



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**Respuesta de los silicoflagelados a la variabilidad
climática durante los pasados 4200 años en la
cuenca Farallón, golfo de California.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

B I Ó L O G O

P R E S E N T A :

Edgar Manuel García Garnica



**DIRECTOR DE TESIS:
Dra. Ligia Lucina Pérez Cruz**

2011



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Hoja de datos del jurado

Datos del alumno: Apellido paterno Apellido materno Nombres Teléfono Universidad Nacional Autónoma de México Facultad de Ciencias Carrera Número de cuenta	García Garnica Edgar Manuel 54-28-66-48 Universidad Nacional Autónoma de México Facultad de Ciencias Biología 097205694
Datos del tutor: Grado Nombres Apellido paterno Apellido materno	Dra. Ligia Lucina Pérez Cruz
Datos del sinodal 1 Grado Nombres Apellido paterno Apellido materno	M. en C. Víctor Manuel Dávila Alcocer
Datos del sinodal 2 Grado Nombre Apellido paterno Apellido materno	Dr. Enrique Martínez Hernández
Datos del sinodal 3 Grado Nombres Apellido paterno Apellido materno	Dr. David Alberto Salas de León
Datos del sinodal 4 Grado Nombre Apellido paterno Apellido materno	M. en C. Daniel Navarro Santillán
Datos del trabajo escrito: Título Número de páginas Año	Respuesta de los silicoflagelados a la variabilidad climática durante los pasados 4200 años en la cuenca Farallón, golfo de California. 71 2011

DEDICATORIA

A mis padres

Elena Garnica Elizondo, por apoyarme incondicionalmente en todas mis decisiones, sean buenas o desfavorables y, ayudarme a levantarme en las incontables veces que he caído; gracias mamá.

Guillermo García Torres, por procurar siempre mi bienestar y confiar ciegamente en mí, sé que haga lo que haga estarás muy orgulloso de mí.

José Luis Moreno Pérez, porque aunque la genética no nos une, tú humilde y generosa labor como padre, nos mantiene como una familia muy unida, gracias.

A mis hermanas

Lilí, porque no solo por tu profesión tu terapia me es de gran ayuda en incontables momentos, tú decisión y coraje son un ejemplo que espero algún día poder alcanzar.

Cecí, porque tu talento y juventud dan alegría, más de lo que te puedes imaginar.

AGRADECIMIENTOS ACADÉMICOS

A la Dra. Ligia Pérez-Cruz, por haberme permitido formar parte de su equipo de trabajo durante mas de dos años en la Nucleoteca II del Instituto de Geofísica de la UNAM; por haberme incluido en la campaña oceanográfica DIPAL IV en el Golfo de California, por la confianza brindada y, por apoyarme, tanto en lo académico, como en lo personal en la realización y dirección de esta tesis; su dedicación en el trabajo de investigación merece todos mis respetos y admiración.

Al Dr. David Alberto Salas de León, por su paciencia y conocimientos brindados, tanto en clase, como a bordo del B/O “el Puma” en donde estubo a cargo como jefe de guardia en la que me desempeñe, gracias por su apoyo entusiasta y sus valiosas observaciones durante la revisión de este trabajo que contribuyeron a la culminación de éste.

Al Dr. Enrique Martínez Hernández, M. en C. Víctor Manuel Dávila Alcocer y M. en C. Daniel Navarro Santillán, por el tiempo dedicado, valiosas observaciones y comentarios para la mejora de este trabajo.

Al Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi, quien como profesor y cabeza del laboratorio de análisis de núcleos de perforación me permitió formar parte de la Nucleoteca II; sus grandes logros solo se comparan con su enorme modestia y respeto hacia sus estudiantes, gracias Doctor.

Al Dr. Guillermo Alejandro Pérez-Cruz, quien con gusto me aceptó en su curso de posgrado de estratigrafía de secuencias, apoyándome en la obtención de nuevos conocimientos sobre ambientes sedimentarios.

A algunos de mis profesores de la Facultad de Ciencias: Dr. Pedro García Barrera, Dr. Antonio Eusebio Lazcano Araujo Reyes, Dr. Ricardo Noguera Solano, Dra. Ma. Del Lourdes Segura Valdez, Dr. Luis Felipe Jiménez García, Dr. José Celestino Guerrero y García, Mtro. Iván Emmanuel Reyes Solís, Dr. Jorge Luis Hernández Aguilera, Rosa estela Toral Almazan, Bio. Ma. Teresa Rubio Monroy, Dra. Dora Azucena Herroz Zamorano, Bio. Rogelio Frago Ramirez, Bio. Luis Cháves García, Dr. Raúl Contreras Medina, Dra. María Ivonne Reyes Ortega, Dr. Alejandro Marche Cova, Bio. Rafael Rodríguez Martinez, M. en C. Marco Antonio Martínez Ávila, M. en C. René Hernández Rivera, Bio. Palmira Concepción Arnaz Durán, Mtra. Alejandra Abigail González Valdez, Dr. Rafael de Jesús Villalobos y Pietrini, Lic. Rafael Ángel Barbabosa Noriega; de quienes aprendí no solo sobre ciencia si no también importantes valores y ejemplos.

A la Universidad Nacional Autónoma de México que me ha brindado la invaluable oportunidad de desarrollo profesional y personal.

Este trabajo de tesis de licenciatura se desarrolló dentro del marco del proyecto DGAPA-UNAM (PAPIIT IN107709-3) y CONACYT (81288).

AGRADECIMIENTOS PERSONALES

Mi más sincero agradecimiento para todos aquellos que confiaron, apoyaron, motivaron y respetaron mi persona y mi trabajo durante su realización.

A mi brother Steavens, por compartir tan buenos momentos de amistad y acompañarme, tanto en malos, como en buenos momentos, te debo mucho amigo.

A mis amigos y amigas que me acompañaron en clase a lo largo de mi estancia en la Universidad: Biol. Xcitlalli González, Dra. Patricia Orduña, Lic. Adriana Pastelín, Mtra. Lilia Martínez, Lic. Azalia Álvarez, Ing. Alan Rainier, Dr. José Fernando Duque, Biol. Alonso Fernández De Cordova, Jorge, Laura Julieta Pastrana, Tania Flores, Mario, Cristian Delgado, Cristina Rodríguez, David García Ortiz, Jesús Cabrera, Román Alfonso Castillo, Valerie De Anda, Wendy Villamizar, Tonatiuh Jiménez Zamora, Emer Duarte, Liz, Ethel, German, Arturo “toñito”, entre muchos otros, que me brindaron su sincera amistad, maravillosos momentos académicos y enseñanza personal que me sirvió de ejemplo para culminar este ciclo.

A los amigos y colegas de la Nucleoteca II, que a lo largo de la realización de esta tesis me apoyaron, no solo en la teoría sino en la práctica: M. en C. Laura Villagrán, Biol. Marysol Valdez, Biol. Ángel Franco, Biol. Richard Hernández, M. en C. Gladys, Biol. Malena Álvarez, Biol. Dany Cuahutle, Biol. Ale Tenorio, Biol. Oscar Monzón y, los próximos Biólogos: Manolo, Hugo y Rafa, así como, Ing. Marisol, Ing. Iza, Ing. Julio, Geólogo Alex “tocayo”.

Este trabajo lo realice con un poco o mucho de todos ustedes, Gracias.

CONTENIDO

RESUMEN

INTRODUCCIÓN	1
1. ANTECEDENTES	
1.1 HISTORIA CLIMÁTICA DEL HOLOCENO.....	3
1.2 GOLFO DE CALIFORNIA.....	5
1.2.1 Variabilidad climática estacional.....	5
1.2.2 Variabilidad climática a escala interanual y decadal.....	7
1.2.3 Productividad Primaria en el Golfo de California.....	8
1.2.4 Batimetría.....	10
1.2.5 Origen y distribución de sedimentos.....	11
1.3 CUENCA FARALLÓN.....	13
1.3.1 Características y distribución de las masas de agua sobre la Cuenca Farallón.....	14
1.4 “PROXIES” COMO HERRAMIENTAS EN LA RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA.....	14
1.4.1 <i>Proxies</i> biológicos.....	15
1.4.2 Estudios paleoclimáticos y paleoceanográficos previos en el Golfo de California con base en silicoflagelados.....	16
1.5 BIOLOGÍA DE LOS SILICOFLAGELADOS.....	19
1.5.1 Clasificación taxonómica.....	21
1.5.2 Morfología del esqueleto.....	22
1.5.2.1 Variantes morfológicas.....	22
1.5.2.2 Características descriptivas.....	23
1.5.3 Ecología.....	25
1.5.4 Reproducción y ciclo de vida.....	28
1.5.5 Alcance estratigráfico.....	29
1.5.6 Distribución geográfica.....	30
HIPOTESIS	32
OBJETIVOS	32
2. MATERIAL Y MÉTODOS	
2.1 COLECTA DEL NÚCLEO.....	33
2.2 DESCRIPCIÓN DE LA SECUENCIA SEDIMENTARIA MODELO DE EDAD.....	33
2.3 MUESTREO.....	34
2.4 TRATAMIENTO QUÍMICO DE LAS MUESTRAS.....	34
2.5 PREPARACIÓN Y MONTAJE DE LOS PORTAOBJETOS.....	34

2.6 CONTEO E IDENTIFICACIÓN TAXONÓMICA.....	35
2.7 ANÁLISIS ESTADÍSTICO.....	35
3. RESULTADOS.....	37
3.1 DISTRIBUCIÓN DE SILICOFLAGELADOS EN SENTIDO ESTRATIGRÁFICO EN EL NÚCLEO K-52.....	38
4. DISCUSIÓN.....	41
5. CONCLUSIONES.....	47
REFERENCIAS.....	49
ANEXO 1.....	56
ANEXO 2.....	59
LÁMINAS.....	67

ÍNDICE DE FIGURAS, TABLAS Y LÁMINAS

Figuras

Figura 1.1 Ubicación de los centros semipermanentes de presión atmosférica que afectan al Golfo de California. A) Ubicación del Centro de Alta Presión del Pacífico Norte (CAPPN) ilustrado como "H" durante el invierno y celdas de alta presión sobre Norte América. B) CAPPN durante el verano y la localización del centro de baja presión sobre el desierto de Sonora ilustrado como "L" (Tomada de Badan-Dangon <i>et al.</i> , 1991).....	6
Figura 1.2 Procesos físicos que controlan el transporte de nutrientes y la Productividad Primaria en diferentes regiones del Golfo de California (Modificada de Douglas <i>et al.</i> , 2007).....	9
Figura 1.3. Las cinco regiones batimétricas del Golfo de California (Modificada de Rusnak <i>et al.</i> , 1964; en Lavín <i>et al.</i> , 1997).....	11
Figura 1.4. A) Representación de algunas estructuras internas de un silicoflagelado (Modificada de Van-Valkenburg, 1971b). B) Representación de dos géneros de silicoflagelados; arriba <i>Distephanus</i> , abajo <i>Dictyocha</i> (Modificada de Marchall, 1934; en McCartney, 1993).....	20
Figura 1.5. Terminología de la estructura esquelética de los silicoflagelados de los géneros actuales <i>Dictyocha</i> y <i>Distephanus</i> (Modificada de Poelchau, 1976).....	26

Figura 1.6. Reproducción por división simple (Tomada de H. Okada en Haq, 1978).....	28
Figura 1.7. Ciclo de vida de <i>Distephanus speculum</i> , deducido a partir de cultivos; propuesto por Henriksen <i>et al.</i> (1993). Donde: A: las células que llevan el esqueleto se multiplican vegetativamente por división mitótica; B: células conectadas por puentes citoplásmicos; C: grandes células multinucleadas esféricas sin esqueleto; D: células desnudas con un flagelo; E: etapa de transición; F: células multinucleadas en probable reposo. Todas las células tienen la misma ploidía (2n). Las células portadoras de esqueleto nunca se originaron a partir de otros tipos de células (Tomado de Henriksen <i>et al.</i> , 1993).....	29
Figura 3.1. Distribución estratigráfica de las abundancias relativas de los silicoflagelados en el registro sedimentario del núcleo K-52.....	40

Tablas

Tabla 1.1. Eventos El Niño y ODP con sus respectivas fases sobre la TSM (Modificado de Pavía <i>et al.</i> , 2006).....	8
Tabla 1.2. Propiedades y distribución de las masas de agua sobre la Cuenca Farallón, GC. Donde S: salinidad, T: temperatura, δ : densidad y P: profundidad (Modificado de Lavín <i>et al.</i> , 2009).....	14
Tabla 3.1. Total de 13 taxones de silicoflagelados identificados en el núcleo K-52, pertenecientes a los géneros <i>Dictyocha</i> , <i>Octactis</i> , <i>Distephanus</i> y <i>Corbisema</i> . El * indica los 8 taxones de silicoflagelados dominantes.....	37
Tabla 3.2 Matriz de abundancia relativa de todos los silicoflagelados identificados en la secuencia sedimentaria K-52. Se encuentran sin remarcar los taxones que están presentes en al menos 5 placas.....	56
Tabla 3.3 Matriz de abundancia relativa promedio, resultante del análisis estadístico exploratorio, en donde los 8 taxones remarcados muestran una abundancia promedio \geq al 1% y presencia en al menos 5 placas y, representan en conjunto el 99% de la abundancia promedio total de silicoflagelados en la secuencia sedimentaria K-52.....	58

Láminas

Lámina 1. <i>D. fibula</i> variedad <i>robusta</i> (1); <i>D. perlaevis</i> (2,3); <i>D. californica</i> (4); <i>D. calida</i> (5); <i>D. epiodon</i> (6); <i>D. franshepardii</i> (7); <i>D. messanensis</i> forma <i>messanensis</i> (8); <i>D. messanensis</i> forma <i>spinosa</i> (9,10); <i>D. crux</i> (11); <i>D. pentagona</i> (12); <i>O. pulchra</i> (13); <i>Distephanus speculum</i> (14,15); <i>Corbisema</i> sp. (16).....	67
---	----

Lámina 2. Variantes morfológicas de: <i>D. fibula</i> var. <i>robusta</i> (1-40).....	68
Lámina 3. Variantes morfológicas de: <i>D. perlaevis</i> (1-15); <i>D. californica</i> (16-19); <i>D. calida</i> (20-24) y <i>D. epiodon</i> (25-35).....	69
Lámina 4. Variantes morfológicas de: <i>D. messanensis</i> forma <i>messanensis</i> (1-14); <i>D. messanensis</i> forma <i>spinosa</i> (15-25); <i>Ds. Speculum</i> (26,27); <i>O. pulchra</i> (28-33); <i>D. pentagona</i> (34-39); <i>D. crux</i> (40).	70
Lámina 5. Variantes morfológicas de: <i>Corbisema</i> sp (1-3); formas no identificadas (4-15).....	71

TABLA DE ABREVIATURAS

A.	diatomea del género <i>Azpeitia</i>
ACM	Anomalia Climática Medieval
A.D.	Anno Domini: año del señor o de nuestra era.
años cal. AP	años calibrados antes del presente
CAPPN	Centro de Alta Presión del Pacífico Norte
<i>D.</i>	silicoflagelado del género <i>Dictyocha</i>
<i>Ds.</i>	silicoflagelado del género <i>Distephanus</i>
ENOS	El Niño Oscilación del Sur
GC	Golfo de California
K-52	Kasten, estación 52
<i>O.</i>	silicoflagelado del genero <i>Octactis</i>
ODP	Oscilación Decadal del Pacífico
PEH	Pequeña Edad de Hielo
PP	Productividad Primaria
PTO	Pacífico Tropical Oriental
TSM	Temperatura Superficial del Mar

RESUMEN

Se estudió la secuencia sedimentaria K-52, de 1.42 m de longitud, obtenida a una profundidad de 1517 m en la Cuenca Farallón, Golfo de California y que abarca el intervalo de 4129 a 579 años cal. AP. Con el objetivo de documentar la variabilidad climática en escala sub-milenaria durante el Holoceno Medio – Tardío, por medio del análisis de los restos de silicoflagelados preservados en los sedimentos.

