
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS
DIVISIÓN DE ESTUDIOS DE POSGRADO

“PALEOCEANOGRAFÍA DEL PLEISTOCENO
TARDIO-HOLOCENO EN LA BOCA DEL
GOLFO DE CALIFORNIA, EVIDENCIADA POR
RESTOS DE RADIOLARIOS”

T E S I S

Que para obtener el grado académico de

MAESTRA EN CIENCIAS
(Biología de Sistemas y Recursos Acuáticos)

P R E S E N T A:

Biol. Araceli Caudillo Bohórquez

Dirección de Tesis:

Dra. Adela Monreal Gómez Dra. Ligia L. Pérez Cruz

MEXICO, D.F.

2007



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.

DEDICATORIA

A Iván y Emanuel que son la luz y alegría de mi existir.

A Sergio, por tu cariño y apoyo en todo momento.

A mi padre el Dr. Antonio Caudillo Santana, por ser siempre mi ejemplo.

A mis hermanos y hermanas por su apoyo y cariño incondicional.

A mi hermana Mary que siempre me impulso y animo para que
concluyera este trabajo.

A los traviesos de mis sobrinos y sobrinas especialmente, a Janis y Diego.

A todos ustedes les dedico esta tesis.

AGRADECIMIENTOS

Muy especialmente a mí querido amigo y director inicial de esta tesis, Dr. Adolfo Molina Cruz (†), de quien obtuve la mejor enseñanza académica y quien siempre tuvo palabras de aliento para que siguiera adelante, mil gracias Adolfo por todos los momentos que me dejaste compartir contigo.

Deseo externar mi más sincero agradecimiento a las Directoras de esta tesis, las Dras. Adela Monreal Gómez y Ligia Pérez Cruz quienes siempre me brindaron su apoyo académico y por su puesto su amistad para el término de este trabajo. Especialmente a la Dra. Ligia L. Pérez Cruz por su valiosa y constante colaboración en las mil y una revisiones de este manuscrito, así como por sus comentarios y sugerencias para mejorarlo y enriquecerlo, muchas gracias Ligia por todo lo anterior, por brindarme tu amistad y por darme un espacio en la Nucleoteca para que esta tesis llegara a su término.

También agradezco a las revisoras de esta tesis, las Doctoras: Socorro Lozano García, Gloria Vilaclara Fatjó y María Luisa Machain Castillo por la revisión de este documento y por todas sus valiosas opiniones y comentarios para la mejora de este trabajo.

A las autoridades del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, por permitirme el acceso al laboratorio de "Ecología de Foraminíferos y Micropaleontología" donde se llevo a cabo la mayor parte de este trabajo.

A la tripulación del Buque Oceanográfico "El Puma" por la colecta de las muestras presentadas en este estudio.

Al Dr. Jaime Urrutia por permitirme usar las instalaciones y el equipo de la Nucleoteca (Anexo del Instituto de Geofísica).

Gracias al Dr. David Uriel Hernández por compartir y enseñarme el uso de su microscopio óptico con cámara integrada para tomar las fotografías presentadas en esta tesis.

Mi más sincero agradecimiento a la Dra. Rocío Bernal Ramírez por sus comentarios y sugerencias al presente trabajo, así como por su ayuda y asesoría en el laboratorio, y por algo muy valioso su amistad.

A la Biol. Delfina Rodríguez Vélez, por toda su confianza, apoyo y cariño en todos los momentos de mi vida. Muchas gracias Delfis por estar siempre dispuesta a dar.

Al M. en C. Eduardo Morales por sus consejos, comentarios y por todo su apoyo, así como por brindarme su amistad al 100%.

Al Dr. Pablo Hernández por ser siempre mi amigo, por animarme cuando las cosas no salían como las esperaba.

A las autoridades del Sindicato de Trabajadores de la Universidad Nacional Autónoma de México, por brindarme las facilidades para la conclusión de este trabajo.

A mi familia, especialmente agradezco con mucho cariño a una gran mujer que me enseñó y fortaleció con amor y paciencia los "*ires y venires*" de la vida, mi madre (†).

A mi papá por recordarme que tenía algo pendiente conmigo misma por motivarme siempre y por la confianza que siempre me ha dado.

A Sergio por tu infinita paciencia y por cuidar de los hijos cuando me encontraba en el campo.

A mi hermana Mary que siempre esta dispuesta a ayudar a los demás y por su entusiasmo a todo.

A mis compañeros y amigos del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología.

Muchas gracias a todos.

ÍNDICE

RESUMEN	1
CAPITULO 1. INTRODUCCION	2
ANTECEDENTES	4
JUSTIFICACIÓN	7
HIPÓTESIS	7
OBJETIVOS	8
CAPITULO 2. MARCO OCEANOGRAFICO	
Localización del área de Estudio	9
Batimetría y Geomorfología de las Cuencas tectónicas en la parte sur del Golfo de California.	10
Sedimentos y sus fuentes	11
Contexto oceanográfico actual del área de estudio	
Clima	12
Circulación General	15
Masas de agua	19
Frentes Oceánicos	22
CAPITULO 3. LOS RADIOLARIOS POLYCYSTINOS	
Los radiolarios	25
Posición taxonómica	25
Alcance estratigráfico	25
Aspectos ecológicos	26
Importancia de los radiolarios en estudios Paleoceanográficos	27

	Indice
CAPITULO 4. HISTORIA CLIMÁTICA DEL CUATERNARIO TARDÍO	29
Último Máximo Glacial	30
<i>Bölling-Allerod</i>	31
<i>Younger Dryas</i>	32
Holoceno	33
CAPITULO 5. MATERIAL Y MÉTODOS	
En el barco	
* Muestreo de sedimentos	35
En el laboratorio	
* Preparación de muestras	36
* Determinación taxonómica de los Radiolarios polycistinos	37
* Análisis Estadístico	38
CAPITULO 6. RESULTADOS Y DISCUSION	
Marco Bioestratigráfico	40
Sistemática	41
Abundancias Absolutas y Relativas	52
Interpretación paleoceanográfica basado en las asociaciones	
De radiolarios polycistinos	52
Factor 1: Corriente de California	56
Factor 2: Ecuatorial	59
Factor 3: Frente Oceánico	61
CAPITULO 7. CONCLUSIONES	65
BIBLIOGRAFIA	67
ANEXOS	

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localización del Área de Estudio	9
Figura 2. Perfil batimétrico del Golfo de California	11
Figura 3. Ubicación de los Centros de Presión del Pacífico Tropical Nororiental y de la Convergencia Intertropical en verano e invierno	15
Figura 4. Circulación General del Océano Pacífico	20
Figura 5. Masas de agua en la región de estudio	23
Figura 6. Frente Oceánico en verano e invierno	24
Figura 7. Valores del factor de las especies que caracterizan al factor 1	57
Figura 8. Edad y Cargas de los factores	58
Figura 9. Valores del factor de las especies que caracterizan al factor 2	60
Figura 10. Valores del factor de las especies que caracterizan al factor 3	62

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Posición y lecturas del núcleo Bap 83-17	35
Tabla 2. Abundancia Relativa de las especies consideradas en el Análisis de Factores	53 y 54
Tabla 3. <i>Eigenvalues</i> y variancias obtenidos en el Análisis de Factores	55
Tabla 4. Cargas del factor (<i>Factor loadings</i>)	55
Tabla 5. Valores del factor (<i>Factor scores</i>)	55

Resumen

Se colectó un núcleo sedimentario (BAP 83-17) en la boca del Golfo de California, con el propósito de documentar la variabilidad oceanográfica en esta región, a través del análisis de las asociaciones de radiolarios polycistinos. Debido a su ubicación geográfica, la secuencia sedimentaria registró los cambios oceanográficos propios del Golfo, así como los de la cuenca del Pacífico Oriental Ecuatorial, y eventos climáticos de escala global, como: el Último Máximo Glacial a los ~18,000 años AP, y el Holoceno a los ~11,000 años AP.

Para el núcleo se estimó una tasa de sedimentación de 0.1mm/año, teniendo un alcance de aproximadamente los últimos 21,000 años (Pleistoceno Tardío y Holoceno).

A través de un método estadístico multivariado (Análisis de Factores-Modo Q) se definieron tres asociaciones de radiolarios que explican el 84% de la variabilidad total de los datos. Con base en las asociaciones de las especies que conforman cada factor y de su afinidad por diferentes aspectos de la dinámica regional, se denominaron: **1) Factor "Corriente de California"**, integrado por *Botriostrobos auritus-australis*; *Peridium longispinum*; *Siphocampe lineata* y *Cycladophora davisiana*, **2) Factor "Ecuatorial"**, formado por *Tetrapyle octacantha*, y *Didymocirtis tetralthalamus*, y **3) Factor "Frente Oceánico"**, integrado por *Hexacantium sp cf. H. giganteum*, *Eucyrtidium hexagonatum*, *Phorticium pylonium* (grupo) y *Larcopyle buetschlii* (grupo).

Con base en el estudio e interpretación de estas asociaciones, se sugieren dos escenarios oceanográficos importantes, así como tres eventos de menor escala:

Escenario 1, representado por el factor 1: Alrededor del Último Máximo Glacial (~18,000 años, Pleistoceno Tardío), se sugiere que la Corriente de California fue más intensa que en la actualidad, siendo evidente en la boca del Golfo de California, situación muy probable debido a que en esos momentos a nivel global ocurría el máximo estado de glaciación.

Escenario 2, representado por el factor 2: Se proponen condiciones relativamente calidas, definido durante el Holoceno. Muestra dos pulsos importantes en el Holoceno medio. Muy probablemente el área de estudio fue invadida por aguas calidas ecuatoriales, que coincide con el máximo climático del Holoceno, en donde hubo un aumento en la temperatura, alrededor de 2 a 4° C más alta que en el presente.

Eventos de menor escala, representado por el factor 3. Definen condiciones oceanográficas que sugieren eventos transicionales y se caracterizan por el fortalecimiento de los frentes oceánicos en la región. Se determinaron tres intervalos a lo largo del núcleo, el primero alrededor de los 18,000 años (UMG); el segundo, un periodo que se sugiere entre ~15,000 y ~11,000 años y el tercero en el Holoceno tardío. Se propone que estos frentes oceánicos, formados en la boca del Golfo de California, experimentaron fortalecimiento durante los años mencionados anteriormente, cuando las aguas del Golfo de California y aguas del Sistema de la corriente de California se encuentran en la boca del Golfo.

CAPITULO 1

INTRODUCCION

Los cambios en la circulación general de la atmósfera y los océanos afectan la producción global de estos últimos y, a su vez, el flujo de partículas biogénicas que se depositan en los sedimentos del fondo oceánico. Estos sedimentos representan un registro de indicadores de cambios climáticos. Para determinar la historia de las variaciones del clima en el planeta, los núcleos de sedimentos oceánicos y lacustres, así como de hielo han sido extensamente analizados y estudiados (Schneider, 1987, Barron *et al.*, 2004, Cronin 1999).

Las reconstrucciones paleoceanográficas están basadas, entre otros indicadores (*proxies*), en la distribución, tanto geográfica como estratigráfica, de los restos de microfósiles encontrados en los sedimentos del fondo oceánico, los cuales en conjunto, representan las condiciones ambientales de cierto lugar en determinado periodo. Dentro de los grupos de microfósiles estudiados se encuentran los que construyen su caparazón de calcita (foraminíferos y coccolitofóridos), aragonita (pterópodos), materia orgánica (polen, esporas y quistes de dinoflagelados), y ópalo biogénico (diatomeas, radiolarios y silicoflagelados).

Muchas de las características de la dinámica oceanográfica quedan registradas en los sedimentos marinos y se reflejan en la abundancia y/o patrones de distribución geográfica de algunos de estos microorganismos (Sachs, 1973; Brasier, 1980; Boersma, 1985). Una adecuada interpretación de estos registros sedimentarios, puede conducir a la reconstrucción de paleo-parámetros como: temperatura, salinidad, profundidad de la

termoclina, productividad, etcétera; pudiendo así inferir fluctuaciones oceánicas del pasado.

En particular, los radiolarios han sido comúnmente utilizados en estudios paleoceanográficos, ya que presentan variaciones a través del tiempo como una respuesta directa al forzamiento físico ambiental (Moore, 1978; Kennett, 1982, De Wever *et al.*, 2001). Destacándose además por sus afinidades ecológicas y su sensibilidad a variaciones de temperatura, salinidad, profundidad y contenido de nutrientes (De Wever *et al.*, 1994).

De aquí que estos organismos planctónicos sean una herramienta muy útil en la reconstrucción de patrones de circulación oceánica, distribución de masas de agua superficiales, ambientes de depósito, así como también en estudios bioestratigráficos (Bandy, 1961; Boltoskoy, 1987; Petrushevskaya, 1971; Molina Cruz, 1986; 1994; De Wever *et al.*, 2001).

En las últimas décadas, se han venido desarrollando una serie de estudios paleoceanográficos en el Pacífico Mexicano; la mayoría de estos trabajos se han realizado en algunas cuencas del Golfo de California (p. ej. Guaymas, Carmen y Alfonso), y han utilizado diferentes grupos de microorganismos como *proxies* oceanográficos (Schrader *et al.*, 1980; Murray y Schrader, 1983; Keigwin y Jones, 1990; Sancetta, 1995; Caudillo-Bohorquez, 1996; Molina-Cruz *et al.*, 1999; Pérez-Cruz, 2006).

En particular, la boca del Golfo de California ha sido siempre una región de gran interés paleoceanográfico debido a que, además de ser un sitio ideal para monitorear la dinámica propia del Golfo, al estar en contacto con el Océano Pacífico registra cambios a mayor escala.

En este dinámico escenario (la región de la boca), se obtuvo una secuencia sedimentaria y se analizó detalladamente la ocurrencia, abundancia y preservación de radiolarios polycistinos, con el propósito

fundamental de realizar una reconstrucción paleoceanográfica del Pleistoceno tardío- Holoceno en esta región.

ANTECEDENTES

En la década de los 70's con las campañas oceanográficas de "*Deep Sea Drilling Project*" (DSDP) primero y de "*Ocean Drilling Program*" (ODP) después, la micropaleontología en general y de los radiolarios en particular, recibe un fuerte impulso (Schwartzlose y Hendrickson, 1983). El programa internacional (DSDP), extrajo el primer núcleo profundo continuo de 152 metros en la Cuenca de Guaymas, uno de los resultados más interesantes de este estudio fue recuperar una serie de tiempo de los últimos 250,000 años AP (antes del presente) en las que estaban impresos las variaciones del clima, productividad y circulación oceánicas a lo largo de los dos últimos ciclos Glaciares-Interglaciares.

Desde entonces se ha mantenido interés en el estudio e interpretación de registros de sedimentos del Golfo de California. Además su reciente apertura como cuenca (hace aproximadamente 4 millones de años), lo ha convertido en una región estratégica para numerosas investigaciones geológicas y paleoceanográficas, particularmente en las regiones del centro y sur del Golfo (por presentar registros naturales de alta resolución), con el propósito de encontrar nuevos datos acerca de los cambios climáticos y oceanográficos del Océano Pacífico Tropical.

A continuación se mencionan algunos de los estudios que han contribuido al conocimiento de la paleoceanografía del Golfo de California durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno.

Juillet-Leclerc y Schrader (1987) analizaron los isótopos de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) en los caparazones de sílice de diatomeas y registraron las variaciones de la temperatura superficial del mar en la Cuenca de Guaymas. Dos décadas después, lo que reconstruyeron con una alta precisión fue el calentamiento del Golfo de California a lo largo del siglo XX, en paralelo al observado para este siglo.

Estos mismos autores reconstruyeron los cambios en las intensidades de las surgencias durante los últimos 3,000 años, ellos postulan que hay una relación entre la intensidad de las surgencias y los vientos alisios y concluyen que durante el siglo pasado, estos han sido más débiles en comparación con los tres milenios anteriores y que el Golfo de California ha pasado de estar dominado por las aguas relativamente frías de la Corriente de California a las tropicales asociadas a la Corriente Nor-ecuatorial.

Más tarde Keigwin y Jones (1990) a partir de la composición isotópica del oxígeno y carbono preservados en los caparazones de foraminíferos bentónicos en los sedimentos, reconstruyeron la variabilidad de las aguas intermedias de la Cuenca de Guaymas, observaron que los valores más altos de oxígeno coincidían con el Último Máximo Glacial y con el *Younger Dryas* e interpretaron esta variabilidad isotópica como un reflejo de los cambios en la temperatura y salinidad de las aguas intermedias del Golfo. Ellos propusieron que los cambios en los sedimentos durante el máximo glacial y el *Younger Dryas*, fueron causados por un incremento en el contenido de oxígeno de las aguas intermedias.

En 1995, Sancetta interpretó los registros de los último 15,000 años de un núcleo de la Cuenca de Guaymas comparando sus datos con aquéllos de los flujos estacionales de diatomeas en las trampas de sedimentos instaladas en las cuencas de Guaymas y Carmen. Ella propone que previo

al *Bølling-Allerød* (14,500-12,900 AP), la productividad era menor que en la actualidad, debido a la baja intensidad de los vientos durante el invierno y una mayor penetración de las aguas subtropicales en el Golfo y que durante el *Bølling-Allerød* las condiciones climáticas fueron similares a las actuales. En otro estudio Douglas *et al.*, (2002) a través de un análisis espectral de una secuencia de sedimentos laminados de la Cuenca Alfonso, en la bahía de la Paz, observaron variaciones a escalas que van de decadales a milenarias en la sedimentación y producción biogénica.

Por otra parte, Barron *et al.*, (2004) realizaron un estudio paleoceanográfico de alta resolución de los últimos 15,000 años AP en la Cuenca de Guaymas, sus resultados básicamente confirmaron las observaciones realizadas por Sancetta (1995). Estos autores observaron que durante el Holoceno Medio (~ 6,200 años) "reaparece" una diatomea con carácter tropical y que marca un gran cambio en las condiciones ecológicas y posiblemente oceanográficas en la parte central del Golfo. Esta "reaparición" en los sedimentos es el resultado de una mayor frecuencia en la incursión de las aguas ecuatoriales a la parte central del Golfo.

Recientemente, Pérez-Cruz (2006) realizó un estudio de alta resolución en una secuencia de sedimentos laminados de la Cuenca Alfonso, en la Bahía de la Paz, y reconstruyó la variabilidad oceanográfica y climática utilizando como *proxies* a las asociaciones de radiolarios y parámetros magnéticos (susceptibilidad magnética). El registro proporcionó un escenario regional del Holoceno Medio y Tardío, sugiriendo dos regímenes climáticos mayores y varios eventos en escala milenaria. Planteó que las condiciones ambientales entre 7,700 y 2,500 años AP fueron relativamente más cálidas y áridas que las actuales. También sugirió que para el Holoceno Tardío, las condiciones fueron cálidas y que la presencia del

Agua Superficial Ecuatorial fue dominante en la parte sur del Golfo de California.

En particular, para la región de la boca del Golfo de California -interés de éste estudio- los trabajos que se han realizado para cuestiones paleoceanográficas han sido pocos, sin embargo destacan los de Molina-Cruz (1982; 1986; 1988; 1994) éste autor encuentra que la distribución geográfica de las asociaciones de radiolarios, en los sedimentos de la boca del Golfo de California refleja la ubicación y extensión de eventos oceanográficos, como frentes oceánicos, surgencias, y la incursión de la Corriente de California al Golfo, esta circulación oceánica fue más evidente durante el último máximo glacial que en el interglacial actual.

JUSTIFICACION

La sensibilidad de los sedimentos marinos a los cambios climáticos en el Golfo de California, ha promovido la realización de diversas investigaciones para evaluar y entender el por qué de estos cambios.

Sin embargo, son pocos los estudios en la región de la boca y estos son importantes para comprender la evolución climática de la región. Por lo que para documentar la evolución paleoceanográfica se realizó este estudio en la secuencia sedimentaria BAP 83-17, basándose en el análisis de *proxies* biológicos -radiolarios polycistinos-.

HIPÓTESIS

La secuencia sedimentaria del núcleo BAP 83-17 contiene un registro paleoceanográfico de la región de la Boca del Golfo de California del Pleistoceno Tardío- Holoceno; por lo que, con base en el estudio de los restos de microorganismos planctónicos -radiolarios polycistinos- contenidos en estos sedimentos, será posible deducir las condiciones de la

dinámica oceánica de la región, principalmente de la superficie y subsuperficie, así como evidenciar dos estadios climáticos: el último estadio glacial del Pleistoceno y el actual estadio interglacial del Holoceno.

OBJETIVO GENERAL:

Reconstruir la paleo-dinámica oceanográfica de la boca del Golfo de California, mediante el estudio de asociaciones de radiolarios polycistinos contenidos en una secuencia de sedimentos marinos.

Objetivos particulares:

- Establecer un marco bioestratigráfico para el núcleo BAP 83-17, utilizando las asociaciones de radiolarios polycistinos.
- Documentar el registro micropaleontológico (radiolarios) para la región de la boca del Golfo de California, México.
- Inferir, a partir del análisis de las asociaciones de micro-organismos estudiados, las condiciones paleoceanográficas y paleoclimáticas durante el Cuaternario Tardío en la boca del Golfo de California.
- Contribuir al conocimiento actual sobre la sistemática de los radiolarios polycistinos.

CAPITULO 2

MARCO OCEANOGRÁFICO

Localización del Área de Estudio

La boca del Golfo de California es una región con condiciones batimétricas, climáticas, sedimentarias y ecológicas muy particulares. En la parte occidental de esta zona se colectó un núcleo de sedimento (Figura 1), con el fin de analizar los cambios paleoceanográficos que se han llevado a cabo en dicha región.

