2003; Averyt & Paytan, 2004, Barron *et al.*, 2004).

Potasio (K). En la corteza terrestre es posible encontrar al K como uno de los elementos más representativos en abundancia (~2.6%). Está ubicado como el séptimo elemento más abundante. Se encuentra formando parte de minerales de los silicatos, como la ortoclasa, silvita, glauconitas y micas. Durante una escala de tiempo muy prolongada (tiempo geológico), los factores de intemperismo se encargan de descomponer este tipo de minerales; ya en forma más simple y formando parte de la corteza terrestre, la lluvia transporta al potasio hacia el mar. Parte del potasio acumulado en la tierra es absorbido por las plantas, ya que el K es importante para el crecimiento de estos organismos, y sólo llega al fondo oceánico una porción de lo que está en la corteza continental (Chang, 1999; Tarbuck & Lutgens, 1999).

El potasio es un elemento que se ocupa como un *proxy* geoquímico en los estudios paleoclimáticos y paleoceanográficos indicando el aporte de sedimentos continentales. Regularmente es correlacionado con otros elementos de origen terrígeno (por ejemplo, Al y Ti) (Dean, 1997, 2006; Pérez-Cruz, 2000; Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2010).

Silicio (Si). Es el segundo elemento más abundante que se encuentra en la corteza terrestre (~27.7%), sólo después del oxígeno (~46.6%). Al combinarse éstos elementos forman el grupo mineral más común que se encuentra en las rocas continentales, los silicatos. No existe en estado libre, se encuentra en forma de dióxido de silicio (SiO₂) y en combinación con otros elementos para formar cuarzo, ágata, amatista, ópalo, jaspe, feldespatos, micas, entre otros.

Se encuentra en mayor proporción en los minerales que se forman de rocas volcánicas (Gillespie & Beltran 1990; Tarbuck & Lutgens, 1999; Gass *et al.*, 2002).

En sedimentos marinos el sílice proviene una fuente biogénica derivada de microorganismos marinos como diatomeas, silicoflagelados y radiolarios. A este tipo de sílice se le conoce con el nombre de ópalo biogénico. Es utilizado en los estudios paleoclimáticos como un *proxy* de productividad. Sin embargo, también es depositado al fondo marino como partículas de rocas de la corteza terrestre. Debido a esto es correlacionado con Al para conocer la fuente de la cual proviene, si la correlación es positiva entonces se dice que su origen es terrígeno, en cambio si la correlación es negativa se dice que su origen es biogénico (Dean 2006; Barron & Bukry, 2007).

Calcio (Ca). Es un elemento que se encuentra en la corteza terrestre como el quinto elemento más abundante (~3.6%). Se encuentra principalmente en los minerales compuestos por carbonatos (Calcita, aragonita, dolomita, magnesita, siderita). Puede estar presente como parte de un esqueleto interno o bien externo de algunos organismos. (Adams, 1995; Tarbuck & Lutgens, 1999).

En el océano es posible encontrar al Ca en forma de compuesto, CaCO_3 . El cual forma parte de las testas de calcita formadas por organismos como foraminíferos y cocolitofóridos. Una vez que estos organismos cumplen con su ciclo de vida las testas se depositan hacia el fondo marino y forman parte de los sedimentos, el cual es un indicativo de la presencia de éstos. Debido a que su origen es más biogénico el calcio es utilizado como un *proxy* de productividad de carbonatos en los estudios paleoclimáticos (Burdige, 2006; Dean, 2006). Sin embargo también es posible que tenga una fuente detrítica debido a esto es necesario correlacionarlo con elementos de origen terrígeno. Por ejemplo en un estudio realizado con sedimentos laminados de la Cuenca Alfonso, se correlacionó al Ca con elementos de origen terrígeno (Mg, Al, Fe y

K) y se observó que tiene una correlación muy baja (menor de 0.2) indicando que su origen es biogénico (Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2010).

Molibdeno (Mo). Es un elemento que no se produce libremente en la corteza terrestre, si no que se asocia con otros elementos (principalmente con el oxígeno) para formar diferentes minerales como wulfenita y powellita. Sin embargo el mineral en el que se encuentra en mayor proporción es molibdenita. Así mismo en la naturaleza es posible encontrarlo en forma de molibdato (Montero-Serrano *et al.*, 2010).

El Mo presente en la columna de agua es fácilmente removido de está en condiciones anóxicas, donde hay altas concentraciones de H₂S. De este modo el sedimento presenta un enriquecimiento del elemento y esto es un diagnóstico de condiciones de anoxia (Montero-Serrano *et al.*, 2010). Debido a esto el Mo es utilizado como un *proxy* de condiciones de oxigenación en el fondo marino (Valdés, 2004; Dean, 2006).

Valdés & Ortlieb, (2001) mencionan que cuando el O₂ disminuye el Mo aumenta y cuando el O₂ aumenta el Mo disminuye. Además, mencionan que esto se puede relacionar con un posible aumento o disminución de la productividad primaria. Sin embargo, el Mo tiene que ser correlacionado con otros *proxies* de productividad para comprobar su relación con la con ésta.

Estudios previos

Tabla 2. Trabajos paleoceanográficos donde se utilizan *proxies* geoquímicos.

Estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos con base en elementos mayores y traza						
Autor	Región geográfica	Material	Técnica	Alcance estratigráfico	Proxies/ elementos	Interpretación
Pérez-Cruz, (2000)	Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz, Golfo de California	Núcleo de gravedad <i>Kasten</i> , colectado en el B/O “El puma”	Dispersión de Energía de Rayos X	Holoceno (8,038 cal AP ⁴ C-AMS y ⁹ Pb)	Al, Ca, Fe, K, Mg, S y Si.	Analizó la composición química de las láminas oscuras y claras de la Cuenca Alfonso. Sugiere que las láminas oscuras son el resultado de una mayor depositación de material terrígeno y que están asociadas a condiciones climáticas cálidas-templadas, estas láminas están compuestas por Al, Fe, K, Mg y Si (todos de origen terrígeno). Por el contrario, determina que el Ca es un elemento de origen biogénico debido a que la correlación de este es muy baja con respecto a los elementos de origen terrígeno. Menciona que las láminas claras son el resultado principalmente de sedimentos biogénicos.
Peterson & Haug, (2006)	Cuenca del Cariaco, Venezuela		Fluorescencia de rayos X	Holoceno (14,000 años AP)	Ti y Fe	Concluyen que la entrada de material terrígeno a la cuenca se puede cuantificar por la cantidad de Ti y Fe que se encuentra en los sedimentos, la entrada de material detrítico se relaciona con los cambios de precipitación regional, los cuales a su vez se ven afectados por el desplazamiento latitudinal de la ZCIT. Mencionan que durante eventos fríos disminuye la entrada de material detrítico (Ti y Fe) y que esto se vincula con un desplazamiento de la ZCIT hacia el sur y por el contrario durante interstadiales cálidos la ZCIT migra hacia el norte, la precipitación aumenta y la entrada de material terrígeno también.
Dean, (2006)	Cuenca de Guaymas, Golfo de California	Núcleo de gravedad y de pistón colectados en <i>R/V Atlantis</i> crucero 125/8	Espectrometría de emisión atómica con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-AES por siglas en inglés)	Los últimos 17,000 años AP	Al, Mo, Cd, CO, biopal y CaCO ₃	Define 5 escenarios. Escenario 1 , parte de 17,000 – 14,700 años AP. se propone que hubo un aumento de temperatura para la parte del Golfo de California. Se sugieren condiciones de oxigenación del fondo oceánico por los bajos valores que presenta el Mo. Para el Escenario 2 , que va de 14,700 – 12,700 años AP, ocurre el Bolling-Allerod (B/A), aumento de sílice biogénico y bajas concentraciones de Al y CaCO ₃ , deficiencia de oxígeno en el fondo marino durante este intervalo. Escenario 3 , de 12,700 - 11,600 años AP corresponde al Younger Dryas, se sugieren condiciones cálidas para el Golfo de California y condiciones de oxigenación en el fondo marino. Durante el Escenario 4 de 11,500 a los 5,600 años AP aumenta el sílice biogénico y disminuye el CaCO ₃ , el carbono orgánico, hay presencia de diatomeas de condiciones invernales, lo cual sugiere un aumento de las surgencias provocadas por los vientos del noroeste. En el Escenario 5 que

						va de 5,600 a los 2,500 años las evidencias calcáreas y silíceas sugieren que se registra un desplazamiento de las condiciones de invierno por condiciones parecidas a las de verano para el Golfo de California, con entrada de aguas superficiales tropicales.
Haug <i>et al.</i> , (2001)	Cuenca del Cariaco, Venezuela		Fluorescencia de rayos X	Los últimos 14,000 años AP	Ti y Fe	Los resultados obtenidos fueron una baja concentración de los valores del Ti y Fe para el YD, entre 12,600 a 11,500 años AP, durante 11,500–10,500 años AP estos incrementaron y aun más para el máximo termal del Holoceno, de 10,500-5,400 años AP. Hay dos descensos durante el máximo termal de los valores del Ti y Fe en los puntos correspondientes a los 8,300 y 7,800 años AP, seguido de otro mínimo en los 5,000 años AP. Durante los 3,800 y 2,800 años AP se incrementaron las fluctuaciones de los valores del Ti y Fe se sugiere un incremento de la variabilidad de condiciones parecidas a las del ENOS y que esto se ve reflejado en la concentración del material terrígeno. Así concluyen diciendo que la variación de Ti y Fe se ve afectada por la entrada de material detrítico hacia la cuenca y que los incrementos y descensos de material terrígeno son afectados por los cambios de precipitación los cuales son dominio de la ZCIT.
Molina-Cruz <i>et al.</i> , 2002	Bahía de La Paz, Golfo de California	Núcleo <i>Kasten</i> colectado en el B/O “El Puma”	Dispersión de Energía de Rayos X	Holoceno (8,038 años AP)	Si, Ca, Al, K, Fe y Mg	Determinan que los sedimentos laminados se producen debido a que en el fondo marino existen condiciones sub-anóxicas y la entrada de material detrítico es periódica. También establecen que los elementos que conforman a los sedimentos: Si, Al, K, Fe y Mg son de fuentes detríticas y que solo el Ca es de origen biogénico. Además señalan que la entrada de material detrítico es ocasionado por vía fluvial, así las fluctuaciones de la entrada de material terrígeno se relaciona con la periodicidad del régimen fluvial regional (particularmente a los 11.2 años) afirman que esto coincide con que un par de láminas (clara-oscura) equivale a 11.2 años, así mismo mencionan que en los sedimentos de la Bahía de La Paz se ve reflejado la actividad solar.
Dean, (1997)	Lago Elk Minnesota		Análisis de carbono total e inorgánico, difracción de rayos X	Holoceno	Al, Na y cuarzo	Para los 8,000-4,000 años AP, los registros del Lago Elk documentan un incremento de acumulación detritos por vía eólica y una disminución de la humedad disponible. El registro geoquímico para los últimos 1,500 años AP indica condiciones cíclicas tanto para la actividad eólica y la humedad disponible. Estas condiciones secas y ventosas fueron más evidentes en la PEH y durante las décadas del “ <i>dust bowl</i> ” del siglo XX.

