



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**RECONSTRUCCIÓN PALEOCEANOGRÁFICA DEL
HOLOCENO DE LA CUENCA ALFONSO
(GOLFO DE CALIFORNIA)
MEDIANTE EL ESTUDIO DE RADIOLARIOS.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

B I Ó L O G O

P R E S E N T A:

RAFAEL LÓPEZ MARTÍNEZ



**DIRECTORA DE TESIS:
DRA. LIGIA LUCINA PÉREZ CRUZ
2012**



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.

*Si pudiera vivir nuevamente mi vida,
en la próxima trataría de cometer más errores.
No intentaría ser tan perfecto, me relajaría más.
Sería más tonto de lo que he sido,
de hecho tomaría muy pocas cosas con seriedad.
Sería menos higiénico.
Correría más riesgos,
haría más viajes,
contemplaría más atardeceres,
subiría más montañas, nadaría más ríos.
Iría a más lugares adonde nunca he ido,
comería más helados y menos habas,
tendría más problemas reales y menos imaginarios.*

*Yo fui una de esas personas que vivió sensata
y prolíficamente cada minuto de su vida;
claro que tuve momentos de alegría.
Pero si pudiera volver atrás trataría
de tener solamente buenos momentos.*

*Por si no lo saben, de eso está hecha la vida,
sólo de momentos; no te pierdas el ahora.*

*Yo era uno de esos que nunca
iban a ninguna parte sin un termómetro,
una bolsa de agua caliente,
un paraguas y un paracaídas;
si pudiera volver a vivir, viajaría más liviano.*

*Si pudiera volver a vivir
comenzaría a andar descalzo a principios de la primavera
y seguiría descalzo hasta concluir el otoño.
Daría más vueltas en calesita,
contemplaría más amaneceres,
y jugaría con más niños,
si tuviera otra vez vida por delante.*

*Pero ya ven, tengo 85 años...
y sé que me estoy muriendo.*

Instantes de Jorge Luis Borges, Nadine Stair o Ron Herold.

*Gracias a mis padres por darme la vida junto con todo lo demás y lo de menos,
a mi familia de sangre por disfrutar conmigo de todo eso,
a mis hermanos de espacio-tiempo por recordarme aquello
y a todas aquellas personas que día con día no me dejan olvidar esto.*

Índice.

Resumen.	5
Introducción.	6
Objetivos.	7
Capítulo 1. Los radiolarios.	8
1.1 Taxonomía.....	8
1.2 Fisiología y morfología.....	11
1.2.1 Parte blanda.....	11
1.2.2 Teca.....	13
1.3 Longevidad, reproducción y ciclo de vida.....	14
1.4 Nutrición y simbiosis.....	15
1.5 Origen e historia evolutiva.....	17
1.6 Distribución geográfica y distribución en la columna de agua.....	19
1.7 Los radiolarios polycystinos como proxies paleoceanográficos.....	21
1.8 Estudios paleoceanográficos previos realizados con radiolarios dentro del golfo de California.	22
Capítulo 2. Área de estudio.	26
2.1 Golfo de California.....	26
2.1.1 Regiones del golfo y batimetría.....	26
2.1.2 Climatología.....	27
2.1.3 Circulación eólica en el golfo, el monzón de América del Norte.....	28
2.1.4 El Niño en el golfo de California.....	30
2.1.5 Oceanografía y masas de agua.....	31
2.1.6 Sedimentología.....	32
2.1.6.1 Productividad y sedimentos biogénicos en el golfo de California.....	33
2.1.6.2 Los sedimentos laminados.....	35
2.2 Cuenca Alfonso, bahía de la Paz.....	36
Capítulo 3. Historia climática del Holoceno.	42
Capítulo 4. Material y métodos.	47
4.1 Colecta a bordo.....	47
4.2 Corte del núcleo.....	47
4.3 Descripción de la secuencia sedimentaria.....	47
4.4 Datación y muestreo.....	48
4.5 Submuestreo, procesamiento químico y montaje.....	49
4.6 Conteo e identificación taxonómica.....	50
4.7 Análisis estadístico.....	50
4.8 Coeficiente de correlación de Spearman.....	53
4.9 Índice de diversidad de Shannon-Wiener.....	54
4.10 Prueba de hipótesis de Mann-Whitney-Wilcoxon.....	55
Capítulo 5. Resultados.	56
5.1 Descripción de la secuencia sedimentaria.....	56
5.2 Modelo de edad y tasas de sedimentación.....	56
5.3 Abundancias.....	60
5.4 Análisis de factores de modo-Q.....	61
5.4.1 Factor 1: “Alta productividad-giro”.....	61
5.4.2 Factor 2: “Óptimo Climático del Holoceno”.....	62
5.5 Índice de diversidad de Shannon-Wiener.....	64
Capítulo 6. Discusión.	66
6.1 Tasas de sedimentación.....	66
6.2 Afinidades ecológicas de las especies que conforman al factor 1: “Alta productividad-giro”.	66
6.2.1 Escenario paleoceanográfico propuesto para el factor 1.....	69
6.3 Afinidades ecológicas de las especies que conforman al factor 2: “Óptimo Climático del Holoceno”.....	71
6.3.1 Escenario paleoceanográfico propuesto para el factor 2.....	73
6.4 Índice de diversidad de Shannon-Wiener.....	75
Capítulo 7. Conclusiones.	77
Anexos.	79
I. Fenómeno de El Niño.....	79
II. Datación radiométrica por el método de radiocarbono AMS.....	81
III. Imágenes de las especies consideradas dentro de ambos factores.....	84
Referencias.	86

Resumen.

En el presente trabajo se contabilizó e identificó en intervalos de 1 cm de espesor y cada 10 cm a los radiolarios presentes a lo largo de la secuencia de sedimentos laminados DIPAL-III T43, la cual fue colectada en la cuenca Alfonso, golfo de California. El modelo de edad de la secuencia se construyó a partir de tres dataciones obtenidas mediante el método de radiocarbono AMS. Se identificaron 160 taxones y se contaron a más de 350 individuos por intervalo, obteniéndose así las abundancias absolutas y relativas de las especies presentes en cada muestra. Posteriormente se le aplicó un análisis de factores de modo-Q a los datos seleccionados a partir del filtro de presencia-persistencia de Correa-Metrio *et al.* (2010), este análisis explicó el 79.04% de la varianza de los mismos obteniéndose dos factores o componentes. Cada factor agrupó a un cierto número de muestras y se eligió a las especies con puntajes del factor mayores a 1 para, a partir de sus afinidades ecológicas, reconstruir los escenarios paleoceanográficos/paleoclimáticos de cada agrupación.

El factor 1 se denominó “alta productividad-giro” y abarca aproximadamente los intervalos de 4431 a 3851 años cal. A.P. (Holoceno medio - tardío) y de 3081 a 49 años cal. A.P. (Holoceno tardío), éste se caracterizó por presentar especies con afinidad por aguas ricas en nutrientes, lo cual se relacionó con un giro ciclónico semipermanente que, se teoriza, es uno de los principales mecanismos responsables de regular la productividad primaria en la cuenca Alfonso y consecuentemente en la bahía de la Paz.

El factor 2 se nombró “Óptimo Climático del Holoceno” y representa a los intervalos de 5865 – 4601 años cal. A.P. (Holoceno medio) y de 3690 a 3233 años cal. A.P. (Holoceno tardío), el escenario propuesto es análogo a las condiciones observadas durante el verano monzónico dentro del golfo, ya que las especies presentes en este componente sugieren condiciones de estratificación para la columna de agua y un decremento de la productividad en comparación con el factor 1.

Finalmente se calcularon los índices de diversidad de Shannon-Wiener para cada uno de los intervalos analizados y se determinó que existían diferencias significativas entre la diversidad promedio estimada para las muestras representadas por cada factor, esto se concluyó a partir de una prueba de hipótesis de Mann-Whitney-Wilcoxon. Tanto este resultado como los obtenidos mediante el análisis de factores fueron congruentes entre sí, ya que las menores diversidades se encontraron en las muestras agrupadas dentro del factor 1, mientras que las mayores se encontraron en el 2. Se sugiere que lo anterior puede estar muy relacionado con la disponibilidad de nutrientes, sin embargo debido al enfoque de este estudio no puede ahondarse más en el tema a partir de los datos con los que se cuenta.

La historia climática propuesta sugiere que durante el Holoceno medio (~6000-4500 años cal. A.P.) y un lapso que coincide con un pico en el aumento de la concentración de los carbonatos dentro de la cuenca Alfonso (~3500 años cal. A.P.), la bahía de la Paz presentó condiciones más cálidas y menos productivas que las actuales. Por otra parte, para los intervalos de ~4500-3800 y ~3200-50 años cal. A.P. se propone que la cuenca experimentó un aumento en su productividad debido probablemente a la intensificación del giro ciclónico presente en la bahía y a una intensificación de los vientos del Noroeste, los cuales son característicos de la fase invierno-primavera.

Introducción.

Los radiolarios son un grupo de organismos que se caracteriza por responder a la variación de las condiciones oceanográficas del sitio en el que habitan. Lo anterior debido a la preferencia que manifiestan por ciertos rangos de temperatura y salinidad o por la disponibilidad de nutrientes. Esto permite que, desde un enfoque ecológico, se puedan caracterizar asociaciones de especies que representen a distintas masas de agua. Por otra parte, la preservación de sus tecas en el registro fósil es muy buena y que gracias a esto se sabe que varias de las morfoespecies actuales han estado presentes durante todo el Holoceno. Es por esto que su utilidad como paleosensores ha sido aprovechada en varios estudios y debido a lo cual en este trabajo de tesis se decidió trabajar con este grupo.

Dentro del golfo de California se cuenta con varios trabajos previos que se han enfocado hacia la reconstrucción paleoceanográfica mediante el uso de radiolarios y otros proxies. Dos de las principales razones por las que estos estudios se han logrado llevar a cabo con resultados satisfactorios son: por el contar con registros sedimentarios de muy alta resolución (sedimentos laminados) y por la localización latitudinal del área de estudio. Ambos aspectos permiten suponer que si el diseño metodológico es el correcto y se aplica adecuadamente, la calidad de los datos obtenidos será muy alta. En consecuencia las únicas condiciones que vienen a restringir la óptima realización de una interpretación serán: el que se describa y comprenda a detalle la climatología actual de la región y el conocimiento ecológico del grupo de organismos que se esté empleando.

Es en este punto en el que el ejercicio de la paleoceanografía se complica, ya que puede que el acervo de información disponible no sea suficiente tanto en el ámbito biológico como en el climatológico, sin embargo, es necesario tener confianza en la calidad de los datos que se obtengan, ya que aunque en estos momentos no se cuente con el conocimiento necesario ni con las técnicas apropiadas, puede que en un futuro esto cambie. A continuación se presenta un estudio paleoceanográfico realizado a partir de los radiolarios de la cuenca Alfonso, el cual busca contribuir con dicho acervo y surge de manera paralela a otros estudios que están utilizando otros proxies. Es de esperarse que la conjunción futura de estos trabajos permita caracterizar con una mayor resolución cómo es que la oceanografía, e inherentemente el clima, han cambiado durante el Holoceno en el golfo de California, y quizás se contribuya, aunque en menor medida, a dilucidar cómo es que funciona el sistema climático terrestre.

Objetivo general.

- i. Investigar la variabilidad climática y oceanográfica del Holoceno medio y tardío en escala submilenaria y milenaria mediante las asociaciones de radiolarios polycystinos en un registro de sedimentos marinos obtenidos en la cuenca Alfonso, golfo de California.

Objetivos particulares.

- ii. Analizar y documentar la variabilidad climática del Holoceno medio y tardío a partir del análisis de las asociaciones de radiolarios polycystinos presentes a lo largo de la secuencia sedimentaria DIPAL-III T43 y sus relaciones con la dinámica oceánica y climática de la región.
- iii. Caracterizar la señal de dos eventos climáticos de carácter global: el Óptimo Climático del Holoceno y la Anomalía Climática Medieval y de esta manera contribuir con su caracterización a escala local y global.
- iv. Contribuir con el acervo de información que pueda ser utilizada en la reconstrucción de escenarios de la variabilidad climática del Holoceno en el océano Pacífico tropical.

Capítulo 1. Los radiolarios.

Los radiolarios son protistas marinos holoplanctónicos que pueden vivir en forma libre o bien formar colonias. Se encuentran presentes en todos los océanos del mundo y se distribuyen a lo largo de toda la columna de agua. Aquéllos que pertenecen al superorden Polycystina (órdenes Spumellaria y Nassellaria), se caracterizan por desarrollar un exoesqueleto de sílice opalino denominado teca cuya diversidad y complejidad morfológica son la base para su clasificación; a su vez la composición química de esta estructura los diferencia de otros órdenes cercanos, como Acantharia y Phaeodaria, y les permite tener una excelente conservación dentro del registro fósil, donde puede rastrearse su presencia con un alcance estratigráfico que llega hasta los inicios del Cámbrico. Cabe destacar que la distribución y la abundancia de muchas de las especies de radiolarios se ven restringidas principalmente por las características de las distintas masas de agua (temperatura y salinidad) y/o por la disponibilidad de nutrientes de la región en la que habitan. Por lo que actualmente se les utiliza como indicadores en estudios paleoceanográficos, paleoecológicos, bioestratigráficos y paleoclimatológicos (Anderson, 1983; De Wever *et al.*, 2001; Lazarus, 2005).

1.1 Taxonomía.

Varios autores (De Wever *et al.*, 2001; Lazarus, 2005; Boltovskoy & Pujana, 2008) mencionan que la taxonomía actual de los radiolarios, en especial la de los correspondientes a la era Cenozoica, encuentra sus principales referentes en el trabajo realizado por Ernst Haeckel en 1887. Sin embargo, las revisiones de esta clasificación son escasas o deficientes debido a la dificultad para acceder a las “especies tipo” utilizadas por Haeckel y al poco interés que existe hacia este grupo de organismos si se le compara con otros grupos cercanos, como sería el caso de los foraminíferos. En consecuencia muchas de las clasificaciones existentes mantienen un carácter artificial que puede llegar a representar un problema con respecto a aquellos estudios cuyo enfoque sea evolutivo.

Debido a esto, han surgido dos sistemas de clasificación alternativos que pretenden ser “más naturales”, éstos solo se mencionarán pero pueden revisarse con mayor detalle en Anderson (1983). De Wever y colaboradores (2001) refieren el sistema desarrollado por Riedel y colaboradores entre 1967 y 1977, el cual es de carácter paleontológico y está basado en la evidencia filogenética de varios linajes fósiles extraída a partir de las descripciones morfológicas hechas por Petrushevskaya (1971). El segundo sistema está basado en estudios citológicos realizados con especímenes vivos;

en éste se generó una gran cantidad de información útil con respecto a la relación existente entre la arquitectura de la teca de los organismos y su organización celular, sin embargo, su principal restricción sigue siendo que solo puede aplicarse con certeza a ejemplares actuales (Hollande & Enjumet 1960 en De Wever *et al.*, 2001; Cachon & Cachon, 1972 en De Wever *et al.*, 2001).

Con respecto a los objetivos de este trabajo, la clasificación taxonómica no representa un problema central, ya que no se busca trabajar con la filogenia de los organismos. En este estudio uno de los propósitos es identificar a los taxones con base en la clasificación sugerida por De Wever *et al.* (2001) y relacionarlos con las características ecológicas que afecten su abundancia y distribución, y con ello hacer inferencias paleoambientales y paleoecológicas.

Clasificación taxonómica:

Dominio: Eukarya.

Reino: Protista (Protoctista).

Subreino: Protozoa.

Phylum: Sarcomastigophora.

Subphylum: Sarcodina.

Clase: Actinopoda.

Subclase: Radiolaria. Müller, 1858.

Superorden: Polycystina. Ehrenberg, 1883, *emend.* Riedel, 1967.

Orden: Spumellaria. Ehrenberg, 1875, *emend.* De Wever *et al.*, 2001.

Orden: Nassellaria. Ehrenberg, 1875.

El superorden Polycystina se caracteriza por poseer una cápsula central completamente perforada (orden Spumellaria), o, en su mayoría, hacia alguno de sus extremos (orden Nassellaria). Suele presentar relaciones simbióticas con algunas algas y construyen un esqueleto de sílice amorfo fuera de la membrana capsular (De Wever *et al.*, 2001). Con el fin de profundizar un poco más con respecto a los órdenes observados en este trabajo, se mencionan a continuación las características taxonómicas que los definen.

- Spumellaria: son de hábitos usualmente solitarios, excepcionalmente coloniales, carecen de espícula inicial, y tienen una cápsula central simple finamente perforada por numerosos poros. Su teca puede ser elipsoidal, con forma de disco, lenticular, esponjosa o similar a una red, y puede estar dispuesta de forma concéntrica, en espiral o irregular. La teca primaria usualmente es homopolar

(Figura 1.1.1) (De Wever *et al.*, 2001).

- Nassellaria: de hábitos generalmente solitarios y comúnmente con una cápsula central heteropolar, perforada en solo uno de los polos. Su teca es igualmente heteropolar y surge a partir de una espícula inicial con simetría bilateral de la que se originan varias espinas arregladas de distintas maneras. Éstas suelen estar conectadas por un sistema de arcos, el cual suele ser una característica conservativa entre familias y géneros. La teca puede constituirse por uno o más segmentos dispuestos a lo largo de un eje. Al primer segmento se le denomina céfalis, éste contiene a la espícula inicial y a la cápsula central o parte de ella. Los siguientes segmentos, si están presentes, se denominan tórax, abdomen y segmentos postabdominales. Algunas veces el esqueleto se ve reducido a la espícula inicial, otras está ausente en las formas vivas (Figura 1.1.1) (De Wever *et al.*, 2001).

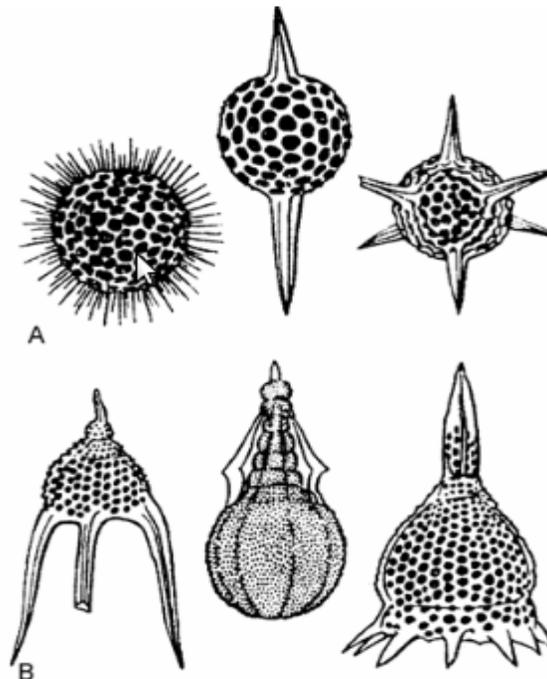


Figura 1.1.1 A) Spumellaria y B) Nassellaria. Tomado de Skupien & Mechová, 2011.

La identificación de las especies se realizó utilizando principalmente la información de Benson (1966, 2005) (recientemente revisada y actualizada en www.radiolaria.org), por lo que se profundizará un poco con respecto al concepto de especie utilizado dentro de la misma. Benson (2005) hace énfasis en que el concepto que empleó se corresponde con el concepto morfológico de especie y no con el tipológico. Esto implica que no se utilizó un ejemplar tipo para definir y describir a cada

especie, sino que, utilizando un grupo de individuos semejantes, se seleccionaron los caracteres morfológicos a evaluar y si dentro de dicho grupo no existían formas intermedias de estos caracteres, éste era determinado como una especie. Salvo que la abundancia de la especie no lo permitiera, los caracteres tomados en cuenta fueron evaluados cuantitativa y/o cualitativamente en al menos 30 individuos y debido a que la mayoría de las especies ya habían sido descritas con anterioridad, los datos obtenidos sirvieron para complementar la información que se tenía de las mismas con respecto a su descripción e ilustración.

1.2 Fisiología y morfología.

Los radiolarios son organismos eucariontes unicelulares cuyo tamaño puede variar entre los 30 μm y los 2 mm de diámetro (De Wever *et al.* 2001), pero la mayoría de los organismos conocidos miden entre 50 μm y 150 μm (Lazarus, 2005) dependiendo de la especie y de su edad. Con respecto a aquéllos que forman colonias, la forma de las mismas puede ser esférica, cilíndrica o filiforme, variando sus dimensiones desde algunos milímetros de diámetro hasta incluso rebasar el centímetro en el caso de algunas colonias esféricas (Anderson, 1983).

Para facilitar su descripción general se abordarán inicialmente las características de su cuerpo blando, el cual se constituye por el material celular citoplasmático, y posteriormente, se llevará a cabo la descripción de la teca, que, en términos paleontológicos, es la parte más importante, ya que es la única que comúnmente se conserva como parte del registro fósil.

1.2.1 Parte blanda.

El cuerpo blando de estos organismos se encuentra dividido físicamente por una pared orgánica con perforaciones (membrana capsular o pared de la cápsula central) que separa dos regiones protoplasmáticas: la cápsula central o intracápsula y la cápsula externa o extracápsula (Haeckel, 1887 en Anderson, 1983; Lazarus, 2005). La cápsula central corresponde al protoplasma interno del organismo, o endoplasma, y se caracteriza por ser, en apariencia, más densa que la extracápsula (Anderson, 1983; De Wever *et al.* (2001). Dentro del protoplasma se pueden encontrar uno o varios núcleos cuya organización está determinada por la localización del axoplasto (porción del protoplasma a partir de la cual se originan los axópodos), un sistema vacuolar que incluye tanto vacuolas digestivas con sustancias de reserva, como vacuolas de flotación cuyo contenido pueden ser gotas lipídicas o dióxido de carbono (CO_2), así como los organelos típicos de cualquier célula eucarionte de hábitos heterótrofos, en algunos

casos se tiene también la presencia de simbioses algales y bacterianos (Anderson & Matsuoka, 1992 en De Wever *et al.*, 2001; Dolven *et al.*, 2007). Es importante mencionar que la organización de los componentes de la intracápsula influye de manera determinante en la estructura que tendrá la teca (Figura 1.2.1.1) (Hollande & Enjumet, 1960 en De Wever *et al.*, 2001).

La membrana capsular varía interespecíficamente en cuanto a su composición (quitinosa o pseudoquitinosa), coloración (azul, amarilla, verde, entre otras) y grosor. Como ya se mencionó, esta estructura posee una serie de perforaciones a manera de poros, las cuales son conocidas como fúsulas y es a través de éstas que los axópodos se extienden desde el axoplasto. Esta membrana cuenta con aberturas conocidas como fisuras capsulares, a través de las cuales el endoplasma y el ectoplasma se unen y comunican a la intracápsula con la extracápsula (Figura 1.2.1.1). La identificación de los especímenes vivos se basa en el patrón en el que se presentan estas fisuras, aunado a las características de la teca del organismo (De Wever *et al.*, 2001).

La cápsula externa o extracápsula se constituye por la parte del protoplasma conocida como ectoplasma y por la red de pseudópodos. Esta región del citoplasma es la que interactúa directamente con el medio circundante por lo que es muy dinámica, esto se manifiesta a través de contracciones y retracciones del material que la constituye (De Wever *et al.*, 2001). El ectoplasma se divide en tres regiones, las cuales se describen a continuación desde la parte interna hacia el exterior (Figura 1.2.1.1):

- Sarcomatriz: capa delgada de citoplasma granular pigmentado cercana a la membrana capsular a partir de la cual se toma el material para construir la red pseudopodal.
- Calymma: capa intermedia de citoplasma en donde pueden localizarse fotosimbioses, vacuolas digestivas y alveolos, que son vacuolas que se encuentran abiertas al agua de mar.
- Sarcodictyum: delgada capa citoplasmática que cubre la parte más externa del ectoplasma.

La red pseudopodal se conforma por distintos procesos citoplasmáticos: axópodos y filopodios. Los primeros surgen a partir del axoplasto el cual puede estar rodeado por el núcleo o núcleos (en los espumelarios) o situarse alrededor (como en los naselarios) (De Wever *et al.*, 2001). Se caracterizan por poseer una estructura interna de soporte conformada por paquetes de microtúbulos conocida como axonema. Los axópodos juegan un papel ecológico importante, además de servirle para capturar a sus presas, se

piensa que le permiten controlar su estabilidad en la columna de agua mediante la contracción y expansión de las vacuolas presentes en ellos. En ocasiones varios axópodos pueden unirse por coalescencia y formar un axoflagelo. Se plantea que los filopodios son estructuras delgadas sin axonema que se proyectan desde el sarcodictyum y que comúnmente se encuentran anastomosadas en su base, este mismo autor, menciona la existencia de estructuras llamadas rizópodos, las cuales fungen como interconexiones entre los axópodos y/o los filopodios (Anderson, 1983).

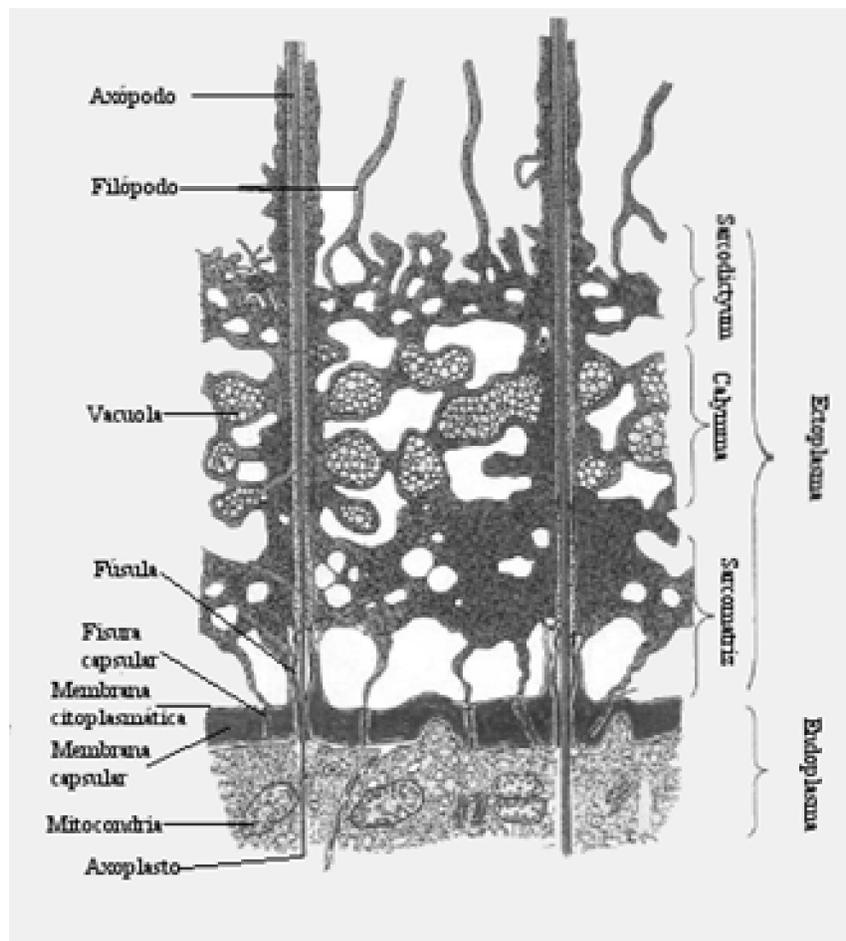


Figura 1.2.1.1 Morfología de la intracápsula y extracápsula. Modificado de De Wever *et al.* (2001).

1.2.2 Teca.

La teca de los radiolarios polycystinos es una estructura embebida en el citoplasma y constituida por sílice opalino (SiO_2) de naturaleza amorfa el cual es tomado por el organismo desde el medio circundante y es almacenado en vesículas para su posterior utilización. La construcción de ésta es centrífuga y extracapsular, aunque posteriormente durante la vida del organismo pueden presentarse dos situaciones: que esta estructura permanezca en la región extracapsular (como es el caso del orden

Nassellaria) o que eventualmente se construyan partes del esqueleto que queden internalizadas en la cápsula central (como en el orden Spumellaria). Se ha observado que la construcción de la teca puede darse mediante la elaboración de puentes sobre los poros y surcos y/o mediante un engrosamiento de las espinas secundarias. Esto puede generar varios tipos de tecas las cuales han sido clasificadas en tres categorías: reticulada, perforada y esponjosa. La tasa de construcción de la teca varía a lo largo de la vida del organismo, teniéndose algunos periodos en donde ésta es muy alta y otros en donde ésta se detiene. Con respecto a la funcionalidad o al motivo de la estructura geométrica de la teca, se tienen dos hipótesis (De Wever *et al.*, 2001):

- 1) El patrón de construcción de la teca depende de las leyes que aplican para las interfaces de fluidos y esto deriva en que la deposición del sílice se da con patrones geométricos que son físicamente más estables, por ejemplo, las tecas de algunos naselarios se asemejan en forma a un tetraedro curvo, el cual representa la forma en la que se organizan las burbujas de jabón dentro de un espacio confinado.
- 2) El patrón de construcción depende de la organización de una matriz granular cuya existencia es previa a la deposición del sílice, por lo que cada especie posee un patrón de organización propio y en consecuencia la teca de cada organismo es capaz de crecer junto con el mismo durante toda su vida.

1.3 Longevidad, reproducción y ciclo de vida.

Estos aspectos de la biología de los radiolarios no han sido estudiados muy a fondo debido a las dificultades que representa su crianza en condiciones de laboratorio. Su longevidad se ha estimado de dos formas: 1) extrapolando los tiempos de supervivencia de individuos juveniles colectados y posteriormente criados en condiciones de laboratorio, y 2) mediante la determinación de los tiempos de residencia de las poblaciones en el plancton o el cálculo de las tasas de recambio de varias especies dentro de las asociaciones planctónicas y sedimentarias. La primera forma implica la construcción de curvas de crecimiento a partir de la medición del tamaño del espécimen al momento de su colecta y la relación que existe entre esta variable con su tiempo de supervivencia en el laboratorio; estas curvas muestran una tendencia inversa entre el tamaño del individuo y el tiempo que se mantiene con vida después de ser capturado, obteniéndose así curvas promedio que sugieren periodos de vida mayores a tres semanas para varias especies (Matsuoka & Anderson, 1992 en De Wever *et al.*, 2001). La segunda forma compara los flujos de tecas, determinados a partir de las trampas de

sedimentos, con el tiempo de residencia en el plancton de las especies a las que les corresponden, éste se mide a partir de muestras obtenidas en arrastres planctónicos; los tiempos de residencia estimados mediante este método varían entre 0.44 y 42 días y son considerablemente menores en comparación con los tiempos de supervivencia observados en el laboratorio (Casey *et al.* 1971 en De Wever *et al.*, 2001). Se sugiere que la discrepancia entre ambas estimaciones puede deberse a que la realizada de la segunda forma pudo verse afectada por el hecho de que los individuos recolectados estuviesen cerca de la gametogénesis. Sin embargo, sea cual sea la razón, los datos obtenidos de esta forma deben tomarse con cierta cautela, ya que no se trata de mediciones directas y pueden estarse obviando muchos factores ecológicos.