Se analizaron 29 muestras en intervalos de 5 cm a lo largo de toda la secuencia, en las cuales se identificaron un total de 13 taxones de silicoflagelados pertenecientes a los géneros *Dictyocha*, *Octactis*, *Distephanus* y *Corbisema*; así mismo, se reconocieron variantes morfológicas de todos los taxones, los cuales representaron ~8% del total de los especímenes. A través de un filtro de presencia-persistencia se seleccionaron 8 taxones y con base en sus afinidades ecológicas, se llevó a cabo la propuesta de tres escenarios de condiciones oceánicas y/o climáticas sobre la Cuenca Farallón, durante el periodo que comprende este estudio.

El primer escenario (de 4129 a 2734 años cal. AP) se caracterizó por presentar la productividad primaria más alta de todos los escenarios, evidenciada por la mayor abundancia de *Octactis pulchra*, la cual aparentemente no solo permitió el florecimiento de este taxón sino también de *Dictyocha perlaevis*, *Dictyocha californica* y *Dictyocha fibula* variedad *robusta*, debido a una mayor disponibilidad de nutrientes en el área.

El segundo escenario (de 2607 a 1847 años cal. AP) se caracterizó por presentar condiciones oligotróficas y cálidas que crearían una restricción de nutrientes, evidenciadas por el dominio de *Dictyocha messanensis* forma *spinosa* y *Dictyocha messanensis* forma *messanensis*, viéndose atenuado el florecimiento de otros taxones con preferencias ecológicas menos restrictivas.

En el tercer escenario (de 1720 a 579 años cal. AP) se sugieren condiciones promedio análogas a las que se presentan durante el verano actual sobre el Golfo de California, caracterizadas por la dominancia de taxones cálidos (*D. messanensis* forma *messanensis*, *D. epiodon*, *D. calida* y *D. californica*) junto con la abundancia casi continua de *Octactis pulchra*; condiciones bajo las cuales las variantes morfológicas mostraron sus mayores abundancias.

En particular, para el intervalo de 959 a 705 años cal. AP, que está dentro del periodo conocido como la Anomalia Climática Medieval, se sugiere una incursión mayor de agua cálida y un descenso en la Productividad Primaria, tal evento propició las condiciones óptimas para que las variantes morfológicas presentaran su máxima abundancia, sugiriendo que cambios en la concentración de nutrientes y/o salinidad del agua superficial, propiciaron su proliferación.

INTRODUCCIÓN

Actualmente, el clima sobre el Golfo de California (GC) presenta una variación estacional con la presencia de dos fases: una fase invernal de latitudes medias y una fase de verano subtropical (Barron *et al.*, 2004), tales fases se pueden identificar hoy en día gracias al registro instrumental que mide variables físicas como la temperatura y la salinidad, haciendo posible no solo la medición estacional sino también, la interanual y decadal que evidencian por un lado el fenómeno oceanográfico de El Niño y, por otro, la Oscilación Decadal del Pacífico respectivamente.

A la par de estos datos que ofrecen los instrumentos, se ha encontrado que distintos organismos tanto terrestres como marinos, son sensibles a los cambios climáticos; por lo que, su respuesta ante tal cambio al ser interpretada numéricamente y compararse con los datos de registros instrumentales, sobre todo a partir de 50 años cal. AP (1900 A.D.) indican una clara correlación (Mann, 2002); adquiriendo así el calificativo de *proxies* climáticos de origen biológico debido a que son indicadores indirectos de señales climáticas que afectan su entorno. De esta manera se ha podido extrapolar al pasado la interpretación climática a distintas escalas y reconstruirla con base en *proxies* a causa principalmente de la falta de mediciones instrumentales en la antigüedad (Mann, 2002).

Las respuestas que algunos *proxies* biológicos tienen ante el cambio climático van desde cambios en su crecimiento, como sucede con los anillos de los árboles, hasta una destacada variabilidad en su abundancia y composición como sucede con el fitoplancton marino, en especial con los silicoflagelados. Estos son algas fotosintéticas que representan el 2% del componente silíceo del fitoplancton (Lipps, 1993) y se desarrollan desde la zona más superficial del mar hasta unos 70 m de profundidad (Martini, 1977). Por lo que su hábitat dentro de la cuenca evaporítica más joven del mundo que representa al GC (Urrutia-Fucugauchi, com. Pers.) los relaciona con las propiedades de temperatura, salinidad, composición de nutrientes (Haq, 1978) y sobre todo con la distribución de las masas de agua superficiales (Murray y Schrader, 1983), pudiendo sugerir así condiciones climáticas en el pasado, tanto marinas como atmosféricas, es decir, patrones paleoceanográficos. De acuerdo con Poelchau (1976) y Murray y Schrader (1983), lo anterior se hace posible debido a que al morir, los esqueletos de sílice (SiO_2) de los silicoflagelados se depositan en el fondo marino de

la misma forma en que se producen en la superficie; provocando así, que su abundancia y composición dentro de las secuencias sedimentarias marinas, refleje la productividad biológica superficial, la cual esta intrínsecamente ligada con la variabilidad climática.

En esta investigación se estudió la respuesta climática de los silicoflagelados basada en su abundancia relativa a escala sub-milenaria aproximadamente cada 127 años en el intervalo que va de 4129 a 579 años cal. AP, en el lado occidental de una de las cuencas más profundas de la zona sur del GC; es decir, la Cuenca Farallón. Dicho intervalo de acuerdo con Cortese *et al.* (2005), abarca los últimos 500 años del Holoceno Medio y gran parte del Holoceno Tardío con excepción de los pasados 578 años cal. AP que corresponderían a 1372 A.D. a la fecha.

1. ANTECEDENTES

1.1 HISTORIA CLIMÁTICA DEL HOLOCENO

Se le llama Holoceno a la época que comenzó hace 11784 años cal. AP (Nagy y Bjørlykke, 2010) y que continua en la actualidad. Esta época se caracteriza fundamentalmente por ser una fase interglaciar; no obstante, ha presentado de manera independiente a esta condición, una serie de intervalos en los que el clima ha cambiado de forma rápida en tan sólo algunos cientos de años y que con base en la revisión de Mayewski *et al.* (2004), se han encontrado 6 periodos importantes de cambio climático, los cuales se mencionan brevemente a continuación:

El primer periodo que va de 9000 a 8000 años cal. AP y que coincide con el final del Holoceno Temprano (11784 a 8000 años cal. AP, Cortese *et al.*, 2005) se ha interpretado como un retorno parcial hacia las condiciones glaciares que coincide con un aumento significativo en la producción de aerosoles volcánicos que se produjo cuando la dinámica de las capas de hielo polar todavía tenían un potencial efecto sobre el clima global sumado al impulso orbital que retraso la deglaciación en el hemisferio norte.

Los siguientes 4 periodos que van de 6000 a 5000 años cal. AP, 4200 a 3800 años cal. AP, 3500 a 2500 años cal. AP y de 1200 a 1000 años cal. AP, variaron tanto en magnitud como en extensión geográfica y se han caracterizado en general por un enfriamiento en las latitudes altas y aridez en las latitudes bajas; es decir, por un patrón general de “polos fríos-trópicos secos”. Sin embargo, durante el Holoceno Medio (de 8000 a ~3600 años cal. AP, Cortese *et al.*, 2005) para la región del Pacífico Ecuatorial Oriental se ha documentado un descenso de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) (Barron *et al.*, 2003b; Koutavas *et al.*, 2002), como reflejo de condiciones análogas a La Niña, lo cual se ve apoyado por una disminución zonal de la TSM caracterizada por lenguas de agua fría del Pacífico Oriental, en contraste con el agua cálida del Pacífico Occidental durante la primera mitad del Holoceno (Marchitto *et al.*, 2010). Cabe mencionar que sobre la región sur de la península de Baja California, el descenso de la TSM hacia el Holoceno Medio pudo haberse amplificado por un fortalecimiento de la Corriente de California (Barron y Bukry 2007b; Marchitto *et al.*, 2010).

Por otro lado, se ha sugerido que a partir del Holoceno Tardío se produjo una mayor presencia de condiciones análogas a El Niño (Clement *et al.*, 2000; Haug *et al.*, 2001).

El último y sexto periodo de cambio climático reconocido en la revisión de Mayewski *et al.* (2004), se refiere a los últimos 600 años cal. AP en donde el patrón climático general se define por "polos fríos – trópicos húmedos". Este periodo se presentó justo después del periodo denominado como Anomalía Climática Medieval (ACM), reportada de los 1000 a 700 años cal. AP (de 950 a 1250 A.D., Mann *et al.*, 2009), caracterizada por presentar temperaturas más cálidas que las actuales (Cronin, 1999) por efecto de la alta actividad solar (Rind, 2002).

Por las condiciones mencionadas anteriormente, resulta claro que el clima a lo largo de ésta época no ha sido constante y que el sistema climático ha cambiado en respuesta a diversos mecanismos de forzamiento climático de naturaleza externa e interna. Los primeros de manera general se refieren a la energía proveniente del sol y dependen de la actividad de éste; los segundos se relacionan a todas aquellas variables que involucran tanto a los cambios de la órbita terrestre como a los patrones de circulación en el océano y la atmósfera, el aporte de aerosoles de origen volcánico; entre otros. Es así que pueden ser múltiples los mecanismos de forzamiento que interactúan y que generan la variabilidad climática; pero de todos estos la variabilidad solar domina a largo plazo los cambios en la insolación a escala global, por lo que parece ser el más importante (Bond *et al.*, 2001; Mayewski *et al.*, 2004).

Otro mecanismo de forzamiento climático es la variación de la órbita terrestre que actúa distribuyendo la energía solar, tanto en función de la latitud como en función de la intensidad de ésta. Estas variaciones en la órbita terrestre son llamadas de acuerdo con Rind (2002): "*los marcapasos de las edades de hielo*" que ocurren en tres formas distintas durante la órbita de la Tierra alrededor del Sol; es decir, los ciclos de Milankovitch: de precesión cada 21000 a 23000 años, de oblicuidad cada 40000 años y los de excentricidad cada 100000 años (Haug, 2001). La comparación de los registros paleoclimáticos con el forzamiento climático sugiere que los cambios en la insolación relacionados tanto con las variaciones orbitales terrestres como la variabilidad solar juegan un papel central en los cambios a escala global en el clima del Holoceno (Mayewski *et al.*, 2004).

Es importante señalar que los mecanismos de forzamiento interno, como los cambios en la circulación océano - atmósfera responsables de la distribución de humedad y temperatura tanto

a escala regional como global, a su vez están relacionados estrechamente con los cambios de la órbita terrestre que afectan directamente el ciclo estacional de la radiación solar (Clement *et al.*, 2000). Estos mecanismos internos pueden entrar en fases tanto positivas como negativas y generar retroalimentaciones en el clima tanto a largo como a corto plazo, de modo que pueden incluso anular la respuesta climática al forzamiento solar estimado para algunas regiones en particular, lo que ocasiona la presencia de algunas regiones cálidas incluso cuando el planeta se enfría (Rind, 2002).

Por lo tanto, la imposibilidad de encontrar enfriamiento en todas partes junto con la propuesta de una reducción de energía solar no significa que no se han producido los cambios climáticos inducidos por la energía solar, sino que la respuesta del sistema no es simple ni lineal (Rind, 2002). Por otro lado, las concentraciones de gases de efecto invernadero como el CO₂ y el CH₄ parecen haber sido más el resultado de un mecanismo de forzamiento que la causa de un cambio climático; antes claro está, de la actividad antropogénica posterior a la Era Industrial (Mayewski *et al.*, 2004), considerada actualmente como el mecanismo de forzamiento climático no natural (Zalasiewicz *et al.*, 2008).

1.2 GOLFO DE CALIFORNIA

El GC está ubicado entre los 31° y 23° latitud Norte y, 115° y 107° longitud Oeste. Representa la cuenca evaporítica más joven del mundo (Urrutia-Fucugauchi, com. Pers.), la cual se originó por procesos de colocación de las placas tectónicas regionales. Comenzó su formación hace unos 7.8 a 6 millones de años (Fletcher *et al.*, 2007), con un registro sedimentario de 6 a 5.5 millones de años en su base (Stock y Hodges, 1989).

Es un mar largo y estrecho con aproximadamente 181000 km² de superficie; rodeado tanto del lado continental como del peninsular por tierras áridas y montañosas, se encuentra cerrado al norte y abierto hacia el sur al Océano Pacífico (Douglas *et al.*, 2007).

1.2.1 Variabilidad climática estacional

El GC está localizado en la región subtropical del Pacífico Noreste, por lo que su climatología se rige por los cambios de dos centros semipermanentes de presión atmosférica (Figura 1.1); es

decir, por un lado el Centro de Alta Presión del Pacífico Norte (CAPPN) o anticiclón del Pacífico Norte (Parés-Sierra *et al.*, 1997) y por otro el centro de baja presión ubicado sobre el desierto de Sonora (Badan-Dangon *et al.*, 1991).