Material y Métodos

Para la realización de este trabajo se requirió la utilización de diferentes métodos y técnicas para poder llegar a los resultados obtenidos. A continuación se presenta un cuadro sinóptico en el cual se muestra de manera esquemática los pasos llevados a cabo en este estudio.

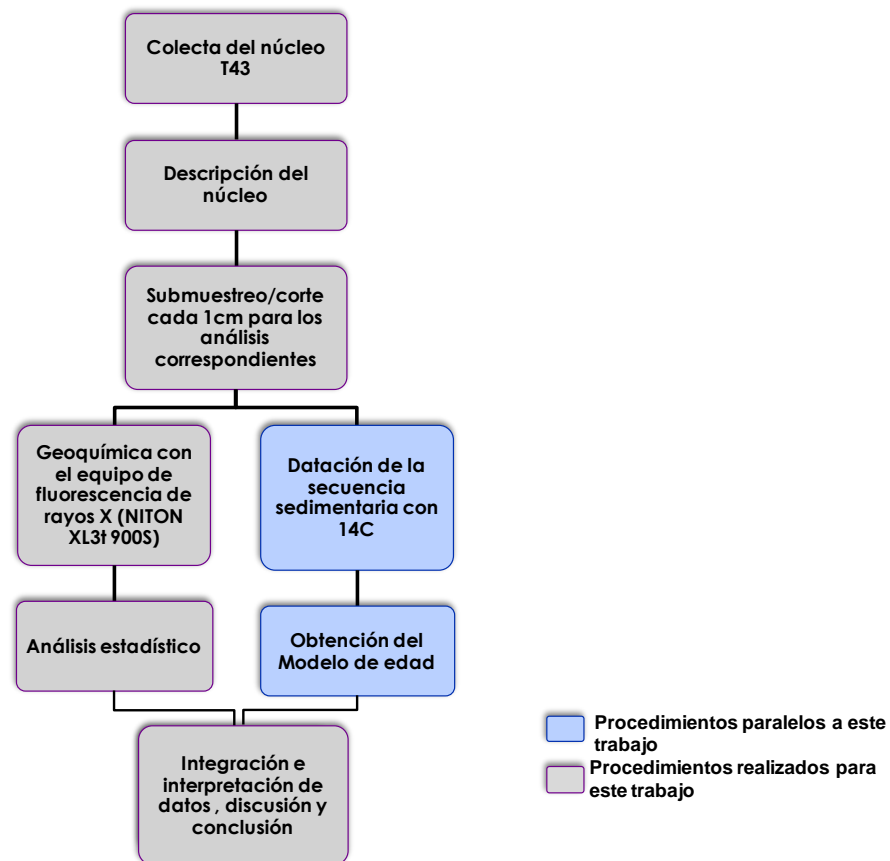


Figura 6. Cuadro sinóptico de los pasos y métodos utilizados para el estudio del núcleo T43.

Colecta de la secuencia sedimentaria

El núcleo T43 fue colectado en la Cuenca Alfonso (Fig. 3), que se encuentra dentro de la Bahía de La Paz, en las coordenadas 24° 39.161' de latitud N y 110° 33.096' de longitud O, a una profundidad de 388 m, durante la campaña oceanográfica “Dinámica Oceánica y Paleoceanografía III (DIPAL III), a bordo del B/O “El Puma” de la UNAM, en el mes de septiembre del año 2009. El núcleo se obtuvo con un nucleador de gravedad de tipo “gran diámetro”, la

secuencia sedimentaria se mantuvo a 4°C en el cuarto frío del buque y posteriormente se trasladó al cuarto frío del Laboratorio de Paleoceanografía y Paleoclimas del Instituto de Geofísica de la UNAM para su posterior estudio.

Procedimiento en el laboratorio

Descripción de la secuencia sedimentaria

Para describir las características del núcleo T43, se tomó en cuenta lo siguiente:

- ✓ Textura y composición del sedimento.
- ✓ Color del sedimento, basado en la Tabla de Colores Munsell (1995).
- ✓ La presencia de cenizas volcánicas, nódulos, inclusiones, conglomerados, entre otras perturbaciones visibles en el sedimento.
- ✓ Estructura del sedimento, es decir presencia de láminas, sedimento masivo, bioturbación, etc.
- ✓ Daños ocasionados durante su traslado al laboratorio o al momento de su apertura.

Corte del núcleo T43

El núcleo T43 tuvo una longitud de 226.5 cm, fue dividido longitudinalmente en 2 partes iguales, guardando una denominada “testigo” y la otra de “trabajo”. Esta última fue marcada y seccionada cada centímetro. Las secciones fueron colocadas en bolsas de plástico para su refrigeración y poder llevar a cabo los diferentes análisis y estudios.

Las muestras de sedimento fueron colocadas en cápsulas de porcelana (debidamente etiquetadas) para su secado en un horno, a una temperatura de 35°C. Posteriormente se les pulverizó, con el propósito de tener una muestra homogénea, en un mortero de ágata. Cada muestra se envolvió en una película de plástico de composición química conocida para su posterior análisis con el equipo de fluorescencia de rayos X.

Análisis Geoquímico

Se analizaron las concentraciones químicas en 222 muestras. Con el equipo de fluorescencia de rayos X NITON XL3t 900S. Se realizó la cuantificación de las concentraciones de elementos mayores y traza utilizando los diferentes modos con que opera el equipo: modo de minería, para cuantificar los elementos mayores (1% - >10,000ppm), tiempo de medición 120 seg. Y el modo de suelos, para medir los elementos traza (<1,000ppm – 0.1%) tiempo de medición 90 seg. Cabe señalar que en este estudio se seleccionaron los elementos Ti, Fe, Al, K, Si, Ca y Mo, para sugerir cambios en la oceanografía de la cuenca en el periodo de estudio.

El equipo NITON XL3t 900S, emite una fuente de radiación de rayos X que ilumina la muestra. Estos rayos provocan que los átomos presentes en la muestra fluorescan y emitan rayos X propios de ellos (Fig. 6). Estos rayos X, propios de la muestra, entran en el detector del analizador, el cual convierte a los rayos X en una señal eléctrica y envía la información a un microprocesador. Las señales emanadas por los elementos son cuantificadas y esta información es almacenada en un procesador. Al terminar la medición el microprocesador cuenta la intensidad de cada elemento usando un modelo algorítmico. La intensidad emitida por los elementos es matemáticamente convertida a una composición química dada en ppm o % de cada elemento, esto es enviado a la pantalla y a la memoria del equipo de fluorescencia de rayos X.

Datación del núcleo T43 con radiocarbono

El modelo de edad del núcleo T43 fue realizado por Pérez-Cruz (2013), el cual está basado en 6 dataciones de radiocarbono AMS. Las muestras para estas dataciones se tomaron en los cm 17-18, 41-43, 70-71, 119-120, 171-172 y 225-226.

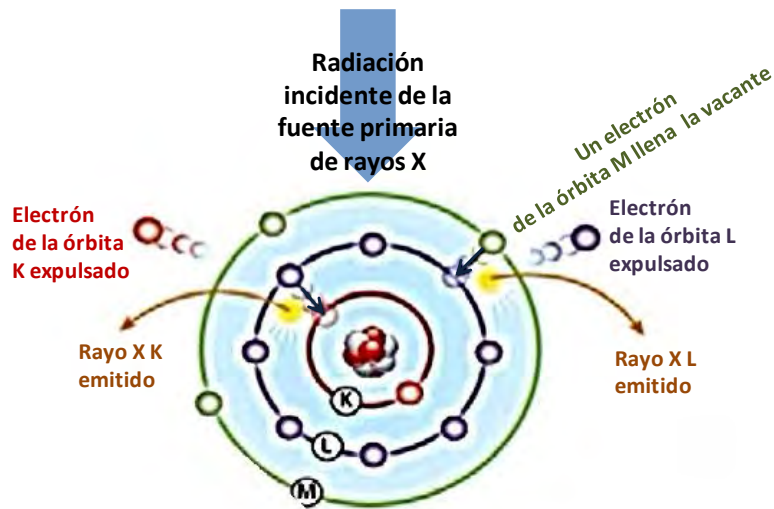


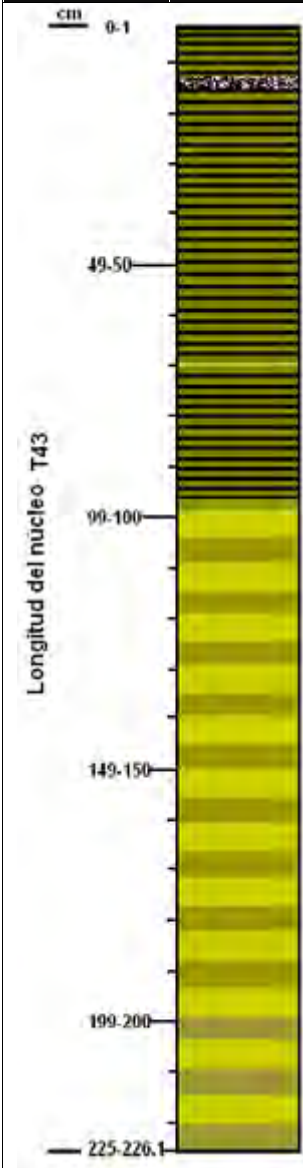
Figura 7. Se muestra de manera general el funcionamiento del equipo, la forma en cómo se aplica la fluorescencia de rayos X sobre una muestra y como ésta afecta a los electrones del átomo. (Tomada del manual de capacitación NITON XL3t 900S).