Con respecto a la reproducción de los radiolarios, aún no se tiene muy en claro si es la forma sexual o la asexual la que predomina o caracteriza al grupo en su totalidad o a grupos específicos. Algunos autores apoyan la existencia de la fase sexual de dicho proceso y esto les permite proponer el que la hibridación pueda ser una fuente de diversidad dentro del grupo (Lazarus, 1983 en De Wever *et al.*, 2001). Esta postura se apoya en que se ha observado que la mayoría de los organismos criados en el laboratorio generan células nadadoras (swarmers) a partir de la división de su núcleo en núcleos secundarios (Anderson, 1983). Sin embargo, la ploidía de dichas células aún no ha podido ser determinada y en consecuencia no se sabe si son el resultado de un proceso meiótico, aunque se ha planteado que si se hace la analogía con otros grupos de protistas es muy probable que los radiolarios sí tengan la capacidad de reproducirse sexualmente (Lazarus, 2005).

En lo que se refiere a la reproducción asexual ésta puede darse por fisión binaria o múltiple (Hollande & Enjumet, 1953 en De Wever *et al.*, 2001). La fisión binaria se ha observado en algunas especies y consiste en que la célula madre se divide para originar una célula hija desnuda y una que conserva la teca (Lazarus, 2005), mientras que la fisión múltiple o esporogénesis ha sido observada en muchos espumelarios y consiste en una multiplicación excesiva de cromosomas dentro de una masa central que posteriormente se divide para dar origen a zooesporas diploides cuyo destino aún no se tiene muy claro. Vale la pena mencionar que durante ambos tipos de fisión el organismo parece perder flotabilidad y tiende a hundirse, lo cual se le adjudica a la desaparición de la red pseudopodal (De Wever *et al.*, 2001).

1.4 Nutrición y simbiosis.

Los radiolarios pueden ser omnívoros (aunque el nivel de omnivoría varía dependiendo

de la especie), herbívoros, carnívoros o detritívoros. Estos organismos pueden aprovechar los productos generados por sus fotosimbiontes, en el caso de que cuenten con ellos, y poseen una dieta bastante amplia: silicoflagelados, tintínidos, otros protozoos, diatomeas, bacterias e incluso copépodos y medusas (De Wever *et al.*, 2001; Lazarus, 2005; Matsuoka, 2007). El método empleado para la captura de la presa es muy variable y depende del tamaño del depredador con respecto al de ésta. Sin embargo, se ha determinado a partir de la observación de diversos especímenes, que el tamaño máximo de la presa, para que un cazador solitario pueda utilizar su red pseudopodal con el fin de atraparlo, es de 1 cm (De Wever *et al.*, 2001). El organismo atrapa y envuelve a su presa utilizando su membrana citoplasmática para formar una vacuola digestiva, la cual pasa posteriormente a través de un sistema de selección que la diferencia de entre las vacuolas que contienen a los fotosimbiontes (Anderson, 1980 en De Wever *et al.*, 2001). En el caso de presas grandes los pseudópodos penetran dentro de éstas y separan pequeños pedazos de tejido que posteriormente son vacuolizados para su digestión, sin embargo existen ciertos elementos que no pueden ser digeridos, aunque generalmente son muy pocos (Anderson, 1980 en De Wever *et al.*, 2001). Cabe destacar que los radiolarios pueden ser presas potenciales de otros radiolarios, mas no se tienen bien caracterizadas a las especies que actúan de esta forma (De Wever *et al.*, 2001).

Varias especies de radiolarios desarrollan relaciones simbióticas con distintas especies de algas (Dolven *et al.*, 2007), pudiéndose presentar desde decenas hasta miles de fotosimbiontes por radiolario; estas algas se encuentran contenidas en vacuolas donde la cantidad promedio que hay en cada una varía entre 10 y 20 simbioses (Brandt, 1885 en De Wever *et al.*, 2001). Anderson (1983) menciona que los dinoflagelados son las algas que se encuentran más comúnmente como simbioses de los polycystinos; también refiere que el número de algas que un individuo presenta a lo largo de su vida aumenta con la edad de éste y que no existen evidencias de que los simbioses sean transmitidos de una generación a otra, ya que se ha observado que el hospedero se deshace de ellos o los digiere durante los instantes previos a su reproducción y que mueren junto con él, en consecuencia se infiere que éstos son adquiridos por el hospedero durante las etapas tempranas de su desarrollo (Figura 1.4.1).

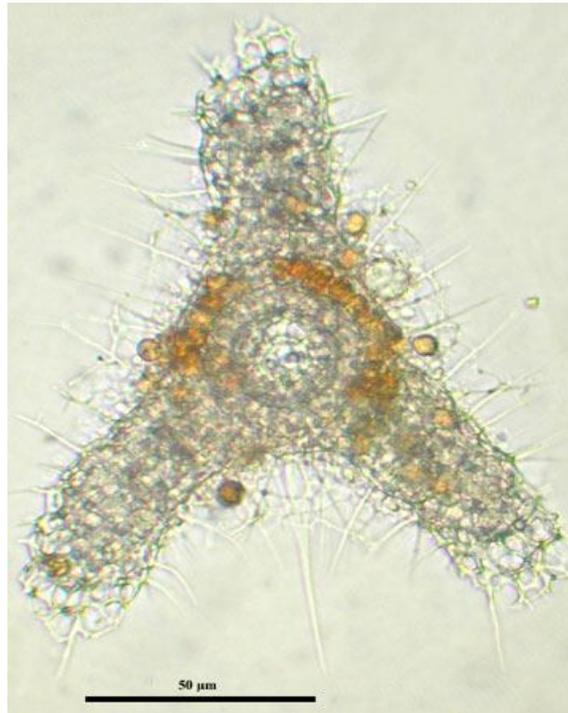


Figura 1.4.1 Simbiontes fotosintéticos de un radiolario vivo, *Euchitonina elegans* Haeckel, 1887. Fotografía de Tomoko Yuasa, tomado de Dolven *et al.*(2009).

Con respecto al mecanismo concreto mediante el cual los simbiontes proveen de productos fotosintéticos al hospedero no existen estudios que describan al proceso en su totalidad, sin embargo, este fenómeno se ha comprobado mediante la cuantificación del ^{14}C fotosintético que pasa de un ser a otro, además se tiene la evidencia cualitativa de que muchos radiolarios pueden vivir en medios oligotróficos, siempre y cuando exista una buena disponibilidad de luz (De Wever *et al.*, 2001; Lazarus, 2005; Dolven *et al.*, 2007). Un aspecto directamente relacionado con la fotosíntesis radica en los efectos que tiene el consumo de CO_2 por parte de los simbiontes durante el día, ya que éste motiva el hundimiento del radiolario debido a la disminución del número de vacuolas de flotación. Este efecto se ve revertido en la noche, cuando la actividad del simbionte cambia y el radiolario produce un exceso de CO_2 como producto de su respiración (De Wever *et al.*, 2001).

1.5 Origen e historia evolutiva.

El origen de los radiolarios como grupo aún es incierto debido a la falta de evidencias en el registro fósil, sin embargo, se plantea que éste probablemente ocurrió durante la “Explosión del Cámbrico”, esto lo proponen con base en varios fósiles del orden Archaeospicularia encontrados en Queensland, Australia los cuales corresponden al Cámbrico medio (Won, 1999 en De Wever *et al.*, 2001). En la figura 1.5.1 se muestra un

árbol construido con base en un estudio filogenético realizado a partir del RNA mitocondrial de varios grupos de eucariontes (Lipps, 1993 en De Wever *et al.*, 2001).

En cuanto a la historia evolutiva de los órdenes Nassellaria y Spumellaria existe cierta polémica sobre su origen. El origen del orden Nassellaria data del Devónico y se distingue por contar con pocas familias que lo representen y por no presentar una radiación adaptativa notable sino hasta el Triásico temprano y medio que es cuando aparecen los principales grupos de nasselarios conocidos (De Wever *et al.*, 2001). Con respecto al orden Spumellaria sus primeros registros datan del Carbonífero medio y del Pérmico medio y tardío, sin embargo, se cuestiona la fidelidad de ambos registros debido a la mala preservación de los ejemplares. Existen otros registros en los que algunos ejemplares de familias mesozoicas cuentan con una buena preservación, por lo que se sugiere su posible origen durante finales de la era Paleozoica y principios de la Mesozoica (De Wever *et al.*, 2001).

Durante el Paleozoico se tienen registrados tres eventos de extinciones masivas (Ordovícico tardío, Devónico tardío y en la frontera del Pérmico-Triásico), sin embargo su influencia sobre los grupos de protistas marinos y en concreto sobre los radiolarios no es muy clara. Varias familias desaparecen durante el Ordovícico, pero la tendencia general del Paleozoico es hacia el aumento de la diversidad del grupo (De Wever *et al.*, 2001). En la frontera del Pérmico-Triásico se tiene registrado un “chert gap”, el cual es un intervalo de 7 a 8 Ma en donde se observa la repentina desaparición del aporte silíceo de los radiolarios en varios registros Paleozoicos del Sur de China, Japón y Canadá; se piensa que este fenómeno se debió a un posible decremento en la oxigenación de las aguas oceánicas causado por la glaciación del Pérmico tardío (De Wever *et al.*, 2001). En el Mesozoico se mantiene la tendencia de aumento de la diversidad del grupo, lo cual se debió probablemente al surgimiento de nuevos nichos como consecuencia de la separación del supercontinente Pangea (Jurásico-Paleoceno/Oligoceno), con respecto a la extinción masiva ubicada en el límite K/T no se tienen reportados efectos significativos sobre la diversidad del grupo (De Wever *et al.*, 2001).

En particular durante la era Cenozoica se tiene registrado una disminución relativa de la diversidad del grupo, ya que se cuenta con 53 familias reportadas de las cuales 14 ya eran conocidas desde el Triásico (De Wever *et al.*, 2001). El por qué disminuyó la diversidad del grupo no es claro, sin embargo, es posible que la creciente diversidad de las diatomeas durante el Cenozoico temprano y la competencia que debió de surgir entre ambos grupos fueron factores ecológicos determinantes en lo anterior

(De Wever *et al.*, 2001). Esto apoya lo propuesto por Harper & Knoll (1975), quienes plantean que la tendencia evolutiva observada en los radiolarios cuaternarios de formar tecas hasta cuatro veces más ligeras que las de los eocénicos probablemente se debió al aumento de la competencia por el sílice disponible.

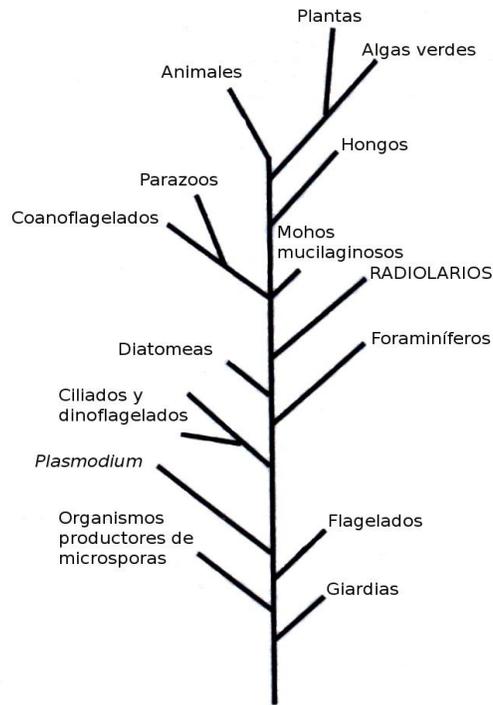


Figura 1.5.1 Posición evolutiva de los radiolarios con respecto a otros grupos de eucariontes. Modificado de De Wever *et al.* (2001).

1.6 Distribución geográfica y distribución en la columna de agua.

Ambos aspectos se comenzaron a estudiar con detalle en la década de 1980-90, cuando empezaron a utilizarse las trampas de sedimentos (De Wever *et al.*, 2001). El conocimiento que ha generado el uso de estos equipos, así como la información obtenida a partir de los arrastres planctónicos, es de suma importancia, ya que muchas de las interpretaciones que se realizan a partir de las asociaciones de radiolarios presentes en los sedimentos asumen que la biocenosis está representada por la tanatocenosis. Con respecto a esto se tienen algunos trabajos que corroboran lo anterior, así como otros que lo ponen en duda. Petrushevskaya (1971) menciona que son muy pocas las especies de la biocenosis planctónica que no están representadas en las asociaciones sedimentarias. Mientras que Kling & Boltovskoy (1995) plantean que lo anterior puede verse sesgado en función de las condiciones oceanográficas y ecológicas de cada sitio de estudio, siendo dicha representación mejor en algunos lugares que en

otros dependiendo de varios factores como los siguientes:

- La variabilidad de las corrientes subsuperficiales y de fondo en respuesta a las oscilaciones climáticas. Esto puede introducir sesgos con respecto al porcentaje de tecas que son producidas localmente y el porcentaje de las mismas que proviene de otros sitios, ya que ambas pueden ser advectadas dentro o fuera del sitio de estudio y en consecuencia afectar la composición de la tanatocenosis.
- El nivel de disolución de las tecas durante su tránsito en la columna de agua hacia el fondo.
- La destrucción de las tecas por el pastoreo.

Molina-Cruz *et al.* (1999) llevaron a cabo un estudio en varias cuencas del golfo de California con el objetivo de conocer la estructura vertical de las asociaciones de radiolarios, así como evaluar cuánto de la biocenosis queda representada en la tanatocenosis. Los resultados del mismo no evalúan la disolución o la fragmentación de las tecas de forma cuantitativa, pero mediante dos análisis matemáticos y varias pruebas de correlación concluyen que dicha representación refleja principalmente la composición específica de las masas de agua superficiales y subsuperficiales (Apartado 1.8). Los autores comentan que aunque existe un sesgo de información en lo que respecta a la preservación de los radiolarios en el registro sedimentario, sí es posible dilucidar algunas condiciones paleoceanográficas y paleoclimáticas a partir sus tecas.

La mayoría de los estudios que utilizan muestras planctónicas obtenidas a partir de arrastres, muestras de agua y trampas de sedimentos han sido realizados en el Atlántico y Pacífico. Haciendo un análisis de los resultados de estos estudios se estima que actualmente existen entre 400 y 500 especies de radiolarios que están presentes en prácticamente todas las regiones del océano y a lo largo de toda la columna de agua (Anderson, 1983; De Wever *et al.*, 2001; Lazarus, 2005). Algunos patrones generales observados con respecto a este último aspecto son que la composición específica de los radiolarios que habitan en los primeros 100-300 m de una región es prácticamente homogénea, que a profundidades mayores la diversidad y riqueza de especies tiende a disminuir, que las especies ya no son las mismas y que las mayores abundancias generalmente se registran cerca de la termoclina que generalmente se ubica en los primeros 300 m (De Wever *et al.*, 2001).

Con respecto a la distribución geográfica de este grupo se tiene que al parecer las especies de aguas profundas se distribuyen de manera mucho más cosmopolita que las superficiales (0-100 m) y éstas últimas por el contrario, parecen presentar una gran

preferencia por ciertas características hidrográficas regionales (De Wever *et al.*, 2001). Haeckel plantea en cuanto a su distribución global que en la zona intertropical hay más abundancia y diversidad que en los polos, mientras que existe un mayor número de especies en el hemisferio sur en comparación con el hemisferio norte y que el océano Pacífico parece albergar asociaciones más diversas que los demás (De Wever *et al.*, 2001). Petrushevskaya (1971) corrobora lo anterior planteando que las mayores abundancias de radiolarios ocurren cerca del Ecuador y en las aguas cercanas a la superficie. Lazarus (2005) menciona de forma general que las asociaciones tropicales pueden estar conformadas por más de ~400 especies, las templadas por ~100-150 y las polares por ~50-60 formas. Aunado a esto se tiene que cada masa de agua parece estar bastante bien caracterizada por una asociación de radiolarios específica, lo cual permite que las especies que la componen sean utilizadas como indicadoras potenciales de dichas masas dentro de las reconstrucciones paleoceanográficas (De Wever *et al.*, 2001).

1.7 Los radiolarios polycystinos como proxies paleoceanográficos.

Los radiolarios polycystinos conforman actualmente un grupo de organismos que se caracterizan por ser de gran utilidad como proxies de diferentes parámetros oceanográficos, tales como temperatura, salinidad, disponibilidad de nutrientes y circulación oceánica, por lo que son comúnmente utilizados en las reconstrucciones paleoclimatológicas y paleoceanográficas. Pero en sí, ¿qué se requiere para que un organismo pueda ser utilizado como un proxy? De acuerdo con Cronin (1999) se pueden reconocer cinco características principales:

- 1) Estabilidad evolutiva.
- 2) Complejidad morfológica.
- 3) Abundancia en sedimentos.
- 4) Constancia fisiológica.
- 5) Rápida respuesta a los cambios climáticos.

Los dos primeros puntos caen dentro de un contexto temporal del orden de miles o millones de años, mientras que el último punto se refiere a la adaptabilidad de los organismos con respecto a la variabilidad de las condiciones del medio que los rodea, la cual se da en intervalos temporales del orden de decenas o centenas de años. En consecuencia la abundancia de estos organismos en el registro fósil, sus características morfológicas y/o su composición química pueden utilizarse como una fuente de datos cuantitativos y cualitativos que reflejen los cambios de una o varias condiciones en su ambiente y, más concretamente, de ciertos parámetros climáticos (Krucera, 2003).

Cabe destacar que para realizar una interpretación correcta de dicho registro deben de aplicarse exhaustivos análisis tafonómicos que permitan conocer e interpretar la mayoría de los procesos que actuaron sobre la comunidad de organismos desde su muerte hasta su fosilización (Cronin, 1999). Conjuntando lo anterior con la consulta del acervo informativo sobre la biología general del grupo en cuestión, el empleo de proxies biológicos (en este caso de radiolarios polycystinos) puede brindar un bosquejo climático del pasado que, en comparación con el uso de proxies geoquímicos, requiere de pocos recursos económicos y que si se conjunta con éstos, permitirá elaborar un estudio “multiproxy” en donde la fidelidad y calidad de la información obtenida serán mayores.

1.8 Estudios paleoceanográficos previos realizados con radiolarios dentro del golfo de California.

Pisias (1986) analizó 54 muestras de sedimentos superficiales recientes tomadas a partir de varios núcleos de caja y de gran diámetro recuperados a profundidades intermedias (<1000 m) y colectados en su mayoría en varios sitios caracterizados por propiciar la formación de sedimentos laminados a lo largo del golfo de California. Se identificaron y contaron al menos 700 individuos por muestra y posteriormente se le aplicó un análisis de factores de modo-Q a las abundancias relativas de los 16 taxones que estuvieron presentes en al menos el 1.5% de las muestras y cuyo coeficiente de determinación, de acuerdo a este análisis, fuese mayor a 75% (Tabla 1.8.1.).

Tabla 1.8.1. Factores obtenidos por Pisias (1986).

Variabilidad que explica el factor (%)	Factor.	Especies.	Zona del golfo en donde el factor es dominante.
34%	1. Asociación del golfo.	<i>Lithomelissa pentacantha</i> <i>Eucecryphalus clinatus</i> <i>Spirocyrtis scalaris</i> <i>Stichocorys seriata</i> <i>Arachnocoallium calvata</i> <i>Peridium</i> sp. cf. <i>P. longispinum</i> <i>Pseudodictyophimus gracilipes</i> <i>P. platycephalus</i> <i>Lithomelissa thoracites</i>	Parte norcentral con valores máximos en las muestras cercanas a las 28°N.
32%	2. Asociación subtropical.	<i>Tetrapyle octacantha</i> <i>Octopyle stenozona</i>	Boca del golfo, principalmente hacia el margen oriental.
25%	3. Asociación de California.	<i>Hexacantium</i> sp. cf. <i>H. giganteum</i> <i>Eucyrtidium hexagonatum</i> <i>Actinosphaera acanthophora</i> <i>Actinomma delicatulum</i>	Cuenca de Guaymas y a lo largo del margen suroccidental.

Molina-Cruz (1988) realizó el análisis micropaleontológico de seis secuencias sedimentarias obtenidas mediante nucleadores de gravedad a lo largo de la región de la boca del golfo de California durante el verano de 1983. El submuestro se realizó cada 10 cm a lo largo de cada núcleo, se identificaron un total de 53 taxones y para realizar la reconstrucción paleoceanográfica se utilizaron tres: *Cycladophora davisiana*, *T. octacantha*, y *Drupptractus variabilis*. El modelo de edad para estimar el alcance de dos de las secuencias y ubicar la profundidad que correspondía al Último Máximo Glacial (~18,000 años A.P.) se realizó con una curva previa de $\delta^{18}\text{O}$ y considerando la distribución estratigráfica de *C. davisiana* a lo largo de las secuencias estudiadas. Finalmente se reconstruyó la oceanografía de la boca del golfo a lo largo de los últimos ~33,000 años, encontrándose que las abundancias de *T. octacantha* aumentaban hacia el Holoceno, indicando una mayor influencia del agua tropical superficial en la boca del golfo, mientras que las mayores abundancias tanto de *C. davisiana* como de *D. variabilis* eran mayores hacia el Pleistoceno reflejando un probable fortalecimiento de la corriente de California y la mayor presencia de la masa de agua del mismo nombre en la zona cercana a la boca del golfo, probablemente desplazando al frente oceanográfico que actualmente está presente en esta zona hacia el Sur.

Molina-Cruz *et al.* (1999), a partir del estudio de plancton y sedimento superficial en tres cuencas del golfo de California. Para el primer caso definieron cinco asociaciones de radiolarios mediante el análisis de 24 muestras estratificadas (0-600 m y 0-1000 m) obtenidas a partir de varios arrastres realizados en tres cuencas del golfo de California (Guaymas, Carmen y Pescadero), en cada una de las cuencas se hicieron 8 de los muestreos antes mencionados cubriendo de 0 a 600 m en las dos primeras y de 0 a 1000 m en la última. A los datos obtenidos a partir de los conteos y la identificación fueron procesados mediante un análisis de factores de modo-Q para el cual se utilizaron los datos correspondientes a 40 del total de los taxones identificados (Tabla 1.8.2). Para el estudio de los radiolarios en los sedimentos también se realizó un análisis de factores de modo-Q en el que cada asociación correspondía a una de las tres cuencas en donde se hicieron los arrastres planctónicos, esto con el fin de comparar la composición de la biocenosis con la de la tanatocenosis y evaluar la calidad de la representación de la primera en la segunda. Este segundo análisis se realizó con 27 muestras sedimentarias y con las abundancias relativas de los mismos 40 taxones que fueron utilizados en el primero (Tabla 1.8.3). Los autores concluyen que para el caso de las cuencas Pescadero

y Guaymas, la tanatocenosis es el reflejo de la biocenosis que habita en las masas de agua superficiales (capa de mezcla). Con respecto a la cuenca del Carmen se propone que la falta de correspondencia encontrada entre las especies de la asociación planctónica y la sedimentaria pudo deberse a que el muestreo planctónico coincidiera con un evento de crecimiento poblacional de ciertas especies, los cuales son característicos de las zonas de surgencias como lo es Carmen. Finalmente se hicieron varias pruebas de correlación entre los factor scores (referidos como valores del factor) que las especies obtuvieron en los distintos factores de uno y otro análisis, observándose un comportamiento que, en su mayoría, apoyó las conclusiones anteriores.

Tabla 1.8.2. Factores obtenidos por Molina-Cruz *et al.* (1999).

Variabilidad que explica el factor (%).	Factor.	Especies.	Masa(s) de agua o proceso oceanográfico representado y zona del golfo en donde el factor es importante.
37.78%	1. Agua de surgencias.	<i>Plectacantha</i> sp.	Ligado a procesos de surgencias. Al norte de la cuenca del Carmen.
18.34%	2. Agua intermedia.	<i>Druppatractus variabilis</i> <i>Stylochlamydidium venustum</i>	Agua intermedia del Pacífico. Por debajo de los 350 m en la cuenca Pescadero.
12.74%	3. Agua subtropical.	<i>Tetrapyle octacantha</i> <i>Botryocirtis scutum</i> <i>Arachnocorallium calvata</i>	Agua tropical superficial y agua subtropical subsuperficial. Parte sur del golfo de California (cuencas Pescadero y Farallón)
9.7%	4. Agua del golfo de California.	<i>Phorticium pylonium</i> <i>Anomalacantha dentata</i> <i>Spongopyle osculosa</i>	Agua del golfo de California. Entre 200 y 400 m en la cuenca de Guaymas.
6%	5. Agua de Guaymas (agua del golfo de California)	<i>Lithomelissa thoracites</i> <i>Lithomelissa pentacantha</i> <i>Peridium longispinum</i> <i>Arachnocorallium calvata</i>	Capa de mezcla y agua intermedia de cuenca del Carmen. Cuenca de Guaymas.

Pérez-Cruz (2006) trabajó con una secuencia de sedimentos laminados de 212 cm (BAP96-CP), la cual fue colectada en la cuenca Alfonso, bahía de la Paz. Se eligieron tres intervalos con el fin de construir el modelo de edad de la secuencia mediante el método de datación por radiocarbono-AMS, encontrando que esta tuvo un alcance estratigráfico de ~7500 años cal. A.P y una tasa de sedimentación promedio de 0.3 mm/año. Posteriormente se realizó el análisis de radiolarios en un total de 212 intervalos continuos identificando más de 300 especímenes en cada uno. Se identificó un total de 152 taxones, de los cuales, se eligieron 80 para realizar un análisis de factores modo-Q a partir de sus abundancias relativas (Tabla 1.8.3). Además se realizó

la medición continua de la susceptibilidad magnética cada 1.1 cm, obteniéndose valores mayores en la parte superior (reciente) de la misma y disminuyendo éstos hacia la base, por lo que se infirió un aumento del aporte de minerales magnéticos provenientes de las tobas volcánicas que rodean a la bahía de la Paz, probablemente debido a un aumento de la frecuencia e intensidad del fenómeno de “El Niño” hacia el presente en comparación con el Holoceno medio.

Tabla 1.8.3. Factores obtenidos por Pérez-Cruz (2006).

Variabilidad que explica el factor (%)	Factor.	Especies.	Intervalo(s) en los que fue importante (años cal. A.P.)	Interpretación.
5.4	1. Golfo de California.	<i>Euchitonia</i> sp. <i>T. octacantha</i> <i>Spongostrochus glacialis</i>	7700-2500	Condiciones más cálidas y secas que las actuales para la bahía de la Paz. Mayor formación del agua del golfo de California en la bahía.
70.7	2. Ecuatorial.	<i>T. octacantha</i> <i>Theopilium tricostatum</i>	2400-700	Mayor intensidad y frecuencia de la incursión del agua tropical superficial en la bahía y el golfo. La causa de esto se relacionó con un incremento en la intensidad y frecuencia de “El Niño” en comparación con periodos anteriores. El intervalo de 1038-963 años cal. A.P. se correlacionó con la Anomalía Climática Medieval (presencia de <i>Azpeitia nodulifera</i>).
2.9	3. Eventos fríos.	<i>Hexaconitium</i> sp. cf. <i>H. giganteum</i> <i>Phorticium pylonium</i> grupo <i>Echinomma delicatulum</i> <i>Didymocyrtis tetrathalamus</i>	5730, 3360, 2700, 1280 y 820	Eventos fríos y un posible fortalecimiento de los vientos del Noroeste promovieron un giro ciclónico que ocasionó la divergencia de aguas subsuperficiales ricas en nutrientes.

Capítulo 2. Área de estudio.

En este capítulo se abordarán algunos aspectos sobre la dinámica oceanográfica y climática del golfo de California y de la cuenca Alfonso, bahía de la Paz. Así mismo se describirán brevemente algunos fenómenos particulares como el denominado monzón mexicano y sus efectos sobre la climatología del golfo.

2.1 Golfo de California.

El golfo de California, también conocido como mar de Cortés o mar Bermejo, es un cuerpo de agua semicerrado con orientación Noroeste-Sureste que mide ~1200 km de longitud por ~200 km de ancho en su parte meridional y disminuyendo esta magnitud hacia el Norte. Se encuentra ubicado aproximadamente entre los 23 y 32° N y entre los 107 y 117° O, lo cual lo sitúa en el océano Pacífico nororiental justo en la zona de transición entre la región climática templada y la tropical (International Hydrographic Organization, 1953). Se encuentra bordeado al Oeste por la península de Baja California, al Este por la costa de los estados de Sonora y la parte norte de Sinaloa, al Sur se comunica con el océano Pacífico y al Norte colinda con los estados de Sonora y Baja California (Figura 2.1.1). La edad del golfo es aún objeto de debate y existe controversia sobre si considerar la antigüedad de lo que se denomina como protogolfo o no, sin embargo, es probable que el golfo de California como se le conoce en la actualidad date de hace ~3.5 Ma, que es cuando se calcula que la provincia geológica en donde se encuentra la península de Baja California dejó de ser una microplaca tectónica ubicada entre dos grandes placas, la de América del Norte y la del Pacífico, para finalmente pasar a formar parte de esta última (Stock & Hodges, 1989). Actualmente, se trata de una provincia extensional tectónicamente activa en donde la península de Baja California y el sur de California se están desplazando hacia el Noroeste (Nava-Sánchez, 1997).

2.1.1 Regiones del golfo y batimetría.

Lavín y colaboradores (1997) dividen al golfo de California en varias regiones (Tabla 2.1.1.1). La batimetría del golfo presenta una tendencia a disminuir desde la boca hacia el alto golfo (Figura 2.1.5.1) y es uno de los factores que, junto con la climatología, afecta de manera importante la distribución horizontal y vertical de las masas de agua dentro del mismo, así como la presencia de algunos procesos oceanográficos de mesoescala.

Tabla 2.1.1.1 Regiones del golfo de California (Lavín *et al.*, 1997).

