



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**Paleoceanografía holocénica de la Cuenca
Farallón (Golfo de California): integración de
datos geoquímicos y biológicos**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

BIÓLOGA

P R E S E N T A:

ALEJANDRA TENORIO PEÑA

DIRECTORA DE TESIS

DRA. LIGIA L. PÉREZ CRUZ

2011





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.

1. Datos del alumno

Tenorio

Peña

Alejandra

55946300

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Biología

304761294

2. Datos del tutor

Dra

Ligia Lucina

Pérez

Cruz

3. Datos del sinodal 1

Dra

Ana

Luisa

Carreño

4. Datos del sinodal 2

Dr

Frank Raúl

Gío

Argáez

5. Datos del sinodal 3

Dr

Francisco

Sour

Tovar

6. Datos del sinodal 4

Dra

María Adela

Monreal

Gómez

7. Datos del trabajo escrito.

Paleoceanografía holocénica de la Cuenca Farallón (Golfo de California):

Integración de datos geoquímicos y biológicos

63 p.

2011

Agradecimientos académicos

Agradezco a mi directora de tesis la Dra. Ligia L. Pérez Cruz por ser una excelente guía tanto académicamente como en lo personal y por ser un modelo para que todos los días trabaje en ser la mejor versión de mí.

A mis sinodales Dra. Ana Luisa Carreño, Dr. Frank Raúl Gío Argaéz, Dr. Francisco Sour Tovar y la Dra. María Adela Monreal Gómez, que le dedicaron tiempo para enriquecer este estudio y se lograra concluir satisfactoriamente.

Al Dr. Priyadarsi Roy y el M. en C. Alejandro Rodríguez por el esfuerzo que realizaron al aportar comentarios que me permitieron mejorar este trabajo.

A la DGAPA-UNAM por la beca que me fue otorgada para la realización de esta tesis dentro del contexto del programa PAPIIT IN 11 5206 y PAPIIT IN 107709 y CONACYT (81288).

Al laboratorio de Paleomagnetismo y Paleoambientes del Instituto de Geofísica, UNAM, por brindarme un espacio para elaborar mi tesis de licenciatura.

A la Universidad Nacional Autónoma de México por darme oportunidad de tener una excelente educación.

Contenido

	Páginas
Resumen	
Introducción	1-2
Objetivos	3
Capítulo 1. Área de estudio	
1.1 Golfo de California	4
1.2 Circulación atmosférica	4
1.3 Circulación superficial	5-6
1.4 Circulación termohalina	6-7
1.5 Circulación geostrófica	7-8
1.6 Masas de agua en el golfo de California	8
1.7 Batimetría	8-9
1.8 Variabilidad climática a escala estacional, interanual (“El Niño”), decadal (Oscilación Decadal del Pacífico)	9-10
1.9 Cuenca Farallón	11-14
1.9 Clasificación de los sedimentos	14-15
1.9 Clasificación de los sedimentos	15-16
Capítulo 2. Variabilidad climática del Holoceno	17-19
Capítulo 3. Proxies	
	20-21
3.1 Algunos elementos químicos mayores y traza utilizados en reconstrucciones paleoceanográficas.	21-25
3.2 Estudios paleoclimáticos y paleoceanográficos con base en <i>proxies</i> geoquímicos.	25-29
Capítulo 4. Descripción de la secuencia sedimentaria	
	30
4.1 Modelo de edad	30-31
Capítulo 5. Material y Métodos	
5.1 Colecta de la secuencia sedimentaria	32
5.2 Corte y muestreo de la secuencia sedimentaria	32
5.3 Principios del método de Fluorescencia de Rayos X	32-33
5.4 Procedimiento	34
5.5 Correlación de Spearman	36
Capítulo 6. Resultados, Discusión y Conclusión	
6.1 Resultados	38-42
6.2 Proxies de aporte de sedimentos terrígenos	42-44
6.3 Proxies de aporte de sedimentos biogénicos	44-45
6.4 Proxy de condiciones anóxicas	45-46
6.5 Discusión	49-52

6.6 Conclusiones	53-54
Referencias	55-62
Anexo 1	63

Índice de figuras	Páginas
Figura 1. Imagen del golfo de California, vista de satélite del golfo de California (tomada y modificada de NASA Earth Observatory) http://es.wikipedia.org/wiki/Archivo:Baja_peninsula_(mexico)_250m.jpg	4
Figura 2. Imagen de los giros anticiclónicos y ciclónicos en ambos hemisferios. Tomada y modificada de http://www.atmosphere.mpg.de/enid/1_Tiempo_y_frentes/Sistemas__3b4.html	6
Figura 3. Batimetría y regiones del golfo de California según Lavín <i>et al.</i> , 1997.	10
Figura 4. Imagen donde se localiza (ZCIT). La franja roja indica donde se localiza (ZCIT) en el mes de Julio y la franja azul indica donde se localiza (ZCIT) en el mes de Enero. Tomada y modificada http://upload.wikimedia.org/wikipedia/d7/ITCZ_january-july.png	11
Figura 5. Climatología estacional del golfo de California. a) invierno –primavera. b) otoño –verano. La letra A=centro de alta presión y B= centro de baja presión (Tomada y modificada de Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2009).	13
Figura 6. Imagen de la localización de la cuenca Farallón, golfo de California, y ubicación del núcleo K-52 (Tomado de Pérez-Cruz, 2008).	15
Figura 7. Temperaturas medias de superficie para el Hemisferio Norte durante el Holoceno, en ella se muestra el PCM y la PEH. Tomada y modificada de Dansgaard <i>et al.</i> , 1969.	19
Figura 8. Diagrama de clasificación de <i>proxies</i> utilizados en paleoceanografía y en paleoclimatología.	20
Figura 9. Esquema del momento cuando un rayo X incide sobre la muestra y afecta a los electrones más cercanos al núcleo. Tomada y modificada del Manual del Curso de capacitación del Niton XL3t 900 GOLDD.	33
Figura 10. Esquema gráfico de la operación de fluorescencia de rayos X e imagen del equipo y las partes que lo constituyen. Tomado del Manual del Curso de capacitación del Niton XL3t 900 GOLDD.	35
Figura 11. Cuadro sinóptico de los procesos que se llevaron a cabo para el estudio de la secuencia sedimentaria DIPAL-1 K-52 en este trabajo.	37
Figura 12. Modelos de regresión lineal entre los valores de Niton (%) y Siemens (%), para el Al, Ti, Fe, K, Si y Ca, mostrando en todos los casos. Con estos datos se realizó la calibración del Niton XL3t 900 GOLDD.	40
Figura 13. Representación de las secuencia sedimentaria DIPAL-K52, edad en años cal. A.P., y las concentraciones de Al, Ti, Fe, K y Si a lo largo de ésta.	47

Figura 14. Representación de las secuencia sedimentaria DIPAL-K52, edad en años cal. A.P., y la concentración de Ca, la relación Si/Al, la abundancia relativa de *O. pulchra* (García-Gárnica, en proceso) y las concentraciones de Mo.

Índice de tablas	Páginas
Tabla 1. Clasificación de las diferentes masas de Agua para el golfo de California (Lavín <i>et al.</i> , 2009).	9
Tabla 2. Características de las fases invierno-primavera y verano-otoño en el golfo de California.	12
Tabla 3. Principales características para distinguir la PDO y el ENSO.	14
Tabla 4. Edades de ¹⁴ C AMS del núcleo K-52. Las edades corresponden a años cal. A.P.	31
Tabla 5. Escala de interpretación del coeficiente de correlación de Spearman.	36
Tabla 6. Valor del factor de corrección conocido para cada elemento.	38
Tabla 7. Estadística básica de elementos (n=247) del núcleo K-52.	41
Tabla 8. Matriz de correlación (Spearman) de elementos con una p<0.05. Los valores que se encuentran en color verde indican una relación moderada (0.5-0.75) y en rojo una correlación fuerte (0.75-1).	41
Tabla 9. Resumen de los resultados del estudio de proxies geoquímicos, biológicos y del proxy de oxigenación en la cuenca Farallón, golfo de California.	52

Resumen

Se presenta los resultados del estudio de una secuencia de sedimentos marinos (K-52) de 142 cm de longitud colectada en la cuenca Farallón, en el golfo de California, a una profundidad de 1,517 m. El propósito fue documentar los cambios en la oceanografía y el clima de la cuenca Farallón, golfo de California, con base en la interpretación de datos geoquímicos y biológicos, durante el Holoceno Medio-Tardío.

El modelo de edad se llevó a cabo en un estudio previo y está basado en dos dataciones de radiocarbono AMS, a partir de las cuales se estimó una tasa de sedimentación de 0.31 mm/año y un alcance de ~4,180 años cal A.P (antes del presente).

Se cuantificaron las concentraciones de los siguientes elementos químicos (Al, Ti, Fe, K, Si, Ca y Mo V), en 247 muestras continuas, utilizando un equipo Niton XL 3t 900 GOLDD de fluorescencia de rayos X. Para llevar a cabo la reconstrucción paleoceanográfica y paleoclimática.

Con la finalidad de obtener una mayor confiabilidad de los datos obtenidos con el equipo Niton XL 3t 900 GOLDD, se realizó una calibración con un equipo de fluorescencia de rayos X tradicional (Siemens SRS 3000). A los datos ya corregidos se les aplicó un análisis de estadística básica y el coeficiente de correlación de Spearman.

En este estudio el Al, Ti, Fe, K y Si se utilizaron como *proxies* del aporte de terrígenos; el Ca, la relación Si/Al y la especie *Octactis pulchra* como *proxies* de productividad primaria y el Mo como *proxy* de condiciones anóxicas.

Con base en las fluctuaciones de las concentraciones elementales, de la relación Si/Al y en las abundancias relativas de *O. pulchra*, se sugieren 5 escenarios paleoceanográficos.

Para el primer escenario, que abarca de ~4,180 a ~3,939 años cal. A.P.¹, se sugiere un aumento significativo del aporte de terrígenos (principalmente vía pluvial), así como una disminución en la productividad primaria.

En el segundo escenario, de ~3,939 a ~3,178 años cal. A. P., se sugiere que las condiciones climáticas promedio que prevalecieron en el área de estudio fueron análogas a las que ocurren durante la fase invierno-primavera en el área de estudio, es decir, un clima relativamente frío y seco, la dominancia de los vientos del noroeste que propician la persistencia de las surgencias, lo que conlleva a un aumento en la productividad primaria.

En el tercer escenario, de ~3,178 a ~1,973 años cal. A.P., se presenta un aumento relativo del aporte de terrígenos similar al primer escenario, así como un aumento en la oxigenación de las aguas profundas, mientras que la paleoproductividad disminuyó considerablemente con respecto al segundo escenario.

En el cuarto escenario, de ~1,973 a ~1,530 años cal. A. P., se infiere una disminución muy marcada del aporte de terrígenos comparada con el resto de los escenarios, así como de la productividad primaria y una mayor ventilación de las aguas de fondo.

El quinto escenario de ~1,530 a ~579 años cal. A. P. se sugiere un aumento relativo del aporte de terrígenos con respecto al escenario anterior, y una baja en la productividad una mayor ventilación en las aguas profundas.

En particular, para el periodo de ~959 a ~769 años cal. A.P., se registra condiciones climáticas similares a la fase de verano-otoño, es decir condiciones más húmedas y de mayor precipitación pluvial, este periodo coincide con la señal global de la Anomalía Climática del Medioevo, la cual ha sido reportada de los 950 a 1,250 A.D (*Anno Domini*).

Introducción

El sistema climático terrestre está controlado por diversos mecanismos de forzamiento (naturales y no naturales) que han actuado a través del tiempo geológico, a diferentes temporales.

El clima global, así como la meteorología local, está continuamente cambiando en respuesta a variaciones naturales. A partir del estudio de registros históricos se ha concluido que es evidente que el clima pudo haber afectado a diversas civilizaciones a través de los efectos sobre la ecología, la hidrología, geología y oceanografía en determinadas regiones.

Las predicciones climáticas así como la variabilidad climática dependen del entendimiento de procesos globales. Si bien, dentro del contexto del Calentamiento Global actual, el impacto de la humanidad es la principal causa, los mayores procesos de forzamiento son de origen atmosférico y oceánico y, son transferidos a los sistemas geológicos y biológicos (Pérez-Cruz, 2010).

En las últimas décadas para tratar de resolver cómo interactúan estos sistemas y su evolución a través del tiempo, se desarrolló la *Paleoceanografía* como una disciplina dentro de las geociencias, así a que a partir del estudio de los sedimentos marinos con diferentes métodos, ha sido posible reconstruir las condiciones oceanográficas y climáticas del pasado a diferentes resoluciones temporales (milenaria, centenaria, decadal, anual, etc.) (Gornitz, 2007).

Los sedimentos marinos son muy útiles ya que contienen información de los procesos climáticos y ecológicos que ocurren sobre el continente, de la dinámica oceanográfica y biológica en la superficie del mar, de los fenómenos de reciclaje y transferencia que ocurren en la columna de agua y en la interfaz agua-sedimento y la diagénesis en los sedimentos (Pérez-Cruz y Helguera-García en prensa).

Debido a que los sedimentos que conforman el piso oceánico en el golfo de California son excelentes registros del clima del pasado, se han llevado a cabo diversos estudios para realizar las reconstrucciones paleoceanográficas en diferentes escalas

temporales utilizando diferentes *proxies* con la finalidad de encontrar nuevos datos acerca de los cambios climáticos y oceanográficos del Océano Pacífico Tropical (Molina-Cruz, 1986; Murray y Leinen, 1997, Dean *et al.* 1997; Schroeder *et al.*, 1997; Dean 2006; Haug *et al.*, 2001 y Pérez- Cruz *et al.*, 2009).

En particular, a partir de la década de los ochentas se incrementó el uso de *proxies* geoquímicos para realizar reconstrucciones paleoceanográficas, algunos de los más utilizados son los elementos mayores y traza (por ejemplo: Al, Fe, Ti, K, Si, Ca, Mo, entre otros), los isótopos estables (de oxígeno, carbono y nitrógeno), el carbono orgánico y el carbono inorgánico.

En este estudio se realizó una reconstrucción paleoceanográfica y paleoclimática a partir de las fluctuaciones de los elementos mayores y traza, medidos con el método de fluorescencia de rayos X en la secuencia sedimentaria (DIPAL I K-52) en la región occidental de la cuenca Farallón, golfo de California, durante el Holoceno Medio-Tardío (~4,180 a ~579 años cal. A.P.)

Objetivos

Objetivo general:

- ④ Investigar los cambios en la oceanografía y el clima de la cuenca Farallón, golfo de California, con base en la interpretación de datos geoquímicos y biológicos, durante el Holoceno Medio-Tardío.

Objetivos particulares:

- ④ Documentar los cambios en la precipitación, así como las fluctuaciones en la productividad primaria en la región de estudio durante los pasados 4,180 años cal. A.P. a partir de la cuantificación de algunos elementos mayores y traza en los sedimentos mediante el método de fluorescencia de rayos X (XRF por sus siglas en inglés).
- ④ Determinar cambios en la oxigenación de las aguas de fondo y su relación con la productividad superficial en la cuenca Farallón para el periodo de estudio a partir de los cambios en las concentraciones de Mo.
- ④ Proponer, con base en las fluctuaciones de los elementos químicos, escenarios paleoceanográficos y paleoclimáticos de ~4,180 a ~579 años cal. A.P.

Capítulo 1. Área de estudio

1.1 Golfo de California

El golfo de California, también conocido como Mar Bermejo o Mar de Cortés, se ubica en la parte noroeste del Océano Pacífico, en el límite de las placas tectónicas de Norte América y del Pacífico (Urrutia-Fucuguchi, 1995). Es un estrecho mar, rodeado por áridas tierras y montañas al este, oeste y norte, pero está abierto al sur hacia el Océano Pacífico (Douglas *et al.*, 2007), es considerado como un mar semicerrado y una cuenca de evaporación (Espinosa-Carreón *et al.*, 2007). Tiene una longitud aproximada de 1,400 km y un ancho que va de 100 a 150 km, cubriendo un área de 210, 000 km² (Roden y Groves, 1959; Pérez- Cruz *et al.*, 2009).

Debido a su posición geográfica es considerado un laboratorio natural único, en donde se han realizado diversos trabajos científicos que van desde el entendimiento de los estadios tempranos de formación de un océano, hasta la generación de hidrocarburos, o la evolución de los sistemas de ventilas hidrotermales, permitiendo monitorear cambios a escala de cuenca del Océano Pacífico Nororiental (Pérez- Cruz *et al.*, 2009).

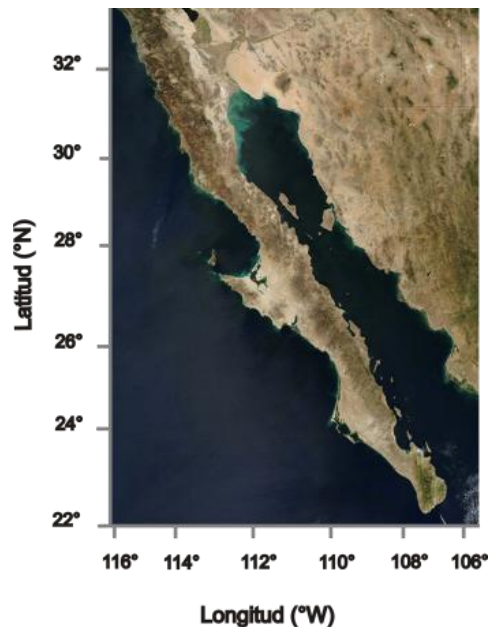


Figura 1. Imagen del golfo de California, vista de satélite del golfo de California (Tomada y modificada de NASA Earth Observatory).

1.2 Circulación atmosférica

La circulación general de la atmósfera se puede definir como el movimiento promedio del aire en todo el planeta. El promedio se puede referir a escalas temporales, por ejemplo un año o una estación, a lo largo de un meridiano en la vertical.

Dentro de los niveles de la atmósfera, en la tropósfera existen centros de alta y baja presión, los cuales permanecen semi-estacionarios durante varias semanas o meses. Éstos también son llamados centros de acción, tienden a permanecer a lo largo de los cinturones zonales de presión con un marcado contraste entre invierno y verano (Reyes, 2001).