El carbono 14 es muy utilizado para la datación de sedimentos. Se toma en cuenta su vida media que es de $5,730 \pm 40$ años para datar. Tiene un límite de 10 vidas medias. Alcanzado una edad aproximada de 40 mil años (Stuiver & Polach, 1977).

La técnica a ocupar para hacer estas dataciones posibles es la Espectrometría de Aceleración de Masa (AMS, por sus siglas en inglés) ya que es un método de conteo directo del isótopo del carbono 14. Requiere sólo 10 miligramos de muestra aproximadamente. Éstas mediciones de años se reportan en términos de años Antes del Presente (AP) (Pérez-Cruz, 2000).

Resultados

Descripción de la secuencia sedimentaria T43

Longitud	Núcleo T43	Descripción	Estructura del sedimento
<p>cm 0-1</p>  <p>Longitud del núcleo T43</p> <p>49-50</p> <p>99-100</p> <p>149-150</p> <p>199-200</p> <p>225-226.1</p>	<p>Los sedimentos se caracterizan por ser limo-arcillosos.</p> <p>En el cm 15.5, el núcleo se perturbó mecánicamente durante el corte longitudinal.</p> <p>Presencia de una laminación clara a los 70 cm.</p>	<p>Láminas finas conformadas por una clara y una oscura, buena preservación.</p>	
		<p>Se observó un cambio en el grosor y color de las laminaciones a partir del centímetro 96.</p> <p>Los colores dominantes que presentaron los sedimentos fueron HUE5Y 3/2 Gris olivo y HUE5Y 4/4 Café olivo (Munsell, 1995)</p>	<p>Presencia de láminas de mayor grosor (tipo bandas), buena preservación.</p>

Simbología:



Figura 8. Descripción de la secuencia sedimentaria T43.

Modelo de edad y la tasa de sedimentación

El modelo de edad de esta secuencia fue establecido previamente (Pérez-Cruz, 2013) con base en las 6 dataciones de radiocarbono AMS y se determinó que el núcleo T43 cubre ~6,200 años cal. AP, y que las tasas de sedimentación tienen un rango de 0.27 a 0.61 mm/año (Fig. 8).

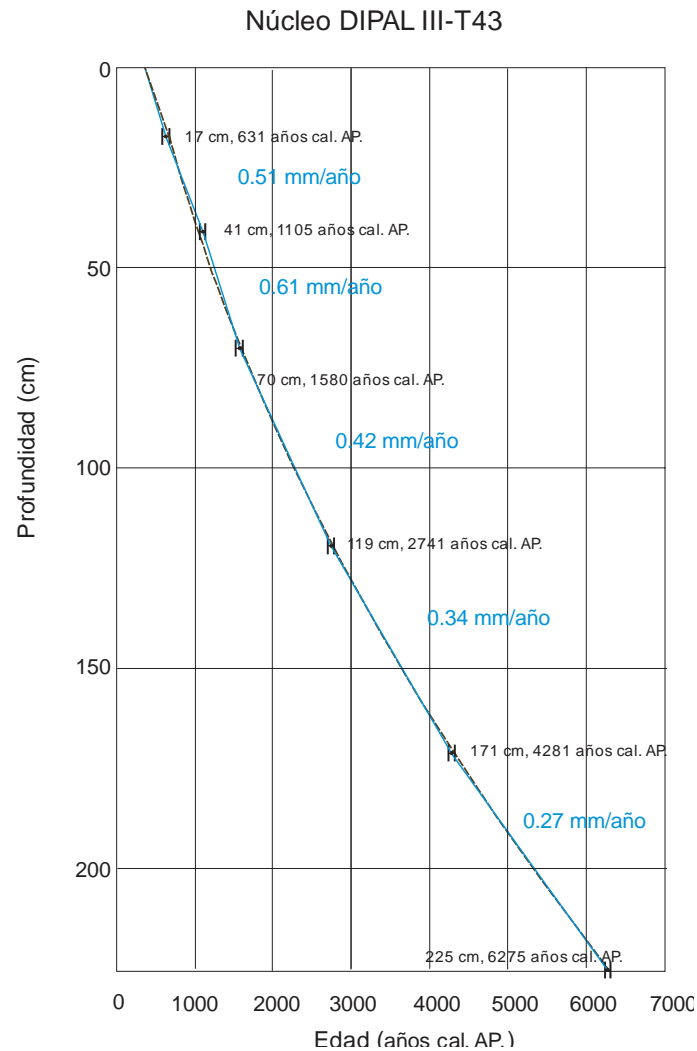


Figura 9. Se muestran las tasas de sedimentación calculadas para la secuencia sedimentaria T43, colectada en la Cuenca Alfonso, Golfo de California (Tomado de Pérez-Cruz, 2013).

Resultados geoquímicos

Debido a su utilización como *proxies*, examinado en la parte de estudios previos, en este trabajo se seleccionaron los siguientes elementos: Ti, Fe, Al, K, Si, Ca y Mo, para realizar la interpretación paleoceanográfica. En la Tabla 3

se exhiben los valores de la media, el mínimo y el máximo de la concentración de estos elementos, contenidos en el núcleo T43.

Tabla 3. Se muestran los valores de la media, máximos y mínimos obtenidos por medio del software Statistics.

Elemento	Media	Valor mínimo	Valor máximo
Ti %	0.13	0.10	0.17
Fe %	2.33	1.93	2.75
Al %	1.46	0.0	2.81
K %	0.69	0.33	1.003
Si %	4.07	1.31	8.34
Ca %	3.15	0.94	7.48
Mo ppm	11.15	5.60	21.73

Por los valores mostrados en la tabla 3 se puede observar que el Si es el elemento más abundante, seguido del Ca y los de menor concentraciones son el Ti y Mo. No se toma al Aluminio como el de menor concentración debido a que éste, en particular, requería mayor tiempo de medición.

Concentración de los elementos Ti, Fe, Al, K y Si a lo largo del núcleo

El Ti presenta concentraciones que oscilan de 0.10% a 0.17% a lo largo de la secuencia sedimentaria con un promedio de 0.13%. Se observa que sus mayores concentraciones (por encima de la media) están de ~6,200 a los 2,400 años cal. AP (Fig. 9). En particular en el intervalo que abarca de ~3,700 a 3,200 años cal. AP se presenta una disminución de las concentraciones, sin embargo, éstas se mantienen por arriba de la media. Así mismo, durante el periodo de ~6,200 a 2,400 años cal. AP se presentan algunos eventos donde las concentraciones están por debajo de la media: ~4,500; 4,200; 4,000; 3,700 y 3,000 años cal. AP (Fig. 9).