Región.	Localización y características particulares.	Principales cuencas y profundidad.
Boca del golfo.	Se ubica en el triángulo imaginario formado para las líneas trazadas entre Cabo San Lucas, Baja California Sur y El Dorado, Sinaloa; entre Cabo San Lucas y Cabo Corrientes, Jalisco y entre El Dorado y Cabo Corrientes.	Cuenca Mazatlán (~3000 m) Cuenca Pescadero (~3000 m)
Parte sur y centro.*	Desde la línea Cabo San Lucas-El Dorado hasta la zona del archipiélago. En el borde oriental hay una plataforma continental de ~30 km de extensión desde la costa y del lado occidental es prácticamente inexistente.	Cuenca Pescadero (~3000 m) Cuenca Farallón (~3000 m) Cuenca del Carmen (~2000 m) Cuenca Guaymas (~2000 m) Cuenca San Pedro Mártir (~1000 m)
Zona entre islas (archipiélago).	El archipiélago se constituye por las islas: San Esteban, San Lorenzo, Tiburón y Ángel de la Guarda, estas últimas dos son las más grandes de México. Existen varios canales entre estas islas los cuales presentan varios umbrales: el de San Esteban ubicado entre isla San Lorenzo e isla San Esteban y el umbral de San Lorenzo ubicado entre isla San Esteban e isla Tiburón.	Cuenca San Estebán (~800 m) Parte sur cuenca Tiburón (~600 m)
Parte norte.	Desde el archipiélago hasta la línea trazada entre San Felipe, Baja California y Puerto Peñasco, Sonora. Es una zona muy somera (~200 m).	Parte norte cuenca Tiburón (~400 m) Cuenca Delfín (~600 m) Cuenca Wagner (~200 m)
Alto golfo.	Se ubica dentro de un triángulo cuyos vértices se son la desembocadura del río Colorado, Puerto Peñasco y San Felipe. Su profundidad varía entre 15 y 30 m.	

*Lavín *et al.* (1997) la denomina parte sur pero abarca lo que comúnmente se entiende por parte central y cabe destacar que no menciona a la cuenca Alfonso, probablemente debido a que el transecto que utilizó para describir la batimetría del golfo lo corta longitudinalmente, sin embargo las características y ubicación de la cuenca Alfonso se tratan más adelante.

2.1.2 Climatología.

Roden (1964) plantea que la influencia del océano Pacífico sobre el golfo de California se ve parcialmente mitigada por el efecto que ejerce una cadena montañosa de ~1-3 km de altitud que corre a lo largo de casi toda la península de Baja California, este efecto de aislamiento parcial genera un clima árido o semiárido (González-Yajimovich *et al.*, 2007) que tiene características más continentales que oceánicas. Durante el verano la temperatura del aire se incrementa desde la boca hacia el interior del golfo presentándose diferencias de hasta 10°C entre el lado oriental y el occidental. En invierno este patrón se invierte, las temperaturas decrecen desde la boca hacia el alto golfo y las diferencias entre la costa oriental y occidental son mínimas. La precipitación media anual es mayor en la costa oriental que en la occidental y mientras en la porción del alto golfo los niveles de lluvia no superan los 100 mm, en la parte sureste cercana a la costa se llegan a alcanzar los 1000 mm.

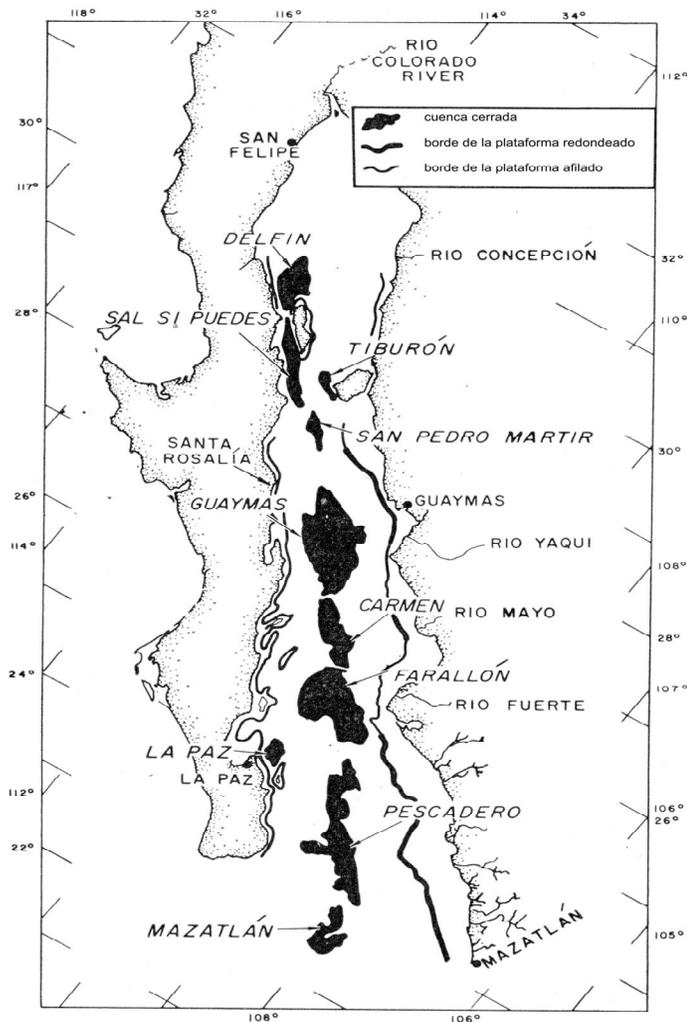


Figura 2.1.1 Golfo de California, principales cuencas y ríos. Tomado de Van Andel (1964).

2.1.3 Circulación eólica en el golfo, el monzón de América del Norte.

El semiaislamiento que presenta el golfo con respecto al resto del Pacífico promueve, al menos en parte, que los patrones de circulación que se observan dentro del mismo sean distintos (Lavín *et al.*, 2009). El monzón de América del Norte, también conocido como monzón de Arizona o como monzón mexicano, es un fenómeno en el que se presenta un aumento súbito de la precipitación promedio mensual que sobreviene a los meses en los que se registran las temperaturas más altas en el noroeste de México y en el suroeste de los Estados Unidos, estas precipitaciones se dan principalmente durante los meses de junio, julio y agosto (Douglas *et al.*, 1993). El término monzón fue adoptado debido a la

similitud existente entre este fenómeno y el que acontece en varias zonas del sureste asiático, ya que ambos se caracterizan por presentar una inversión en los patrones de presión, vientos y transporte de materia y energía, lo cual influye directamente sobre la precipitación y la temperatura superficial del océano (Bordoni *et al.*, 2004). Dicha inversión se debe en gran medida al pronunciado gradiente térmico que surge durante el verano entre el océano Pacífico tropical oriental y el continente americano debido al aumento de la irradiancia en la región y a las propiedades particulares que presentan el océano y el continente en cuanto a la absorción y retención del calor se refiere (Higgins *et al.*, 2003 en Amador *et al.*, 2006).

Diversos estudios confirman que, a diferencia del resto del océano Pacífico tropical oriental, dentro del golfo de California la circulación eólica presenta un carácter típicamente bimodal (Roden, 1964; Douglas *et al.*, 1993; Lavín *et al.*, 1997; Bordoni *et al.* 2004; Douglas *et al.*, 2007; Lavín *et al.*, 2009). Douglas *et al.* (2007) refieren que este patrón es el que da origen a los dos modos monzónicos que típicamente caracterizan a la climatología del golfo (Figura 2.1.3.1):

- 1) Modo invierno-primavera (noviembre-marzo): los vientos que dominan en el golfo son los del Noroeste. Estos vientos se originan en el flujo anticiclónico que surge alrededor del centro de alta presión del Pacífico subtropical y tienden a dirigirse hacia la región de baja presión ubicada en el desierto de Sonora (Monreal-Gómez *et al.*, 2001), sin embargo, son canalizados a lo largo del eje del golfo debido a la presencia de serranías en ambos bordes. La intensificación de éstos dentro del golfo se da durante el otoño y coincide con el desplazamiento meridional de estos dos centros de presión. Este modo se caracteriza por favorecer el descenso generalizado de la temperatura superficial, lo que promueve que se presenten condiciones más frías y secas en comparación con las del resto del año. Las surgencias eólicas (efecto Ekman) se originan y fortalecen en el margen oriental y la mezcla superficial es promovida en todo el golfo (Douglas *et al.*, 2007).
- 2) Modo verano-otoño (abril-octubre): los vientos que dominan durante esta época del año provienen del Sureste y son conocidos como chorro de bajo nivel del golfo de California (Amador *et al.*, 2006). Éstos promueven el incremento en la cantidad de humedad que ingresa al golfo y son modulados por pulsos u oleadas que tienen su origen en el giro ciclónico atmosférico que se forma frente a la costa de América Central (Bordoni *et al.*, 2004). Durante este modo las

condiciones tienden a ser más húmedas y cálidas que en el de invierno-primavera. En general, la temperatura de los primeros 150 m de la columna de agua aumenta a más de 28°C en las partes centro y sur, debido tanto al aumento de la irradiancia que incide sobre el océano como a la incursión más notoria del agua tropical superficial, este aumento en la temperatura promueve la aparición de una termoclina profunda que inhibe la advección vertical de nutrientes hacia las capas superficiales (Douglas *et al.*, 2007).

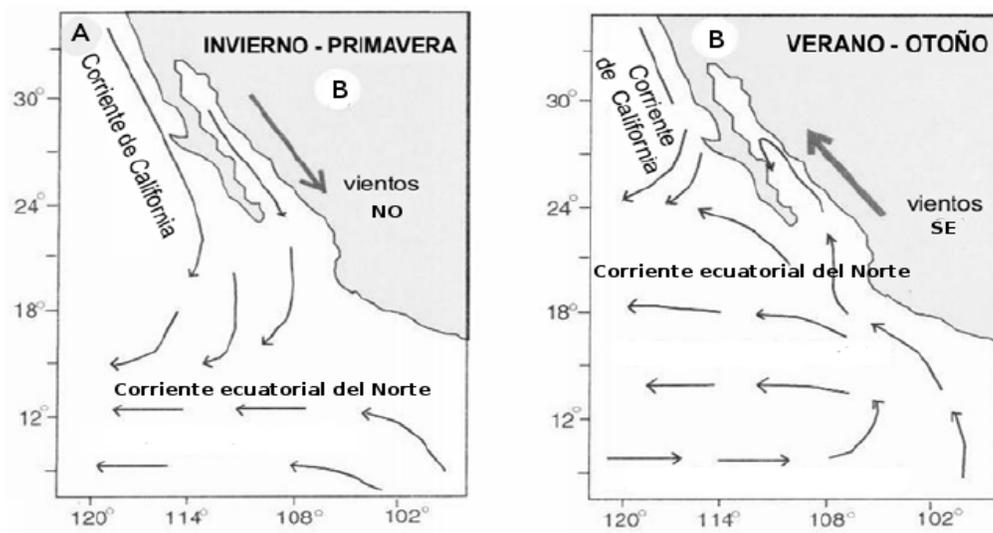


Figura 2.1.3.1 Modos monzónicos. La letra A = centro de alta presión del pacífico norte y la B = centro de baja presión semipermanente del continente. Modificado de Pride *et al.* (1999).

2.1.4 El Niño en el golfo de California.

Este fenómeno es parte de la anomalía climática denominada como “El Niño Oscilación del Sur” (ENOS) y sus efectos dentro del golfo han sido estudiados por diversos autores. Debido a su importancia se adjunta como anexo I una breve reseña histórica sobre el descubrimiento de este fenómeno así como una explicación sobre la dinámica que lo caracteriza.

ENOS es el fenómeno que ejerce la mayor influencia interanual sobre las condiciones oceanográficas del golfo de California (Bray & Robles, 1991 en Lavín & Marinone, 2003). La señal de este fenómeno se origina en el Pacífico ecuatorial oriental y llega al golfo a una velocidad de entre 100 y 240 km/día con ~1 mes de desfase (Strub & James, 2002 en Lavín & Marinone, 2003). Las características de dicha señal pueden

ser observadas en las masas de agua tropicales (agua tropical superficial y agua subtropical subsuperficial) presentes en la boca del golfo y que penetran por el lado oriental del mismo, éstas son: un aumento en la altura del nivel del mar de entre 10 y 30 cm, un hundimiento de 50-100 m de la capa de mezcla superficial y la termoclina, un incremento de la temperatura superficial de $\sim 3^{\circ}\text{C}$ y una disminución de la salinidad de 0.1. Lo anterior puede ser interpretado como un fortalecimiento de la corriente mexicana, el cual promueve una mayor entrada y permanencia del agua tropical superficial durante los eventos de El Niño (Baumgartner & Christensen, 1985 en Lavín & Marinone, 2003).

2.1.5 Oceanografía y masas de agua.

La oceanografía del golfo está determinada principalmente por la del océano Pacífico tropical oriental, ejemplo de esto es que las mareas dentro del primero se ven más influenciadas por las variaciones en el nivel del mar de este último que por el efecto gravitatorio que ejercen la Luna y el Sol (Marinone & Lavín, 1997; Lavín & Marinone, 2003). También se tiene que la estructura vertical de las masas de agua presentes en ambas cuencas es esencialmente la misma (Lavín *et al.*, 1997), aunque vale la pena mencionar que la influencia que tiene el régimen monzónico del golfo sobre las capas superiores de la columna de agua y el carácter semiaislado del mismo, le confieren ciertas particularidades a la estructura hidrológica de estas primeras capas.

A continuación se describe a las distintas masas de agua presentes en el golfo, las cuales se mencionan en la revisión que hacen Lavín y colaboradores (2009) (Tabla 2.1.5.1 y Figura 2.1.5.1). Cabe mencionar que los datos de profundidad varían estacionalmente y dependen del sitio en el que se realicen las mediciones.

Tabla. 2.1.5.1. Masas de agua presentes en la boca del golfo durante el NAME-I (Lavín *et al.*, 2009). El agua profunda del Pacífico no se menciona en esta clasificación, sus características se tomaron del trabajo de Lavín & Marinone (2003).

Masa de agua	Abreviatura	S	T($^{\circ}\text{C}$)	Rango de profundidad (m)
Agua del golfo de California	AGC	34.9-35.35	14-29.5	0-180
Agua evaporada tropical superficial	AeTS	34.9-35.1	28-30	0-40
Agua tropical superficial	ATS	34.5-34.9	18-30	0-120
Agua de la corriente de California	ACC	34.1-34.5	16-25	10-110
Agua subtropical subsuperficial	AsTsS	34.5-34.9	9-18	50-480
Agua intermedia del Pacífico	AIP	34.5-34.8	1-9	>400
Agua profunda del Pacífico	APP	>34.5	<4	-

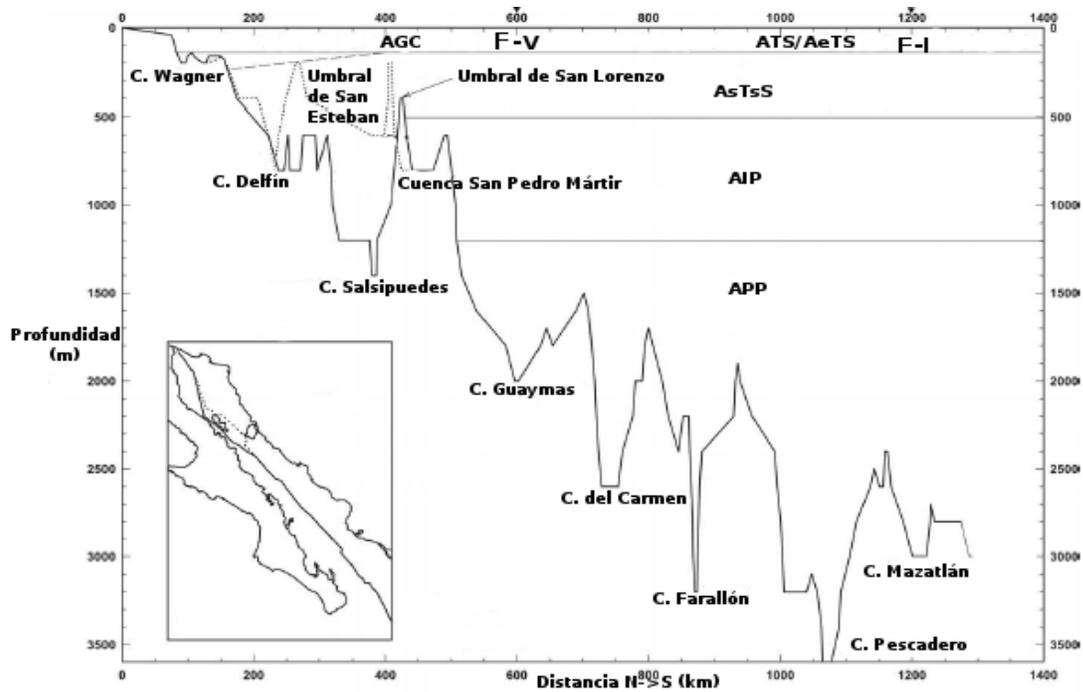


Figura 2.1.5.1 Masas de agua, batimetría latitudinal del golfo y localización de los frentes de invierno (F-I) y de verano (F-V) . Modificado de Lavín & Marinone (2003).

2.1.6 Sedimentología.

Baba y colaboradores (1991a) realizaron un extenso trabajo en donde describen la distribución, origen y dispersión de los sedimentos de grano fino (limos y arcillas) presentes en el golfo, en dicho trabajo ellos identifican cuatro grandes grupos con respecto al origen de los mismos: los clastos terrígenos, el ópalo biogénico, el carbonato biogénico y los componentes ricos en manganeso de origen hidrotermal. Como resultado de dicho estudio se determinó la distribución de estos cuatro grupos. En la Tabla 2.1.6.1. se muestra esta información, la cual es complementada con la distribución de los sedimentos biogénicos en el golfo (Douglas *et al.*, 2007).

Texturalmente hablando, Baba *et al.* (1991a) plantean, de manera generalizada, que el tamaño de grano de los sedimentos tiende a disminuir de este a oeste en todo el golfo. Este patrón de distribución es motivado por la dispersión eólica, la cual afecta a los sedimentos de grano fino y va desde el continente hacia la península en la parte central; también influye el aporte fluvial desde el continente, el cual promueve la dispersión en la misma dirección y sentido antes mencionados y finalmente, las surgencias eólicas invernales, que por efecto Ekman causan este patrón de dispersión.

Sin embargo, esta distribución granulométrica no sigue un gradiente perpendicular al eje longitudinal del golfo de manera absoluta, lo cual es bastante lógico si se considera el papel que juega el tamaño del grano al momento de los sedimentos interactuar entre sí mientras son dispersados, además de la influencia que tienen las estructuras que surgen como parte de la dinámica oceanográfica del golfo (Baba *et al.*, 1991a).

Tabla 2.1.6.1. Distribución y porcentajes de abundancia de los sedimentos en el golfo (Baba *et al.*, 1991a, Douglas *et al.*, 2007).

Sedimentos.	% margen oriental.	% margen occidental.	Anotaciones.
Clastos terrígenos.	~80-90% en las regiones centro y sur.	~40% en las regiones centro y sur.	Las abundancias máximas se registran cerca de las desembocaduras de los ríos continentales.
Ópalo biogénico.	~50% en el talud norte de la cuenca de Guaymas.	~50% en algunas partes del talud entre 27 y 29°N.	Douglas <i>et al.</i> (2007) señala que las mayores abundancias de sílice biogénico se presentan del lado oriental.
Carbonato biogénico.	Su porcentaje disminuye por el efecto de dilución, disolución y fragmentación.	~20-39% en el talud ubicado entre 27°N y la entrada de la bahía de la Paz.	De acuerdo con Douglas <i>et al.</i> (2007) los carbonatos son más abundantes en el margen occidental.
Sedimentos ricos en manganeso.	Mayores porcentajes en la cuenca de San Pedro Mártir.	Mayores porcentajes en la cuenca de Guaymas.	Estos sedimentos se relacionan directamente como productos de la actividad hidrotermal.

2.1.6.1 Productividad y sedimentos biogénicos en el golfo de California.

El golfo de California es una de las regiones más productivas del océano, presentando tasas que van desde 1 gC/m²/día hasta 4gC/m²/día (Thunell, 1998 en Douglas *et al.*, 2007), lo cual lo sitúa a la par de regiones como las costas de Chile y Perú o la Bahía de Walvis en Sudáfrica (Baba *et al.*, 1991a). La productividad en el golfo de California, y en cualquier otra región del océano, depende directamente de la disponibilidad de nutrientes; en el caso de la productividad primaria dicha disponibilidad debe de estar presente en la llamada zona fótica (~primeros 150-200m de la columna de agua). Dentro del golfo de California, Douglas y colaboradores (2007) mencionan a cinco procesos principales que promueven la disponibilidad superficial de nutrientes y en consecuencia motivan un aumento en la productividad del fitoplancton:

- La mezcla eólica y las surgencias costeras por efecto Ekman.
- La mezcla por mareas y la turbulencia.
- La advección vertical por circulación termohalina.
- Las ondas atrapadas en la costa.

- Los giros geostróficos y los chorros.

Temporalmente hablando, la productividad planctónica y en especial la productividad primaria, manifiestan una respuesta que parece estar muy relacionada con las variaciones climáticas motivadas por el régimen monzónico del golfo (Douglas *et al.*, 2007). En un periodo típico se presenta un pico inicial durante los meses de noviembre y diciembre, posteriormente hay un declive que antecede al mayor de los picos, el cual se da durante febrero y marzo, y finalmente se da una caída abrupta durante los meses de verano y otoño, aunque la productividad en este periodo registra valores más altos que los esperados (Pegau *et al.*, 2002). En los años en que se presenta un evento de El Niño se ha observado que la productividad primaria tiende a bajar, lo cual se asocia con una marcada estratificación de la columna de agua motivada por una mayor permanencia del agua tropical superficial pobre en nutrientes, esto promueve un aumento de la profundidad de la termoclina y la nutriclina, lo que inhibe el que se dé la mezcla vertical (Douglas *et al.*, 2007). En términos espaciales, Douglas y colaboradores (2007) plantean que durante todo el año la productividad primaria en el centro y sur del golfo es de dos a tres veces mayor del lado oriental en comparación con el occidental. Latitudinalmente hablando, este parámetro parece disminuir de Norte a Sur, sin embargo, justo frente a Mazatlán, este patrón se invierte.

La relación existente entre la composición de los sedimentos biogénicos y la productividad observada en superficie suele ser la siguiente: los sedimentos ricos en ópalo biogénico tienden a acumularse en las áreas que presentan altos valores de productividad primaria ($> 3 \text{ gC/m}^2/\text{día}$ en invierno), éstas se localizan principalmente en la región del archipiélago, la parte central y en el talud oriental. Este sílice proviene principalmente de las tecas de diatomeas, seguido en proporción por el aporte que representan las de los radiolarios y finalmente, y en mucha menor cantidad, por el aporte de los silicoflagelados (Thunell, 1998 en Douglas *et al.*, 2007). En cuanto a los carbonatos biogénicos, éstos provienen principalmente de las testas de cocolitofóridos, foraminíferos planctónicos y bentónicos, mientras que los “cocolitos” parecen predominar en aguas más oligotróficas (Arreola-Hernandez, 2002 en Douglas *et al.*, 2007) algunas especies de foraminíferos planctónicos como *Globigerina bulloides* y *Neogloboquadrina dutretrei* son muy abundantes en las zonas de surgencias (Pride, 1997 en Douglas *et al.*, 2007); sin embargo, debido a la disolución que experimentan los carbonatos conforme aumenta la profundidad puede que la abundancia superficial de éstos no se refleje en los sedimentos, aunado a esto se ha observado que el decremento

de los mismos también parece estar asociado con aquéllas profundidades en las que se llega a la zona de oxígeno mínimo característica del agua intermedia del Pacífico, pero no exclusiva de ésta (Douglas *et al.*, 2007). Dentro del golfo puede observarse una clara tendencia de los carbonatos a ser más abundantes en el borde occidental que en el oriental, siendo la mayoría de las áreas con sedimentos ricos en carbonatos regiones que subyacen bajo zonas que en la superficie presentan valores de baja productividad primaria ($<1.5 \text{ mg/m}^3$), aunque esto no siempre es así (Douglas *et al.*, 2007).

2.1.6.2 Los sedimentos laminados.

Los sedimentos laminados del golfo de California fueron descritos por primera vez por Revelle (1939), fue él mismo quien sugeriría posteriormente en 1957 que su formación estaba estrechamente vinculada con las variaciones en la productividad del plancton (Baumgartner *et al.*, 1991). Posteriormente Byrne (1957) propuso que la formación de las láminas se daba como un reflejo de los pulsos en la producción de diatomeas que se superponían sobre un aporte continuo de terrígenos a lo largo del año (Baumgartner *et al.*, 1991). Finalmente Calvert (1964) identificó el rango de profundida en el que podían encontrarse sedimentos laminados dentro del golfo, siendo éste de entre 300 y 1,200 m dependiendo de la ubicación de la zona de oxígeno mínimo (Baumgartner *et al.*, 1991).

Molina-Cruz *et al.* (2002) señalan que las variaciones en los flujos sedimentarios que dan origen a los sedimentos laminados, así como los cambios en la oxigenación de fondo generalmente son el reflejo de las condiciones climáticas y oceanográficas del lugar en donde éstos se forman, pudiendo su ambiente de depósito ser tanto oceánico como lacustre. Los mismos autores hacen mención de otros lugares del mundo en los que se cuenta con sedimentos laminados y en donde también se han realizado estudios paleoclimáticos: la costa de California en EE. UU., la cuenca de Cariaco en las costas de Venezuela y el mar Negro. Algunos de los trabajos realizados con sedimentos laminados del golfo de California son los de Baumgartner *et al.* (1991), Molina Cruz *et al.* (2002), Pérez-Cruz (2006) y Álvarez *et al.* (2010).

Molina-Cruz *et al.* (2002) mencionan que los sedimentos laminados son un tipo de registro sedimentario que se caracteriza por ser de muy alta resolución. Su formación depende de dos condiciones principales: 1) que el ambiente de depósito presente condiciones anaeróbicas (Savrda & Bottjer, 1991 en Molina-Cruz *et al.*, 2002) y 2) que haya una variabilidad temporal en los flujos de terrígenos y/o pelágicos (Pike & Kemp, 1997 en Molina-Cruz *et al.*, 2002).

Los sedimentos laminados se encuentran constituidos por una serie alternada de

láminas claras, oscuras y distintos tonos de verde olivo, en las que el grosor de cada una es de 1-5mm (Molina-Cruz *et al.*, 2002). Aquellas laminaciones en las que el par lámina clara-oscura representa un año de deposición se denominan varvas (Thunell *et al.*, 1993 en Molina-Cruz *et al.*, 2002), si su resolución es menor simplemente se les conoce como sedimentos laminados, pudiendo ésta llegar a ser de hasta 7 años por cada par de laminaciones (Christensen *et al.*, 1994 en Molina-Cruz *et al.*, 2002).

2.2 Cuenca Alfonso, bahía de la Paz.

Pérez-Cruz (2006) describe a la cuenca Alfonso como una depresión semicerrada con una profundidad máxima de ~415m ubicada en la parte norte de la bahía de La Paz, ésta última se localiza en el suroeste del golfo de California en el margen peninsular entre los 24.15°N-24.69°N y los 110.30°O-110.75°O (Figura 2.2.1) (Monreal-Gómez *et al.*, 2001). Esta cuenca presenta ciertas características muy particulares tales como el que a partir de los 200m de profundidad los bajos niveles de oxígeno propician la formación de sedimentos laminados. Sin embargo, a diferencia de los registros de este tipo que se forman en el borde oriental o en la parte central del golfo, las láminas oscuras de los sedimentos de la cuenca Alfonso parecen corresponder principalmente a terrígenos de origen pluvial y/o eólico; por su parte, las láminas claras presentan un alto contenido de carbonato biogénico proveniente del nanoplancton calcáreo, de los foraminíferos planctónicos y de los bentónicos (Molina-Cruz *et al.*, 2002). El hecho de que esta cuenca se localice cerca de la boca del golfo la convierte en un sensor capaz de registrar la señal climática proveniente del interior de éste y también aquella originada en el océano Pacífico tropical oriental (Douglas *et al.*, 2001).

La climatología de la bahía se caracteriza por ser la de una región semidesértica (Jiménez-Illescas *et al.*, 1997) en donde la cobertura nubosa es una de las menores en México (Monreal-Gómez *et al.*, 2001; Pérez-Cruz, 2006). Cuando esta cobertura se presenta suele estar asociada a tormentas tropicales o a un frente atmosférico que se aproxima al área, Pérez-Cruz (2006) menciona que algunos de estos fenómenos pueden estar relacionados con los eventos de El Niño. El régimen eólico está determinado principalmente por la dinámica que siguen el centro de alta presión del Pacífico y el centro de baja presión del desierto de Sonora (Roden, 1972 en Monreal-Gómez *et al.*, 2001), este régimen es muy similar al que se observa en el resto del golfo teniéndose en verano vientos provenientes del Sureste con una velocidad de 5 m/s y el resto del año otros más intensos de 8-12 m/s provenientes del Noroeste (Douglas *et al.*, 1993).

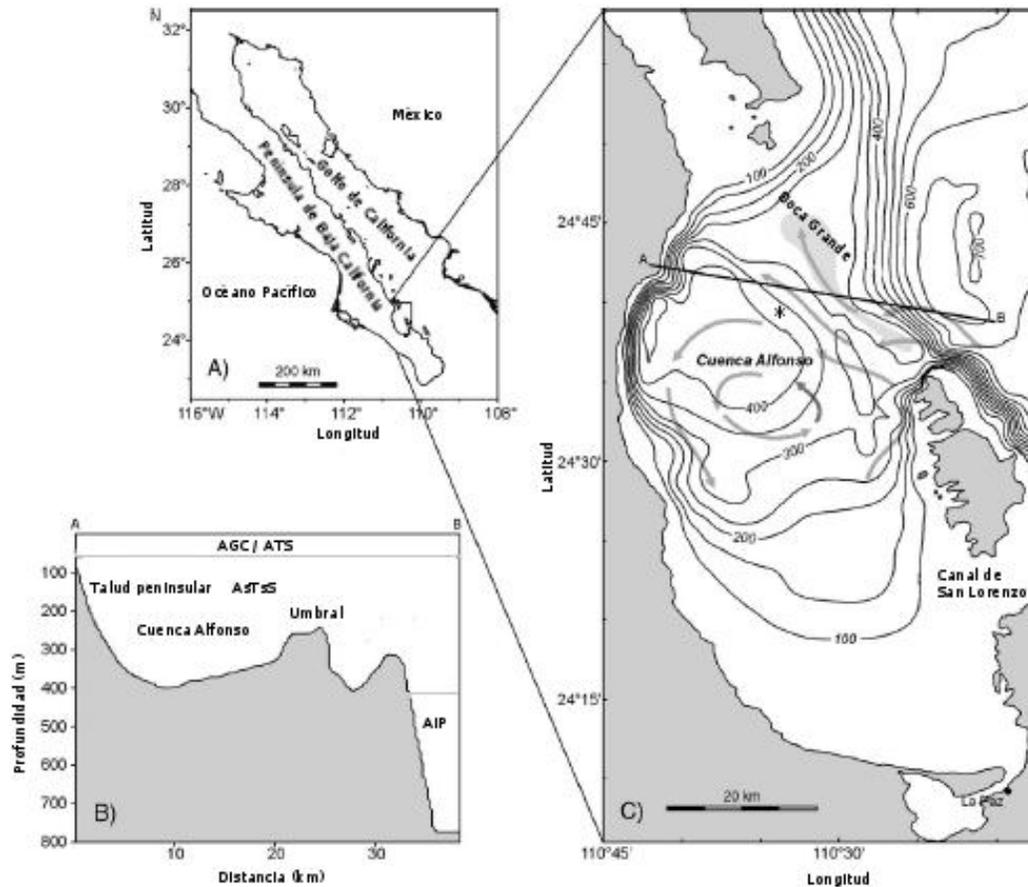


Figura 2.2.1 A) Península de Baja California, localización de la bahía de la Paz, B) perfil batimétrico y masas de agua de la cuenca Alfonso y C) localización de la cuenca Alfonso, isóbatas y ubicación teórica del giro ciclónico semipermanente, el * indica el punto de colecta de la secuencia DIPAL-III T43. Modificado de Pérez-Cruz (2006).