Un sistema de baja presión o ciclónico se desarrolla donde se produce un ascenso de aire caliente y relativamente húmedo desde la superficie de la Tierra hacia la atmósfera. Estos son sistemas de isobaras cerradas (líneas de presión constante) que rodean una región de presiones relativamente bajas (Quereda, 2005). Esto ocasiona que en el hemisferio norte los vientos giren en la dirección contraria a las manecillas del reloj, mientras que en el hemisferio sur, los vientos giran en la dirección de las manecillas del reloj (Lavín *et al.*, 1997) (Fig. 2).

Un sistema de alta presión o anticiclón es donde ocurre un descenso de aire debido a que es más frío que en las zonas circundantes y se produce cuando el aire desciende por enfriamiento y aumenta la presión atmosférica.

Los centros de alta presión son asociados al flujo divergente y son reconocidos como la fuente de origen de las masas de aire (Reyes, 2001). El término anticiclónico se usa para definir el sentido de la rotación de fenómenos oceánicos y atmosféricos contrario a la dirección de giro de los ciclones y al de la Tierra; en el mismo sentido de las manecillas de reloj en el hemisferio norte y en sentido contrario en el hemisferio sur (Fig. 2) (Lavín *et al.*, 1997).



Figura 2. Imagen de los giros anticiclónicos y ciclónicos en ambos hemisferios. Tomada y modificada de http://www.atmosphere.mpg.de/enid/1_Tiempo_y_frentes/-_Sistemas_de_presi_n_3b4.html

El viento es una de las fuerzas principales que provocan el movimiento del océano, es el motor de la circulación de los océanos. En el golfo de California los vientos tienen un marcado ciclo estacional, y además las cadenas montañosas en ambas costas canalizan el viento a lo largo del eje longitudinal del golfo (Lavín *et al.*, 1997); esto se debe a su elevada topografía en ambos lados (Badan-Dangon *et al.*, 1991). En la península de Baja California el rango de elevación de las montañas va de los 700 m a los 1,000 m, mientras que en la Sierra Madre Occidental es de 1,500 m (Parés-Sierra *et al.*, 2003).

1.3 Circulación superficial

Las corrientes oceánicas son masas de agua que fluyen de un lugar a otro, están influenciadas por fuerzas que inician el movimiento que son: el calentamiento solar y los vientos (Thurman y Trujillo, 2004).

Hay dos tipos de corrientes en el océano: las corrientes en la capa superficial, que constituyen el 10% del agua del océano y que se encuentran desde la superficie hasta aproximadamente los 400 m de profundidad y las corrientes profundas que afectan el otro 90% del océano (Garrison, 2005).

Las corrientes oceánicas superficiales se desarrollan por la fricción entre el océano y el viento que sopla a través de la superficie y transportan grandes cantidades

de agua cálida del ecuador hacia los polos, distribuyendo el calor de los trópicos al resto del planeta; su circulación es independiente en los hemisferios norte y sur (Thurman y Trujillo, 2004).

La circulación superficial del golfo de California está influenciada por el Océano Pacífico Norecuatorial (OPN), se ha evidenciado que en escala anual, la acción del Océano Pacífico a través de la boca del golfo es superior al forzamiento local (Lavín *et al.*, 1997; Lavín y Marione, 2003). Las masas de agua que rodean la entrada del golfo de California son desplazadas por el sistema de corrientes oceánicas del Pacífico tropical, las cuales son un reflejo de los cambios meteorológicos estacionales a escala del OPN y tienen un comportamiento muy marcado (Baumgartner y Christensen, 1985; Strub y James, 2002 en Lavín *et al.*, 2009).

1.4 Circulación termohalina

Las diferencias de densidad crean las corrientes de aguas profundas (Thurman y Trujillo, 2004), el movimiento del agua debido a las diferencias de densidad es llamada circulación termohalina (*theme*=calor, *halos*=sal) (Garrison, 2005). En el golfo de California un ejemplo claro es la presencia del Agua del Golfo de California (AGC) (Lavín *et al.*, 1997).

La circulación termohalina resulta de los flujos de calor y de agua (evaporación y precipitación) a través de la superficie. Estos flujos cambian la densidad del agua en las capas superficiales del golfo de California y son diferentes en el Océano Pacífico, que es la fuerza motriz de la circulación termohalina (Roden, 1958; Lavín *et al.*, 1997).

La estructura termohalina en las capas superiores del golfo de California, donde existe la comunicación con el Océano Pacífico, es muy compleja debido a confluencia de las aguas superficiales como el Agua Tropical Superficial (ATS), el Agua de la Corriente de California y el Agua del Golfo de California (Griffiths, 1968; Álvarez-Sánchez *et al.*, 1978; Castro *et al.*, 2000; Lavín y Marione, 2003 en Lavín *et al.*, 2009).

La circulación termohalina media en el golfo de California, es regulada por un carácter evaporativo y la ganancia de calor, estos atributos provocan la salida de aguas subsuperficiales someras relativamente cálidas y salinas hacia afuera del golfo durante el final del invierno y principios de la primavera y una entrada compensatoria de aguas

superficiales relativamente menos salinas y más cálidas desde el Pacífico por el lado oriental del golfo durante el verano y principios del otoño (Bray y Robles, 1991).

1.5 Circulación geostrófica

Los giros que se producen por el balance entre el gradiente de presión y el efecto de Coriolis son llamados giros geostróficos (*Geos*= Tierra, *strophe*= vuelta), y las corrientes son llamadas corrientes geostróficas (Garrison, 2005). Estas corrientes mueven el agua horizontalmente, debido a que la salinidad y el calor están involucrados (Thurman y Trujillo, 2004).

La diferencia de nivel del mar a través del golfo es una medida de la corriente geostrófica superficial (Lavín *et al.*, 1997). Algunas características importantes de la circulación en mesoescala en el golfo de California son los giros geostróficos. Estos se localizan a lo largo del golfo, con medidas de decenas de kilómetros de diámetro y con profundidades hasta de 1,000 m (Douglas *et al.*, 2007).

La mayoría de los giros que se localizan en la parte sur del golfo, tienen un ancho <200 km y tienden a alternar su sentido de rotación a lo largo del golfo, es decir, los giros no aparecen con más frecuencia o en un sentido preferente de rotación en alguna estación. Tampoco parecen estar asociados con las características batimétricas, ya que se pueden encontrar dentro de una cuenca o encima de los umbrales, que abarcan más de una cuenca (Figueroa *et al.*, 2003).

1.6 Masas de agua en el golfo de California

En el golfo de California se han identificado y clasificado 7 diferentes masas de agua, en las capas superiores la distribución tiene una mayor complejidad por la presencia de varias masas de agua que ocupan niveles similares y porque las posiciones de las fronteras entre las masas de agua varían a lo largo del año (Lavín *et al.*, 1997).

En este trabajo se consideran fundamentalmente la revisión de las masas de agua realizada por Lavín *et al.* (2009), y se presenta en la Tabla 1.

Tabla 1. Clasificación de las diferentes masas de Agua para el golfo de California (Lavín et al., 2009).

Masas de agua	Abreviatura	Profundidad (m)	Salinidad	Temperatura (°C)
Agua del Golfo de California	AGC	0- 180	34.9 -35.35	14 -29.5
Agua Tropical Superficial Evaporada	ATSe	0- 40	34.9 -35.1	28 -30
Agua Tropical Superficial	ATS	0- 120	34.5 -34.9	18 -30
Agua del mínimo de salinidad somero	AmSS	10- 110	34.1 -34.5	16-25
Agua Subsuperficial Subtropical	ASsSt	50- 480	34.5 -34.9	9 -18
Agua Intermedia del Pacífico	AIP	400<P<1200	34.5 -34.8	4 -9
Agua Profunda del Pacífico	APP	1200 – Fondo	34 -34.8	<4

1.7 Batimetría

El golfo de California consiste en un sistema de cuencas (Fig. 3), las que se localizan en la parte norte del golfo en general son bastante someras mientras las que se encuentran en la parte sur son más profundas (Badan-Dangon et al., 1985; Santamaría-del-Ángel y Álvarez-Borrego, 1994; Lavín et al., 1997 en Marakov y Jiménez-Illescas, 2003).

El golfo se ha dividido en 5 zonas debido a la topografía del fondo (Lavín et al., 1997; Lavín y Marinone, 2003).

- 1. La zona de la boca:** esta zona es muy profunda (~3,000 m). Su principal característica hidrográfica es que se encuentra en contacto con varias masas de agua, lo cual genera frentes termohalinos. Está limitada por las líneas que unen a Cabo San Lucas con El Dorado y la línea de costa entre El Dorado y Cabo Corrientes.
- 2. La parte sur:** esta zona abarca desde la línea Cabo San Lucas- El Dorado hasta los umbrales de las grandes islas. Presenta una característica batimétrica con

consecuencias dinámicas, ya que del lado oriental hay una plataforma continental de unos 30 km de ancho.

- 3. La zona entre las islas:** se caracteriza por presentar umbrales someros y canales angostos que comunican la parte norte y la parte sur del golfo, este archipiélago incluye las islas más grandes de México.
- 4. La parte norte:** esta zona es mucho más somera que la parte sur, pero contiene algunas cuencas, su profundidad media es de ~200 m y la mayor parte del fondo se puede clasificar como parte de la plataforma continental. Abarca desde las grandes islas hasta la línea que va de San Felipe, B.C., a Puerto Peñasco, Sonora.
- 5. El alto golfo:** esta zona es muy somera, su profundidad media es ~15 m, y está sujeta a fuertes corrientes de marea. Esta zona comprende el triángulo de ~70 km de lado con vértices en la desembocadura del Río Colorado en San Felipe y en Puerto Peñasco.

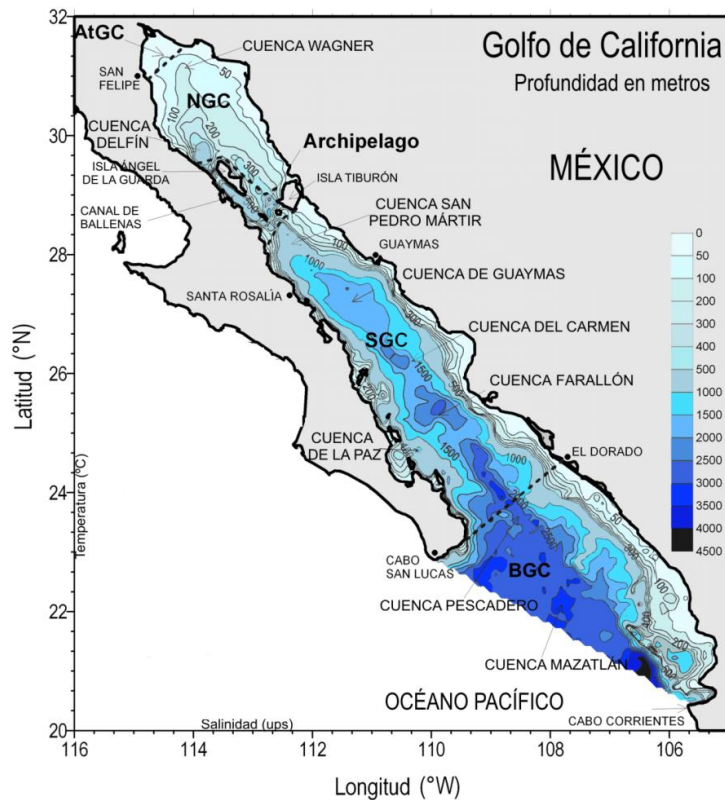


Figura 3. Batimetría y regiones del golfo de California. Tomada y modificada de Lavín et al., 1997.

1.8 Variabilidad climática a escala estacional, interanual (“El Niño”), decadal (Oscilación Decadal del Pacífico)

Variabilidad climática a escala estacional

El clima del golfo de California está influenciado por la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) ¹ (Fig. 4). Los centros de presión atmosférica presentan migración latitudinal y cambios en la intensidad de los vientos, la circulación superficial y la precipitación, estos factores afectan el aporte de sedimentos al golfo de California (Barry y Chorley, 2003; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucuguachi, 2009).

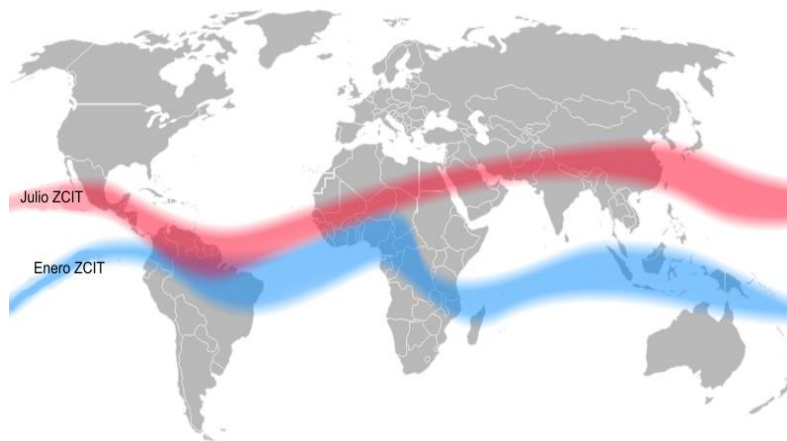


Figura 4. Imagen donde se localiza ZCIT. La franja roja indica donde se localiza la ZCIT en el mes de Julio. La franja azul indica donde se localiza ZCIT en el mes de Enero. Tomada y modificada

http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/d/d7/ITCZ_january-july.png

El golfo de California en su variabilidad estacional, se han caracterizado por tener 2 fases bien diferenciadas (Tabla 1) la fase de Invierno-Primavera y la fase de Verano-Otoño (Douglas *et al.*, 1993; Mitchel *et al.*, 2002).

En la fase Invierno- Primavera, el centro atmosférico anticiclónico del Pacífico Nororiental concurre latitudinalmente con el centro atmosférico ciclónico del desierto de Sonora. Esto crea un gradiente barométrico que produce que los vientos geostroficados circulen paralelos al eje del golfo y se intensifiquen, manteniendo así un clima seco, induciendo el transporte de agua superficial al sur y generando surgencias a lo largo de la costa oriental (Tabla 2).

¹ Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) define la frontera entre las celdas de Hadley de ambos hemisferios, se caracteriza por ser una zona de baja presión donde se juntan los vientos alisios del noreste y sureste, y centros de presión (Trewartha y Horn, 1980), se forma una considerable nubosidad en forma de banda discontinua (McGregor y Nieuwolt, 1998) y provoca desplazamientos latitudinales del sistema de corrientes ecuatoriales.

Durante la fase de Verano- Otoño el centro de baja presión del desierto de Sonora migra al norte del golfo, propicia que los vientos del noroeste se debiliten y que predominen los vientos del sureste, estos vientos cargados con humedad provocan precipitación en la costa oriental del golfo (Molina-Cruz, 1984; Pérez-Cruz *et al.*, 2009) (Tabla 2).

Tabla 2. Características de las fases invierno-primavera y verano-otoño en el golfo de California.

Invierno – Primavera	Verano- Otoño
Los vientos del noroeste son dominantes a lo largo del golfo (velocidad 8 a 12 m s ⁻¹).	Los vientos del sureste son dominantes (velocidad aprox. de 5 m s ⁻¹).
El centro de alta presión del Pacífico Norte (anticiclónico) se debilita y migra hacia el sureste acercándose a la costa.	El centro de alta presión del Pacífico Norte es estable y semipermanente se fortalece y migra hacia el mar en dirección norte.
El centro de baja presión continental se debilita y migra al sureste.	El centro de baja presión continental se acentúa por calentamiento y se ubica al norte del golfo.
La ZCIT se localiza debajo del ecuador (aprox. 0°).	La ZCIT se localiza en el Norte (aprox. 10°)
Transporte de aguas superficiales hacia fuera del golfo.	Penetración de aguas superficiales tropicales desde el Pacífico por el lado oriental del golfo.
En primavera la Corriente de California presenta su máxima extensión hacia el sur.	La Corriente de California se debilita por el viento del sur.
El Sistema Ecuatorial y la Corriente Costera de Costa Rica se retrae.	La Corriente Costera de Costa Rica presenta una mayor intensidad.
La (TSM) presenta un rango ~18°C en el norte del golfo y ~23°C en el sur.	La (TSM) es de más 28°C a lo largo del golfo.

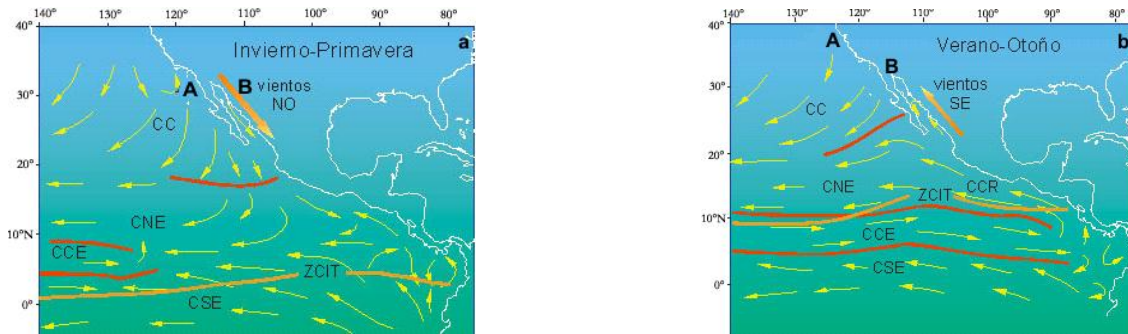


Figura 5. Climatología estacional del golfo de California. a) Invierno – Primavera. b) Verano- Otoño. La letra A=centro de alta presión y B= centro de baja presión (Tomada y modificada de Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2009).

Variabilidad climática a escala interanual “El Niño”

La Oscilación del Sur El Niño (ENSO por sus siglas en inglés) es el resultado de la combinación de los efectos atmosféricos y oceánicos, provocando un cambio en los patrones de movimiento de las corrientes marinas en la zona intertropical. El centro de alta presión que se desplaza a lo largo de la costa de América del Sur se debilita, reduciendo la diferencia entre la zona de alta y baja presión en regiones de la célula de circulación de Walker. Esto a su vez, hace que los vientos alisios del sureste disminuyan. Cuando se presentan eventos del Niño muy fuertes, los vientos alisios soplan en dirección contraria (Garrison, 2005). Se inicia en la zona ecuatorial del Océano Pacífico, Este fenómeno se presenta con recurrencia de 3 a 7 años, (Robles y Marinone, 1987; Bray y Robles, 1991).