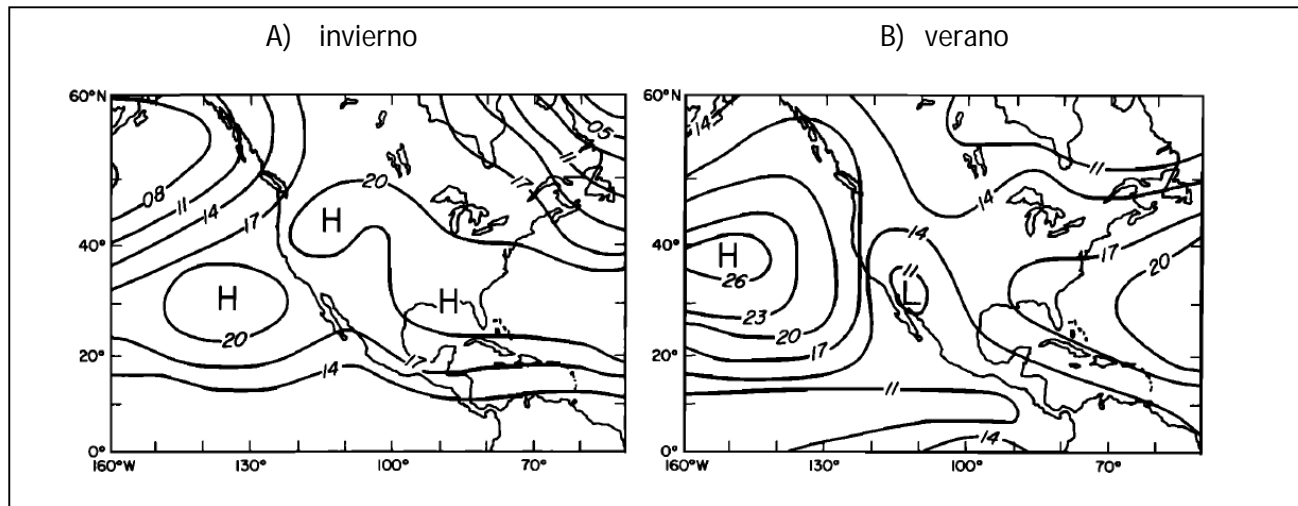


Figura 1.1 Ubicación de los centros semipermanentes de presión atmosférica que afectan al GC. A) Ubicación del Centro de Alta Presión del Pacífico Norte (CAPPN) ilustrado como “H” durante el invierno y celdas de alta presión sobre Norte América. B) CAPPN durante el verano y la localización del centro de baja presión sobre el desierto de Sonora ilustrado como “L” (Tomada de Badan-Dangon *et al.*, 1991).

La migración estacional de estos centros de presión atmosférica determina que el patrón de variación de los vientos se revierta estacionalmente, dando como resultado un invierno con características de latitud media y un verano subtropical (Badan-Dangón *et al.*, 1991; Barron *et al.*, 2003a). En la fase de invierno, de noviembre a marzo (Douglas *et al.*, 2007), la TSM oscila de 18°C en el norte, a 23°-25°C al sur cerca de la boca del golfo (Badan-Dangon *et al.*, 1991; Soto-Mardones *et al.*, 1999); las condiciones son típicamente secas y ocurre un transporte de aguas superficiales que salen del golfo por su lado occidental, debido a la intensificación de los vientos del noroeste que se desplazan en el eje longitudinal del golfo (con una rapidez de 8 a 12 m/s, Badan-Dangon *et al.*, 1991; Lavín *et al.*, 1997) favoreciendo movimientos verticales ascendentes que transportan agua de niveles subsuperficiales, hasta la capa superficial del mar, provocando surgencias¹ (Parés-Sierra *et al.*, 1997) del lado oriental del GC. Caso contrario ocurre al terminar la estación de invierno gracias al llamado “Monzón Mexicano” (Douglas *et*

¹ Surgencia: Proceso físico generado eólicamente (por vientos divergentes ecuatoriales o vientos costeros) que ocasiona el movimiento vertical de masas de agua frías ricas en nutrientes provenientes de niveles profundos hacia la superficie, promoviendo así, una advección de nutrientes que promueven la productividad en la zona fótica (Thurman, 1994; Douglas *et al.*, 2007).

al., 2007), ocasionando que los vientos dominantes del noroeste se debiliten y que los vientos del sureste se intensifiquen (con una rapidez promedio de ~5 m/s, Lavín *et al.*, 1997) de abril a octubre (Badan-Dangón *et al.*, 1991; Douglas *et al.*, 2007) en donde además de ocurrir la mayoría de la precipitación anual, penetra por el lado oriental del golfo, agua superficial tropical proveniente del Pacífico que ocasiona un aumento de temperatura en el agua superficial que alcanza los 28°C (Soto-Mardones *et al.*, 1999), a excepción de las frías aguas cerca de las grandes islas (Badan-Dangon *et al.*, 1991) producto de la mezcla por marea (Salas-de-León *et al.*, 2003). Sin embargo, de acuerdo con Lavín *et al.* (1997), el viento no es el único factor generador de corrientes estacionales en el golfo; es decir, la evaporación y principalmente la mezcla por marea (Salas-de-León *et al.*, 2011) son los procesos físicos internos de la cuenca que afectan la dinámica y alteran las características del agua dando como resultado una estructura termohalina² particularmente distinta en su superficie al agua del Pacífico Tropical Oriental (PTO), produciendo un gradiente necesario para llevar a cabo una circulación termohalina. Las salinidades en las dos terceras partes del norte del GC oscilan entre 35 y 35.8 por lo que son de 1 a 2 unidades más altas en comparación a las mismas latitudes fuera del golfo (Roden, 1964).

1.2.2 Variabilidad climática a escala interanual y decadal

La variabilidad interanual que afecta al GC está relacionada con la variabilidad del PTO. Ésta actúa sobre el nivel del mar y sobre la TSM como respuesta del océano en las latitudes medias al fenómeno global de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) (Cronin, 1999). A gran escala, el fenómeno ENOS forma parte de un cambio en la TSM que ocurre alrededor de Marzo cuando los vientos alisios se debilitan en el Océano Pacífico (Barry y Chorley, 2003).

Las consecuencias del fenómeno ENOS sobre los ambientes costeros a lo largo del PTO incluyendo al GC, provocan una reducción en el flujo de nutrientes propiciando una drástica caída en la productividad biológica e interrupción en la cadena alimenticia, lo que impacta la cadena trófica (Miller *et al.*, 2004), además, la termoclina³ regional se profundiza de modo que

² Termohalina: termino que refleja dos propiedades que determinan la densidad del agua; es decir, la temperatura y la salinidad (Trewartha y Horn, 1980).

³ Termoclina: Capa donde la temperatura cambia rápidamente con la profundidad (Trewartha y Horn, 1980); es decir, donde el gradiente vertical de la temperatura es máximo (Salas-de-León, com. Pers.)

incluso con las surgencias locales las aguas ascendentes son más cálidas que durante los eventos de la Niña o en años neutros (Marchitto *et al.*, 2010).

Por otro lado, la variabilidad decadal que afecta al GC obedece a la llamada Oscilación Decadal del Pacífico (ODP), que de acuerdo con autores como Overland *et al.* (2000) y Hunt (2008), es el modo primario de variabilidad de baja frecuencia en la TSM que se extiende sobre el Pacífico Norte desde los 20° N y con una intensidad máxima a los 40° N. La ODP también puede ser descrita de forma similar a los eventos ENOS, pero de larga duración o como una combinación de estos dos fenómenos independientes, que tienen distinta variabilidad espacial o temporal en la TSM. La ODP tiene fases cálidas y frías sobre la TSM, las cuales se describen en la Tabla 1.1.

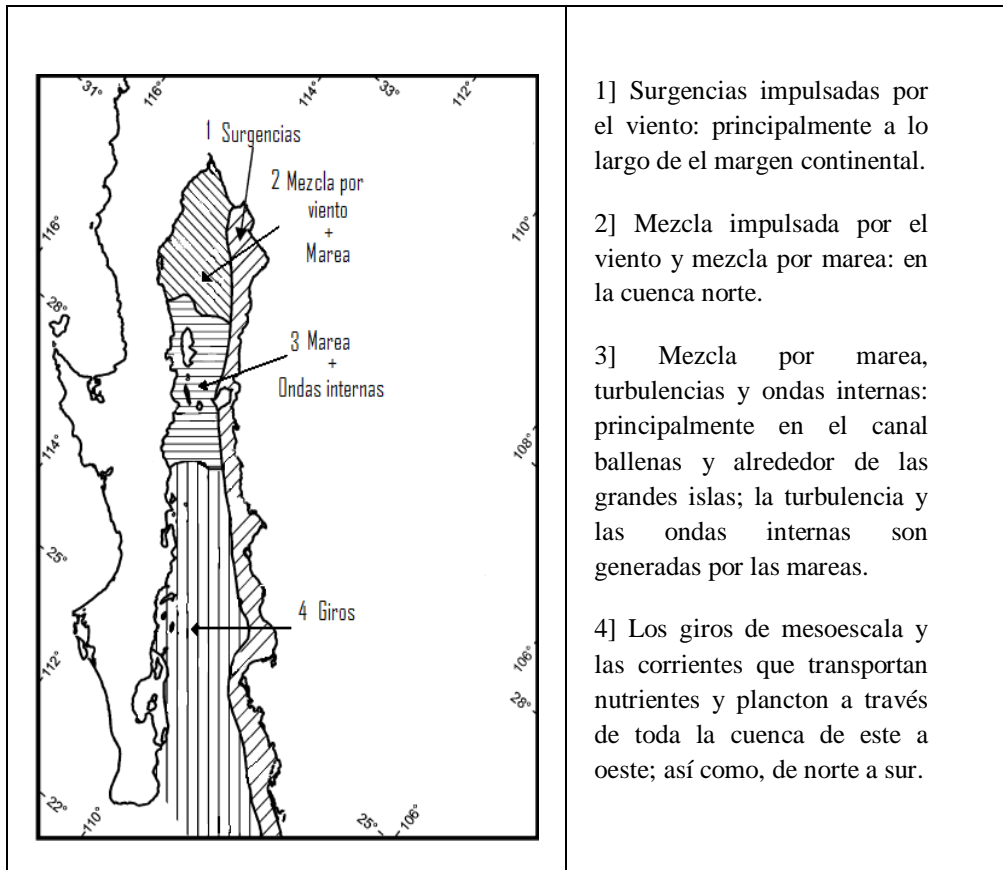
Tabla 1.1 Eventos El Niño y ODP con sus respectivas fases sobre la TSM (Modificado de Pavía *et al.*, 2006).

Evento	Fase sobre la TSM
El Niño	Cálida
La Niña	Fría
ODP-alta	Cálida
ODP-baja	Fría

1.2.3 Productividad Primaria en el Golfo de California

En general, la Productividad Primaria (PP) y la advección de nutrientes en el GC están influenciadas principalmente por la variabilidad estacional, la cual como anteriormente se mencionó, presenta dos fases: la fase de invierno cuando se genera una alta PP, en especial en el margen oriental del GC y la fase de verano, en donde la termoclina se hace más profunda creando un retraso en la advección vertical de nutrientes hacia la superficie, con lo cual la PP disminuye, principalmente en el centro y sur del GC. La PP más baja en el GC ocurre durante los meses de verano y durante la ocurrencia de los eventos ENOS (Douglas *et al.*, 2007).

Con base en la revisión de Douglas *et al.* (2007), se ha propuesto dividir al GC en cuatro áreas basándose en los principales procesos físicos que controlan el transporte de nutrientes y la PP, los cuales se ilustran en la Figura 1.2.



1] Surgencias impulsadas por el viento: principalmente a lo largo de el margen continental.

2] Mezcla impulsada por el viento y mezcla por marea: en la cuenca norte.

3] Mezcla por marea, turbulencias y ondas internas: principalmente en el canal ballenas y alrededor de las grandes islas; la turbulencia y las ondas internas son generadas por las mareas.

4] Los giros de mesoescala y las corrientes que transportan nutrientes y plancton a través de toda la cuenca de este a oeste; así como, de norte a sur.

Figura 1.2. Procesos físicos que controlan el transporte de nutrientes y la Productividad Primaria en diferentes regiones del Golfo de California (Modificada de Douglas *et al.*, 2007).

De los procesos generadores de PP, Douglas *et al.* (2007) han propuesto que las surgencias costeras impulsadas por el viento y la mezcla de marea son los más importantes, sobre todo para la región oriental del golfo.

A lo largo y ancho del GC se presentan fuertes gradientes de PP; tanto de este-oeste como norte-sur, el primer gradiente persiste todo el año observándose que del lado oriental la PP es de dos a tres veces superior con respecto al lado occidental, en particular en el centro y sur del golfo. Durante el verano los procesos generadores de advección de nutrientes a la zona fótica, en el centro y sur del golfo, parecen ser las ondas costeras atrapadas (relacionadas con el agua tropical que entra al golfo del lado oriental) y las mareas internas, dado que generan turbulencias capaces de transportar nutrientes a la zona fótica; ambos procesos después de 24 horas se convierten en circulación residual, la cual coadyuva a mantener el gradiente de PP (Salas-de-león *et al.*, 2003). El gradiente norte-sur se presenta a lo largo del golfo sobre el

centro y el lado occidental con los valores más altos en la cuenca norte y zona de las grandes islas (Douglas *et al.*, 2007).

Cabe destacar que para la zona sur-occidental en la cual se ubica la extracción del núcleo sedimentario (K-52) empleado en este trabajo, la PP es causada de acuerdo con la revisión de Douglas *et al.* (2007), por giros ciclónicos que actúan por un lado como una bomba de nutrientes, llevándolos de las aguas intermedias (con profundidades de hasta 1000 m) hasta la zona fótica y por otro transportando las aguas occidentales bajas en nutrientes hacia la zona oriental del golfo. Estos giros operan de manera alternada con giros anticiclónicos que transportan los nutrientes y el plancton superficial de la zona oriental hacia la zona occidental por debajo de la capa superficial.

1.2.4 Batimetría

La batimetría del GC es resultado de la dinámica estructural que comenzó hace unos 12.3 millones de años (Fletcher *et al.*, 2007), a través de una serie de procesos geológicos que se han acelerado los últimos 7.8 millones de años.

Lavín *et al.* (1997), plantean que el golfo puede dividirse por su batimetría en cinco regiones, las cuales se describen a continuación (Figura 1.3):

“1] La zona de la boca del golfo, la cual incluye parte de la Cuenca Pescadero y Mazatlán, caracterizada por tener profundidades de ~3000 m; 2] La zona sur, la cual es la más extensa; dentro de ella se encuentran grandes cuencas con forma de V (Rusnak *et al.*, 1964), las más profundas de sur a norte son las Cuencas Pescadero y Farallón con ~3000 m, les siguen las Cuencas del Carmen y Guaymas con ~2000 m y más al norte la Cuenca San Pedro Mártir con ~1000 m de profundidad; el lado occidental carece de una plataforma continental extensa a diferencia del lado oriental el cual llega a tener una plataforma de unos 30 Km de ancho; 3] La zona entre las grandes islas que abarca a las Islas Tiburón y Ángel de la Guarda se caracteriza por tener umbrales someros y canales angostos que comunican las zonas sur y norte; así como, las Cuencas San Esteban y Tiburón con 800 m y 600 m de profundidad respectivamente; 4] La zona norte, siendo ésta la más somera dado que la mayor parte de su fondo marino se ubica sobre la plataforma continental contiene cuencas con profundidad media de ~200 m como las Cuenca Wagner, parte de la Cuenca Tiburón y Cuenca Delfín con 400 m y 600 m de profundidad respectivamente y, 5] Finalmente la zona del alto golfo que es la región que comprende un triángulo de ~70 m de lado con vértices en la desembocadura del Río Colorado y en Puerto Peñasco; siendo así, la zona más somera con una profundidad media de ~15 m.”