Respecto a la oceanografía, Monreal-Gómez y colaboradores (2001) encontraron que en la bahía de La Paz están presentes tres masas de agua: el agua del golfo de California, el agua tropical superficial y el agua subtropical subsuperficial (Figura 2.2.1). Durante los años en los que se presenta un evento de El Niño la bahía registra una mayor permanencia del agua tropical superficial dentro de ella (Lavín *et al.*, 1997), la entrada de dicha masa de agua, así como del agua subtropical subsuperficial, se da principalmente por Boca Grande la cual es una abertura localizada en la parte nororiental de la bahía entre punta Mechudo y la isla Roca Partida, su umbral se localiza a ~250-275 m de profundidad (Nava-Sánchez, 1997; Pérez-Cruz, 2006) y es a través de ésta que se da la mayor parte del intercambio hídrico entre la bahía y el resto del golfo; existe otra abertura al sur de la isla Espíritu Santo conocida como canal de San Lorenzo la cual al tener un umbral de 20 m de profundidad influye en mucho menor medida en este intercambio (Figura.2.2.1). Es importante destacar que debido a la presencia de

ambos umbrales el agua intermedia del Pacífico no ha penetrado dentro de la bahía de la Paz desde hace ~8000 años (Pérez-Cruz, 2000). Con respecto al agua del golfo de California, Monreal-Gómez *et al.* (2001) proponen que su presencia dentro de la bahía puede explicarse por su formación dentro de la misma o por su entrada a través de la parte norte de boca Grande. El primer proceso sería análogo al que acontece en la parte norte del golfo y consiste en que el agua tropical superficial experimenta un aumento de su salinidad debido a la pérdida de calor motivada por la fricción superficial de los vientos fríos provenientes del Noroeste, esto cuadra con el hecho de que la evaporación dentro de la bahía de la Paz (300 mm/año) excede a la precipitación (180 mm/año) (Monreal-Gómez *et al.*, 2001). En realidad podrían estarse dando los dos procesos, ya que ambos están relacionados con la intensificación de los vientos del Noroeste durante el invierno, el de la formación *in situ* dependería de la pérdida de calor ocasionada por la fricción superficial de éstos y el segundo de la circulación promovida por los mismos (Pérez-Cruz, 2006).

En cuanto a las estructuras oceanográficas puede destacarse la presencia de un giro ciclónico dentro de la bahía. Este giro fue reportado por Monreal-Gómez *et al.* (2001), quienes mencionan que a finales de la primavera de 1998 se registró la presencia del mismo en la parte norte de la bahía de la Paz, cerca de boca Grande en las aguas que sobreyacen a la cuenca Alfonso (Figura 2.2.1). De acuerdo con las mediciones realizadas en dicho estudio el giro ejerce su influencia hasta una profundidad de 150 m y debido a su carácter ciclónico genera una divergencia hidrológica, que promueve el afloramiento de aguas subsuperficiales (>60 m) más frías y ricas en nutrientes. Debido a la época del año en la que se realizó este estudio (finales de primavera) los vientos predominantes provenían del Sur registrando una velocidad de 5 m/s y disminuyendo su intensidad de Este a Oeste, lo cual parece coincidir con el mantenimiento de la vorticidad ciclónica del giro antes descrito (Monreal-Gómez *et al.*, 2001). Jiménez-Illescas *et al.* (1997) proponen que los vientos del Noroeste también son capaces de inducir una circulación de tipo ciclónico dentro de la bahía, esto lo hace a partir de un modelo barotrópico y lo confirma para la parte sur de la misma. García-Mirafuentes (2010), encuentra que los resultados del modelo anterior son congruentes con las mediciones realizadas en la parte norte de la bahía, cerca de boca Grande, en donde el giro ciclónico estuvo presente durante febrero de 2006 ejerciendo su influencia hasta 110 m de profundidad; también concluye que los principales agentes inductores del giro son la forma en que se da el flujo de agua hacia el interior de la bahía y la

circulación eólica característica de esta época del año. Respaldando lo anterior, Obeso-Nieblas *et al.* (2002) y Mójica-Ramírez (2008) reportan la presencia del giro pero durante los meses de verano. Con base en esto y en una serie de mediciones que se han venido realizando durante los últimos años, Monreal-Gómez (com. pers.) propone que durante los dos regímenes eólicos que caracterizan a la circulación monzónica del golfo el giro ciclónico se ve fortalecido y en consecuencia la productividad primaria de la bahía de la Paz mantenida.

Reyes-Salinas *et al.* (2003) estimaron a partir de fluorescencia natural la productividad primaria dentro de la bahía de la Paz durante octubre de 1996, de marzo a julio y en septiembre y noviembre de 1997 y en enero de 1998. Encontraron que los mayores valores de este parámetro se registraron durante los meses de primavera (16 mgC/m³h), mientras que con los observados durante el verano obtuvieron una correlación significativa ($r^2=0.62$, $p<0.05$) entre el índice de estratificación de la columna de agua y la disminución de los valores de la productividad primaria (2-5 mgC/m³h). A partir de esto concluyen que la inhibición de la mezcla en la columna de agua inhibe a su vez la renovación de nutrientes dentro de la zona fótica provocando una disminución de la productividad dentro de la bahía. Sin embargo, la productividad primaria sigue presente durante estos meses y es a partir de éstos datos y su comparación con los calculados para otras cuencas que Salinas-González y colaboradores (2003) concluyen que la bahía de la Paz es una zona altamente productiva, incluso si se le compara con los valores promedio obtenidos para otras zonas del golfo mediante la misma técnica, por ejemplo, se tiene que para la parte central y cuenca Delfín se obtuvieron valores <5 mgC/m³h y para la cuenca Wagner y la costa oriental de la parte sur éstos fueron de 5-10 mgC/m³h.

Las condiciones de baja oxigenación observadas dentro de la bahía de la Paz y especialmente en la cuenca Alfonso se deben a varios factores, entre los cuales está su semiaislamiento por el umbral batimétrico de Boca Grande (Monreal-Gómez *et al.*, 2001; Molina-Cruz *et al.*, 2002; Pérez-Cruz, 2006). También se tiene una marcada estratificación en la columna de agua que se corresponde con una picnoclina igualmente marcada a ~25 m de profundidad, esto inhibe la mezcla entre las distintas capas de agua y promueve el empobrecimiento de oxígeno de las aguas de fondo (Monreal-Gómez *et al.*, 2001). Este escenario es congruente con que los valores de la concentración de oxígeno por arriba de la oxiclina (~ 75 m de profundidad) sean del orden de 5 ml/l y por debajo de la misma de alrededor de 1 ml/l, llegándose a tener concentraciones menores a los 0.1ml/l en las aguas de fondo (Monreal-Gómez *et al.*, 2001).

Los sedimentos de la bahía y la cuenca se caracterizan por presentar una importante proporción de silicoaluminatos provenientes de las tobas silíceas que se encuentran alrededor de la bahía (Hausback, 1984 en Molina-Cruz *et al.*, 2002). En el caso concreto de la cuenca Alfonso ésta recibe su aporte terrígeno a través de una serie de drenajes localizados en la cara oriental de la península (Pérez-Cruz, 2006); dicho aporte suele estar temporalmente coordinado con el breve periodo de lluvias durante el verano y con algunas inundaciones repentinas de periodicidad multianual asociadas a tormentas tropicales, además la tasa de sedimentación en la cuenca es relativamente baja ya que presenta un rango anual de 0.3 ± 0.04 mm/año (Molina-Cruz *et al.*, 2002), y la composición porcentual típica de sus sedimentos es la siguiente: 70-90% terrígenos y 5-10% de carbono orgánico (Gorsline *et al.*, 2002 en Pérez-Cruz, 2006). Tanto el aporte de sedimentos biogénicos como de terrígenos es bajo, sin embargo, Molina-Cruz *et al.* (2002) plantea que el primero es superado por el segundo.

Son esta tasa de sedimentación, las condiciones de oxigenación anteriormente descritas y la climatología del lugar, los factores que permiten la formación de sedimentos laminados en el fondo de la cuenca Alfonso (Gorsline *et al.*, 2000; Douglas *et al.*, 2001, González-Yajimovich *et al.*, 2007). Es importante mencionar que las condiciones en las que se forman estos sedimentos laminados no son las que típicamente se observan en otras cuencas donde éstos también están presentes, tales como cuenca Guaymas, del Carmen y Farallón (Schrader & Baumgartner, 1983 en Monreal-Gómez *et al.*, 2001). Si se les compara con la cuenca Alfonso, ésta es más somera (Monreal-Gómez *et al.*, 2001) y las láminas claras adquieren este tono debido a su alto contenido de carbonatos y no de ópalo biogénico (Molina-Cruz *et al.*, 2002).

Las secuencias laminadas de la cuenca Alfonso conforman un sistema de aporte diferencial no anual (Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2010). Los sedimentos laminados del Holoceno se han caracterizado a partir de análisis geoquímicos, de mineralogía magnética y microfaunísticos (radiolarios). En la mayoría de los casos las láminas claras y oscuras muestran una composición química similar, así como su mineralogía magnética. Sin embargo, el contenido de elementos terrígenos tales como Al, Si, Fe, K y Mg, en las láminas oscuras, sugiere que su origen está relacionado con un mayor aporte de terrígenos a la cuenca ocasionado probablemente por un incremento en la precipitación (Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2010). Por otra parte las altas concentraciones de Ca en las láminas claras sugieren un origen biogénico, como fue propuesto por Molina-Cruz *et al.* (2002) y Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi (2009).

La mineralogía magnética de las laminaciones, caracterizada por magnetitas y titanomagnetitas, y su tamaño de grano indican que los terrígenos provienen de una sola fuente volcánica, es decir, de las tobas volcánicas que rodean a la bahía, y que el transporte de los terrígenos es principalmente pluvial y en menor proporción eólico. Por otra parte, el contenido microfaunístico (radiolarios) en las láminas oscuras sugieren que éstas se formaron durante condiciones de baja productividad en donde la presencia de aguas tropicales cálidas predominó, condiciones similares a las observadas durante El Niño, mientras que el componente biogénico de las láminas claras indica que se originan como resultado de pulsos episódicos de alta productividad (Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2010), por lo que se sugiere que las láminas claras/oscuras son el resultado de procesos climáticos cíclicos en donde el principal aporte de terrígenos está asociado con el ENOS, que es cuando ocurre la mayor frecuencia de las tormentas tropicales en la región y el aporte de terrígenos vía pluvial, es más evidente, lo cual también puede relacionarse con la migración latitudinal más hacia el norte de la Zona de Convergencia Intertropical que lleva más humedad a la región (Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2010).

Debido al conjunto de características tan particulares descritas anteriormente, las inferencias paleoceanográficas y paleoclimáticas realizadas a partir de los sedimentos laminados de la cuenca Alfonso deben de construirse tomando en consideración un fuerte efecto local. Sin embargo, en el momento en que dicha localidad sea mejor comprendida estas inferencias cobrarán un alto valor de confiabilidad y precisión.

Capítulo 3. Historia climática del Holoceno.

Se conoce como Holoceno a la última época geológica del periodo Cuaternario de la era Cenozoica. El Holoceno inició hace 11500 cal. A.P. y se caracteriza por ser una época interglacial de la que usualmente se habla como un intervalo de tiempo en el que el clima se mantuvo “estable”, mas este último atributo dista mucho de ser coherente con las evidencias geológicas que han sido objeto de estudio de los paleoclimatólogos durante los últimos años (Mayewski *et al.*, 2004). Puede que al hacerse la comparación entre el Holoceno y la época anterior, el Pleistoceno, la variabilidad climática aparente ser mayor en la segunda que en la primera, sin embargo, existen varios estudios que permiten observar que, aunque menos duraderas, las variaciones en el clima del Holoceno suelen ser más drásticas y frecuentes de lo que comúnmente se reconoce (Mayewski *et al.*, 2004). De acuerdo con las series de tiempo construidas a partir de diversos proxies se piensa que los principales mecanismos de forzamiento que han influenciado el comportamiento del clima durante esta época son: algunas de las variaciones orbitales de la Tierra, también conocidas como ciclos de Milankovitch, y las variaciones del ciclo solar, regulando ambos la cantidad y distribución de la radiación solar que llega a la Tierra (Mayewski *et al.*, 2004).

Se ha observado que algunos de los cambios climáticos en el Holoceno se han dado en intervalos que presentan distintos cuasiperiodos dependiendo de su magnitud, los cuales van desde 2000-2800 hasta 1500 años (Mayewski *et al.*, 2004). Con el fin de brindar evidencias que soporten lo anterior a continuación se realiza una síntesis del comportamiento del clima holocénico. Después de un evento frío conocido como Younger Dryas (~12900-11500 años cal A.P.), el planeta experimentó un aumento en su temperatura promedio y la consecuente aparición de condiciones húmedas en muchas regiones. Siguiendo esta tendencia se presentó un periodo particularmente cálido comprendido entre los ~9000-5000 años A.P. el cual es conocido como el Óptimo Climático del Holoceno (Kalis *et al.*, 2003), sin embargo, alrededor de los 8200 años A.P. se registró un descenso generalizado de la temperatura en el hemisferio Norte y sobre todo en las regiones cercanas al Atlántico Norte (~5°C) (Alley *et al.*, 1997 en Mayewski *et al.*, 2004). En las latitudes medias se presentaron condiciones de aridez durante dicho intervalo (De Menocal *et al.*, 2000 en Mayewski *et al.*, 2004), los monzones de verano de Arabia y África occidental se vieron interrumpidos mientras que en otras regiones como Haití, ciertas zonas de la Amazonia y Pakistán hubo sequías persistentes (Mayewski *et al.*, 2004). Durante el mismo periodo en el hemisferio Sur

parece haberse gestado la dinámica contraria, ya que las tasas de acumulación de nieve en la Antártica oriental disminuyeron (Steig *et al.*, 2000 en Mayewski *et al.*, 2004), la temperatura superficial del océano aumentó en las costas de África y así también lo hizo la precipitación en Chile (Mayewski *et al.*, 2004). Existen trabajos como el de Clarke y colaboradores (2004), en el que se propone que el evento frío de los 8200 años fue causado por una o varias liberaciones súbitas de agua dulce proveniente del lago Agassiz-Ojibway, en América del Norte, hacia el Atlántico norte; estos sucesos muy probablemente alteraron la circulación termohalina en esta región, repercutiendo así en la distribución del calor y la humedad en América del Norte y Europa. Este fenómeno puede entenderse como un análogo a menor escala del proceso que se piensa aconteció durante el Younger Dryas y los eventos Heinrich en el Pleistoceno.

Posteriormente se dieron otras variaciones en el clima las cuales se caracterizaron por promover un enfriamiento generalizado en las latitudes altas y condiciones de aridez en las bajas. Dos de los eventos fríos identificados para el Holoceno en el hemisferio norte ocurrieron durante los intervalos ~6000-5000 años cal. A.P. y ~3500-2500 años cal. A.P., siendo éstos los más importantes en cuanto a la magnitud de sus efectos se refiere, también se tiene registrada la presencia de otras anomalías de menor magnitud durante el ~4200-3800 y ~1200-1000 años cal. A.P. (Mayewski, *et al.*, 2004). Actualmente estos eventos fríos son asociados con una anomalía cuasiperiódica (1500 ± 500 años) conocida como ciclos Bond, la cual es muy notoria en varios registros del Atlántico Norte y su causa principal se le atribuye a los decrementos que registra la actividad solar (Bond *et al.*, 2001). Bond y colaboradores (2001) identificaron este fenómeno al utilizar cuatro secuencias de sedimentos marinos con el fin de identificar y contabilizar una serie de proxies petrológicos que son característicos de los denominados “detritos de hielo”¹, paralelamente se utilizó el registro de las variaciones que presentaban las concentraciones de dos isótopos cosmogénicos: ¹⁴C y ¹⁰Be, las cuales están estrechamente relacionadas con los cambios de la actividad solar². Bond *et al.* (2001) encontraron que los picos correspondientes a aumentos en la cantidad de los indicadores petrológicos presentaron una correlación

1 Los detritos de hielo son un tipo de sedimento característico de los lugares en donde hay erosión por glaciares.

2 Al disminuir la actividad solar lo hace también la producción de vientos solares, en consecuencia la radiación cósmica deja de ser bloqueada por los mismos y ésta incide directamente sobre la atmósfera terrestre, lo cual incentiva la formación de ambos isótopos (Uriarte, 2003). Para ver una explicación más detallada con respecto al ¹⁴C ver el anexo II.

significativa con el aumento en las concentraciones de los isótopos antes mencionados, esto se interpreta como el que durante los periodos en que la actividad solar se veía disminuida las masas de hielo ubicadas en el Atlántico Norte aumentaban de tamaño extendiéndose sobre la superficie del océano y resquebrajándose por las disrupciones del equilibrio hidrostático del mismo hielo, en consecuencia aumentó el aporte de icebergs hacia latitudes menores y paralelamente el aporte de los detritos de hielo a los sedimentos marinos. Dentro del Holoceno se tienen ubicados a nueve de estos eventos los cuales también pueden ser rastreados dentro del Pleistoceno y en consecuencia su potencial extrapolación hacia el futuro es factible (Bond *et al.*, 2001). Es muy probable que aunados a la influencia que tienen en el clima tanto la cantidad como la distribución de la radiación solar que llega al planeta también los factores internos como lo son el vulcanismo y la actividad humana contribuyan a la variación del sistema, sin embargo, en qué magnitud lo hace cada factor y el cómo se dan las interacciones entre los mismos aún no está muy claro.

Uriarte (2003) plantea que después del Óptimo Climático del Holoceno se tiene registrado un descenso generalizado de la temperatura y un aumento de la aridez en ciertas regiones del planeta como el Medio Oriente y el desierto del Sahara. Lo anterior probablemente se debió a un conjunto de factores tales como el que la excentricidad de la órbita terrestre era mayor en ese entonces (0.0187) en comparación con el valor que tiene en la actualidad (0.0167) y a que el ángulo de inclinación del eje de rotación de la Tierra era de 24.1°, mientras que actualmente es de 23.4°, por lo que la estacionalidad era mucho más marcada. Ambos factores provocaron un decremento de la insolación veraniega que llegaba al planeta lo que se vio reflejado en la debilitación de los centros de baja presión, en especial aquéllos ubicados sobre los continentes, teniéndose en consecuencia un menor transporte eólico de humedad hacia dichas regiones geográficas.

Se ha propuesto que dicho decremento de humedad provocó la pérdida de vegetación y consecuentemente se tuvo una retroalimentación positiva para la disminución en la capacidad de retener humedad de muchas zonas, dando origen a los grandes desiertos que existen en la actualidad (Uriarte, 2003). Lo anterior es soportado por los registros que se tiene de la dinámica poblacional que siguieron muchas civilizaciones antiguas, desapareciendo algunas al no poderse adaptar a las nuevas condiciones más frías y secas y fortaleciéndose otras, o apareciendo nuevas, mediante el desarrollo de nuevas técnicas agrícolas (Kalis *et al.*, 2003).

En escala centenal, se han observado algunas anomalías climáticas más recientes

de carácter más local que global y cuyos registros permiten estudiarlas con gran detalle. Una de éstas es la denominada Anomalía Climática Medieval la cual aconteció aproximadamente entre los años 950-1250 A.D. (Figura 3.1) (Mann *et al.*, 2009), en un trabajo previo el mismo autor (2002a) define a la anomalía como un periodo en el que las temperaturas en Europa y las regiones circundantes al Atlántico norte registraron un aumento en su valor promedio, es debido a este comportamiento por lo que originalmente se denominó a dicho fenómeno como periodo cálido medieval, sin embargo Mann *et al.* (2009) recalcan el carácter local de este aumento en la temperatura, ya que existen registros en otras partes del mundo para el mismo intervalo temporal en los que la evidencia sugiere la presencia de temperaturas estables e incluso de enfriamientos, esto lo apoyan a partir de un estudio en donde utilizaron varios registros y varios indicadores paleoclimáticos, encontrando que la Anomalía Climática Medieval en el Pacífico tropical parece haber sido un periodo caracterizado por condiciones generales promedio similares a las presentes durante los eventos de “La Niña”, es decir, enfriamiento en el Pacífico oriental y calentamiento en el occidental, también puede identificarse un calentamiento focalizado en el interior de América del Norte y en el Ártico eurasiático y un enfriamiento en el centro de Eurasia y el noroeste de América del Norte.

Posteriormente se tiene otro fenómeno conocido como la Pequeña Edad de Hielo, este término fue acuñado originalmente para referirse a los últimos 4000 años, periodo también conocido como Holoceno tardío, actualmente se le conoce como periodo Neoglacial debido al enfriamiento generalizado que ha registrado la temperatura promedio del planeta (Mann, 2002b), si no se toman en cuenta los últimos 250 años. Hoy en día la Pequeña Edad de Hielo hace referencia a un periodo definido por Mann *et al.* (2009) entre 1400-1700 C.E. (Figura 3.1), dicho intervalo se caracterizó por el descenso pronunciado de la temperatura en varias zonas de Europa y regiones aledañas al Atlántico norte. El carácter global y sincrónico de esta anomalía, al igual que en el caso de la Anomalía Climática Medieval, ha sido rechazado, ya que aunque existen registros del avance de glaciares en otras regiones del mundo la asincronía temporal de los mismos impide realizar dicha generalización. De acuerdo con lo anterior Mann y colaboradores (2009) caracterizan a la Pequeña Edad de Hielo como un periodo de moderado enfriamiento generalizado en el hemisferio norte, siendo dicho enfriamiento más acentuado en las zonas continentales y presentándose un calentamiento equiparable al de las condiciones actuales en ciertas regiones tales como algunos lugares del Medio

Oriente, el Atlántico norcentral y el Pacífico extratropical (Mann *et al.*, 2009).

Finalmente con respecto a los últimos siglos (1800 A.D. a la actualidad) la huella del ser humano en el registro geológico se ha caracterizado por los efectos que el desarrollo tecnológico y la sobreexplotación de los recursos naturales ha plasmado en éste. Hay un grupo de investigadores que propone, de manera informal, a esta etapa en la historia del planeta como Antropoceno, término que fue acuñado por Paul Crutzen en el 2002 (Zalasiewicz *et al.*, 2008). Zalasiewicz *et al.* (2008) mencionan que tomando en cuenta el inicio de la revolución industrial aproximadamente en el año de 1750, se tiene que la población mundial era de aproximadamente 790 millones, paralelamente se suscitaron varios cambios debido a la explotación de varias fuentes de energía como lo son el carbón, el petróleo y el gas. Entre dichos cambios se tienen las alteraciones en el aporte sedimentario continental debido a la erosión provocada por la deforestación que requieren tanto la agricultura como la construcción. Por otra parte los niveles de dióxido de carbono atmosférico han aumentado desde ~260-280 ppm en el Holoceno temprano y medio hasta 379 ppm en el año 2005 A.D., los de metano atmosférico se han doblado y actualmente hay un consenso apoyado por varios científicos con respecto a que el aumento de la temperatura global registrado en las últimas décadas ubica una de sus principales causas en lo anterior y que esto a su vez ha sido motivado por las actividades desarrolladas por el humano (IPCC, 2007 en Zalasiewicz *et al.*, 2008), sin embargo también hay un amplio grupo que cuestiona lo anterior y mantiene una postura más reservada con respecto a estas afirmaciones. En cuanto al efecto del factor antropogénico sobre la biodiversidad del planeta, es casi indudable que las extinciones provocadas por éste dejarán una marca en el registro fósil y en el acervo genético de muchas poblaciones. En cuanto al océano los modelos predicen un aumento en el nivel del mar del orden de 0.19-0.58 m, mientras que el pH actual de las aguas superficiales del mismo es 0.1 unidades más ácido que antes, lo cual se le adjudica a la liberación de dióxido de carbono antropogénico (Caldeira & Wickett, 2003 en Zalasiewicz *et al.*, 2008). Las condiciones anteriormente descritas han sido equiparadas con las de los interglaciales presentados en el Mioceno y el Plioceno, sin embargo, existe una gran incertidumbre sobre la forma en la que responderá el sistema climático al forzamiento que anteriormente tardaba miles o decenas de miles de años en suscitarse y que actualmente en centenas o décadas parece estar provocando efectos similares.

Capítulo 4. Material y métodos.

4.1 Colecta a bordo.

La colecta de la secuencia sedimentaria T43 se llevó a cabo mediante un nucleador de gravedad tipo “gran diámetro” al cual se le acopló un tubo de PVC de 3m de longitud. La recuperación se realizó durante la campaña oceanográfica “Dinámica Oceánica y Paleoceanografía, Fase III” (DIPAL III), a bordo del B/O “El Puma” en septiembre de 2009. Las coordenadas geográficas del sitio de colecta del núcleo fueron: 24° 39.161' N y 110° 33.096' O, en la cuenca Alfonso dentro de la bahía de la Paz en la parte suroccidental del golfo de California (Figura 2.3.1). La profundidad a la que fue colectado el núcleo fue de 388 m y la longitud de éste al momento de su recuperación fue de 230 cm. La secuencia fue llevada al cuarto frío del buque y se mantuvo a 4°C hasta su traslado al de la Nucleoteca del Instituto de Geofísica de la UNAM.

4.2 Corte del núcleo.

Se procedió a abrir el núcleo utilizando una sierra motorizada y un soporte metálico (riel) para mantenerlo inmóvil. Se realizó un corte paralelo al eje longitudinal del tubo de PVC. Después se separó la secuencia sedimentaria en dos partes utilizando un hilo de cáñamo que se pasó varias veces a lo largo de los cortes realizados, esto se realizó siempre en la dirección de la cima (parte más joven) a la base (parte más antigua) de la secuencia, lo anterior con el fin de no perturbar ni contaminar los distintos estratos. En seguida se separó el núcleo en dos secciones, dejándose expuestas dos “imágenes” casi especulares de la secuencia. Con el fin de observar con una mayor claridad las características de la secuencia, se procedió a “curar” ambas secciones pasando suavemente una espátula humedecida con agua en dirección perpendicular al eje longitudinal del núcleo, esto se hizo en un mismo sentido a lo largo de toda la secuencia con el fin de evitar la contaminación entre estratos.

4.3 Descripción de la secuencia sedimentaria.

Los aspectos considerados para realizar la descripción fueron los siguientes:

- Longitud.
- Presencia de laminaciones, así como cambios en su definición y grosor.
- Características sedimentológicas: color y textura.
- Presencia de nódulos, lentes, cenizas volcánicas, turbiditas, perturbación, bioturbación, entre otras estructuras sedimentarias.

Para la determinación de las características sedimentológicas se tomaron varias

muestras a lo largo de la secuencia y se hicieron “frotis”. La elección de los puntos a muestrear se hizo procurando elegir de manera equitativa tanto láminas claras como oscuras que se distribuyeran a lo largo de toda la secuencia. El color se determinó a partir de la tabla de colores Munsell y la textura mediante una tabla granulométrica.

4.4 Datación y muestreo.

Para la datación con radiocarbono, se escogieron tres muestras con base en los siguientes criterios: 1) tomar aquéllas en donde a simple vista estuvieran representados cambios aparentes en la tasa de sedimentación, 2) una muestra en la base de la secuencia, esto con el fin de conocer el alcance estratigráfico de la misma. La cima no fue datada debido a que, como mencionan González-Yajimovich y colaboradores (2007), los núcleos de gran diámetro suelen perder hasta 30 cm de material superficial, incrementándose la probabilidad de que la parte superior de las secuencias colectadas se vea perturbada. A este fenómeno se le conoce coloquialmente como descabezamiento y el caso de la secuencia DIPAL-III T43 no fue la excepción.

Las dataciones se hicieron por el método de radiocarbono AMS (Anexo II) en el laboratorio BETA Analytic, Inc. en Miami Florida a partir de testas del foraminífero bentónico *Bolivina subadvena*. Las edades obtenidas fueron corregidas mediante el programa CALIB 7.0 utilizando una calibración de 2 sigma. Se obtuvo un rango de error para cada edad y se decidió utilizar la edad promedio de cada rango para calcular la tasa de sedimentación de los dos intervalos de la secuencia para los que se contaba con dataciones superiores e inferiores, estos intervalos correspondieron a la parte más antigua de la secuencia.

Esta tasa fue estimada mediante la interpolación lineal de los datos de la profundidad de la secuencia en función de las tres edades promedio que se tenían. Se obtuvo la ecuación de la recta para cada intervalo y se calcularon las dos pendientes correspondientes, ya que éstas representan a la tasa de sedimentación. Para el intervalo 0-70 cm, en donde no se contaba con una datación superior, se consideró la tasa de sedimentación obtenida a partir de mediciones de ^{210}Pb reportada en un trabajo previo realizado en el mismo sitio de estudio (Álvarez-Gómez & Martínez-López, 2010).

Para realizar el muestreo se eligió una de las secciones obtenidas, dejando la mejor conservada como testigo. El muestreo fue realizado cada centímetro y cada muestra se dividió por la mitad siguiendo el eje longitudinal de la secuencia, de esta manera se generaron dos series de muestras, una serie se denominó como lado A y la otra como lado B. De manera arbitraria, se decidió utilizar a las muestras del lado A para

llevar a cabo el subsecuente submuestreo.

4.5 Submuestreo, procesamiento químico y montaje.

Se submuestrearon 23 intervalos de 1 cm de espesor cada 10 cm, desde la cima hasta la base de la secuencia, y se procesaron con base en el método propuesto por Molina-Cruz (1977) (Pérez-Cruz, com. pers.). Este submuestreo consistió en utilizar dos anillos cilíndricos de metal, cada uno con un volumen conocido de 3.564 cm^3 , con el fin de obtener un volumen total de 7.128 cm^3 de sedimento por muestra.

Cada muestra fue colocada en un vaso de precipitados con 200 ml de agua y se les añadieron 25 ml de ácido clorhídrico (HCl) al 36-38% y 25 ml de peróxido de hidrógeno (H_2O_2) al 30% para eliminar los carbonatos, la materia orgánica y preservar la fracción de sílice opalino. Las muestras se calentaron en una parrilla eléctrica durante tres horas a una temperatura aproximada de 250°C con el fin de acelerar la reacción. Posteriormente cada muestra fue lavada con agua corriente en un tamiz con una luz de malla de $34 \mu\text{m}$, el tiempo de lavado varió en función de la composición de cada muestra. La fracción sedimentaria que quedó en el tamiz fue colectada en frascos de plástico mediante el uso de una piseta con agua.