Este fenómeno causa cambios en la estructura y dinámica de los mares mexicanos, los patrones climáticos y las actividades pesqueras regionales (Trasviña et al., 1999).

En el golfo de California se presenta una advección de las aguas superficiales tropicales (en particular una mayor intrusión del Agua Tropical Superficial), cálidas y bajas en salinidad, las cuales se extienden hasta la región central del golfo, así los vientos se debilitan a principios de la primavera y continúa hasta finales de otoño (Thunell, 1998; Soto- Mardones et al., 1999 en Pérez-Cruz et al., 2009).

Variabilidad climática a escala decadal (Oscilación Decadal del Pacífico).

La Oscilación Decadal del Pacífico (PDO por sus siglas en inglés), se ha descrito como una fluctuación (variabilidad climática) de largo periodo en el Océano Pacífico. En la tabla (3) se muestran las diferencias entre la PDO y el ENSO (Zhang *et al.*, 1997).

Tabla 3. Principales características para distinguir la PDO y el ENSO.

PDO	ENSO
La duración típica de las fases PDO son del orden de 20 a 30 años.	La duración oscila entre 1 y 2 años.
Afecta al Pacífico Norte y a Norteamérica.	Influye en el clima tropical.

La PDO presenta una fase positiva (o cálida) y una fase negativa (o fría). Las alteraciones climáticas más importantes van a presentarse cuando PDO y ENSO estén en fase. Es decir, cuando las fases cálida de la PDO coincidan con eventos de “El Niño” fuertes y las fases frías coincidan con eventos de “La Niña” (Pavia *et al.*, 2006).

1.9 Cuenca Farallón

La cuenca Farallón se localiza en la parte sur del golfo de California y está comunicada con el Pacífico Ecuatorial, tiene una profundidad aproximada de 3,000 m (Lavín *et al.*, 1997) y mide 250 km largo por 50 km ancho (Lawver *et al.*, 1973).

La productividad primaria en la cuenca Farallón es alta, debido a los procesos de surgencias, ya que estos aportan una mayor concentración de nutrientes hacia aguas superficiales y favorecen el aumento de plancton (Roden, 1972 en Lavín *et al.*, 2009).

El transporte de sedimentos en la cuenca Farallón proviene de ambos márgenes del golfo. La región sureste del golfo es dominada por sedimentos terrígenos provenientes de los ríos, resultado de las descargas fluviales que arrastran sedimentos al mar desde la Sierra Madre Occidental generado un carácter terrígeno-detrital y por la precipitación local. Entre tanto en el suroeste se registra una baja precipitación, por lo tanto hay un decremento de componentes terrígenos pero con un mayor aporte de sedimentos biogénicos (van Andel, 1964; Baba *et al.*, 1991).

De acuerdo con Lavín *et al.*, 2009 en la cuenca Farallón concurren las siguientes masas de agua.

- ⊙ Agua Profunda del Pacífico (APP)
- ⊙ Agua Intermedia del Pacífico (AIP)
- ⊙ Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt)
- ⊙ Agua Tropical Superficial Evaporada (ATSe)
- ⊙ Agua Tropical Superficial (ATS)
- ⊙ Agua del Golfo de California (AGC)

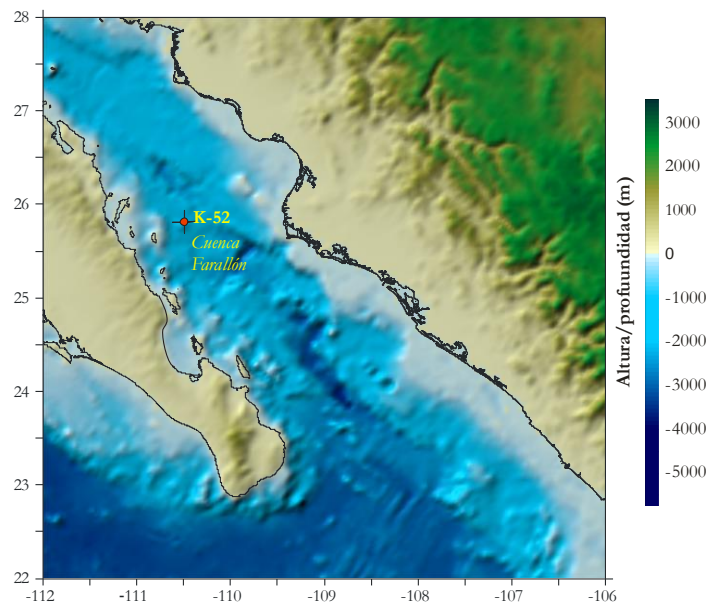


Figura 6. Imagen de la localización de la cuenca Farallón, golfo de California, y ubicación del núcleo K-52 (Tomada de Pérez-Cruz, 2008).

1.10 Clasificación de los sedimentos.

Los sedimentos son capas de material sobre los fondos oceánicos (o cualquier parte). Estos son clasificados según su origen y se describen a continuación (Seibold y Berger, 1996):

1) los elementos terrígenos o litogénicos son productos detríticos de desintegración de rocas pre-existentes (ígneas, metamórficas, sedimentarias,), los cuales son transportados por el viento o descargas fluviales y redistribuidos por el oleaje y las corrientes.

2) los biogénicos son restos de organismos, principalmente carbonatos (calcita y aragonita), sílice biogénico y fosfato de calcio (dientes, huesos, etc.). Éstos se acumulan en los sedimentos *in situ* o vía columna de agua (pelágicos).

3) los hidrogénicos o autigénicos se forman a partir de la precipitación de iones disueltos en el agua mar. Estos pueden ser producidos por alteraciones durante las reacciones químicas tempranas dentro de los sedimentos más recientes.

En el golfo de California se han encontrado sedimentos de origen terrígeno, biogénico (ópalo y calcáreo) y sedimentos autigénicos (ricos en manganeso) (Baba *et al.*, 1991). En la plataforma y talud peninsular del golfo se han reportado altas concentraciones de sedimentos biogénicos de carbonato de calcio, que proviene de foraminíferos y coccolitóforos (van Andel, 1964; Baba *et al.*, 1991; en Pérez- Cruz *et al.*, 2009).

En los taludes del centro y sur del golfo, las diatomeas están concentradas, pero en los taludes occidentales estos aun son más altos debido a una menor dilución por arenas terrígenas. Los frústulos de diatomeas pueden constituir el 50% de los sedimentos silíceos, pero al sur de la latitud 26° N, los sedimentos biogénicos silíceos están constituidos exclusivamente por radiolarios. En la región nor-central y norte del golfo, en taludes arenosos los frústulos de diatomeas son escasas, pero en las cuencas de sedimento de grano fino, son abundantes (Benson, 1966).

Capítulo 2. Variabilidad climática del Holoceno

El Periodo Cuaternario se divide en dos épocas el Pleistoceno y el Holoceno. El Pleistoceno abarcó de los 2.6 millones de años a los 11,500 años A.P.², el Holoceno comenzó aproximadamente hace 11,500 años A.P. y abarca hasta nuestros días, esta época estuvo precedida de un periodo frío nombrado *Younger Dryas* (YD) entre los 12,700 y 11,500 años A.P., que marcó el fin del último periodo glacial.

La época del Holoceno es comúnmente considerada como un periodo interglacial, que ha sostenido el crecimiento y el desarrollo de la sociedad moderna (Wanner y Bütikofer, 2008).

El Holoceno se ha dividido en 3, el Holoceno Temprano que abarca de los 11 a 8 mil años, el Holoceno Medio que comprende de los 8 a 4 mil años y el Holoceno Tardío que abarca de los 4 mil años al presente. Los límites entre temprano-medio y medio-tardío corresponden a los mayores cambios en la temperatura, precipitación y otros parámetros en varias regiones (Cronin, 1999).

Una revisión de registros paleoclimáticos distribuidos globalmente han revelado la existencia de seis periodos significativos de rápido cambio climático durante el Holoceno: entre 9,000 y 8,000, 6,000 y 5,000, 4,200 y 3,800, 3,500 y 2,500, 1,200 y 1,000, y 600 y 150 años A.P. (O'Brien *et al.*, 1995; Bond *et al.*, 1997; Steig, 1999, en Pérez-Cruz *et al.*, 2009). La mayoría de los registros reconstruidos muestran rápidos cambios climáticos que están asociados a eventos de enfriamiento, aridez tropical y a cambios importantes en la circulación atmosférica a escala global.

Además se han reconocido eventos fríos los cuales muestran ciclos de $\sim 1,470 \pm 532$ años denominados eventos Bond son 8 los eventos identificados y se basan principalmente en las fluctuaciones de detritos rocosos transportados por icebergs. La mayoría de los registros que se han utilizado para identificar los ciclos Bond se han encontrado en el Océano Atlántico Norte, Arabia y Asia. No existe ninguna teoría que explique la formación de estos ciclos, se cree que se debe a diversos factores como la

² A.P. antes del presente se refiere a años antes de 1950.

variabilidad solar, el vulcanismo, las interacciones entre la circulación oceánica y atmosférica, etc. (Wanner y Bütikofer, 2008).

Durante algunas partes del Holoceno Temprano, las reconstrucciones paleoclimáticas y paleoatmosféricas indican que en una escala global, las regiones en latitudes altas estaban relativamente más cálidas, además el nivel del mar aumentó rápidamente debido a la deglaciación.

En el Holoceno Medio se ha reconocido un periodo en donde el clima fue sensiblemente más cálido y hubo una alteración de la precipitación en muchas regiones, este periodo es referido de diferentes maneras como: *Altithermal* (*Altithermal*) en el Atlántico, el pequeño óptimo climático (*Little climatic optimum*) en Europa, el *Hypsithermal* (*Hypsithermal*) postglacial y el Máximo del Holoceno (Cronin, 1999).

El periodo señalado entre los 9,000 y 5,000 años, dependiendo la región la temperatura ascendió en promedio 3°C, también es nombrado como el Óptimo Climático del Holoceno, el cual fue más evidente aproximadamente a los 6,000 años, en latitudes medias del Hemisferio Norte y, entre los 8,000 y 5,000 años en regiones tropicales (Burroughs, 2001 en Pérez- Cruz *et al.*, 2009).

Entre los 8,400 y los 8,000 años A.P., se registro un episodio con un pico de enfriamiento hacia los 8,200 años A.P. que afectó especialmente a Groenlandia y a Europa, pero hay indicios de ese enfriamiento en otras regiones, como China o África tropical, en donde provocó episodios secos y ventosos.

La variabilidad del Holoceno Tardío está caracterizada principalmente por dos periodos el Periodo Cálido Medieval (MWP por sus siglas en inglés) y la Pequeña Edad del Hielo (LIA por sus siglas en inglés).

El Periodo Cálido Medieval abarcó de los 950 a 1,250 años A.D., se caracterizó por tener temperaturas cálidas en el verano austral y boreal, este periodo estuvo seguido por un periodo de clima considerablemente frío (Fig. 7). La Pequeña Edad de Hielo que abarcó entre los 1,400 y 1,800 años A.D.³, este periodo se caracterizó por presentar temperaturas frías, la temperatura promedio fue 1°C menos con respecto a

³ A.D. *Anno Domini* designación usada para numerar los años en el calendario gregoriano para referirse a nuestra era.

la del siglo XX (Mann *et al.*, 2009), ocasionando la congelación de algunos ríos durante el invierno y el desplazamiento de los glaciares alpinos hacia elevaciones menores, también se modificaron los patrones de precipitación en muchas regiones (Fig. 7).

Diversas explicaciones han sido propuestas para estas oscilaciones climáticas como: cambios en la actividad volcánica, cambios en la radiación solar, otra explicación está relacionada con el actual concepto de interacciones caóticas dentro del sistema climático. Este proceso involucra interacciones complejas e inherentemente impredecibles entre, por ejemplo, los océanos y la atmósfera (Pérez- Cruz *et al.*, 2009).

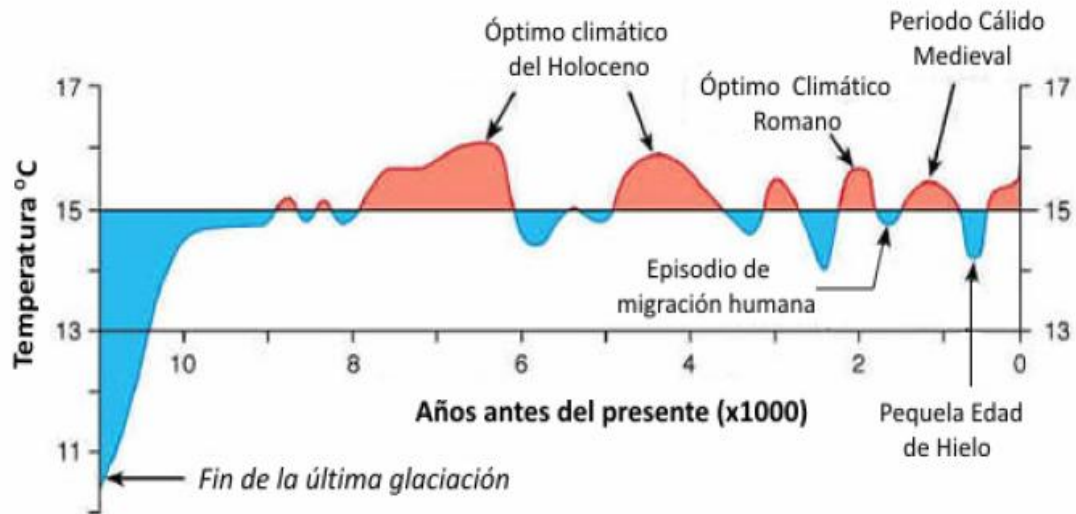


Figura 7. Temperaturas medias de superficie para el Hemisferio Norte durante el Holoceno, en ella se muestra el PCM y la PEH. Tomada y modificada de Dansgaard *et al.*, 1969.

Capítulo 3. Proxies

La Paleoceanografía es el estudio de la historia de los océanos, que abarca aspectos de oceanografía, climatología, biología, química y geología. Su principal fuente de información son los sedimentos marinos para realizar reconstrucciones de las condiciones oceanográficas del pasado con diferentes resoluciones temporales (milenaria, centenaria, decadal, anual, etc.) (Gornitz, 2007).

Para llevar a cabo reconstrucciones oceanográficas en el pasado, se estudian registros naturales y se utilizan diferentes *proxies*. Un *proxy* es un indicador indirecto (extraído de un archivo o registro climático) cuantificable que por su naturaleza física, química o biológica está relacionado con diferentes variables paleoclimáticas y sus oscilaciones reflejan los cambios temporales acontecidos en estas variables a través del tiempo.

Al usar varios *proxies* en un estudio para realizar una reconstrucción paleoceanográfica, lo que se ha denominado como “multi-*proxies*”, el nivel de confianza de la reconstrucción paleoclimática aumenta (Fischer y Wefer, 1999).

A manera de ejemplo se presenta un diagrama con algunos de los *proxies* más utilizados (Fig. 8).

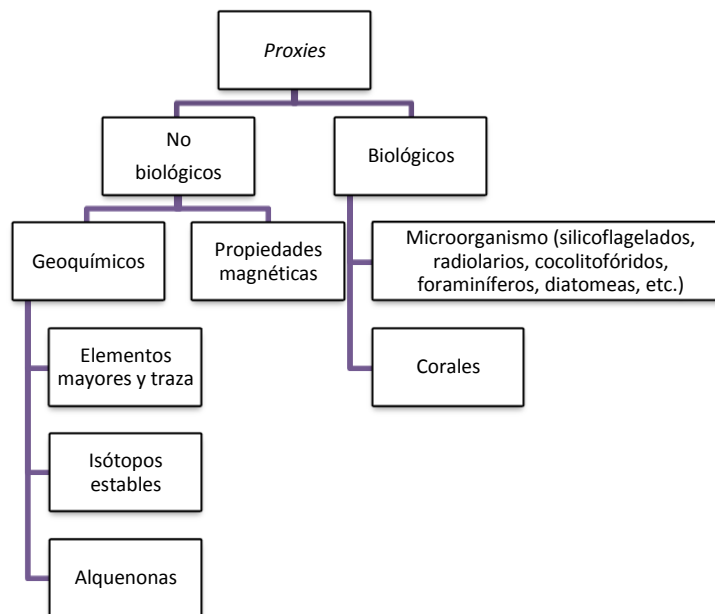


Figura 8. Diagrama de clasificación de *proxies* utilizados en paleoceanografía y en paleoclimatología.

Dentro del contexto de este estudio se considera el análisis de *proxies* geoquímicos, en particular los elementos mayores y traza en los sedimentos marinos de la cuenca Farallón, en el golfo de California, por lo que a continuación se refieren los utilizados en este trabajo para realizar la interpretación paleoceanográfica.

3.1 Algunos elementos químicos mayores y traza utilizados en reconstrucciones paleoceanográficas.

Aluminio

El aluminio (Al) es un metal no ferromagnético, que se encuentra en estado natural en muchos silicatos (feldespatos, plagioclasas y micas), arcillas y una parte considerable se encuentra en forma de alúmina, es decir, la combinación natural del Al con el oxígeno. En particular, las rocas ígneas contienen Al en forma de minerales de aluminio y silicatos (Gass *et al.*, 2002).

En estudios paleoceanográficos el Al generalmente es utilizado como un *proxy* del aporte de terrígenos, se asume que en todos los sedimentos marinos su origen se encuentra relacionado exclusivamente con material terrígeno proveniente del continente. Por lo que, las mediciones de Al en los sedimentos marinos y en trampas de sedimentos, se utilizan comúnmente para inferir el aporte terrígeno en una muestra (Murray y Leinen, 1996; Dean *et al.* 1997; Schroeder *et al.*, 1997; Dean 2006; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010).