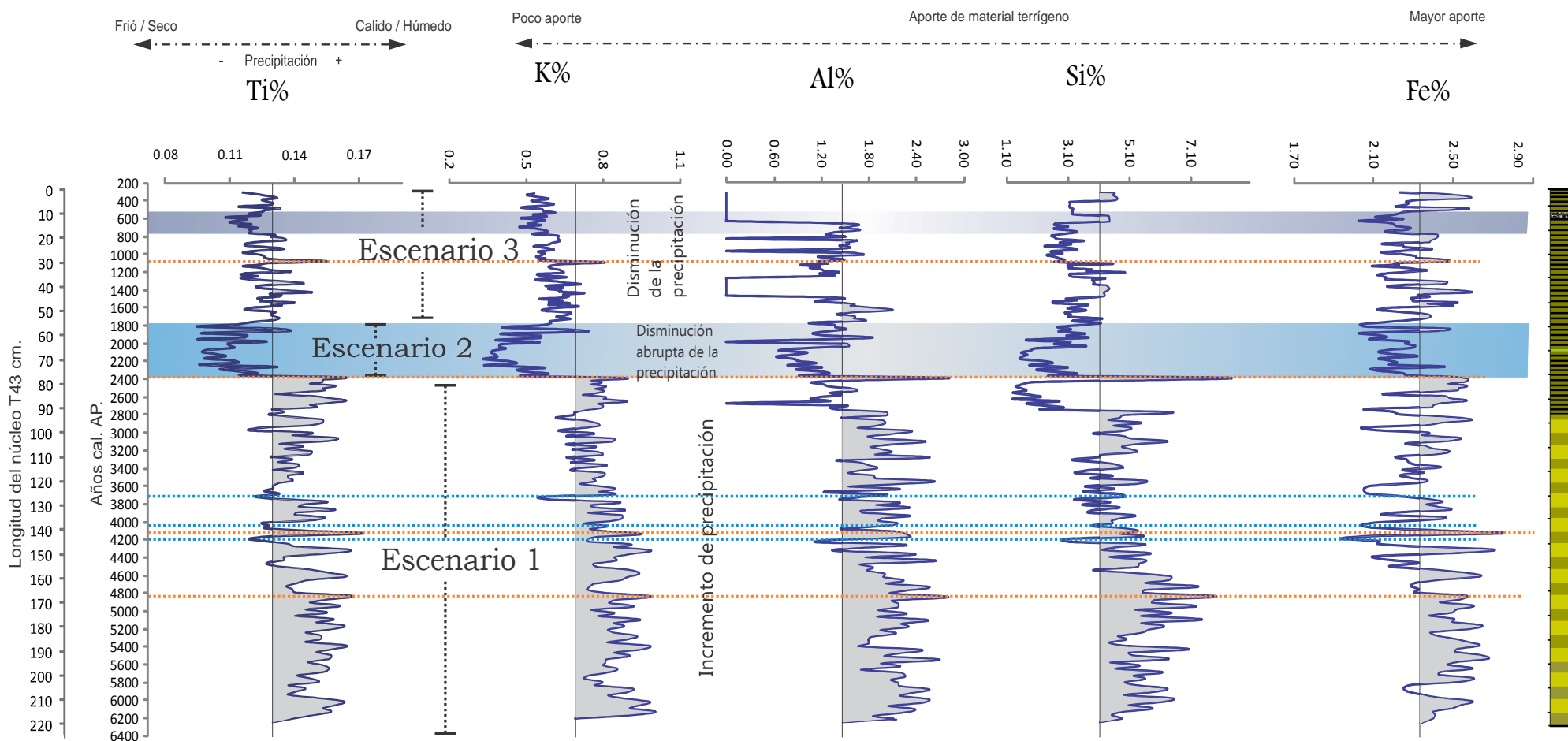


Figura 10. Concentraciones de Ti, K, Al, Si y Fe a lo largo de la secuencia sedimentaria T43, sugeridos como indicadores de aporte de terrígenos. Se señalan en líneas punteadas azules algunas concentraciones mínimas de estos elementos y en líneas punteadas naranjas algunas concentraciones elevadas.

A partir de ~2,400 años cal. AP hacia el presente el Ti presenta valores, de su concentración, que están por debajo de la media. Se muestran dos intervalos donde las concentraciones son muy bajas: el primero y el más abrupto va de ~2,400 a 1,800 años cal. AP, este intervalo es el que presenta los valores más bajos de Ti en toda la secuencia sedimentaria. El segundo, no tan considerable como el anterior de ~800 a 500 años cal. AP (Fig. 9).

El Fe exhibe concentraciones que van de 1.93% a 2.75% con un promedio de 2.33%. De ~6,200 a 2,400 años cal. AP sus concentraciones, en su mayoría, están por arriba la media. Se presentan varios puntos donde las concentraciones van por debajo de la media, estos son de ~5,900; 4,500; 4,200; 4,000; 3,900; 3,700; 3,600; 3,300; 2,900; 2,700 y a los 2,600 años cal. AP (Fig. 9).

Posteriormente de ~2,400 a 300 años cal. AP las concentraciones de Fe tienden a disminuir. Se muestran dos intervalos considerables donde las concentraciones permanecen por debajo de la media: el primero de ~2,400 a 1,800 años cal. AP y el segundo de ~800 a 500 años cal. AP (Fig. 9).

El Al presenta un comportamiento similar a los elementos descritos anteriormente. El rango de sus concentraciones es de 0% a 2.81% con un promedio de 1.46%. Cabe mencionar que el tiempo de medición del Al fue insuficiente, es decir, es una medición que estuvo por debajo del límite de detección. De ahí que únicamente el Al presente valores de cero. Pero esto no quiere decir que haya una ausencia del mismo. Debido a esto la interpretación de los valores de cero será cautelosa.

Así, el Al presenta concentraciones que en su mayoría van por arriba de la media de ~6,200 a 2,400 años cal. AP. Presentando sólo 3 puntos durante este periodo donde las concentraciones apenas están por debajo media. Éstos se dan a los ~4,300; 4,200 y 3,700 años cal. AP (Fig. 9).

Posteriormente a partir de ~2,400 a 300 años cal. AP hay una disminución de las concentraciones de Al donde la mayoría están por debajo de la media. En el intervalo que va de ~2,400 a 1,800 años cal. AP se presenta un periodo de concentraciones bajas de este elemento (Fig.9).

El K exhibe valores que varían entre los 0.33% al 1.0% de su concentración, con una media de 0.69%. Sus concentraciones máximas, que en su mayoría van por encima de la media, se presentan de ~6,200 a 2,400 años cal. AP. En este periodo de años sólo se presentan dos puntos considerables que descienden por debajo de la media en ~3,700 y 2,800 año cal. AP (Fig. 9).

Las concentraciones de este elemento presentan una caída abrupta a partir de ~ 2,400 a 1,800 años cal. AP. Posteriormente las concentración de K suben sin embargo se mantienen en su mayoría por debajo de la media hasta los ~300 años cal. AP. Se muestra un punto de elevada concentración, el cual rebasa la media a los ~1,100 años cal. AP (Fig. 9).

El Si muestra concentraciones a lo largo de la secuencia sedimentaria que oscilan entre 1.31% y 8.34% con una media de 4.07%. Sus concentraciones, más elevadas y las cuales en su mayoría van por encima de la media se presentan de ~6,200 a 2,400 años cal. AP. Durante este periodo hay algunos puntos considerables de bajas concentraciones: ~4,200; 3,500 y 3,300 años cal. AP y una caída abrupta de ~2,700 a 2,400 años cal. AP (Fig. 9).

Los valores de sus concentraciones que en su mayoría van por debajo de la media se presentan de ~2,400 a 300 años cal. AP. En el intervalo de ~2,400 a 1,800 años cal. AP las concentraciones de Si también bajan de manera considerablemente (Fig. 9).

Concentración del Ca a lo largo del núcleo

Presenta concentraciones que van de 0.94% a 7.48% a lo largo de la secuencia sedimentaria T43. Su media es de 3.15%. Los valores que en su

mayoría van por encima de la media se presentan de ~6,200 a 2,400 años cal. AP. Durante este periodo hay sólo dos intervalos de baja concentración de ~3,700 a 2,900 años cal. AP. Se presenta un aumento considerable de Ca durante el intervalo de ~4,500 a 3,700 años cal. AP (Fig. 10 (a)).

Los valores de Ca disminuyen gradualmente a partir de ~2,400 a 300 años cal. AP. En este intervalo la mayoría de los valores están por debajo de la media. Se presentan una caída de las concentraciones entre los ~2,300 y 2,000 años cal. AP (Fig. 10).

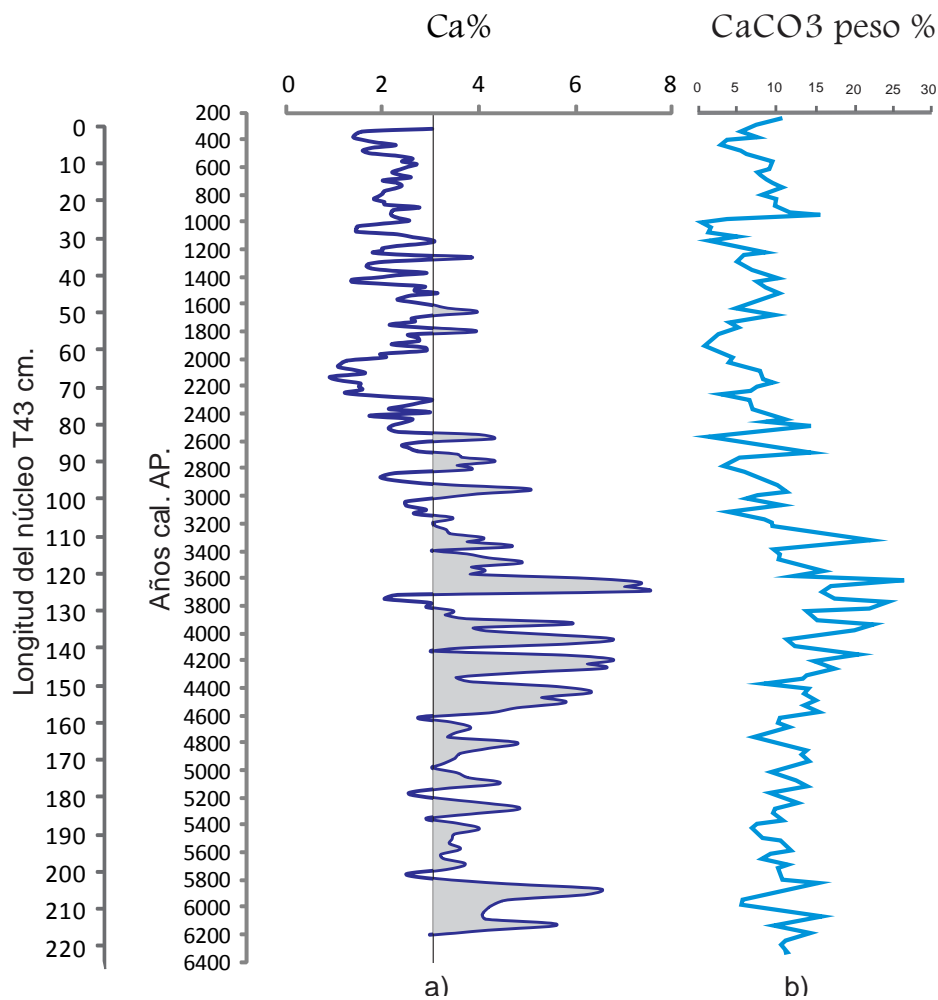


Figura 11. Se comparan: a) las concentraciones de Ca del núcleo T43 y b) el contenido de CaCO₃ en el núcleo NH01 15GC (Douglas et al., 2007). Ambos colectados en la Cuenca Alfonso. Las curvas muestran una similitud, ambas presentan una disminución gradual hacia el presente.