El montaje de las placas micropaleontológicas se realizó vertiendo el frasco correspondiente a cada muestra en un vaso de precipitados de 1000 ml, éste contaba en el fondo con dos anillos de teflón que sirvieron de soporte a dos portaobjetos, previamente marcados con el número de la muestra. Después de verter la muestra se agitó aleatoriamente la columna de agua en sentido vertical. Posteriormente se dejó sedimentar durante un lapso de 30 minutos. A continuación se procedió a extraer el excedente de agua mediante un sifón, con el fin de generar la menor cantidad de turbulencia que fuera posible dentro del vaso y así evitar que los sedimentos ya depositados en los portaobjetos se resuspendieran. Tanto el excedente de agua extraído con el sifón, como el agua con la que se lavó el vaso de 1000 ml, fueron filtrados nuevamente mediante el tamiz de $34 \mu\text{m}$ con el objetivo de recuperar la mayor cantidad de muestra que fuese posible y volverla a reservar dentro del frasco de plástico que le correspondía. Al final se obtuvieron dos placas por cada una de las 23 muestras procesadas, etiquetadas con las letras A y B, teniéndose un total de 46 placas. Posteriormente las preparaciones fueron fijadas con bálsamo de Canadá parcialmente diluido con xilol ($\text{C}_6\text{H}_4(\text{CH}_3)_2$), y fueron secadas dentro de una estufa por un periodo de 2-3 días a una temperatura de 40°C .

4.6 conteo e identificación taxonómica.

Para el conteo y la identificación taxonómica de las especies de radiolarios se utilizó un microscopio óptico marca Carl Zeiss, modelo Axioskop 40, y se emplearon objetivos planapo de 10X, 20X y cuando fue necesario de 40X. Se identificaron al menos 350 individuos por muestra, casi siempre en la placa A, cuando no se alcanzó esta cifra también se observó la placa B. La cantidad de individuos a contar se eligió conforme a Sachs (1973), quien reporta que una alícuota representativa es aquella en donde se tienen por lo menos 300 especímenes por muestra. Solo se contaron aquellos individuos que presentaban una preservación del ~75% de su esqueleto.

La identificación taxonómica se realizó hasta el nivel de especie, utilizando las diagnosis e ilustraciones de varios trabajos tanto impresos como en línea: Benson (1966, 2005), Boltovskoy (1998), Okazaki *et al.* (2004, 2005) e Itaki *et al.* (2008). Es importante hacer mención de la base de datos de radiolaria.org (<http://www.radiolaria.org>), la cual fue una fuente de consulta sumamente útil y práctica en donde se conjunta el trabajo de muchos investigadores especialistas en radiolarios.

4.7 Análisis estadístico.

Los datos obtenidos a partir del conteo y la identificación taxonómica fueron organizados en una matriz de abundancias absolutas ($MA_{m \times n}$, en donde m =especies o variables y n =muestras o casos) a partir de la cual se generó una matriz de abundancias relativas expresadas como porcentaje ($MR_{m \times n}$), que fue con la que se trabajó. Posteriormente se aplicó un filtro de presencia-persistencia basado en el estimado por Correa-Metrio *et al.* (2010) con el fin de elegir los datos que serían utilizados para llevar a cabo el análisis estadístico multivariado.³ Este filtro consistió en seleccionar a aquellos taxones que estuvieran presentes en al menos el 5% de las muestras (más de una muestra) presentando una abundancia relativa mayor o igual al 1%. Lo anterior permitió maximizar la consistencia de los datos, reduciendo el ruido causado por aquellas especies muy poco abundantes y que usualmente pueden ocultar la señal subyacente (Birks & Gordon, 1985 en Correa-Metrio *et al.*, 2010). Es importante

3 Correa-Metrio *et al.* (2010) estimaron su filtro a partir de varios análisis cluster que fueron realizados de manera iterativa entre los datos de abundancia relativa con los que se contaba. Para determinar el filtro de presencia se aplicó este método tomando a aquellas especies con una abundancia mínima del 5% y posteriormente para aquéllas con el 2.5%, 2%, 1.5%, 1% y 0.5%. La persistencia se determinó haciendo lo mismo pero cambiando el criterio para elegir a las especies, se tomaron en cuenta aquellas que estuvieran presentes en al menos 20, 15, 10, 8, 6, 5, 4, 3 y 1 muestras. Finalmente se calcularon las correlaciones promedio de cada cluster obtenido para cada iteración y se eligieron los criterios de presencia-persistencia en donde estas correlaciones fueran máximas.

mencionar que las especies raras pueden ser de gran importancia ecológica (Kling & Boltovskoy, 1995), sin embargo, desde un enfoque paleoecológico su baja abundancia o su ausencia a lo largo de una secuencia sedimentaria no necesariamente reflejan su verdadera dinámica ecológica, sino el carácter fragmentario del registro fósil (Correa-Metrio *et al.*, 2010).

El método estadístico elegido para trabajar con los datos obtenidos fue el análisis de factores de modo-Q (Imbrie & Van Andel, 1964). Esta técnica de modelación ha sido empleada en varios estudios de radiolarios con el fin de identificar a las asociaciones ecológicas y paleoecológicas existentes entre los mismos. Se le ha utilizado en estudios paleoceanográficos de resolución milenaria dentro del golfo de California (Molina-Cruz, 1986) y otros del mismo tipo basados en trampas de sedimentos y en muestras planctónicas (Welling *et al.*, 1996; Abelman & Gowing, 1997; Molina-Cruz *et al.*, 1999), incluso se le ha empleado en trabajos de reconstrucciones paleoceanográficas empleando sedimentos laminados (Pérez-Cruz, 2006).

Es importante mencionar que en este trabajo este análisis se llevó a cabo más con el objetivo de ser una guía para la interpretación de los datos que con el de ser un fundamento que contribuyera a la robustez del estudio. Lo anterior debido a que el total de muestras analizadas (n=23) fue menor que la cantidad de observaciones usualmente recomendada para llevar a cabo dicho análisis (n=50) (Hair *et al.*, 1999). Sin embargo, los motivos por los cuales se aplica en este trabajo son: el hecho de contar con una gran cantidad de información debido al alto número de taxones identificados (m=160), la necesidad de agrupar a las muestras con base en las asociaciones de radiolarios que las caracterizan, así como su aplicación común en trabajos previos con objetivos paleoceanográficos.

A continuación se describe brevemente en qué consiste el (los) análisis de factores con base en Hair *et al.* (1999) y StatSoft, Inc. (2011a). El término análisis de factores fue propuesto por primera vez por Thurstone (1931), el análisis engloba a un conjunto de métodos estadísticos multivariados cuyo objetivo es definir la estructura de una matriz de datos (StatSoft, Inc., 2011a). Lo anterior se logra mediante la agrupación o clasificación de un gran número de variables originales dentro de un menor número de variables hipotéticas denominadas factores o componentes. Con esto se consigue resumir y reducir la información con la que se está trabajando y es posible visualizar comportamientos en la misma que pudieran no ser tan evidentes si solamente se analizaran los datos en bruto. El análisis de factores puede ser de modo-Q o de modo-R,

el primero implica una agrupación de los casos (muestras) y no de las variables (especies), mientras que el segundo busca agrupar a las variables y no a los casos (Imbrie & Van Andel, 1964; Hair *et al.*, 1999).

En el caso específico de este estudio el análisis de modo-Q se llevó a cabo empleando el software STATISTICA 7. El método de extracción elegido fue el de componentes principales y la rotación ortogonal empleada fue de tipo *varimax normalized*. Este último aspecto es muy importante, ya que este análisis obtiene cada componente de manera sucesiva y al decir que la rotación es ortogonal se refiere a que cada factor que se obtuvo es independiente y no está correlacionado con los demás (StatSoft, Inc., 2011a). El término *varimax*, hace referencia a la maximización de la varianza de cada uno de los factores, lo cual se logra mediante la rotación de los ejes en los que se grafica cada uno de éstos, dicha maximización se llevó a cabo con el fin de aumentar la variabilidad explicada por cada componente y con el de reducir la variabilidad que quedara sin explicar alrededor de éstos (StatSoft, Inc., 2011a). La palabra *normalized* (normalizado) refiere el hecho de que para llevar a cabo el análisis se transformó a la matriz original (AR) en una matriz normalizada, la cual no es más que una matriz de correlación construida a partir de los casos o muestras, en esta matriz la varianza de cada caso-muestra es igual a uno y por lo tanto la varianza total de la matriz es igual al número de muestras empleadas (StatSoft, Inc., 2011a). Vale la pena mencionar que este tipo de rotación es el más comúnmente utilizado para este tipo de análisis.

Para elegir el número de factores a tomar en consideración durante la interpretación de este trabajo se utilizó el criterio de Kaiser (1960), él plantea que para que un factor sea considerado éste debe de extraer y representar al menos lo equivalente a la varianza de una variable o caso, lo cual se tradujo en elegir a aquellos factores con un “eigen value o valor propio” mayor o igual a uno. El valor propio es una cantidad que se obtiene a partir de la suma de las varianzas de los casos (para el modo-Q) que son representados por cada factor y en consecuencia también puede expresarse como el porcentaje de la varianza total que es explicado por el componente en cuestión (StatSoft, Inc., 2011a).

Después de obtenerse los factores se graficaron los “factor scores o puntajes del factor”, que en el caso del análisis de modo-Q representan el “valor” que tienen las variables o especies dentro de cada factor (StatSoft, 2011a). Welling y colaboradores (1996) mencionan que el valor de los puntajes del factor dependerá del número total de

especies utilizadas en el análisis, ya que éstos son escalados a partir de la raíz cuadrada de dicho total, por lo que la suma de cuadrados de los puntajes del factor dentro de un factor siempre será igual a uno. A partir de la gráfica realizada se decidió seleccionar a aquellos taxones que tuvieran un puntaje del factor ≥ 1 en cada componente, construyendo así la asociación de radiolarios representada en cada factor.

Finalmente se graficaron los “factor loadings o cargas del factor” de cada componente en sentido estratigráfico. Esto se hizo con el objetivo de observar el comportamiento de los factores a lo largo del tiempo y así poder definir los intervalos temporales en los que las asociaciones correspondientes fueron predominantes. Estos lapsos fueron definidos tomando en cuenta las porciones de la gráfica que presentaran valores para las cargas del factor ≥ 0.7 . Las llamadas cargas del factor son los coeficientes de correlación que existen entre cada uno de los casos-muestra y los factores extraídos (StatSoft, Inc., 2011a) y se considera que un valor de 0.7 o mayor refleja una correlación significativa (Hair *et al.*, 1999). Welling *et al.* (1996) mencionan que las cargas del factor son aquellos valores obtenidos a partir de la raíz cuadrada del porcentaje de los datos de una muestra que son descritos por un solo factor, en consecuencia la suma de cuadrados de todos las cargas del factor correspondientes a una muestra será igual al porcentaje de datos de ésta que es explicado por el modelo en su conjunto, esto se conoce como “*communality*” o comunalidad y describen qué tan bien el comportamiento de los datos es explicado por el modelo. StatSoft, Inc. (2011a) define este término como la proporción de la varianza de un caso-muestra en particular que es compartida con el resto de los casos, en consecuencia la proporción de varianza que es propia de cada caso-muestra será igual a la varianza total de éste menos la comunalidad. Se ha observado que un buen estimado de ésta puede obtenerse a partir del coeficiente de determinación calculado mediante la correlación cuadrática múltiple de cada caso-muestra con respecto a todos los demás (StatSoft, Inc., 2011a).

4.8 Coeficiente de correlación de Spearman.

A partir de las asociaciones de radiolarios obtenidas se propuso calcular el coeficiente de correlación de Spearman entre las abundancias relativas de dos especies en particular: *Arachnocorallium calvata* y *Cladoscenum ancoratum*, esto debido a que durante la observación de las muestras se notó una semejanza cualitativa en lo que a la variación de sus abundancias se refería, además de que se buscó sugerir posibles afinidades ecológicas, ya que en la literatura las afinidades de la primera son bien conocidas, mientras que las de la segunda son inciertas. El coeficiente de correlación de

Spearman (ρ) es un estadístico no paramétrico cuya fórmula es la siguiente:

$$\rho = 1 - \frac{6 \sum d_i^2}{n(n^2 - 1)}$$

Donde:

- ρ es el coeficiente de correlación de Spearman.
- $D_i, i = \{1, 2, 3, \dots, n\}$ es la diferencia entre la variable x_i y la variable y_i lo cual permite definir los rangos de cada observación.
- n es el número total de observaciones o muestras.

Se decidió utilizarlo debido a la relativamente pequeña cantidad de muestras con las que se realizó este trabajo ($n=23$) y a que no se conocía si la distribución de la variable cuantificada a lo largo del tiempo se ajustaba a una distribución normal. Los métodos no paramétricos no basan su efectividad en la estimación de parámetros estadísticos derivados de asumir de manera *a priori* una distribución conocida para una variable concreta. Éstos surgen debido a la necesidad de analizar variables cuya distribución le es desconocida al investigador o en donde los tamaños muestrales empleados para su cuantificación o cualificación son menores a 100 observaciones. El coeficiente de correlación de Spearman puede considerarse como el equivalente no paramétrico del de Pearson, por lo que también puede entenderse como un estadístico que mide qué tan proporcionales son dos variables y si esta relación es directa o inversa.

4.9 Índice de diversidad de Shannon-Wiener.

Con base en los resultados arrojados por el análisis de factores se decidió calcular el índice de diversidad de Shannon-Wiener para cada una de las 23 muestras procesadas y así poder observar el comportamiento de este atributo ecológico a lo largo de la secuencia sedimentaria. De acuerdo con Begon *et al.* (2006) la diversidad específica de una comunidad es un atributo que puede ser determinado en función de la relación existente entre la riqueza de la misma y la equidad que presenten las especies con respecto a sus abundancias relativas. Los índices de diversidad permiten obtener una cuantificación de la relación anteriormente descrita y de esta forma respaldar inferencias y/o permitir realizar comparaciones entre distintas comunidades. Como ya se mencionó, en el caso de este estudio se trabajó con asociaciones de radiolarios en el registro sedimentario, por lo que el cálculo del índice antes mencionado se maneja con sumo cuidado en lo que a las inferencias realizadas se refiere, ya que las asociaciones correspondientes a cada muestra no representan a una comunidad ecológica real que haya vivido en un mismo espacio-tiempo, esto debido a la resolución del estudio y a las

características de la secuencia sedimentaria.

El cálculo del índice de Shannon-Wiener se realizó a partir de la siguiente fórmula (Begon *et al.*, 2006):

$$H = - \sum_{i=1}^s P_i \ln P_i$$

- H es el índice de diversidad de Shannon-Wiener.
- P_i es la abundancia relativa de cada taxón dentro de cada muestra.

4.10 Prueba de hipótesis de Mann-Whitney-Wilcoxon.

Finalmente se realizó una prueba de hipótesis de Mann-Whitney-Wilcoxon con el fin de determinar si existieron diferencias significativas entre el promedio de las diversidades correspondientes a las muestras representadas por cada factor. Este método se eligió debido a que el análisis de factores arrojó dos factores, por lo que se tuvieron dos grupos de muestras representando a dos escenarios paleoceanográficos distintos. Vale la pena mencionar que al igual que la ρ de Spearman, esta prueba estadística es del tipo no paramétrico y se decidió utilizarla debido tanto al pequeño número de muestras procesadas, como al desconocimiento de la distribución de los datos. La U de Mann-Whitney-Wilcoxon está dada por la siguiente expresión (Conover, 1980):

$$U_1 = R_1 - \frac{n_1(n_1 + 1)}{2}$$
$$U_2 = R_2 - \frac{n_2(n_2 + 1)}{2}$$

- $U_i, i=\{1,2\}$ es el estadístico de Mann-Whitney-Wilcoxon.
- R_i es la suma de los rangos de las muestras de cada grupo.
- n_i es el número de muestras u observaciones dentro de cada grupo.

Para calcular la U , primero se establecen los rangos para cada observación, es decir para cada índice de diversidad de cada muestra, sin importar el grupo en el que se encuentre; esto se hace ordenando los datos de mayor a menor. Posteriormente se estima la U para cada grupo de muestras y finalmente se elige la que tenga el menor valor y se le compara con las tablas de valores críticos dependiendo del valor α que se haya elegido para la prueba. Finalmente si el valor de U es menor que el que se tiene establecido en las tablas se rechaza la hipótesis nula. Las hipótesis para esta prueba son (Conover, 1980):

$$H_0: \mu_1 = \mu_2$$

$$H_1: \mu_1 \neq \mu_2$$

Capítulo 5. Resultados.

5.1 Descripción de la secuencia sedimentaria.

La secuencia sedimentaria DIPAL-III T43 tuvo una longitud de 230 cm al momento de ser colectada, ya en el laboratorio se registró un valor de 226.5 cm debido a la pérdida de agua durante su almacenamiento. En la secuencia fue posible observar a simple vista laminaciones de diferentes espesores a todo lo largo. La porción superior, de la cima al centímetro 96, se caracterizó por presentar laminaciones más finas y de menor espesor que las del resto de la secuencia (~1 mm o menos). Del centímetro 96 al 120 se observó una disminución en la definición de las laminaciones, sin embargo éstas seguían estando presentes. Aproximadamente después del centímetro 120 se apreciaron laminaciones con espesores mayores (bandas), en donde probablemente cada una de éstas abarcaba a su vez laminaciones tan finas que no fueron perceptibles a simple vista, esto coincidiría con lo reportado por Douglas *et al.* (2001) para la secuencia BAP96-CP.⁴ También, hubo algunas partes de la secuencia en donde la apariencia del sedimento a simple vista era más masiva (Figura 5.1.1).

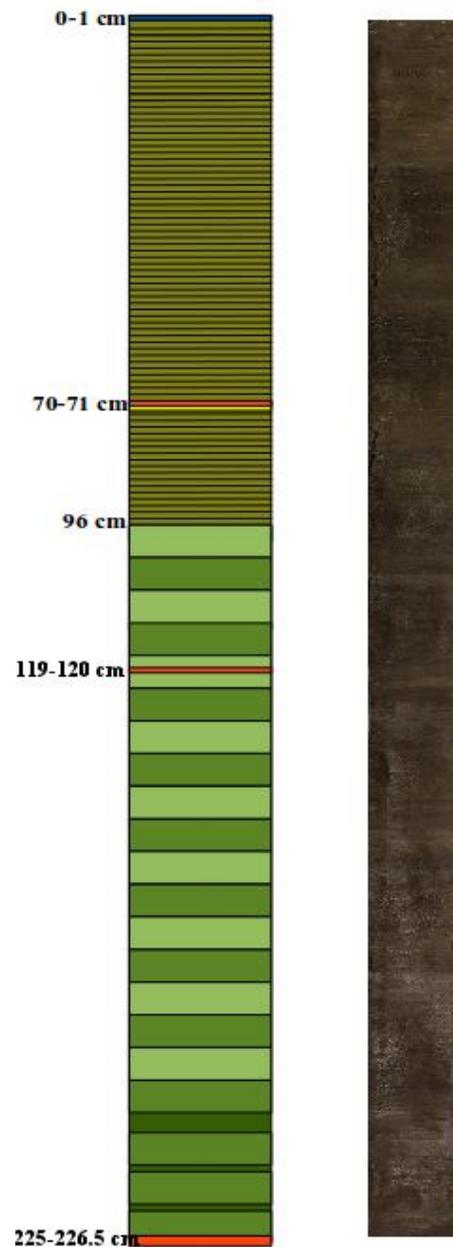
En cuanto a la textura de los sedimentos éstos se caracterizaron por ser limos y arcillas, lo cual concuerda con la información previa sobre la sedimentología del golfo (Baba *et al.*, 1991a,b; Nava-Sánchez, 1997) y de la cuenca Alfonso (Pérez-Cruz, 2006; Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2009). El color de los sedimentos que predominó fue el café olivo (HUE5Y 4/4) para las láminas claras y gris olivo (HUE5Y 3/2) o negro olivo (5Y 2/1) para las láminas oscuras.

Las perturbaciones a lo largo de la secuencia fueron prácticamente nulas, aunque fue visible la perturbación de los primeros centímetros debido a la manipulación del núcleo durante su recuperación. Ninguna señal de bioturbación fue observada, lo cual es congruente si se considera el carácter anóxico del ambiente de deposición en el que se formó la secuencia. Además del lente antes mencionado no se observaron otras estructuras sedimentarias evidentes a simple vista.

5.2 Modelo de edad y tasas de sedimentación.

El modelo de edad y las tasas de sedimentación se obtuvieron a partir de tres dataciones de radiocarbono AMS. Las edades de radiocarbono se calibraron con el programa CALIB 7.0 (Tabla 5.2.1).

⁴ La secuencia BAP96-CP fue colectada también en la cuenca Alfonso (24°38.12'N, 110°33.24'O) en 1996, ésta se caracterizó por estar conformada por sedimentos laminados.



Simbología:

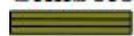
-  Láminas finas.
-  Bandas.
-  Lente verdoso.
-  Datación con radiocarbono AMS.
-  Cima.

Figura 5.1.1 Esquema de la secuencia DIPAL-III T43 y fotografía de la misma. La escala de la imagen en cm es 0.08:1.

Tabla 5.2.1 Edades obtenidas a partir de la datación por radiocarbono AMS para la secuencia DIPAL-III T43.

BETA.	Intervalo (cm)	Material.	Edad medida (años A.P.)	Edad convencional (años A.P.)	Calibración de 2 SIGMA (años cal. A.P.)	Edad promedio (años cal. A.P.)	Punto medio del intervalo (cm)
271169	70-71	<i>Bolivina subadvena</i>	1910 +/- 40	2280 +/- 40	1110-1299	1204.5	70.5
268565	119-120	<i>Bolivina subadvena</i>	2850 +/- 40	3230 +/- 40	2131-2366	2248.5	119.5
268566	225-226.5	<i>Bolivina subadvena</i>	5730 +/- 40	6110 +/- 40	5727-5952	5839.5	225.75

A continuación, se muestran las ecuaciones de la recta en su forma ordinaria obtenidas para los dos intervalos inferiores y su correspondiente tasa de sedimentación o pendiente (m) así como el valor de la ordenada al origen (b):

$$\text{Intervalo (70-71 cm)-(119-120 cm): } y = (0.047 \text{ cm/año})x + 13.97 \text{ cm}$$

$$\text{Intervalo (119-120 cm)-(225-226.5 cm): } y = (0.03 \text{ cm/año})x + 52.97 \text{ cm}$$

Con respecto al intervalo superior de la secuencia, en donde no se contaba con datación superior, primero se realizó una interpolación asumiendo que el centímetro cero correspondía a sedimentos actuales, esto con el fin de estimar una tasa de sedimentación tentativa. La ecuación para la recta obtenida a partir de esta interpolación fue:

$$\text{Intervalo (0-1 cm)-(70-71 cm): } y = (0.058 \text{ cm/año})x + 0 \text{ cm}$$

Como puede observarse el valor de m para este último intervalo fue de 0.58 mm/año, el cual es muy similar al estimado por Álvarez-Gómez & Martínez-López (2010) de 0.61 mm/año para el núcleo DIPAL-III C43. Con base en esto y debido a que ambos núcleos se colectaron durante el mismo crucero y, prácticamente, en el mismo punto, se decidió utilizar el valor de 0.61 mm/año para calcular el límite superior de la secuencia DIPAL-III T43, obteniéndose una edad para el centímetro cero de ~48.76 años cal. A.P., lo cual sugiere que la pérdida de material durante su recuperación fue muy pequeña (del orden de ~2.97 cm). Por lo tanto se tiene que la ecuación de la recta para el intervalo superior sería la siguiente:

$$\text{Intervalo (0-1 cm)-(70-71 cm): } y = (0.061 \text{ cm/año})x - 2.97 \text{ cm}$$

Con base en las tasas de sedimentación y las edades promedio calibradas, se construyó el modelo de edad para la secuencia (Figura 5.2.1) en donde se observa que el alcance estratigráfico de la misma va desde ~48.76 hasta ~5864.85 años cal. A.P. Las edades estimadas para cada una de las muestras se muestran en la Tabla 5.2.2.

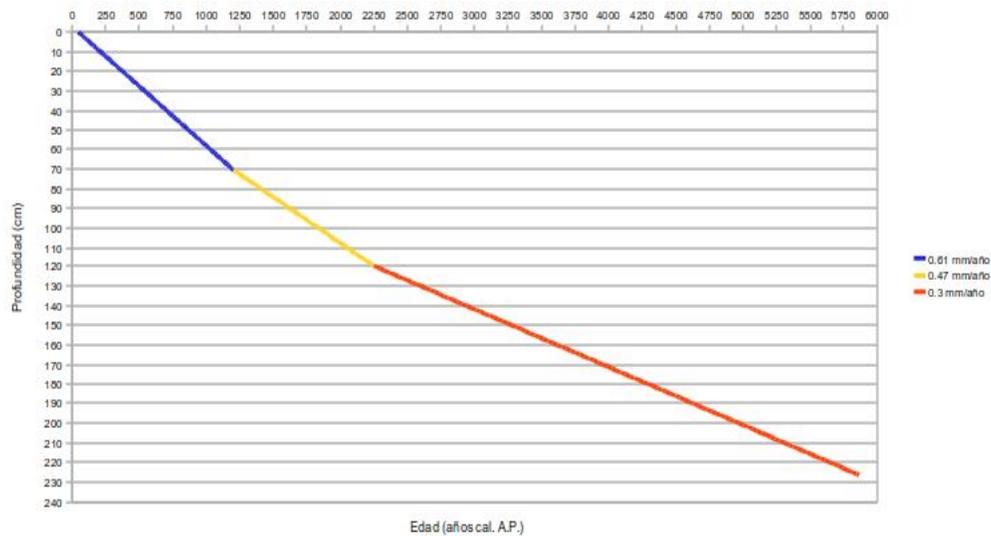


Figura 5.2.1 Modelo de edad para la secuencia sedimentaria DIPAL-III T43.

Tabla 5.2.2 Edades calculadas para el año promedio de cada intervalo.

Intervalo (cm)	Edad (años cal. A.P.)
0 – 1	56.96
10 – 11	220.89
20 – 21	384.83
30 – 31	548.76
40 – 41	712.70
50 – 51	876.63
60 – 61	1040.57
71 – 72	1225.81
80 – 81	1417.56
90 – 91	1630.62
100 – 101	1843.68
110 – 111	2056.74
121 – 122	2316.10
130 – 131	2620.27
140 – 141	2958.25
150 – 151	3296.23
160 – 161	3634.20
170 – 171	3972.18
180 – 181	4310.16
190 – 191	4648.13
200 – 201	4986.11
210 – 211	5324.09
220 – 221	5662.06

5.3 Abundancias.

Se contó e identificó un promedio de 368 individuos por cada uno de los 23 intervalos procesados obteniéndose un total de 8464 individuos a lo largo de toda la secuencia. Se identificaron 163 taxones, de los cuales 57 pertenecieron al orden Spumellaria y 103 al orden Nassellaria.

Tabla 5.4.1 Taxones a los que se les aplicó el análisis de factores modo-Q.

#	Especie.*	AR %	M % ≥ 1	#	Especie.*	AR %	M % ≥ 1
26	<i>Arachnocorallium calvata</i> N	7.20	13	45	<i>Trisulcus triacanthus</i> N	0.84	8
34	<i>Lithomelissa pentacantha</i> N	6.75	8	60	<i>Cornutella profunda</i> N	0.81	2
28	<i>Cladoscenum ancoratum</i> N	5.47	10	46	<i>Anthocyrtdium zanguebaricum</i> N	0.78	6
10	<i>Phortidium pylonium</i> grupo S	4.36	16	65	<i>Eucyrtidium hexastichum</i> N	0.78	3
11	<i>Tetrapyle octacantha</i> grupo S	3.86	19	55	<i>Phormospyris stabilis stabilis</i> N	0.77	4
50	<i>Clathrocircus stapedius</i> N	3.68	4	52	<i>Phormospyris</i> sp. cf. <i>Pophirensis</i> N	0.73	3
19	<i>Phormostichoartus corbula</i> N	3.20	15	8	<i>Larcospira</i> sp.S	0.73	22
36	<i>Lithomelissa thoracites</i> N	2.52	9	63	<i>Eucyrtidium erythromystax</i> N	0.72	2
53	<i>Phormospyris stabilis scaphipes</i> N	2.40	2	51	<i>Lophospyris pentagona pentagona</i> N	0.68	6
35	<i>Lithomelissa setosa</i> N	2.22	8	62	<i>Dictyophimus kilmari</i> N	0.68	3
58	<i>Coracalypta cervus</i> N	1.88	5	40	<i>Peridium</i> sp. cf. <i>P. longispinum</i> N	0.67	6
9	<i>Hexapyle dodecantha</i> grupo S	1.70	19	69	<i>Pterocanium autitum</i> N	0.66	3
6	<i>Larcopele buetschlii</i> grupo S	1.70	23	56	<i>Tholospyris</i> spp grupo N	0.65	6
2	<i>Drupptractus variabilis</i> S	1.53	23	15	<i>Spongosphaera streptacantha</i> S	0.64	14
1	<i>Drupptractus irregularis</i> S	1.51	22	21	<i>Spirocyrts scalaris</i> N	0.59	16
41	<i>Pharmacantha hystrix</i> N	1.50	8	32	<i>Lampromitra quadricuspis</i> N	0.58	9
68	<i>Pseudodictyophimus platycephalus</i> N	1.49	2	44	<i>Sethophormis pentalactis</i> N	0.53	5
30	<i>Cladoscenum tricolpium</i> N	1.38	15	16	<i>Stylochlamydidium venustum</i> S	0.52	14
42	<i>Plectacantha</i> sp. N	1.38	8	5	<i>Didymocyrtis tetrathalamus</i> S	0.51	23
43	<i>Pseudocubus obeliscus</i> N	1.36	8	7	<i>Larcospira minor</i> S	0.51	23
29	<i>Cladoscenum</i> sp. cf. <i>C. tricolpium</i> N	1.29	13	57	<i>Zygocircus productus capulosus</i> N	0.51	4
64	<i>Eucyrtidium hexagonatum</i> N	1.29	4	61	<i>Dictyophimus histricosus</i> N	0.50	2
67	<i>Pseudodictyophimus gracilipes</i> N	1.14	2	12	<i>Euchitonia</i> sp. cf. <i>E. Furcata</i> S	0.49	18
22	<i>Stichocorys seriata</i> N	1.11	11	54	<i>Phormospyris stabilis capoi</i> N	0.46	3
14	<i>Spongodiscus resurgens</i> S	1.08	9	31	<i>Clathrocorys murrayi</i> N	0.45	9
48	<i>Lamprocyrtis nigrinae</i> N	1.07	6	25	<i>Amphiplecta acrostoma</i> N	0.44	10
24	<i>Acrobotys teralans</i> N	0.98	13	66	<i>Litharachnium tentorium</i> N	0.44	2
38	<i>Lophophaena hispida</i> N	0.97	7	49	<i>Pterocorys clausus</i> N	0.37	4
70	<i>Theopilium tricostatum</i> N	0.97	2	33	<i>Lithomelissa laticeps</i> N	0.35	5
37	<i>Lophophaena butschlii</i> N	0.93	6	59	<i>Coracalypta kruegeri</i> N	0.34	2
27	<i>Arachnocorys umbellifera</i> N	0.90	10	18	<i>Botyostrobos auritus-australis</i> (Ehrenberg) grupo N	0.33	16
23	<i>Acrobotys cribrosa</i> N	0.90	15	3	<i>Hexacantium melpomene</i> S	0.32	20
20	<i>Siphocampe</i> sp. N	0.90	13	13	<i>Spongocore puella</i> S	0.28	14
39	<i>Lophophaena nadezdae</i> N	0.89	8	47	<i>Lamprocyclus maritilis</i> grupo N	0.23	5
4	<i>Hexacantium</i> sp. cf. <i>H. Gigantheum</i> S	0.88	22	17	<i>Amphitholus acanthometra</i> S	0.18	19

*Los taxones en negritas y con una N pertenecen al orden Nassellaria, el resto al orden Spumellaria.