Titanio

El titanio (Ti) es un metal de transición, no se encuentra libre en la naturaleza, casi siempre está presente en las rocas ígneas y en los sedimentos procedentes de ellas, micas y arcillas, y también puede encontrarse en meteoritos. Se encuentra principalmente en los minerales Anatasa (TiO_2), Brookita (TiO_2), Ilmenita (FeTiO_3), Rutilo (TiO_2) y Titanita (CaTiSiO_5). En particular el Rutilo es muy abundante en las arenas costeras (Molera, 1990).

Posee una muy baja corrosión frente a químicos y al medio ambiente, sobre todo muestra una resistencia notable en medios que contenga niveles elevados de

cloruro (Molera, 1990). El Ti puede incorporarse al océano por vía eólica, fluvial, pluvial y por procesos de vulcanismo submarino (Zabel *et al.*, 1999).

Debido a sus propiedades fisicoquímicas se utiliza en estudios de reconstrucciones paleoceanográficas y paleoclimáticas como un *proxy* de precipitación (Murray y Leinen, 1996; Peterson *et al.*, 2000; Haug *et al.*, 2001; Haug *et al.*, 2003; Chesire *et al.*, 2005), su variación temporal proporcionan una medida directa de la precipitación y el escurrimiento de las cuencas hidrográficas locales (Peterson *et al.*, 2000), ya que sus concentraciones no son afectadas por la alteración atmosférica y post-deposición (Barron *et al.*, 2009).

Hierro

El hierro (Fe) es un metal de transición, el cual raramente se encuentra libre en la naturaleza, sin embargo forma parte de numerosos minerales, entre ellos muchos óxidos, como por ejemplo: Hematita (Fe_2O_3), Magnetita (Fe_3O_4), Limonita ($\text{FeO}(\text{OH})$), Siderita (FeCO_3), Ilmenita (FeTiO_3), entre otros. También se encuentra en arcillas, micas y en meteoritos.

El Fe se incorpora a las rocas sedimentarias detríticas o a las calizas, dando origen las rocas ferruginosas, que en determinadas ocasiones pueden tener una riqueza tal en óxidos de hierro superior a un 50%.

Aunque prácticamente se encuentra en todos los seres vivos, cumpliendo numerosas y variadas funciones, sólo está en pequeñas porciones (Gass *et al.*, 2002). Algunas bacterias son capaces de precipitar el hierro, pero al parecer no desempeñan un papel importante en la génesis de rocas ferruginosas (Meléndez y Fuster, 2003).

Debido a que el Fe es un elemento de origen terrígeno, comúnmente es utilizado como un *proxy* del aporte de terrígenos. Es común que sea correlacionado con otros elementos del mismo origen, como por ejemplo el Al, Ti y K, para interpretar los cambios en el aporte alóctono en estudios paleoceanográficos (Dean, 1997; Haug *et al.*, 2001; Haug *et al.*, 2003; Dean, 2006 y Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010).

Potasio

El potasio (K) es un metal alcalino, se oxida rápidamente en el aire, es muy reactivo, especialmente en agua, constituye del orden del 2.4% en peso de la corteza terrestre, se encuentra principalmente en micas, sales y glauconitas, y es un elemento químico esencial para los seres vivos.

El agua de mar contiene ~380 ppm, lo cual significa que el potasio es el sexto más abundante en solución. En sedimentos marinos, la mayoría de los elementos mayores especialmente el Al, Ti y K, provienen de fuentes detríticas. Por este motivo el potasio comúnmente es utilizado como un *proxy* del aporte de terrígenos en los océanos (Piper y Dean, 2002; Dean, 2006; Pérez-Cruz, 2000; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010).

Silicio

El silicio (Si) es un metaloide que se presenta fundamentalmente combinado con oxígeno formando silicatos un ejemplo: es el dióxido de silicio (SiO₂), comúnmente llamado sílice. Los silicatos y el sílice conforman rocas, arcillas, cuarzos, micas, feldespatos, arenas y minerales (Gillespie y Beltrán, 1990), en particular la mayoría de las rocas ígneas están compuestas de minerales silicatados.

El sílice encontrado en las estructuras de algunos organismos es llamado sílice biogénico u ópalo biogénico, es un compuesto inorgánico que forma parte del esqueleto de algunos microorganismos como las diatomeas, los radiolarios y los silicoflagelados, y su presencia en los sedimentos puede ser usada como un marcador de paleoproduktividad, especialmente en regiones de alta productividad (Thunell, 1998; Ragueneau *et al.*, 2000; Barron *et al.*, 2004 y Barron y Bukry, 2006). Cabe mencionar que el principio de paleoproduktividad se basa en la suposición de que lo que se observa en el registro sedimentario, es el reflejo de lo que ocurrió en las capas superficiales (Ragueneau *et al.*, 2000).

Debido a que el silicio puede tener un origen terrígeno (detrítico) y/o biogénico se utiliza como un *proxy* de aporte terrígeno o bien como un *proxy* de paleoproduktividad, pero para ello es necesario establecer correlaciones con otros elementos o *proxies*, que permitan hacer inferencias sobre su posible origen.

En particular, el sílice biogénico contiene información crucial con respecto a los afloramientos de fitoplancton del presente y del pasado. El registro que deja el sílice exportado al piso oceánico proveniente de las aguas superficiales es significativamente mayor que la señal del carbono orgánico preservada en los sedimentos, por lo que esta eficiencia en su conservación contribuye a que sea utilizado como un proxy de paleoproductividad.

En el Pacífico Norte se acumula sílice y CO_2 disuelto, situación que favorece la disolución de CaCO_3 y la preservación de ópalo (Ragueneau *et al.*, 2000).

Calcio

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

En los sedimentos marinos las formas de carbonatos que predominan son los minerales de calcita y aragonita. Ambos tienen la misma fórmula química CaCO_3 , pero difieren en su estructura de cristal, además que la aragonita es 1.5 veces más soluble que la calcita. El CaCO_3 encontrado en sedimentos del océano abierto es dominado por testas de calcita, producidas por organismos como los cocolitofóridos, foraminíferos planctónicos y bentónicos. Cabe mencionar que la mayor parte de la aragonita que se encuentra en los sedimentos del piso marino es producida por pterópodos, los cuales habitan aguas tropicales y subtropicales, sin embargo, debido a su alta solubilidad, es difícil su preservación en los sedimentos del océano profundo (Burdige, 2006).

Debido a que el CaCO_3 puede tener un origen biogénico, comúnmente el contenido de Ca puede utilizarse como un proxy de la productividad, ya que un alto porcentaje de Ca puede reflejar el contenido de CaCO_3 en los sedimentos, que proviene principalmente de cocolitofóridos, foraminíferos, moluscos, briozoarios y otros organismos carbonatados (Dean, 2006).

Molibdeno

El molibdeno (Mo) es un metal que se encuentra en la naturaleza en el rango de partes por millón (ppm). La principal fuente de Mo es el mineral molibdenita (MoS_2), también se puede encontrar en otros minerales, como la wulfenita (PbMoO_4) y la powellita (CaMoO_4) (Crusius *et al.*, 1996, Morford y Emerson 1999, Pearce *et al.*, 2008 en Montero-Serrano *et al.*, 2009).

El Mo es poco reactivo en soluciones acuosas oxigenadas, por lo tanto es un elemento conservativo en los océanos y el tiempo de residencia es de ~800,000 años (Morford y Ermeson, 1999). El Mo es tan poco reactivo en el agua de mar que es el metal de transición más abundante en los océanos (105 nmol kg^{-1}).

Este elemento es fácilmente removido de la columna de agua en ambientes anóxicos-euxínicos con altas concentraciones de H_2S , de modo que el enriquecimiento de Mo en sedimentos es considerado diagnóstico de condiciones de depositación reductoras. De esta manera las facies anóxicas estarán generalmente enriquecidas en Mo con respecto a las facies óxicas y subóxicas (Montero-Serrano *et al.*, 2009) y es por ello que comúnmente es utilizado como un proxy de condiciones de anoxia.

3.2 Estudios paleoclimáticos y paleoceanográficos con base en proxies geoquímicos.

A continuación, se describen algunos estudios en donde se han utilizado a los elementos mayores y traza para realizar reconstrucciones paleoceanográficas y paleoclimáticas durante el Pleistoceno y el Holoceno.

En un estudio paleoceanográfico realizado por Dean *et al.*, (1999) en la cuenca Cariaco, en Venezuela, se analizó una columna sedimentaria que abarcó los últimos 24,000 años A.P., y para su interpretación se utilizaron algunos elementos mayores y traza. En particular el Al como proxy de cambios en el aporte de terrígenos y al Mo como proxy de condiciones anóxicas.

Además se llevo a cabo la cuantificación de otros elementos, como: Co, Ga y Th. En particular, éstos tuvieron una muy buena correlación con el Al_2O_3 , por lo que se infirió que son derivados detriticos, mientras que la correlación del Al_2O_3 con el Mo fue muy baja, lo cual sugirió un origen autigénico.

La columna sedimentaria fue dividida en tres escenarios para su interpretación: (1) de 24,000 a 15,000 años A.P., (2) de 15,000 a 9,000 años A.P. y (3) de 9,000 años A.P. al reciente. Con respecto al Mo, en el escenario 1 mostró las concentraciones más bajas que el resto del núcleo ($\sim < 0.54 \mu\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$); en el escenario 2 se observaron altas concentraciones de Mo ($> 4 \mu\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$), y precisamente el máximo de Mo se observó durante el Younger Dryas (YD) alrededor de 12,000 años A.P. En el escenario 3, el Mo disminuyó pero se mantuvo más o menos constante.

Las bajas concentraciones de Mo sugirieron que la ventilación del fondo era fuerte y la productividad primaria era bastante débil, lo cual inhibió la formación de H_2S en el agua del fondo. El incremento abrupto de Mo alrededor de los 14,000 años A.P., junto con la presencia de sedimentos laminados y la ausencia de foraminíferos bentónicos, fueron indicativos de un rápido retorno de condiciones reductoras de sulfato en las aguas del fondo. Los autores sugieren que durante el YD la productividad en la cuenca Cariaco fue más alta que la actual y, que las condiciones anóxicas han prevalecido en la cuenca a partir de los 10,000 años A.P. hasta el presente.

En otro estudio realizado también en la cuenca Cariaco por Haug *et al.*, (2001) en una columna sedimentaria con un alcance de 14,000 años cal. A. P. En este trabajo se cuantificaron las concentraciones de Ti y Fe con el método de fluorescencia de rayos X. Se observó que las concentraciones de Ti ($\sim 0.15\%$) y Fe ($\sim 2\%$) para el YD (de los 12,600 a 11,500 años cal. A.P.) fueron generalmente bajas, pero en el intervalo de 11,500 a 10,500 años las concentraciones de Ti ($\sim 0.23\%$) y Fe ($\sim 3\%$) aumentaron y fue muy evidente que durante el Óptimo Climático del Holoceno (de $\sim 10,500$ a 5,400 años cal. A.P.) las concentraciones de Ti y Fe aumentaron significativamente, en promedio ~ 0.35 y $\sim 4\%$, respectivamente.

En sedimentos depositados de $\sim 3,800$ y 2,800 años cal. A.P. se observan muchas fluctuaciones, con 4 mínimos en las concentraciones de Fe y Ti a $\sim 3,800$, 3,400, 3,000 y 2,800 años cal. A.P. Finalmente para el periodo que corresponde a la Pequeña Edad de Hielo las concentraciones de Ti y de Fe disminuyeron ($\sim 0.15\%$, $\sim 2\%$, respectivamente). Los autores sugirieron que estas variaciones se debían a cambios en el aporte de terrígenos hacia la cuenca, ocasionadas en este caso por cambios en la precipitación.

Los cuales son el resultado de la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT).

Se ha realizado diversos estudios en el golfo de California, en particular en la cuenca de Guaymas, Barron *et al.*, (2004) analizaron una columna sedimentaria con un alcance de 15,000 años cal. A.P. por el método de espectrometría de emisión atómica con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-AES por sus siglas en inglés). En ese estudio, se utilizó la relación de Si/Al y el porcentaje de carbonato de calcio como *proxies* de la productividad y al Al, Ti y Fe como *proxies* del aporte de terrígenos.

Con base en la interpretación de estos datos propusieron que en el Bølling Allerød (BA) las condiciones climáticas fueron similares a las actuales. El porcentaje de sílice biogénico aumentó (~25%), los carbonatos disminuyeron (5%), así como el aporte de terrígenos. En particular el YD está marcado por la reducción de sílice biogénico, y el aumento de carbonatos (CaCO₃ 15-20%), y especies de diatomeas y silicoflagelados tropicales.

Para finales del YD y durante el Holoceno Temprano (11,600 a 10,000 años cal. A.P.) se observaron sedimentos laminados, el sílice biogénico y *Octactis pulchra* (especie asociada alta productividad) rápidamente aumentaron. Los *proxies* terrígenos disminuyeron gradualmente después del YD y durante la mayor parte del Holoceno. Se observó que a los 8,200 años cal. A.P. aumentó el sílice biogénico, lo que coincidió con la disminución de CaCO₃. Aquí las especies de diatomeas y silicoflagelados asociadas a alta productividad como *Roperia tessalata* (~50-70%) y *Octactis pulchra* (~50%), respectivamente, fueron muy abundantes. El aporte de terrígenos se incrementó abruptamente hace ~2,600 años cal. A.P., mientras que el sílice biogénico aumentó notablemente a ~2,400 años cal. A.P. y *Octactis pulchra* presentó sus mayores abundancias a ~2,800 años cal. A.P.

Por otra parte, en la cuenca de Guaymas, en el golfo de California Dean (2006) realizó un análisis geoquímico por el método de espectrometría de emisión atómica con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-AES por sus siglas en inglés) y llevó a cabo la reconstrucción climática de los pasados 17,000 años cal. A.P. Utilizó como *proxy* del aporte detrítico al Al y, al Mo como *proxy* de condiciones anóxicas. Además, empleó

al carbono orgánico (OC por sus siglas en inglés), sílice biogénico (biopal) y CaCO_3 como proxies de cambios en la productividad. El autor interpretó con base en las fluctuaciones de estos parámetros 5 escenarios, en el primer escenario de 17,000 a 14,700 años cal. A.P. (correspondiente al último máximo glacial), presentó un bajo contenido de sílice biogénico (10-20%), y un aumento en la concentración de CaCO_3 y de Al. El autor sugirió que el general golfo se caracterizó por un aumento en la ventilación oceánica.

En el segundo intervalo corresponde al BA, de los 14,700 a 12,700 años cal. A.P., se observó altas concentraciones de sílice biogénico (>30%), bajas concentraciones de CaCO_3 y el contenido de carbono orgánico fue bajo (2-3%), para este intervalo el autor sugirió una alta productividad y condiciones similares a las de ahora, en esta sección los sedimentos fueron laminados.

El intervalo 3 corresponde al YD de los 12,700 a 11,600 años cal. A.P., se observó un bajo contenido de sílice biogénico (<20%) y un alto contenido de CaCO_3 . Todos los sedimentos en este intervalo estaban bioturbados indicando que la zona de oxígeno mínimo en la cuenca de Guaymas estaba mejor ventilada. Aunque el YD, generalmente representa condiciones globales frías, en el golfo de California se sugieren condiciones más cálidas o condiciones tropicales.

El intervalo 4 de 11,600 a 5,600 años cal. A.P., al igual que el intervalo 2, se observaron altas concentraciones de sílice biogénico (>30%) y bajas concentraciones de CaCO_3 , las diatomeas de condiciones invernales fueron abundantes, sugiriendo condiciones frías. La mayoría de los sedimentos de este intervalo fueron laminados, la combinación de estos y las altas concentraciones de sílice biogénico sugieren un aumento en la productividad primaria.

En el último que corresponde de los 5,600 a 2,500 años cal. A.P., al igual que el intervalo 3, se observó un alto porcentaje de CaCO_3 y un alto contenido de carbono orgánico, pero el contenido de sílice biogénico fue bajo (<30%) (Dean, 2006).

En la región suroccidental del golfo de California, en la cuenca Alfonso, Bahía de la Paz, se llevó a cabo un estudio el cual tuvo como objetivo determinar el origen las láminas claras y oscuras a partir de la caracterización geoquímica, microfaunística y de

su mineralogía magnética (Pérez- Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010). En particular, se analizó la composición química elemental por medio del método de Energía Dispersiva de rayos X (EDS por sus siglas en inglés). En este estudio se caracterizaron 34 láminas (oscuras y claras). Las láminas oscuras por lo general tuvieron mayores concentraciones de Al y Si, y la correlación entre estos elementos fue relativamente alta ($R= 0.64$), por lo que se asumió que éstas se formaron por un aporte principalmente de terrígenos, además las correlaciones con otros elementos, tales como K, Mg y Fe, también fueron altas.

En contraste, en las láminas claras predominó el Ca, el cual a su vez mostró una débil correlación con el Al $r=0.20$ y con otros elementos terrígenos (Al, Mg, K, Fe). Debido a esto, se sugirió que el contenido de Ca representa un aporte biogénico de algunos organismos carbonatados como foraminíferos y cocolitofóridos.

Capítulo 4. Descripción de la columna sedimentaria K-52

La descripción de la columna sedimentaria, se realizó en un estudio previo (Valdez-Hernández, 2010) considerando los siguientes criterios.

- Ⓢ Características texturales, sedimentológicas y su composición.
- Ⓢ Color de los sedimentos con base en el código de la Tabla Munsell 1995.
- Ⓢ Distribución observable de cenizas volcánicas, turbiditas, nódulos, etc.
- Ⓢ Estructuras (capas, láminas, etcétera).
- Ⓢ Inclusiones.
- Ⓢ Bioturbación.
- Ⓢ Perturbación debido a la operación durante su recuperación o al transporte.
- Ⓢ Muestras de frotis donde se localizaron cambios visibles en la estructura de la secuencia. Para posteriormente observarlas al microscopio.

La columna sedimentaria K-52 tuvo una longitud de 142 cm al momento de recuperarse. Está caracterizada por sedimentos limo-arcillosos y presenta una estructura relativamente homogénea a todo lo largo. El color del sedimento que predomina en los primeros 100 cm es negro olivo (código 5Y2/1) (Tabla de Munsell, 1995) y en los siguientes centímetros, es color gris olivo (código 5Y3/2) (Tabla de Munsell, 1995).