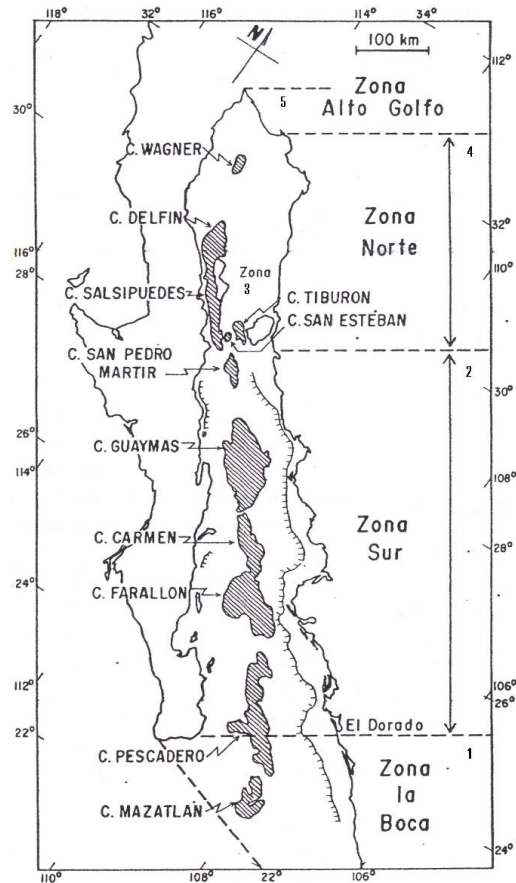


Figura 1.3. Las cinco regiones batimétricas del Golfo de California (Modificada de Rusnak *et al.*, 1964; en Lavín *et al.*, 1997).

1.2.5 Origen y distribución de sedimentos

Los sedimentos que se encuentran en el piso oceánico del GC son de dos tipos según su origen: terrígenos o biogénicos, los cuales pueden presentarse de forma masiva o laminada según las características de su depositación y la zona en donde ésta ocurra.

En la zona norte del GC las principales fuentes de aporte de sedimentos terrígenos limo-arcillosos son los mecanismos de resuspensión sedimentaria de la plataforma poco profunda y/o el transporte eólico de terrígenos desprendidos del continente (Baumgartner *et al.*, 1991); dejando de lado al aporte sedimentario de la actual breve descarga del Río Colorado, ya que desde mediados del siglo pasado la represa de éste y otros ríos a lo largo del margen

continental del golfo ocasionaron un mínimo efecto sobre la tasa de acumulación de terrígenos finos característicos de estos ríos en las cuencas de esta zona (Baba *et al.*, 1991).

En el centro y sur del golfo, generalmente el aporte sedimentario ocurre de forma lateral tanto del lado peninsular como continental. La península al contar con una estrecha plataforma, de naturaleza rocosa altamente erosionada y además carecer de ríos, aporta una menor cantidad de sedimentos, siendo las corrientes de marea, los grandes abanicos aluviales y la erosión costera, junto con el transporte eólico, los mecanismos responsables de aportar sedimentos peninsulares al golfo (van Andel, 1964). En el lado continental el aporte sedimentario es promovido por la alta precipitación y flujos permanentes sobre todo en la región sur (Pérez-Cruz *et al.*, 2009) a pesar de la represa de los ríos y en algunos casos de su desvío (Baba *et al.*, 1991); por lo que el suministro aparentemente constante de sedimentos en las cuencas de la zona, involucra como el principal responsable al transporte eólico (Baumgartner *et al.*, 1991).

En lo que respecta a los sedimentos de origen biogénico, estos aumentan de la entrada hacia el centro del golfo de forma gradual (van Andel, 1964). Los sedimentos biogénicos son de dos tipos: de sílice amorfo (ópalo) cuando provienen de diatomeas, radiolarios y/o silicoflagelados, o de carbonato, cuando provienen de foraminíferos y coccolitofóridos.

En el caso de los sedimentos de sílice, los silicoflagelados representan sólo el 2% del componente silíceo del fitoplancton (Lipps, 1993); los radiolarios generalmente representan menos del 1% en peso de los sedimentos del GC y son las diatomeas las que constituyen una mayor importancia cuantitativa al representar hasta un 50% del total sedimentario en la región central del golfo; porcentaje que disminuye hacia la región sur, en donde los radiolarios son más abundantes (hasta en un 50%) salvo en los casos en donde la dilución por material terrígeno es alta (van Andel, 1964).

Los depósitos de diatomeas se concentran notablemente en los taludes centro y sur viéndose interrumpidos del lado oriental, por la dilución que causan los frentes de los deltas de ríos, por lo que son más abundantes y constantes en el talud peninsular; por el contrario, en la región nor-central y norte, los depósitos de grano fino provenientes de las cuencas, contienen gran número de diatomeas, mientras que los depósitos de talud arenosos son estériles (van Andel, 1964).

Los sedimentos carbonatados conformados principalmente por restos de esqueletos de foraminíferos y cocolitofóridos, a diferencia de los de sílice, se encuentran fundamentalmente en la fracción gruesa. Los sedimentos conformados por foraminíferos planctónicos se presentan de manera uniforme en plataforma, mientras que los de foraminíferos bentónicos predominan en el talud peninsular y la plataforma continental del norte del golfo (van Andel, 1964).

1.3 CUENCA FARALLÓN

La Cuenca Farallón se localiza en la zona sur del GC. Es una de las más profundas del golfo con ~3000 m, originándose de acuerdo con Rusnak *et al.* (1964), como parte de un conjunto de fallas tensionales ocasionadas por los desplazamientos horizontales a lo largo de la falla de San Andrés. Presenta una fisura con orientación noreste-oeste, por lo que no hay evidencia de grandes cantidades de sedimentos en las partes profundas de la cuenca, ya que las profundidades zonales presentan fuertes pendientes, además de que en profundidades intermedias la cuenca muestra montículos irregulares.

Los sedimentos terrígenos que cubren el talud tanto del lado oriental como del occidental de la cuenca, provienen principalmente de los sistemas de los ríos Mayo y Fuerte, lo que significa que el aporte terrígeno limo-arcilloso es predominantemente continental (van Andel, 1964; en Rusnak *et al.*, 1964), sin dejar de lado el aporte terrígeno peninsular producto del transporte eólico y de escorrentías (Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010). Los sedimentos biogénicos silíceos depositados sobre la Cuenca Farallón, se conforman principalmente por diatomeas y, los sedimentos biogénicos carbonatados conformados por esqueletos de foraminíferos bentónicos son más escasos que los que están conformados por foraminíferos planctónicos (van Andel, 1964).

Así, la Cuenca Farallón es un receptáculo sedimentario que refleja las condiciones de productividad superficial debida a procesos físicos como los giros y las surgencias que promueven el enriquecimiento de las aguas.

1.3.1 Características y distribución de las masas de agua sobre la Cuenca Farallón

Debido a la gran profundidad de la Cuenca Farallón, sobre de ésta se encuentran las siguientes masas de agua (Tabla 1.2 de acuerdo con Lavín *et al.*, 2009):

Tabla 1.2 Propiedades y distribución de las masas de agua sobre la Cuenca Farallón, GC. Donde S: salinidad, T: temperatura, δ : densidad y P: profundidad. (Modificado de Lavín *et al.*, 2009).

Masas de agua	Breve descripción			
Agua del Golfo de California (AGC)	Fluye internamente del lado peninsular, formada por la convección invernal en el norte del GC. S: 34.9 -35.35 T(°C): 14 - 29.5 $\delta(\text{Kg}\cdot\text{m}^{-3})$: 22.0 - 26.2 P(m): 0 - 180			
Agua Tropical Superficial (ATS)	Se encuentra en toda la entrada del golfo entre 50 y 150 m de profundidad aproximadamente, la cual llega a la superficie a causa de la elevación de isotermas e isohalinas. S: 34.5 - 34.9 T(°C): 18 - 30 $\delta(\text{Kg}\cdot\text{m}^{-3})$: 21.8 – 25 P(m): 0 - 120			
Agua del mínimo de salinidad Superficial (AmSs)	Agua que tiene un origen distinto al ATS; identificándose como ingrediente principal de ésta al Agua de la Corriente de California (ACC). S: 34.1 - 34.5 T(°C): 16 - 25 $\delta(\text{Kg}\cdot\text{m}^{-3})$: 23.2 - 25.6 P(m): 10 - 110			
Agua Subtropical Subsuperficial (AStSs)	Se encuentra entre la isoterma de los 9°C y la isoterma de 18°C con salinidades superiores a 34.5 pero menores a 34.9. S: 34.5 - 34.9 T(°C): 9 - 18 $\delta(\text{Kg}\cdot\text{m}^{-3})$: 24.9 - 26.7 P(m): 50 - 480			
Agua Intermedia del Pacífico (AIP)	Masa de agua que permanece estable a la escala de tiempo estacional por su profundidad. S: 34.5 - 34.8 T(°C): 4 - 9 $\delta(\text{Kg}\cdot\text{m}^{-3})$: 26.7 - 27.5 P(m): >400			
Agua Profunda del Pacífico (APP)	Masa de agua que permanece estable a la escala de tiempo estacional por su profundidad. S: >34.5 T(°C): <4 $\delta(\text{Kg}\cdot\text{m}^{-3})$: >27 P(m): >1200			

1.4 “PROXIES” COMO HERRAMIENTAS EN LA RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA

Un *proxy* es un indicador indirecto que refleja la variabilidad climática (Mann, 2002), el cual representa una herramienta indispensable para reconstruir climas del pasado en donde la obtención de datos instrumentales es imposible; dicho *proxy* es validado por comparación con un parámetro físico medible en la actualidad como por ejemplo la temperatura, la salinidad, el contenido de nutrientes, el contenido de oxígeno o CO₂, la productividad etc. Esta validación se efectúa durante los intervalos de tiempo en que la información del *proxy* se sobrelapan con la medición instrumental. Los registros instrumentales que ofrecen datos “directos” de la

temperatura superficial sólo están disponibles a partir de los inicios de la Era Industrial; sobre todo para el siglo XX (Jones, 1998; Mann, 2002).

De acuerdo con Cronin (1999), el número y variedad de *proxies* paleoclimáticos se ha ampliado de forma exponencial, sin dejar de tomar en cuenta que deben reflejar relaciones con procesos climáticos tales como la productividad biológica, cambio del nivel del mar, flujo de nutrientes, o el intercambio de carbono Tierra-atmósfera vía fotosíntesis, entre otros, en donde como ejemplo basta mencionar que un solo núcleo sedimentario de aguas profundas contiene más de una docena de diferentes índices relacionados con el clima como isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$), oligoelementos (Ba, Sr, Mg y V), distintos microfósiles; así como, propiedades físicas y magnéticas.

1.4.1 Proxies biológicos

Prácticamente todos los grupos fósiles de organismos se pueden utilizar ya sea para establecer edades o como *proxies* de parámetros ambientales, con los cuales se pueden inferir las condiciones oceánicas. Para ello Coope (1977, en Cronin, 1999) consideró una serie de atributos básicos y aplicables a la mayoría de los grupos de restos de organismos para que puedan ser considerados como buenos *proxies* basándose en el concepto del actualismo biológico, el cual establece que los requerimientos ecológicos de las especies en la actualidad son usados para interpretar directamente el significado de los conjuntos fósiles e inferir así, los climas del pasado. Tales atributos aplicables a este trabajo de investigación son:

- 1] Patrones morfológicos especie-específicos con caracteres fosilizables o preservables.
- 2] Abundantes en sedimentos; es decir, que permitan análisis cuantitativos.
- 3] Respuesta ante los cambios climáticos

En Paleoceanografía, son utilizados como *proxies* tanto microorganismos de fitoplancton (diatomeas, silicoflagelados, coccolitofóridos) y del zooplancton (foraminíferos, radiolarios, dinoflagelados), extraídos de núcleos de sedimentos marinos, así como, corales y moluscos. En los continentes son utilizados como *proxies* los anillos de crecimiento de árboles, granos de polen y restos de insectos, por ejemplo, escarabajos (Mann, 2002).

Los fundamentos teóricos de la evolución y la ecología de los organismos son considerados en la paleoclimatología debido a que comúnmente los complejos procesos biológicos son el resultado del cambio climático (Cronin, 1999).

1.4.2 Estudios paleoclimáticos y paleoceanográficos previos en el Golfo de California con base en silicoflagelados

Los estudios paleoceanográficos en el GC referidos a continuación, datan desde la década de los 80's hasta la actualidad. En este tiempo se ha definido a partir del estudio de muestras de plancton, la distribución de distintos taxones⁴ de silicoflagelados y su relación con las masas de agua superficiales; así como, a partir de estudios de sedimentos superficiales y núcleos, su importancia como *proxy* de temperatura y su utilización en las reconstrucciones de la oceanografía y el clima durante el Cuaternario Tardío a diferentes escalas temporales.

Murray y Schrader (1983) estudiaron la relación entre la distribución de las masas de agua del GC con las variaciones en la composición de las especies de silicoflagelados, a partir del análisis de muestras de plancton superficiales colectadas en el crucero BAM 80 en el invierno de 1980, tanto, del lado del Pacífico a lo largo de la península de Baja California, como, dentro del GC al sur de los 27° N. Además incluyeron en su estudio muestras de sedimentos superficiales colectadas a partir de seis núcleos tipo Kasten dentro del golfo. Estos autores encontraron un total de ocho taxones a los cuales se les relacionó con diferentes condiciones oceanográficas: *Octactis pulchra*: asociada a alta productividad y condiciones frías; *Dictyocha messanensis*: asociada a condiciones de baja productividad; *Dictyocha calida*, *Dictyocha californica* y *Dictyocha fibula* variedad *robusta* (definidas como *Dictyocha sp. A* y *Dictyocha sp. B*, respectivamente): las tres como indicadoras de aguas tropicales ecuatoriales; *Dictyocha epiodon* y *Distephanus speculum*: por un lado indicadora del movimiento del frente de la Corriente de California y el Agua Subtropical superficial y por el otro indicadora de la Corriente de California, respectivamente; *Dictyocha franshepardii* (definida como *Dictyocha sp.2*): no indicó ninguna relación, ya que tuvo una distribución muy irregular; así como, una abundancia relativa muy baja. Es así que la distribución de silicoflagelados sugiere cambios en las masas de agua superficiales.

⁴ Taxones: En este trabajo se utilizará esta definición para referirse a los distintos grupos morfológicos clasificables de acuerdo con las reglas de nomenclatura botánica, donde se permite la presencia de formas y variedades, unas como categoría taxonómica y las otras como rango, respectivamente.

Posteriormente Schrader *et al.* (1986) analizaron la variación estacional de la abundancia de especies de silicoflagelados y su relación con la temperatura, la salinidad y, concentraciones de clorofila en 360 nuevas muestras planctónicas colectadas en el crucero BAP 82 en el verano de 1982; así como, 85 núcleos sedimentarios colectados en los cruceros BAP 82, BAM 80 y BAV 79. Encontraron junto con los datos obtenidos en el crucero BAM 80, más información sobre los patrones de distribución estacional de las especies de silicoflagelados en el golfo, en la boca del golfo y a lo largo del lado occidental de la península de Baja California y resaltaron la importancia de los sedimentos varvados como registros paleoclimáticos. Estos autores encontraron que *O. pulchra* (referida por los autores como *Distephanus pulchra*) tiene una fuerte correlación con altas concentraciones de clorofila y una distribución opuesta a *D. fibula* var. *robusta* (*D. sp. B*), la cual mostró correlación con el decremento de la PP. Por su parte, *D. messanensis* y *D. epiodon* (referida como *D. mandrai*) mostraron una fuerte correlación con aguas cálidas. *D. calida* mostró correlación con la disminución de la PP y con *D. epiodon*. *D. californica* (referida como *D. sp. A*) mostró sus mayores abundancias en invierno. Además sugirieron que *D. fibula* var. *robusta*, *D. californica* y *D. epiodon*, podrían ser indicadoras en la parte central del golfo, de la influencia de condiciones análogas a las de El Niño.