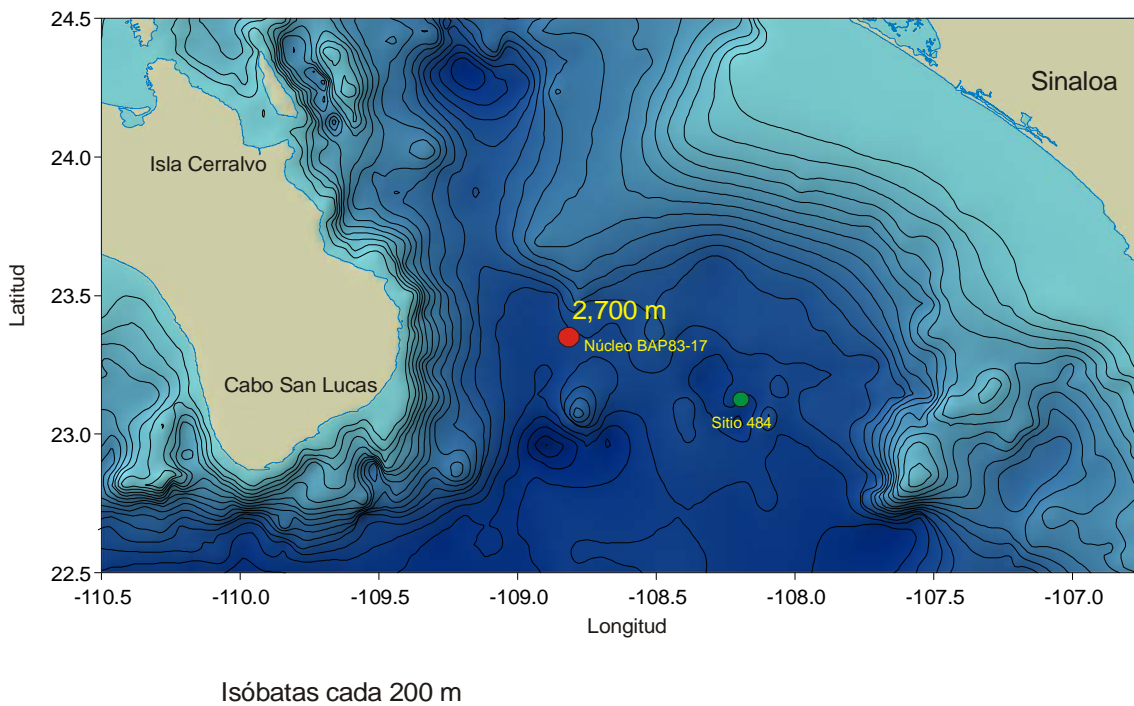


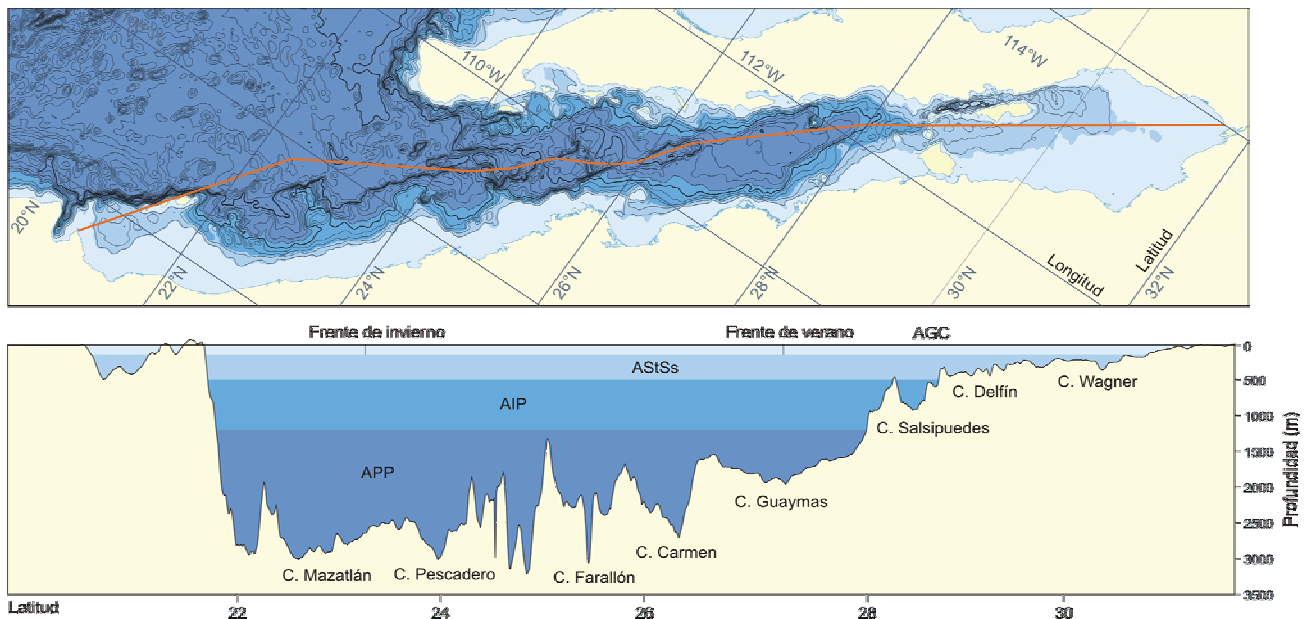
Figura 1. Localización y batimetría del Área de Estudio, el punto rojo indica la ubicación y profundidad del núcleo BAP 83-17, y el punto verde la localización del Sitio 484, del Leg 65 (23°11-108°23)(DSDP) utilizado como referencia para definir el marco bioestratigráfico.

Batimetría y Geomorfología de las Cuencas tectónicas en la parte sur del Golfo de California.

El Golfo de California es una cuenca "joven" desde el punto de vista geológico que inició su formación alrededor de los últimos cuatro millones de años (Curry *et al.*, 1982). Tiene una longitud aproximada de 1,400 km y una anchura promedio de entre 100-150 km, constituyéndose en un mar marginal del Océano Pacífico (Roden y Groves, 1959).

El Golfo posee una estructura que se caracteriza por una serie de cuencas producidas por fallas y fracturas debido a la prolongación, hacia el Norte, de la dorsal Pacífica Oriental. Algunas de estas cuencas alcanzan una profundidad de más de 3,500 m (Bray y Robles, 1991). Las cuencas son progresivamente menos profundas de sur a norte y están separadas una de otra por umbrales submarinos transversales (Figura 2). Al norte se encuentran las cuencas Wagner, Delfín, y Salsipuedes. Las cuencas más al sur (Pescadero, La Paz, Farallón, Carmen y Guaymas) están en comunicación abierta con el Pacífico Ecuatorial, mientras que las que se encuentran al norte están parcialmente aisladas de las aguas intermedias y profundas del Pacífico (Bray y Robles, 1991) (Figura 2).

En el margen oriental del Golfo de California, la plataforma continental está bien desarrollada; mientras que en el margen occidental es más estrecha debido a las carencias de sistemas fluviales permanentes. La máxima extensión se encuentra entre los 5 y 10 km y continúa con una pendiente que desemboca en las grandes depresiones centrales del golfo (Bischoff y Niemitz, 1986). En el sur del Golfo, sobre el margen continental, se presentan cañones submarinos que terminan en pequeños abanicos en la base de la pendiente (Roden y Groves, 1959).



AGC = Agua del Golfo de California	$S > 35.0$	$T > 12^{\circ} \text{C}$
ASTs = Agua Subtropical Subsuperficial	$34.5 < S < 35.00$	$8 < T < 25^{\circ} \text{C}$
AIP = Agua Intermedia del Pacífico	$34.4 \leq S \leq 34.8$	$4 \leq T \leq 9^{\circ} \text{C}$
APP = Agua Profunda del Pacífico	$34.5 \leq S < 34.7$	$T < 4^{\circ} \text{C}$

Figura 2. Perfil batimetrico del Golfo de California (línea roja) y masas de agua (Modificada de Torres-Orozco, 1993). La letra "S" y "T" indica salinidad y temperatura respectivamente.

Sedimentos y sus fuentes

El parte-aguas del sistema montañoso que recorre de norte a sur a la Península de Baja California se encuentra desplazado hacia el Este, es decir, colinda casi con la costa del Golfo de California, originando que las planicies costeras hacia el golfo sean muy angostas o nulas, en contraste con las largas y homogéneas planicies costeras que colindan con el Océano Pacífico (Carranza Edwards *et al.*, 1998). Tomando en cuenta las características físicas de la Península de Baja California al Oeste del Golfo, así como su escasa precipitación, se podría pensar que el viento juega un papel importante en el aporte de sedimentos, considerado además las

características áridas y la escasa vegetación, siendo el aporte fluvial de carácter estacional.

Baba *et al.*, (1991) analizaron la respuesta de la tasa de acumulación de sedimentos finos en el Golfo de California cuando los sistemas fluviales adyacentes fueron modificados por la construcción de presas, encontrando que la región norte del Golfo no mostró evidencias de ningún cambio en la tasa de acumulación. Por ejemplo, señalaron que los mecanismos de depósito de sedimento en la cuenca Delfín son de dos tipos: el primero, por resuspensión de sedimentos y el segundo, por transporte eólico de las distintas partes del continente.

En la parte sur del Golfo, el régimen fluvial principalmente del oriente, impone un carácter terrígeno-detrital al fondo de las cuencas. En la parte Este se tiene una mayor aportación por la influencia de la Sierra Madre Occidental, provocando que la descarga de agua arrastre consigo sedimento hacia el mar, el cual cubre las plataformas continentales y sus pendientes, llegando hasta las cuencas de Farallón y Carmen, donde llegan alcanzar grandes espesores (Baba *et al.*, 1991).

En general, los componentes sedimentarios que conforman la costa Oeste de Baja California Sur son arcillas, limos, testas calcáreas y silíceas (foraminíferos, diatomeas y radiolarios) y arenas costeras.

Contexto oceanográfico actual del área de estudio:

*** Clima**

El clima en el Pacífico Norte Oriental, está controlado por cuatro factores principales (Hastings y Turner, 1965):

- 1) Un centro de alta presión estable y semipermanente, formado sobre el Pacífico Norte. Éste se extiende más marcadamente hacia el norte

durante el verano, debilitándose después y migrando hacia el sur durante el otoño e invierno.

- 2) La alta presión con circulación anticiclónica subtropical sobre el Atlántico, la cual se mueve hacia el norte por las costas orientales de América del Norte durante primavera y verano.
- 3) Ciclones tropicales en la costa Occidental Mexicana producidos en la convergencia intertropical, principalmente durante el otoño.
- 4) Flujos del este y retiro de los sistemas de alta presión sobre el Atlántico y Pacífico, durante el otoño.

La influencia del viento sobre la superficie marina es uno de los mecanismos principales por el cual el mar adquiere movimiento, produciendo el patrón de corrientes marinas superficiales, el viento a su vez es controlado por la presión atmosférica sobre la superficie del mar.

En el Océano Pacífico del Norte un gran giro anticiclónico domina el patrón de vientos sobre la superficie del mar. La Corriente de California fluye hacia el sur entre un núcleo de alta presión atmosférica sobre su lado Oeste y un centro de baja presión situado sobre el Continente Americano y por la Convergencia Intertropical, cuya ubicación fluctúa estacionalmente, (Reid *et al.*, 1958; Baumgartner y Christensen, 1985) la cual durante el invierno y primavera la zona de Convergencia Intertropical se encuentra muy próxima al ecuador (Figura 3).

La variación estacional de la Corriente de California se encuentra controlada por la variación en los vientos, es decir, durante la primavera y el verano el dominio de los vientos alisios del noreste que se sitúan a los 18° N debilitando a la Corriente de California (Monreal Gómez y Salas de León, 1998), permitiendo el dominio de la Corriente Norecuatorial sobre el extremo Sur de la península de Baja California, formando una extensa zona

de transición donde la masa de agua de esta Corriente se combina con el agua subártica transportada por la Corriente de California. Esta frontera en la cual confluyen estas masas de agua se puede localizar frente a cabo San Lázaro, Baja California Sur, donde la Corriente de California se desvía hacia el oeste para formar parte del sistema ecuatorial (Hickey, 1979; Pares-Sierra *et al.*, 1997).

Durante otoño e invierno, la velocidad máxima de los vientos alisios se ubica en su posición más al sur, aproximadamente a 9°N, por lo cual, la Convergencia Intertropical se encuentra muy cerca del Ecuador (Molina-Cruz y Martínez-López, 1993; Monreal-Gómez y Salas-de-León, 1998). El Centro de Alta Presión del Pacífico Norte se fortalece acercándose a la costa y a su vez acercándose al Centro de Baja Presión Aleutiano, mientras que el Centro de Baja Presión continental se debilita migrando hacia el sureste. Ocasionando que los vientos se dirijan hacia el norte, por arriba de los 40° N y hacia el suroeste, a bajas latitudes (Hickey, 1979; Parés-Sierra, *et al.*, 1997).

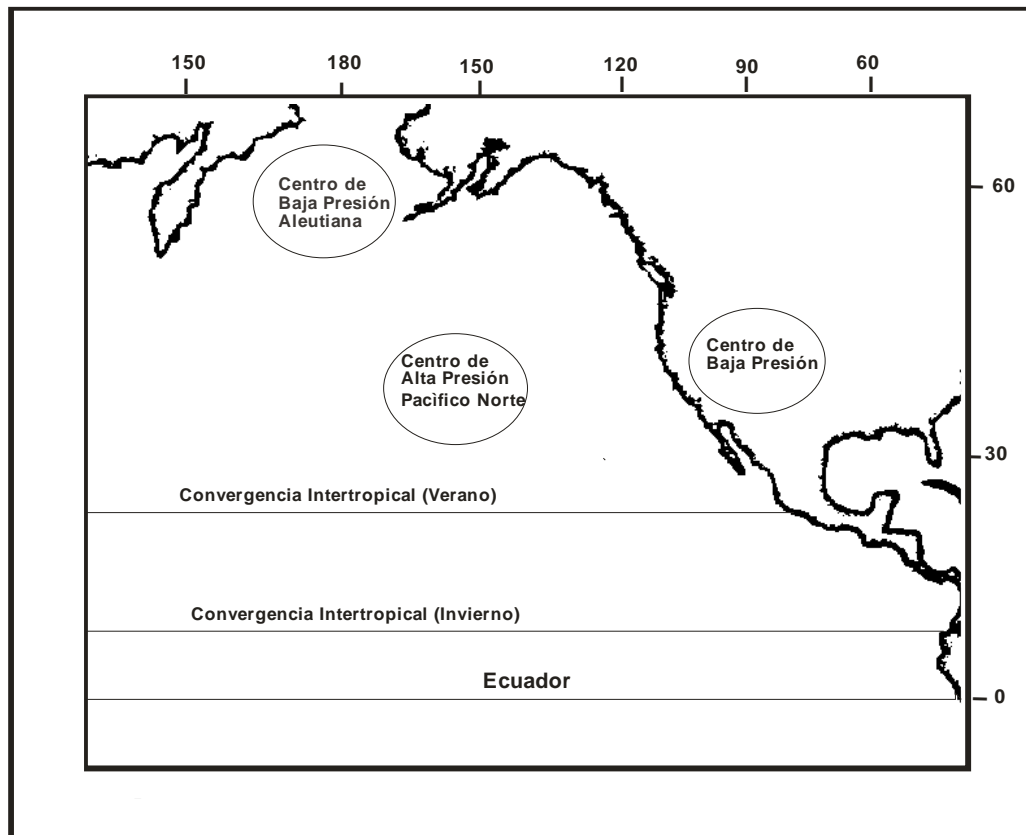


Figura 3. Ubicación de los Centros de Presión del Pacífico Tropical Nororiental y de la Convergencia Intertropical en verana e invierno (Modificado de Hickey, 1979 y Páres Sierra, 1997).

* Circulación General en la costa noroccidental de América del Norte

En el Océano Pacífico Norte y en latitudes medias (40°-50° N), los vientos fuertes del Oeste arrastran las aguas superficiales hacia el Este hasta encontrarse con el Continente Americano (Figura 4). Frente al continente, una parte de las aguas se mueve hacia el Norte, formando la Corriente de Alaska y otra se mueve hacia el Sur, a lo largo de la Costa Oeste de

Estados Unidos y Baja California, formando la Corriente de California (Sverdrup *et al.*, 1942; Wyrky, 1966).

La Corriente de California es la representante, en el Océano Pacífico Nororiental, del grupo de corrientes llamado "Sistemas de Corrientes de frontera Oriental" que forma parte del Giro Subtropical del Pacífico Norte, con dos características fundamentales: la presencia de una frontera meridional y que está controlada por el viento.

El sistema de La Corriente de California comprende, de acuerdo con Hickey (1979), cuatro corrientes:

- a) Corriente de California
- b) Contracorriente Subsuperficial
- c) Corriente de Davison
- d) Contracorriente del sur de California

Además se han identificado zonas de transición, áreas de surgencias y giros, todo relacionado con el patrón de vientos (Hickey, 1979; Páres-Sierra *et al.*, 1997).

a) LA CORRIENTE DE CALIFORNIA

La Corriente de California fluye hacia el sur a lo largo de la costa occidental de América entre latitudes de 48 y 25° N. La forman la corriente del Pacífico Norte y la corriente Subártica, resultando en una corriente ancha que se mueve hacia el sureste (Figura 4). Aproximadamente a los 9° N la corriente se desvía hacia el Oeste y se transforma en la corriente Nor-eccuatorial (With *et al.*, 1990). Se estima que la Corriente de California posee un ancho de 700-1000 km y una rapidez promedio de 25 cm/s. Durante periodos cortos puede presentar velocidades de 50 cm/s. La Corriente de California es un flujo relativamente poco profundo ya que la extensión vertical se ha observado hasta los 500 m de profundidad en el talud

continental, mientras que en la plataforma continental se encuentra restringida a los primeros 200 m (Wooster y Jones, 1970; Badan *et al.*, 1997). La intensidad de la Corriente de California presenta una variación estacional; en invierno ésta es débil cuando el viento norte se debilita y se invierte de sur a norte, originando que la Contracorriente de California sea más intensa. En primavera los vientos del Norte se fortalecen y fortifican a la Corriente de California presentando su máxima extensión hacia el sur, alcanzando los 25° de latitud N, mientras que la Contracorriente de California desaparece por el cambio de dirección de los vientos y se desarrollan intensivamente las surgencias. En verano principalmente en julio, la Corriente de California es más fuerte, también por efecto de los vientos del noreste, a los 200 m de profundidad se presenta un giro ciclónico que se extiende de los 25° a 38° N. En otoño se generan fuertes vientos del Norte y la magnitud y velocidad de la Corriente de California disminuyen, en tanto que la Contracorriente de California alcanza su máxima velocidad y la Corriente de Davison su máximo desarrollo, también se presentan giros ciclónicos a los 200 m de profundidad entre septiembre y noviembre (Hickey, 1979) (figura 5).

Hickey (1979) muestra que las mayores velocidades de la Corriente de California ocurren en primavera y verano, cuando el sistema de alta presión del Pacífico norte se desplaza hacia el norte ocasionando que los vientos dominantes al sur de 50° N tengan una componente importante hacia el sur.

Debido a que se origina de la Corriente de Davison, la Corriente de California transporta principalmente agua subártica hacia el ecuador, con características de temperatura y salinidad baja, pero con alto contenido de oxígeno disuelto.

La distribución de la salinidad, es el resultado de las masas de agua y su circulación. En la costa occidental de la península de Baja California, Gómez y Vélez (1982) refieren dos ambientes: *Zona de transición*; que se extiende de Punta Eugenia hacia el norte con salinidades de 33.40 a 33.56, de este sitio hasta Cabo San Lucas, la *Zona de dominio ecuatorial*; de 33.90 a 34.54. A partir de esta última zona, la corriente da vuelta y se diluye para formar parte de la Corriente Norecuatorial.

En la frontera sur de ésta corriente, la transición es particularmente compleja, ya que además de la intervención de dos sistemas se involucra la influencia del Golfo de California con aguas cálidas y altamente salinas ($S > 35$) (Fernández-Barajas *et al*, 1994).

b) LA CONTRACORRIENTE SUBSUPERFICIAL

Es una corriente que se dirige hacia el polo, y está asociada a las corrientes de frontera Este y se desarrolla a lo largo del talud y en algunas ocasiones invade la plataforma que se encuentra al sur de Punta Concepción (Wooster y Reid, 1963) (Figura 4). Se localiza debajo de la termoclina, el agua que acarrea esta corriente es agua de alta salinidad y de bajo contenido en oxígeno, Se le ubica a lo largo de las costas de California y Baja California, con un ancho aproximado de 20 km, un grosor de 300 m y una velocidad promedio de 30 cm (Wooster y Jones, 1970).

c) LA CORRIENTE DE DAVISON

Es un flujo superficial, se ha observado al norte de Punta Concepción, asociado con el patrón de vientos de invierno, es una corriente fuerte, comparada con la Corriente de California, presenta de 40 a 50 millas de ancho, haciéndose más angosta en el extremo sur de Punta Concepción y ampliándose hacia el norte (Figura 4). Es una corriente estacional que transporta agua hacia el polo norte durante el otoño e invierno, de

características subárticas, es decir de baja temperatura, baja salinidad, alta concentración de oxígeno y fosfatos (Hickey, 1979).

d) LA CONTRACORRIENTE DEL SUR DE CALIFORNIA

Es un flujo estacional, angosto y costero, transportando agua ecuatorial hacia el polo, el cual viaja a una profundidad no mayor a los 200 m y se extiende hasta los 100 km de la costa frente a Baja California, transportando principalmente Agua Ecuatorial hacia el polo. Su origen posiblemente sea frente a la boca del Golfo de California por un conjunto de procesos atmosféricos y oceanográficos (Parés-Sierra *et al.*, 1997). Esta contracorriente se encuentra estrechamente relacionada con la presencia de surgencias (Sverdrup *et al.*, 1942) (Figura 4).

Masas de Agua

Según Wyrtsky (1967) en la región del Pacífico Nor-oriental Tropical se encuentran tres masas de agua superficiales, la Subártica, la Tropical y la Ecuatorial; una subsuperficial, la Subtropical; y dos más profundas, la Intermedia del Pacífico y la Profunda del Pacífico (Figura 5).

En el norte, donde la Corriente de California inicia su recorrido hacia el sur, la masa de agua predominante es la llamada Agua Subártica del Pacífico Norte la cual se forma en latitudes altas aproximadamente por arriba de los 50° N y presenta temperaturas entre 2 y 4° C, y salinidades de 32 en superficie, conforme avanza a bajas latitudes, sufre un calentamiento que incrementa su temperatura de 15 a 29° C en invierno y 20 a 25° C en verano, alcanzando salinidades de 32 cerca de la frontera norte de México y de 34.0 frente a Cabo San Lucas (Sverdrup *et al.*, 1942).

Debajo del agua subártica se encuentra el Agua Intermedia del Pacífico, también de origen polar (Reid, 1965), y que ocupa el 33% del volumen de golfo de California. Su desplazamiento hacia latitudes bajas es

principalmente por el lado occidental del Pacífico a profundidades intermedias, esta masa de agua presenta salinidades entre 34.4 – 34.8 y temperaturas entre 9 ° C (~ 500 m de profundidad) y 4 ° C (~ 1200 m de profundidad) en el Golfo de California (Lavin *et al.*, 1997).