Predominaron los sedimentos hemipelágicos y en la base de 120 a 142 cm se observan a simple vista, un par de laminaciones con un espesor promedio de 0.3 cm conformadas por diatomeas de los géneros *Thalassiosira* y/o *Thalassionema* (Martínez-López, com. pers.).

4.1 Modelo de Edad

El modelo de edad se definió en un estudio previo (Pérez-Cruz y Valdez-Hernández, 2010), mediante el método de ^{14}C AMS (por sus siglas en inglés), utilizando para la datación testas de foraminíferos bentónicos uniespecíficas en dos intervalos de la columna (Tabla 4). A partir de estas dataciones se estimó una tasa de sedimentación de 0.31 mm/año.

Las edades de radiocarbono fueron calibradas con el Programa Calib 5.0.0. A partir de estas edades se estimó una tasa de sedimentación constante de 0.31 mm/año y un alcance temporal de ~4,180 años cal. A.P. (Holoceno Medio - Tardío) (Pérez- Cruz y Valdez-Hernández 2010).

Tabla 4. Edades de ^{14}C AMS del núcleo K-52. Las edades corresponden a años cal. A.P.

Profundidad (cm)	Clave	Tipo de Muestras	Edad ^{14}C -AMS	Error	Rango calibrado 2σ (años cal. A.P.)
71.8 cm	Beta - 253719	<i>Uvigerina peregrina</i>	2770	+/- 40	2110 a 1790
142 cm	Beta- 253720	<i>Uvigerina peregrina</i>	4550	+/- 40	4370 a 3960

Capítulo 5. Material y métodos

5.1 Colecta de la columna sedimentaria

La columna sedimentaria K-52, se colectó a bordo del buque oceanográfico “El Puma” de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), durante la campaña oceanográfica: Dinámica Oceanográfica y Paleoceanografía” DIPAL-1, por medio de un nucleador de gravedad tipo “Kasten”, en la cuenca Farallón, en el golfo de California, a una profundidad de 1,517 m. En las siguientes coordenadas: latitud N 25°50′ 89” y longitud W 110° 28′ 512”.

Una vez recobrado el núcleo, en cubierta se rotuló la cima y el fondo, se selló, se guardó en cajas de madera para su transporte al laboratorio y se almacenó en el cuarto frío a una temperatura de 4° C, para posteriormente ser analizado.

5.2. Corte y muestreo de la columna sedimentaria

La columna sedimentaria que se utilizó para este estudio, tenía una longitud de 142 cm al momento de recuperarse, se muestreo cada medio centímetro, obteniendo un total de 247 muestras, con un peso promedio 1.5 g. Cada muestra fue colocada en una bolsa de plástico previamente etiquetada.

Las muestras se dejaron secar en un horno a 40 °C, durante 48 h, una vez secas se molieron con un mortero de Ágata, hasta obtener una muestra homogénea de tamaño de grano muy fino (limo).

Una vez molida la muestra, se envolvió en un plástico marca kleenpack, de composición química conocida, para evitar errores en las cuantificaciones. Las muestras se analizaron por medio del método de fluorescencia de rayos X, con una equipo portátil de rayos X modelo Niton XL 3t 900 GOLDD de la marca Thermo SCIENTIFIC 50kV.

5.3 Principio del método de Fluorescencia de Rayos X

La fluorescencia de rayos X (XRF por sus siglas en inglés) es una técnica espectroscópica (Martínez *et al.*, 2006), que se utiliza para conocer las concentraciones de elementos químicos en diversos tipos de muestras. El fundamento radica en la

existencia de un sistema atómico con distintos niveles de energía y las posibles transiciones electrónicas entre ellos (Valentinuzzi, 2008).

Si se considera que un sistema se encuentra en su estado fundamental, es decir de menor energía, al aplicarse una energía de una magnitud suficiente, ésta puede ser absorbida por el sistema, pasando éste a un estado de mayor energía o estado excitado debido a la salida de electrones del átomo.

Cuando un rayo X incide sobre la muestra, afecta a los electrones más cercanos al núcleo. Este aumento de energía súbita en ellos los obliga a cambiar de orbital por uno más alejado del núcleo, o incluso abandonar el átomo. La excitación producida por rayos X que provienen del tubo de rayos X, se le llama radiación primaria.



Figura 9. Esquema del momento cuando un rayo X incide sobre la muestra y afecta a los electrones más cercanos al núcleo. Tomada y modificada del Manual del Curso de capacitación del Niton XL3t 900 GOLDD.

Los estados excitados son inestables, y el átomo tiende a volver a su estado fundamental, para lo cual se producen saltos de electrones desde los niveles más externos hacia los niveles más internos, para ocupar los huecos producidos. Este proceso produce desprendimiento de energía en forma de radiación de rayos X secundaria llamada fluorescencia de rayos X.

5.4 Procedimiento

A continuación se describe brevemente el principio de XRF, los pasos a seguir durante las mediciones con el equipo Niton XL 3t 900 GOLDD y cómo funciona el detector:

1. Antes de iniciar las mediciones de las muestras a estudiar se lleva a cabo la medición de una muestra estándar, con el propósito de verificar que el equipo esté bien calibrado.
2. La muestra se introduce en la estructura de plomo y se cierra herméticamente.
3. Se aplica una fuente de radiación de rayos X sobre la muestra.
4. Los rayos X provocan que los átomos individuales en la muestra fluorescan y emitan rayos X.
5. Los rayos X característicos de la muestra entran al detector del analizador.
6. El detector del analizador convierte los rayos X en una señal eléctrica y envía la información a un microprocesador.
7. Cada señal de cada elemento es contada y la información es almacenada en un microprocesador.
8. Una vez finalizada la medición, el microprocesador cuenta la intensidad de cada elemento usando un modelo algorítmico matemático.
9. Las intensidades de los elementos son matemáticamente convertidas a una composición química dada en porcentaje (%) o partes por millón (ppm), dependiendo de la concentración de cada elemento.
10. La composición es enviada a la pantalla y a la memoria del equipo.
11. Una vez terminada la medición se retira la muestra.
12. Finalmente, se baja la adquisición de datos de la computadora, para graficar e interpretar.

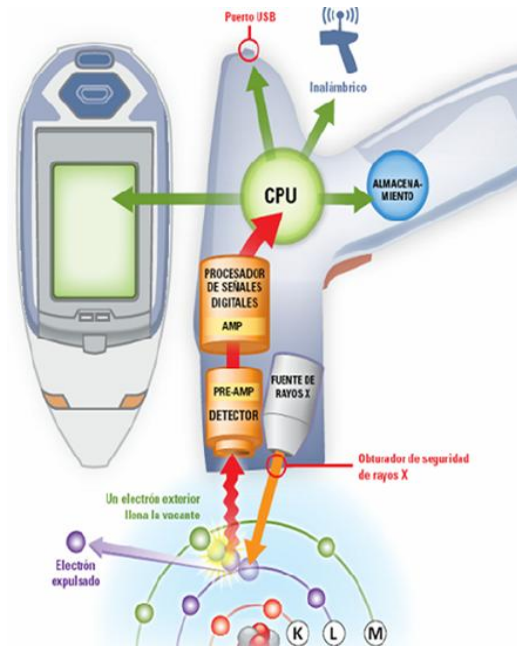


Figura 10. Esquema gráfico de la operación de fluorescencia de rayos X e imagen del equipo y las partes que lo constituyen. Tomada del Manual del Curso de capacitación del Niton XL3t 900 GOLDD.

Es importante mencionar que el equipo tiene la capacidad de analizar elementos mayores a través del modo que la compañía fabricante del equipo denomina “Minería” y elementos traza (ppm), mediante el modo denominado “Suelos”⁴.

Con los datos obtenidos se construyó una matriz de datos con 23 elementos químicos mayores y traza de 247 muestras analizadas. En este estudio sólo se consideraron los siguientes elementos; Al, Ti, Fe, K, Si, Ca y Mo, y la relación Si/Al, para hacer la reconstrucción paleoceanográfica, de esta manera se elaboró una nueva matriz de datos con 7 elementos, la relación elemental (Si/ Al) y de 247 muestras. A esta matriz de datos se le realizó la calibración como se explica más adelante, para observar las fluctuaciones de estos elementos.

Posteriormente a la matriz se le realizó un análisis de estadística básica, utilizando el programa Statistica 7, para conocer los valores mínimos, máximos, el promedio y la desviación estándar en la concentración de los elementos.

⁴ Se consideran “traza” a los componentes de una muestra cuya concentración es de 0.1 a 1%, y cuando la concentración van de 1 a 100% se le llaman elementos mayores (Pino, 1983). Algunos elementos traza se encuentran en las calcitas, dolomitas y aragonitas (Melgarejo, 2003). Mientras que los elementos mayores lo podemos encontrar en cuarzos, carbonatos y feldespatos (Castells, 2000).

5.5 Correlación de Spearman

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

Esta prueba estadística está basada en la asignación de rangos, lo cual reemplaza los valores originales, de ambas variables, por números enteros positivos, comenzando del 1 en adelante, que correspondan a su ordenamiento de menor a mayor magnitud (rangos). Para ello, los valores reales de cada una de las variables son ordenados de menor a mayor, por separado y reemplazados por los rangos (Guilford y Fruchter, 1984).

El coeficiente de correlación de Spearman (r), también llamado ρ de Spearman, presenta valores entre + 1 a - 1. El valor absoluto del coeficiente indica la intensidad de la relación entre las variables. Los valores absolutos mayores indican que la relación es mayor

Tabla 5. Escala de interpretación del coeficiente de correlación de Spearman.

Rango	Relación
0- 0.25	Escasa o nula
0.25- 0.5	Débil
0.5- 0.75	Moderada
0.75- 1	Fuerte

A partir del cálculo del coeficiente de correlación entre los elementos seleccionados fue posible determinar cuáles de éstos guardaban una estrecha relación.

Posteriormente se elaboran las gráficas de la concentración de cada elemento y de la relación Si/Al vs la edad de la columna sedimentaria, también se graficó la abundancia relativa del silicoflagelado (*Octactis pulchra*) vs la edad, los datos de las abundancias relativas fueron tomados de un estudio que se lleva a cabo en paralelo, en el cual se analiza la abundancia relativa de las asociaciones de silicoflagelados.

Se integraron todos estos datos y se procedió a la interpretación de resultados y conclusiones.

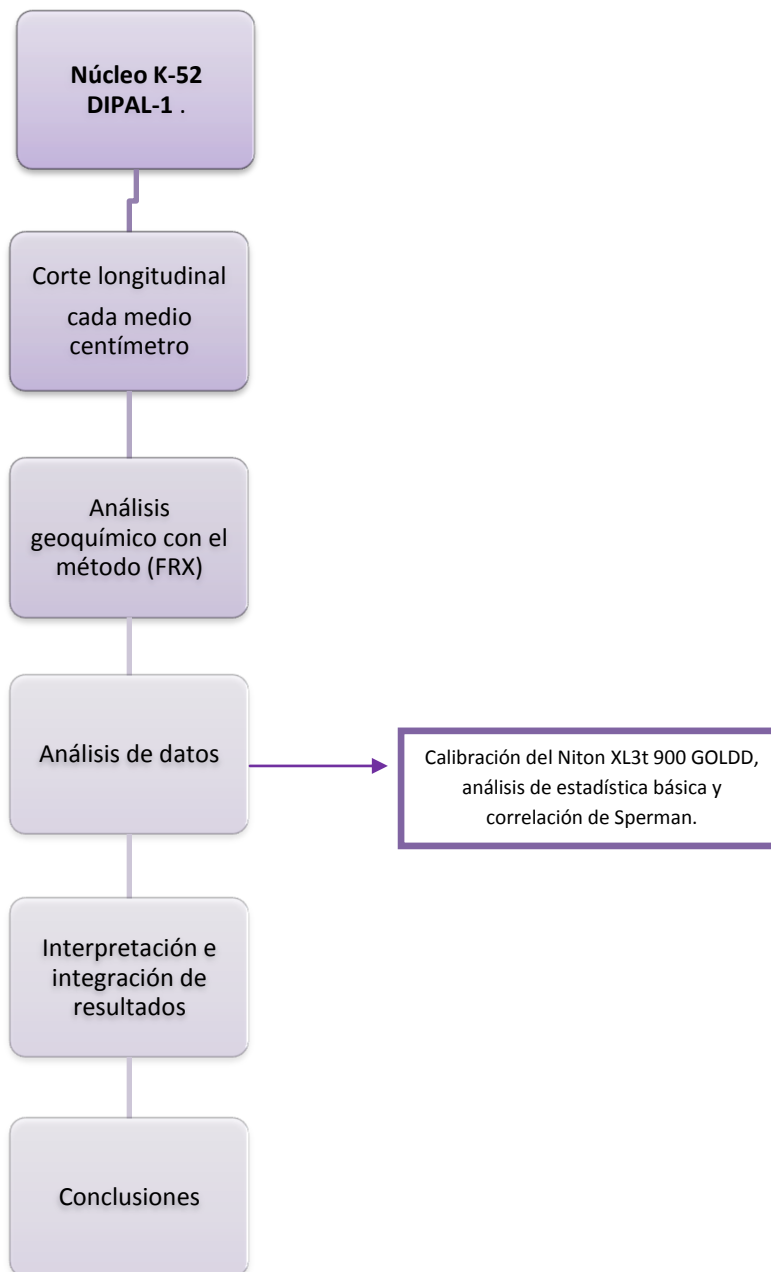


Figura 11. Cuadro sinóptico de los procesos que se llevaron a cabo para el estudio de la columna sedimentaria DIPAL-1 K-52 en este trabajo.

Capítulo 6. Resultados, Discusión y Conclusiones

6.1 Resultados

A lo largo de la columna sedimentaria DIPAL-1 K-52, se midieron las concentraciones de elementos químicos mayores (en porcentaje) y traza (en ppm), utilizando un equipo Niton XL 3t 900 GOLDD de fluorescencia de rayos X (XRF por sus siglas en inglés).

En este estudio se consideraron sólo algunos elementos debido a su significado e importancia en reconstrucciones paleoceanográficas y paleoclimáticas, estos son: Al, Ti, Fe, K, Si, Ca y Mo.

Dado que las mediciones del equipo Niton no son calibrados con estándares internacionales, éstas fueron calibradas a partir de su comparación con datos de un equipo de fluorescencia de rayos X tradicional, para lo cual se seleccionaron 29 muestras a lo largo de la columna sedimentaria, en intervalos cada 5 cm. Estas muestras fueron analizadas en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología (UNAM) con un equipo de XRF Siemens SRS 3000, siguiendo el método de Verma *et al.*, (1996).

Las concentraciones obtenidas del equipo Siemens fueron dadas en óxidos, por lo que se aplicó un factor de corrección conocido para cada elemento (Tabla 6) y se transformaron en concentraciones elementales.

Tabla 6. Valor del factor de corrección conocido para cada elemento.

Factor de corrección	Valor de factor de corrección
SiO ₂	0.134
TiO ₂	0.599
Al ₂ O ₃	0.264
Fe ₂ O ₃	0.349
CaO	0.714
K ₂ O	0.415

Posteriormente, las concentraciones de los elementos seleccionados (Al, Ti, Fe, K, Si y Ca) que se obtuvieron utilizando el Niton, fueron calibrados utilizando los datos del análisis de XRF tradicional en los mismos intervalos. Así, a través de una regresión lineal entre las concentraciones de ambos equipos se calibraron los datos (Fig.12). Esta transformación se hizo utilizando la relación:

$$y = mx + c$$

Donde:

y= concentración analizada por el Siemens 3000.

x= concentración de cada elemento por medio del Niton XL3t 900 GOLDD.

m= la pendiente de la recta de cada elemento.

c=ordenada al origen.

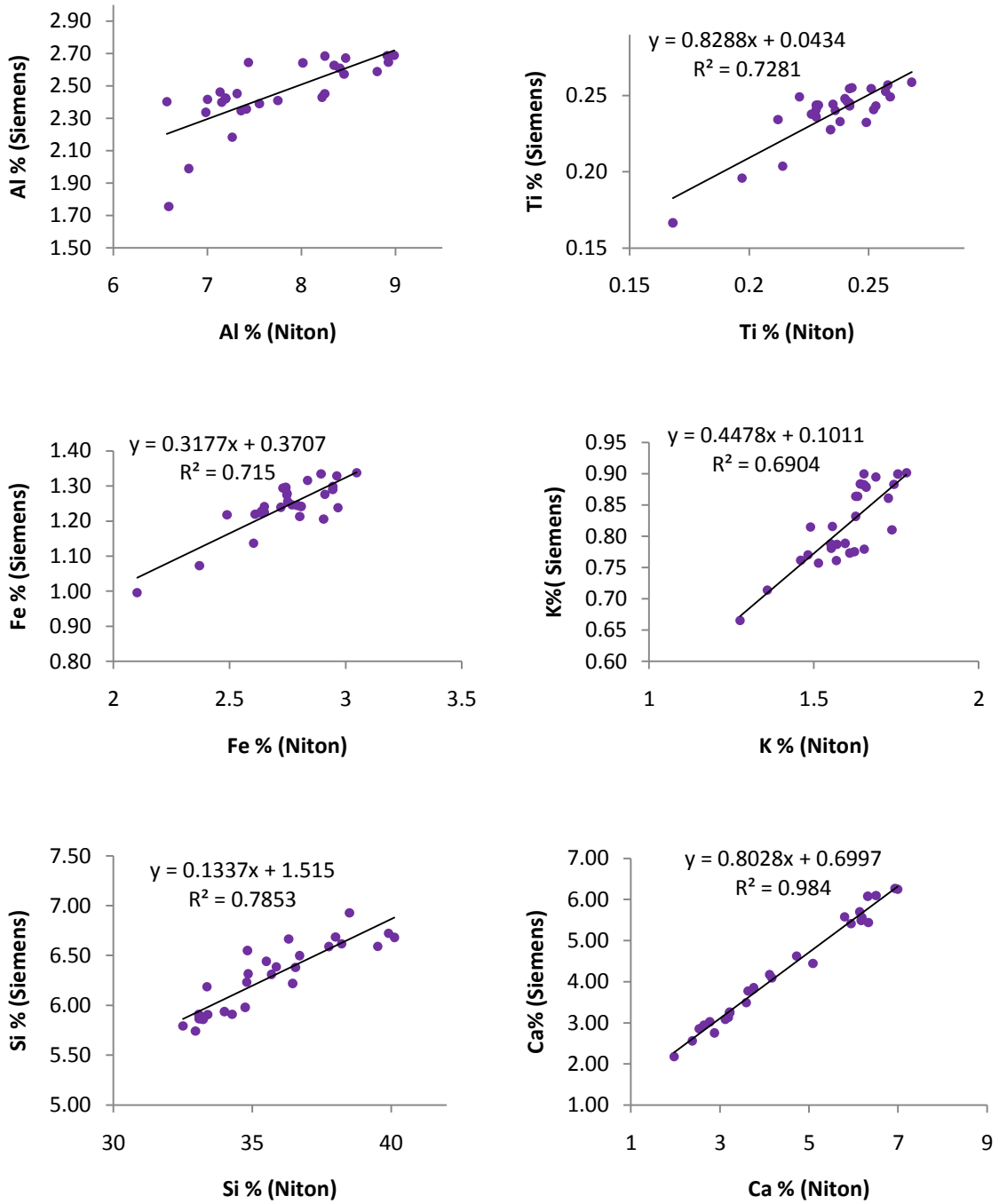


Fig. 12. Modelos de regresión lineal entre los valores de Niton (%) y Siemens (%), para el Al, Ti, Fe, K, Si y Ca, mostrando en todos los casos. Con estos datos se realizó la calibración del Niton XL3t 900 GOLDD.