Barron *et al.* (2003a) analizan abundancias relativas de diatomeas y silicoflagelados provenientes del núcleo Kasten BAM 80 E-17 (colectado en 1980 a los 27.920° N y 111.610° W, a una profundidad de 620 m), con el propósito de reconstruir la variabilidad del clima y la oceanografía de los pasados 2000 años en la zona oriental de la Cuenca de Guaymas en el GC. En donde debido a la abundancia relativa de la diatomea tropical *Azpeitia nodulifera* fue posible reconocer el periodo conocido como la ACM (ocurrida de 920 a 1020 A.D). Sin embargo, a partir de los resultados obtenidos de los silicoflagelados se infirió una disminución de la productividad en donde *D. epiodon* (definida por los autores como *D. sp. aff. D. aculeata*) presentó sus mayores abundancias en este periodo, acompañada de la disminución en *O. pulchra*. Para el periodo de la Pequeña Edad de Hielo (PEH), *D. epiodon* disminuyó y *O. pulchra* aumentó. A partir del análisis espectral se definieron ciclos en la producción de diatomeas, las cuales se relacionaron con las fluctuaciones del $\Delta^{14}\text{C}$ (Stuiver *et al.*, 1998) sugiriendo su relación con la actividad solar.

Barron *et al.* (2004), realizaron un estudio paleoceanográfico de alta resolución de los últimos 15000 años AP en la Cuenca de Guaymas, con base en el estudio de las asociaciones de

diatomeas y silicoflagelados con una resolución temporal de 40-50 años. Así mismo, realizaron estudios de geoquímica con una resolución de 80-100 años. Las muestras fueron extraídas de tres núcleos del sitio 480 (27°54.10' N, 111°39.34' W; a 655 m de profundidad) del Deep Sea Drilling Project (DSDP). En este estudio fue posible identificar distintos eventos, como el Bølling-Allerød (14600-12900 años AP) debido al incremento de sílice biogénico y a una reducción relativa en el CaCO₃, el Younger Dryas (12900-11600 años AP) en donde se observó un decremento importante en el sílice biogénico, no obstante con altos porcentajes de *A. nodulifera*, *D. californica* y *D. fibula* var. *robusta* (ambas especies de silicoflagelados denominadas por dichos autores como *D. perlaevis*) y un aumento en el CaCO₃. También se identificó al inicio del Holoceno una disminución abrupta de CaCO₃ y de *A. nodulifera* y un aumento de *Roperia tessellata*, la cual indica la presencia de surgencias invernales; lo que sugiere que las aguas sobre la Cuenca de Guaymas fueron más frías durante la mayor parte del Holoceno Temprano y Medio en el GC; se encontró además, un evento alrededor de los 6200 años AP que marcó un cambio importante en las condiciones del GC (marcado por un aumento gradual de sílice biogénico junto con la reaparición de la diatomea tropical *A. nodulifera*) en donde un cambio en las condiciones análogas al invierno pudo haber ocurrido junto con la aparición periódica de incursiones hacia el Norte de la Contracorriente Ecuatorial, provocando condiciones análogas al verano impulsadas tal vez por eventos similares a El Niño. Y por último, el intervalo de 2800 a 2400 años AP, donde se incrementó *O. pulchra* (lo que sugirió surgencias análogas a las que ocurren en primavera en la época actual) junto con un aumento significativo de sílice biogénico en alternancia con un aumento en el porcentaje del aporte terrígeno de Fe, Al y Ti que posiblemente reflejan la intensificación de los ciclos análogos al evento de ENOS y por ende a partir de este intervalo se establecerían las condiciones oceanográficas modernas del GC. Barron *et al.* (2004), determinaron que la distribución de las abundancias relativas de los silicoflagelados tropicales *D. calida*, *D. californica* y *D. fibula* var. *robusta* es similar con la distribución de la diatomea tropical *A. nodulifera* (asociada a condiciones análogas a las de El Niño).

Barron *et al.* (2005), retoman tanto la parte occidental como oriental de la Cuenca de Guaymas con un reiterado análisis de la historia paleoceanográfica de los últimos 15000 años AP con base en diatomeas, silicoflagelados y sedimentos biogénicos extraídos de tres núcleos sedimentarios distintos: el núcleo de gravedad GGC55 colectado del lado occidental de la

cuenca de Guaymas, el núcleo de pistón JPC56 colectado del lado occidental de la cuenca de Guaymas y el núcleo del DSDP del sitio 480 (dividido en tres), colectado del lado oriental de la Cuenca de Guaymas, descrito con anterioridad en Barron *et al.* (2004). Se encontró que los registros de ópalo biogénico son similares en cuanto a abundancia al comparar las zonas de estudio; no obstante existen cambios del lado occidental y del lado oriental de la Cuenca de Guaymas sobre todo al inicio de los ~5400 años AP, que ponen de manifiesto que las condiciones de circulación en lados opuestos sobre una misma cuenca, con los sitios de perforación separados a no más de 70 km pueden reflejar condiciones diferentes.

Barron y Bukry (2007a), realizaron un estudio para determinar el efecto del forzamiento solar sobre el clima del GC durante los pasados 2000 años con base en la variación estacional de las diatomeas y silicoflagelados a través de tres núcleos de alta resolución de las cuencas de Guaymas (Kasten BAM80 E-17), Carmen (núcleo de gravedad NH01-21) y Pescadero (núcleo de gravedad NH01-26). Se obtuvo entre los resultados más relevantes, que tanto asociaciones específicas de diatomeas y silicoflagelados como *D. epiodon* (referida por los autores como *D. aculeata*), *D. messanensis* (referida como *D. stapedia*) y *D. calida* se relacionan con la ACM por un lado y, *O. pulchra* con la PEH por el otro. Además sugieren que procesos de teleconexión originados por la actividad solar están relacionados con la productividad en el GC; es decir, cuando la actividad solar es mínima (reflejada por mayor producción de radiocarbono) ésta se manifiesta en una menor irradiación solar la cual propicia disminución en las temperaturas atmosféricas durante las condiciones análogas al invierno, provocando un fortalecimiento de los vientos del noroeste que soplan a través del golfo que dan como resultado un incremento de las surgencias propiciando un aumento en la PP y el enfriamiento de la TSM.

1.5 BIOLOGÍA DE LOS SILICOFLAGELADOS

Los Silicoflagelados son algas microscópicas unicelulares de 20 a 60 μm los más comunes (Haq, 1978; McCartney, 1993), pero los hay desde 10 (Kennett, 1982) y hasta 150 μm (Martini, 1977; McCartney, 1993). Poseen un esqueleto tubular silíceo (sílice opalino, Haq, 1978; Van-Valkenburg, 1980; Perch-Nielsen, 1989) que marca los límites aproximados de la célula. Un citoplasma hialino y un gran núcleo central que se encuentra en la región más densa junto con uno o dos nucléolos, un anillo perinuclear de dictiosomas o cuerpos de Golgi, ubicados en el pericarion (Van-Valkenburg, 1980), vesículas citoplasmáticas, mitocondrias y plástidos

laminares de color cada uno con una cubierta membranosa y un pirenoide cerrado (Desikachary y Prema, 1996), cloroplastos con clorofila a, c, carotenos, diadinoxantina, diatoxantina, luteína y fucoxantina lo que les confiere su color pardo-dorado (Van-Valkenburg, 1980; Arz, 2004) (Figura 1.4, A).

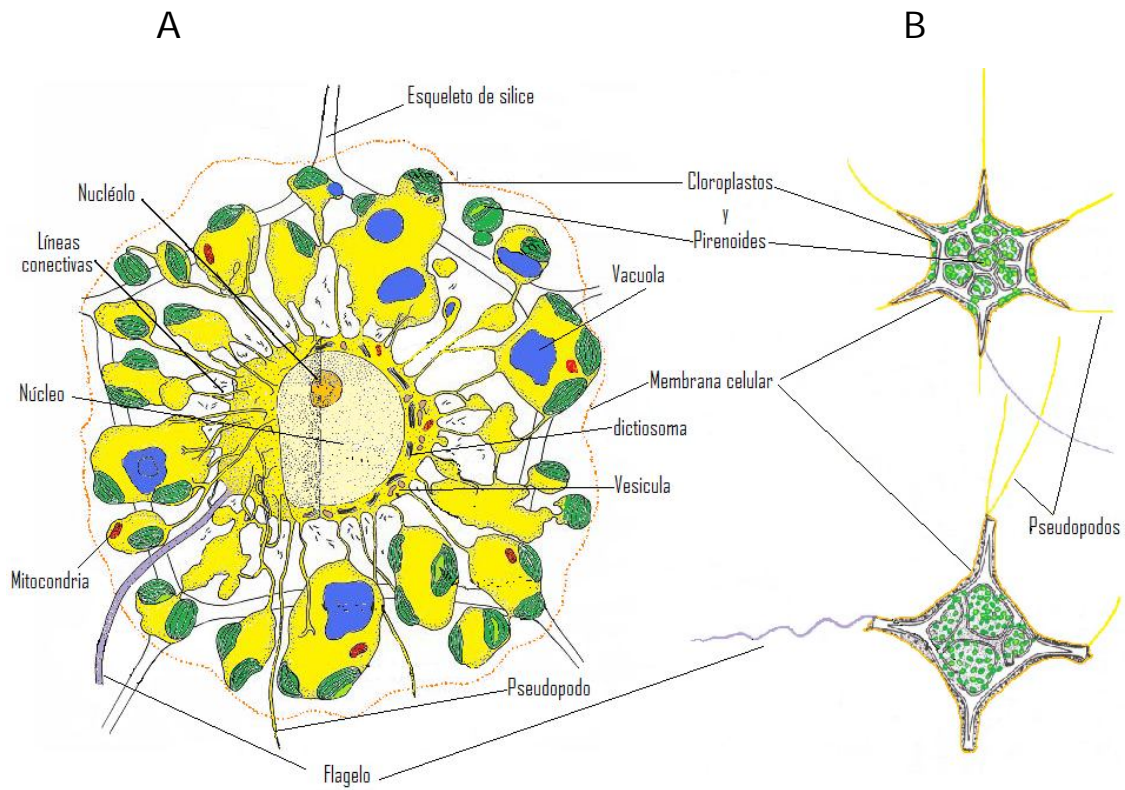


Figura 1.4. A) Representación de algunas estructuras internas de un silicoflagelado (Modificada de Van-Valkenburg, 1971b). B) Representación de dos géneros de silicoflagelados; arriba *Distephanus*, abajo *Dictyocha* (Modificada de Marchall, 1934; en McCartney, 1993).

Poseen un solo flagelo relativamente largo en su parte anterior respecto a la dirección de movimiento, el flagelo es generalmente rígido en su base y móvil en su parte distal y usualmente está posicionado en la base de una larga espina, presenta delgados pseudópodos que se extienden y se vuelven más prominentes durante la secreción del esqueleto (McCartney, 1993) (Figura 1.4, B).

Al parecer su alimentación no sólo se limita a su capacidad fotosintética, sino que se ha sugerido que los pseudópodos pueden ser utilizados para capturar comida (Martini, 1977), aunque esto no se ha observado en cultivos en el laboratorio (Haq, 1978); sin embargo, solo se ha observado que las algas verde-azules actúan como simbiosis en los cultivos, por lo que se sugiere que éstas ayudan en su nutrición (Haq, 1978; McCartney, 1993).

1.5.1 Clasificación taxonómica

El término Silicoflagelado fue presentado en 1890 por A. H. C. Borgert, quien estableció el orden silicoflagellata debido a que estos organismos presentan un único flagelo. Sin embargo, los silicoflagelados fueron descritos por primera vez por el biólogo Alemán C.G. Ehrenberg entre 1837 y 1840 (quien describió al género *Dictyocha*). En 1894 Haeckel los colocó en el Reino de las plantas debido a la presencia de cromatóforos de color marrón-amarillo y posteriormente E. Lemmermann en 1901 separó a los silicoflagelados de los ebridianos (flagelados planctónicos que coexisten con los silicoflagelados y que previamente habían sido considerados en conjunto). En 1928 Schulz publicó una extensa compilación de especies de silicoflagelados de muchos lugares del mundo (Haq, 1978; McCartney, 1993).

En este trabajo se considera la clasificación taxonómica de Desikachary y Prema (1996) y de Tsoy (2011), la cual se presenta a continuación:

Reino: Protista

División: Chrysophyta

Clase: Dictyochophyceae (Silva, 1980)

Orden: Dictyochales (Haeckel, 1894)

Familia: Dictyochaceae (Lemmermann, 1901)

Familia: Corbisemaceae (Locker, 1974)

Familia: Mesocenaceae (Fam. nov. Desikachary y Prema, 1996)

Familia: Distephanaceae (Locker, 1974)

Las familias Dictyochaceae y Distephanaceae contienen a los géneros representativos de este trabajo.

1.5.2 Morfología del esqueleto

La arquitectura del esqueleto de los silicoflagelados es la base para separarlos en géneros y categorías inferiores (Kennett, 1982; Desikachary y Prema, 1996).

El esqueleto consta de una geometría simple de simetría radial o bilateral (Desikachary y Prema, 1996) que refleja las mismas dimensiones que alcanza el organismo en vida. Desde su base, el esqueleto está formado por un anillo poligonal, elíptico o triangular (Kennett, 1982) que cuenta con tres a ocho o más lados (McCartney, 1993), sobre el cual se encuentran las espinas principales, además de presentar pequeñas espinas de soporte en los lados internos. Sobre este anillo se organiza un entramado de pocos elementos tubulares que van de rectos a curvos (McCartney, 1993) llamados barras laterales, las cuales además de poder desarrollar espinas sirven de soporte para la estructura apical que puede ser un anillo de menor tamaño al basal (Haq, 1978). Las espinas se distinguen por su tamaño y su arreglo en relación a la simetría del esqueleto, poseen una punta con distintas terminaciones, en pico, redondeadas o con concreciones diminutas en forma de rosetas, que no son características únicas o limitantes a un solo grupo de especies o géneros (Desikachary y Prema, 1996).

De acuerdo con Preisig (1994), hacen falta estudios ultra-estructurales detallados sobre el origen del esqueleto, pero las evidencias indican que éste se forma internamente y es excretado por la célula; por lo que la silicificación aparece de forma secuencial en lugar de formarse el esqueleto de una sola vez, lo que conlleva a que el número de espinas y el grado de complejidad dependa del tiempo transcurrido durante la formación del esqueleto.