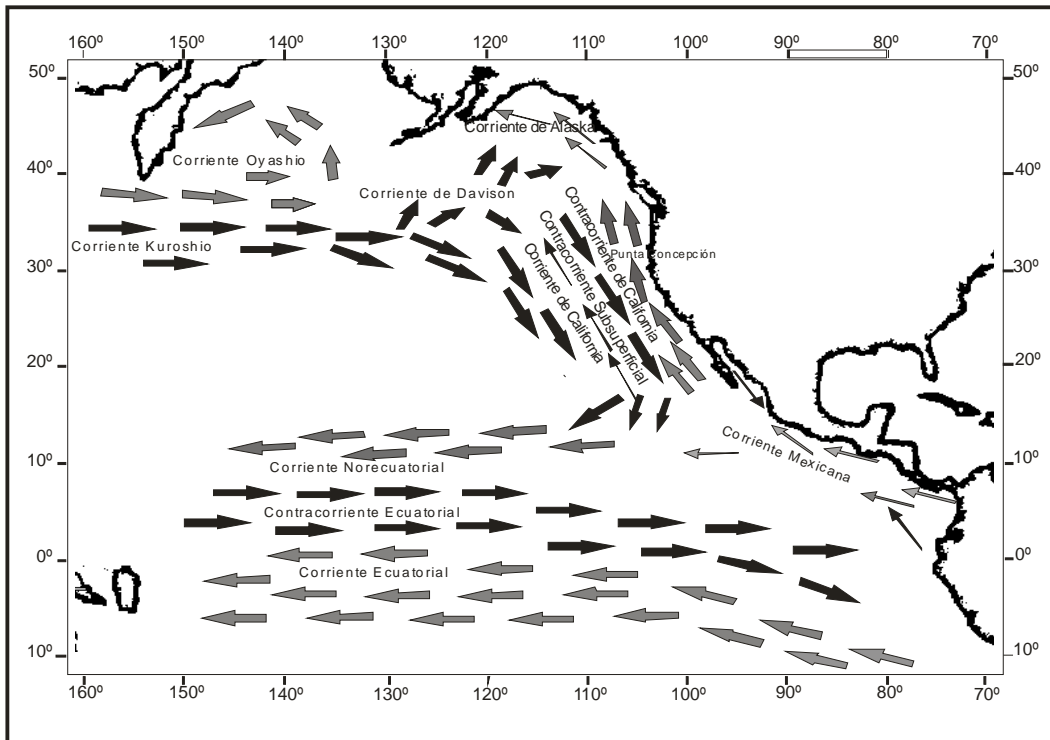


Figura 4. Circulación general del Océano Pacífico, donde se señalan las principales corrientes (Tomada de Sverdrup *et al.*, 1942).

Debajo del agua subártica se encuentra el Agua Intermedia del Pacífico, también de origen polar (Reid, 1965), y que ocupa el 33% del volumen de golfo de California. Su desplazamiento hacia latitudes bajas es principalmente por el lado occidental del Pacífico a profundidades intermedias, esta masa de agua presenta salinidades entre 34.4 – 34.8 y

temperaturas entre 9 ° C (~ 500 m de profundidad) y 4 ° C (~ 1200 m de profundidad) en el Golfo de California (Lavin *et al.*, 1997).

En el fondo se encuentra el Agua Profunda del Pacífico, que se le ubica desde el fondo hasta ~1200 m de profundidad, delimitada por la isoterma de 4° C. Esta masa de agua ocupa un gran volumen (41%) del Golfo de California. La salinidad aumenta hacia el fondo, de 34.56 a 34.75. Es una masa de agua muy estable, debido a que está aislada de la influencia meteorológica que tanto influye en capas superiores (Lavin *et al.*, 1997).

El Agua Tropical se forma en la región ecuatorial entre los 10 y 20° N. frente a las costas de la Península de Baja California y a profundidades no mayores a 50 m, su salinidad es inferior a 34 y con temperaturas entre 25 a 28° C. Estas características se deben a que en su lugar de origen la precipitación supera a la evaporación (0.5 cm/año) (Badan, 1997).

En la boca del Golfo de California el Agua Tropical se ha localizado durante el invierno, por arriba de los 50 m y con salinidades menores de 34 así como, con temperaturas mayores a los 25° C (Fernández-Barajas *et al.*, 1994).

En la parte central del giro anticiclónico del Pacífico del Norte, se encuentra el Agua Subtropical Subsuperficial, es una mezcla de masas de agua de origen diverso, en el Pacífico Trópic Oriental (80-120° W) se caracteriza por tener salinidades entre 34.5 y 35 así como, temperaturas entre 18 y 25° C. El Agua Subtropical Subsuperficial se localiza entre los 100 y 300 m de profundidad (Hickey, 1979). Frente a las costas de Baja California se pueden identificar a profundidades menores de 600 m, presentando variaciones en su salinidad de 34.7 a 35 y temperaturas entre 12 y 14° C (Lavin *et al.*; 1997). En la boca del golfo, se observa a los 550 m de profundidad con salinidades de 34.8 y temperaturas entre 10 y 15° C

(Fernández-Barajas *et al.*, 1994). El proceso principal que ocasiona la intrusión de esta masa de agua hacia el Norte es la Contracorriente Subsuperficial que fluye hacia el norte, presumiblemente sobre el talud continental (Reid *et al.*, 1958; Fernández-Barajas, *et al.*, 1994).

El Agua Ecuatorial se origina en el Pacífico Sur, frente a Sudamérica pero se encuentra presente en toda la región ecuatorial. En el Pacífico Tropical Nor-oriental se puede localizar entre los 18° S y los 20° N. Esta masa de agua presenta una estrecha relación entre su salinidad y su temperatura, en el rango de 8-15° C su salinidades son de 34.6 a 35.15 observándose un mínimo de salinidad entre 34.5 a 34.58 a los 5.5° C (Badan, 1997) (figura 5).

Frentes Oceánicos

Los frentes son regiones de fuerte cambio o gradiente de temperatura y/o salinidad, que se encuentran comúnmente asociados con los límites de masas de agua. La variación en su localización geográfica está determinada por procesos atmosféricos (Wyrky, 1965) y tiene consecuencias biológicas significativas, pues la mezcla de agua induce a una alta productividad (Bowman y Esaias, 1978).

La formación de frentes depende básicamente del establecimiento de gradientes de temperatura y salinidad, como resultado de las variaciones geográficas del flujo de calor latente, calor sensible, evaporación y precipitación (Lavin *et al.*, 1997).

En la entrada del Golfo de California se han observado frentes de gran escala, resultado del encuentro de dos o tres diferentes masas de agua: Agua de la Corriente de California, Agua del Golfo de California y el Agua Tropical Superficial. El límite de estos frentes, migra latitudinalmente de acuerdo a la dinámica de la circulación superficial subsuperficial (Molina-Cruz, 1988).

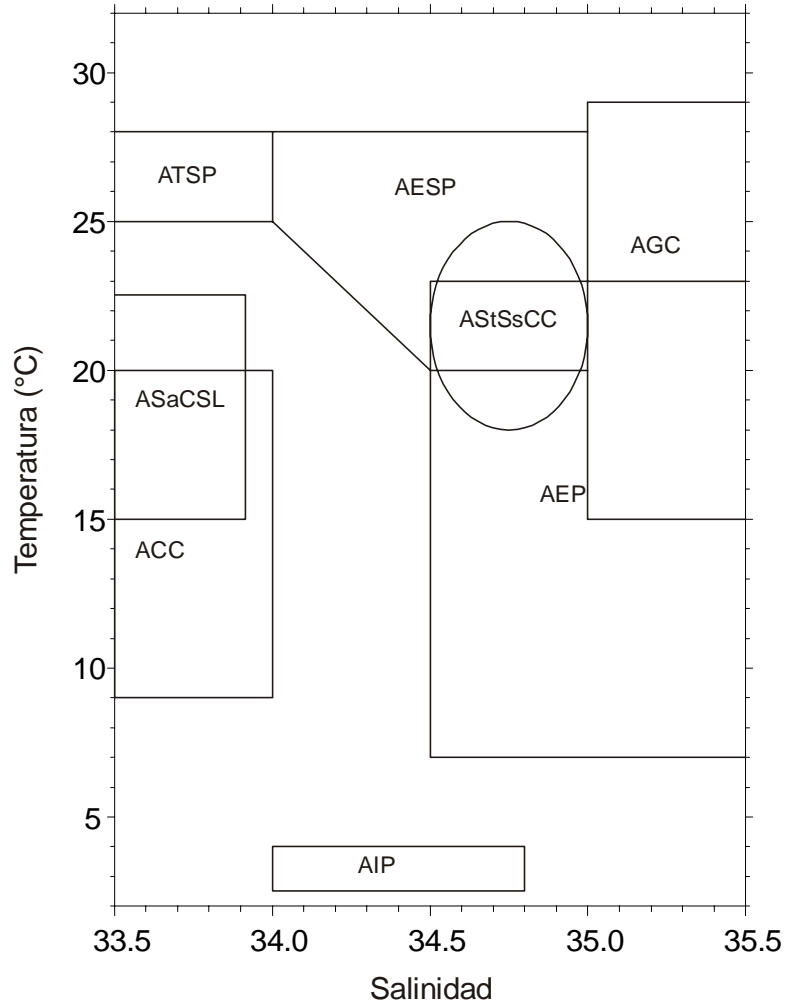


Figura 5. Masas de agua en la región de estudio: Agua Tropical Superficial del Pacífico (ATSP), Agua Ecuatorial Superficial del Pacífico (AESP), Agua del Golfo de California (AGC), Agua Subtropical Sub-superficial de la Contracorriente de California (AStSsCC), Agua de la Corriente de California (ACC), Agua Ecuatorial del Pacífico (AEP), Agua Subártica en Cabo San Lucas (ASaCSL), Agua Intermedia del Pacífico (AIP). Según Wyrky (1967), citado por Cervantes Duarte *et al.*, (1993) y Martínez-López (1993).

En el verano (figura 6A), cuando el viento es del sureste, el límite de la masa de agua de la Corriente de California se observa alrededor del extremo sur de la península de Baja California, particularmente frente a Cabo San Lucas donde el frente se extiende a los primeros 120 m de profundidad (Griffiths, 1963; Alvarez-Arellano y Molina-Cruz, 1986). Mientras que durante el invierno (figura 6B) el frente se localiza más al sur, debido a que los vientos soplan del noroeste y son canalizados dentro del Golfo, lo cual produce surgencias costeras en la parte oriental del Golfo; dicha circulación, desplaza el límite entre masas de agua hacia bajas latitudes (20° N), disminuyendo la influencia del agua ecuatorial en la boca del Golfo de California (Robinson, 1973; Molina-Cruz, 1986; 1988).

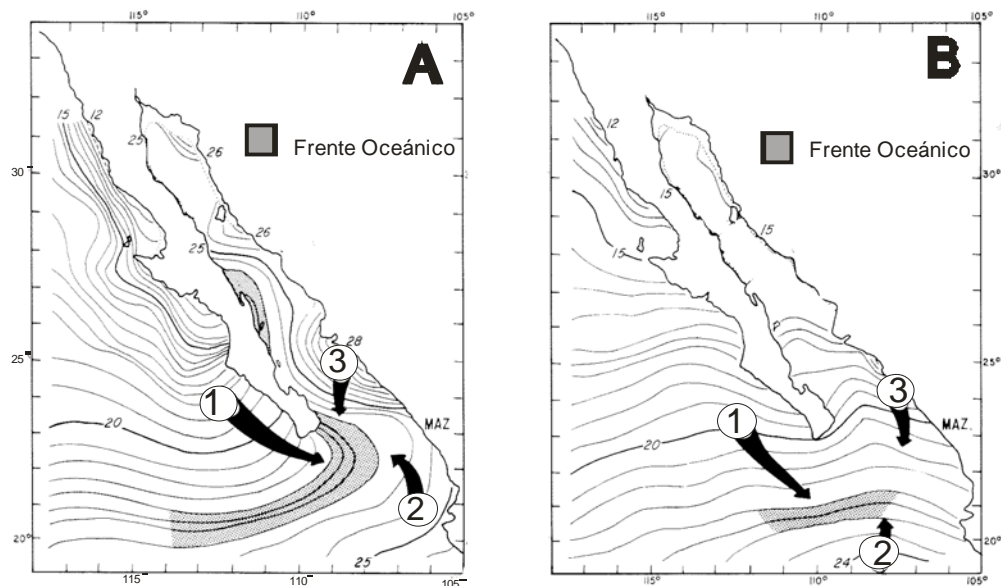


Figura 6. Distribución de temperatura (°C) a 30 m de profundidad, y la localización del frente oceánico en verano (A) e invierno (B), Robinson (1973). Sobre esta distribución, mediante "sombreados", se ha definido la ubicación del frente oceánico. Mediante flechas se indica el flujo del Agua de la Corriente de California (1), el Agua Tropical (2) y el Agua del Golfo de California (3) (Tomado de Molina Cruz, 1986).

CAPITULO 3

LOS RADIOLARIOS POLYCYSTINOS

Los Radiolarios

Los radiolarios polycistinos son protozoarios marinos ampliamente distribuidos en los océanos. Éstos se encuentran en toda la columna de agua, desde muy cercanos a la superficie hasta varios cientos de metros de profundidad. Como muchos organismos planctónicos, su abundancia en una región geográfica está relacionada con la cualidad de las masas de agua, incluyendo variables tales como la temperatura, salinidad, productividad y disponibilidad de nutrientes (Pérez-Cruz y Caudillo-Bohorquez, 2006).

Posición taxonómica

La posición taxonómica más actualizada de los radiolarios es la siguiente (De Wever *et al.*, 2001):

Phylum PROTOZOA

Clase ACTINOPODA Calkins

Subclase RADIOLARIA Müller 1858

Superorden POLYCYSTINA Ehernberg 1838 emend Riedel 1967

Ordenes SPUMELLARIA Ehrenberg 1875 emend. De Wever, Dumitrica, Caulet, Nigrini y Caridroit, 2001

 NASELLARIA Ehrenberg 1875 emend. De Wever, Dumitrica, Caulet, Nigrini y Caridroit, 2001

Alcance estratigráfico

Aunque existen referencias sobre radiolarios en el registro Precámbrico, el primer ejemplo aceptable de un radiolario (espumelario), tiene una edad aproximada del Cámbrico medio (Brasier, 1980). Sin embargo

conviene notar que sólo quedan representadas en el registro fósil las partes duras, como esqueletos y conchas, de modo que su origen probablemente fue anterior (Cachon *et al.*, 1990).

Durante el Paleozoico florecieron numerosas especies de radiolarios y a finales del Devónico y en el Pérmico inferior se produjo una drástica reducción de especies relacionada probablemente con el cierre tectónico de numerosas cuencas oceánicas durante este periodo (Brasier, 1980). La apertura de nuevas cuencas oceánicas sería la responsable de la eclosión que experimentaron los radiolarios en el Jurásico y Cretácico, y finalmente con la aparición de los Naselarios en el Triásico superior (Brasier, 1980).

Aspectos ecológicos

Los radiolarios polycistinos son protozoarios exclusivamente marinos y generalmente pelágicos. Se les puede encontrar en todos los océanos y su distribución geográfica obedece a patrones latitudinales y batimétricos (Kling, 1978; Casey, 1971).

Este grupo está dividido en dos subórdenes: los *Espumelarios*, con simetría radial y por lo general forma esférica, y los *Naselarios*, con simetría bilateral y comúnmente con forma cónica, aunque algunas veces estos organismos tienen esqueletos que están reducidos a simples anillos y espinas ramificadas (Kling, 1978; Goll, 1979).

De las aproximadamente 6,000 especies conocidas de radiolarios, los Espumelarios generalmente dominan la zona fótica hasta poco menos de 200 m de profundidad mientras que los Naselarios dominan hasta profundidades próximas a los 2,000 m (Sleigh, 1979). Con esta distribución vertical, se observa también que, en general, los organismos de las aguas superficiales tienen esqueletos más pequeños y delgados en relación a los que habitan en aguas profundas (Sleigh, 1979).

La temperatura del agua es otro de los factores que determina en gran parte la distribución vertical de los radiolarios polycistinos, puesto que afecta considerablemente el tamaño del organismo y su flotabilidad (Petrusvskaya, 1966). Cuando aumenta la temperatura, disminuye la densidad y viscosidad del agua, dando lugar a que se dificulte la flotabilidad de los radiolarios y tengan necesidades de adaptar su cuerpo a las nuevas condiciones del medio, disminuyendo el diámetro del mismo. En aguas frías el diámetro de un polycistino se incrementa aproximadamente al doble en relación a cuando se encuentra en aguas templadas o tropicales.

Por lo tanto, se reconocen especies de polycistinos característicos de aguas templadas, de aguas frías y de zonas de surgencias (Gowing y Coale, 1989; Petrushevskaya, 1971; Molina Cruz, 1986).

Importancia de los radiolarios en estudios paleoceanográficos

Los radiolarios polycistinos presentan testas de sílice ópalo y han sido muy abundantes en el pasado como en la actualidad, constituyen un importante material para estudiar la paleoceanografía, ya que sus restos fósiles se preservan muy bien en los sedimentos del fondo oceánico (Riedel, 1958; Casey, 1971; Sachs, 1973; Anderson, 1983; De Wever *et al.*, 2001). Un factor determinante para la preservación de estos organismos es la velocidad de sedimentación, de modo que una velocidad elevada favorecerá una buena y rápida preservación de radiolarios en el sedimento (Takahashi, 1991).

Durante los últimos años los radiolarios polycistinos se han utilizado como un *proxie* oceanográfico, ya que su distribución geográfica está relacionada con los dominios definidos hidrográficamente.

Un *proxie* es un indicador indirecto o un paleo-sensor de las condiciones oceanográficas y/o climáticas del planeta. Por su naturaleza puede ser

micropaleontológico, geoquímico, magnético e isotópico (Cronin, 1999).

Análisis paleoambientales basados en los cambios en la composición de la tanatocenosis de los radiolarios se han realizado para reconstruir cambios oceanográficos como: variaciones geográficas de los frentes hidrológicos, circulación de las aguas superficiales y subsuperficiales, cambios en la productividad, temperatura, etcétera.

Por tal motivo, el interés paleoceanográfico y paleoclimático que se tiene por ellos, es que a través del estudio de las asociaciones de radiolarios polycistinos en una columna sedimentaria se pueden inferir patrones oceanográficos, tendencias climáticas y eventos secuenciales en diferentes resoluciones temporales. (Molina-Cruz, 1999; Pérez-Cruz y Caudillo-Bohorquez, 2006).

CAPITULO 4

HISTORIA CLIMÁTICA DEL CUATERNARIO TARDÍO

Durante los últimos años la definición del Cuaternario ha sido motivo de discusión. Recientemente, la Comisión Internacional de Estratigrafía (ICG por sus siglas en inglés) (2006), después de una serie de argumentaciones y discusiones, ha propuesto que el Cuaternario se debe reconocer como una unidad cronoestratigráfica/geocronológica formal cuyo límite inferior coincida con la base del estadio Gelasiano, a 2.6 Ma. La mayor parte de la comunidad Cuaternarista está de acuerdo en marcar el límite a 2.6 Ma en vez de 1.8 Ma. Un resultado adicional de estas discusiones es que el Neógeno debe extenderse desde la base del Mioceno hasta el presente.

El Cuaternario incluye dos épocas: El Pleistoceno y el Holoceno. Dentro del Pleistoceno se produjeron cuatro glaciaciones, con sus consiguientes estadios interglaciares, las cuales se denominan Nebraskan (*Aftonian*), Kansan (*Yarmouth*), Illinois (*Sangamon*), y Winconsin según la clasificación americana (Cronin, 1999). El Pleistoceno está dividido, a su vez, en una serie de estadios (glaciaciones menores) e interestadios (interglaciares menores) que sucedieron antes de la máxima glaciación del Wisconsin (Cronin, 1999). Estos cambios climáticos fueron más intensos cuando existieron grandes casquetes de hielo y fueron más débiles durante los climas interglaciares (como el actual) (Paillard, 2001; Schmittner *et al.*, 2002).

En particular, el Pleistoceno Tardío comprende el interglacial Sangamon (140,000 -115,000 años) y la glaciación Wisconsin. La Glaciación Wisconsin abarca desde los 80,000 años hasta los 11,500 años experimentando su máximo estadio de glaciación entre los 18,000 y los 15,000 años (Cronin, 1999).

El Pleistoceno Tardío ha sido minuciosamente estudiado en todo el mundo, principalmente a lo largo de las líneas de costa y regiones insulares de bajas latitudes y zonas ecuatoriales, donde los afloramientos del último interglacial, generalmente como terrazas sedimentarias de origen coralino, son abundantes. Igualmente, ha sido estudiado en altas latitudes y cadenas montañosas, donde la última glaciación, desarrolló morfologías, formas erosionales y ambientes sedimentarios, propios de un estado glacial, principalmente en Norte América y Europa.

En la parte final del último periodo glacial, el enorme casquete Laurentida cubría la mayor parte de Canadá y se extendía hacia el sur, hasta los Estados Unidos de América. La masiva transformación de agua líquida en hielo determinó que el nivel del mar fuera, en ese entonces, 100 metros inferior al actual. En América del Sur, el enfriamiento global asociado a la glaciación provocó que especies adaptadas a condiciones frías migraran hacia el Norte (Baulinas y Jastrow, 1993).

Último Máximo Glacial

Durante el transcurso de esta última glaciación, el aire se fue enfriando progresivamente, aunque no de forma lineal. El punto más frío se alcanzó hace unos 18,000 años, en el llamado **Último Máximo Glacial** (UMG), entonces la temperatura media global de la superficie del planeta llegó a ser unos 7° C inferior a la del comienzo de la glaciación (Allen *et al.*, 1999). La magnitud del enfriamiento fue muy diferente según la latitud. El descenso térmico fue mucho mayor en las latitudes altas que en las bajas, y fue también mayor en el interior de los continentes que en las costas. Así, en muchas partes del planeta, la temperatura media pudo descender más de 15° C (Dahl-Jensen *et al.*, 1998).

Perforaciones en Groenlandia sugieren que la temperatura en el Último Máximo Glacial en ese lugar (Summit) eran, en promedio, 12-13° C más bajas que las actuales (Dahl-Jensen *et al.*, 1998).