AR % = Abundancia relativa.

M % ≥ 1 = Número de muestras con una AR ≥ 1.

5.4 Análisis de factores de modo-Q.

Para llevar a cabo el análisis de factores se seleccionaron las abundancias relativas de 70 taxones a partir del filtro de presencia persistencia definido por Correa-Metrio *et al.* (2010) (Tabla 5.4.1).

El análisis explicó el 79.04% de la varianza de los datos y se extrajeron dos factores con valores propios mayores o iguales a uno, la comunalidad promedio acumulada de ambos factores fue de 0.79 lo cual habla del buen ajuste de los datos dentro del modelo, esto es apoyado por el coeficiente de determinación promedio obtenido a partir de la correlación múltiple de cada muestra con las demás, el cual fue de 0.87 (Tabla 5.4.2).

Tabla 5.4.2 Resultados del análisis de factores de modo-Q.

Factor.	Valor propio.	% de la varianza total.	Valor propio acumulativo.	% de varianza acumulativo.	Comunalidad promedio acumulativa.	R² promedio.
1	14.94	64.95	14.94	64.95	0.54	0.87
2	3.24	14.09	18.18	79.04	0.79	

Los factores en este estudio fueron nombrados con base en las características oceánicas de la región de estudio:

5.4.1 Factor 1: “Alta productividad-giro”

Este factor está conformado por una asociación de radiolarios que presentaron un puntaje del factor mayor o igual a uno, esta asociación caracteriza condiciones de alta productividad tanto en el golfo de California como en otros lugares del océano. Debido a que el principal mecanismo que propicia la productividad es un giro ciclónico con carácter cuasipermanente dentro de la bahía de la Paz, este factor se denomina “alta productividad-giro”.

El factor presentó un valor propio de 14.94 y explicó el 64.95% de la varianza total de los datos, por lo que la asociación de radiolarios que representa es la que explica la mayor parte de la variabilidad de éstos en el registro sedimentario estudiado. Las especies que conforman a este factor se eligieron a partir de si su puntaje dentro del factor era ≥ 1 (Tabla 5.4.1.1, Figura 5.4.1.1, Anexo III).

Tabla 5.4.1.1 Asociación de especies representada dentro del factor 1: “Alta productividad-giro”.

Puntaje del factor.	Nombre de la especie y autor que la describió por primera vez.	Sinonimias encontradas
5.16	<i>Arachnocorallium calvata</i> Petrushevskaya, 1971	<i>Peridium spinipes</i> (Molina-Cruz <i>et al.</i> , 1999)
4.12	<i>Cladoscenum ancoratum</i> Haeckel 1887	-
3.08	<i>Lithomelissa pentacantha</i> Popofsky, 1913	<i>Lithomelissa hystrix</i> (Molina-Cruz, 1986; Pisias, 1986; Molina-Cruz <i>et al.</i> , 1999)
1.58	<i>Lithomelissa setosa</i> Jørgensen, 1900	-
1.09	<i>Clathrocircus stapedius</i> Haeckel, 1887	-

5.4.2 Factor 2: “Óptimo Climático del Holoceno”.

Por su parte, el factor 2 está representado por una asociación de especies que sugieren condiciones oceanográficas/climáticas de estratificación, calor y humedad para el periodo que caracterizan, por lo que debido al intervalo que definen y al tipo de condiciones se le denomina “Óptimo Climático del Holoceno”. El valor propio de este factor fue de 3.24 y extrajo el 14.09% de la varianza total de los datos (Tabla 5.4.2).

Al igual que en el caso del factor 1, la asociación de radiolarios que es representada por el factor 2 se conformó a partir de las especies que presentaron un puntaje del factor ≥ 1 (Tabla 5.4.2.1, Figura 5.4.2.1, Anexo III).

Tabla 5.4.2.1 Asociación de especies representada dentro del factor 2: “Óptimo Climático del Holoceno”.

Puntaje del factor.	Nombre de la especie y autor que la describió por primera vez.	Sinonimias encontradas .
5.17	<i>Phortidium pylonium</i> grupo Haeckel 1887	<i>Phortidium clevei</i> – Abelmann & Gowing, 1997 <i>Pylospira octopyle</i> – Pérez-Cruz, 2006
2.58	<i>Lithomelissa pentacantha</i> Popofsky, 1913	<i>Lithomelissa hystrix</i> Molina-Cruz, 1986; Pisias, 1986; Molina-Cruz <i>et al.</i> , 1999
2.15	<i>Tetrapyle octacantha</i> grupo Müller, 1858	-
1.7	<i>Phormostichoartus corbula</i> Harting, 1863	-
1.6	<i>Clathrocircus stapedius</i> Haeckel, 1887	-
1.55	<i>Phormospyris stabilis scaphipes</i> Haeckel, 1887	-
1.21	<i>Hexapyle dodecantha</i> grupo Haeckel, 1887	-
1.2	<i>Drupptractus irregularis</i> Popofsky, 1912	-
1.15	<i>Eucyrtidium hexagonatum</i> Haeckel, 1887	-

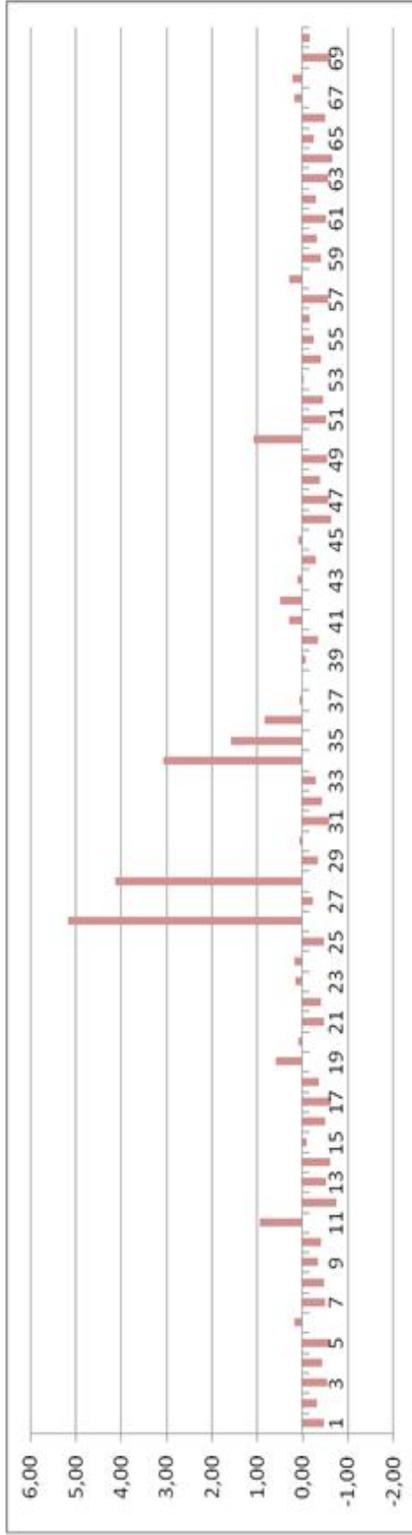


Figura 5.4.1.1. Puntajes del factor 1 para cada una de las 70 especies. La relación entre el número y el nombre de la especie puede verse en la Tabla 5.4.1.

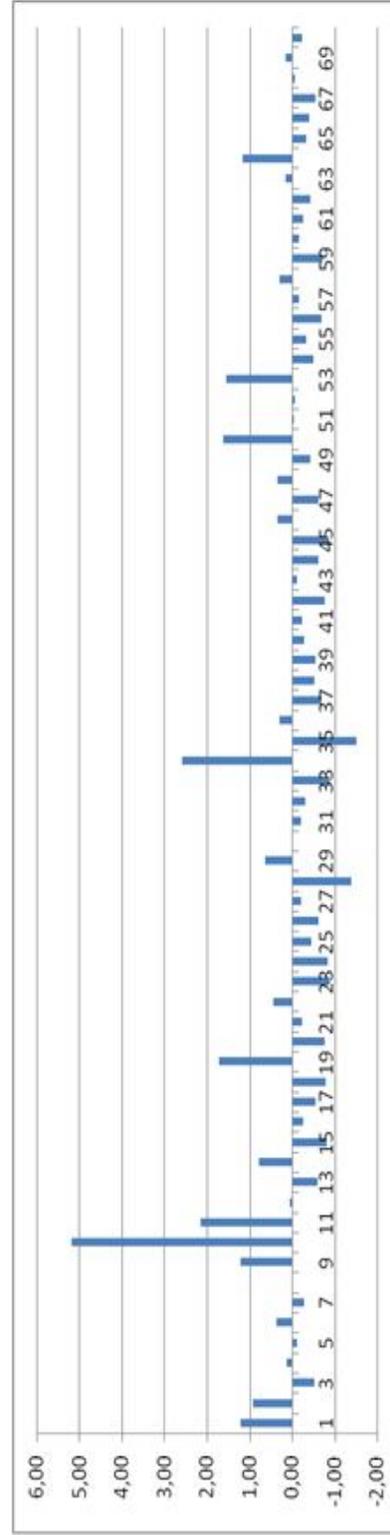


Figura 5.4.2.1. Puntajes del factor 2 para cada una de las 70 especies. La relación entre el número y el nombre de la especie puede verse en la Tabla 5.4.1.

5.5 Índice de diversidad de Shannon-Wiener.

Los índices calculados para cada muestra se presentan en la Tabla 5.5.1 y su comportamiento en sentido estratigráfico en la Figura 5.5.1. Por otra parte en la Tabla 5.5.2 se presentan los resultados de la prueba de hipótesis de Mann-Whitney-Wilcoxon.

Tabla 5.5.1 Índices de Shannon-Wiener estimados para cada muestra.

Intervalo (cm)	Índice de Shannon-Wiener.*
0 – 1	3.92
10 – 11	3.9
20 – 21	3.96
30 – 31	3.8
40 – 41	3.71
50 – 51	3.74
60 – 61	3.89
71 – 72	3.82
80 – 81	3.85
90 – 91	3.93
100 – 101	3.86
110 – 111	3.83
121 – 122	3.85
130 – 131	3.93
140 – 141	3.77
150 – 151	3.9*
160 – 161	4.02*
170 – 171	3.59
180 – 181	3.6
190 – 191	4.13*
200 – 201	3.99*
210 – 211	3.87*
220 – 221	4*

*Valores de muestras representados por el factor 2, el resto corresponden al factor 1.

Tabla 5.5.2 Resultados de la prueba de Mann-Whitney-Wilcoxon.

Grupo o factores.	Diversidad μ_i	n_i	U_i	U de tablas, $\alpha = 0.05$	U de tablas, $\alpha = 0.01$	$H_0: \mu_1 = \mu_2$ $H_1: \mu_1 \neq \mu_2$
Factor 1: Alta productividad-giro.	$\mu_1 = 3.82$	$n_1 = 17$	$U_1 = 11$	$U = 22$	$U = 15$	$U_1 < U$ H_0 rechazada. H_1 aceptada.
Factor 2: Óptimo climático del Holoceno.	$\mu_2 = 3.98$	$n_2 = 6$	$U_2 = 91$			

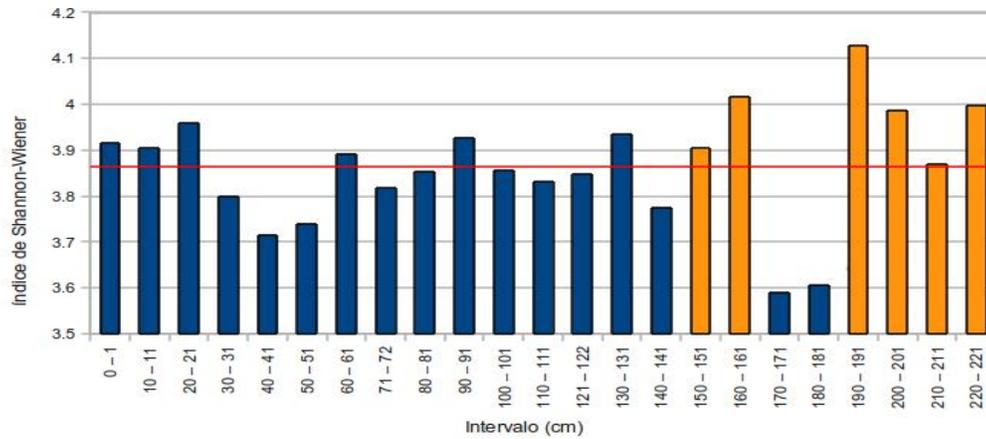


Figura 5.5.1 Índices de diversidad de Shannon-Wiener de cada intervalo analizado. Los valores en amarillo corresponden a aquéllos representados por el factor 2 mientras que los valores en azul corresponden al 1. Los valores correspondientes a las muestras: 190-191, 200-201, 210-211 y 220-221 caen dentro del Holoceno medio.

Capítulo 6. Discusión.

6.1 Tasas de sedimentación.

A partir de la observación a simple vista de la secuencia sedimentaria T43, se pudo apreciar que las laminaciones son más finas y evidentes en la parte superior (Figura 5.1.1) y que las tasas de sedimentación estimadas en este estudio a partir de ~2316 años cal. A.P. hasta el presente coinciden con lo que ha reportado Pérez-Cruz (2000, 2006) para la cuenca Alfonso. Mientras que en la parte inferior de la secuencia se observan laminaciones de mayor grosor y la tasa de sedimentación es más baja. Esto también es congruente con lo reportado por Pérez-Cruz (2000, 2006) y González-Yajimovich (2007). Esto último pudo deberse a una compactación del sedimento provocada por la presión de las capas superiores.

6.2 Afinidades ecológicas de las especies que conforman al factor 1: “Alta productividad-giro”.

A. calvata es un radiolario con una presencia cosmopolita en los sedimentos superficiales del golfo de California (Benson, 1966). Sin embargo, en muestras obtenidas en varios arrastres de plancton durante febrero de 1991 se confirmó su presencia en la columna de agua como parte de las asociaciones planctónicas de las cuencas Pescadero (~0-100 m), Carmen (~0-100 m y ~150-350 m) y Guaymas (~35-150 m). En el mismo trabajo se realizó una comparación entre la composición específica de dichas muestras y su representación en los sedimentos superficiales de las cuencas antes mencionadas, encontrándose que *A. calvata* fue dominante en los sedimentos superficiales de la cuenca de Guaymas, la cual es una zona que se caracteriza por presentar una alta productividad primaria durante casi todo el año (Pérez-Cruz & Molina-Cruz, 1988) alcanzando valores de concentración de pigmentos de hasta ~4 mg/m³ (Douglas *et al.*, 2007).

Si bien este radiolario apareció de manera conspicua en casi todos los sitios de muestreo en el estudio de Molina-Cruz *et al.* (1999), debe de mencionarse que para definir la afinidad ecológica real de esta especie se tendría que haber realizado un muestreo, al menos, estacional. Douglas *et al.* (2007) mencionan que las condiciones climáticas que caracterizan al golfo de California durante la fase del año en la que se llevó a cabo el muestreo, invierno-primavera, están controladas por los intensos vientos del Noroeste. Éstos promueven la disminución de la temperatura superficial del océano en comparación con la registrada durante los meses de verano y otoño, causan la aparición de surgencias eólicas en el margen oriental del golfo e influyen en el

consecuente incremento de la productividad primaria. También potencian los procesos de mezcla superficiales en todo el golfo y causan la formación del agua del golfo de California en la parte norte de éste y su correspondiente hundimiento y circulación hacia el sur (Douglas *et al.*, 2007).

Boltovskoy & Riedel (1987) reportan que *A. calvata* representó en promedio al 25% de los individuos colectados en los primeros 100 m de la columna de agua durante una serie de 6 cruceros realizados a lo largo de 1972 en la parte sur del sistema de la corriente de California. Boltovskoy *et al.* (1996) encontraron, mediante el uso de una trampa de sedimentos, un patrón de dominancia similar al anteriormente descrito para el sistema de la corriente de Namibia, el cual es un sistema de surgencias de frontera oriental altamente productivo al igual que el de la corriente de California (Lange *et al.*, 1997), alcanzando en los meses de verano valores de entre 3-4.5 gC/m²d (Schemainda *et al.*, 1975 en Boltovskoy *et al.*, 1996).

C. ancoratum es una especie que se reporta por primera vez para el golfo de California y de la cual no se tiene mucha información sobre sus afinidades ecológicas. Yamashita *et al.* (2002) la encontraron como un organismo que habita entre los 200 y 1000 m de profundidad en el Pacífico tropical central y occidental a partir de un muestreo llevado a cabo con redes de zooplancton durante enero de 1999. En este estudio se observó que su abundancia máxima se presentó de 200 a 500 m, subyaciendo al frente oceanográfico que marca la frontera entre la zona de surgencias del Pacífico central y la piscina cálida del Pacífico occidental (160°E, 0°); además, en dos puntos de colecta situados dentro de la zona de surgencias esta especie presentó algunos picos de abundancia mucho más superficiales (~40-200 m) y en dos sitios ubicados en la piscina cálida su abundancia máxima se localizó por debajo de los 100 m. Al parecer esta especie no se presentó en las muestras correspondientes a los primeros 40 m de la columna de agua, sin embargo, es importante tomar en cuenta que dentro de la zona de surgencias del Pacífico central las condiciones bajo las que este taxón fue colectado correspondieron a aguas superficiales y subsuperficiales enriquecidas con nitratos y silicatos, una salinidad superficial de 35-35.5 (mayor que al oeste del frente, 34-34.7) y un rango de temperaturas superficiales de ~24.5-29.4 °C (menor que en la piscina cálida, >29.4 °C) (Yamashita *et al.*, 2002). Por otra parte, en la piscina cálida, al parecer está asociada a aguas ricas en nutrientes situadas por debajo de una marcada termoclina (~100 m) que inhibía la mezcla (Yamashita *et al.*, 2002). Cabe mencionar que además, se hizo una prueba de correlación de Spearman entre las abundancias de *A. calvata* y

las de *C. ancoratum*, obteniéndose un valor significativo ($p = 0.67$), por lo que se sugiere que en el caso de la cuenca Alfonso y posiblemente en el golfo de California la segunda podría tener afinidades ecológicas similares a las de la primera.

Molina-Cruz y colaboradores (1999) reportaron a *L. pentacantha* como una especie que habita en aguas superficiales en la cuenca de Guaymas (~35-150 m) y subsuperficiales en la cuenca del Carmen (~150-350 m), asociada, al igual que *A. calvata*, al agua del golfo de California (referida como agua de Guaymas). La presencia de ambos taxones en dicho sitio y en especial la de *L. pentacantha*, quien se restringe al denominado factor Guaymas dentro del trabajo citado, es una evidencia de la dinámica oceanográfica propuesta para la formación de agua con las características del agua del golfo de California durante el verano en la cuenca de Guaymas y su consiguiente subducción hacia el sur del golfo durante el invierno. Lo anterior coincide con lo reportado por Molina-Cruz (1986), quien encontró a esta especie como muy abundante en los sedimentos superficiales de la parte norte de esta cuenca. Piasias (1986) también confirma esto con información obtenida a partir de sedimentos superficiales e incluye a este organismo dentro de lo que él denominó asociación del golfo, en donde las especies que conformaron a esta tanatocenosis se caracterizaron por tener una afinidad a aguas superficiales. Petrushevskaya en 1971 (en Piasias, 1986) quien encontró a *L. pentacantha* en los primeros 200 m de la columna de agua asociada con temperaturas que variaban entre 7-30 °C en un transecto perpendicular al ecuador trazado cerca de los 120°O desde 20°N hasta 20°S (De Wever *et al.*, 2001), lo que lo sitúa en el océano Pacífico tropical oriental. Por otra parte Benson (1966) menciona que ésta es una de las especies características del golfo de California y reporta que, al menos en los sedimentos superficiales correspondientes al Holoceno, es muy abundante en algunos sitios que se caracterizan por presentar grandes cantidades de diatomeas y que en algunas ocasiones subyace bajo zonas de alta productividad de fitoplancton.

L. setosa es un radiolario el cual solo ha sido reportado en el trabajo de Villagrán-de-la-Cruz (2011), quien, con base en muestras obtenidas a partir de una secuencia de sedimentos laminados, la encuentra como parte importante de una asociación subsuperficial de la cuenca del Carmen, en donde la productividad primaria es significativa se debe principalmente a un giro ciclónico presente por lo general en el invierno, éste promueve la divergencia de aguas subsuperficiales ricas en nutrientes hacia la superficie (Merino & Monreal, 2004). Por otra parte, Kling & Boltovskoy (1995) identificaron a esta especie en muestras planctónicas que fueron colectadas en

las aguas superficiales del sistema de la corriente de California (0-50 m).

Los hábitos superficiales de este radiolario han sido reportados en varios estudios a lo largo del océano mundial, como en los trabajos de Yamashita *et al.* (2002) y el de Ishitani & Takahashi (2007), en los que, respectivamente, se le encontró habitando los primeros 100 m en la zona de surgencias del Pacífico Central y en los primeros 120 m en las aguas que circundan al archipiélago de Japón. Ishitani & Takahashi (2007) mencionan que las abundancias de este organismo están relacionadas con la variación de las concentraciones de clorofila-a a lo largo de la columna de agua, por lo que proponen que se trata de un radiolario herbívoro, lo cual vendría a reforzar lo propuesto por Yamashita *et al.* (2002) sobre su preferencia por habitar en las aguas superficiales y altamente productivas. Temporalmente hablando, Takahashi (1997) realizó un cálculo de los flujos de *L. setosa* utilizando dos trampas de sedimentos ubicadas a distintas profundidades (1000 y 3800 m) durante cuatro años, sus resultados permiten observar que se trata de una especie cuyos flujos anuales reflejan la variación estacional de la productividad en el golfo de Alaska, mostrando picos máximos durante la primavera que es la época en la que la productividad primaria se incrementa en esta zona.

Con respecto a *Clathrocircus stapedioides* no se encontró información referente a su ecología, sin embargo, Benson (1966, 2005) menciona que la abundancia de esta especie en los sedimentos superficiales del golfo de California tiende a aumentar hacia el norte encontrándose en ocasiones en diatomitas. Ha sido reportada en dos trabajos previos realizados con registros de sedimentos laminados del golfo de California. Se le documentó junto con *L. pentacantha* en una secuencia sedimentaria de la cuenca de la Paz (Gómez-Lizárraga, 2008); así como en una secuencia de la región suroccidental de la cuenca del Carmen asociada con *L. pentacantha* y *A. calvata* (Franco-Torres, 2010).

6.2.1 Escenario paleoceanográfico propuesto para el factor 1.

Considerando las afinidades ecológicas de las especies antes mencionadas se plantea que la asociación de radiolarios correspondiente al factor 1 sugiere condiciones que favorecieron una alta productividad primaria en la bahía de la Paz. Con base en la descripción en sentido estratigráfico de las cargas del factor (Figura 6.2.1.1) este incremento en la productividad se propone para los intervalos de ~4431 a 3851 años cal. A.P. (Holoceno medio - tardío) y de ~3081 a 49 años cal. A.P. (Holoceno tardío). Es posible que estas condiciones hayan estado estrechamente ligadas con el fortalecimiento del patrón de circulación monzónica que hoy en día caracteriza la climatología del golfo

de California (Douglas, 1993; Bordoni *et al.*, 2004; Douglas *et al.*, 2007; Lavín *et al.*, 2009), ya que éste parece ejercer una fuerte influencia sobre un giro ciclónico cuasipermanente en la bahía de la Paz que se considera como el agente principal que regula la productividad primaria en la cuenca Alfonso (Monreal-Gómez, com. pers.).

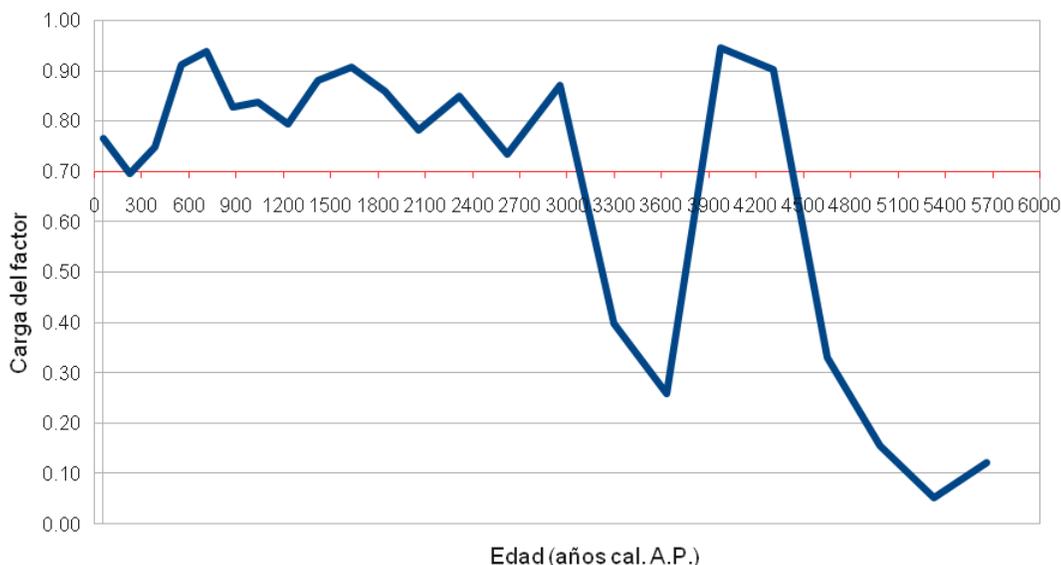


Figura 6.2.1.1 Gráfica en sentido estratigráfico de las cargas del factor 1: “Alta productividad-giro”.

En general, las especies de radiolarios que caracterizan a los intervalos que definen este escenario pertenecen a la familia Plagoniidae, como *A. calvata*, *C. ancoratum*, *L. pentacantha* y *L. setosa*, los cuales han sido considerados como indicadores del aumento de la productividad primaria en las zonas de surgencias de las provincias oceánicas tropicales y transicionales (Boltovskoy *et al.*, 1996). Al parecer el mecanismo principal que regula la productividad primaria en la bahía de la Paz es el giro antes mencionado, por lo que la aparición conspicua de estas especies en los sedimentos apoyaría el fortalecimiento del mismo dentro de la cuenca Alfonso. Las condiciones que refleja esta asociación de radiolarios en el área de estudio durante el Holoceno tardío son congruentes con la historia climática propuesta por Douglas y colaboradores (2001, 2007), en donde, a partir de una secuencia de sedimentos laminados obtenida en la cuenca Alfonso (BAP96-CP), se propone que de 3000 años A.P. hasta el presente el golfo de California ha sido más frío, seco y productivo debido a la intensificación de los vientos del Noroeste.

Además la aparición de *A. calvata* y *L. pentacantha* sugiere la presencia de agua con las características del agua del golfo de California dentro de la bahía de la Paz, como

resultado de su incursión por la parte norte de boca Grande o a la formación de ésta *in situ* (Monreal-Gómez *et al.*, 2001). La presencia de *L. setosa* y de *C. ancoratum* son buenos indicadores del afloramiento de aguas subsuperficiales más frías y ricas en nutrientes a la superficie, proceso que sería explicado por la intensificación del giro ciclónico.

6.3 Afinidades ecológicas de las especies que conforman al factor 2: “Óptimo Climático del Holoceno”.

P. pylonium es una especie cuya identificación taxonómica es difícil debido a la variabilidad morfológica de los ejemplares, por lo que existe un acuerdo entre varios de los autores que estudian a los radiolarios del Cuaternario (Benson, 1966, 1983, 2005; Molina-Cruz, 1986; Kling & Boltovskoy, 1995; Pérez-Cruz, 2006) en denominar a ciertos taxones como “grupo”.

Molina-Cruz *et al.* (1999) encontraron que este radiolario presenta hábitos subsuperficiales (200-400 m) y que puede llegar a constituir más del 10% del total de la comunidad planctónica en la cuenca de Guaymas. Benson (1966, 2005) menciona que dentro del golfo de California, *P. pylonium* grupo es una de las especies más conspicuas en sedimentos superficiales y representa >20% en las muestras cercanas a la costa (Álvarez-Arellano & Molina-Cruz, 1986 en Molina-Cruz *et al.*, 1999). Sus mayores abundancias se encontraron en sedimentos ricos en diatomeas y/o subyacentes a zonas de surgencias, por lo que el autor sugiere la preferencia de este organismo por condiciones de alta productividad.

En otras zonas del océano se observa un comportamiento similar, Abelmann & Gowing (1997) mencionan que *P. pylonium* es una especie afín a aguas subsuperficiales relativamente frías (2.5-5 °C), la reportan con altas abundancias en los primeros 100-150 m de la columna de agua en la zona sur del océano Atlántico, cerca de la denominada zona Antártica (0°, 45-50° S); la temperatura de las aguas en las que habita, así como la salinidad (33.9-34), son valores relativamente bajos si se les compara con aquellos obtenidos para las capas superficiales y subsuperficiales en el golfo de California. También es importante mencionar que este organismo se caracteriza por presentar a dinoflagelados del género *Scrippsiella* como simbiontes fotosintéticos (Dolven *et al.*, 2007).

En el caso de *L. pentacantha*, sus afinidades ya fueron descritas en el apartado 6.2. *C. stapedius*, cae en una situación similar, mas debido a la falta de información ecológica sobre esta especie solo se le mencionará como parte del factor 2.