1.5.2.1 Variantes morfológicas

Ligada a la aparición de las formas taxonómicas “normales” se encuentra la presencia de esqueletos con variantes morfológicas, también llamadas formas teratoides o aberrantes, las cuales pueden ser excepcionalmente abundantes e incluso predominantes en ambientes cercanos a la costa (McCartney y Wise, 1990), contrastando con lo reportado en mar abierto en donde representan del 3 al 7% por muestra (Martini, 1977).

Van-Valkenburg y Norris (1970), obtuvieron en condiciones de laboratorio a partir de cultivos clonados de *Dictyocha fibula* un total de tres géneros distintos y cuatro especies de acuerdo a algunas clasificaciones taxonómicas (McCartney, 1993). Estos resultados dejan la incógnita de

cómo la variabilidad morfológica debe ser aplicada a la taxonomía, ya que una gran mayoría de los esqueletos de silicoflagelados encontrados por Van-Valkenburg y Norris son aberrantes (McCartney y Wise, 1990).

Entre las particularidades de las variantes morfológicas se presentan además de un cambio de tamaño o de la longitud de las espinas basales, cambios en la simetría normal del esqueleto, anillos basales o apicales incompletos, bifurcación de las barras laterales y la fusión o aparición de una o dos estructuras basales. De acuerdo con McCartney y Wise (1990) y McCartney (1993) estas variaciones en los esqueletos no son letales para el organismo, sino más bien son una respuesta adaptativa ante los cambios ambientales.

Takahashi (1987) sugiere que el cambio estacional en las condiciones de salinidad (con un descenso de hasta 17 unidades) en las aguas superficiales, más que un cambio en la concentración de nutrientes puede ser la condición responsable para la presencia de las variables morfológicas. Álvarez-Gómez y Martínez López (2010) sugieren que las variantes morfológicas pueden ser resultado del incremento de nutrientes como lo observado en ambientes altamente eutrofizados del Mar Negro o quizás a condiciones poco favorables para su desarrollo.

El aumento en la abundancia relativa de las variables morfológicas posiblemente ocurra como respuesta a adaptaciones ambientales, convirtiéndose así, en posibles indicadores de estrés ambiental (McCartney y Wise, 1990), que al parecer ocurre en altos porcentajes sólo en conjuntos que viven bajo condiciones anormales de las aguas cercanas a la costa o cuencas (Martini, 1977).

1.5.2.2 Características descriptivas

Debido a que la identificación de los silicoflagelados está basada por completo en características esqueléticas, se presentan a continuación los términos descriptivos del esqueleto de los silicoflagelados del Orden Dictyochales (Figura 1.5) de acuerdo con Poelchau (1976), Haq (1978), McCartney (1993) y Desikachary y Prema (1996):

1. Eje mayor, principal o polar: se determina por la presencia de dos espinas radiales alargadas colocadas en extremos opuestos; o bien, por el eje que tenga un diámetro mayor con simetría en forma elíptica o bilateral de un anillo basal.
2. Eje menor o ecuatorial: es el eje más corto en la simetría bilateral del esqueleto.
3. Anillo basal: puede ser circular o poligonal, formado por la unión de barras basales, puede unirse por barras laterales a una estructura apical. Es el elemento estructural primario de la mayoría de los géneros.
4. Espinas radiales o espinas basales: por lo general son fuertes y distintivas, largas o cortas, generalmente pocas, surgen del anillo basal y por regla general de manera simétrica en un anillo circular, o en los ángulos diagonales de los anillos basales poligonales.
5. Espinas de soporte: son cortas y están localizadas en el interior del anillo basal directamente debajo o en cada barra lateral, si están sobre las barras laterales se les puede llamar espinas laterales de barra, si están en el interior del anillo se les puede llamar únicamente espinas de soporte, si están sobre la estructura apical se les puede llamar espina accesoria apical y si están por fuera del anillo se les puede llamar espinas radiales subordinadas.
6. Barras laterales, varillas laterales o puntales: Elementos en forma de varilla que conectan el anillo basal a una estructura apical que puede ser un anillo apical, barra apical o placa apical; son simples o bifurcadas.
7. Anillo apical: es circular o angular y presenta estructuras que conectan las barras laterales al anillo basal.
8. Barra apical o puente apical: elemento central apical con forma de barra o varilla que está conectado por barras laterales al anillo basal.
9. Placa apical: estructura apical casi centrada que puede ser lisa o granulada, aplanada y que está conectada al anillo basal por barras laterales; esta estructura es homóloga a la banda o barra apical.
10. Ventana apical o apertura apical: una o más áreas circulares o poligonales abiertas contenidas dentro de un anillo apical, lo mismo que una sola ventana apical o ventanas.
11. Espina apical o aguja: espina que surge en la barra apical, perpendicular al plano del anillo basal, a menudo única y distinta.

12. Ventana, ventana basal o portal: apertura o espacio cerrado en el esqueleto de los silicoflagelados que está delimitada por el anillo basal, barras laterales y el anillo apical o barra apical.

McCartney (1993) considera que a pesar de su variabilidad, los morfotipos básicos del esqueleto de los silicoflagelados parecen tener ciertos caracteres consistentes; es decir:

- 1) El número de barras laterales, es igual al número de lados de la base y hay una barra lateral por cada lado.
- 2) El anillo basal y apical tienen el mismo número de lados y todo el esqueleto en general tiene algún tipo de simetría rotacional.
- 3) Los elementos del esqueleto se unen solo en las uniones triples y el ángulo formado por la unión de dos elementos es de cerca de 120°; así que, las uniones triples también se producen cuando dos elementos se unen en una espina en las esquinas del anillo basal y el ápice.

Por lo que es posible identificar y agrupar a las variantes morfológicas con sus respectivos taxones de origen. Las excepciones a estas características generales son inusuales y comúnmente aparecen siendo aberraciones (McCartney, 1993).

1.5.3 Ecología

Todos los silicoflagelados son marinos (Desikachary y Prema, 1996), y debido a que son fotosintéticos se encuentran en ambientes planctónicos ligados a la zona fótica⁵. El intervalo de salinidad en el que se desarrollan es de 30 a 40 (Martini, 1977); sin embargo, se han encontrado en lugares con salinidades menores a 10 (McCartney, 1993). La temperatura de las aguas en donde se han registrado va de los 0° a los 30°C, por lo que su adaptabilidad a la temperatura y salinidad es relativamente alta (Martini, 1977).

Perch-Nielsen (1989), describió tres conjuntos de géneros actuales provenientes del Orden Dictyochales: *Dictyocha* (Ehrenberg, 1837), *Distephanus* (Stöhr, 1880) y *Octactis* (Schiller, 1928).

⁵ Zona fótica: Zona de la superficie oceánica en la que la luz del sol penetra y es apta para realizar la fotosíntesis; su profundidad varía de acuerdo a la turbidez del agua (Thurman, 1994).

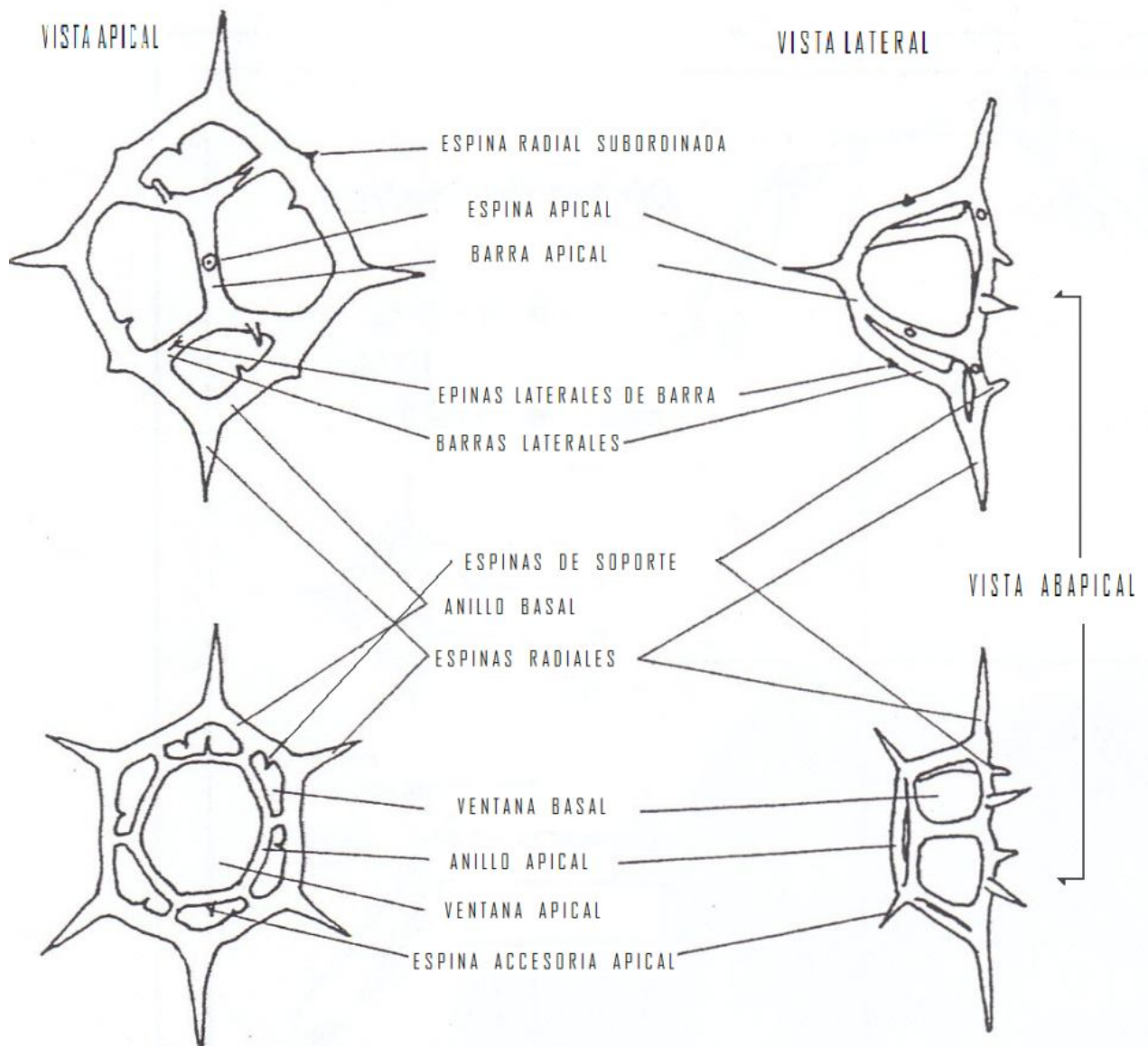


Figura 1.5. Terminología de la estructura esquelética de los silicoflagelados de los géneros actuales *Dictyocha* y *Distephanus* (Modificada de Poelchau, 1976).

Al igual que otras especies marinas de microplancton, la composición de los conjuntos y la abundancia de silicoflagelados está estrechamente relacionada con las propiedades de las masas de agua (principalmente la temperatura y la salinidad) y con la disponibilidad de nutrientes (Haq, 1978).

Su distribución puede ser afectada por la temperatura del agua del mar más que por la salinidad, lo cual hace que su distribución latitudinal esté relacionada con los gradientes de temperatura (Haq, 1978; McCartney, 1993).

En el registro moderno como en el geológico y de forma general, los esqueletos son relativamente más complejos (con mayor cantidad de ornamentaciones) en las latitudes altas y más simples en latitudes medias y bajas, en respuesta quizás por un lado, a una mayor necesidad de aumentar su superficie apical en el caso de los esqueletos en latitudes altas producto de una menor insolación que les permitiera captar de mejor manera la luz y, por el otro, para limitar el peso del organismo y no promover su rápido hundimiento en el caso de los esqueletos en latitudes medias y bajas en donde el agua superficial posee una menor salinidad, ocasionada por la constante precipitación pluvial (McCartney y Wise, 1990).

En latitudes altas en donde actualmente la TSM está por debajo de los 15°C y la intensidad luminosa es menor, predomina el género *Distephanus* que se desarrolla a una temperatura cercana a los 0°C (McCartney, 1993), además el máximo número de silicoflagelados ocurre en la superficie, aunque un número apreciable de especímenes puede hallarse a profundidades de 50 m (Martini, 1977). Por otro lado, en latitudes medias y bajas, en donde actualmente la temperatura está por encima de 10°C (Haq, 1978; McCartney, 1993) y la luminosidad es mayor sobre todo en la región ecuatorial, predomina el género *Dictyocha* que se desarrolla en un intervalo de temperatura de 18° a 20°C; además, la mayor ocurrencia de silicoflagelados se encuentra principalmente a una profundidad entre 15 y 70 m (Martini, 1977).

La disponibilidad de nutrientes junto con la concentración de sílice para la construcción del esqueleto, son factores importantes relacionados con su abundancia, los cuales están intrínsecamente ligados a los fenómenos de surgencia y PP que hacen disponibles tanto los nutrientes como el sílice provenientes de la profundidad. Por lo que, las fluctuaciones en la intensidad de estos procesos afectan la abundancia de las especies de silicoflagelados (Haq, 1978).

Henriksen *et al.* (1993), a partir de cultivos de laboratorio observaron que *Distephanus speculum* (género *Dictyocha* de acuerdo con los autores) muestra tolerancia a un amplio intervalo de temperatura. Los silicoflagelados en cultivos de laboratorio, se desarrollan bien con poca luz y

prefieren niveles de nutrientes de moderados a altos (Van-Valkenburg y Norris, 1970; McCartney, 1993).

1.5.4 Reproducción y ciclo de vida

La reproducción que se conoce actualmente sobre los silicoflagelados es la asexual por división simple (Desikachary y Prema, 1996). Otros autores sugieren que la gran estabilidad de las formas fósiles y recientes, dada su variabilidad conocida, sugiere que pueden poseer fases temporales de reproducción sexual (McCartney y Wise, 1990; McCartney, 1993).

En los registros sedimentarios los esqueletos llegan a presentarse por pares, enfrentando sus partes abapicales (basal vs basal) como si fueran un reflejo (Desikachary y Prema, 1996) (Figura 1.6).

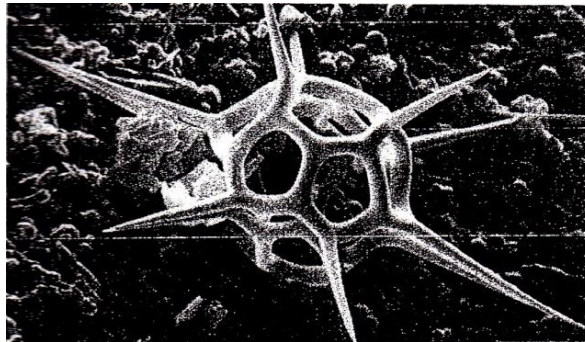


Figura 1.6. Reproducción por división simple (Tomada de H. Okada en Haq, 1978).

En cultivos de laboratorio se ha visto que una generación surge cada 49 horas bajo condiciones de salinidad, temperatura y concentración nutrientes bien establecidas, bajo las cuales, los descendientes de un solo individuo en un periodo de crecimiento de 21 días suelen presentar diferencias de caracteres como son el número de espinas y la presencia o ausencia de ventanas apicales (Van-Valkenburg y Norris, 1970).