Estudios hechos en el Pacífico, particularmente en la Cuenca de Santa Bárbara (35°N), registraron varios tipos de señales climáticas que son muy similares a las fluctuaciones de la señal de $\delta^{18}\text{O}$ de los casquetes de hielo de Groenlandia (Behl y Kennett, 1996; Hendy y Kennett, 1999; Hendy y Kennett, 2000). Las oscilaciones en los valores de $\delta^{18}\text{O}$, medidos en los caparazones de los foraminíferos planctónicos, indican cambios de temperatura de corta amplitud ($\sim 4^\circ\text{C}$) en aguas superficiales. Estas oscilaciones de $\delta^{18}\text{O}$ se correlacionan con la tendencia de $\delta^{18}\text{O}$ existente en los registros de hielo de Groenlandia. Las tendencias tan similares entre los registros de la Cuenca de Santa Barbara y el testigo de hielo de Groenlandia permiten sospechar la existencia de oscilaciones de escala milenaria en ambas regiones (Hendy y Kennett, 1999; Hendy y Kennett, 2000).

Por otro lado, en los sedimentos de la Cuenca de Guaymas en el Golfo de California se observaron valores altos del $\delta^{18}\text{O}$ –medido en organismos bentónicos– que coincidían con el Último Máximo Glacial y con el *Younger Dryas*. Keigwin y Jones (1990) interpretaron esta variabilidad isotópica como un reflejo de los cambios en la temperatura y salinidad de las aguas intermedias del Golfo.

Otros estudios basados en el análisis de polen también mostraron fluctuaciones durante el Último Glacial (Grimm et al., 1993). Algunas de estas fluctuaciones sugirieron condiciones más húmedas que parecen correlacionarse con episodios de mayor deriva de hielo en el Atlántico Norte.

Bølling-Allerød

Entre los 14,700 y los 12,000 años, se produjo un brusco calentamiento, denominado *Bølling-Allerød* durante el cual, las temperaturas se mantuvieron altas. Fluctuaciones térmicas han quedado registradas por los desplazamientos de la vegetación de tundra en las regiones polares de América del Norte, entre los $\sim 14,000$ y 12,000 años. Estas fluctuaciones térmicas también se han observado en regiones tropicales

del Pacífico, como la cuenca el Cariaco en Venezuela y en la Cuenca de Guaymas en el Golfo de California. Estas cuencas presentan finos estratos depositados en el fondo y muestran sedimentos más oscuros que coinciden con periodos cálidos como el *Bølling-Allerød* y el Holoceno. El color oscuro refleja una mayor abundancia de sedimentos terrígenos, que serían ocasionados por mayor precipitación y aporte de los ríos que desembocan en la cuenca durante esos periodos cálidos (Keigwin, 2002; Haug *et al.*, 2001)

Por otra parte, un estudio realizado por Sancetta (1995) en la Cuenca de Guaymas, evidenció que el aumento de ciertas asociaciones de diatomeas coincidía con el periodo cálido del *Bølling-Allerød*, también mencionó que las condiciones climáticas durante este periodo fueron muy similares a las actuales.

En el *Bølling-Allerød* la temperatura aumentó del orden de 10° C en menos de cincuenta años. Aquello parecía marcar el final de la glaciación, pero el clima templado no resistió mucho y fue degenerando de nuevo hacia el frío. Así, hace unos ~12 000 años, el clima europeo y americano recayó en un periodo de nuevo muy frío denominado el *Younger Dryas*.

Younger Dryas.

Durante el *Younger Dryas* el Hemisferio Norte mostró un retorno parcial a las condiciones climáticas frías similares a las del Último Máximo Glaciar, en esta fase los hielos no sólo dejaron su tendencia al retroceso propiciada por el calentamiento global, sino que volvieron a avanzar a lo largo de Europa y Norte América.

Tal parece que estas condiciones también afectaron a otras latitudes como la cuenca del Cariaco (Venezuela) y la cuenca de Guaymas (Golfo de California), núcleos extraídos en estos lugares observaron sedimentos laminados, es decir una banda clara contra una oscura, el color más claro -típicos para los años de abundancia de plancton- reflejaba periodos más fríos que coinciden con una mayor intensidad de

los vientos alisios y un mayor afloramiento de aguas profundas, más frías y más fértiles, coincidente con el último máximo glaciar y el *Younger Dryas* (Keigwin y Jones, 1990; Keigwin, 2002).

Esta breve, pero intensa fase de enfriamiento se produjo precisamente en un momento de máxima insolación del Hemisferio Norte (Genty *et al.*, 2003; Alley *et al.*, 2003), la cual acabó súbitamente hacia el 11,500 AP, cuando se produjo el ascenso térmico definitivo que dio entrada en el Hemisferio Norte al interglaciar actual.

Holoceno.

El Holoceno es una época geológica que comenzó hace aproximadamente 11,500 años. Actualmente, se reconoce que las variaciones del clima a través del Holoceno han sido más considerables y frecuentes de lo que inicialmente se pensaba, hay cada vez más evidencias de que la variabilidad climática del Holoceno a escala milenaria está asociada con la variabilidad del flujo solar (O'Brien *et al.*, 1955), y a oscilaciones internas del sistema climático (Bond *et al.*, 1997). En la literatura se ha sugerido que los cambios en la insolación, debidos tanto a las variaciones orbitales de la Tierra como a la variabilidad solar, jugaron un papel central en los cambios climáticos globales de los últimos 11,500 años. La revisión de aproximadamente 50 registros paleoclimáticos distribuidos globalmente ha revelado la existencia de seis periodos significativos de rápido cambio climático durante el Holoceno: entre 9000 y 8000, 6000 y 5000, 4200 y 3800, 3500 y 2500, 1200 y 1000, y 600 y 150 años (O'Brien *et al.*, 1955; Bond *et al.*, 1997; Steig, 1999).

Particularmente para el Golfo de California, se han observado cambios en las condiciones ecológicas y oceanográficas en la parte central durante el Holoceno Medio (~ 6,200 años AP). Se observó un aumento progresivo en la concentración de ópalo biogénico en los sedimentos probablemente como resultado de una mayor frecuencia en la incursión de las aguas ecuatoriales al Golfo (Barron *et al.*, 2004).

La mayoría de los registros reconstruidos hasta la fecha para el Golfo de California muestran como estos cambios climáticos rápidos están asociados a eventos de enfriamiento, aridez tropical, y a cambios importantes en la circulación atmosférica a escala global (Juillet-Leclerc y Schrader, 1987; Douglas *et al.*, 2001; Pérez-Cruz, 2006; Pérez-Cruz y Herguera, en prensa).

CAPITULO 5

MATERIAL Y MÉTODOS

EN EL BARCO

Muestreo de Sedimentos:

El núcleo BAP 83-17 fue obtenido en la región sur-occidental del Golfo de California, (23^a N y 108^a W) (Fig. 1), a bordo del B/O "El Puma" de la Universidad Nacional Autónoma de México.

La colecta del núcleo se hizo por medio de un nucleador de gravedad tipo "gran diámetro". En el sitio de muestreo se tomaron las coordenadas geográficas y la profundidad, por medio del geoposicionador por satélite (GPS) y del ecosonda a bordo (tabla 1). Una vez recobrado el núcleo, en cubierta se rotuló y se cortó longitudinalmente; una mitad se conservó como testigo y la otra se submuestreó a bordo, para su posterior análisis en el laboratorio.¹ El núcleo fue submuestreado cada 20 cm, obteniendo 11 muestras a lo largo de la columna sedimentaria, considerando la disponibilidad del material.

Tabla 1. Posición y lecturas del núcleo BAP 83-17.

Núcleo	Nucleador de Gravedad	Longitud del núcleo (m)	Profundidad (m)	Localización	
				Latitud	Longitud
				°N	°W
Bap-83/17	"Gran diámetro"	2.10	2700	23°22	108°49

¹ Las láminas micropaleontológicas objeto de este estudio fueron procesadas en el Laboratorio de Micropaleontología y Ecología de Foraminíferos antes de que esta tesis diera inicio, así mismo la parte del núcleo que se guardó como testigo no se encuentra actualmente en el acervo por esta razón durante el desarrollo de esta tesis no fue posible hacer la descripción litológica del núcleo.

Las muestras seleccionadas para radiolarios se llevaron al Laboratorio de Ecología de Foraminíferos y Micropaleontología del ICMYL, UNAM para su procesamiento químico.

EN EL LABORATORIO

Preparación de las muestras:

La preparación de las muestras se llevó a cabo mediante la técnica de Moore (1973) con las modificaciones sugeridas por Molina-Cruz, (1975) y Roelofs y Pisias, (1986).

De la muestra original de sedimento se submuestran aproximadamente 2 cm³, de muestra seca de los 11 niveles. El sedimento se vació dentro de un vaso de precipitados de 100 ml, se le agregaron 50 ml de agua corriente y 20 ml de ácido clorhídrico (HCL) al 30%; (para disolver los carbonatos que existen en la muestra).

Posteriormente, el vaso de precipitados se colocó sobre una parrilla a 200° C, cuando alcanzó el punto de ebullición, se le agregan 50 ml de peróxido de hidrógeno (H₂O₂) (para eliminar la materia orgánica), la reacción química se aceleró con una temperatura de 400° C y se espero por espacio de una hora hasta que se completara, agitando ocasionalmente el contenido del vaso de precipitados. Al terminar la reacción se vació al tamiz (con una abertura de malla de 40 micras) y se lavó con agua corriente en forma de lluvia hasta que la muestra se observaba muy fina y uniforme.

A continuación se preparó el medio de sedimentación en un vaso de precipitados con 500 ml de agua, dos portaobjetos, previamente etiquetados, se montan en un anillo de teflón; el cual los sostiene mediante pequeñas muescas y tornillos, permitiendo así colocarlos dentro del medio acuoso, cubriendo totalmente al anillo. Al finalizar este paso, se agrega poco a poco la muestra lavada, agitando el agua verticalmente para

producir una distribución aleatoria y uniforme sobre los portaobjetos y se dejo reposar media hora.

Una vez sedimentado el material en los portaobjetos, se extrae el agua con una manguera hasta disminuir su nivel por debajo de la superficie del anillo de teflón. Este procedimiento se realiza con mucho cuidado para no perturbar los clásticos sedimentarios que quedaron en los portaobjetos. Estos se secan en una parrilla a 50° C. El montaje final se hizo con bálsamo de Canadá colocándole un crubreobjetos sobre la muestra preparada, evitando que se formen burbujas de aire. Finalmente se dejaron secar a temperatura ambiente por un periodo de 10 a 15 días para su posterior revisión al microscopio óptico con un aumento preferente de 40X.

Determinación taxonómica de los Radiolarios polycystinos:

Con base a los antecedentes taxonómicos regionales (Benson, 1966; Molina-Cruz, 1975; Molina-Cruz, et al., 1999), se estableció un marco de referencia inicial con 138 especies de radiolarios. Se observaron y determinaron taxonómicamente estos organismos con la ayuda de un microscopio óptico marca "Zeiss", utilizando diferentes aumentos y consultando bibliografía especializada (Benson, 1966; 1983, Molina-Cruz, 1977; 1986; Bolltovskoy, 1987 Nigrini y Moore, 1979). El conteo de especímenes se efectuó "barriando" el portaobjetos de lado a lado, hasta obtener un número igual o mayor a 300 organismos. De acuerdo con Sachs (1973), este número es estadísticamente representativo para una población. En aquellos casos en que no se encontró el número de radiolarios requeridos en un portaobjetos, se procedió a contar su replica. En total, se obtuvieron 22 láminas de los 11 niveles de las cuales fue posible determinar taxonómicamente el 95% del total de las especies presentes. Se generó una matriz de datos que incluyó los conteos de las abundancias absolutas, que son el número total de organismos de la misma especie en

cada uno de los niveles de muestreo, a partir de éstas, se estimaron las abundancias relativas de cada especie con respecto a la población total de radiolarios expresada en porcentajes, con el fin de conocer el total de organismos presentes de cada especie por muestra y la distribución de las poblaciones encontradas en el área de estudio (tabla 2).

ANÁLISIS ESTADÍSTICO

Con el fin de analizar la varianza y definir la distribución y las asociaciones de radiolarios polycistinos en las muestras sedimentarias, se llevó a cabo un análisis estadístico multivariado llamado: Análisis de Factores en su modo "Q" (Imbrie y Van Andel, 1964; Klován e Imbrie, 1971), utilizando el paquete estadístico STATISTICA 99 edición para Windows de *StatSoft Inc.* 1999.

El análisis de factores es un método multivariado, que explica las relaciones de muchas variables en forma resumida. Este análisis produce resultantes (FACTORES), conceptualmente significativas y relativamente independientes una de otra (Kim, 1978). Con el análisis de factores se pueden enfatizar correlaciones entre atributos o muestras (modo Q) y la "asociación" entre variables o especies (modo R). Si el análisis de factores es aplicado a una matriz de correlación "muestra-muestra" se le denomina análisis de factores en su modo Q.

Para efectuar el análisis de factores en su modo Q, se procedió a generar un archivo que de acuerdo a los requerimientos del programa, se presentan en el eje de las "X" a las muestras y en el eje de las "Y" a las especies, así, se calculan las cargas o valores del factor denominadas "*factor loadings*" y los "*factor scores*", respectivamente. La matriz de los datos para radiolarios comprendió 80 casos por 11 variables.

En general, el análisis propone la agrupación de datos con base a sus índices de correlación y da origen a una matriz de vectores llamada

“matriz de factores”; los cuales son estadísticamente independientes (ortogonales) (Klovan and Imbrie, 1971; Molina Cruz, 1977).

CAPITULO 6

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En este capítulo se presentan los resultados y su interpretación en el siguiente orden: el marco bioestratigráfico, la sistemática de las especies de radiolarios polycistinos encontrados en los sedimentos del núcleo BAP 83-17, su abundancia, las asociaciones de radiolarios definidas a través del análisis de factores y, la interpretación paleoceanográfica y paleoclimática realizada con base en sus afinidades ecológicas y ambientales.

Marco Bioestratigráfico

El marco bioestratigráfico en el que se basa este estudio fue definido por Molina-Cruz en 1986.

Para definir el marco bioestratigráfico del Núcleo BAP 83-17, Molina-Cruz (1986) estableció una correlación con una secuencia sedimentaria muy cercana: el sitio 484 de la etapa 64 del Proyecto Internacional de Perforación Profunda (DSDP por sus siglas en inglés). En este sitio, a 42.83 m se determinó una edad de 410,000 años, con base en la "última ocurrencia" del fósil índice *Stylatractus universum* (Curry *et al.*, 1982), a partir de esta información él calculó una tasa de sedimentación de 10.4 cm/1000 años (0.1mm/año), que concuerda con la reportada por otros autores para la región de la Boca del Golfo (Calvert, 1966; Spiker y Simmoneit, 1982). Considerando esta tasa de sedimentación señaló dos datums (puntos de referencia) a: 11,000 y 18,000 años. Con base en lo anterior se sugiere que el núcleo BAP83-17 abarca aproximadamente los últimos 21,000 años (Pleistoceno tardío-Holoceno).

Sistemática

La Sistemática es el ordenamiento y ubicación adecuada de los seres vivos en una clasificación según el orden de su desarrollo evolutivo.

Se determinaron 80 especies de radiolarios polycistinos, perteneciendo a 15 Familias y a dos Ordenes.

Subclase RADIOLARIA Müller, 1858

Superorden POLYCYSTINA Ehrenberg, 1838, emend. Riedel, 1967b

Orden SPUMELLARIA Ehrenberg, 1875

1. Familia COLLOSPHAERIDAE Müller, 1858, emend. Strelkov y Reshetnjak, 1971

**Acrosphaera murrayana* (Haeckel)

Choenicosphaera murrayana Haeckel, 1887, p. 102, lámina 8, fig. 6.

**Acrosphaera spinosa spinosa* (Haeckel)

Polysolenia spinosa – Nigrini, 1967, lámina 1, fig. 1.

Acrosphaera spinosa spinosa Bjørklund y Goll, 1979, lámina 1, figs. 8-9.

**Siphonosphaera polysiphonia* (Haeckel)

Siphonosphaera cf. socialis (Haeckel), Benson, 1966 p. 121-123; lámina 2, fig. 4.

Siphonosphaera polysiphonia (Haecke), Nigrini, 1967 p. 18-19; lámina 1, fig. 4a-4b.

Siphonosphaera polysiphonia (Haecke), Benson, 1983 p. 508.

2. Familia ACTINOMMIDAE Haeckel 1862, emend. Sannfilippo y Riedel, 1980

**Actinomma delicatum* (Dogiel y Reschetnjak)

Actinomma delicatum Dogiel y Reschetnjak, 1952.

Echinomma delicatum Molina-Cruz, 1977 p. 333; lámina. 1, fig. 5, 1983.

Echinomma delicatum Benson, 1983 p. 502.

**Actinomma leptoderma* (Jørgensen)

Echinomma leptodermum Jørgensen, 1900, p. 57; 1905, p. 116, lámina 8, figs. 33a-c.

Actinomma leptodermum (Jørgensen), Nigrini y Moore, 1979, p. S35, lámina 3, fig. 5.

**Actinosphaera acantophora* (Popofsky)

Carposphaera acanthopora Popofsky, 1912, Benson 1966, p. 127, lámina 2, figs. 8-10.

**Actinosphaera cristata* (Popofsky)

Actinosphaera cristata Popofsky, 1912 Deutsche Sudpolar-Exped., vol. 13, p. 101-102., texto-fig. 13.

Actinosphaera cristata (?) Benson, 1983 p. 499-500.

**Acanthosphaera actinota* (Haeckel)

Heliosphaera actinota Haeckel, 1862 p. 603.

Acanthosphaera actinota Boltovskoy y Riedel, 1980 p. 107, lámina 1, fig. 19.

Acanthosphaera actinota Abelmann, 1992 lámina 1, fig. 10.

**Acanthosphaera dodecastyla* (Mast)

Acanthosphaera dodecastyla Boltovskoy y Riedel, 1980 fig. 15.26.

**Acanthosphaera pinchuda* (Boltovskoy y Riedel)

Acanthosphaera pinchuda Boltovskoy y Riedel, 1980 fig. 15.28.

**Cenosphaera* sp. Nigrini and Moore, 1979 p. S43-S44; lámina 4, figs. 3a-c-d.

Cenosphaera sp. Benson 2003.

**Thecosphaera* sp. Benson, 1966, p. 132-134; lámina 2, fig. 11, no figs. 12-13.

**Drupatractus* [sic.] *irregularis* (Popofsky)

Drupatractus irregularis Benson, 1966 p. 180-182; lámina 7, figs. 7-11.

Drupatractus irregularis Benson, 1983 p. 502.

**Drupatractus variabilis* Dumitrică

Drupatractus variabilis Dumitrică, 1972, p. 883, lámina 6, fig. 4, lámina 20, figs. 6-7.

**Heliosphaera radiata* Popofsky

Heliosphaera radiata Popofsky, 1912, p. 98, fig. 10; Benson, 1966, p. 160, lámina 5, figs. 1-2.

**Hexacontium cf. heteracantha* Benson, 1966, p. 156-158, lámina 4, figs. 6-7.

**Hexacontium sp. cf. H. giganteum* det. Benson 2003.

Hexacontium sp. cf. H. giganteum Benson, 1966, p. 149-153; lámina 3, figs.13-14, lámina 4, figs. 1-3.

Hexacontium entacanthum [sic.] Jørgensen, 1900, Bergens Mus. Aarbog (1899), p. 52, Lámina 2, fig. 14, Lámina 4, fig. 20; 1905, Bergens Mus. Skrifter, p. 115, Lámina 8, fig. 30.

**Hexacontium laevigatum* Haeckel

Hexacontium laevigatum Haeckel, Benson, 1966, p. 153-155, lámina 4, figs. 4-5; Nigrini y Moore, 1979, p. S47, lámina 5, figs. 2a-b.

**Hexastylus triaxonius* Haeckel

Hexastylus triaxonius Haeckel, 1887, p. 175, lámina 21, fig. 2; Benson, 1966, p. 139, lámina 3, figs. 6-7.

**Stylatractus cronos* (Haeckel)

Amphisphaera cronos Haeckel, 1887, p. 144, lámina 17, fig. 5.

Xiphatractus cronos (Haeckel) Benson, 1966, p. 182-183; lámina 7, figs. 12-13.

**Stylatractus pluto* (Haeckel)

Amphisphaera pluto Haeckel, 1887, p. 144, lámina 17, figs. 7-8.

Xiphatractus pluto (Haeckel), Benson, 1966, p. 184, lámina 7, figs. 14-17.

3. Familia COCCODISCIDAE Haeckel, 1862, emend. Sanfilippo y Riedel, 1980

**Didymocyrtis tetrathalamus* (Haeckel)

Panartus tetrathalamus Haeckel, 1887, p. 378, lámina 40, fig. 3.

Ommatartus tetrathalamus (Haeckel) Riedel y Sanfilippo, 1971, p. 1588, lámina 1C, figs. 5-7.

Didymocyrtis tetrathalamus (Haeckel) Sanfilippo y Riedel, 1980, p. 1010, texto-fig. 1.

4. Familia LITHELIIDAE Haeckel, 1862

**Larcopyle buetschlii* grupo Dreyer

Larcopyle buetschlii Dreyer, Nigrini y Lombardi, 1984, p. S89, lámina 13, figs. 1a-b.

**Larcospira minor* (Jørgensen)

Larcospira minor (Jørgensen) 1905, p. 121; Bjørklund *et al.*, 1998, lámina 1, fig. 5.

Lithelius minor Jørgensen, 1899, p. 65, lámina 5, fig. 24; Nigrini y Moore, 1979, p. S135, lámina 17, figs. 3,4a-b.

**Lithelius sp.*

Lithelius sp. A. Moore, 1974.

5. Familia SPONGODISCIDAE Haeckel, 1862, emend. Riedel, 1967b

**Amphirhopalum ypsilon* Haeckel

Amphirhopalum ypsilon Haeckel, 1887, p. 522; Nigrini, 1967, p. 35, lámina 3, figs. 3 a-d.

**Euchitonia Mülleri* (Haeckel)

Euchitonia mülleri (Haeckel). Benson, 1966 p. 232, 234-235; lámina 14, figs. 3-4.

Euchitonia sp. Benson 1983.

**Euchitonia sp. cf. E. furcata* Benson

Euchitonia sp. cf. E. furcata Benson, 1983, p. 503.

**Euchitonia elegans/furcata* grupo Boltovskoy

Euchitonia elegans/furcata grupo Boltovskoy 1998, figs. 15.70 a, b, c.

**Euchitonia triangulum* (Ehrenberg)

**Spongocore puella* Haeckel

Spongocore puella Haeckel, 1887, p. 347, lámina 48, fig. 6; Nigrini,
1970, p. 168, lámina 2, fig. 3.

**Spongurus elliptica* (Ehrenberg)

Acanthosphaera elliptica Ehrenberg, 1872a, p. 301; 1873b, lámina 7.
fig. 4.