Después de calibrar los datos, se construyó un matriz (7 elementos químicos y 247 muestras) y se le aplicó un análisis de estadística básica para conocer los valores mínimos, máximos y el promedio de las concentraciones de los elementos (Tabla 7).

Tabla 7. Estadística básica de elementos (n=247) del núcleo K-52.

	Promedio	Mínimo	Máximo
Al	1.91930	0.97700	3.12600
Ti	0.15822	0.07700	0.20200
Fe	2.52439	1.71900	3.37700
K	0.67379	0.22800	0.98800
Ca	2.16106	0.80500	5.31400
Si	5.89560	1.41700	8.98800
Mo	19.02955	11.07000	36.66000

Por otra parte, el coeficiente de correlación de Spearman mostró una correlación importante entre algunos de éstos elementos (Tabla 8).

Tabla 8. Matriz de correlación (Spearman) de elementos con una $p < 0.05$. Los valores que se encuentran en color verde indican una relación moderada (0.5-0.75) y en rojo una correlación fuerte (0.75-1).

	Al	Ti	Fe	K	Ca	Si	Mo
Al	1.000000	0.380603	0.264001	0.441201	0.227450	0.515510	0.108226
Ti	0.380603	1.000000	0.876927	0.930040	0.108790	0.555890	0.219683
Fe	0.264001	0.876927	1.000000	0.739904	-0.105979	0.396060	0.275874
K	0.441201	0.930040	0.739904	1.000000	0.257989	0.659476	0.211695
Ca	0.227450	0.108790	-0.105979	0.257989	1.000000	0.042919	-0.193635
Si	0.515510	0.555890	0.396060	0.659476	0.042919	1.000000	0.206602
Mo	0.108226	0.219683	0.275874	0.211695	-0.193635	0.206602	1.000000

De esta forma fue posible reconocer una moderada correlación entre el Al y el Si ($r=0.51$), lo cual en primera instancia podría reflejar que el Si tuviera un origen terrígeno, ya que el Al es un proxy del aporte de terrígeno (Murray y Leinen, 1996; Dean et al., 1999, Barron et al., 2004; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugachi, 2010). Por otra parte otros elementos considerados de origen terrígeno como el Ti y el K (Dean et al.,

1999; Haug *et al.*, 2001; Haug *et al.*, 2003; Dean, 2004; Ivanochko, 2005; Dean, 2006) mostraron correlaciones muy fuertes entre ellos ($r=0.93$).

6.2 Proxies de aporte de sedimentos terrígenos.

La concentración de Al a lo largo de la columna sedimentaria estudiada fue de 1 a 1.4%. Los valores más altos se observan de ~4,180 a ~2,544 años cal. A.P., sin embargo disminuyen de ~2,544 a ~1,530 años cal. A.P., y nuevamente aumentan significativamente de ~1,530 a ~769 años cal. A.P., y, finalmente, se observa una disminución de ~769 a ~579 años cal. A. P. (Fig. 13).

La mayor concentración de Al (de 1.4%), se observa en el intervalo de ~3,115 a ~3,051 años cal. A. P. mientras que sus concentraciones mínimas (<1.2%) se muestran de ~4,002 a ~3,939 años cal. A. P.

Por su parte, la concentración de Ti fluctúa de 0.12 a 0.2% a lo largo de la columna sedimentaria. En términos generales se observa que las concentraciones mayores van de ~4,180 a ~1,973 años cal. A.P., mientras que a partir de ~1,973 a ~579 años cal. A.P. se reconoce una tendencia de disminución en las concentraciones de Ti (Fig. 13).

El Ti mostró una correlación fuerte con el Fe y el K, con valores de 0.87 y 0.93, respectivamente, mientras que con el Si se observa una correlación moderada con un valor de 0.55 (Tabla 8).

En este estudio el Ti es utilizado como un *proxy* de precipitación pluvial, ya que en diversos estudios paleoceanográficos del Pleistoceno y Holoceno se ha resaltado su relación con esta (Murray y Leinen, 1996; Peterson *et al.*, 2000; Haug *et al.*, 2001; Haug *et al.*, 2003; Chesire *et al.*, 2005). En particular, en la columna estudiada de ~3,115 a ~3,051, ~2,861 a ~2,798 y ~2,671 a ~2,607 años cal. A. P., donde se presentaron las máximas concentraciones, se sugiere que durante estos intervalos hubo una mayor precipitación. Sin embargo, de ~1,720 a ~1,656 años cal. A. P. se observa la mínima concentración, probablemente por un decremento en la precipitación en la región de estudio (Fig.13).

La concentración de Fe a lo largo de la columna estratigráfica son de 0.8 a 1.4 %. En términos generales las concentraciones del Fe fueron más significativas de ~4,180 a

~1,910 años cal. A. P.; sin embargo, es posible observar una disminución de ~1,910 a ~579 años cal. A.P. (Fig. 13).

Con base en su distribución se observan sus máximas concentraciones (~1.3%) de ~4,129 a ~4,066 años cal. A. P. y las mínimas (<1%) de ~1,720 a ~1,656 años cal. A. P. Como se observa en la tabla (8), existe una fuerte correlación con el Ti y el K, con valores de 0.87 y 0.73 respectivamente, lo cual también sugiere un origen terrígeno (Tabla 8).

La concentración de K varía de 0.2 a 0.5%. En general, las concentraciones más significativas van de ~4,180 a ~2,607 años cal. A.P. y se observa que a partir de ~2,607 a ~579 años cal. A.P. la concentración disminuye (Fig. 13).

Su máximas concentraciones, alrededor ~0.5%, se presentan de ~2,671 a ~2,607 años cal. A.P. y la mínima (>0.3%) de ~1,720 a ~1,656 años cal. A. P. El K mostró una correlación moderada con el Fe y Si, con valores entre 0.73 y 0.65, y existe una correlación fuerte con el Ti de 0.93 (Tabla 8).

La concentración de Si a lo largo de la columna estratigráfica fluctúa de 1.7 a 2.7%. En general se puede observar una tendencia de bajas concentraciones de ~4,180 a ~3,875 años cal. A.P., sin embargo éstas aumentan de ~3,875 a ~1,973 años cal. A.P. y nuevamente disminuyen de ~1,973 a ~1,530 años cal. A. P. En la parte superior de la columna de ~1,530 a ~579 años cal. A. P. se observa un ligero aumento de las concentraciones de silicio.

El Si mostró su máximas concentraciones (<2.5%) de ~3,812 a ~3,749 años cal. A. P. y las mínimas (<1.9%) de ~1,720 a ~1,656 años cal. A.P (Fig.13).

Se observa que existe una correlación moderada con el Ti, Al y el K, con valores de 0.55, 0.51 y 0.65 respectivamente (Tabla 8). Su correlación positiva, en particular con el Al sugiere probablemente un origen terrígeno, lo cual se puede relacionar con la composición mineralógica de aluminosilicatos de las tobas volcánicas que se localizan del lado peninsular y pueden transportarse a la cuenca vía pluvial, por escorrentías (ya que no hay presencia de ríos en la actualidad) o bien vía eólica.

Se observa que los elementos antes descritos presentan un comportamiento similar dentro de los periodos de: ~3,115 a ~3,051, ~2,988 a ~2,924, ~2,861 a ~2,798 y

~2,671 a ~2,607 años cal. A.P. (Fig. 13), donde, por lo general presentan sus mayores concentraciones. Para estos intervalos se sugiere que el aporte de terrígenos a la región de estudio fue mayor y que posiblemente éstos fueron transportados principalmente vía pluvial, ya que la señal del Ti es más significativa en estos intervalos, aunque también el aporte de terrígenos vía eólica pudo ser importante.

Se sugiere que durante estos intervalos condiciones promedio análogas a las que se presentan durante el modo de verano-otoño en el golfo de California, cuando, debido a la posición de los centros de alta presión y baja presión más hacia el norte y en particular a la posición de la zona de convergencia intertropical, alrededor de los 9° de latitud N sobre el Pacífico Oriental, promueven que haya mayor transporte de humedad hacia el golfo (condiciones de Monzón) ocasionando un aumento en la precipitación (Molina-Cruz, 1984; Pérez-Cruz *et al.*, 2009, Douglas *et al.*, 1993; Douglas *et al.*, 2007).

6.3 Proxies de aporte de sedimentos biogénicos

La concentración de Ca a lo largo de la columna estratigráfica varía de 1 a 5%. En términos generales las concentraciones más significativas se presentan de ~1,973 a ~579 años cal. A.P., mientras que las concentraciones más bajas se observan de ~4,180 a ~1,973 años cal. A. P. (Fig. 14).

El calcio mostró sus máximas concentraciones (>5%) de ~1,530 a ~1,466 años cal. A.P. y las mínimas (<1.5%) de ~3,622 a ~3,558 años cal. A.P (Fig. 14).

Se observa que el Ca tiene una correlación baja (de 0 a 0.25) con el Al, Ti, Fe, K y Si) (Tabla 8), lo cual sugiere un origen biogénico (Tabla 8), posiblemente de organismos como cocolitofóridos, foraminíferos planctónicos y bentónicos, gasterópodos, etc.

Como se discutió anteriormente la relación que guarda el Si con el Al es de 0.51, lo que posiblemente sugiere un origen terrígeno más que biogénico. Sin embargo, considerando que la cuenca Farallón se ha definido como una cuenca donde la productividad primaria es muy alta, se calculó la relación Si/Al, para intentar separar la señal del sílice biogénico del terrígeno y tener una estimación aproximada del sílice biogénico de los cambios en la paleoproduktividad en el área durante el periodo estudiado.

La relación de Si/Al osciló de 1.5 a 2.3 a lo largo de la columna sedimentaria y en términos generales se observa que los valores más significativos se presentan de ~3,875 a ~1,720 años cal. A.P. Los valores más bajos se presentan de ~1,720 a ~579 años cal. A.P. Los valores de la relación Si/Al máximos (>2.1) se observan de ~3,622 a ~3,558 y de ~2,354 a ~2,290 años cal. A.P. y los menores de ~1,720 a ~1,656 años cal. A.P. (Fig. 14).

Para reforzar las interpretaciones sobre los cambios en la paleoproduktividad, se consideró en este estudio la distribución de las abundancias relativas de *Octactis pulchra*, especie de silicoflagelado considerado como proxy de paleoproduktividad, debido a sus afinidades ecológicas –ya que habita en aguas relativamente frías ricas en nutrientes, principalmente en regiones de surgencias- (Murray, 1982; Murray y Schrader, 1983; Barron et al., 2004; Barron y Bukry, 2006).

Al graficar las abundancias relativas de *O. pulchra* se observa que co-varían con la relación Si/Al, en particular de ~3,812 a ~3,749, ~3,622 a ~3,558 y de ~3,368 a ~3,305 años cal. A.P. Cabe destacar que 2 de los pulsos concuerdan con la estructura laminada de la columna sedimentaria, que como se menciona en la descripción de la columna corresponden a dos láminas claras que se caracterizan por contener abundantes diatomeas, lo cual corrobora el aumento en la productividad primaria.

Con base en lo anterior se propone que durante estos intervalos hubo un enriquecimiento significativo de las aguas superficiales, debido probablemente a la intensificación de los procesos de surgencias en el área de estudio, o tal vez debido a la intensificación de otros procesos de mezcla como por ejemplo los giros ciclónicos, que promueven la divergencia de aguas frías enriquecidas hacia la superficie (Douglas et al., 2007).

6.4 Proxy de condiciones anóxicas.

La concentración de Mo a lo largo de la columna sedimentaria estudiada varía de 10 a 35 ppm. El Mo mostró sus máximas concentraciones (~35 ppm) de ~3,622 a ~3,558 años cal. A.P. y las mínimas (>10 ppm) de ~1,973 a ~1,910 años cal. A.P.

Con base en sus fluctuaciones a lo largo de la columna sedimentaria se observó un incremento en la concentración de Mo en los siguientes intervalos de ~3,812 a

~3,749, ~3,622 a ~3,558 y de ~3,368 a ~3,305 años cal. A.P. Por lo que se sugiere, considerando el carácter del Mo como *proxy* de condiciones anóxicas, que la ventilación de las aguas de fondo durante estos intervalos era baja, resultado de la alta productividad en las aguas superficiales. Esta idea es apoyada por la co-variación de la relación Si/Al, las mayores abundancia relativas de *O. pulchra* y, las mayores concentraciones de Mo (Fig. 14).

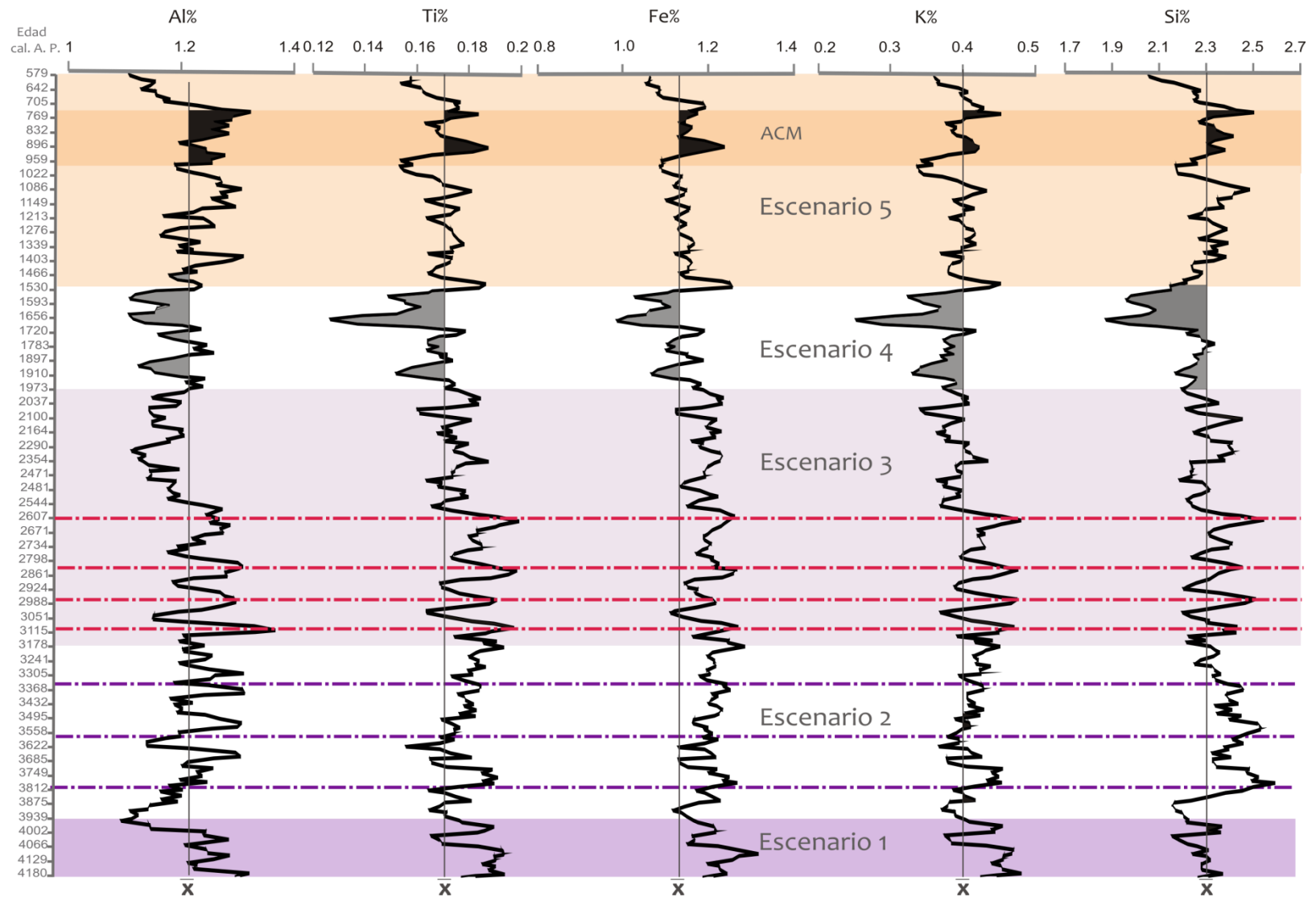


Fig. 13. Representación de la columna sedimentaria DIPAL-K52, edad en años cal. A.P., y las concentraciones de Al, Ti, Fe, K y Si a lo largo de ésta.