Con base en estudios de laboratorio, Henriksen *et al.* (1993), propusieron un ciclo de vida diferente al propuesto por Van-Valkenburg y Norris (1970), ya que observaron una transformación de las células portadoras de esqueleto a células sin esqueleto, a través de la multiplicación mitótica, en donde las células conectadas por puentes citoplasmáticos se desarrollan y dan lugar a grandes células esféricas. Las células desnudas (móviles y capaces de

reproducción vegetativa) derivadas de éstas se transforman en células multinucleadas por medio de una etapa de transición (Figura 1.7).

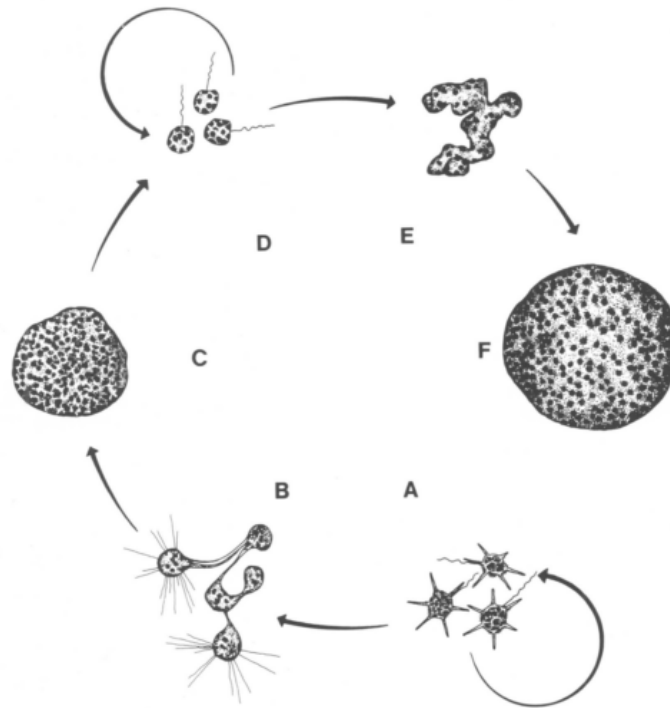


Figura 1.7. Ciclo de vida de *Distephanus speculum*, deducido a partir de cultivos; propuesto por Henriksen *et al.* (1993). Donde: A: las células que llevan el esqueleto se multiplican vegetativamente por división mitótica; B: células conectadas por puentes citoplásmicos; C: grandes células multinucleadas esféricas sin esqueleto; D: células desnudas con un flagelo; E: etapa de transición; F: células multinucleadas en probable reposo. Todas las células tienen la misma ploidía ($2n$). Las células portadoras de esqueleto nunca se originaron a partir de otros tipos de células (Tomado de Henriksen *et al.*, 1993).

1.5.5 Alcance estratigráfico

El registro más antiguo de silicoflagelados que se conoce proviene del Cretácico Inferior más específicamente de la edad del Albiano (hace 112.0 ± 1.0 a 99.6 ± 0.9 Ma, de acuerdo con la *International Commission on Stratigraphy*, 2009, en Nagy y Bjørlykke, 2010) en la región de Saxonía en Alemania y de la Formación Thermopolis Shale de Wyoming en Estados Unidos; desde entonces han existido en todos los océanos; siendo bastante abundantes en el registro del Cretácico Superior con ocurrencias de los géneros *Corbisema*, *Dictyocha*, *Cornua*, *Lyracula* y *Vallacerta* que han sido descritos en Dinamarca, Alemania, Rusia y Estados Unidos; de estos

géneros *Cornua*, *Lynamula* y *Vallacerta* aparentemente están restringidos para el Cretácico Tardío (Martini, 1977; Haq, 1978; McCartney, 1993).

En contraste, no se han encontrado registros alrededor de hace unos 65.5 ± 0.3 ma en el límite entre la Era Mesozoica y la Era Cenozoica (Perch-Nielsen, 1989).

Los silicoflagelados son muy abundantes en algunos sedimentos marinos del Terciario especialmente en la zona de Lompoc en California y en las diatomitas de Oamaru en Nueva Zelanda (Martini, 1977; Van Valkenburg, 1980). Los primeros registros del género *Distephanus* se encontraron en el Eoceno Medio (hace 40.4 ± 0.2 Ma) (Haq, 1978). A finales del Terciario se produjo una reducción en el número de géneros y especies, dejando en el registro oceánico reciente a representantes de los géneros *Dictyocha* y *Distephanus* solamente y la aparente ocurrencia del género *Mesocena*, que posiblemente represente formas aberrantes de *Dictyocha* (Martini, 1977).

1.5.6 Distribución geográfica

Desde su aparición los silicoflagelados están ampliamente distribuidos, ya que han existido en todos los océanos del mundo, pero se presentan en abundancias relativamente bajas ya que comprenden entre el 1% y 2% del componente silíceo del fitoplancton (Lipps, 1993; McCartney, 1993).

Actualmente, se conoce que algunos silicoflagelados ocurren dentro de límites bien definidos de temperatura, como los géneros: *Dictyocha* y *Distephanus* con una predominante ocurrencia ecuatorial y de latitudes altas, respectivamente (McCartney, 1993). De manera más particular en lo que se refiere a la distribución geográfica de silicoflagelados durante el Holoceno sobre el Pacífico Norte, Poelchau (1976) determinó la distribución de seis especies y dos formas de los géneros actuales a partir de registros sedimentarios superficiales, en donde cada una de las especies tiene un sobrelape pero con una abundancia relativa y un área de distribución geográfica características.

La mayoría de las especies de silicoflagelados tienen o han tenido zonas climáticas definidas, que a menudo se pueden correlacionar con las masas de agua oceánicas; además, las preferencias de temperatura de ciertos taxones pueden ser usadas para la interpretación

paleoclimática; lo que los convierte en una buena herramienta para la interpretación paleoambiental (Poelchau, 1976).

Por ello, las afinidades ecológicas de los silicoflagelados representativos de este trabajo que están directamente relacionadas con su distribución dentro del GC, serán abordadas dentro de los resultados.

HIPÓTESIS

Los taxones de silicoflagelados en el núcleo K-52 fluctuarán en relación a los cambios de temperatura de las masas de agua y de la Productividad Primaria como respuesta a la variabilidad climática durante los pasados 4200 años cal. AP en el área de estudio.

OBJETIVOS

General

Documentar la variabilidad climática en escala sub-milenaria, en la Cuenca Farallón, Golfo de California, durante el Holoceno Medio – Tardío, por medio del estudio de los restos de silicoflagelados preservados en la secuencia sedimentaria K52.

Particulares

- Documentar la presencia de silicoflagelados en los sedimentos del Holoceno Medio y Tardío de la Cuenca Farallón.
- Interpretar los posibles escenarios oceanográficos con base en las afinidades ecológicas de los silicoflagelados y sus cambios en su abundancia relativa a lo largo de la secuencia sedimentaria K-52.
- Relacionar los escenarios encontrados con eventos o señales climáticas previamente documentadas en el Golfo de California y en el Pacífico Tropical.
- Determinar si existe una relación entre las variantes morfológicas y las condiciones ambientales en el área de estudio.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1 **COLECTA DEL NÚCLEO**

La secuencia sedimentaria K-52, de 1.42 m de longitud fue colectada en la Cuenca Farallón a 25°50' N y 110°28' W, a una profundidad de 1517 m, por medio de un nucleador de gravedad tipo Kasten⁶ a bordo del Buque Oceanográfico "El Puma" de la Universidad Nacional Autónoma de México, durante la Campaña Oceanográfica "Dinámica Oceanográfica y Paleoceanografía" Etapa 1(DIPAL-1) en febrero del año 2006.

2.2 **DESCRIPCIÓN DE LA SECUENCIA SEDIMENTARIA Y MODELO DE EDAD**

La descripción de la secuencia se llevó a cabo en un estudio previo (Valdez-Hernández, 2010) y se presenta a continuación: Los primeros 2 ó 3 cm aproximadamente, mostraron perturbación, probablemente a la manipulación durante su recuperación. La secuencia estuvo caracterizada por sedimentos limo-arcillosos con predominancia de sedimentos hemipelágicos y presenta una estructura relativamente homogénea a lo largo de todo el núcleo; el color que predomina en los primeros 100 cm es el negro olivo (5Y2/1, de acuerdo con la Tabla de Munsell, 1995), y en los siguientes centímetros, presenta un color gris olivo (5Y3/2, de acuerdo con la Tabla de Munsell, 1995); destacando cerca de la base algunas laminaciones con un espesor promedio de 3 mm, las cuales se conforman por diatomeas, (principalmente de los géneros *Thalassiosira* y/o *Thalassionema* (Martínez-López, com. Pers.).

Con base en el fechamiento de radiocarbono por espectrometría de aceleración de masa (AMS) se estimó una tasa de sedimentación de 0.31 mm por año; con lo que se estima que la secuencia sedimentaria K-52 tiene un alcance de aproximadamente 4180 años (Valdez-Hernández, 2010).

⁶ El nucleador tipo Kasten es un sistema armado con camisas de acrílico, las cuales son cajas que miden 14.5 cm de ancho por 50 cm de altura con un espesor aproximado de 3 mm (Valdez-Hernández, 2010).

2.3 MUESTREO

Se tomaron un total de 29 muestras cada 5 cm a lo largo de la secuencia sedimentaria K-52, con un espesor de 1 cm. Con base en la tasa de sedimentación estimada, cada muestra representa ~32 años. El volumen de sedimento húmedo utilizado en cada muestra fue de 3.6 cm³.

2.4 TRATAMIENTO QUÍMICO DE LAS MUESTRAS

Cada muestra sedimentaria fue colocada en un vaso de precipitados de 600 ml, al cual se le agregaron 200 ml de agua corriente para permitir una mayor disgregación. Acto seguido, a cada frasco se le vertió 25 ml de peróxido de hidrógeno (H₂O₂) al 30% y 25 ml de ácido clorhídrico (HCl) al 37.7%, con la finalidad de eliminar materia orgánica y carbonatos. Los frascos se colocaron en una parrilla a ~300 °C con el propósito de acelerar la reacción química.

Durante este tratamiento el contenido de los vasos se agitó ocasionalmente y se le adicionó de igual manera, un poco de agua corriente en caso de que la reacción fuera muy fuerte; se esperó alrededor de tres horas después de las cuales los frascos se cubrieron para evitar algún tipo de contaminación y se dejaron enfriar a temperatura ambiente.

El precipitado obtenido se vació en un tamiz con apertura de malla de 25 µm (dimensión adecuada para la obtención de los esqueletos silíceos de silicoflagelados), al tamizarse con agua corriente se eliminaron restos de sedimentos. El material obtenido se vertió dentro de frascos de plástico de ~50 ml y se rotularon.

2.5 PREPARACIÓN Y MONTAJE DE LOS PORTAOBJETOS

Sobre un anillo de teflón se colocaron cuidadosamente dos portaobjetos previamente marcados (con el número de muestra y duplicado, es decir A y B). El anillo se colocó dentro de un vaso de precipitados de 1000 ml con la ayuda de un par de sujetadores. Posteriormente con cuidado de no mover los portaobjetos de su posición, se agregaron 900 ml de agua corriente y se vació el material obtenido del tamiz, la muestra se agitó aleatoriamente. Se dejó sedimentar por 30 minutos. El agua se drenó con un sifón hasta que el nivel estuviera por debajo del

anillo, evitando en todo momento una posible perturbación. Se sacó el anillo del vaso y los dos portaobjetos se dejaron secar por 20 minutos en un horno a ~40 °C.

Las muestras se fijaron con bálsamo de Canadá⁷ diluido con xilol hasta la muestra no. 55-56 (debido a que el bálsamo de Canadá se terminó) y con Entellan^{®8} de la muestra 60-61 en adelante. Las muestras ya montadas se introdujeron al horno a ~40 °C por espacio de 24 a 72 horas y, posteriormente se dejaron secar por espacio de tres semanas a temperatura ambiente. Posteriormente se observaron al microscopio óptico.

2.6 CONTEO E IDENTIFICACIÓN TAXONÓMICA

Para el conteo e identificación taxonómica de los silicoflagelados se utilizó un microscopio óptico modelo Axioskop 40 marca Carl Zeiss, con objetivos A-Plan 20x y 40x. Se realizó la documentación digital de los diferentes taxones utilizando una cámara modelo powershot A640 marca Canon, acoplada al microscopio y el programa AxioVision Rel. 4.6. para su edición.

El conteo e identificación taxonómica de silicoflagelados se obtuvo al recorrer el campo visual de 20x sobre la placa (muestra montada en portaobjetos) hasta obtener 500 especímenes.

La identificación taxonómica se llevó a cabo con ayuda de los trabajos especializados de Poelchau (1976), Murray y Schrader (1983), Desikachary y Prema (1996), Barron *et al.* (2003a, 2004 y 2005) y Álvarez-Gómez y Martínez-López (2010).

2.7 ANÁLISIS ESTADÍSTICO

Tras el conteo e identificación, se elaboró una matriz de abundancias absoluta (número de especímenes por taxón por intervalo). Posteriormente se obtuvo una nueva matriz integrando las abundancias relativas (número de especímenes por taxón/número total de especímenes observados por placa*100= abundancia relativa) para cada taxón. Esta matriz se depuró considerando solamente a los taxones que al menos estuvieran presentes en 5 placas (Anexo 1, tabla 3.2) y cuya abundancia relativa promedio (\sum abundancias relativas por taxón/29=

⁷ (Índice de refracción (20°C) 1,515 – 1,550).

⁸ (Índice de refracción (20°C) 1,490 – 1,500), el cual no requiere ser diluido y presenta una consistencia cómoda para ser aplicado.

abundancia relativa promedio para cada taxón) fuera $\geq 1\%$. Con lo cual, se obtuvo una matriz con 8 taxones dominantes en los 29 intervalos (Anexo 1, tabla 3.3)

La abundancia relativa de estos taxones se graficó en sentido estratigráfico (Figura 3.1) y con base en sus afinidades ecológicas se llevó a cabo la interpretación paleoceanográfica y paleoclimática.

3. RESULTADOS

En el registro sedimentario del núcleo K-52 se contaron en total ~15783 especímenes, se identificaron 13 taxones (Lámina 1), de los cuales 8 fueron dominantes y pertenecen a los géneros *Dictyocha* y *Octactis* (Tabla 3.1).

Tabla 3.1. Total de 13 taxones de silicoflagelados identificados en el núcleo K-52, pertenecientes a los géneros *Dictyocha*, *Octactis*, *Distephanus* y *Corbisema*. El * indica los 8 taxones de silicoflagelados dominantes.