Los especímenes de *T. octacantha* al igual que *P. pylonium* se identifican como “grupo”. Molina-Cruz *et al.* (1999) asocian directamente a este taxón con el agua tropical superficial y lo consideran un indicador de la presencia de esta agua en el golfo; Pérez-Cruz (2006) sugiere que sus mayores abundancias en la cuenca Alfonso, en un registro del Holoceno, están asociadas con un mayor tiempo de residencia de las aguas tropicales dentro de la bahía de la Paz, condiciones análogas a las que se presentan durante la ocurrencia de “El Niño”.

Pisias (1986) y Molina-Cruz (1986, 1988) apoyan la relación de *T. octacantha* (grupo) con el agua tropical superficial a partir de muestras de sedimentos superficiales, ya que las mayores abundancias de esta especie se localizaron cerca de la boca del golfo que es en donde el agua tropical superficial casi siempre está presente. Este taxón se caracteriza por presentar una amplia distribución, ya que se le ha reportado en áreas subpolares, templadas y tropicales (Abelmann & Gowing, 1997). Gracias a lo anterior se conoce bien su ecología, y por eso se le ha asociado con las aguas superficiales oligotróficas y cálidas que caracterizan a muchas zonas del océano, por ejemplo: el sur de la bahía de Bengala en el océano Índico (Gupta *et al.*, 2002), las aguas relativamente cálidas de la corriente de Tsugaru (Itaki *et al.*, 2008) y la piscina cálida del Pacífico occidental (Yamashita *et al.*, 2002). Kling & Boltovskoy (1995) reportan que en el sistema de la corriente de California es muy abundante en las aguas cálidas superficiales (25-100 m) asociadas a la contracorriente costera de dicho sistema, así como en las aguas oligotróficas características del giro central del Pacífico.

P. corbula es un naselario cuyas afinidades ecológicas son muy escasas en la literatura. Sin embargo, Gupta *et al.* (2002) lo relacionan con surgencias profundas débiles a partir de una serie de muestras obtenidas con una trampa de sedimentos ubicada en la parte sur de la bahía de Bengala a 3997 m de profundidad. Benson (1966, 2005) menciona a partir de sedimentos superficiales que, dentro del golfo de California, se le llegó a encontrar presente en diatomitas. Kling & Boltovskoy (1995) la reportan como una especie que presentó sus mayores picos de abundancia por debajo de los 300 m de profundidad en el sistema de la corriente de California, formando parte de la asociación que estuvo presente entre 0 y 2000 m, aunque la poca abundancia registrada a partir de los arrastres de plancton no permitió definir una distribución vertical confiable. A partir de esto solo se propone que se trata de una especie de hábitos profundos, que en el caso de la cuenca Alfonso podría situarse por debajo de los 200 m de profundidad.

P. stabilis scaphipes es una especie de la que no se tiene mucha información mas que se le asocia con aguas frías frente a la costa oriental de Nueva Zelanda (Lüer *et al.*, 2009) y que en el sistema de la corriente de California presentó sus principales abundancias de 25-50 a 100 m de profundidad (Kling & Boltovskoy, 1995). En los sedimentos superficiales del golfo de California se reporta como cosmopolita (Benson, 1966, 2005).

H. dodecantha también se trata como grupo. McMillen & Casey (1978) encontraron a partir de varios arrastres de plancton realizados en el golfo de México que se trata de un taxón de hábitos subsuperficiales (50-200 m). Por otra parte se propone que está relacionada con *P. corbula* (Gupta *et al.*, 2002).

Sobre las afinidades ecológicas de *D. irregularis* no se encontró mucha información, sin embargo, Boltovskoy y colaboradores (2010) mencionan en su atlas de radiolarios que se trata de un taxón con una aparente preferencia por las aguas de los océanos Pacífico e Índico. Es una especie que ha sido relacionada a las aguas cálidas de las regiones subtropicales (Lüer *et al.*, 2009). Dentro del golfo de California la abundancia de esta especie en los sedimentos superficiales disminuye gradualmente desde la boca hacia el interior del golfo (Benson, 1966, 2005).

E. hexagonatum es una especie relacionada con las aguas cálidas del frente subtropical que se ubica al este de Nueva Zelanda (Lüer *et al.*, 2009). En el golfo de México y el mar Caribe de 0 a 50 m de profundidad (McMillen & Casey, 1978). Piasias (1986) propone a este radiolario como parte de lo que denominó asociación de California a partir de muestras de sedimentos superficiales, siendo ésta muy importante en el margen suroccidental del golfo y en la cuenca de Guaymas. Ha sido referida como una de las especies más abundantes en el golfo de California y en los océanos tropicales (Benson, 1966, 2005). Sus mayores abundancias y frecuencia de aparición se registran en los primeros 150 m de la columna de agua entre los trópicos de los océanos Pacífico e Índico (Boltovskoy *et al.*, 2010). Con base en esto se propone que sus afinidades son similares a las de *D. irregularis*.

6.3.1 Escenario paleoceanográfico propuesto para el factor 2.

El factor 2 explica el comportamiento de los datos en los intervalos de ~58645 a 4601 años cal. A.P. (Holoceno medio) y ~3690 a 3233 años cal. A.P. (Holoceno tardío) (Figura 6.3.1.1). Comparando la riqueza de la asociación de radiolarios del factor 1 con la del factor 2 se infiere que la del segundo es más diversa que la del primero, esto se ve apoyado al considerar los puntajes del factor de las especies que los conforman. En el

caso del factor 2, aunque *P. pylonium* grupo parece influir de forma predominante en el comportamiento del mismo, al menos dos especies presentan un puntaje del factor mayor a 2 y el resto valores mayores a 1, en total nueve especies caracterizan al factor 2 en comparación con las seis que definen al factor 1. Además, la asociación de radiolarios que caracteriza al factor 2, tiene afinidades ecológicas a las diferentes masas de agua que actualmente pueden observarse en la cuenca Alfonso a finales de la primavera (Monreal-Gómez *et al.*, 2001) y durante los meses de verano (Salinas-González *et al.*, 2003).

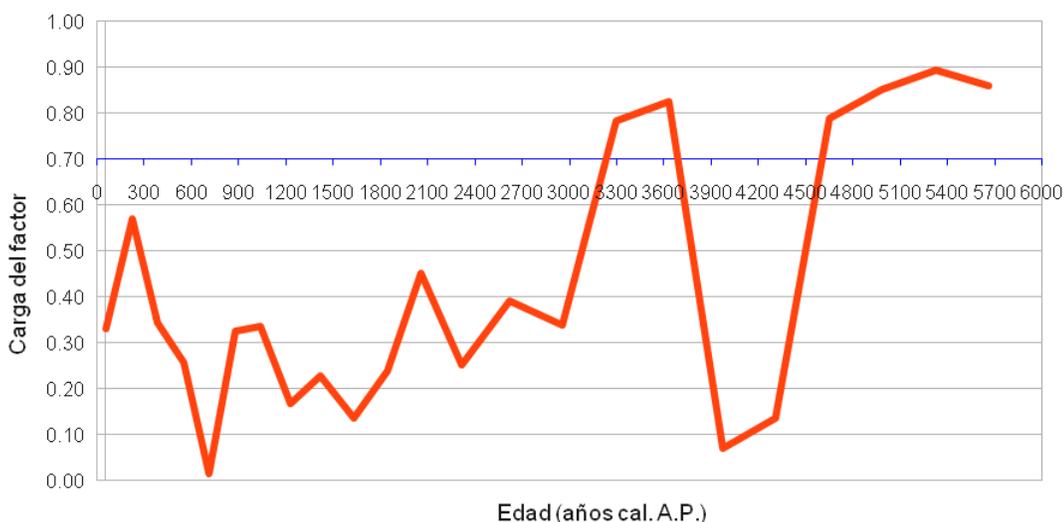


Figura 6.3.1.1 Gráfica en sentido estratigráfico de las cargas del factor 2: “Óptimo Climático del Holoceno”.

Es importante recalcar la importancia de *P. pylonium* grupo dentro de la asociación de radiolarios, ya que es un organismo relacionado con las aguas subsuperficiales relativamente frías y ricas en nutrientes, por lo que si se considera su alto puntaje del factor, así como la presencia de otros tres taxones de hábitos también subsuperficiales (*P. Corbula*, *P. stabilis scaphipes* y *H. dodecantha* grupo), pueden inferirse condiciones de estratificación en la cuenca Alfonso las cuales permiten cierta estabilidad de las aguas subsuperficiales, como lo que ocurre actualmente por debajo de los 150 m durante todo el año (Salinas-González *et al.*, 2003).

En este factor *T. octacantha* grupo, así como *D. irregularis* y *E. hexagonatum*, son radiolarios que presentan en mayor o menor medida una preferencia por las aguas cálidas superficiales relativamente pobres en su contenido de nutrientes. Por lo que su presencia en el registro sedimentario como parte importante de la asociación que

caracteriza al factor 2 sugiere que durante los intervalos de tiempo que define éste las condiciones oceánicas promedio en la bahía se caracterizaron por la ocurrencia de aguas cálidas superficiales y oligotróficas, es decir, condiciones análogas a las observadas durante los meses de verano en la bahía de la Paz, que es cuando ocurre una mayor estratificación de la columna de agua y una disminución de los procesos de mezcla (p. ej. giros), lo que provoca un correspondiente descenso en la productividad primaria.

Las condiciones de estratificación y baja productividad primaria propuestas para el factor 2: “Óptimo Climático del Holoceno” concuerdan con lo propuesto en otros estudios en la cuenca Alfonso. En particular las condiciones propuestas para el intervalo de ~5865 a 4601 años cal. A.P. en este trabajo concuerdan con lo sugerido por Douglas *et al.* (2001) y González-Yajimovich *et al.* (2007), quienes proponen que las condiciones oceanográficas/climáticas en la cuenca Alfonso, y en el golfo en general, fueron más estables durante el Holoceno medio (~7200 – 4200 años cal. A.P.), el cual se caracterizó por presentar un clima más húmedo y cálido que el actual y una baja productividad primaria en comparación con los valores registrados para el Holoceno temprano (10000 – 7200 años cal. A.P.) (Douglas *et al.*, 2007).

Con respecto al segundo intervalo explicado por el factor 2, de ~3690 a 3233 años cal. A.P, éste coincide con un máximo en la concentración de carbonatos de la cuenca Alfonso registrado hace ~3500 años cal. A.P. (Douglas *et al.*, 2001, 2007). Los aumentos en la concentración de carbonatos tienen un comportamiento opuesto al de las concentraciones de ópalo biogénico, el cual es un indicador de paleoproduktividad (Douglas *et al.*, 2007). Por lo anterior se propone que la productividad primaria en la cuenca Alfonso presentó un decremento debido probablemente a una mayor incursión y/o a un mayor tiempo de residencia por parte de las aguas tropicales, predominando las condiciones de estratificación.

6.4 Índice de diversidad de Shannon-Wiener.

Los valores de diversidad estimados a partir del índice de Shannon-Wiener (Tabla y Figura 5.5.1) definen diferencias significativas, a partir de la prueba de Mann-Whitney-Wilcoxon entre la diversidad promedio del factor 2 y la del factor 1 (Tabla 5.5.2). En general los valores más altos corresponden a los intervalos del Holoceno medio, en donde se proponen condiciones oceanográficas/climáticas más estables y una menor disponibilidad de nutrientes en las aguas superficiales, lo cual concuerda con la idea de Begon *et al.* (2006) quienes mencionan que la diversidad de las comunidades biológicas parece ser un parámetro ecológico que tiende a mantenerse en ambientes estables.

La diversidad de las muestras tiende a ser menor en los intervalos correspondientes al factor 1, el cual abarca parte del Holoceno tardío, por lo que se propone que este comportamiento puede estar relacionado con el aumento en la disponibilidad de nutrientes debido a la divergencia de aguas subsuperficiales hacia la superficie, ocasionada posiblemente por la intensificación del giro ciclónico o por su mayor permanencia en la bahía de la Paz. En donde probablemente, las especies asociadas a una mayor productividad presentan un mayor crecimiento poblacional, el cual deriva en la dominancia de las mismas, pudiendo éstas llegar a desplazar a las demás (Begon *et al.*, 2006).

Es importante mencionar que en la parte más reciente de la secuencia los valores de diversidad tienden a aumentar, por lo que se sugiere un cambio en las condiciones oceanográficas locales. Cabe mencionar que las medidas de diversidad específica empleadas en estudios paleoecológicos pueden llegar a ser controversiales, sin embargo, si se usan en combinación con proxies pueden reforzar las interpretaciones paleoambientales (Boltovskoy *et al.*, 1996).

En el contexto de este trabajo se realiza la interpretación de escenarios oceanográficos y climáticos de acuerdo con las afinidades ecológicas de las especies que con base en el análisis de factores de modo-Q explican mejor la varianza total de los datos. Sin embargo el comportamiento de la diversidad a lo largo del tiempo, así como los resultados obtenidos y las limitaciones en la interpretación, motivan a realizar las siguientes sugerencias para trabajos que posteriormente busquen retomar este tema: 1) realizar arrastres con redes para zooplancton, así como instalar trampas de sedimentos a distintas profundidades dentro de la bahía, que permitan conocer la distribución espacial y temporal (en escalas mensuales, estacionales, anuales e interanuales) de las especies de radiolarios, así como cuantificar sus flujos; 2) utilizar diferentes tamices que permitan conocer las diferentes tallas de los organismos y sus diferentes estadios de crecimiento; 3) contar con datos sobre la dinámica oceanográfica de la bahía con una resolución igual a la de los muestreos y de esta manera poder definir las afinidades ecológicas de las especies; 4) en el caso de los estudios estratigráficos, considerar un mayor número de dataciones, un mayor muestreo y la comparación con otros proxies (biológicos y/o no biológicos) que permitan mejorar las interpretaciones y reconstrucciones.

Capítulo 7. Conclusiones.

A partir de los resultados obtenidos y la discusión elaborada, se concluye lo siguiente:

- i. La secuencia de sedimentos laminados DIPAL-III T43 es un registro cuyo alcance estratigráfico abarcó de 5865 hasta 49 años cal. A.P., es decir, representa a parte del Holoceno medio y prácticamente la totalidad del tardío.
- ii. La riqueza de especies identificada en toda la secuencia fue de 160 taxones, siendo 70 de éstos los que presentaron una abundancia relativa mayor o igual al 1% en al menos el 5% de las muestras analizadas. Estos datos fueron procesados mediante un análisis de factores de modo-Q que explicó el 79.04% de la varianza de los datos.
- iii. Se proponen dos escenarios paleoceanográficos a partir de los resultados del análisis de factores modo-Q:
 - Factor 1: “Alta productividad-giro”, abarca los intervalos de 4431 a 3851 años cal. A.P. (Holoceno medio - tardío) y de 3081 a 49 años cal. A.P. (Holoceno tardío). Se caracterizó por presentar especies superficiales y subsuperficiales con afinidad por aguas ricas en nutrientes, esto se relacionó directamente con un giro ciclónico semipermanente que se teoriza es uno de los principales mecanismos que regulan la disponibilidad de este recurso dentro de la bahía de la Paz. Además el escenario anterior coincide temporalmente con lo que otros autores proponen como un periodo en el que la fase invierno-primavera dominó de forma general el clima del golfo, teniéndose una intensificación de los vientos del Noroeste.
 - Factor 2: “Óptimo Climático del Holoceno”, abarca a los intervalos de 5865 a 4601 años cal. A.P. (Holoceno medio) y de 3690 a 3233 años cal. A.P. (Holoceno tardío). Las especies dentro de este factor sugieren condiciones de estratificación de la columna de agua. Este periodo coincide con la parte final del Holoceno medio, el cual se caracterizó porque en el golfo se presentaron condiciones más cálidas y húmedas que las actuales. También este factor coincide con un aumento en la concentración de carbonatos reportado para ~3500 años cal. A.P. Ambos intervalos permiten sugerir un decremento de la productividad dentro de la bahía de la Paz en comparación con los niveles actuales.
- iv. Se calcularon las diversidades promedio de las muestras correspondientes a cada escenario mediante el índice de diversidad de Shannon-Wiener y se les comparó mediante una prueba de hipótesis de Mann-Whitney-Wilcoxon ($\alpha=0.05$, $\alpha=0.01$), obteniéndose diferencias significativas entre los mismos. El escenario del factor 1 se

caracterizó por presentar los menores valores de diversidad, mientras que el del factor 2 presentó los mayores, por lo que se propone que este parámetro ecológico está íntimamente relacionado con la disponibilidad de nutrientes.

- v. Se realizó una correlación de Spearman entre dos especies de radiolarios representadas por el factor 1, obteniéndose un valor de 0.68. Una de las especies se tiene bien caracterizada dentro del golfo y en el océano mundial, mientras que la otra es la primera vez que se le reporta dentro del golfo, por lo que los resultados de la prueba permiten sugerir afinidades ecológicas similares.
- vi. La Anomalía Climática Medieval no pudo identificarse a partir del registro que se trabajó debido probablemente tanto a la baja resolución que se manejó como a la falta de proxies que pudieran haber dado indicios de la misma.

Anexos.

I. Fenómeno de El Niño.

Muy relacionado con la dinámica de la zona de convergencia intertropical se tiene al fenómeno cuasiperiódico conocido coloquialmente como “El Niño” y que formalmente es parte del fenómeno conocido como “El Niño Oscilación del Sur” (ENOS). El ENOS tiene una cuasiperiodicidad interanual caracterizada por abarcar años con condiciones “normales” y un año anómalo en donde se da un evento de El Niño (Pincock, 2009). Uno de los primeros registros que se tiene de las consecuencias de esta anomalía en el Pacífico tropical se encuentra en el trabajo realizado por Sir J. Norman Lockyer y por su hijo W. J. S. Lockyer en la segunda mitad del siglo XIX y la primera del XX. Estos científicos contaban con una gran cantidad de datos y habían identificado la presencia de un comportamiento anómalo en los mismos, sin embargo, no pudieron identificar al fenómeno como una oscilación cuasiperiódica, ya que lo que ellos buscaban encontrar era algún ciclo “bien” definido como en ese entonces se creía que lo era, el ciclo de las manchas solares (~11 años) (Pincock, 2009). Por otro lado no fue sino hasta ya entrado el siglo XX que Sir Gilbert T. Walker, siendo director general de los observatorios de la India y utilizando más datos que los empleados por ambos Lockyer, logró mediante un enfoque distinto no solo identificar el ciclo cuasiperiódico que hasta el día de hoy caracteriza al ENOS, sino que además logró sustentar matemáticamente la existencia del mismo, esto último mediante la innovación de la llamada “prueba de significancia de Walker para coeficientes de correlación” y también a través de la construcción de una ecuación de autoregresión capaz de describir por primera vez una aproximación de la dinámica de este fenómeno climático (Pincock, 2009).

Es a partir de lo anterior que Jacob Bjerknes en 1969 trabajaría arduamente para ligar a las anomalías observadas en los datos dentro de un escenario océano-atmosférico que posteriormente sentaría las bases para estudiar y comprender los mecanismos físicos que operan detrás del ENOS (Pincock, 2009). A grandes rasgos la hipótesis de Bjerknes, descrita por Neelin *et al.* (1998), consiste en que el ENOS es un ciclo autosostenible en donde los cambios en la temperatura superficial del océano Pacífico tropical pueden fortalecer o debilitar a los vientos alisios de ambos hemisferios, provocando que la circulación oceánica se altere y en consecuencia que la temperatura superficial continúe variando, convirtiéndose lo anterior en un ciclo de retroalimentación positiva. Esta hipótesis plantea que en condiciones normales la atmósfera sobre el océano Pacífico tropical se caracteriza por presentar latitudinalmente

una circulación eólica del tipo de una célula de Hadley, la cual representaría al componente simétrico de la circulación en la zona; al mismo tiempo se tiene al llamado componente asimétrico, el cual surge como producto de la circulación de Walker, ésta consiste en que debido al gradiente térmico existente entre el Pacífico tropical oriental (temperaturas superficiales “no tan cálidas”) con respecto al occidental (temperaturas superficiales “cálidas”) el componente simétrico de la circulación eólica se ve reforzado con una tendencia de los vientos de bajo nivel a circular hacia el Oeste, en otras palabras, puede decirse que se tiene un símil de una gran célula de Hadley operando sobre la cuenca del Pacífico con vientos de bajo nivel cargados de humedad y promoviendo la advección de aguas cálidas hacia el sureste del continente asiático, formándose así la “piscina cálida del Pacífico occidental”, mientras que estos vientos al llegar ahí suben hacia la troposfera y vuelven hacia el Pacífico oriental. Es debido a lo anterior el que en ciertas regiones cercanas al ecuador en el Pacífico tropical central y oriental se presente un desplazamiento excesivo de agua superficial hacia el Oeste que motiva la disminución de la profundidad de la termoclina, lo que da origen a la zona de surgencias semipermanentes conocida como “lengua fría ecuatorial”. Las alteraciones provocadas por los años en los que hay un evento de El Niño se corresponden con una supresión generalizada de la circulación atmosférica sobre el Pacífico tropical. Si se supone que hay una anomalía cálida en la temperatura superficial del Pacífico ecuatorial oriental los vientos del Este que forman parte de la circulación de Walker se debilitan y suben hacia la troposfera en zonas localizadas más hacia el oriente de la cuenca, lo que se corresponde con una interrupción de los patrones de precipitación en el Pacífico occidental y un aumento de la misma en el Pacífico oriental; inherentemente el gradiente de la temperatura superficial que alimenta a la misma circulación de Walker se debilita aún más, teniéndose agua relativamente cálida en todo el Pacífico tropical y un correspondiente aumento en la profundidad de la termoclina (Neelin *et al.* 1998, Pincock, 2009).

Neelin y colaboradores (1998) recalcan que Bjerkness no ahonda en el mecanismo subyacente a la transición de una fase del ENOS con temperaturas superficiales “cálidas” hacia una fase en donde las mismas se mantengan dentro de los rangos “normales” y hasta la siguiente fase que serían temperaturas superficiales “frías”. Aún hoy en día puede decirse que no existe un modelo que explique en su totalidad la dinámica que sigue y ha seguido el ENOS, mas una de las mejores explicaciones que se tienen es, en palabras de Pincock (2009), el modelo oscilador de acción retardada, éste

compensa la carencia que presenta la hipótesis de Bjerknes proponiendo que después de un cierto tiempo de correrse dicho modelo utilizando los datos proporcionados por las condiciones “normales” se produce un agente (un huracán por ejemplo) que interrumpe la circulación a lo largo del Pacífico tropical-ecuatorial; dicha interrupción termina desatando la anomalía descrita anteriormente y el factor que parece guiar la retroalimentación positiva a lo largo de la duración de la misma parece ser la diferencia existente entre los tiempos de respuesta de la atmósfera y del océano, presentando éste último un mecanismo de ajuste retardado en relación a la velocidad de ajuste que manifiesta el sistema atmosférico frente a cualquier agente interruptor, dicho retraso se conoce como el “paradigma de la memoria subsuperficial” (Neelin *et al.*, 1998).

El comportamiento que presenta el ENOS aún no es clasificado de manera absoluta como un fenómeno que se presente de forma periódica o cuasiperiódica, mas el periodo que es apoyado de manera consensada es de entre 3 y 5 años y es denominado como periodo cuasi-cuadrienal (Neelin *etl al.* 1998). La huella que dicha anomalía climática ha dejado en el registro sedimentario a escalas de centenas y miles de años puede no ser tan clara o puntual como la que puede observarse a mayores resoluciones, sin embargo, existen varios trabajos como el de Álvarez *et al.* (2010), el cual presenta conclusiones en las que si se conjuntan varios eventos de El Niño a lo largo de decenas o centenas de años, varios fenómenos del ENSO en su conjunto parecen haber presentado periodos de mayor o menor intensidad.

II. Datación radiométrica por el método de radiocarbono AMS.

El carbono 14 (^{14}C) es un radioisótopo cosmogénico cuya formación se da principalmente en las capas superiores de la atmósfera siendo máxima ésta a 15km de altura (Uriarte, 2003), es un isótopo muy poco abundante ya que representa alrededor del 10^{-10} % de todo el C presente en la naturaleza, mientras que el ^{13}C representa el 1.11% y el ^{12}C el 98.89% (Pérez-Cruz, 2000; Ruiz-Gómez, 2005). Dicha formación inicia con un átomo de nitrógeno 14 (^{14}N) atmosférico, el cual es un isótopo estable y representa al 99% del N total en la Tierra. De acuerdo con Uriarte (2003) los átomos de ^{14}N atmosférico sufren un bombardeo continuo por parte de los neutrones presentes en los rayos cósmicos, el resultado de dicho proceso es que por cada átomo de ^{14}N que interactúa con un neutrón cósmico se obtiene un átomo de ^{14}C y se libera un protón; al ser éste un isótopo inestable tiende a decaer hacia ^{14}N liberando un neutrino y una partícula β , la cual es un electrón producido durante un suceso radiactivo. Lo anterior se da de forma continua, manteniendo de forma relativamente constante la proporción

global de $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ a lo largo del tiempo; sin embargo, existe evidencia que indica que dicha razón ha variado y varía en función de factores como la ubicación geográfica, las alteraciones de la intensidad del campo magnético terrestre, los cambios en la actividad solar y/o las fluctuaciones en la ventilación de las aguas de fondo de los océanos (Pérez-Cruz, 2000; Uriarte, 2003).

Ambos isótopos de carbono son asimilados en una proporción casi igual a la atmosférica por los organismos fotosintéticos en forma de CO_2^5 , por el resto de los seres vivos gracias a la red trófica y por algunos organismos marinos al momento de precipitar los carbonatos (CO_3^{-2}) que constituyen sus testas o conchas (Pérez-Cruz, 2000). Este “reservorio” biológico forma parte de lo que se conoce como depósito de intercambio de carbono (DIC) el cual es un conjunto de reservorios (atmósfera, hidrosfera, biosfera y el humus) que mantienen un equilibrio dinámico entre sí en lo que a las concentraciones de ^{14}C y ^{12}C se refiere, existen otros reservorios aislados los cuales mantienen un equilibrio estático y poseen proporciones de $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ que no se corresponden entre sí (Ruiz-Gómez, 2005).

Bajo esta premisa del equilibrio dinámico se tiene que al morir un organismo cesa la incorporación de carbono a sus tejidos o estructuras, guardándose un registro de la proporción atmosférica ($^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$) de ese momento, es entonces cuando el ^{14}C presente en los restos del organismo empieza a decaer hacia ^{14}N a una tasa constante de comportamiento exponencial denominada como periodo de semidesintegración, el cual tiene un valor de $5,730 \pm 30$ años y es conocido como “vida media de Cambridge”, dicho periodo indica el tiempo en el que dada una cantidad determinada de ^{14}C presente en una muestra ésta se reducirá a la mitad de su valor inicial (Ruiz-Gómez, 2005). Por lo que en la situación hipotética de que se tuviera una muestra en donde la cantidad de ^{14}C al día de hoy fuera la mitad de la presente al momento de interrumpirse la incorporación de carbono, ésta podría datarse con una antigüedad de $\sim 5,730$ años y si se tuviera la cuarta parte de la cantidad original la datación correspondiente sería de $\sim 11,460$ años. Vale la pena recalcar que lo anterior es solo un ejemplo de cómo puede ser interpretado el periodo de semidesintegración, ya que la datación radiométrica por AMS es mucho más compleja.

5 En el caso de la asimilación de ^{14}C en forma de CO_2 a través de la fotosíntesis se ha observado que las plantas presentan una preferencia por el isótopo ligero (^{12}C), por lo que si se utilizaran estas muestras para realizar una datación se obtendría como resultado final una edad más antigua, ya que la concentración de ^{14}C en la muestra sería menor que la presente en la atmósfera al momento de cesar la renovación del mismo (Ruiz-Gómez, 2005).

Con el fin de conocer la cantidad inicial de ^{14}C presente en una muestra a partir del valor actual se hacen dos supuestos fundamentales: 1) la proporción de $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ del DIC se ha mantenido “constante” a lo largo del tiempo con respecto a un valor obtenido en 1950 y 2) la vida media del ^{14}C es de 5,568 años que es el primer valor para el periodo de semidesintegración que se calculó (Libby, Anderson & Arnold, 1949 en Pérez-Cruz, 2000). A partir de lo anterior y una vez calculada la cantidad de radiocarbono que debió de tener la muestra en un inicio, la estimación de su edad no puede realizarse mediante una simple extrapolación entre la vida media del radiocarbono y la proporción que presenta éste dentro de dicha muestra, esto debido a que el primer supuesto realizado ignora a los factores que inducen una variación de la proporción de $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ a lo largo del tiempo. Actualmente existen varios softwares de calibración que permiten corregir hasta cierto punto el error de las edades obtenidas mediante esta técnica de datación, estos softwares han sido construidos a partir de la información proveída por varios registros de alta resolución que permiten cuantificar las variaciones que ha tenido la proporción $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ a lo largo del tiempo, entre ellos se tiene a los anillos de crecimiento de árboles muy viejos (como los pinos de Bristlecone, EE. UU.) y de troncos fosilizados, a los sedimentos varvados que han sido colectados en la cuenca de Cariaco, Venezuela y a una estalagmita que se encontraba en una cueva sumergida en las Bahamas (Pérez-Cruz, 2000; Uriarte, 2003). Los registros reconstruidos a partir de la información obtenida tienen un alcance de 11,800 años, 50,000 años y 45,000 años respectivamente (Uriarte, 2003).

Ruiz-Gómez (2005) explica que la datación mediante el uso de un radioisótopo y la técnica de AMS funcionan cuantificando directamente la cantidad de los núcleos del radioisótopo que están presentes en la muestra. Esto la diferencia de otras técnicas, como la ionización gaseosa y los detectores de centelleo líquido, ya que éstas estiman la cantidad de núcleos de forma indirecta a partir de la medición de la radiación (partículas β en el caso del ^{14}C) proveniente de dichos núcleos. Otra de las bondades que presenta esta técnica es la poca cantidad de muestra que se requiere para realizarse, ésta es del orden de miligramos mientras que en los otros casos se requieren gramos, lo cual aumenta el riesgo de perturbar la fuente original. La precisión, así como la rapidez con la que se obtienen los datos convierten a la datación mediante radiocarbono AMS en una técnica ideal para obtener la edad de muestras cuya antigüedad sea del orden de hasta diez vidas medias de Cambridge (~57,300 años), para edades mayores la cantidad de radiocarbono en una muestra es muy poca como para hacer una estimación fiable.