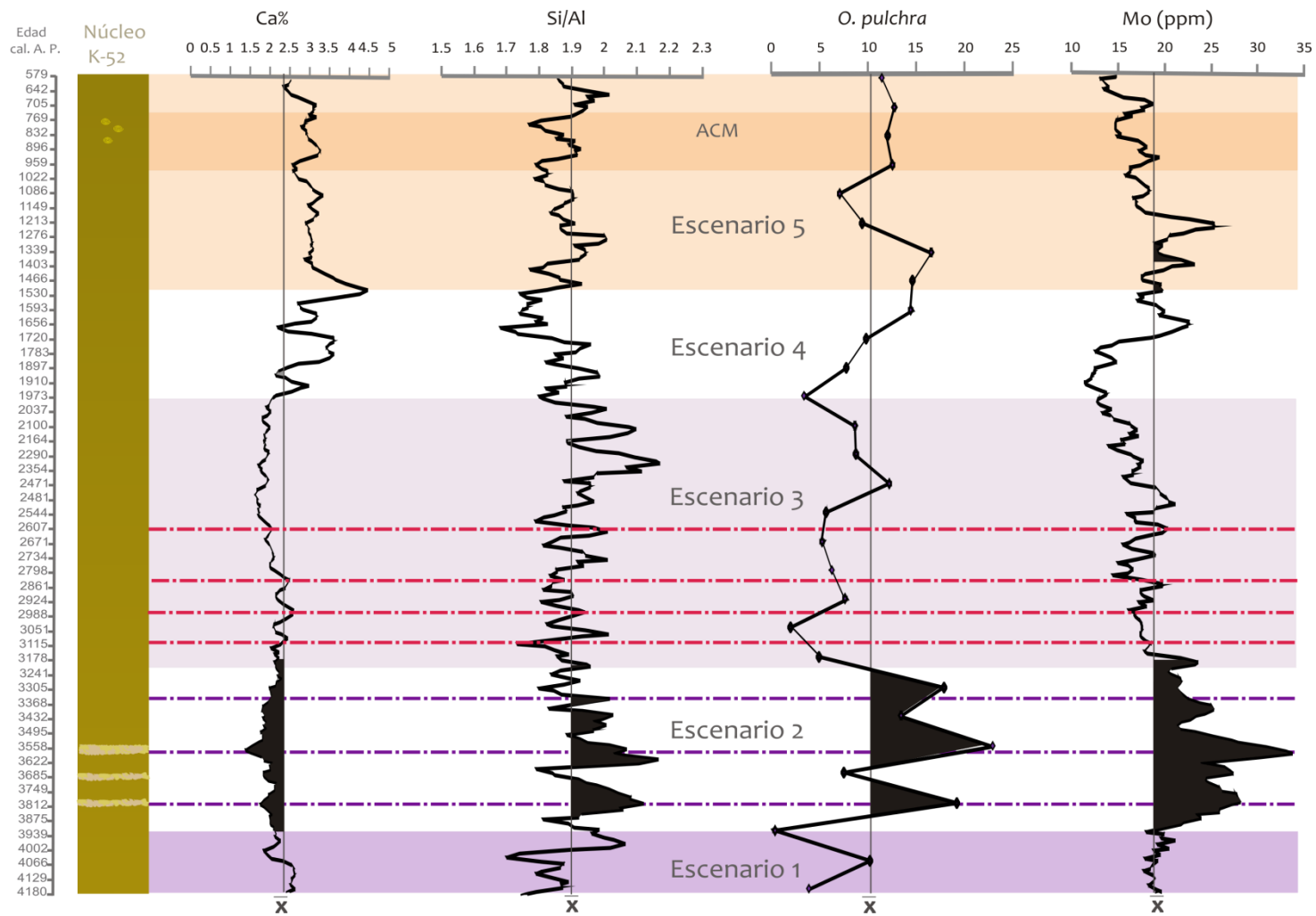


Fig. 14. Representación de la columna sedimentaria DIPAL-K52, edad en años cal. A.P., y la concentración de Ca, la relación Si/Al, la abundancia relativa de *O. pulchra* (García-Gárnica, en proceso) y las concentraciones de Mo.

6.5 Discusión

A partir de las fluctuaciones que mostraron los elementos considerados en este estudio a lo largo de la columna sedimentaria, se sugieren cinco escenarios oceanográficos y climáticos: 1) de ~4,180 a ~3,939 años cal. A.P., 2) ~3,939 a ~3,178 años cal. A. P., 3) ~3,178 a ~1,973 años cal. A.P., 4) de ~1,973 a ~1,530 años cal. A. P. y el 5) de ~1,530 a ~579 años cal. A. P. Estos escenarios sugieren principalmente cambios en la precipitación pluvial, en la productividad primaria y en las condiciones de oxigenación del fondo.

En términos generales, en el primer escenario, de ~4,180 a ~3,939 años cal. A.P., se observó un incremento del aporte de terrígenos a la cuenca asociado posiblemente a condiciones de mayor precipitación, así como una disminución de componentes biogénicos en el registro sedimentario, que puede estar relacionada a una menor productividad primaria en las aguas superficiales.

En el segundo escenario, de ~3,939 a ~3,178 años cal. A. P., es posible identificar una disminución de los elementos que indican aporte de terrígenos -si se compara con el primero-, así como un aumento significativo -con respecto al resto de los otros escenarios- en la relación Si/Al y valores muy altos en las abundancias relativas de *Octactis pulchra*; además se presentan las máximas concentraciones de Mo a lo largo de toda la columna sedimentaria.

Con base en estos indicadores se sugieren las siguientes condiciones oceánicas: al parecer, las surgencias fueron muy intensas durante este intervalo, lo que condujo a una alta productividad debido a un enriquecimiento de las aguas superficiales propiciado por el ascenso de aguas sub-superficiales ricas en nutrientes. Resultado de esto, la caída de desechos orgánicos a través de la columna de agua produjo un consumo mayor de oxígeno en las capas intermedias y profundas durante su descomposición y oxidación, por lo se originó una zona o capa de oxígeno mínimo.

En la actualidad en el golfo de California, el Agua Intermedia del Pacífico (AIP), localizada de ~400 a 1200 m de profundidad, presenta concentraciones bajas de oxígeno (de 0.08 a 0.15 ml/L) (Álvarez- Borrego y Lara-Lara, 1991) resultado de la alta

productividad superficial, no así el Agua Profunda del Pacífico (APP) que ocupa las profundidades mayores a 1,200 m; sin embargo, la columna sedimentaria objeto de este estudio se colectó en la cuenca Farallón a 1,517 m de profundidad y subyace al APP, que en la actualidad presenta condiciones de oxígeno disuelto en el fondo de alrededor de 0.4 ml/L, por lo que se presume que en el intervalo que abarca este periodo la productividad primaria fue tan alta que propició que la zona de oxígeno mínimo se extendiera a mayor profundidad, resultando en un ambiente anóxico, evidenciado por las altas concentraciones de Mo y la formación de sedimentos con estructuras laminadas.

Este escenario concuerda con las condiciones que describen Douglas y colaboradores (2007), quienes comentan que de 4,200 a 3,000 años A.P. hubo un incremento abrupto del ópalo biogénico en la región sur-central del golfo de California, seguido por un decremento, en particular en el lado occidental del golfo, a partir de los 3000 años A.P., debido probablemente a la intensificación de los procesos de surgencias en el área de estudio.

En el tercer escenario, de ~3,178 a ~1,973 años cal. A.P., sugiere un aumento relativo del aporte de terrígenos similar al primer escenario, así como una disminución de la productividad primaria. Se observa una disminución significativa en la concentración de Mo al parecer las aguas profundas estaban mejor ventiladas que en el escenario anterior.

En el cuarto escenario, de ~1,973 a ~1,530 años cal. A. P., se observa una disminución muy marcada del aporte de terrígenos comparada con los todos otros escenarios, es posible observar una disminución de los componentes biogénicos, esto puede estar relacionado a una menor productividad primaria en las aguas superficiales y una disminución en el Mo, por lo que se infiere una mayor oxigenación en las aguas profundas.

En el quinto escenario, de ~1,530 a ~579 años cal. A. P, se observa un aumento de terrígenos, con respecto al escenario anterior y una baja productividad, se infiere

que las aguas de fondo estaban bien ventiladas continúa la tendencia de bajas concentraciones de Mo.

En particular dentro de este escenario climático es posible reconocer un periodo en particular de ~959 a ~769 años cal. A.P., donde los terrígenos y la concentración de Ca son significativos, se observa una disminución de la productividad -indicada por la relación Si/Al (<1.18%) y la disminución en la abundancia relativa de *O. pulchra*- y buena ventilación de las aguas de fondo (la concentración es de Mo <20 ppm). Se sugiere que para este periodo en particular, las condiciones climáticas promedio en la región de estudio fueron similares a las que se presentan durante el verano en el golfo de California, es decir cálidas y húmedas, con una mayor incursión de aguas tropicales cálidas y oligotróficas (probablemente hubo una mayor permanencia de la masa de Agua Tropical Superficial) que favorecieron el crecimiento de organismos con testas o estructuras carbonatadas (foraminíferos y/o coccolitofóridos) y que la señal de Ca quedara preservada en el registro sedimentario.

Este periodo cálido coincide con la señal climática de la Anomalía Climática Medieval (ACM) la cual ha sido reportada de los 950 a 1,250 A.D. (Mann *et al.*, 2009). Esta señal climática ha sido registrada en otras cuencas del golfo de California, en Carmen y Pescadero (Barron *et al.*, 2004; Barron y Bukry, 2006), y Alfonso (Pérez-Cruz, 2006).

Consideraciones finales,

El golfo de California es la cuenca oceánica más joven sobre la Tierra y contiene registros sedimentarios extraordinarios que cubren el piso marino. El principal valor de estos registros es la alta resolución con la que registran los cambios en la dinámica oceánica y climática de la región en diferentes escalas temporales durante el Cuaternario Tardío.

Uno de los propósitos de llevar a cabo este estudio es el de dar a conocer que existen estos registros y que al estudiarlos, a través de diferentes métodos, es posible inferir las condiciones climáticas que han ocurrido, en este caso, en el pasado cercano.

Bajo el contexto del cambio climático y del calentamiento global que se experimenta actualmente, este trabajo permite documentar la variabilidad natural del sistema climático terrestre durante el Holoceno Tardío. Al contrastar las series de los registros de paleoproductividad y/o precipitación pluvial del Holoceno y su transición al reciente en el golfo de California se puede realizar una mejor estimación del impacto producido por la actividad antropogénica, y generar escenarios predictivos más confiables.

Tabla 8. Resumen de los resultados del estudio de *proxies* geoquímicos, biológicos y del *proxy* de oxigenación en la cuenca Farallón, golfo de California.

Escenario	Intervalo (años cal. A. P.)	Duración (años)	<i>Proxies</i> Terrígenos (Al, Ti, Fe, K y Si)	<i>Proxies</i> biogénicos (Ca, Si/Al y O. <i>pulchra</i>)	<i>Proxy</i> de oxigenación (Mo)
1	~4,180 a ~3,939	241	Alto	Bajo	medio
2	~3,939 a ~3,178 (3 pulsos de alta productividad)	761	Bajo	Muy alto	Alto
3	~3,178 a ~1,973 (4 pulsos de aumento de terrígenos)	1205	Alto	Bajo	Bajo
4	~1,973 a ~1,530	443	Muy bajo	Bajo	Bajo
5	~1,530 a ~579 (ACM)	957	Medio	Bajo	Bajo

6.5 Conclusiones

La columna sedimentaria estudiada K-52 está conformada principalmente por sedimentos hemipelágicos limo-arcillosos y presenta una estructura relativamente homogénea a todo lo largo.

Con base en las fluctuaciones de las concentraciones de los siguientes elementos: Al, Ti, Fe, K, Si, Ca y Mo, la relación Si/Al y las abundancias relativas de *O. pulchra* se sugieren cinco escenarios paleoceanográficos:

En el primer escenario que abarca de $\sim 4,180$ a $\sim 3,939$ años cal. A.P., se sugiere un aumento significativo del aporte de terrígenos (principalmente vía pluvial), así como una disminución en la productividad primaria.

En el segundo escenario de $\sim 4,180$ a $\sim 3,939$ años cal. A. P., se sugiere una reducción del aporte de terrígenos con respecto al primer escenario, se infiere un aumento significativo de la productividad primaria con respecto al resto de los escenarios, y una disminución de la ventilación de las aguas profundas. Esto sugiere que las condiciones climáticas promedio que prevalecieron en el área de estudio fueron análogas a las que ocurren durante la fase invierno-primavera en el área de estudio. Se sugiere que en este intervalo la productividad primaria fue tan alta que propició que la zona de oxígeno mínimo se extendiera a mayor profundidad. Dentro de este escenario se identificaron tres pulsos de alta productividad de $\sim 3,812$ a $\sim 3,749$, $\sim 3,622$ a $\sim 3,558$ y de $\sim 3,368$ a $\sim 3,305$ años cal. A.P., dos de ellos son corroborados con la presencia de sedimentos laminados.

En el tercer escenario de $\sim 3,178$ a $\sim 1,973$ años cal. A.P. al parecer se presentó un aumento relativo del aporte de terrígenos similar al primer escenario, así como un aumento en la oxigenación de las aguas profundas, mientras que la paleoproduktividad disminuyó considerablemente con respecto al segundo escenario. Dentro de este escenario fue posible identificar cuatro pulsos de $\sim 3,115$ a $\sim 3,051$, $\sim 2,988$ a $\sim 2,924$, $\sim 2,861$ a $\sim 2,798$ y $\sim 2,671$ a $\sim 2,607$ años cal. A.P., en donde se presentó un

comportamiento similar de los siguientes elementos: Al, Fe, Ti, K, Si, por lo que se infiere una mayor permanencia de las condiciones análogas a la fase verano- otoño en el golfo.

En el cuarto escenario de ~1,973 a ~ 1,530 años cal. A. P. se sugiere una disminución muy marcada del aporte de terrígenos comparada con el resto de los escenarios, así como de la productividad y se infiere una mayor ventilación de las aguas profundas.

En el quinto escenario de ~1,530 a ~579 años cal. A. P. al parecer se presentó un aumento relativo del aporte de terrígenos con respecto al escenario anterior, una baja en la paleoproductividad, y se sugiere una mayor ventilación en las aguas profundas. En particular en el periodo de ~959 a ~769 años cal. A.P., se sugiere que las condiciones climáticas promedio en la región de estudio fueron similares a la fase de verano-otoño, cuando ocurre una mayor incursión de aguas cálidas y oligotróficas a la cuenca. Este periodo coincide con la señal global de la Anomalía Climática del Medievo, la cual ha sido reportada de los 950 a 1,250 A.D. (Mann *et al.*, 2009).

La información de este trabajo ha permitido reconstruir las condiciones oceanográficas y climáticas del pasado a escala cuenca Farallón, golfo de California durante el Holoceno Medio- Tardío, de esta manera poder realizar en un futuro una comparación entre la variabilidad inherente al sistema climático y la variabilidad introducida por la actividad antropogénica.

Referencias

Adams, M. 1995. Fundamentos de Química de los suelos. Universidad Central de Venezuela. Ed. Taller de Anunco. Caracas. Venezuela. pp. 288-301.

Álvarez-Sánchez, L. G., E. G. Stevenson y B. Wyatt. 1978. Circulación y masas de agua en la región de la boca del golfo de California en la primavera de 1970. *Ciencias Marinas*. 5(1): 57– 69.

Armstrong, H.A. y M. D. Brasier. 2005. *Microfossils*. Blackwell Publishing. 2° Edición. Oxford. pp. 296.

Baba, J., C. D. Peterson y H. Schrader. 1991. Modern fine- grained sediments in the Gulf of the California. En: Dauphin, J. P. and B. R. T. Simoneit (eds.), *The Gulf and peninsular province of the California*. *Memoir of the American Association of Petroleum Geologists*. 47: 569-587.

Badan-Dangon, A., C. J. Koblinsky y T. Baumgartner. 1985. Spring and summer in the Gulf of the California: observations of surface thermal patterns. *Oceanológica Acta*. 8: 13-22.

Badan-Dangon, A., C. E. Dorman, M. A. Merrieffield y C. D. Winant. 1991. The lower atmosphere over the Gulf of California. *Journal Geophysical Research*. 96: 16877-16896.

Barron, J. A., D. Bukry y J.L. Bischoff. 2004. High resolution paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the last 15000 years. *Marine Micropaleontology*. 50:185-207.

Barron, J. A y D. Bukry. 2006. Solar forcing of Gulf of California climate during the past 2000 yr suggested by diatoms and silicoflagellates. *Marine Micropaleontology*. 62:115-139.

Barron, J. A, D. Bukry, W. E. Dean, J. A. Addison y B. Finney. 2009. Paleocanography of the Gulf of Alaska during the past 15000 years: Results from diatoms, silicoflagellates, and geochemistry. *Marine Micropaleontology*. 72:176–195.

Barry, R. y R. Chorley. 2003. *Atmosphere, Weather and Climate*. Routledge Taylor and Francis Group. 8° edición. New York. pp. 154-169.

Baumgartner, T.R y N. Christensen. 1985. Coupling of the Gulf of California to large scale interannual climatic variability. *Journal of Marine Research*. 43:825-848.

Benson, N.R. 1966. Recent radiolaria from the Gulf of California. Tesis de Doctorado. University of Minnesota. USA. Pp. 577.

Bond, G., W. Showers, M.Cheseby, P. Almasi, P. DeMenocal, P. Priore, H. Cullen, I. Hajadas y G.Bonani. 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates. *Science*. 294(5549):2130-2136.

Bray, N. A. y J. M. Robles. 1991. Physical Oceanography of the Gulf of California. In: The Gulf and Peninsular province of the Californias. Dauplin P. & R. T. Simoneit (eds). American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, Oklahoma. pp. 511- 553.

Burdige, J.D. 2006. Geochemistry of Marine Sediments. Princeton University Press. New Jersey. United States of America. pp. 8-10.

Burroughs, W.J. 2001. Climate change: a multidisciplinary approach. Cambridge University Press. New York. U.S.A. pp. 275.

Castells, Xavier E. 2000. El reciclaje de residuos industriales. Ediciones Díaz de Santos. 1º Edición. Madrid. pp. 182-190.

Castro, R., A. Mascarenhas Jr., R. Durazo y C.A. Collins. 2000. Seasonal variation of the temperature and salinity at the entrance to the Gulf of California. Ciencias Mar.26(4): 561-583.