Spongurus elliptica Benson, 1966; lámina 8, figs. 4-5.

Spongurus. cf. elliptica del S. Benson, 1983 P. 508.

**Spongopyle osculosa* Dreyer

Spongopyle osculosa Dreyer, 1889, p. 42, lámina 11, fig. 99; Benson
1966, p. 215, lámina 11, figs. 2-3; Nigrini y Moore 1979, p. S115, lámina
15, fig. 1.

**Stylochlamydium asteriscus* Haeckel

Stylochlamydium asteriscus Haeckel, 1887, p. 514, lámina 41, fig. 10;
Nigrini y Moore, 1979, p. S113, lámina 14, fig. 5.

**Stylochlamydium venustum* grupo (Benson)

Stylochlamydium venustum grupo Benson, 1983 p. 509 2003.

Porodiscus sp B Nigrini y Moore 1979, p. S109, lámina 14, figs. 3-4.

Ommatodiscus sp. Benson 1966, p. 210-213; lámina 10, figs. 3, 5(?) (no
figs. 2,4,6-7).

**Stylodictya validispina* Jörgensen

Stylodictya validispina Jörgensen, 1905, p. 119, lámina 10, fig. 40;
Nigrini y Lombardi, 1984, p. S71, lámina 10, fig. 2.

6. Familia STYLOSPHAERIDAE Haeckel, 1862

**Amphisphaera cristata* (Haeckel)

Amphisphaera cf. uranus Benson, 1966 p. 136-139; lámina 3, figs. 4-5.

Amphisphaera cristata Dumitrica, 1972 p. 833-834; lámina 20, fig. 10.

Amphisphaera cristata Benson, 1983 p. 500; lámina 4, fig. 5.

7. Familia PHACODISCIDAE Haeckel, 1881

**Circodiscus microporus* (Stöhr)

Trematodiscus microporus Stöhr, 1880, p. 108, lámina 4, fig. 17.

Circodiscus microporus (Stöhr), Nigrini y Lombardi, 1984, p. S73, lámina
10, fig. 3.

**Heliodiscus echiniscus* Haeckel

Heliodiscus echiniscus Haeckel, Benson, 1966, p. 200, lámina 9, fig. 4.

8. Familia PYLONIIDAE Haeckel, 1881

**Octopyle stenzona* Haeckel

Octopyle stenzona Haeckel, 1887, p. 652, lámina 9, fig. 11; Benson
1966, p. 251, lámina 16, figs. 3-4.

**Phorticium pylonium* Haeckel grupo

Phorticium pylonium Haeckel, 1887, p. 709, lámina 49, fig. 10; Benson,
1966, p. 252, lámina 16, figs. 5-9, lámina 17, figs. 1-3.

**Tetrapyle octacantha* Müller grupo

Tetrapyle octacantha Müller, 1858, p. 33, lámina 2, figs. 12, 13, lámina
3, figs. 1-12; Benson, 1966, p. 245, lámina 15, figs. 3-10, lámina 16, fig. 1,
texto-fig. 18.

9. Familia THOLONIIDAE Haeckel, 1887

**Amphitholus acanthometra* Haeckel

Amphitholus acanthometra Haeckel, 1887, p. 667; Benson, 1966, p.
258, lámina 17, figs. 4-7.

Orden NASSELARIA Ehrenberg, 1875

10. Familia ARTOSTROBIIDAE Riedel, 1967a, emend. Foreman, 1973.

**Botryostrobos auritus-australis* (Ehrenberg)

Lithocampe aurita Ehrenberg, 1844, p. 84.

Botryostrobos auritus-australis (Ehrenberg) grupo, Nigrini y Moore, 1979, p. 101, lámina 27, figs. 2a-d.

**Botryostrobos aquilonaris* (Bailey)

Lithocampe aquilonaris Haeckel, 1862 p. 317.

Botryostrobos aquilonaris Molina-Cruz, 1982 p. 996; lámina 4, fig. 6.

Botryostrobos aquilonaris, Boltovskoy, 1998 p. 15.164.

**Siphocampe* sp. (Benson)

Siphocampium sp. Benson, 1966 p. 517-520; lámina 35, fig. 9.

Siphocampe sp. Benson, 1983 p. 508.

**Siphocampe lineata* (Ehrenberg)

Eucyrtidium lineatum Ehrenberg, 1872a, lámina 22, fig. 26.

Lithomitra lineata grupo Renz, 1976 p. 140; lámina 6, fig. 7

11. Familia CARPOCANIIDAE Haeckel, 1881 emend Riedel, 1967

**Carpocanarium papillosum* (Ehrenberg) 1872b.

Dictyocephalus papillosus Riedel, 1958 p. 236-238; lámina 3, fig. 10; texto-fig. 8.

Carpocanarium papillosum grupo Benson, 1983 p. 501.

**Carpocanium* sp. Benson, 1966.

Carpocanistrum sp. A Benson, 1983 p. 501.

Carpocanistrum sp. Takahashi, 1991 p. 132; lámina 45, fig. 11.

Carpocanium spp. Boltovskoy, 1998 fig. 15 C, (no A-B, D-G).

12. Familia PTEROCORYTHIDAE Haeckel, 1881 emend. Riedel, 1967 b, emend Moore, 1972

**Anthocyrtidium ophirensis* (Ehrenberg)

Anthocyrtidium ophirensis Ehrenberg, 1872a, p. 301.

Anthocyrtidium ophirensis (Ehrenberg), Nigrini y Moore, 1979, p. N67, lámina 25, fig. 1; Benson, 1983, p. 500.

**Lamprocyclas maritalis* Haeckel grupo

Lamprocyclas maritalis Haeckel, 1887, p. 1390-1391, lámina 74, figs.
13, 14.

**Lamprocyclas maritalis polypora* (Nigrini)

Lamprocyclas maritalis polypora Nigrini, 1967, p. 76-77, lámina 7, fig. 6.

**Lamprocyrtis nigriniaie* (Caulet)

Lamprocyrtis nigriniaie (Caulet) Lámina 6, figures 4 y 5.

**Pterocorys hertwigii* (Haeckel)

Pterocorys hertwigii (Haeckel), Nigrini y Moore, 1979, p. N85, lámina
25, fig. 9.

**Pterocorys minythorax* (Nigrini)

Theoconus minythorax Nigrini, 1968, p. 57, lámina 1, fig. 8.

Pterocorys minythorax (Nigrini), Nigrini y Moore, 1979, p. N87, lámina
25, fig. 10.

**Pterocorys zancleus* (Müller)

Pterocorys zancleus (Müller), Nigrini y Moore, 1979, p. N89, lámina 25,
figs. 11a-b.

**Stichopilium bicornne* Haeckel

Stichopilium bicornne Molina-Cruz, 1977 p. 337; lámina 7, fig. 14.

Stichopilium bicornne Boltovskoy, 1998 Fig. 15.161.

**Theocorythium trachelium trachelium* (Ehrenberg)

Theocorythium trachelium trachelium (Ehrenberg), Nigrini y Moore,
1979, p. N93, lámina 26, fig. 2.

13. Familia PLAGONIIDAE Haeckel, 1887 emend. Riedel, 1967b

**Peridium longispinum* Jørgensen, Benson 1966, p. 359, lámina 23, fig. 27,
lámina 24, figs. 1- 3.

**Cladoscenum* sp cf. *C. tricolpium* (Haeckel)

Cladoscenum cf. *tricolpium* (sic.) (Haeckel) Jørgensen 1905, p. 134,
lámina 15, figs. 71-73.

Cladoscenum sp cf. *C. tricolpium* Benson 1966, p. 387-390, lámina 25,
figs. 10-11.

**Lampromitra quadricuspis* (Haeckel)

Lampromitra quadricuspis Haeckel, 1887, p. 1214, lámina 58, fig. 7;
Benson, 1966, p. 455, lámina 30, fig. 11, lámina 31, fig. 1.

**Lithomelissa thoracites* (Haeckel)

Lithomelissa thoracites Haeckel, 1862, p. 301, lámina 6, figs. 2-8;
Benson 1966, p. 366, lámina 24, figs. 10-12.

**Lophophaenoma witjazii* Petrushevskaya

Lophophaenoma witjazii Petrushevskaya, 1971, p. 118, fig. 62 III-VII.

**14. Familia SPYRIDAE (=TRISSOCYCLIDAE) Ehrenberg, 1847, emend.
Petrushevskaya, 1971.**

**Acanthodesmia vinculata* (Müller)

Lithocircus vinculatus Müller, 1857 p. 484.

Giraffospyris angulata Goll, 1969 p. 331; lámina 59, figs. 4, 6, 7 y 9.

Giraffospyris angulata Molina-Cruz, 1977 p. 336; lámina 6, fig. 7.

Acanthodesmia vinculata [sic.] Boltovskoy, 1998 fig. 15.96.

**Lophospyris pentagona pentagona* (Ehrenberg), emend. Goll 1969.

Ceratospyris pentagona Ehrenberg, 1872b p. 303; lámina 15, fig. 5.

Lophospyris pentagona pentagona Nigrini y Moore, 1979 p. N15-N16;
lámina 19.

Lophospyris pentagona pentagona Benson, 1983 p. 505.

**Tholospyris devexa* Goll

Tholospyris devexa Goll 1969, p. 326, lámina 57, figs 9, 10, 13 y 14.

**Zigocircus* sp. (Bütschli)

Zygocircus sp Benson, 1966 p. 290-291; lámina 19, figs. 16-17.

**Zygocircus productus capulosus*

Zygocircus productus (Hertwig), Benson 1966, p. 288, lámina 19, figs.
14-15.

Zygocircus productus capulosus Goll 1979, p. 381-382, lámina 2, figs. 4-9.

15. Familia THEOPERIDAE Haeckel, 1881, emend. Riedel, 1967b

**Cycladophora davisiana* (Ehrenberg)

Theocalyptra davisiana (Ehrenberg), Benson, 1966. lámina 29, figs. 14.16.

Cycladophora davisiana Boltovskoy, 1998 fig. 15.131.

Cycladophora davisiana Iñaki, 2003.

Cycladophora davisiana Itaki *et al.*, 2004 lámina I, figs. 18-20.

**Cornutella profunda* Ehrenberg

Cornutella profunda Ehrenberg, Benson 1966, p. 430, lámina 29, figs. 7-8.

**Coracalyptra cervus* (Ehrenberg)

Eucyrtidium cervus Ehrenberg, 1872b lámina 9, fig. 21.

Coracalyptra cervus Boltovskoy, 1998 fig. 15.128.

**Dictyophimus crisiae* Ehrenberg

Pterocorys ? sp. Benson, 1966 p. 412-414; lámina 28, figs. 4-5, 6(?).

Dictyophimus crisiae Nigrini, 1967 p. 66; lámina 6, figs. 7a-7b.

Dictyophimus crisiae Nigrini y Moore, 1979 p. N33-N34; lámina 22, figs. 1a-1b.

**Dictyophimus platycephalus* Haeckel

Dictyophimus platycephalus Haeckel, 1887 p. 1198, lámina 60, figs. 4 y 5.

Dictyophimus platycephalus Abelman, 1990, lámina 7, fig. 11.

**Eucyrtidium hexagonatum* Haeckel

Eucyrtidium hexagonatum Haeckel, 1887, p. 1489, lámina 80, fig. 11; Nigrini y Moore 1979, p. N63, lámina 24, figs. 4a-b.

**Eucyrtidium hexastichum* (Haeckel)

Lithostrobos hexastichus Haeckel 1887, p. 1470, lámina 80, fig. 15.

Eucyrtidium hexastichum (Haeckel), Renz 1974, p. 792, lámina 16, fig. 6.

**Lithomitra infundibulum* (Haeckel)

Lithomitra infundibulum Haeckel, 1887, P. 1487, Lámina 79, fig. 5.

Lithomitra infundibulum Benson, 1966, Lámina 34, figs. 10-12; fig. 26.

**Lophocorys polyacantha* Popofsky

Lophocorys polyacantha Popofsky 1912, p. 400, fig. 122; Benson 1966, p. 494, lámina 34, figs. 3 (no figs. 1-2).

**Lithostrobos hexagonalis* Haeckel

Lithostrobos cf. hexagonalis Benson, 1966 p. 508-510; lámina 35, figs. 1-2.

Lithostrobos sp. cf. L. hexagonalis Nigrini, 1968 p. 58; lámina 1, fig. 10.

Lithostrobos hexagonalis Boltovskoy, 1998 fig. 15.141.

**Pterocanium auritum* (Nigrini and Caulet)

Pterocanium auritum Nigrini y Caulet, 1992 p. 152-154, lámina 4, figs. 6-8.

Pterocanium bicornе(?) Benson, 1983 p. 507

Dictyophimus infabricatus Molina-Cruz, 1977 p. 336; lámina 8, fig. 1

**Pterocanium trilobum* (Haeckel)

Dictyopodium trilobum Haeckel 1861, p. 839.

Pterocanium trilobum (Haeckel), Nigrini y Moore 1979, p. N45, lámina 23, figs. 4 a-c.

Abundancias Absolutas y Relativas

Se obtuvo la abundancia absoluta de cada especie de radiolarios por intervalo, mediante un conteo directo en la lámina micropaleontológica y se calculó sumando las abundancias de cada especie en la misma lámina. Las abundancias relativas se obtuvieron multiplicando por 100 la abundancia absoluta de cada una de las especies contenida en la lámina, dividiendo el resultado entre la abundancia absoluta de la misma (Tabla 2).

Interpretación paleoceanográfica basada en las asociaciones de Radiolarios polycistinos.

Las asociaciones² de radiolarios fueron definidas mediante un Análisis de Factores “modo Q”. Este análisis se realizó considerando únicamente los valores de las abundancias relativas de 80 especies, por ser las más significativas y abundantes (> 5%), a lo largo de la columna sedimentaria. Con estas especies se elaboró una matriz de datos para el Análisis de Factores: 80 especies (casos) X 11 muestras (variables) (Tabla 2), a partir de la cual se calcularon y analizaron los *eigenvalues* (valores propios de cada factor). Se resolvió trabajar con tres factores porque explican el 84.1% de la variabilidad de todos los datos (tabla 3).

² El término “asociaciones” es utilizado en este estudio como un sinónimo de conjunto o agrupación de organismos que comparten afinidad a alguna característica oceanográfica como temperatura y/o salinidad.

**Tabla 2. Abundancia Relativa de las especies consideradas en el análisis
de factores.**

Especies/Intervalos	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1. <i>A. actinota</i>	0.00	0.00	1.97	3.24	1.72	0.65	2.33	0.89	0.29	0.33	0.00
2. <i>A. dodecastyla</i>	0.00	0.00	0.99	1.62	0.65	1.63	1.00	0.30	0.29	1.63	0.77
3. <i>A. pinchuda</i>	0.00	1.67	4.19	0.00	1.08	1.30	3.32	0.59	0.59	1.63	0.00
4. <i>A. murrayana</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.65	2.61	0.33	0.00	0.00	1.63	1.29
5. <i>A. spinosa-spinosa</i>	0.00	0.00	0.99	0.69	0.86	0.65	0.66	0.59	0.00	0.33	0.00
6. <i>A. leptodema</i>	0.00	0.00	0.99	1.62	0.43	2.28	1.00	0.30	0.00	0.98	0.52
7. <i>A. cristata</i>	0.62	0.96	0.49	0.00	0.22	0.00	0.66	0.00	0.00	0.33	0.77
8. <i>A. acanthopora</i>	0.93	1.67	2.96	3.24	4.09	5.86	4.65	1.19	0.29	4.23	3.87
9. <i>A. ypsilon</i>	0.00	0.96	0.25	0.23	0.00	0.65	1.00	0.00	0.00	0.00	0.52
10. <i>A. cristata</i>	0.62	0.96	0.99	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.65	0.26
11. <i>A. acanthometra</i>	2.49	0.24	0.25	0.69	0.43	0.65	0.66	0.59	0.59	0.98	1.55
12. <i>Cenosphaera sp</i>	0.16	0.00	0.13	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00
13. <i>C. microspurus</i>	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.65	0.33	0.00	0.29	0.65	0.52
14. <i>D. tetrathalamus</i>	1.56	11.24	5.67	3.24	6.45	4.23	3.99	2.37	2.95	3.91	2.06
15. <i>D. irregularis</i>	2.49	0.24	0.00	0.00	0.43	0.33	0.00	1.19	0.88	0.33	0.26
16. <i>D. variabilis</i>	3.74	2.39	1.97	3.24	3.23	3.91	4.65	1.19	2.36	1.95	3.35
17. <i>E. delicatum</i>	0.31	0.96	2.22	1.16	2.58	2.28	2.99	0.00	0.00	2.93	2.84
18. <i>E. elegans</i>	0.00	1.20	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	0.30	0.29	0.98	0.26
19. <i>E. furcata</i>	0.31	0.48	0.49	0.00	0.65	0.00	1.66	0.59	0.00	0.33	0.26
20. <i>E. triangulum</i>	0.93	1.20	0.99	0.69	0.65	1.30	2.66	1.19	0.59	3.58	4.64
21. <i>Euchitonia sp</i>	0.31	0.48	1.23	0.00	1.51	1.30	1.33	1.19	1.18	2.61	1.55
22. <i>H. echiniscus</i>	0.00	0.48	0.25	0.23	0.86	0.33	0.00	0.00	0.00	1.30	0.52
23. <i>H. radiata</i>	2.18	0.96	0.74	0.69	0.43	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.52
24. <i>H. giganteum</i>	7.79	3.59	4.68	5.32	4.73	4.89	8.31	6.82	2.95	9.77	12.11
25. <i>H. heterocantha</i>	0.00	0.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26
26. <i>H. laevigatum</i>	1.25	0.24	0.74	0.00	0.86	0.33	1.00	0.30	0.00	0.00	1.03
27. <i>H. triaxonius</i>	0.62	0.96	0.99	0.93	1.29	2.28	1.99	0.89	0.29	2.28	1.80
28. <i>L. buetschlii</i>	4.36	0.24	1.97	0.23	0.86	1.30	2.66	1.48	0.88	1.95	1.03
29. <i>L. minor</i>	2.18	1.91	4.68	3.47	3.66	4.56	1.99	4.75	1.47	2.61	0.77
30. <i>Lithelius sp</i>	0.00	0.00	0.00	0.23	1.29	0.00	0.00	0.00	0.88	0.00	0.26
31. <i>O. stenozona</i>	0.31	0.48	1.97	1.39	2.15	1.95	1.33	0.89	0.88	2.61	1.80
32. <i>P. pylonium</i>	2.18	0.48	4.68	2.55	4.52	3.26	4.98	3.26	2.36	6.19	7.22
33. <i>Cl. venustum</i>	0.31	0.00	0.00	0.93	0.65	2.28	1.66	1.19	0.59	2.61	1.55
34. <i>S. polysiphonia</i>	0.00	0.00	0.25	0.23	0.43	0.65	0.33	0.00	0.59	0.98	1.29
35. <i>S. puella</i>	1.25	0.24	0.25	0.00	0.22	2.28	0.33	0.30	0.88	0.00	0.00
36. <i>S. osculosa</i>	0.00	0.00	2.71	4.86	1.51	3.26	4.32	0.30	0.59	3.58	1.29
37. <i>S. elliptica</i>	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.26
38. <i>S. asteriscus</i>	0.62	0.00	0.00	1.16	0.43	0.00	2.33	1.48	0.59	0.00	0.77
39. <i>S. validispina</i>	0.31	0.72	1.72	2.55	0.65	0.65	1.00	0.59	0.00	0.65	1.80
40. <i>Tecosphaera sp</i>	0.00	8.61	6.40	3.70	4.30	3.26	3.99	1.19	0.59	4.56	3.09
41. <i>T. octacantha</i>	4.36	7.18	6.40	7.18	10.32	5.54	3.99	5.93	3.54	6.51	5.15
42. <i>X. cronos</i>	0.00	1.20	0.49	0.69	0.65	0.33	0.66	0.00	0.00	0.00	0.77
43. <i>X. pluto</i>	0.00	0.24	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.52

**Cont. Tabla 2. Abundancia Relativa de las especies consideradas en el
análisis de factores.**

Especies/Intervalos	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
44. <i>A. ophirenses</i>	2.18	4.07	1.72	0.46	2.58	0.33	0.00	2.67	0.88	0.00	2.06
45. <i>B. aquilonaris</i>	0.00	0.24	0.25	0.00	0.43	1.30	0.33	1.48	1.18	0.00	0.00
46. <i>B. a. australis</i>	0.93	0.00	0.49	0.00	0.43	0.33	0.33	10.09	9.14	0.00	0.00
47. <i>C. papillosum</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.00	0.00
48. <i>Carpocanistrum sp</i>	0.00	0.24	0.49	0.46	0.43	0.00	0.00	0.59	1.77	0.00	0.00
49. <i>Cl. tricolpum</i>	0.62	0.00	0.25	0.00	0.22	0.65	0.33	0.30	0.88	0.33	0.26
50. <i>C. profunda</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.33	0.00	0.89	2.65	0.00	0.00
51. <i>D. crisae</i>	0.00	0.24	0.25	1.16	0.65	0.98	1.00	0.00	0.00	0.00	0.26
52. <i>D. infabricatus</i>	0.62	0.48	0.00	0.69	1.08	0.00	0.33	0.59	0.29	0.33	0.26
53. <i>D. platycephalus</i>	1.56	0.96	0.00	0.00	0.86	0.33	0.00	0.30	0.59	0.00	0.00
54. <i>E. hexagonatum</i>	8.10	0.96	0.74	0.00	0.22	0.65	1.00	0.59	1.77	0.98	2.32
55. <i>E. hexastichum</i>	0.31	0.48	0.74	0.00	0.22	0.00	0.00	0.59	0.88	0.00	0.00
56. <i>E. infundibulum</i>	2.80	0.24	0.00	0.46	1.08	0.65	0.66	0.89	2.06	0.00	0.52
57. <i>E. cervus</i>	0.62	0.00	0.00	0.46	0.00	0.65	0.00	0.89	0.00	1.63	0.77
58. <i>L. m. maritima</i>	0.00	0.48	0.00	1.16	0.86	0.65	0.33	0.00	0.59	0.33	0.00
59. <i>L. m. polypora</i>	0.31	1.20	2.46	0.23	1.08	0.33	1.33	0.30	0.29	2.28	2.06
60. <i>L. nigrinae</i>	2.80	1.67	0.74	1.62	0.86	0.98	0.33	0.59	0.88	0.98	1.55
61. <i>L. quadriscupis</i>	0.62	0.00	0.74	0.23	0.65	0.00	0.33	0.00	0.29	0.00	0.77
62. <i>L. thoracites</i>	0.62	0.48	0.25	0.00	0.22	0.33	0.00	0.30	0.00	0.00	0.00
63. <i>L. hexagonalis</i>	0.62	0.24	0.25	0.00	0.00	0.65	0.33	0.30	0.00	0.65	0.52
64. <i>L. polycantha</i>	0.31	0.24	0.25	0.00	0.43	0.65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26
65. <i>L. pentagona</i>	0.31	0.48	0.99	0.23	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26
66. <i>L. witjazii</i>	0.00	0.48	0.25	0.00	0.22	0.00	0.00	0.59	0.29	0.00	0.00
67. <i>G. angulata</i>	0.62	1.44	0.25	0.23	0.65	0.33	1.66	0.00	0.00	0.00	0.52
68. <i>P. longispinum</i>	0.31	0.48	0.25	0.46	0.00	0.65	0.00	3.56	7.37	0.00	0.00
69. <i>P. auritum</i>	0.93	0.48	0.99	0.00	0.65	0.98	0.00	0.59	0.00	0.00	0.26
70. <i>P. trilobium</i>	0.93	3.59	2.22	1.39	1.94	1.63	1.33	1.48	1.47	1.30	2.06
71. <i>P. hertwigii</i>	0.00	0.24	0.74	0.46	0.65	0.33	0.00	0.89	0.59	0.65	0.52
72. <i>P. minitorax</i>	0.93	3.59	2.71	2.08	3.23	3.91	3.32	2.97	4.42	3.58	2.58
73. <i>P. zancleus</i>	0.62	1.91	1.23	1.39	0.65	0.00	1.33	0.59	0.29	0.65	2.06
74. <i>Shipocamphe sp</i>	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.65	0.00	2.37	4.72	0.00	0.00
75. <i>S. lineata</i>	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.65	0.33	2.37	4.72	0.00	0.00
76. <i>T. trachelium</i>	0.00	4.31	0.49	0.23	0.43	0.65	0.00	0.00	0.00	0.65	0.00
77. <i>T. devexa</i>	0.31	0.24	0.00	0.23	0.00	0.65	1.00	0.00	0.29	0.00	0.00
78. <i>T. davisiana</i>	0.31	0.00	0.49	0.46	0.22	0.33	0.00	3.26	3.24	0.33	0.26
79. <i>Zigocircus sp</i>	0.31	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.89	0.88	0.00	0.00
80. <i>Z. productus</i>	0.31	0.96	0.00	0.46	0.43	0.65	0.66	1.19	0.59	0.33	0.00

Tabla 3.- Eigenvalues y variancias obtenidos en el Análisis de Factores

Factores	Eigenvalores	% Total de la Var.	Eigenvalor Acum.	% Acumulativo
1	6.7	61.6	6.7	61.6
2	1.5	13.7	8.2	75.4
3	0.9	8.7	9.2	84.1

Se calcularon y graficaron las cargas del factor (*factor loadings*) con el propósito de observar su distribución a lo largo del núcleo (Tabla 4, figura 8) así como los valores del factor (*factor scores*) para definir las especies asociadas a cada uno de estos factores (Tabla 5, Figuras 7, 9 y 10).