Concentración del Mo a lo largo del núcleo

Presenta concentraciones que varían de los 5.60 ppm a 21.73 ppm. Con una media de 11.15 ppm. El Mo exhibe un comportamiento diferente a los demás elementos, muestra valores por debajo de la media de ~6,200 a 4,900 años cal. AP. Posteriormente se presentan sus valores más altos de ~4,700 a 3,600 años cal. AP. De ~3,600 a 300 años cal. AP se presenta una estabilidad en los valores del Mo, contenidos en el núcleo T43, los cuales permanecen muy cercanos a la media (Fig. 11 (a)).

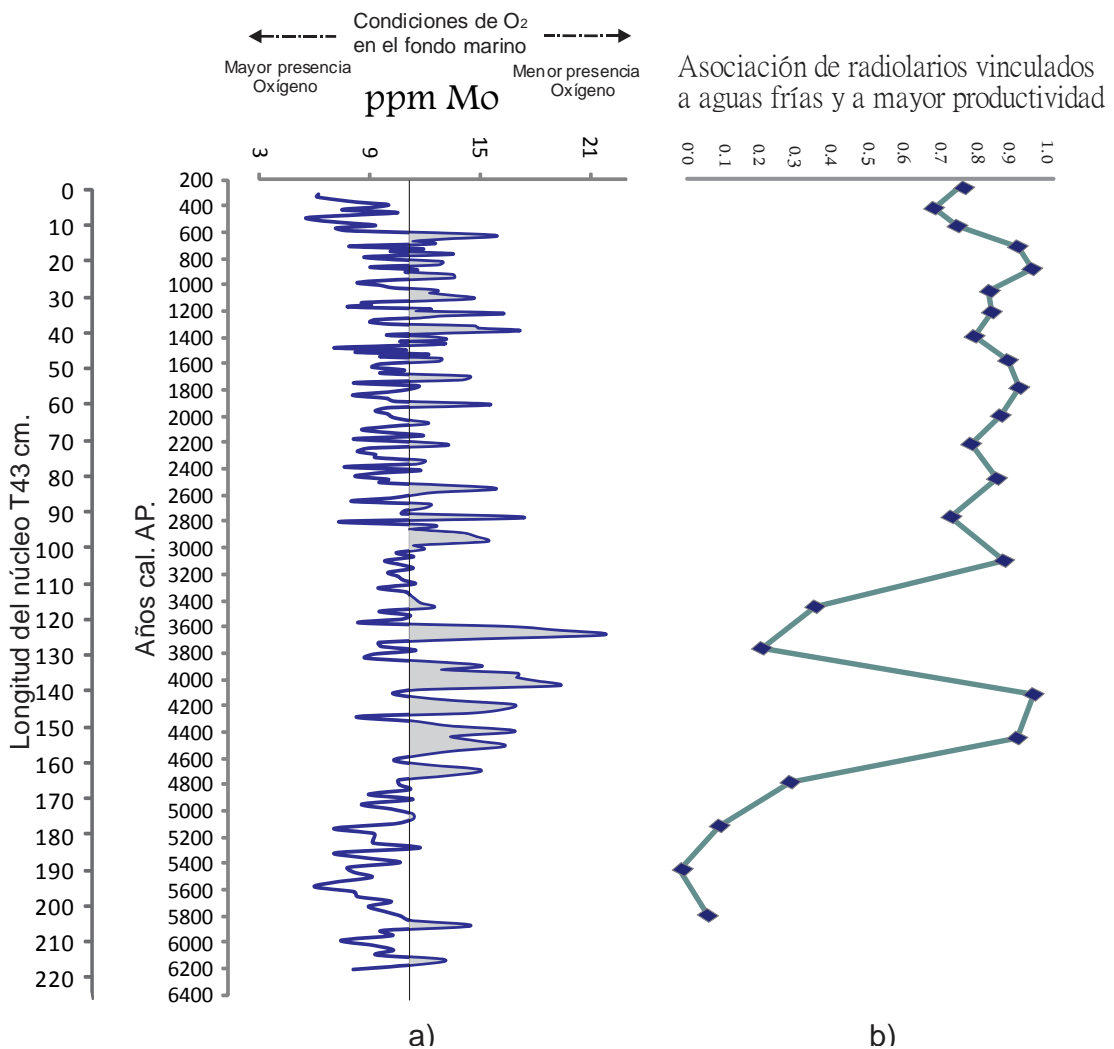


Figura 12. Se muestran las concentraciones de a) Mo y b) la asociación de radiolarios vinculadas con mayor productividad obtenidas del núcleo T43 (López-Martínez 2012), se observa una similitud en las curvas.

Discusión

En este trabajo se utilizaron a los elementos Ti, K, Al, Si y Fe como indicadores de aporte de material terrígeno. Se puede observar en la Figura 9 que en general estos elementos tienen un comportamiento similar a lo largo de secuencia sedimentaria. No obstante, el Fe presenta mayor número de fluctuaciones, esto es debido a que el Fe participa en procesos de óxido-reducción. Sin embargo, al compararse las graficas de Fe y Ti resultaron ser similares, ya que presentan concentraciones elevadas (líneas naranjas) y concentraciones mínimas (líneas azules) en los mismos puntos (Fig. 9). Esto apoya a la interpretación de que para este trabajo el Fe es de origen detrítico. Se realiza la comparación de Fe y Ti para determinar que la fuente de origen de Fe sea realmente terrígena y no autigénica, ya que el Ti es un elemento resistente a la corrosión ambiental (Haug *et al.*, 2001; Wei *et al.*, 2003; Choumiline, 2011).

Por otra parte, para este estudio el Ti además de ser ocupado como un indicador de la entrada de material detrítico hacia la cuenca, es utilizado como un *proxy* de precipitación pluvial (humedad) regional. Esta interpretación se apoya en los trabajos anteriores de algunos autores Murray & Leinen, 1996; Dean, (2000); Haug *et al.*, (2001); Wei *et al.*, 2003; Barron *et al.*, 2004; Peterson & Haug, (2005, 2006). Donde reportan al Ti como un indicador de condiciones pluviales. Sus concentraciones reflejan la entrada de material detrítico por la vía de escorrentías y/o ríos los cuales incrementan su descarga en periodos donde las lluvias son más intensas. Estos autores sugieren que cuando Ti presenta valores elevados se puede proponer un incremento de condiciones climáticas cálido-húmedas. De forma contraria cuando Ti presenta valores mínimos se interpretan como condiciones secas-frías.

Como se mencionó anteriormente el Si deriva de dos fuentes (biogénica y terrígena). En este trabajo el Si es considerado como un elemento de origen terrígeno, debido a dos causas: la primera es que presenta (en las graficas) un comportamiento similar a los elementos de origen detrítico, además de que

junto con Al presentan su concentración más altas en el mismo punto (~2,400 años cal. AP) (Fig. 9). Y segundo, en estudios anteriores al analizar la composición química de las láminas de los sedimentos de la Cuenca Alfonso Nava-Sánchez, (1999); Molina-Cruz *et al.*, (2002) y Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, (2010); lo han reportado como un elemento que deriva de una fuente detrítica. Esta conclusión toma mayor fuerza debido a que la Bahía de La Paz está rodeada por una formación de rocas compuestas principalmente de aluminosilicatos, tobas volcánicas y andesitas. Cuando se descomponen estas rocas por intemperismo el Si es introducido a la cuenca. Además Pérez-Cruz, (2000) realiza una correlación entre Al y Si dando como resultado una correlación positiva (de 0.8). Esto apoya la idea de que el Si para la Cuenca Alfonso debe ser considerado como un elemento que proviene de una fuente terrígena.

Varios autores, Murray & Leinen, 1996; Dean, (1997); Dean, (2000); Pérez-Cruz, (2000); Haug *et al.*, (2001); Molina-Cruz *et al.*, (2002); Wei *et al.*, 2003; Barron *et al.*, 2004; Peterson & Haug, (2005, 2006); Dean, (2006); Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, (2010), han documentado que los elementos Ti, Fe, Al, Si y K son considerados como *proxies* de aporte de material terrígeno en los sedimentos marinos y que éstos son transportados al mar por intemperismo.

A partir de las concentraciones de los elementos obtenidas en este trabajo se proponen tres escenarios para la Cuenca Alfonso, de ~6,200 a 300 años cal. AP. los cuales fueron identificados por medio de los cambios en las concentraciones de los elementos Ti, K, Al, Si y Fe contenidas a lo largo de la secuencia sedimentaria T43 (Fig. 9). Y son los siguientes:

Para el primer escenario el cual está definido entre los ~6,200 y 2,400 años cal. AP los elementos Ti, Fe, Al, Si y K presentan valores por arriba de la media. Por lo que se sugiere que durante estos años AP las condiciones climáticas eran cálidas-húmedas en el área de estudio. Así mismo, se propone un incremento de precipitación pluvial para la región y un incremento en la entrada

de sedimento de origen detrítico hacia la cuenca. Durante el primer escenario las concentraciones de estos elementos presentan un descenso de ~3,700 a 3,200 años cal. AP, sin embargo, estos valores no van por debajo de la media, por lo que se propone una reducción, no tan significativa, de las condiciones de humedad (Fig. 9). Este primer escenario concuerda con lo mencionado por Dean, (2006) donde sugiere un incremento de condiciones cálidas y un aumento de material detrítico para la Cuenca de Guaymas, ubicada en el Golfo de California durante los 5,600 a 2,500 años AP.

Para el segundo escenario que va de ~2,400 a 1,800 años cal. AP las concentraciones de los elementos indican una disminución abrupta de la entrada de material detrítico vía pluvial, sugiriendo condiciones muy secas para la región de estudio (Fig. 9).