III. Imágenes de las especies consideradas dentro de ambos factores.

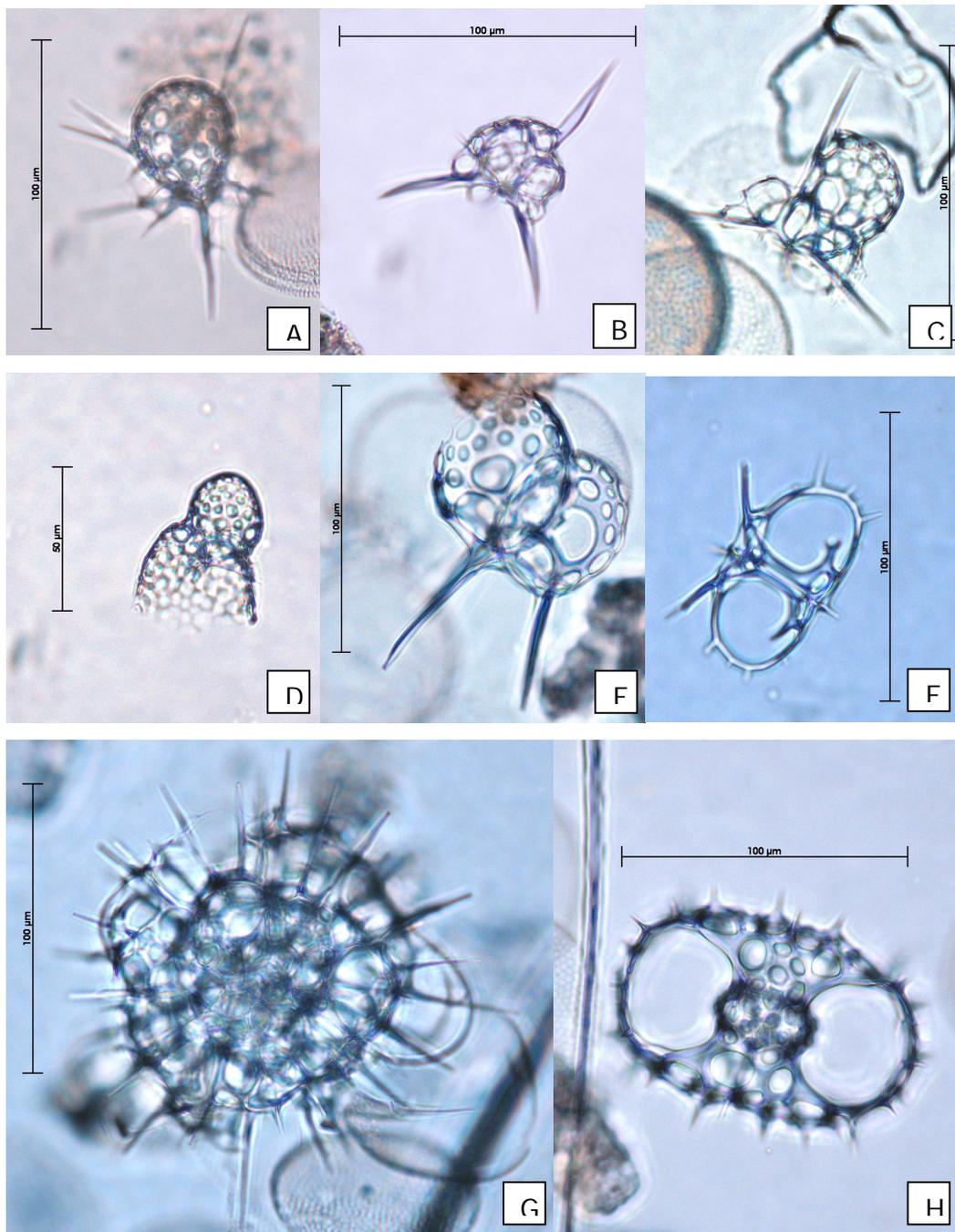


Figura III.1.a. A) *Arachnocorallium calvata*, B) *Cladosceniium ancoratum*, C) *Lithomelissa pentacantha*, D) *Lithomelissa setosa*, E) *Phormospyris stabilis scaphipes*, F) *Clathrocircus stapedius*, G) *Phorticium pylonium* grupo, H) *Tetrapyle octacantha* grupo.

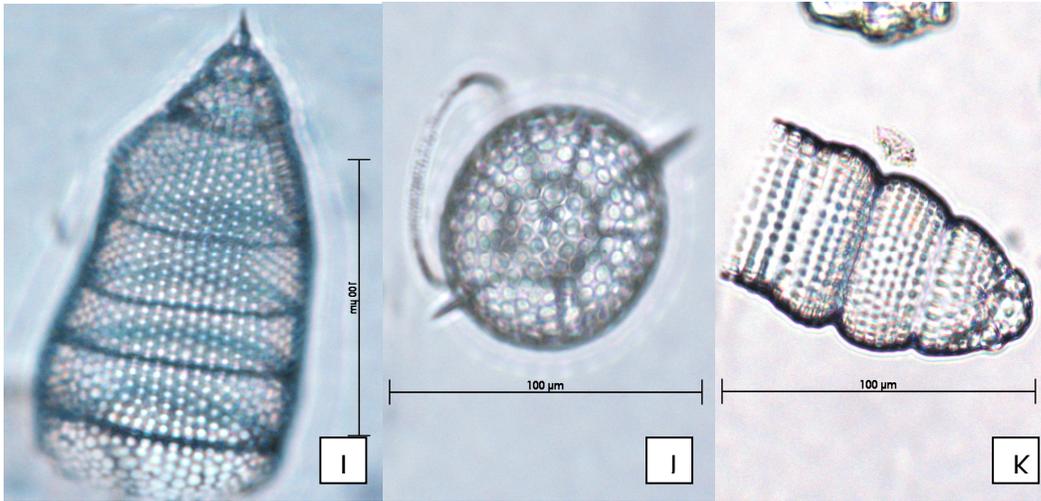


Figura III.1.b. I) *Eucyrtidium hexagonatum*, J) *Druppactractus irregularis*, K) *Phormostichoartus corbula*.

Referencias.

- Abelmann, A & M.M. Gowing. 1997. Spatial distribution pattern of living polycystine radiolarian taxa-baseline study for paleoenvironmental reconstructions in the Southern Ocean (Atlantic sector). *Marine Micropaleontology*. 30:3-28.
- Álvarez, M.C., J.A. Flores, F.J. Sierró & A. Molina-Cruz. 2010. The coccolithophore record for the last 11 000 years in the Gulf of California. *Journal of Marine Systems*. 80:184-190.
- Álvarez-Gómez, I.G. & A. Martínez-López. 2010. Silicoflagelados en sedimentación en la región suroccidental del golfo de California. *Oceánides*. 25(1):17-24.
- Amador, J.A., E.J. Alfaro, O.G. Lizano & V.O. Magaña. 2006. Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*. 69:101-142.
- Anderson, O.R. 1983. *Radiolara*. Springer Verlag, Nueva York. 355 pp.
- Baba, J., C.D. Peterson & H.J. Schrader. 1991a. Modern Fine-Grained Sediments in the Gulf of California. En: Dauplin B. & R.T. Simonet (eds.). The Gulf and Peninsular province of the Californias. *American Association of Petroleum Geologists*. Oklahoma. Pp. 569-588.
- Baba, J., C.D. Peterson & H.J. Schrader. 1991b. Fine-Grained Terrigenous Sediment Supply and Dispersal in the Gulf of California During the Last Century. En: Dauplin B. & R.T. Simonet (eds.). The Gulf and Peninsular province of the Californias. *American Association of Petroleum Geologists*. Oklahoma. Pp. 589-602.
- Badan, A. 1997. La Corriente Costera de Costa Rica en el Pacífico Mexicano. En: M.F. Lavín (ed.), *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. Monografía (3):99-112.
- Badan-Dangon, A., C.E. Dorman, M.A. Merrifield & C.D. Wianat. 1991. The lower atmosphere over the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*. 96(c9):16887-16896.
- Baumgartner, T.R., V. Ferreira-Bartrina, J. Cowen & A. Soutar. 1991. Reconstruction of a 20th Century Varve Chronology from the Central Gulf of California. En: Dauplin B. & R.T. Simonet (eds.). The Gulf and Peninsular province of the Californias.

- American Association of Petroleum Geologists*. Oklahoma. Pp. 603-616.
- Begon, M., R. Townsend & J.L. Harper. 2006. *Ecology, from individuals to ecosystems*. 4a. Blackwell Publishing, Reino Unido. Pp. 471-472, 602.
- Benson, R.N. 1966. Recent radiolaria from the Gulf of California. Tesis profesional de doctorado. Universidad de Minesota. 577 pp.
- Benson, R.N. 1983. Quaternary radiolarian from the mouth of the Gulf of California, Deep Sea Drilling Project, Leg 65. En: Lewis, B.T.R., Robinson, P. et al. (eds). *Initial Reports. DSDP*. 65:491-523.
- Benson, R.N. 2005. Holocene radiolaria from sediments of the Gulf of California. 52 pp.
- Boltovskoy, D. 1998. Classification and distribution of south Atlantic recent polycystine radiolarian. *Paleontología electrónica*. 1(2):116 pp.
- Boltovskoy, D., S.A. Kling, K. Takahashi & K. Bjorklund. 2010. World Atlas Distribution of Recent Polycystina (Radiolaria). *Paleontologia Electronica*. Vol. 3, issue 3, 230pp.
- Boltovskoy, D. & I. Pujana. 2008. Radiolaria. En: Camacho, H.H. & M.I. Longobucco (eds). *Los Invertebrados Fósiles*. Fundación Historia Natural I. Félix Azara. Buenos Aires, Argentina. Tomo 1. Pp 101-132.
- Boltovskoy, D. & R. Riedel. 1987. Polycystine Radiolaria from the California Current region: Seasonal and geographic patterns. *Marine Micropaleontology*. 12:65-104.
- Boltovskoy, D., E. Uliana. & G. Wefer. 1996. Seasonal variation in the flux of microplankton and radiolarian assemblage compositions in the northeastern tropical Atlantic at 2,195 m. *Limnology and oceanography*. 41(4):615-635.
- Bond, G., B. Kromer, J. Beer, R. Muscheler, M.N. Evans, W. Showers, S. Hoffman, R. Lotti-Bond, I. Hadjas, G. Bonani. 2001. Persisten Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*. 294:2130-2136.
- Bordoni, S., P.E. Ciesielski, R.H. Johnson, B.D. McNoldy & B. Stevens. 2004. The low-level circulation of the North American Monsoon as revealed by QuickSCAT. *Geophysical Research Letters*. 31:doi:10.1029/2004GL020009.

- Cánovas-Picón, F. 2006-2007. Física Nuclear y Partículas, Datación Radiactiva. <www.uncachodeciencia.org/wp-content/uploads/datacionradiactiva.pdf>. 50 pp.
- Choumiline, K., A.P. Rodríguez-Castañeda, N. Silverberg, E. Shumilin, F. Aguirre-Bahena, D. Sapozhnikov y L. Pérez-Cruz. 2010. Arsenica and uranium in the settling particulate matter and sediments of Alfonso Basin, La Paz Bay. En: Birkle & Torres-Alvarado (eds.). 2010. *Water-Rock interaction*. Taylor & Francis Group, Lóndres. Pp 333-336.
- Clarke, G.K.C., D.W. Leverington, J.T. Teller & A.S. Dyke. 2004. Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event. *Quaternary Science Reviews*. 23:389-407.
- Conover, W.J. 1980. *Practical nonparametric statistics*. 2a. John Wiley & Sons, Inc. Pp 225-226.
- Correa-Metrio, A., K.R. Cabrera & M.B. Bush. 2010. Quantifying ecological change through discriminant anlysis: a paleoecological example from the Peruvian Amazon. *Journal of Vegetation Science*. 21:695-704.
- Cronin, T.M. 1999. *Principles of paleoclimatology*. Columbia Univesity Press, Nueva York. 560 pp.
- Dansgaard, W.S., J. Johnsen, J. Moller, C.C. Langway. 1969. One thousand centuries of climatic record from camp century in Greenland ice sheet. *Science*. 166:377-381.
- De Wever, P., P. Dumitrica, J.P. Caulet, C. Nigrini & M. Caridroit. 2001. *Radiolarians in the Sedimentary Record*. Gordon and Breach Science Publsiher, Singapur. 533 pp.
- Dolven, J.K., K.R. Bjørklund, J. Brate, A.K. Krabberød, D. Klaveness & K. Shalchian-Tabrizi. 2009. *Tree of Life Polycystina. Polycystina radiolarians*. <<http://tolweb.org/onlinecontributors/appservice=external/ViewImageData&sp=37819>> . Fecha de la última actualización: 29 de octubre de 2009. Fecha de consulta: 20 de agosto de 2011.
- Dolven, J.K., C. Lindqvist, V.A. Albert, K.R. Bjørklund, T. Yuasa, O. Takahashi & S. Mayama. 2007. Molecular Diversity of Alveolates Associated with Neritic North Atlantic Radiolarians. *Protist*. 158:65-76.

- Douglas, M.W., R.A. Maddox, K. Howard & S. Reyes. 1993. The Mexican Monsoon. *Journal of Climate*. 6:1665-1677.
- Douglas, R.G., O. González-Yajimovich, J. Ledesma-Vazquez & F. Staines-Urias. 2007. Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California. *Quaternary Science Reviews*. 26:115-129.
- Douglas, R.G., D. Gorsline, A. Grippo, I. Granados & O. González-Yajimovich. 2001. Holocene Ocean-Climate Variations in Alfonso Basin, Gulf of California, Mexico. *PACLIM Conference Proceedings*. Pp 7-20.
- Encyclopaedia Britannica. 2010. Lead-210 dating. *Encyclopaedia Britannica Online*. <<http://www.britannica.com/EBchecked/topic/333573/lead-210-dating>>. Fecha de la última actualización: 2010. Fecha de consulta: 15 de diciembre de 2010.
- Franco-Torres, A.E. 2010. *Radiolarios de la Cuenca del Carmen y su relación con las condiciones oceanográficas durante el Holoceno Tardío*. Tesis profesional de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México. 89 pp.
- García-Mirafuentes, S. 2010. *Análisis de las características del giro ciclónico de la Bahía de La Paz*. Tesis de profesional de maestría, posgrado de ciencias del mar y limnología. Universidad Nacional Autónoma de México. 86 pp.
- Gaxiola-Castro, G. & R. Durazo (eds.). 2010. *Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California, 1997-2007, diez años de investigaciones mexicanas de la Corriente de California*. S y G editores. México, D.F. 501 pp.
- Gómez-Lizárraga, L.E. 2008. *Estudio ecológico de los radiolarios policistíneos del Holoceno tardío, en la Cuenca de la Paz, Golfo de California*. Tesis profesional de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México. 68 pp.
- González-Yajimovich, O.E., D.S. Gorsline & R. Douglas. 2007. Frequency and sources of basin floor turbidites in Alfonso basin, Gulf of California, Mexico: Products of slope failures. *Sedimentary Geology*. 199:91-105.
- Gorsline, D.S., T. De Diego & E.H. Nava-Sánchez. 2000. Seismically triggered turbidites in small margin basins: Alfonso Basin, Western Gulf of California and Santa Monica Basin, California Borderland. *Sedimentary Geology*. 135:21-35.
- Guevara-Díaz, J.M. 1988. *Meteorología*. Universidad Central de Venezuela. 380 pp.

- Gupta, S.M., R. Mohan & M.V.S Gupta. 2002. Radiolarian fluxes from the southern Bay of Bengal: sediment trap results. *Deep Sea Research I*. 49:1669-1668.
- Hair, J.F., R.E. Anderson, R.L. Tatham & W.C. Black. 1999. *Análisis multivariante*. 5a. Prentice Hall. Madrid, España. 745 pp.
- Harper, H.E. & A.H. Knoll. 1975. Silica, diatoms and Cenozoic radiolarian evolution. *Geology* 3(4):175-177.
- Imbrie, J. & T.H. Van Andel. 1964. Vector Analysis of Heavy Mineral Data. *Geological Society of America Bulletin*. 75:1131-1156.
- International Hydrographic Organization. 1953. *Limits of Oceans and Seas*. 3a. Monégasque, Monte Carlo. 38 pp.
- Ishitani, Y., K. Takahashi. 2007. The vertical distribution fo Radiolaria in the waters surrounding Japan. *Marine micropaleontology*. 65:113-136.
- Itaki, T., K. Minoshima, H. Kawahata. 2008. Radiolarian flux at an IMAGES site at the western margin of the subarctic Pacific and its seasonal relationship to the Oyashio Cold and Tsugaru Warm currents. *Marine Geology*. 255:131-148.
- Jiménez-Illescas, A.R., M. Obeso-Nieblas, D.A. Salas-de-León. 1997. Oceanografía física de la bahía de la Paz, B.C.S. En: Urbán, R.J. & M. Ramírez (eds.). *La Bahía de la Paz, investigación y conservación*. UABCS-CICIMAR-SCRIPPS, La Paz, B.C.S., México. Pp. 31-41.
- Kalis, A.J., J. Merkt & J. Wunderlich. 2003. Environmental changes during the Holocene climatic optimum in central Europe – human impact and natural causes. *Quaternary Science Reviews*. 22:33-79.
- Kessler, W.S. 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*. 69:181-217.
- Kling, S.A. & D. Boltovskoy. 1995. Radiolarian vertical distribution patterns across the southern California Current. *Deep-Sea Research I*. 42(2):191-231.
- Krucera, M. 2003. Numerical approach to microfossil proxy data. *Lecture notes for summer school Paleoceanography: Theory and field evidence*. IAMC Geomare. Pp 66-90.

- Lange, C.B., A.L. Weinheimer, F.M.H. Reid & R.C. Thunell. 1997. Sedimentation patterns of diatoms, radiolarians, and silicoflagellates in Santa Barbara Basin, California. *Sedimentation of siliceous microfossils in Santa Barbara Basin, CalCOFI Rep.* 38:161-170.
- Lavín, M.F., E. Beier & A. Badan. 1997. Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual. En: M.F. Lavín (ed.), *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. Monografía (3):141-171.
- Lavín, M.F. & S.G. Marinone. 2003. An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. En: Velasco-Fuentes, O.U., J. Sheinbaum & J. Ochoa. (eds.), *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. Kluwer Academic Publishers. Países Bajos. Pp 173-204.
- Lavín, M.F., R. Castro, E. Beier, V.M. Godínez, A. Amador & P. Guest. 2009. SST, thermohaline structure, and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon Experiment. *Journal of Geophysical Research*. 114:doi:10.1029/2008JC001896.
- Lazarus, D.F. 2005. A brief review of radiolarian research. *Paläontologische Zeitschrift*. 79(1):183-200.
- Lüer, V., G. Cortese, H.L. Neil, C.J. Hollis & H. Willems. 2009. Radiolarian-based sea surface temperatures and paleoceanographic changes during the Late Pleistocene-Holocene in the subantarctic southwest Pacific. *Marine Micropaleontology*. 70:151-165.
- Mann, M.E. 2002a. Medieval Climatic Optimum. En: MacCracken, M.C. & J.S. Perry (eds.). *The earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change*. 1:514-516. En: Munn, T. (ed.). 2002. *Encyclopedia of Global Environmental Change*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester.
- Mann, M.E. 2002b. Little Ice Age. En: MacCracken, M.C. & J.S. Perry (eds.). *The earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change*. 1:504-509. En: Munn, T. (ed.). 2002. *Encyclopedia of Global Environmental Change*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester.
- Mann, M.E., Z. Zhang, S. Rutherford, R.S. Bradley, M.K. Hughes, D. Shindell, C.

- Ammann, G. Faluvegi & F. Ni. 2009. Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*. 326:1256-1260.
- Mantua, N.J. 2002. Pacific-Decadal Oscillation (PDO). En: MacCracken, M.C. & J.S. Perry (eds.). The earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change. 1:592-594. En: Munn, T. (ed.). 2002. *Encyclopedia of Global Environmental Change*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester.
- Marinone, S.G. & M.F. Lavín. 1997. Mareas y corrientes residuales en el Golfo de California. En: M.F. Lavín (ed.). *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. Monografía (3):113-139.
- Matsuoka, A. 2007. Living radiolarian feeding mechanisms: new light on past marine ecosystems. *Swiss journal of geosciences*. 100:273-279.
- Mayewski, P.A., E.E. Rohling, J.C. Stager, W. Karlén, K.A. Maasch, L.D. Meeker, E.A. Meyerson, F. Gasse, S. van Kreveld, K. Holmgren, J. Lee-Thorp, G. Rosqvist, F. Rack, M. Staubwasser, R.R. Schneider & E.J. Steig. 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research*. 62:243-255.
- McMillen, K.J. & R.E. Casey. 1978. Distribution of living polycystine radiolarians in the gulf of Mexico and Caribbean sea, and comparisson with the sedimentary record. *Marine Micropaleontology*. 3:121-145.
- Merino, M. & M.A. Monreal-Gómez. 2004. Ocean currents and their impact on marine life: nutrient circulation and productivity of oceans. En: Duarte, C.M. (ed.) *Marine Ecology. Encyclopaedia of Life Support Systems*. EOLSS/UNESCO. Oxford, Reino Unido.
- Mójica-Ramírez, E. 2008. *Estructura del zooplancton de la Bahía de La Paz, B.C.S. y su relación con la hidrografía durante el verano del 2004*. Tesis de maestría, posgrado de ciencias del mar y limnología. Universidad Nacional Autónoma de México. 74 pp.
- Molina-Cruz, A. 1986. Evolución oceanográfica de la boca del Golfo de California. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología*. 13(2):95-120.
- Molina-Cruz, A. 1988. Late Quaternary oceanography of the mouth of the Gulf of California: The polycystine connection. *Paleoceanography*. 3(4):447-459.

- Molina-Cruz, A., L. Welling & A. Caudillo-Bohorquez. 1999. Radiolarian distribution in the water column, southern gulf of California, and its implication in thanatocoenose constitution. *Marine Micropaleontology*. 37:149-171.
- Molina-Cruz, A., L. Pérez-Cruz & M.A. Monreal-Gómez. 2002. Laminated sediments in the Bay of La Paz, Gulf of California: a depositional cycle regulated by pluvial flux. *Sedimentology*. 49:1401-1410.
- Monreal-Gómez, M.A., A. Molina-Cruz & D.A. Salas-de-León. 2001. Water masses and cyclonic circulation in Bay of La Paz, Gulf of California, during June 1998. *Journal of Marine Systems*. 30:305-315.
- Nava-Sánchez, E.H. 1997. *Fan deltas of the west coast of the gulf of California, Mexico*. Tesis profesional de doctorado. Universidad del Sur de California. 92 pp.
- Neelin, J.D., D.S. Battisti, A.C. Hirst, F.F. Jin, Y. Wakata, T. Yamagata & S.E. Zebiak. 1998. ENSO theory. *Journal of Geophysical Research*. 103(C7):14621-14290.
- Obeso-Nieblas, M., J.H. Gaviño-Rodríguez, A.R. Jiménez-Illescas & B. Shirasago-Germán. 2002. Simulación numérica de la circulación por marea y viento del Noroeste y Sur en la bahía de la Paz, B.C.S. *Océánides*. 17(1):1-12.
- Okazaki, Y., K. Takahashi, I. Takuya & Y. Kawasaki. 2004. Radiolarian vertical distribution in the Okhotsk Sea near the Kuril Islands and in the northwestern North Pacific off Hokkaido Island. *Marine Micropaleontology*. 51:257-284.
- Okazaki, Y., K. Takahashi, J. Onodera & M.C. Honda. 2005. Temporal and spatial flux changes of radiolarians in the northwestern Pacific Ocean during 1997-2000. *Deep-Sea Research II*. 52:2240-2274.
- Parés-Sierra, A, M. López & E.G. Pavía. 1997. Oceanografía Física del Océano Pacífico Nororiental. En: M.F. Lavín (ed.), *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. Monografía (3):1-24.
- Pegau, W.S., E. Boss & A. Martínez. 2002. Ocean color observation of eddies during the summer in the Gulf of California. *Geophysical Research Letters*. 29(9):10.1029/2001GL014076.
- Pérez-Cruz, L. 2000. *Estudio paleoceanográfico y sedimentológico holocénico de la Bahía de la Paz, Golfo de California*. Tesis profesional de doctorado, oceanografía

- geológica. Universidad Nacional Autónoma de México. 167 pp.
- Pérez-Cruz, L. 2006. Climate and ocean variability during the middle and late Holocene recorded in laminated sediments from Alfonso Basin, Gulf of California, Mexico. *Quaternary research*. 65:401-410.
- Pérez-Cruz, L. & A. Molina-Cruz. 1988. El Niño 1983: Effect on the distribution of the silicoflagellates in the Gulf of California. *Ciencias Marinas*. 14(3):9-38.
- Pérez-Cruz, L. & J. Urrutia-Fucugauchi. 2009. Magnetic mineral study of Holocene marine sediments from the Alfonso Basin, Gulf of California – implications for depositional environment and sediment sources. *Geofísica Internacional*. 48(3):305-318.
- Pérez-Cruz, L. & J. Urrutia-Fucugauchi. 2010. Holocene laminated sediments from the southern Gulf of California: geochemical, mineral magnetic and microfossil study. *Journal of Quaternary Science*. 25(6):989-1000.
- Pérez-Cruz, L., G.E. Villagrán-de-la-Cruz & L.E. Gómez-Lizárraga. 2009. *Radiolarios de los sedimentos marinos del Cuaternario Tardío del Golfo de California – Paleooceanografía y Paleoclimatología*. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. 72 pp.
- Petrushevskaya, M.G. 1971. Radiolyarii Nassellaria v planktone mirovogo okeana (Radiolarians of the Ocean). Akademya nauk SSSR, Zoologicheskii Institut, Issledovaniya Fauny Morei. 9(17):294.
- Pincock, C. 2009. From sunspots to the Southern Oscillation: confirming models of large-scale phenomena in meteorology. *Studies in History and Philosophy of Science*. 40:45-56.
- Pisias, N.G. 1986. Vertical water mass circulation and the distribution of radiolaria in surface sediments of the gulf of California. *Marine Micropaleontology*. 10:189-205.
- Pride, C.R., D. Thunell, D. Sigman, L. Keigwin, M. Altabet & E. Tappa. 1999. Nitrogen isotopic variations in the gulf of California since the last deglaciation: response to global climate change. *Paleoceanography*. 14:397-409.
- Reyes-Salinas, A., R. Cervantes-Duarte, R.A. Morales-Pérez & J.E. Valdez-Holguín.

2003. Variabilidad estacional de la productividad primaria y su relación con la estratificación vertical de la Bahía de la Paz, B.C.S. *Hidrobiológica*. 13(2):103-110.
- Roden, G.I. 1964. Oceanographic aspects of the Gulf of California. En: Van Andel, T.H. & G.G. Shor (eds.). 1964. Marine geology of the Gulf of California. *American Association of Petroleum Geology*. Memoir 3:30-58.
- Ruiz-Gómez, A. 2005. Espectrometría de masas con aceleradores (AMS): aplicación a la datación por radiocarbono. *Isagogé*. 2:19-22.
- Sachs, H.M. 1973. North Pacific radiolarian assemblages and their relationship to oceanographic parameter. *Quaternary Research*. 3(1):73-78.
- Salinas-González, F., O. Zaytsev & V. Makarov. 2003. Formation of the termohaline structure of water in the bahía de la Paz from summer to autumn. *Ciencias Marinas*. 29(01):51-65.
- Schulz, M. & A. Paul. 2002. Holocene Climate Variability on Centennial-to-Millennial Time Scales: 1: Climate Records from the North-Atlantic Realm. En: Wefer, G, W. Berger, K.E. Behre & E. Jansen (eds.). 2002. *Climate Development and History of the North Atlantic Realm*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Pp. 41-54.
- Skupien, P. & L. Mechová. 2011. *Základy Stratigrafie a Paleontologie*. Tomado de: <<http://geologie.vsb.cz/paleontologie/paleontologie/zoopaleontologie/Radiolaria.htm>> . Fecha de consulta: 20 de agosto de 2011.
- SLICS. 2010. Principles of lead-210 dating (en línea).<<http://www.videoem.com/slics/understanding.htm>>. Fecha de la última actualización: 2010. Fecha de consulta: 15 de diciembre de 2010.
- Soto, J., J. Gómez, O. Díaz & A. Gelen. 2000. Estudio de sedimentación y datación de sedimentos en la bahía de Santander (España). *Revista Cubana de Física*. 17(1-2):30-35.
- StatSoft, Inc. 2011a. *Principal Components and Factor Analysis, Electronic Statistics Textbook* (en línea). <<http://www.statsoft.com/textbook/principal-components-factor-analysis/?button=1>>. Fecha de la última actualización: 2011. Fecha de consulta 19 de junio de 2011.

- StatSoft, Inc. 2011b. *Nonparametric Statistics, Electronic Statistics Textbook* (en línea). <<http://www.statsoft.com/textbook/nonparametric-statistics/>>. Fecha de la última actualización: 2011. Fecha de consulta 20 de junio de 2011.
- Stock, J.M. & K.V. Hodges. 1989. Prepliocene extension around the gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate. *Tectonics*. 8(1):99-115.
- Takahashi, K. 1997. Time-series fluxes of Radiolaria in the eastern subarctic Pacific Ocean. *NOM, Spec.* 10:299-309.
- Uriarte, A. 2003. *Historia del Clima de la Tierra* (en línea). <<http://homepage.mac.com/uriarte/historia.html>>. Fecha de la última actualización: 2010. Fecha de consulta: 10 de diciembre de 2010.
- U.S. Geological Survey. 2003. ^{210}Pb (lead-210) Dating (en línea). <<http://esp.cr.usgs.gov/info/lacs/lead.htm>>. Fecha de la última actualización: 12 de junio de 2003. Fecha de consulta: 15 de diciembre de 2010.
- Van Andel, T.H. 1964. Recent marine sediments of the Gulf of California. En: Van Andel, T.H. & G.G. Shor (eds.). 1964. Marine geology of the Gulf of California. *American Association of Petroleum Geology. Memoir* 3:216-310.
- Villagrán-de-la-Cruz, G.E. 2011. Cambios multidecadales del clima registrados en los sedimentos anóxicos en la cuenca del Carmen, golfo de California, durante el Holoceno tardío. Tesis profesional de maestría. Universidad Nacional Autónoma de México. 101 pp.
- Welling, L.A., N.G. Pisias, E.S. Johnson & J.R. White. 1996. Distribution of polycystine radiolaria and their relation to the physical environment during the 1992 El Niño and following cold event. *Deep-Sea Research II*. 43(4-6):1413-1434.
- Yamashita, H., K. Takahashi & N. Fujitani. 2002. Zonal and vertical distribution of radiolarians in the western and central Equatorial Pacific in January 1999. *Deep-Sea Research II*. 49:2823-2862.
- Zalasiewicz, J., M. Williams, A. Smith, T.L. Barry, A.L. Coe, P.R. Bown, P. Brenchley, D. Cantrill, A. Gale, P. Gibbard, F.J. Gregory, M.W. Hounslow, A.C. Kerr, P. Pearson, R. Knox, J. Powell, C. Waters, J. Marshall, M. Oates, P. Rawson & P. Stone. 2008. Are we now living in the Anthropocene?. *GSA Today*. 18(2):4-8.