Tabla 4. Cargas del factor (*factor loadings*)

Nivel	FACTOR 1	FACTOR 2	FACTOR 3
10	0.23	0.08	0.80
20	0.13	0.83	-0.02
40	0.12	0.88	0.27
60	0.12	0.79	0.38
80	0.20	0.87	0.29
100	0.13	0.77	0.41
120	0.04	0.68	0.61
140	0.87	0.27	0.28
160	0.96	0.06	0.03
180	0.08	0.69	0.63
210	0.08	0.47	0.80

Tabla 5. Valores del factor (*Factor scores*). En esta tabla se muestran los valores de las especies que caracterizaron cada factor.

Especies	FACTOR 1	FACTOR 2	FACTOR 3
<i>B. auritus-australis</i>	5.87	-1.21	0.72
<i>P.longispinum</i>	3.26	-0.73	-0.94
<i>S. lineata</i>	1.90	-0.69	-0.71
<i>T. davisiana</i>	1.62	-0.63	-0.50
<i>D. tetrathalamus</i>	0.83	4.09	-1.71
<i>T. octacantha</i>	1.81	3.91	0.72
<i>D. variabilis</i>	0.18	0.78	1.56
<i>H. entacanthum</i>	1.15	0.92	6.00
<i>P. pylonium</i> (grupo)	0.36	1.03	2.50
<i>L. bueschlii</i>	-0.65	0.25	1.56

Como se mencionó en el capítulo 3, la temperatura y salinidad son los parámetros que más influyen en el patrón de distribución geográfica de estos organismos planctónicos (Casey, 1971; Moore, 1973; Wenkam, 1977). La distribución de dichas asociaciones de radiolarios polycistinos es particularmente coherente con algunas condiciones oceanográficas observadas en la región de la boca del Golfo de California, por lo que los factores se han denominado: 1) Corriente de California 2) Ecuatorial y 3) Frente Oceánico (figura 8), las cuales se explican a continuación:

Factor 1: “Corriente de California”

Este factor define el 13.7% de la variabilidad de los datos (Tabla 3); los valores a lo largo del núcleo muestran sus pesos más significativos alrededor de 18,000 años, que podría considerarse el Último Máximo Glacial (UMG) (Tabla 4, figura 8). Los valores del factor indican que las especies que definen esta asociación son: *Botriostrobos auritus-australis*; *Peridium longispinum*; *Siphocampe lineata* y *Cycladophora davisiana*, con valores de 5.87, 3.26, 1.90 y 1.62, respectivamente (Tabla 5, figura 7, anexo 1).

La especie *Botriostrobos auritus-australis* ha sido encontrada en zonas de alta productividad (Pisias *et al.*, 1986). Molina-Cruz, (1986) la considera una especie importante dentro del factor Corriente de California, asociada a condiciones frías y de alta productividad. Por otra parte, Boltovskoy (1987) la encuentra en el Pacífico Occidental, donde observa su mayor abundancia en ambientes fríos (antárticos-subantárticos).

Cycladophora davisiana es una especie que ha sido asociada con ambientes fríos y que es característica de la Corriente de California, principalmente en la boca del Golfo de California (Molina-Cruz, 1984, 1986).

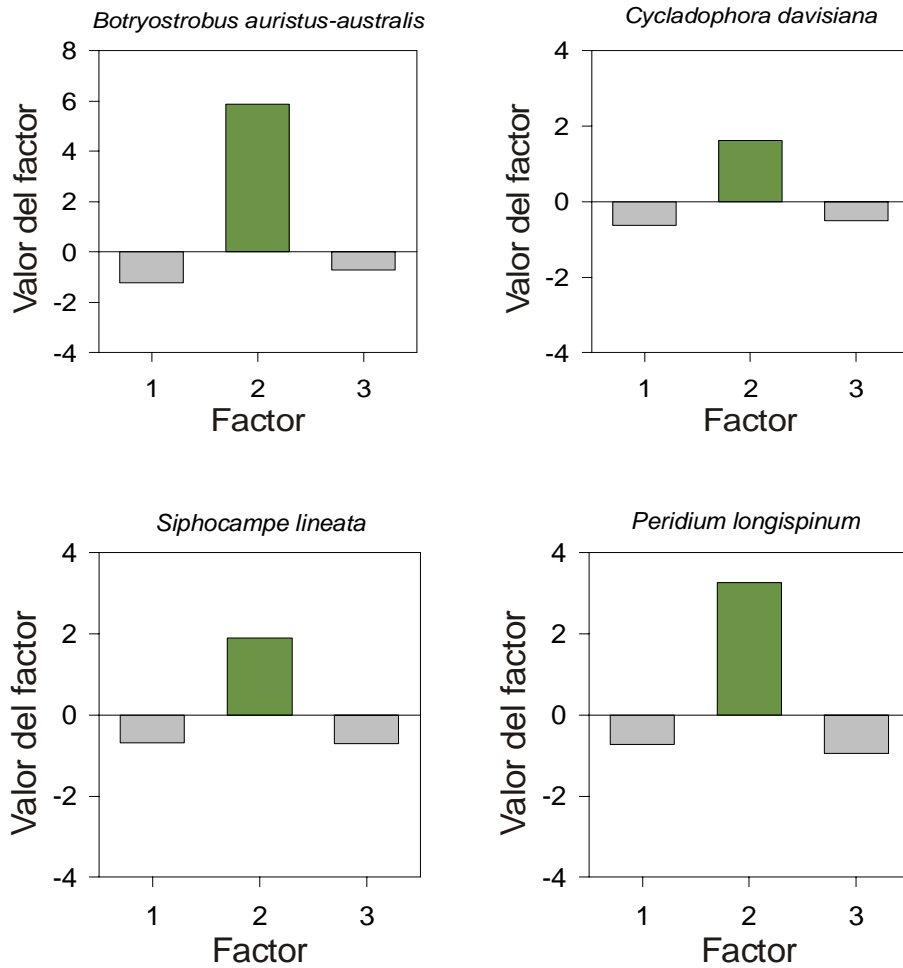


Figura 7. Valores del factor de las especies que caracterizan al Factor 1: *B. auritas-australis*, *C. davisiana*, *S. lineata* y *P. longispinum*.

Otra especie importante dentro de este factor es *Siphocampe lineata*, la cual ha sido referida en zonas frías, antárticas y árticas (Boltovskoy, 1987).

Peridium longispinum es una especie que se encuentra asociada con salinidades altas y temperaturas relativamente frías (Benson, 2003).

Con base en la asociación de radiolarios polycistinos que domina este factor y a sus afinidades ambientales, se sugiere que durante el intervalo que caracteriza este factor, el Agua de la Corriente de California se

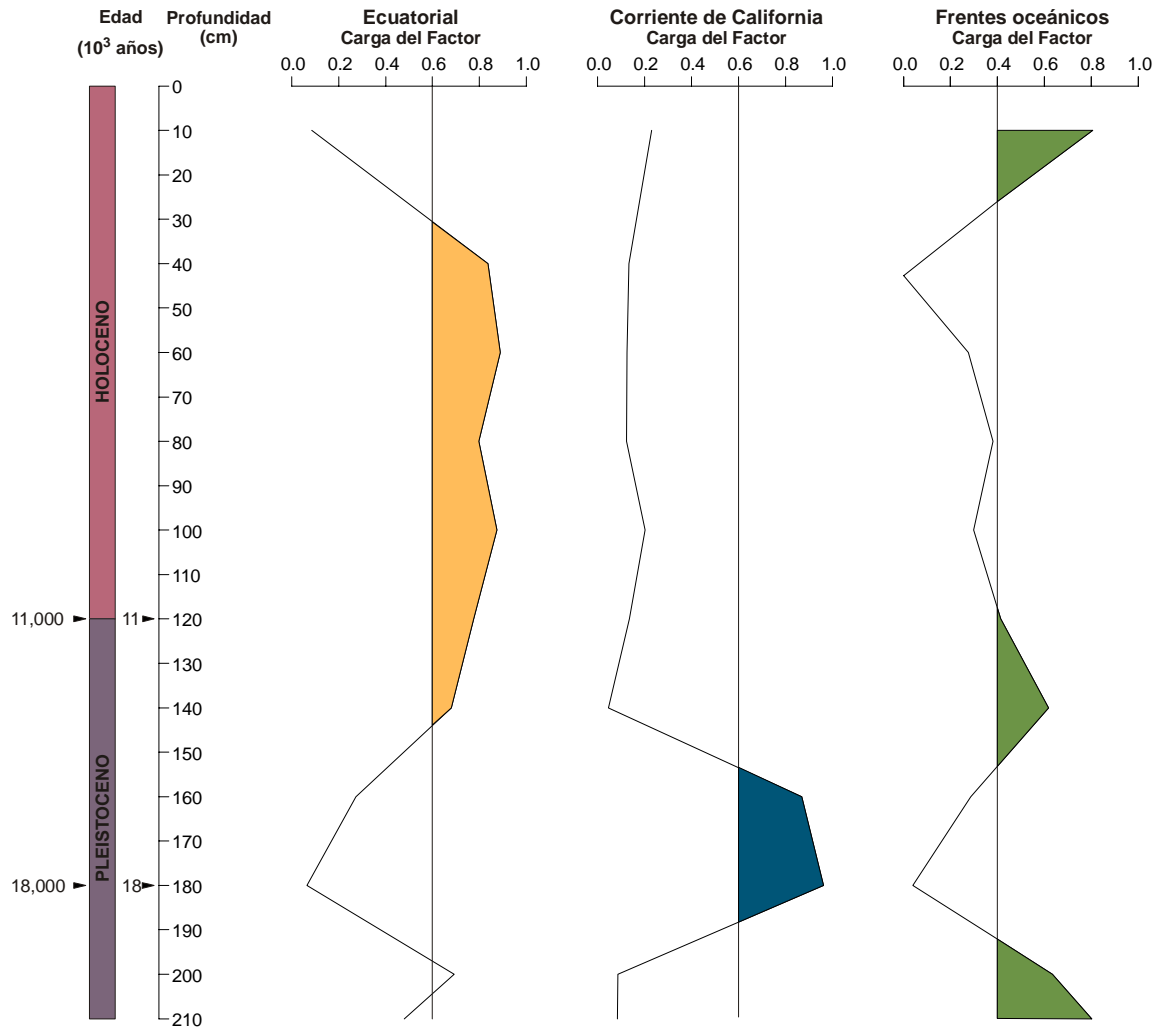


Figura 8. Edad y cargas de los factores "Corriente de California"; "Ecuatorial" y "Frente Oceánico".

intensificó, en particular en la boca del Golfo, promoviendo la dominancia de estas especies en la región. Esta idea es apoyada también por otros autores, quienes han sugerido que, durante el Pleistoceno Tardío, la Corriente de California alcanzó prácticamente la costa oriental del Golfo de California (Molina Cruz, 1986; Kennet, 1982). Este hecho se considera

provocado por los cambios en la circulación atmosférica, especialmente originado por la diferente posición de las celdas de alta presión sobre Norteamérica y de baja presión sobre las aguas del Pacífico y Atlántico durante el último glacial (Cooperative Holocene Mapping Project "COHMAP", 1988). Asimismo, los estudios de Moore (1973); Wenkam (1977) y "COHMAP" (1988) mencionan que la Corriente de California fue más rápida durante el Último Máximo Glacial (18,000 años AP), situación muy marcada porque en ese momento los vientos se intensificaron debido a que la región experimentaba el máximo estadio glacial.

Factor 2 "Ecuatorial"

El factor dos explica el 61.6 % de la variabilidad de los datos (Tabla 3). Las cargas del factor presentan sus valores más altos durante Holoceno, mostrando dos pulsos importantes (en el Holoceno medio) (figura 8). Los valores del factor indican que las especies que definen este factor son: *Didymocyrtis tetrathalamus* y *Tetrapyle octacantha* (grupo) las cuales presentan aquí sus valores más altos (4.09 y 3.92 respectivamente) (Tabla 5, figura 9, anexo 2).

Tetrapyle octacantha (grupo) ha sido señalado como indicador de aguas subtropicales y ecuatoriales (Molina-Cruz, 1977; Pistas *et al.*, 1986; Welling y Pistas, 1993); también se ha mencionado que esta especie es un componente importante de la población de radiolarios en la boca del Golfo de California asociada al Agua Superficial Ecuatorial (Molina Cruz, 1988; 1994; Molina Cruz *et al.*, 1999; Pérez-Cruz, 2006). Welling y Pistas (1998) analizaron muestras de trampas de sedimento del Pacífico Ecuatorial, donde corroboraron que *T. octacantha* (grupo) es un taxón clave del conjunto Subtropical.

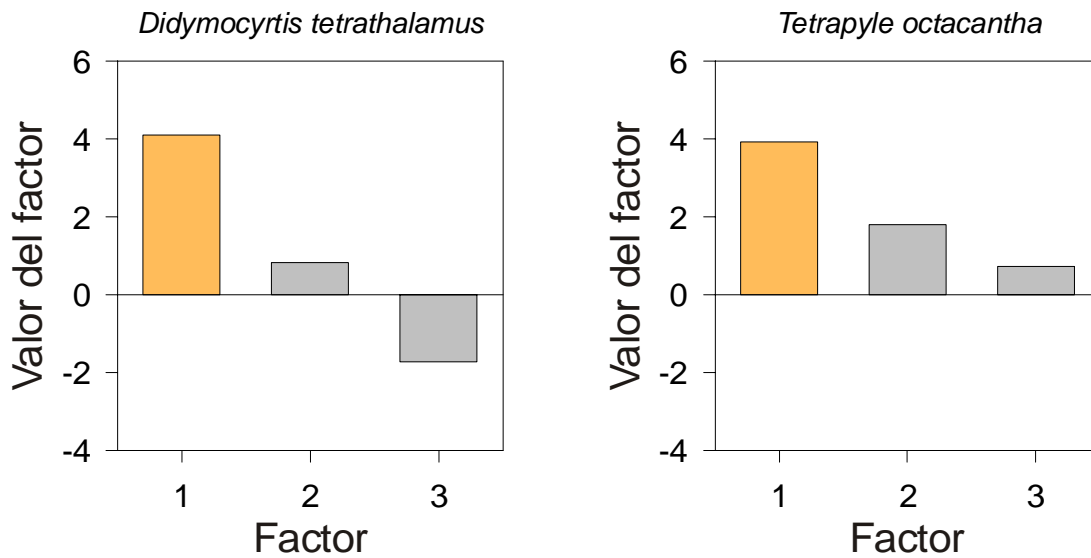


Figura 9. Valores del factor de las especies que caracterizan al Factor 2 de *D. tetrathalamus* y *T. octacantha*.

Por otra parte, *Didymocystis tetrathalamus* es una especie tropical que tiende a concentrarse en regiones de contra flujo, entre las corrientes ecuatoriales inducidas por los vientos del Pacífico Tropical Ecuatorial (Moore, 1978). Algunos autores la incluyen en asociaciones tropicales como subtropicales, o en ambas (Renz, 1976; Nigrini, 1970). Anderson *et al.* (1990) sugieren que para esta especie, más que la temperatura, son los factores tróficos los que pueden limitar su distribución y abundancia.

Con base en la dominancia de estos dos taxa y a sus afinidades ecológicas se sugiere que, durante este periodo, las condiciones climáticas en la región fueron cálidas y que el Agua Superficial Ecuatorial fue más evidente y/o predominante en la boca del Golfo.

En particular, esto concuerda con las condiciones propuestas para el Holoceno medio, en donde se ha descrito que en el Océano Pacífico

Tropical y entre ~7,000 y 5,000 años, la temperatura fue de 1 a 2° C más cálida que la actual (Dorale *et al.*, 1992).

Dean *et al.* (1996) proponen que hubo un incremento en la aridez en el Holoceno medio en el Hemisferio Norte y en Norte América, reconociendo dos periodos máximos entre ~ 7,000 y 6,500 años y de ~6,000 a 5,000 años AP.

Asimismo, el modelo de reconstrucción paleoclimática COHMAP (1988) menciona que, a los 13,000 años, el calentamiento general se asocia con un aumento de la radiación solar de verano. Este hecho provocó cambios relativamente ligeros en las condiciones atmosféricas de la región, se debilitaron los vientos y la Corriente de California disminuyó en intensidad y espacio, propiciando la entrada de aguas cálidas provenientes del sur.

Factor 3: "Frente Oceánico"

Este factor explica el 8.7% de la variabilidad de los datos (Tabla 3), y se observa que, al graficar las cargas del factor (Tabla 4 y figura 10), se definen tres intervalos a lo largo del núcleo, el primero alrededor de los 18,000 años (UMG); el segundo, un periodo se sugiere entre ~15,000 y ~11,000 años y el tercero en el Holoceno tardío (figura 8). Los valores del factor indican que los taxa que definen esta asociación son: *Hexacontium sp. cf. H. giganteum*, *Eucyrtidium hexagonatum*, *Phorticium pylonium (grupo)* y *Larcopyle buetschlii (grupo)*, los cuales presentan aquí sus valores más altos 6.00, 3.01, 2.50 y 1.56, respectivamente (Tabla 5, figura 10, anexo 3).

La especie *Hexacontium sp. cf. H. giganteum*, ha sido asociada con aguas relativamente frías (Weinheimer y Cayan, 1997); Molina Cruz (1986) encuentra que *Hexacontium sp. Cf. H. giganteum* es afín al factor "Canal de Ballenas" donde menciona que las corrientes de marea propician intensas mezclas que son expresadas en la superficie por temperaturas

relativamente más frías que las adyacentes. Por otro lado, Welling (1990) encuentra y define a esta especie como característica de su factor "Agua Transicional", es decir, en ambientes donde ocurre transición de masas de agua en el Pacífico Norte.

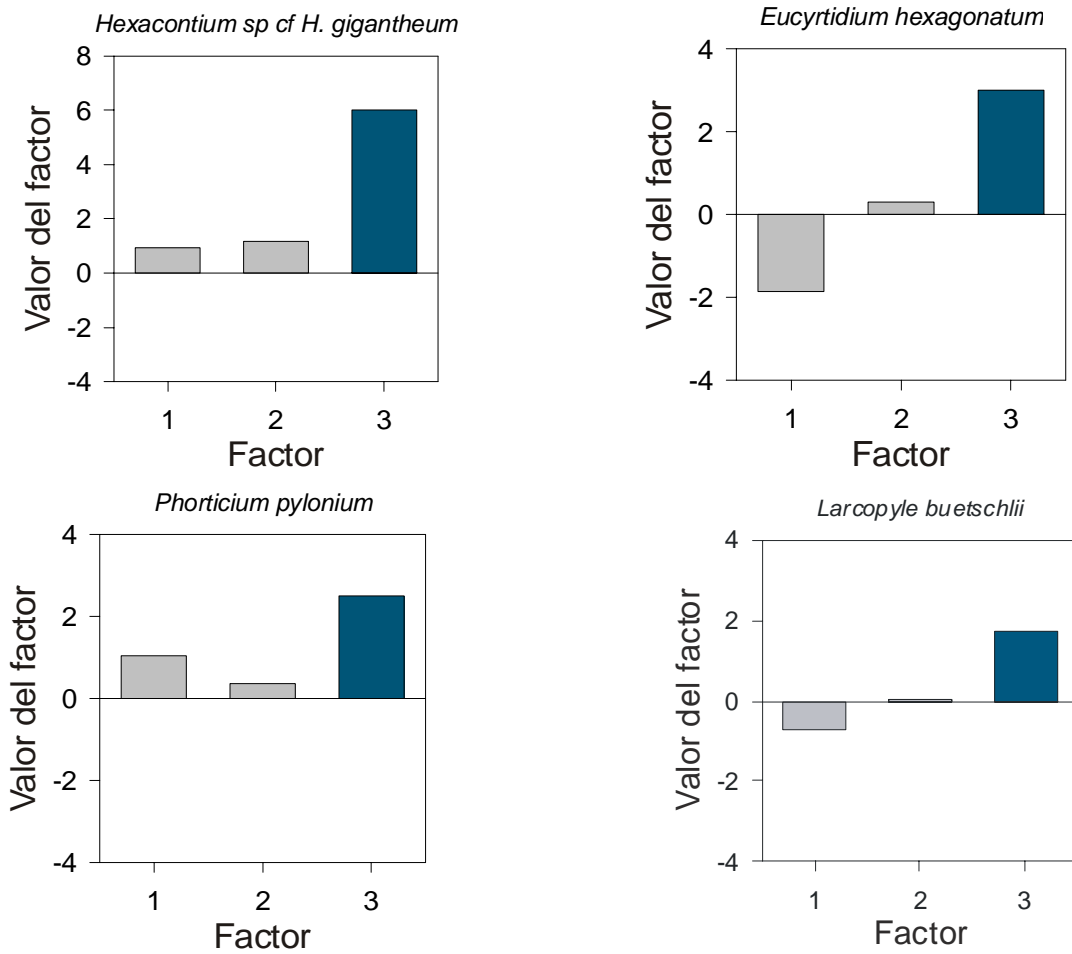


Figura 10. Valores del factor de las especies que caracterizan al Factor 3 de: *Hexacontium sp. cf. H. giganteum*, *Eucyrtidium hexagonatum*, *Phorticism pylonium* (grupo) y *Larcopyle buetschlii* (grupo).