Para el tercer escenario de ~1,800 a 300 años cal. AP y con base en las concentraciones de los elementos considerados como *proxies* terrígenos, se sugiere una recuperación de las condiciones de humedad con respecto al segundo escenario. Destacan dos intervalos: el primero en ~1,100 años cal. AP donde se presentan concentraciones elevadas de los elementos, esto sugiere un incremento en las condiciones cálido-húmedas de la región (Fig. 9). Esto coincide con el PCM el cual ha sido reportado de ~1,100 a 800 años AP (Haug *et al.*, 2001; Mann *et al.*, 2009). El segundo intervalo se presenta entre los ~800 y 500 años cal. AP, en donde sugieren condiciones secas-frías para la región, debido a que las concentraciones de los elementos bajan considerablemente (Fig. 9). En este último escenario no se ve reflejada la PEH a pesar que se reporta entre los ~400 y 200 años AP. Ésta última no es evidente en las graficas, además el núcleo T43 presenta una edad límite de ~300 años AP.

En general de 6,200 años cal. AP hacia el presente ha habido un descenso gradual en las condiciones cálido-húmedas de la región y una disminución en la entrada de material terrígeno en la cuenca. Esto es más evidente a partir de los 4,000 años AP que es donde se reporta el fin del Óptimo Climático. Esta

interpretación se apoya en los estudios antes mencionados. Sobre todo en los realizados en la cuenca de Cariaco, Venezuela, donde la tendencia entre los resultados de este estudio y los elaborados por Peterson & Haug, (2005, 2006) son similares, estos autores sugieren mayor entrada de partículas litogénicas para el Óptimo Climático, esta entrada de detritos disminuye conforme se acerca al presente. También en los registros de temperatura, donde se muestra un descenso gradual (Fig. 4 y 9)

En cuanto al Ca, en este trabajo es considerado como un elemento que procede de una fuente biogénica. Debido a que este elemento forma parte del esqueleto de organismos carbonatados, sus concentraciones a lo largo de la secuencia sedimentaria serán interpretadas como indicadoras de la productividad de estos organismos. Esta interpretación se apoya en trabajos previos (Pérez-Cruz, 2000; Molina-Cruz *et al.*, 2002 y Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2010), donde se analizan las láminas de sedimentos y determinan que las láminas claras están conformadas principalmente por Ca. Determinan que este elemento deriva de los restos de cocolitofóridos y foraminíferos. Mencionan que el incremento de este elemento es ocasionado por una mayor presencia de organismos calcáreos, los cuales están asociados a aguas cálidas. Estos autores realizan una correlación del Ca con elementos de origen terrígeno (Mg, Al, Fe y K) y da como resultado una correlación negativa. Por su parte, Dean, (2006) también menciona que las concentraciones de Ca obtenidas en la Cuenca de Guaymas, están relacionadas con una fuente biológica y que los organismos que lo contienen están relacionados con la entrada de ATS. Sin embargo, para este trabajo no descartamos la idea de que el Ca sea de origen terrígeno.

Es así, como se sugiere para este estudio que durante el periodo de ~6,200 a 2,600 años cal. AP hay dominancia de organismos carbonatados para la región (Fig. 10) y un incremento de aguas cálidas hacia la bahía. Ésta interpretación concuerda con los resultados obtenidos por López-Martínez, (2012) donde reporta para la Cuenca Alfonso que del periodo de ~5,800 a 4,600 años cal. AP

y del intervalo de ~3,600 a 3,200 años cal. AP hay presencia de asociaciones radiolarios vinculadas a condiciones climáticas cálido-húmedas y a la entrada del ATS en la región. Así mismo, la grafica de Ti (obtenida en este estudio) comparada con la de las asociaciones de radiolarios son similares, sugiriendo ambas un aumento de condiciones cálido-húmedas para la parte del Holoceno Medio (Fig. 12).

De ~4,500 a 3,700 años cal. AP las concentraciones de Ca presenta sus valores más altos. Indicando un incremento en la productividad de organismos carbonatados y entrada de aguas cálidas en la bahía. En un trabajo previo y coincidiendo con los resultados de este estudio Gonzalez-Yajimovich en Douglas *et al.*, (2007) presenta una grafica donde obtiene las concentraciones de CaCO₃ (depositado por organismo) contenidas en el núcleo NH01 15GC, colectado en la Cuenca Alfonso, reporta un incremento de carbonatos para el mismo intervalo de años. Se puede ver en ambas graficas una tendencia similar, disminuyen conforme se acercan al presente (Fig.10).

De ~2,600 a 300 años cal. AP las concentraciones de Ca disminuyen. Durante este intervalo se presenta un periodo de ~2,300 a 2,000 años cal. AP en el cual las concentraciones de Ca sugieren una menor presencia de organismos calcáreos y posiblemente una reducción de aguas cálidas. En este periodo se presentan los valores más bajos. Esto también se ve reflejado en la grafica de Gonzalez-Yajimovich mencionada anteriormente (Fig. 10).

En lo que respecta al Mo y como ya se mencionó en la parte de *proxies* geoquímicos, es ocupado como un indicador de ambientes anóxicos. Por lo que para este estudio será utilizado para interpretar dichas condiciones. Aunque, para la Cuenca Alfonso, no hay trabajos realizados con Mo para determinar las condiciones de oxígeno disuelto, si es ocupado por algunos autores (Valdés & Ortlieb, 2001; Valdés, 2004; Dean, 2006) para determinar la paleoxigenación de las cuencas oceánicas. Por lo que sería importante realizar un estudio donde se apoye los resultados del Mo con otros *proxies* de

condiciones de O₂ disuelto. Por ejemplo Cd y Ni, que son ocupados por Valdés, (2004) para determinar el oxígeno disuelto en la Bahía Mejillones, Chile. O bien los ocupados por Rimmer, (2003) en el que realiza correlaciones de Ni/Co y V/Cr para identificar las condiciones redox-sensitivas y así tener una idea más clara del Mo y relación con el oxígeno.

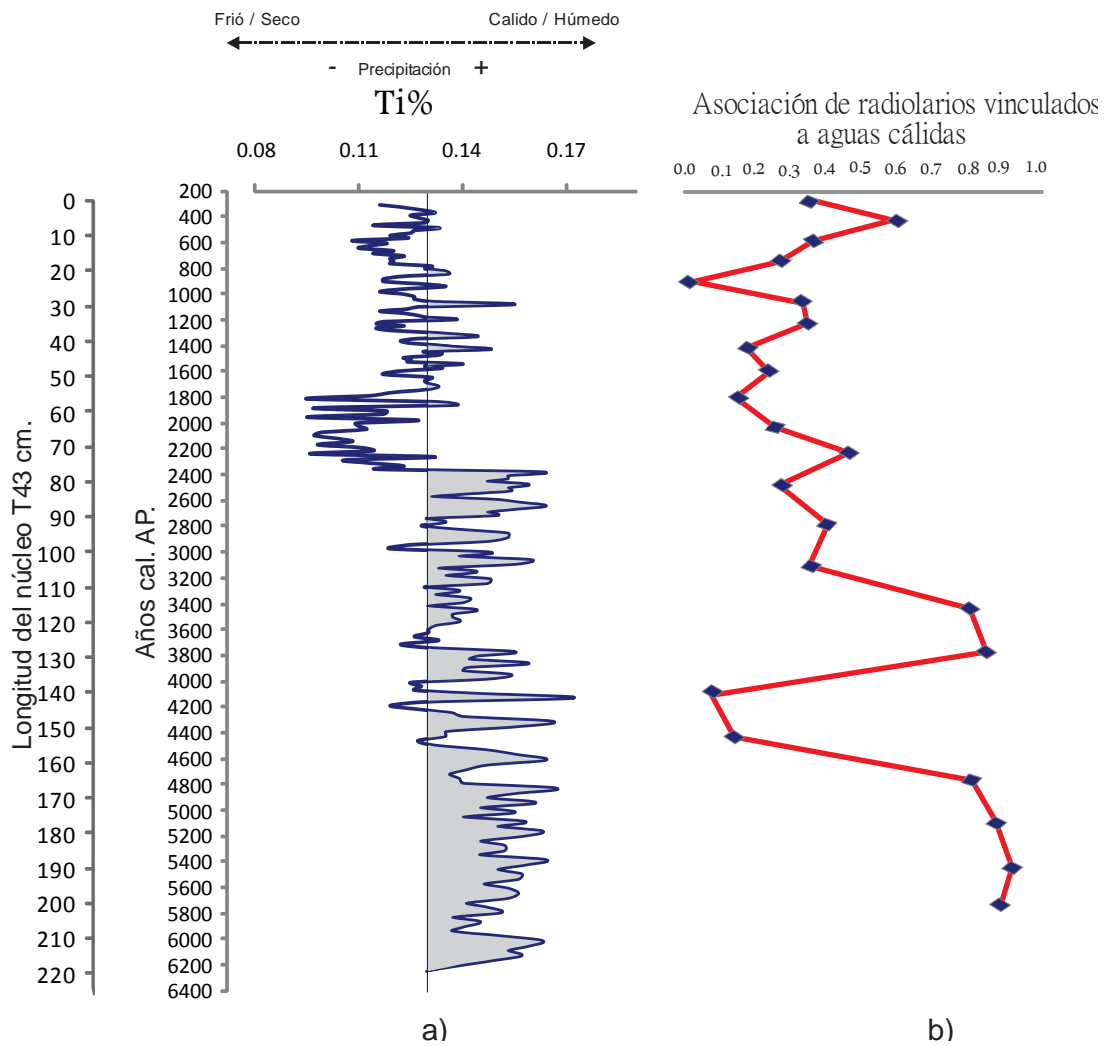


Figura 13. Se comparan: a) las concentraciones de Ti del núcleo T43 con b) asociación de radiolarios vinculadas con aguas cálidas, realizada por López-Martínez (2012), donde se agrupan a los radiolarios que presentan afinidad con aguas cálidas.