Cheshire, H., J. Thurow y A. Nederbragt. 2005. Late Quaternary climate change record from two long sediment cores from Guaymas basin, Gulf of California. Journal of Quaternary Science. 20:457-469.

Cronin, T.M. 1999. Principles of Paleoclimatology. Columbia University Press. New York. United States of America. pp. 61-70.

Crusius J., S. Calvert, T. Pedersen y D. Sage. 1996. Rhenium and molybdenum enrichments in sediments as indicators of oxic, suboxic, and sulfidic conditions of deposition. Earth and Planetary Science Letters. 145: 65-78.

Dansgaard, W.S., J. Johnsen, J. Moller, C.C. Langway. 1969. One thousand centuries of climatic record. Science. 166: 377-381.

Dean, W.E. 1997. Rates, timing, and cyclicity of Holocene eolian activity in north-central United States: Evidence from varved lake sediments. Geology. 25:331-334.

Dean, W.E. 2006. The geochemical record of the last 17,000 years in the Guaymas Basin, Gulf of California. Chemical Geology. 232:87-98.

Dean, W.E., D.Z. Piper y L.C. Peterson. 1999. Molybdenum accumulation in Cariaco basin sediment over the past 24 k.y.: A record of water-column anoxia and climate. Geology. 27: 507-510.

Douglas, M. W., R. A. Maddox, K. Howard y S. Reyes. 1993. The Mexican monsoon. Journal of Climate. 6: 1665-1677.

Douglas, R.G., O. González-Yajimovich, J. Ledesma-Vázquez y F. Staines- Urías. 2007. Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California. Quaternary Science Reviews. 26: 115-129.

Espinosa-Carreón, T.L., J. Cepeda-Morales, G. Gaxiola-Castro. 2007. Influencia de los procesos físicos en la producción de carbono orgánico frente a Baja California. En:

Hernández-de la Torre, B., G. Gaxiola-Castro, Carbono en ecosistemas acuáticos de México. INE, CICESE. pp. 293-304.

Figuroa, J.M., S.G. Marione y M.F. Lavín. 2003. A description of geostrophic gyres in the southern Gulf of California. *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. Printed in the Netherlands. pp. 237-255.

Fischer, G y G. Wefer. 1999. Use of proxies in Paleoceanography. Examples from the South Atlantic. Springer. Germany. pp. 42-54

Garnica, E. M. 2011. Respuesta de los silicoflagelados a la variabilidad climática durante los pasados 4, 200 años en la cuenca Farrallón golfo de California. Tesis de Licenciatura. UNAM en proceso.

Garrison, T. 2005. *Oceanography. An invitation to Marine Science*. Thomson Brooks/Cole. 5ª Edición. Belmont, C.A. pp. 169-193.

Gass, I.G., P.J. Smith y R.C.L. Wilson. 2002. *Introducción a las Ciencias de la Tierra*. Ed. Reverté. Barcelona. España. pp. 18- 25.

Gillespie, R. J. y A. Beltrán. 1990. *Química*. Ed. Reverté. Barcelona, Madrid. pp. 379-390.

Gornitz, V. 2007. *Encyclopedia of Paleoclimatology and ancient environments*. Ed. Springer. Netherlands. pp. 690-694.

Griffiths, R.C. 1968. Physical, chemical, and biological oceanography of the entrance to the Gulf of California, spring of 1960. *Spec. scient. Rep. U.S. Fish. Wildl. Serv.* No. 573. pp. 47.

Guilford, J.P. y Fruchter B. 1984. Métodos y problemas especiales de correlación. En: *Estadística aplicada a la psicología y la educación*. Ed. MacGraw-Hill. pp. 65-333.

Haug, H. G., K.A. Hughen, D. M. Sigman, L.C. Peterson y U. Röhl. 2001. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. *Science*. 293 (5533):1304-1307.

Haug, H. G., D. Günther, L.C. Peterson, D.M. Sigman, K.A. Hughen y B. Aeschlimann. 2003. Climate and the Collapse of Maya Civilization. *Science*. 299 (5613): 1731-1735.

Hernández- Contreras, R.E. 2010. Los silicoflagelados de los sedimentos laminados de la Cuenca de La Paz, Golfo de California; sus implicaciones oceanográficas y climáticas durante el Holoceno Tardío. Tesis de Licenciatura. UNAM. Distrito Federal. México. pp. 74.

Ivanochko, T. S. 2005. Sub-orbital scale variations in the Intensity of the Arabic Sea Monsoon. Ed. University of Edinburg. pp.12-34.

Kennett, J. P. 1982. *Marine Geology*. Prentice-Hall. Inc. New Jersey. pp. 752.

- Lavín, M. F., E. Beier y A. Badan.** 1997. Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual. En: Lavín, M. F. (ed.). Contribuciones a la Oceanografía Física en México. Monografía N° 3. pp. 141-171.
- Lavín, M. F. y S. G. Marinone.** 2003. An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. Velasco – Fuente O. U., et al., (eds.). Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics. Kluwer Academic Publishers. pp. 173-204.
- Lavín, M.F., R.Castro, E. Beier, V.M. Godínez, A. Amador y P. Guest.** 2009. SST, thermohaline structure, and circulation in the southern gulf of California in June 2004 during the north american monsoon experiment. Journal of Geophysical Research. 2(114).
- Lawver, L. A., T. Henyey y J. Rogers.** 1973. Heat flow measurements in the southern portion of the Gulf of California. Earth and planetary science letters. 12: 198-208.
- Lee, R.E.** 2008. Phycology. Cambridge University Press. New York. pp. 547.
- Makarov, V. y Jiménez-Illesca A.** 2003. Corrientes básicas barotrópicas en el Golfo de California. Ciencias Mar. 29(002):141- 153.
- Mann, M.E., Z. Zhang, S. Rutherford, S.R. Bradley, M. K. Hughes, D. Shindell, C. Ammann, G. Falugévi y Ni Fenbio.** 2009. Global signatures and dynamics origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. Science. 326:1256-1260.
- Martínez, D., O.D. Gil y A.J. Baron.** 2006. Espectometría de Fluorescencia de rayos X. Revista Colombiana de Física. 38(2):790-793.
- McGregor, G.R. y S. Nieuwolt.** 1998. Tropical Climatology: An Introduction to the Climates of the Low Latitudes. John Wiley & Sons. 2° Edición. New York. pp.97-101.
- Meléndez, B. y J.M. Fuster.** 2003. Geología. Ed. Thomson. 9° ed. España. pp. 303-305
- Melgarejo, J.C.** 2003. Atlas de asociaciones de minerales en lámina delgada. Publicacions de la Universitat de Barcelona. 2° Edición. España. pp. 42-65.
- Mitchel, D.L., D. Ivanova, R. Rabin, K. Redmon y T.J. Brown.** 2002. Gulf of California sea surface temperatures and the North America Monsoon: mechanistic implications from observations. Journal of Climate. 15:2261-2281.
- Molera, S. A.** 1990. Metales resistentes a la corrosión. Ed. Productica. Barcelona. España. pp. 87-89.
- Molina-Cruz, Adolfo.** 1984. Evolución Oceanográfica de la boca del Golfo de California. En el Congreso Internacional de Geología, Moscú, Rusia. Noviembre de 1984.
- Molina-Cruz, Adolfo.** 1986. Evolución Oceanográfica de la boca del Golfo de California. Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. 13(2) 95-120.

- Montero-Serrano, J.C., M. Martínez-Santana, N. Tribovillard, A. Riboulleau y G. Garbán.** 2009. Comportamiento geoquímico del molibdeno y sus isótopos en el ambiente sedimentario - Un resumen bibliográfico. *Revista de Biología Marina y Oceanografía*. 44(2): 263-275.
- Morford, J.L. y S. Emerson.** 1999. The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 63: 1735-1750.
- Murray, D. W.** 1982. Thesis Paleo-oceanography of the Gulf of California bases in silicoflagellates from marine varved sediments. Oregon State University. pp. 128
- Murray, D. W. y H. Schrader.** 1983. Distribution of silicoflagellates in plankton and core top samples from the Gulf of California. *Marine Micropaleontology*. 7:517-539.
- Murray, D.W. y M. Leinen.** 1996. Scavenged excess aluminium and its relationship to bulk titanium in biogenic sediment from the central equatorial Pacific Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 60(20):3869-3878.
- O'Brien, S.R., P.A. Mayewski, L.D. Mecker, D.A. Meese, M.S. Twickler y S.I. Whitlow.** 1995. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*. 270:1962-1964.
- Parés-Sierra, A., A. Mascarenhas, S.G. Marinone y R. Castro.** 2003. Temporal and spatial variation of the surface winds in the Gulf of California. *Geophysical Res.* 30(6): 45-1 - 45-4.
- Pavia, E.G., F. Graef y J. Reyes.** 2006. PDO-ENSO Effects in the Climate of Mexico. *Journal of Climate*. 19(24):6433-6438.
- Pearce, C.R., A.S. Cohen, A.L. Coe y K.W. Burton.** 2008. Molybdenum isotope evidence for global ocean anoxia coupled with perturbations to the carbon cycle during the early Jurassic. *Geology*. 36: 231-234.
- Pérez-Cruz, L. L.** 2000. Estudio Paleoc oceanográfico y Sedimentológico Holocénico de la Bahía de la Paz, Golfo de California. Tesis de Doctorado en Ciencias del Mar. UNAM, Distrito Federal, México. pp. 168.
- Pérez-Cruz, L. L.** 2006. Climate and ocean variability during middle and late Holocene recorded in laminated sediments from Alfonso basin, gulf of California, Mexico. *Quater. Res.* 65:401-410.
- Pérez- Cruz, L. L.** 2008. Variabilidad Climática en el Holoceno: estudios en los registros naturales de alta resolución (sedimentos laminado) del Golfo de California. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. UNAM. CU 22 de febrero.
- Pérez- Cruz, L. L.** 2010. Proyecto de CONACYT (81288).
- Pérez-Cruz, L. y J. C. Herguera-García.** Génesis de los sedimentos laminados en el Golfo de California: Implicaciones climáticas y oceanográficas, en: Estudios sobre el Cuaternario. Fondo de Cultura Económica (en prensa).

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

Pérez-Cruz, L. y J. Urrutia-Fucugauchi. 2010. Holocene laminated sediments from the southern Gulf of California: Geochemical, mineral magnetic and microfossil study. *Journal of Quaternary Science*. 25:989-1000.

Pérez-Cruz, L. y M. Valdez-Hernández. 2010. Millennial Scale Fluctuations in Bottom Water Oxygenation in Farallon Basin, Gulf of California, During the Late Holocene. PP11A Room Expocenter II-III. Interhemispheric Teleconnections and Quaternary Marine and Continental Climate Records I Poster.

Pérez-Cruz, L., G. Villagrán de la Cruz y L. Gómez- Lizárraga. 2009. Radiolarios en los sedimentos marinos del Cuaternario Tardío del Golfo de California- Paleooceanografía y Paleoclimatología-. Monografía N° 15 del Instituto de Geofísica, UNAM, México. pp. 10-19.

Peterson, L. C., G. H. Haug, K. A. Hughen y Ursula Röhl. 2000. Rapid Changes in the Hydrologic Cycle of the Tropical Atlantic During the Last Glacial. *Science*. 290: 1947-1951.

Pino, P.F. y B. D. Pérez. 1983. Análisis de elementos-traza por espectrofotometría de absorción molecular uv-visible. Publicación de la Universidad de Sevilla y Monte de Piedad y Caja de Ahorros Cordoba. España. pp 15-16.

Piper, D.Z. y W.E. Dean. 2002. Trace- Element Deposition in the Cariaco Basin, Venezuela Shelf, under Sulfate-Reducing Conditions-A History of the Local Hydrography and Global Climate, 20 ka to the Present. U.S. Geological Survey Professional Paper 1670. pp.1-26.

Quereda -Sala, José. 2005. Curso de Climatología General. Universitata Jaume. 1° Edición. España. pp. 189-214.

Ragueneau, O., P. Tréguer, A. Leynaert, R.F. Anderson, M.A. Brzezinski, D.J. DeMaster, R.C. Dugdale, J. Dymond, G. Fischer, R. Francois, C. Heinze, E. Maier-Reimer, V. Martin-Jézéquel, D.M. Nelson y B. Quéguiner.2000. A review of the Si cycle in the modern ocean: recent progress and missing gaps in the application of the biogenic opal as a paleoproductivity proxy. *Global and Planetary Change*. 26:317-365.

Reyes, C. S. 2001. Introducción a la meteorología. Universidad Autónoma de Baja California. 1° Edición. Mexicali. pp. 164-180.

Robles, J. M. y S.G. Marione. 1987. Seasonal and interannual termohaline variability in the Guaymas basin of the Gulf of California. *Continental Shelf Research*. 7:715-733.

Roden, G.I. 1958. Oceanographic and meteorological aspects of the Gulf of California. *Pacific Science*. 12:21-45.

Roden, G.I. y G.W. Groves, 1959. Recent oceanographic investigations in the Gulf of California. *Journal of Marine Research*. 18: 10-35.

Roden, G.I. 1972. Thermohaline structure and barocline flow across the Gulf of California entrance and in the Revilla Gigedo Islands region. *Journal of Physical Oceanography*. 2:177-183.

Santamaría-del-Ángel, E. y S. Álvarez- Borrego. 1994. Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *Journal Geophysics Research*. 99(4):7411-7423.

Salinas, M. 2007. Modelos de regresión y correlación IV. Correlación de Spearman. *Ciencia y Trabajo*. 9(25):143-145.

Seibold, R. y W.H. Beger. 1996. *The Sea Floor: An Introduction to Marine Geology*. Springer- Verlag . Berlin. Heidelberg. New York. pp.356-357.

Schroeder, J.O., R.W. Murray, M. Leinen, R.C. Pflaum y T. Janacek. 1997. Barium in equatorial Pacific carbonate sediment: Terrigenous, oxide, and biogenic association. *Paleoceanography*. 12:125-146.

Soto-Mardones, L., S. G. Marione y A. Parres- Sierra. 1999. Time and spatial variability of the sea surface temperature in the Gulf of California. *Ciencias Marinas*. 25: 1-30.

Steig, E.J. 1999. Mid-Holocene climate change. *Science*. 286:1485-1487.

Strub, P. T., y C. James .2002. Altimeter-derived surface circulation in the large-scale NE Pacific Gyres: Part 1. Seasonal variability. *Progress in Oceanography*. 53(2): 163-183

Thunell, R. C. 1998. Seasonal and annual variability in particle fluxes in the Gulf of California: A response to climate forcing. *Deep-Sea Research*. 45: 2059-2083.

Thurman, V.H. y A. P. Trujillo. 2004. *Introductory oceanography*. Pearson Prentice Hall. 10^o Edición. New Jersey. pp. 258-279.

Trewartha, G. T. y L. H. Horn. 1980. *An Introduction to climate*. McGraw Hill Book, 5th edition. New York. pp. 75-102.

Trasviña, C. A., D.L. Cota, F. Anatoly. 1999. El Pacífico Tropical Mexicano y "El Niño". En: V. Magaña, Editores. "Impacto del "Niño" en México. pp.38-45.

Urrutia- Fucugauchi, J. 1995. Preliminary tight fit Neogene paleoreconstruction of Baja California peninsula, Mexico. *Geofísica Internacional*.34:187-199.

Valdez-Hernández, M. 2010. Los foraminíferos bentónicos de la Cuenca Farallón, Golfo de California y sus implicaciones paleoambientales. Tesis de Licenciatura. UNAM. Distrito Federal, México. pp. 35-36.

Valentinuzzi, M.C. 2008. Análisis de fluorescencia de rayos X: Implementación de guías de haces en reflexión total. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba. España. pp. 24-30.

van Andel, T. H. 1964. Recent marine sediments of the Gulf of California. En: Van Andel, T. H., Shor, G.G. (eds.). Marine Geology of the Gulf of California. Memoir of the American Association of Petroleum Geologists. pp. 216-316.

Verma, S. P., R. Lozano Santa Cruz, P. Girón y F. Velasco. 1996. Calibración Preliminar de Fluorescencia de Rayos X para Análisis Cuantitativo de Elementos Traza en Rocas Ígneas. Actas INAGEQ. 2:231-242.

Wanner, Heinz y Jonathan Bütikofer. 2008. Holocene Bond Cycles: Real or Imaginary? Geografie Sborník GS. 113(4): 338-350.

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

Zhang, Y., J.M. Wallace y D. S. Battisti. 1997 ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. Journal of Climate 10(5): 1004-1020.

Anexo 1

Los silicoflagelados son algas microscópicas plantónicas, unicelulares con cloroplastos discoidales pardos- dorados, poseen un flagelo y su esqueleto es de sílice opalino. Su tamaño va de 20 a 50 μm , pero en algunas ocasiones llega a tener un tamaño de 100 μm de diametro. Los silicoflagelados son exclusivamente marinos y se restringen a la zona eufótica. Estos organismos se encuentran dentro de la clase Chrysophyceae perteneciendo al Orden Silicoflagellata por la presencia de cromatóforos que otorgan su color característico entre amarillo y verdoso y por contener pigmentos fotosintéticos, tales como: clorofilas a , c , β - caroteno, fucoxantina y carotenoides (Armstrong y Brasier,2005; Lee,2008).

Los silicoflagelados aparecieron en el Cretácico temprano hace aproximadamente 120 millones de años, a lo largo del tiempo geológico han presentado diversas fluctuaciones en su distribución y diversidad, alcanzando su máximo desarrollo durante el Terciario, mientras que su mayor diversidad ocurrió durante el Mioceno (Kennett, 1982). En reconstrucciones paleoceanográficas son utilizados como *proxies* de temperatura superficial y de productividad primaria en los océanos.

En particular en este estudio los datos de las abundancias relativas de *Octactis pulchra* fueron correlacionados con las concentraciones de los elementos químicos y fue utilizada como *proxy* de alta productividad, por eso es importante mencionar algunas de las afinidades ecológicas de *Octactis pulchra*, esta especie está asociada a zonas de surgencias, de aguas frías y alta productividad primaria.

En el golfo de California sus mayores abundancias se registran en las regiones de la boca y centro, en particular en las cuencas de Guaymas y del Carmen (Hernández-Contreras, 2010).