Phorticium pylonium (grupo) es también un conjunto que ha sido referido como característico de ambientes fríos y asociado con procesos de alta productividad en el Golfo de California, así como al Sistema de la Corriente de California (Benson, 1966, Molina-Cruz, 1986; Pérez-Cruz, 2006).

Por su parte, *Larcopyle buetschlii* (grupo) si bien se considera como cosmopolita (Benson 1966; 2003) ha sido referida también como un componente importante del "Grupo Ambiental" denominado de "Transición" (Weinheimer y Cayan, 1997).

El cual agrupa a las especies afines a aguas frías y relativamente menos salinas (>33.4), transportadas por la Corriente de California.

Por último, *Eucytidium hexagonatum* ha sido referida en el Golfo de California como una especie que muestra afinidad a aguas con salinidades altas (como lo es el Agua del Golfo de California) (Benson, 1966; 2003).

Los radiolarios polycistinos que dominan este factor indican afinidades ecológicas a dos tipos de masas de agua: 1) el agua del Sistema de la Corriente de California (aguas frías y relativamente salinas) y 2) el Agua del Golfo de California (menos fría y más salina).

El encuentro de las aguas del Golfo de California y aguas del Sistema de la corriente de California, explican por una parte la presencia de *E. hexagonatum*, y por otra parte, la ocurrencia de *Hexacontium sp. cf. H. giganteum*, *Phorticium pylonyum* y *L. buetschlii*.

Con base en lo anterior, se sugiere que durante los intervalos que caracterizan al factor, el área de estudio probablemente experimentó un cambio en las condiciones oceanográficas y posiblemente, debido a la intensificación de los vientos se produjo el desarrollo de frentes oceánicos en la región. Al parecer estas condiciones preceden a eventos fríos, como el Último Máximo Glacial y el *Younger Dryas*.

A partir de la información anterior, se sugiere la intensificación de un frente oceánico, que precedió al Último Máximo Glacial. Esta idea concuerda con lo propuesto por otros autores (Patrick y Thunell, 1997; Ganeshram y Pedersen, 1998).

Se propone que el segundo fortalecimiento del frente oceánico puede correlacionarse con las condiciones climáticas de la región, ya que algunos autores como Sancetta (1995), Barron *et al.*, (2004, 2006), mencionan que las temperaturas superficiales fueron calidas debido a la incursión de aguas ecuatoriales relacionadas con el *Bølling-Allerød*.

El calentamiento general se asociaba con un aumento de la radiación solar (Barron *et al.*, 2006).

Por último, se propone que hubo un fortalecimiento del frente en el Holoceno tardío. Esto concuerda con lo señalado por otros autores (Soutar e Isaac, 1969; Julliet-Leclerc y Schrader, 1987) que sugirieron la intensificación de los vientos del noroeste en los últimos 3,000 años, teniendo su máxima intensidad entre ~1,500 y ~2,000 años (Soutar e Isaac, 1969; Julliet-Leclerc y Schrader, 1987)

CONCLUSIONES

- El núcleo BAP83-17 contiene un registro de los cambios en las condiciones oceanográficas de la boca del Golfo de California que abarcan los últimos 21,000 años (Pleistoceno Tardío y Holoceno).
- La presencia y abundancia de radiolarios polycistinos (80 especies pertenecientes a 15 familias), utilizados como *proxie* oceanográfico, permitió evidenciar 3 escenarios oceanográficos en el área de estudio:

El primero, sugiere condiciones climáticas frías, alrededor de 18,000 años, que podría considerarse el Último Máximo Glacial (UMG). Es posible que en este intervalo la Corriente de California fuera más intensa, siendo más evidente en la boca del Golfo de California, condición que puede correlacionarse con las condiciones climáticas frías (Último Máximo Glacial) que experimentaba el planeta a nivel global.

El segundo, un escenario relativamente más cálido que el actual, definido durante Holoceno, mostrando dos pulsos importantes (en el Holoceno medio). Se concluye que las aguas calidas ecuatoriales predominaron el área de estudio, probablemente como reflejo del clima cálido global que causó que las temperaturas fueran de 2 a 4° C más altas que en el presente, en particular durante Holoceno medio.

El tercer escenario define condiciones oceanográficas que sugieren eventos transicionales y se caracterizan por el fortalecimiento de los frentes oceánicos en la región, se definen en tres intervalos a lo largo del núcleo, el primero alrededor de los 18,000 años (UMG); el

segundo, un periodo se sugiere entre ~15,000 y ~11,000 años y el tercero en el Holoceno tardío

- Debido a la ubicación geográfica del Núcleo BAP83-17, la secuencia sedimentaria registro no sólo los cambios oceanográficos propios del Golfo, en particular de la región sur, sino condiciones que ocurrieron en la cuenca del Pacífico Ecuatorial; así como también eventos climáticos globales, como el Último Máximo Glacial a los 18,000 años, y el Holoceno a los 11,000 años.

BIBLIOGRAFIA

Abelman, A., 1990. Oligocene to Middle Miocene radiolarian stratigraphy of southern high latitudes from Leg 113, Sites 689 and 690, Maud Rise. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 113, Barker, P. F. and Kennett, J. P., et al. [eds.], College Station, TX [Ocean Drilling Program], 675-708.

Abelman, A., 1992. Radiolarian taxa from Southern Ocean sediment traps (Atlantic sector), *Polar Biol.* 12: 373-385

Anderson, O. R., 1983. Radiolaria. Springer-Verlag, New York, USA, 365 pp.

Anderson, O. R., Bryan, M. y P. Bennet, 1990. Experimental and observational studies of radiolarian physiological ecology: 4. Factors determining the distribution and survival of *Didymocystis tetrathalamus tetrathalamus* with implications for paleoecology interpretations. *Marine Micropaleontology*, 16: 155-167.

Allen J. et al., 1999. rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period, *Nature*, 400, 740-743

Alley R. B. et al., 2003. Abrupt Climate Change, *Science*, 299, 2005-2010

Álvarez Arellano, A. y A. Molina Cruz., 1986. Aspectos Paleoceanográficos Cuaternarios del Golfo de California, Evidenciados por Conjuntos de Radiolarios. *An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol.* UNAM. 13(2):67-94

Anderson, O. R., 1983. Radiolaria. Springer-Verlag, New York, USA, 365p.

Baba, J. C. D. Peterson y H. J. Scharader, 1991. Fine-Grained Terrigenous Sediment Supply and Dispersal in the Gulf of California During the Last Century. In: Suphin, J. and Simonet, B. (eds). The Gulf of Peninsular Province of the California. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Mem.* (47): 569-602.

Badan, A., 1997. La Corriente Costera de Costa Rica en el Pacífico Mexicano. Cap.5: En: M. F. Lavín (ed.), *Contribuciones a la Oceanografía Física en México.* Unión Geofísica Mexicana Monografía 3: 99-112.

Bandy, O.L., 1961. Distribution of foraminifera, radiolarias & diatoms of the Gulf of California. *Micropaleontology*. 7(1): p. 1-26.

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

- Baulinas y Jastrow, 1993**, "Evidence on the Climate Impact of Solar Variations". *Energy*, volumen 18, número 12, 1285-1295. Gran Bretaña.
- Baumgarther, T. R., and N. Christensen, Jr. 1985**. Coupling of the Gulf of California to large scale interannual climate variability. *Journal of Marine Research*, 43, 825-848.
- Bailey, J. W., 1856**. Notice of microscopic forms found in the soundings of the sea of Kamtschatka: *American Journal of Science and Arts*, ser. 2, vol. 22, pp. 1-6.0
- Behl, R.J., and Kennett, J.P., 1996**. Evidence for brief interstadial events in the Santa Barbara Basin, NE Pacific during the past 60 Kyr. *Nature*, 379:243-246.
- Benson, N.R., 1966**. Recent radiolarian from the Gulf of California. Ph. D. Thesis, University of Minnesota, 577 p.
- Benson, R. N., 1983**. Quaternary Radiolarians from the mouth of the Gulf of California. In: Lewis, B.T.R., Robinson., et al., Initial reports of the Deep Sea Drilling Project., 65: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 491-523.
- Benson, R. N., 2003**. www.radiolaria.org
- Bischoff, J. V. y W. Niemitz, 1980**. Bathymetric maps of the Gulf of California. *Geol. Surv. Misc. Investing. Ser (U.S.) Map. I-1244*, 4 plates.
- Bjorklund K. R. y R. M. Goll, 1979**. Internal skeleton structures of Collosphaera and Trisolonia: A case of repetitive evolution in the collosphaeridae. *J. Paleontol.*, 53: 1293-1326.
- Boersma, A., 1985**. Biostratigraphy and biogeography of Tertiary bathyal benthic foraminifers: Tasman Sea, Coral Sea, and on the Chatham Rise (Deep Sea Drilling Project, Leg 90). In Kennett, J. P., von der Borch, C. C., et al., *Init. Repts. DSDP, 90*, Pt. 2: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 961-1037.
- Boltovskoy, D., and Riedel, W. R. 1980**. Polycystine Radiolaria from the Southwestern Atlantic ocean plankton. *Revista Española de Micropaleontología*, 12:99-146.
- Boltovskoy, D., 1987**. Sedimentary record of radiolarian biogeography in the equatorial to Antarctic western Pacific Ocean. *Micropaleontology*, 33:230-245.
- Boltovskoy, D., 1998**. Classification and distribution of South Atlantic Recent polycystine Radiolaria. *Palaeontologia Electronica*, vol. 1 (2): 116pp.
- Bond, G., W. Showers, M. Cheseby, et al., 1997**. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278: 1257-1266.
- Bowman, M. J., y W. E. Esaias. 1978**. Proceedings of the workshop, p. 6-13. In M. J. Bowman y W. E. Esaias (Eds.), *Oceanic fronts in coastal processes*. Springer.
- Brasier, M. D. 1980**. *Microfossils*. George Allen & Unwin, London.

- Bray, N. A. y J. M. Robles, 1991.** Physical oceanography of the Gulf of California. In: Duphin, J. y B. Simonet (eds). The Gulf of Peninsular Province of the California, Part Physical oceanography, primary productivity, sedimentology Cap. 25. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Mem.* (47): 511-553.
- Bütschli, O., 1882^a,** Beiträge zur Kenntnis der Radiolarienskelette, insbesondere der Cyrtida: Zeitschrift für wissenschaftliche Zoologie, vol. 36, pp. 485-540.
- Caudillo Bohórquez, A., 1996.** Biodistribución Hidro-Estratigráfica de los Radiolarios en la parte Sur del Golfo. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias, UNAM. México. 72 pp.
- Caulet, J. P., 1972.** Les sédiments organogènes du précontinent algérien, Thèse d'Etat, Mém. Muséum Nat. Histoire Natur., Paris, XX, 1-289.
- Carranza Edwards, A., G. Bocanegra García, L. Rosales Hoz and L. de Pablo Galán., 1998.** Beaches Sands from Baja California Peninsula, Mexico. *Sedimentary Geology*, 119:263-274
- Casey, R.E., 1971.** Radiolarians as indicators of past and present water masses. In: Funnel B.M. and Riedel W.R. (Ed). *The Micropaleontology of oceans*: Cambridge (Cambridge University Press), pp. 151-159.
- Cervantes Duarte, R., S. Aguiñiga García y S. Hernández Trujillo. 1993.** Condiciones de Surgencia Asociadas a la Distribución de Zooplancton en San Hipólito, B.C.S. *Cienc. Mar.* 19(1):117-135.
- COHMAP Members, 1988.** Climatic change of the last 18,000 years: observations and model simulations. *Science*. 241: p. 1043-1052.
- Comisión Internacional de Estratigrafía, 2006.** www.stratigraphy.org
- Cronin, M. Thomas, 1999.** Principles of Paleoclimatology. Columbia University Press, New York.
- Curray, J. R., D. G. Moore, K. Kelts y G. Einsele, 1982.** Tectonics and geological history of the passive continental margin at the tip of Baja California. In: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 64 (2): 1089-1116.
- Dahl-Jensen D. K. Mosegaard, N. Gundestrup, G. D. Clow, S. J. Johnsen, A. W. Hansen, N. Balling, 1998.** Past temperatures directly from the Greenland ice Sheet, *Science*, 282, 268.
- Dean, W. E., Ahlbrandt, T.S., Anderson R. Y. and J. P. Bradbury, 1996.** Regional aridity in North America during Middle Holocene. In: John A Matthews (Ed.) The Holocene an interdisciplinary journal focusing on recent environmental changes. *The Holocene* 6(2): 145-155.
- De Wever, P., Azéma, J. Et Fourcade E.** Radiolaries et Radiolarites : Production primaire, diagénese et Paléogéographie. 1994. Bulletin des centres de recherches exploration-production elf aquitaine 18 (1) : 315-337.

De Wever, P. P. Dumitrica, J. P. Caulet, C. Nigrini y M. Caridroit, 2001. Radiolarians in the Sedimentary Record. Gordon and Breach Science Publishers. 533 p.

Dogiel, V. A., y V. V. Reschetnjak, 1952. Material on radiolarians of the northwestern part of the Pacific Ocean. Investigations of the far East Seas of USSR. Publication III.

Dorale, J. A., Gonzalez, L. A., Reagan, M.K. Pickett, D. A. Murrell, M. T. and R. G. Baker, 1992. A high resolution record of Holocene climate change in speleothem calcite from Cold Water Cave, Northeast Iowa. *Science*, 258: 1626-1630.

Douglas R. G., D. Gorsline, A. Grippio, I. Granados y O. González Y., 2001. Holocene Ocean Climate Variations in Alfonso Basin, Gulf of California, México. En West, G. J. y L. D. Buffaloe (eds.) *Proceedings of the Eighteenth Annual Pacific Climate Workshop*. PACLIM Technical report 68. p. 7-20.

Dreyer, F., 1889. Morphologische Radiolarienstudien. I. Die Pylombildungen invergleichend-anatomischer und vergleichend-anatomischer und entwicklungs-geschichtlicher Beziehung bei Radilarien und bei Protisten überhaupt, nebst System und Beschreibung neuer und des bis jetzt bekannten pylomatischen Spumellarien. *Jenaische Zeitschrift Naturwissenschaft* 23, 1-138.

Dumitrică, P., 1972. Cretaceous and Quaternary Radiolaria in deep sea sediments from the northeast Atlantic Ocean and Mediterranean Sea. In: Ryan, W.B.F., Hsü, K. J. et al., Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 13: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 829-901.

Ehrenberg, C. G., 1838. Über die Bildung der Kriedefelsen und des Kriedemergels durch unsichtbare Organismen. Königliche Akademie der Wissenschaften zu organischen Kriede-Gebilden in Europa und Afrika. Königliche Preussischen Akademie Wissenschaften zu Berlin, *Abhandlungen*, Jahre, 1938, 59-147.

Ehrenberg, C. G., 1844. Über 2 neue Lager von Gebirgsmassen aus Infusorien als Meeres-Absatz in Nord-Amerika und eine Vergleichung derselben mit den organischen Kreide-Gebilden in Europa und Afrika. Königliche Preussischen Akademie Wissenschaften zu Berlin, *Monatsbericht*, Jahre, 1844, 57-97.

Eherenber, C. G., 1847. Ueber die mikroskopischen kieselschaligen polycystinen als machtige Gebirgsmasse von Barbados: K. Preuss. Akad. Wiss. Berlin, *Monatsberichte*, aus dem Jahre 1847, pp. 40-60.

Eherenberg, C. G., 1872a. Mikrogeologische Studien als Zusammenfassung seiner Beobachtungen des kleinsten Lebens der Meeres-Tiefgrunde aller Zonen und dessen geologischen Einfluss. Königliche Preussischen Akademie Wissenschaften zu Berlin, *Monatsbericht*, Jahre, 1872, 265-322.

Eherenberg, C. G., 1872b. Mikrogeologische Studien über das kleinste Leben der Meeres

Tiefgrunde aller Zonen und dessen geologischen Einfluss. Königliche Preussischen Akademie Wissenschaften zu Berlin, Monatsbericht, Jahre, 1872, 265-322.

Ehrenberg, C. G., 1875. Fortsetzung der mikrogeologischen Studien als Gesamt-Übersicht der mikroskopischen Paläontologie gleichartig analysirter Gebirgsarten der Erde, mit specieller Rücksicht auf den Polycystinen Mergel von Barbados. Königliche Akademie Wissenschaften zu Berlin, Abhandlungen, Jahre, 1875, 1-225.

Fernández Barajas, M.E., M.A. Monreal Gómez y A. Molina Cruz., 1994. Estructura Termohalina y Flujo Geostrófico en el Golfo de California, Durante 1992. *Ciencias Marinas*, 20(2):267-286.

Foreman, H. P., 1973. Radiolaria of Leg X with systematics and ranges for the families Amphipyndacidae, Artostrobiidae and Theoperidae. In: Wortzel, J.L., Bryant, W., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 10, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 491-511.

Ganeshram, R.S. and T.F. Pedersen, 1998. Glacial-interglacial variability in upwelling and bioproductivity off NW Mexico: Implications for Quaternary palaeoclimate. *Paleoceanography* 13, 634-645.

Genty, D. et al., 2003. Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data, *Nature*, 421, 833-837.

Geological society of America, 2003. Geologic time scale. Box 9140. Boulder, CO.

Goll, R. M., 1979. The Neogene evolution of Zygodiscus, Neosemantis, and Callimitra: their bearing on nassellarian classification. A revision of Plagiacanthoidae. *Micropaleontology*, 25 (4): 365-396.

Gómez, J. y H. Vélez, 1982. Variaciones estacionales de temperatura y salinidad en la región Costera de la Corriente de California. *Ciencias Marinas*, 8 (2): 167-176.

Gowing, M. M., y Coale, S. L. 1989. Fluxes of living radiolarians and their skeletons along a northeast Pacific transect from coastal upwelling to open ocean waters. Deep-Sea Research, Part A. 36(4): 561-576.

Griffiths, R. C. 1963. Studies of oceanic fronts in the mouth of the Gulf of California, an area of Tuna migrations. F. A. O. Fish Rep., 6 (3): 1583-1609.

Grimm E. C, G. L. Jacobson Jr., W. A. Watts, B. C, Hansen, y K. A, Maasch., 1993. A 50,000-Year Record of Climate Oscillations from Florida and Its Temporal Correlation with the Heinrich Events. *Science*: Vol. 261. no. 5118, pp. 198 – 200.

Haeckel, E., 1862. Die Radiolarien (Rhizopoda, Radiolaria). Eine Monographie. Reimer, Berlin, 1-572.

- Haeckel, E., 1881.** Prodrömus systmatis radiolarium. Entwurf eines Radiolarien-Systems auf Grund von Studien der Challenger-Radiolarien. *Jenaische Zeitschrift Naturwissenschaft* 15, 418-472.
- Haeckel, E., 1887.** Report on the Radiolaria collected by H.M.S. "Challenger" during the years 1873-1876. Report Scientific Results, Voyage H.M.S. Challenger, Zoology 18, 1-1803.
- Hasting, J. R. y R. M. Turner, 1965.** Seasonal precipitation regimes in Baja California, México. *Geografiska Annaler*, 47: 204-223.
- Haug, G., et al., 2001.** Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene, *Science*, 293, 1304-1308.
- Hickey, B.M., 1979a.** The California Current system-hypothesis and facts. *Prog. Oceanogr.* 8:279.
- Hendy, I. L. and J. P. Kennett, 1999.** Latest Quaternary North Pacific surface water responses imply atmosphere-driven climate instability. *Geology* 27: 291-294.
- Hendy I. and J. Kennett, 2000.** Dansgaard/Oeschger cycles and the California Current System; Planktonic foraminiferal response. *Paleoceanography*. 15(1): 30-42.
- Imbrie, J. y T. H. Van Andel., 1964.** Vector Analysis of heavy mineral data. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 75: 1131-1156.
- Hertwig, R., 1879.** Der Organismus der Radiolarien, Jena, pp. 129-277
- Iñaki, T., 2003.** Depth-related radiolarian assemblage in the water-column and surface sediments of the Japan Sea. *Marine Micropaleontology*, vol. 47: 253-270.
- Itaki, T., Ikehara, K., Motoyama, I. and Hasegawa, S., 2004.** Abrupt ventilation changes in a marginal sea of the NW Pacific over the last 30 kyr: Evidence from deep-dwelling Radiolaria in the Japan Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 208: 263-278.
- Juillet-Leclerc, A. and Schrader, H. 1987:** Variations of upwelling intensity recorded in varved sediment from the Gulf of California during the last 3,000 years. *Nature*, 329 (6135): 146-149.
- Jørgensen, E., 1900.** Protophyten und Protozoen im Plankton aus der norwegischen Westküste. *Bergens Museum Aarbog*, (1899), no. 2 (no. 6), 1-112.
- Jørgensen, E., 1905.** The protist plakton and the diatoms in bottom samples. *Bergens Museum Skriften*, ser. 1, (7), 49-151.
- Keigwin, L. D., Jones, G. A., Lehman, S. J. & Boyle, E. A. 1990.** *geophys. Res.* **96**, 16811-16826
- Keigwin, L. D. 2002.** Late Pleistocene-Holocene paleoceanography and ventilation of the Gulf of California. *Journal of Oceanography*. 58: 421-432.