Así mismo, los resultados de Mo son comparados con los obtenidos, en la misma cuenca, por López-Martínez, (2012) (Fig. 11) para poder complementar la interpretación de este elemento en términos de cambios de productividad de la Cuenca Alfonso. Esto se sustenta con lo mencionado por Valdés & Ortlieb, (2001) y Valdés, (2004), sugieren que el Mo tiene relación con la productividad. Por su parte Dean, (2006), realiza la correlación del Cd (*proxy* de productividad) con Mo y llega a la conclusión ambos elementos tienen relación: cuando Mo aumenta su concentración (condiciones de poco O₂ disuelto) Cd presenta concentraciones elevadas (mayor productividad) y viceversa. Es de gran interés que en un estudio a futuro se realice un análisis con un mayor número de *proxies* para verificar la relación del Mo con la productividad de la cuenca.

Es así, como se sugiere que para el periodo de ~6,200 a 4,900 años cal. AP hay una mayor oxigenación de las aguas de fondo en la cuenca. Esto debido a que las concentraciones de Mo son bajas, se propone una menor productividad (Fig. 11). Apoyando esta interpretación López-Martínez, (2012) reporta para el periodo de ~5,800 a 4,600 años cal. AP una asociación de radiolarios dominante de especies como *Tetrapyle octacantha* grupo, *Drupptractus irregularis* y *Eucyrtidium hexagonatum* las cuales son relacionadas con la presencia del ATS y condiciones oligotróficas.

Posteriormente durante el periodo de ~4,700 a 3,600 años cal. AP se presentan los valores más altos de Mo, se sugieren condiciones anóxicas y un aumento de productividad para la cuenca. Esto coincide con lo mencionado en López-Martínez, (2012), donde obtiene para el periodo de ~4,400 a 3,800 años cal. AP una asociación de radiolarios que se caracteriza por especies relacionadas con una alta productividad pertenecientes a la familia Plagoniidae, tales como *Aracnocoallium calvata*, *Cladoscenum ancoratum*, *Lithomelissa pentacantha* y *Lithomelissa setosa* (Fig. 11).

A partir de ~3,600 a 300 años cal. AP el registro de Mo indica una menor oxigenación para la cuenca y un aumento de la productividad. De igual manera para los 3,000 a 300 años cal. AP López-Martínez, (2012) reporta una mayor productividad indicada por la asociación de especies de radiolarios mencionada en el intervalo anterior (Fig. 11).

Conclusiones

Este trabajo permitió reconstruir las condiciones de humedad, así como las condiciones de oxigenación y su relación con la productividad en la región de estudio durante los pasados 6,200 años.

Por las concentraciones obtenidas de los elementos seleccionados como *proxies* en esta secuencia sedimentaria y tomando en cuenta su amplitud en los años AP se identificaron tres escenarios de cambios importantes para la Cuenca Alfonso de ~6,200 a 300 años cal. AP (Holoceno Medio y Holoceno Tardío) y son los siguientes:

- I. Para el primer escenario de ~6,200 a 2,400 años cal. AP, se sugieren condiciones climáticas cálido-húmedas. Un aumento en las lluvias de la región y una mayor entrada de material terrígeno. Se propone un incremento de organismos calcáreos. Incursión de aguas cálidas hacia la cuenca. Además, hay mayor presencia de O₂ en el fondo y se indica una menor productividad para la Cuenca Alfonso.
- II. En el segundo escenario que va de ~2,400 a 1,800 años cal. AP se proponen condiciones climáticas muy frías-secas. Una disminución abrupta de la precipitación pluvial regional. Disminuye la entrada de material terrígeno hacia la cuenca. Hay menor presencia de organismos carbonatados. Se sugieren condiciones anóxicas para las aguas de fondo y una mayor productividad.
- III. Durante el tercer escenario que va de ~1,800 a 300 años cal. AP se sugieren condiciones climáticas frías-secas, comparadas con el primer escenario. Una disminución de las lluvias regionales, sin embargo no tan abrupto comparado con el segundo escenario. Se propone una menor entrada de material terrígeno hacia la cuenca. Poca presencia de organismos calcáreos. Una menor presencia de oxígeno disuelto en las aguas de fondo y una mayor productividad para la Cuenca Alfonso.

Referencias bibliográficas

Adams M. (1995). Fundamentos de química de los suelos. Universidad Central de Venezuela. Ed. Taller de Anauco, Caracas Venezuela. 390 pp.

Álvarez-Borrego S. & Lara-Lara R. (1991). The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. In: Dauphin J. & Simoneit B. (Editors). The gulf and peninsular province of the California. Memoir. American Association of Petroleum Geologist. Memoir, 47: 555-567.

Atwater T. (1989). Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America. Geological Society America, Decade of North American Geology: 21-71.

Averyt K. B. & Paytan A. (2004). A comparison of multiple proxies for export production in the equatorial Pacific. *Paleoceanography*, 19: 1-14.

Baba J., Peterson C. D & Schrader H. J. (1991). Modern fine-grained sediments in the Gulf of California. In: Dauphin J. P. & Simoneit B. (Editors), the gulf and Peninsular Province of the Californias. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 47: 569-587.

Badan-Dangon A., Dorman C. E., Merrifield M. A. & Wianat C. D. (1991). The lower atmosphere over the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 96 (c9): 16887-16896.

Barron J. A. & 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., Bischoff J. L. (2004). High resolution paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15 000 years. *Marine Micropaleontology*, 50: 185 - 207.

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

Beier E. (1997). A numerical investigation of the annual variability in the Gulf of California, *J. Phys. Oceanogr.*, 27(5): 615-632.

Bray N. A. & Robles J. (1991). Physical oceanography of the Gulf of California. In: Dauphin J. & Simoneit B. (Editors). The gulf and peninsular province of the Californias. Memoir. American Association of Petroleum Geologist, 47: 511-553.

Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I. & Bonani G. (2001). Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*, 294: 2130-2136.

Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas C., Hajdas I. & Bonani G. (1997). A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278: 1257-1266.

Bordoni S., Ciesielski P. E., Johnson R. H., McNoldy B. D. & Stevens B. (2004). The low-level circulation of the North American Monsoon as revealed by QuikSCAT, *Geophysical Research Letters*, Vol., 31, L10109.

Burdige J. D. (2006). *Geochemistry of Marine Sediments*. Princeton University Press. New Jersey. USA. 630 pp.

- Burroughs W. J., (2001). *Climate change: a multidisciplinary approach*. Cambridge University Press. New York, 275 pp.
- Castro R., Mascarenhas A.S., Durazo R. & Collins C. (2000). Variación estacional de temperatura y salinidad en la entrada del Golfo de California México. *Ciencias Marinas*, 26 (4): 561–583.
- Chang Raymond. (1999). *Química*. Cuarta edición. Mc Graw-Hill, México. 1064 pp.
- Cheshire H., Thurow J. & Nederbragt A. (2005). Late Quaternary climate change record from to long sediment core from Guaymas Basin, Gulf of California. *Journal of Quaternary Science*, 20 (5): 457-469.
- Choumiline K. (2011). *Geoquímica de la materia particulada en hundimiento y de los sedimentos recientes de Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz*. Tesis de Maestría. CICIMAR-IPN. La Paz, Baja California, México. 161 pp.
- Cronin T. (1999). *Principles of Paleoclimatology*. Columbia University Press. 560 pp.
- Cronin T. M. (2010). *Paleoclimates. Understanding Climate Change Past and Present*. Columbia University Press. New York. 441 pp.
- Cruz-Orozco R., Martínez-Noriega C. & Mendoza-Maravillas A. (1996). Batimetría y sedimentos de Bahía de La Paz, BCS, México. *Oceánides*, 11: 21–27.
- Cruz-Orozco R., Rojo P., Godínez L. & Nava-Sánchez E. (1989). Topografía, hidrografía y sedimentos de las márgenes de la Laguna de La Paz, BCS, México. *Rev. Inv. Cient. Univ. Autón. Baja Calif. Sur*, 1: 3–15.
- Curry J. R., Moore D. G., Kelts K. & Einsele G. (1982). Tectonics and geological history of the passive continental margin at the tip of Baja California. In: *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project 64*. LXIV, 2: 1089-1116.
- Dean W. E. (1997). Rates, Timing, and Cyclicity of Holocene Eolian Activity in North-Central United States: Evidence from Varved Lake Sediments. *Geology*, 25 (4): 331-334.
- Dean W. E. (2000). *The Sun and Climate*. USGS, Fact Sheet FS-095-00.
- 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.
- Douglas M. W., Madoox R. A., Howard K. & Reyes, S. (1993). The Mexican monsoon. *Journal of Climate*, 6: 1665-1677.
- Douglas R., Gonzalez-Yajimovich O., Ledesma-Vazquez J. & Staines-Urias F. (2007). Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California. *Quaternary Science Reviews*, 26: 115-129.
- Dymond J., Collier R. & 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.
- Fernández-Barajas M. E., Monreal-Gómez M. A. & Molina-Cruz A. (1994). Estructura termohalina y flujo geostrofico, en el Golfo de California, durante 1992. *Ciencias Marinas*, 20 (2): 267-286.
- Gass I. G., Smith P. J. & Wilson R. C. L. (2002). *Introducción a las ciencias de la Tierra*. Ed. Reverté. Barcelona. España. 413 pp.

- Gillespie R. J. & Beltrán A. (1990). Química. Reverté. Barcelona. 550 pp.
- Goñi M. A., Thunell R. C., Woodworth M. P. & Müller-Karger F. E. (2006). Changes in wind driven upwelling during the last three centuries: Interocean teleconnections. *Geophysical Research Letters*, 33 (L15604): 1-4.
- Gornitz, V.(2007). *Encyclopedia of Paleoclimatology and ancient environments*. Ed. Springer. Netherlands. 1061 pp.
- Haug G. H., Hughen K. A., Sigman D. M., Peterson L. C. & Röhl U. (2001). Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through The Holocene. *Science*, 293: 1304-1308.
- Jiménez-Illescas A. R. (1996). Análisis de procesos barotrópicos y baroclínicos en la Bahía de La Paz, BCS. Tesis doctoral. UNAM. México. 212 pp.
- Jirikowic J. L. & Damon P. E. (1994). The Medieval Solar Activity Maximum. *Climatic Change*, 26 (2-3): 309-316.
- Lavín M. F., Beier E. & Badan A. (1997). Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual. En: M. F Lavín, (Editor) *Contribuciones a la oceanografía física en México*, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana: 141-171.
- Lavín M. F., Castro R., Beier E., Amador A. & Guest P. (2009). SST, Termohaline structure and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon Experiment. *Journal of Geophysical Research*, 115: 1-22.
- Lavín M. F. & Marinone S. G. (2003). An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. In: Velasco-Fuente O. U., J. Sheinbaum & J. Ochoa (Editors) *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*, Academic. Dordrecht, Netherlands: 173-204.
- López-Martínez R. (2012). Reconstrucción paleoceanográfica del Holoceno de la Cuenca Alfonso (Golfo de California) mediante el estudio de radiolarios. Tesis de licenciatura. Facultad de ciencias, UNAM. México. 96 pp.
- Mann M. E., Bradley R. S. & Hughes M. K. (1999). Northern hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties and limitations. *Geophysical Research Letters*, 3 (1): 1-12.
- Mann M. E., Zhang Z., Rutherford S., Bradley R. S., Hughes M. K., Shindell D., Ammann C., Faluvegi G. & Ni F. (2009). Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 326: 1256-1260.
- 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.
- Mayewski P. A., Rohling E. E., Stager J. C., Karlén W., Maasch K. A., Meeker L. D., Meyerson E. A., Gasse F., van Kreveld S., Holmgren K., Lee-Thorp J., Rosqvist G., Rack F., Staubwasser M., Schneider R. R. & Steig E. J. (2004). Holocene Climate Variability. *Quaternary Research*, 62: 243-255.
- Meléndez B. & Fuster J. M. (2003). *Geología*. Novena edición, Thomson Editores, España. 911 pp.
- Molera S. P. (1990). Metales resistentes a la corrosión. MARCOMBO, S. A., Barcelona, España. 124 pp.
- Molina-Cruz A. (1984). Radiolaria as indicator or upwelling processes: The Peruvian connection. *Marine Micropaleontology*, 9: 53-75.

Molina-Cruz A., Pérez-Cruz L. L. & Monreal-Gómez M. A. (2002). Laminated sediments in the Bay of La Paz, Gulf of California: a depositional cycle regulated by fluvial flux. *Sedimentology*, 49 (6): 1401-1410.

Monreal-Gómez M. A., Molina-Cruz A. & Salas-de-León D. A. (2001). Water masses and cyclonic circulation in Bay of La Paz, Gulf of California, during June 1998. *Journal of Marine Systems*, 30: 305-315.

Montero-Serrano J. C., Bout-Roumazelles V., Sinneau T., Tribovillard N., Bory A., Flower B. P., Riboulleau A., Martinez P. & Billy I. (2010). Changes in precipitation regimes over North America during the Holocene as recorded by mineralogy and geochemistry of Gulf of Mexico sediments. *Global and Planetary Change*, 74: 132-143

Munsell (1995). *Tabla de Colores de suelos*.

Murray R. W. & 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.

Nava-Sánchez E. (1997). Modern fan deltas of the west coast of the Gulf of California, Mexico. Ph. D. dissertation, University of Southern California, 229 pp.

Nava-Sánchez E. H., Gorsline, D. S., Cruz-Orosco R., Godínez-Orta L., (1999). El coyote Fan Delta: a wave-dominated example for the Gulf of California. *Quaternary international* 56: 129-140.

Obeso-Nieblas M., Gaviño-Rodríguez J. H., Jiménez-Illesca A. R. & Shirasago-Germán B., (2002). Simulación numérica de la circulación por marea y viento del Noroeste y Sur en la Bahía de La Paz, B.C.S. *Oceánides*, 17 (1): 1-2.

Obeso-Nieblas M. & Jiménez-Illescas A. R. (1989). Propagación de la constituyente M2 de la marea en La Bahía de La Paz Baja California Sur, México, mediante un modelo bidimensional hidrodinámico numérico. *Investigaciones Marinas CICIMAR*, 4: 241-256.

Obeso-Nieblas M., Shirasago-Germán B., Gaviño-Rodríguez J., Pérez-Lezama E., Obeso-Huerta H. & Jiménez-Illescas A. (2008). Variabilidad hidrográfica en Bahía de La Paz, Golfo de California, México (1995-2005). *Revista de Biología Marina y Oceanografía*, 43 (3): 559-567.

Pérez-Cruz L. (2000). Estudio Paleocceanográfico y Sedimentológico Holocénico de la Bahía de La Paz, Golfo de California. Tesis de Doctorado en ciencias del Mar. UNAM. México. 168 pp.

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 (2): 138-151.

Pérez-Cruz L. & Herguera-García J. C. (2011). Génesis de los sedimentos laminados en el Golfo de California: Implicaciones climáticas y oceanográficas. En: escenarios de cambio climático: Registros del Cuaternario en América Latina I. compiladoras Margarita Caballero, Beatriz Ortega Guerrero. Mexico: UNAM, Instituto de Geofísica: Dirección General de Publicaciones y Fomento editorial. 480 pp.

Pérez-Cruz L. & Urrutia-Fucugauchi J. (2009). Magnetic mineral study of Holocene marine sediments from the Alfonso Basin, Gulf of California, implications for depositional environment and sediment source. *Geofísica Internacional*, 48: 185-198.

- Pérez-Cruz L. & Urrutia-Fucugauchi J. (2010). Holocene laminated sediments from the southern Gulf of California: geochemical, mineral magnetic and microfossils study. *Journal of Quaternary Science*, 25 (6): 989-1000.
- Pérez-Cruz L., Villagrán-de-la-Cruz G., & Gómez-Lizárraga L. E. (2009). Radiolarios en los sedimentos marinos del Cuaternario Tardío del Golfo de California- Paleooceanografía y Paleoclimatología. In: Avto Gogichaisvili, Serie monografías, Instituto de Geofísica, UNAM. México. 79 pp.
- Peterson L. C. & Haug G. H. (2005). Climate and the Collapse of Maya Civilization. A series of multi-year droughts helped to doom an ancient culture. *American Scientist*, 93: 322-329.
- Peterson L. C. & Haug G. H. (2006). Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234: 97-113.
- Pike J. & Kemp A. (1996). Records of seasonal flux in Holocene laminated sediments, Gulf of California. Geological Society, London, Special Publications, 116 (1): 157-169.
- Salinas-Gonzalez F., Zaytsev O. & Makarov V. (2003). Formation of the termohaline structure of water in the Bahía de La Paz from summer to autumn. *Ciencias Marinas*, 29 (1): 51-65.
- Silverberg N., Aguirre F., Aguiñiga S. & Romero N. (2006). Flujo vertical de materia particulada en la Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz, durante 2002. *Ciencias Marinas*, 32 (1A): 73-82.
- Soto-Mardones L., Marinone S. G. & Parres-Sierra A. (1999). Time and spatial variability of sea surface temperature in the Gulf of California. *Ciencias Marinas*, 25: 1-30.
- Rimmer S. M. (2003). Geochemical paleoredox indicators in Devonian–Mississippian black shales, Central Appalachian Basin (USA). *Chemical Geology* 206: 373-391.
- Robles W. R. & Marinone S. G. (1987). Seasonal and interannual termohaline variability in the Guaymas basin of the Gulf of California. *Continental Shelf Research*, 7: 715-733.
- Roden G. I. (1958). Oceanographic and meteorological aspects of the Gulf of California. *Pacific Science*, XII, 21-45.
- Roden G. I. & Groves G. W. (1959). Recent oceanographic investigations in the Gulf of California. *Journal of Marine Research*, 18 (1): 10-35.
- Tarback Edward J. & Lutgens Frederick K. (1999). *Ciencias de la Tierra: una introducción a la geología física*. 6° edición, Prentice Hall, España. 650 pp.
- Torres-Orozco E. (1993). Análisis volumétrico de las masas de agua en el Golfo de California. Tesis de Maestría CICESE, Baja California México. 80 pp.
- Uriarte-Cantolla A. (2003). *Historia del Clima de la Tierra*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, 306 pp.
- Urrutia-Fucugauchi J. (1995). Preliminary tight fit Neogene paleoreconstruction of Baja California peninsula, México. *Geofísica Internacional*, 34: 187-199.
- Valdés J. (2004). Evaluación de metales redox-sensitivos como proxies de paleoxigenación en un ambiente marino hipóxico del norte de Chile. *Revista Chilena de historia Natural*, 77 (1): 121-138.

Valdés J. & Ortlieb L. (2001). Paleoxigenación subsuperficial de la columna de agua en la bahía Mejillones del sur (23°S): Indicadores geoquímicos en testigos de sedimento marino. *Investigaciones Marinas, Valparaíso*, 29 (1): 25-35.

Valdez-Hernández M. (2010). Los foraminíferos bentónicos de la Cuenca Farallón, Golfo de California y sus implicaciones paleoambientales. Tesis de licenciatura. UNAM. México. 63 pp.

Van Andel T. (1964). Recent marine sediments of the Gulf of California. En: van Andel, T. & Shor, G.G. (Editors). *Marine Geology of the Gulf of California*. Memoir. American Association of Petroleum Geologist, 3: 216-310.

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

Zabel M., Bickert T. & Dittert L. (1999). Significance of the sedimentary Al: Ti ratio as an indicator for variations in the circulations patterns of the equatorial North Atlantic. *Paleoceanography*, 14 (6): 789-799.