- Kennet, J. P., 1982.** Marine Geology. Prentice Hall, Englewood Cliffs. 830 p.
- Kling, S. A., 1978.** Radiolaria. In: Hag, B.V. and A. Boersma (eds.), *Introduction to marine micropleontology*. Elsevier. New York, Oxford: Cap. 9: 202-244.
- Klovan, J. E. Y J. Imbrie., 1971.** A logarithm and Fortran IV program for scales Q-mode factor analysis. *Internat. Assoc. Math. Geol. Jour.* 3 (1): P. 61-67.
- Kim, J., 1978.** Factor Analysis. In: Nie, N. et all (eds.), *Statistical Package for social Science*. cap. 24: pp. 468-514.
- Lavín, M.F., E. Beier y A. Badan., 1997.** Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas Estacional e Interanual. Cap. 7: 141-171 En: M. F. Lavín (ed.), *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*, Unión Geofísica Mexicana. Monografía (3): 141-171.
- Martínez López, A. 1993.** Distribución Espacial del Fitoplancton Asociada con Frentes en la Costa Occidental de Baja California Sur. *CICIMAR.* 8(2):71-86.
- Mast, H., 1910.** Die Astrosphaeriden: Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Tiefsee-Expedition auf dem Dampfer "Valdivia" 1898-1899, vol. 19, n. 4, pp. 123-190.
- Molina Cruz, A., 1975.** Paleo-oceanography of the subtropical southeastern Pacific during the late Quaternary: A study of radiolaria, opal and quarte contents of deep sea sediments. M. S. thesis, Oregon State Univ., 179 p.
- Molina Cruz, A., 1977.** Radiolarians assemblages and their realtions to the oceanography of the subtropical S.E. Pacific. *Mar. Micropaleontol.* 21(4) : 315-352.
- Molina Cruz, A., 1982.** Radiolarians in the Gulf of California : Deep Sea Drilling Project Leg 64. *Init. Rep. DSDP, 64 (2) : 983-1002.*
- Molina-Cruz, A., 1984.** Radiolaria as indicators of upwelling processes: the Peruvian Connection. *Marine Micropaleontology* 9, 53-75.
- Molina Cruz, A., 1986.** Evolución oceanográfica de la boca del Golfo de California *An. del Inst. De Ciencias del Mar y Limnol.*, UNAM. 13(2): 95-120 pp.
- 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., 1994,** Biostratigraphy and paleoceanographic significance of the radiolarians from the protomouth of the Gulf of California: *Ciencias Marinas*, 20 (4), 441-465
- Molina-Cruz A., Welling, L. and A. Caudillo-Bohorquez 1999.** Radiolarian distribution in the water column, southern Gulf of California, and its implications in thanatocoenose constitution. *Mar. Micropaleontology* 37:149-171.

- Monreal Gómez, M.A. y D.A. Salas de León. 1998.** Dinámica y Estructura Termohalina, Cap. 2: 13-26. En: M. Tapia-Gracia (ed.) *El Golfo de Tehuantepec: el Ecosistema y sus Recursos*, 240 p. Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa, México.
- Moore, T. C. Jr., 1972.** Mid-Tertiary evolution of the radiolarian genus *Calocyclus*. *Micropaleontology* 18 (2), 144-152.
- Moore, T. C. Jr., 1973.** Late Pleistocene-Holocene oceanographic changes in the northeastern Pacific. *Quat. Res.* 3(1): 99-109.
- Moore, T.C., 1978.** The distribution of radiolarian assemblages in the modern and ice-age Pacific. *Mar. Micropaleontol.* 3:229-266.
- Müller, J., 1858.** Über die Thalassicollen, Polycystinen und Acanthometren des Mittelmeeres. Königliche Akademie Wissenschaften Berlin, Abhandlungen, Jahre 1858, 1-62.
- Murray, y H. Schrader, 1983.** Marine Micropal. Silicoflagellate assemblages in the Gulf of California during the last glacial maximum and the present: Oceanographic implications.
- Nigrini, C., 1967.** Radiolaria in pelagic sediments from the Indian and Atlantic oceans. Bulletin of the Scripps Institution of Oceanography 11, 1-125.
- Nigrini, C., 1968.** Radiolaria from eastern tropical Pacific sediments. *Micropaleontology* 14 (1), 51-63.
- Nigrini, C., 1970.** Radiolarian assemblages in the north Pacific and their application to a study of Quaternary sediments in core V20-120. *Geological Society America Memoir* 126, 139-183.
- Nigrini, C., Moore, T.C., 1979.** A guide to modern Radiolaria. Cushman Foundation of Foraminiferal Research. Special Publication, 16, 233 p.
- Nigrini, C., Lombardi, G., 1984.** A guide to Miocene Radiolaria. Cushman Foundation for Foraminiferal Research. *Special Publication* 22: S1-S102, N1-N206.
- Nigrini, C. and Caulet, J. P. 1992.** Late Neogene radiolarian assemblages characteristic of Indo-Pacific areas of upwelling. *Micropaleontology*, 38 (2): 139-164.
- O'Brien, S. R., P. A. Mayewski, L. D. Meeker, D. A. Meese, M. S. Twickler, and S. I. Whitlow. 1995.** Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science* 270: 1962-1964.
- Paillard, D. 2001.** Glacial cycles: toward a new paradigm. *Reviews of Geophysics*. 39: 325-346.
- Parés Sierra, A, M. López y E.C. Pavía., 1997.** Oceanografía Física del Océano Pacífico Nororiental. Cap.1:1-24 En: M.F. Lavín (ed.) *Contribuciones a la Oceanografía Física en México.*, Monografía No.3:1-24, Unión Geofísica Mexicana.

- Patrick, A. and R. Thunell, 1997**, "Tropical Pacific sea surface temperatures and upper water column thermal structure during the last glacial maximum", *Paleoceanography*, 12, 649-657.
- Pérez-Cruz, L., 2006**. Climate and ocean variability during mid-late Holocene recorded in laminated sediments from Alfonso Basin, Gulf of California, Mexico. *Quaternary Research* 65: 401-410.
- Pérez-Cruz, L. y A. Caudillo-Bohorquez, 2006**. Los radiolarios del Golfo de California: Su importancia en estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos. Congreso de la SOMEXPAL, C. U., México. D. F., 21 al 24 de noviembre de 2006.
- Pérez-Cruz, L. y J. Reguera (en prensa)**. Génesis de los sedimentos laminados en el Golfo de California: Implicaciones climáticas y oceanográficas, en: *Estudios sobre el Cuaternario*. Fondo de Cultura (en prensa).
- Pisias, N.G., D.W. Murray and A.K. Roelofs., 1986**. Radiolarian and silicoflagellate response to oceanographic changes associated with the 1983 El Niño. *Nature* 320(6059): 259-262.
- Petrushevskaya, M. G. 1966**. Radiolaria in the plankton and recent sediments, Geokhimiya Kremnezema. Izdatelstvo Nauka, Moscow, pp. 219-245.
- Petrushevskaya, M. G., 1971**. Radiolaria in the plankton and recent sediments from the Indian ocean and Antarctic. In: Funnell B. M and W. R. Riedel (eds). *The micropaleontology of oceans*. Cambridge University press Cambridge. 319- 329.
- Popofsky, A., 1908**. Die Radiolarien des Antarktis (mit Ausnahme der Tripyleen) Deutsch Südpolar-Expedition 1901-1903, Volume 10n (Zool. Vol. 2), no. 3, 183-305.
- Popofsky, A., 1912**. Die Nassellarien des Warmwassergebietes. Deutsche Südpola Expedition , 1901-1903, 14 (Zool., Vol. 6), 217-416.
- Reid, J.L., I. Roden and J.G. Wyllie., 1958**. Studies of the California Current Systems. California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations Progress Report 7-1-56 to 1-1-58, Marine Resources Committee, California department of fish and game, Sacramento, California p. 27-56.
- Renz, G. W., 1974**. Radiolaria from Leg 27 of the Deep Sea Drilling Project. In: J.J. Veevers, J. R. Heirtzler *et al.* (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 27: 769-841.
- Renz, G. W., 1976**. The distribution and ecology of Radiolaria in the central Pacific: plankton and surface sediments. Bull. *Scripps Inst. Oceanogr.* 22: 1-267.
- Riedel, W.R., 1958**. Radiolaria in Antarctic sediments, B.A.N.Z. Antarctic Research Expedition, 1929-1931, Reports, Series B (Zool., Bot.), 6 part 10, 217-255.
- Riedel, W.R., 1967a**. Some new families of Radiolaria. Proceedings of the Geological Society of London, no. 1640, 148-149 p.

- Riedel, W.R., 1967.** Subclass Radiolaria. In: Harland, W.B. (Ed.) The Fossil Record. Geological Society. London, pp. 291-298.
- Riedel, W.R., Sanfilippo, A., 1971.** Cenozoic Radiolaria from western tropical Pacific. In: Winterer, E. L., Riedel, W.R., et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 7: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1529-1672.
- Robinson, M. K., 1973.** Atlas of monthly mean sea surface and subsurface temperatures in the Gulf of California, México. San Diego. *Soc. Nat. Hist. Memoir.* 5, 19 p.
- Roden, G. I. y G. W. Groves, 1959.** Recent oceanographic investigations in the Gulf of California. *J. Marine Res.*, 18 (1): 10-35.
- Roelofs, A. K. y N. G. Pias., 1986.** Revised Techniques for Preparing Quantitative Radiolarian Slides From Deep-Sea Sediments, *Micropaleontology*, 32(2):182-185.
- Sachs, H.M., 1973.** Quantitative Radiolarian-Based Paleo-oceanography in Late Pleistocene Subarctic Pacific Sediments. *Thesis Ph. D, Brown University, Providence, R.I.* p. 280.
- Sanfilippo, A., Riedel, W.R., 1980.** A revised generic and suprageneric classification of the Artiscins (Radiolaria). *Journal of Paleontology* 54, 1008-1011.
- Sancetta, 1995.** Diatoms in the Gulf of California. Seasonal flux patterns and sediments record for the last 15,000 years. *Paleoceanography*, 10(1): 67-84.
- Schneider, Stephen H. 1987.** Modelos climáticos. En *Scientific America*.
- Schmittner, A., Yoshimori, M. and Weaver, A. J., 2002,** Instability of glacial climate in a model of the ocean-atmosphere-cryosphere system, *Science*, 295, 1489-1493.
- Shwartzlose, R. A. y J. R. Hendrickson, 1983.** Bibliografía del Golfo de California: Ciencias Marina. Inst. Cienc. del Mar y limnol. Univ. Nal. Autón. México. Publ. Espec., 7: 1-212.
- Sleigh, M. 1979.** Biología de los Protozoos. H. Brume ediciones. España. 400 pp.
- Schrader, H., J. K. Kelts, J. Curray, D. Moore, E. Aguayo, M. P. Aubry, G. Einsele et al., 1980.** Laminated diamotaceous sediments from the Guaymas Basin slope (Central Gulf of California): 250,000-year climate record. *Science*. 207: 1207-1209.
- Soutar, A. and J. D. Isaacs, 1969.** Caif Coop. *Oceanic Fish. Invest. Rep.* 13 : 63-67.
- Steig, E.J. 1999.** Mid-Holocene climate change. *Science* **286**: 1485-1487.
- Stöhr, E., 1880.** Radiolarienfauna der Tripoli von Grotte, Provinz Girenti in Sicilien. *Paleontographica* 26 (series 3, Volume 2), 69-124.
- Strelkov A. A. & Reshetnyak V. V. 1971.** Kolonialinie radiolyrii Spumellaria mirovogo okeana. Radiolyarii Mirovogo Okeana (po materialam Sovetskic ekspeditsii). *Isseledovaniya Fauny Morei* 9, 295-373.

- Sverdrup, H. U., M. W. Jhonson y R. H. Fleming, 1942.** The oceans Their Physics, Chemistry and General Biology, Printence-Hall, Inc., New York, 1087 p.
- Takahashi, K. 1991.** Radiolaria: flux, ecology, and taxonomy in the Pacific and Atlantic Ocean Biocoenosis, Woods Hole Oceanographic Institution (Massachusetts). Series 3: 303 pp.
- Torres Orozco, E. 1993.** Análisis volúmetrico de las masas de agua del Golfo de California, tesis de Maestría, CICESE, Ensenada, Baja California, México.
- Welling, L. a. 1990.** Radiolarian microfauna in the northern California Current System: spatial and temporal variability and implications for paleoceanographic reconstructions. M, Sc. Thesis, Oregon State University, 80 pp.
- Welling, L.A. and N.G. Pisias., 1993.** Seasonal trends and preservation biases of polycystine radiolaria in the northern California Current System. *Paleoceanography* 8(3):351-372.
- Welling, L. A. and N. G. Pisias., 1998.** How do radiolarian sediment assemblages represent surface ocean ecology in the central equatorial Pacific. *Paleoceanography* 13(2):131-149.
- Weinheimer A.L. and D.R. Cayan., 1997.** Radiolarian assemblages from Santa Barbara Basin sediments: Recent interdecadal variability. *Paleoceanography* 12(5): 658-670.
- Wenkam, K., 1977.** Late Quaternary Changes in the Oceanography of the Eastern Tropical Pacific. M. S. Dissert., School of Oceanography, Oregon State Univ. Corvallis, 143 p.
- With, w. B., C. K. Tai y J. Dimento. 1990.** Annual Rossby wave in the California current region from the GEOSAT exact repeat mission, *Journal of Physical Oceanography*, 20(9): 1297-1311.
- Wooster, W.S. and J.L. Reid, Jr., 1963.** Eastern boundary currents. *In The sea*, edited by M.N. Hill, New York, John Wiley and Sons, vol. 2:253-80
- Wooster, W. S. y J. H. Jones, 1970.** California Undercurrent off northern Baja California. *Journal of Marine Research*. 28 (2): 235-250.
- Wyrtki, K., 1965.** Surface currents of the Eastern Tropical Pacific Ocean. Inter-American Tropical Tuna Commision", *Bulletin*, IX (5): 271-304
- Wyrtky, K., 1966.** Oceanography of the Eastern Equatorial Pacific Ocean. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, 4 :33-68.
- Wyrtky, K., 1967.** Circulation and water masses in the eastern Equatorial Pacific Ocean. *J. Oceanol. Limnol.*, 1 (2) : 117-147.

FACTOR CORRIENTE DE CALIFORNIA

Peridium spinipes



Botriostobus auritus-australis



100 μ

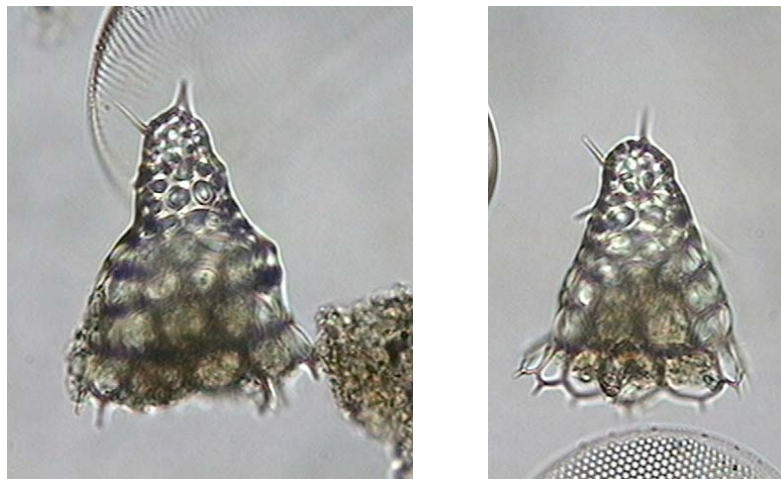


FACTOR CORRIENTE DE CALIFORNIA

Siphocampe lineata



Cycladophora davisiana

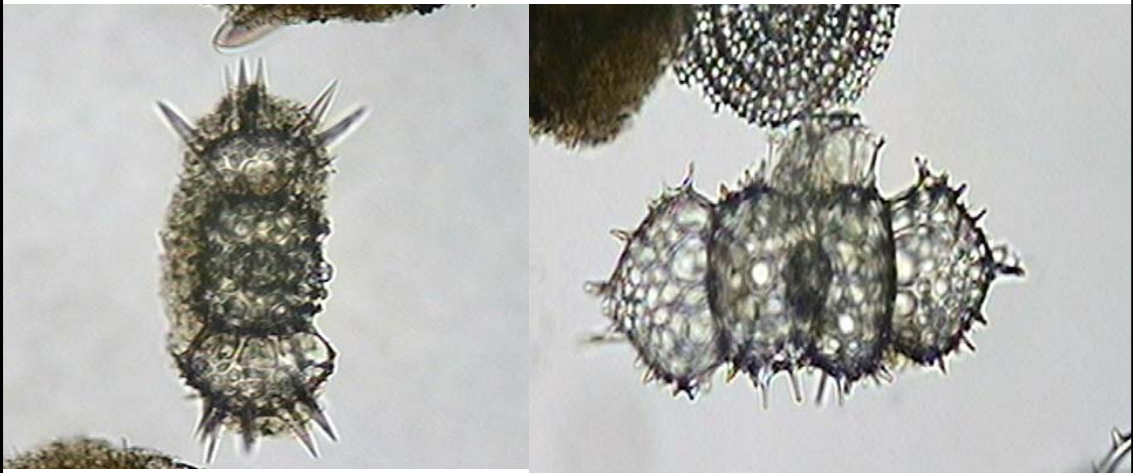


100 μ

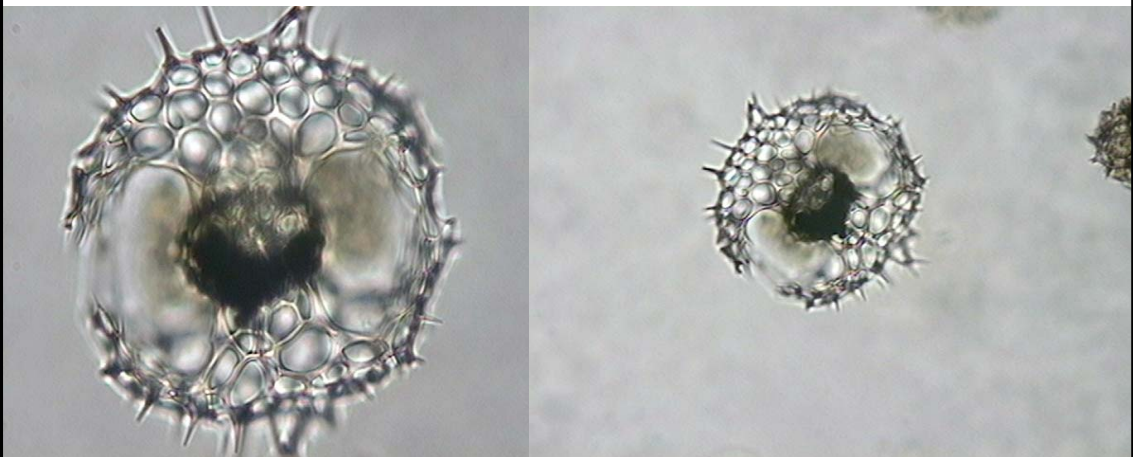


FACTOR ECUATORIAL

Dydymocirtis tetralthalamus



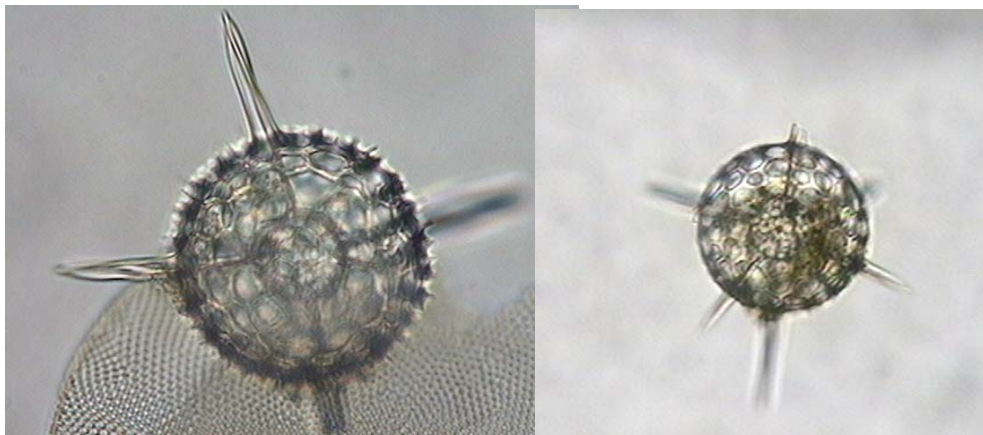
Tetrapyle octacantha



100 μ

FACTOR FRENTE OCEANICO

Hexocontium sp. cf. *H. giganteum*



Eucyrtidium hexagonatum

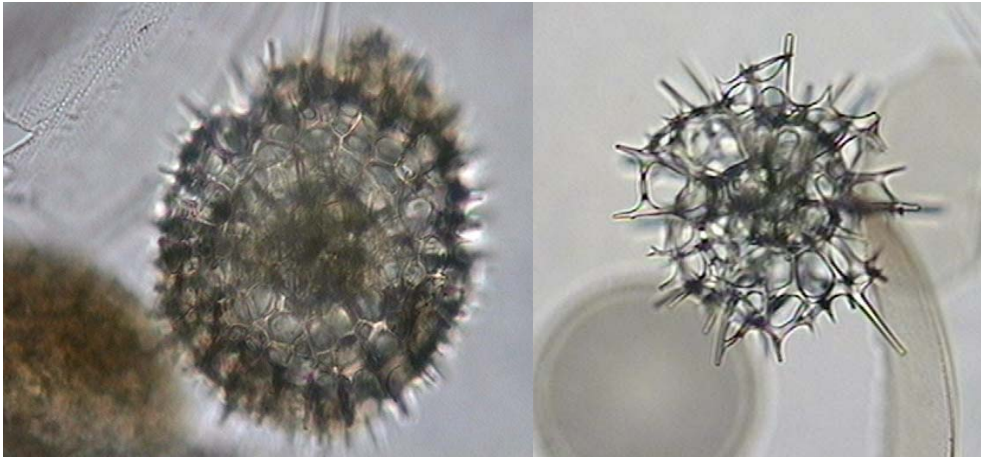


100 μ



FACTOR FRENTE OCEANICO

Porticium pylonium



Larcopyle bueschlii



100 μ