Género <i>Dictyocha</i> Ehrenberg, 1837
* <i>D. fibula</i> variedad <i>robusta</i> Murray & Schrader, 1983
* <i>D. perlaevis</i> Frenguelli, 1951
* <i>D. californica</i> Schrader et al., 1986
* <i>D. calida</i> Poelchau, 1976
* <i>D. epiodon</i> Ehrenberg, 1854
<i>D. franshepardii</i> Bukry 2007
* <i>D. messanensis</i> forma <i>messanensis</i> Haeckel, 1887
* <i>D. messanensis</i> forma <i>spinosa</i> Lemmermann, 1908
<i>D. crux</i> Ehrenberg
<i>D. pentagona</i> Schulz 1973
Género <i>Octactis</i> Schiller, 1925
* <i>O. pulchra</i> Schiller, 1925
Género <i>Distephanus</i> Stöhr, 1880
<i>Ds. speculum</i> Haeckel, 1887
Género <i>Corbisema</i> Hanna, 1928
<i>Corbisema sp.</i> Hanna

Estos 8 taxones (ver Anexo 2 para su diagnosis) muestran abundancias relativas promedio $\geq 1\%$ y presentan las siguientes abundancias relativas promedio a lo largo del núcleo: *D. messanensis* forma *spinosa* 28%, *D. fibula* var. *robusta* 27%, *D. perlaevis* 19%, *O. pulchra* 12%, *D. messanensis* forma *messanensis* 6%, *D. californica* 3%, *D. epiodon* 3% y finalmente *D. calida* 2%. En conjunto los 8 taxones representan el 99% de la abundancia total de silicoflagelados (Anexo 1, Tabla 3.3).

Además se reconocieron variantes morfológicas de todos los taxones (que representan ~8%). Las variaciones en la morfología del esqueleto van desde el tamaño y forma del anillo basal (llegando incluso a presentarse anillos abiertos), a un aumento o disminución en el número de espinas tanto radiales como radiales subordinadas e incluso espinas laterales de barra y espinas radiales asimétricas; aumento de barras laterales y por ende el aumento de ventanas basales; así como, la presencia inesperada de anillos apicales (Láminas 2-5).

3.1 **DISTRIBUCIÓN DE SILICOFLAGELADOS EN SENTIDO ESTRATIGRÁFICO EN EL NÚCLEO K-52**

La distribución en estratigráfica de los taxones de los silicoflagelados representativos se presenta en la Figura 3.1 y, se describe a continuación:

D. perlaevis muestra su mayor abundancia en la base del núcleo, de 4129 a 2734 años cal. AP con dos pulsos máximos en 3875 y 2988 años cal. AP, con el 49 y 43%, respectivamente.

En este estudio, *O. pulchra* presenta su mayor abundancia en el intervalo que va de 3749 a 3241 años cal. AP con tres pulsos importantes en 3749, 3495 y 3241 años cal. AP, un pulso significativo en 2354 años cal. AP y dos intervalos que van de 1593 a 1339 años cal. AP y de 959 a 579 años cal. AP.

Se observó que *D. californica* presenta una abundancia significativa en 4002 años cal. AP y sus mayores porcentajes en el intervalo de 3749 a 3368 años cal. AP, en 1339 años cal. AP y de 959 a 579 años cal. AP.

D. fibula var. *robusta* presenta tres intervalos en los que muestra sus mayores porcentajes, con pulsos máximos en 2988, 2734 y 1720 años cal. AP; con el 44, 47 y 41%, respectivamente,

mientras que se observan tres pulsos significativos en 2100, 959 y 579 años cal. AP con el 29, 33 y 31%, respectivamente.

D. messanensis forma *spinosa* fue el taxón con mayores abundancias relativas en el núcleo K52; presenta tres pulsos máximos en 2481, 2227 y 1973 años cal. AP con porcentajes de 54, 52 y 58% respectivamente; dos pulsos significativos de 34 y 33% se encuentran en 4129 y 1086 años cal. AP, respectivamente.

En el registro sedimentario del núcleo K52, *D. messanensis* forma *messanensis* presenta dos intervalos de abundancia significativa de 2607 a 1847 y de 1339 a 832 años cal. AP, ambos con porcentaje promedio del ~8%, con tres pulsos máximos en 2100, 1086 y 832 años cal. AP con porcentajes del 11, 9 y 12% respectivamente.

En este estudio, *D. epiodon* presenta su mayor abundancia en la parte superior del núcleo dividida en dos intervalos, el primero que va de 1720 a 1213 años cal. AP con un porcentaje promedio de ~7% y el segundo que va de 959 a 579 años cal. AP con porcentaje promedio del ~9%. Presenta un pulso máximo en 705 años cal. AP con un porcentaje de ~14%.

En el núcleo K52, *D. calida* muestra su mayor abundancia en el intervalo que va de los 1466 a los 705 años cal. AP con un porcentaje promedio del ~8%, con dos pulsos máximos en 1339 y 959 años cal. AP con el ~8% y el ~13%, respectivamente.

Con el propósito de observar si la distribución y abundancia de especímenes con variaciones morfológicas podrían asociarse a condiciones ambientales específicas, se incluyó en la Figura 3.1 la distribución estratigráfica de las abundancias relativas de éstos. Se observa que los mayores porcentajes de los especímenes con variaciones se presentan en el intervalo que va de los 1720 a los 705 años cal. AP, con dos pulsos máximos en 1720 y 832 años cal. AP.

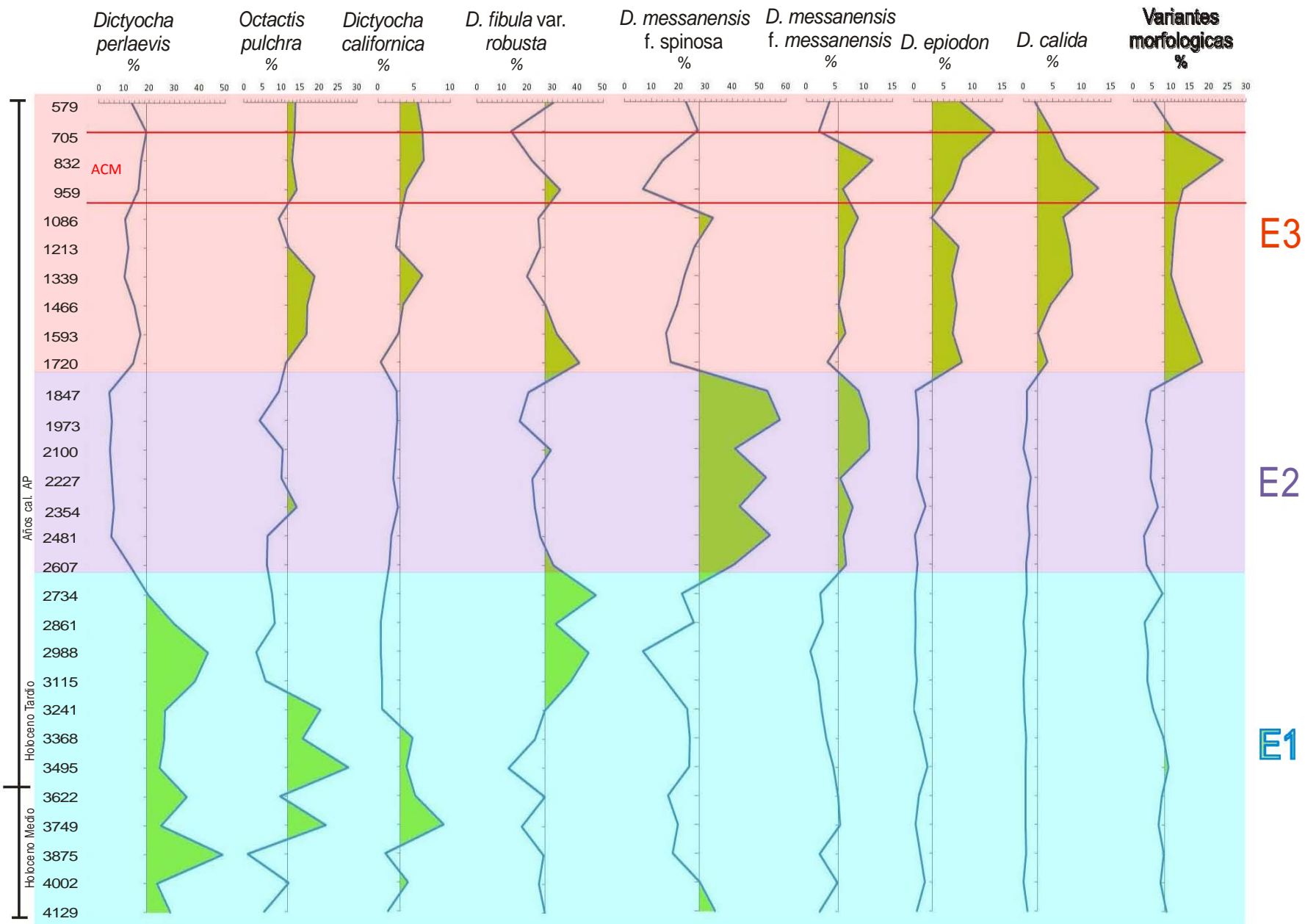


Figura 3.1. Distribución estratigráfica de las abundancias relativas de los silicoflagelados en el registro sedimentario del núcleo K-52.

4. DISCUSIÓN

Con base en las afinidades ecológicas de los silicoflagelados, encontrados en el registro sedimentario del núcleo K-52, se sugieren los siguientes 3 escenarios relacionados con las condiciones oceánicas y/o climáticas del área de estudio, durante el periodo de estudio.

Escenario 1: (de 4129 a 2607 años cal. AP)

Durante este periodo cuatro taxones presentan sus máximas abundancias relativas: *D. perlaevis*, *O. pulchra*, *D. californica* y *D. fibula* var. *robusta* (Figura 3.1).

D. perlaevis es un silicoflagelado que está presente en regiones ecuatoriales (Desikachary y Prema, 1996) sin afinidades ecológicas específicas, aunque se ha observado junto con *D. fibula* var. *robusta* (Murray y Schrader, 1983), el cual habita aguas oligotróficas (Barron y Bukry, 2007a). En este estudio, las mayores abundancias relativas de ambos taxones se alternan con las de *O. pulchra*.

O. pulchra es un silicoflagelado que ha sido considerado como el *proxy* de la paleoproductividad e indicador de surgencias. Se ha relacionado también con aguas superficiales relativamente frías en el GC y en el PTO (Poelchau, 1976; Murray y Schrader, 1983; Pérez-Cruz y Molina-Cruz, 1988; Barron *et al.*, 2003a; Barron y Bukry, 2007a; Álvarez-García *et al.*, en prensa) y tiene una fuerte correlación con los niveles altos de clorofila (Schrader *et al.*, 1986).

D. fibula var. *robusta* se ha encontrado principalmente en la boca del GC en la región oriental y es poco abundante dentro del golfo (Murray y Schrader, 1983; Schrader *et al.*, 1986). Barron *et al.* (2005) consideraron a este taxón como parte de la asociación de silicoflagelados tropicales. Recientemente, en un estudio usando una trampa de sedimentos en la Cuenca Alfonso, en la Bahía de La Paz, en la región suroccidental del GC (Álvarez-Gómez y Martínez-López, 2010), se documentó la presencia de este taxón junto con *O. pulchra* en el mes de Julio, junto con la ocurrencia de un giro ciclónico en la bahía que promovió los nutrientes a la zona fótica. En este mismo estudio, se observó que ambas especies también mostraron importantes flujos en Marzo. En un estudio reciente en una secuencia sedimentaria de la Cuenca de La Paz, GC, Álvarez-García *et al.* (en prensa) documentaron las mayores abundancias de *O. pulchra* junto

con *D. fibula* var. *robusta* y *D. perlaevis*, sugiriendo que un incremento en la concentración de nutrientes no sólo promovió el florecimiento de *O. pulchra* sino de las otras especies.

Por otro lado, *D. californica* ha sido asociada a aguas tropicales y ecuatoriales del Pacífico (Álvarez-Gómez y Martínez-López, 2010) en particular con la Contra Corriente de Costa Rica, por lo que se ha sugerido que su ocurrencia en el golfo se debe a la entrada de aguas cálidas superficiales (Schrader *et al.*, 1986; Barron y Bukry, 2007a) que incursionan por la costa de América Central debido a los patrones de vientos del sureste y que pueden ser más evidentes durante la ocurrencia del fenómeno de El Niño (Murray y Schrader, 1983; Pérez-Cruz y Molina-Cruz, 1988).

En este estudio, con base en estos cuatro taxones de silicoflagelados, se pueden sugerir las siguientes condiciones promedio durante el periodo de 4129 a 2607 años cal. AP:

Probablemente la alta productividad de fitoplancton en general fue alta, lo cual es sugerido por la dominancia de *O. pulchra* en el registro sedimentario, lo cual propició una mayor disponibilidad de nutrientes en el área que también propició el florecimiento de las otras tres especies que conforman esta asociación. Este tipo de escenarios también han sido sugeridos en otros trabajos en el GC (Hernández –Contreras, 2010; Álvarez-García *et al.*, en prensa). Sin embargo, también podría proponerse que si bien, las condiciones promedio que dominaron fueron de alta productividad, ésta se hizo menos evidente debido a pulsos en donde hubo una mayor incursión de aguas tropicales, cálidas y oligotróficas lo cual propicio que taxones como *D. perlaevis*, *D. californica* y *D. fibula* var. *robusta* se preservaran en el registro sedimentario.

La alta productividad posiblemente fue el resultado de condiciones oceánicas similares a las que ocurren en la actualidad, en donde la presencia de giros ciclónicos y anticiclónicos son el principal mecanismo de ésta; los primeros, producen procesos de divergencia que hacen que aguas ricas asciendan a la zona fótica provocando una mayor PP y, los segundos, trasladando nutrientes de la costa oriental (generados por surgencias) hacia la parte occidental de la cuenca Farallón (gradiente este-oeste) (Douglas *et al.*, 2007).

Las condiciones sugeridas para este escenario coinciden con las propuestas para el Holoceno Medio por Barron *et al.* (2003b) y Koutavas *et al.* (2002) para la región del Pacífico Ecuatorial Oriental sobre una la disminución de la TSM en respuesta a condiciones análogas a la Niña; y

con lo documentado por Marchitto *et al.* (2010) y Barron y Bukry (2007b) sobre este enfriamiento de la TSM en respuesta al posible fortalecimiento de la Corriente de California. Además, el estudio de otros *proxies* analizados en esta misma secuencia como foraminíferos bentónicos y elementos mayores y traza; revelan también, para este periodo escenarios de alta productividad.

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos indican condiciones disóxicas (concentraciones de O₂ entre 0.1 a 0.3 ml/L) en donde el flujo orgánico es fuerte como reflejo de la alta productividad superficial (Pérez-Cruz y Valdez-Hernández, 2010).

Por otra parte, la relación Si/Al, considerado como un indicador de productividad, presenta sus valores mayores de 3875 a 3368 años cal. AP. Esta relación co-varía con las concentraciones de Mo en partes por millón (ppm) para el mismo intervalo, en donde altos valores indican una menor ventilación de las aguas de fondo, como reflejo también de la productividad en la superficie (Tenorio, 2011).

Escenario 2: (de 2607 a 1720 años cal. AP)

Durante este periodo *D. messanensis* forma *spinosa* presenta sus máximas abundancias relativas, *D. messanensis* forma *messanensis* presenta una abundancia casi ininterrumpida durante todo el escenario y *O. pulchra*; así como *D. fibula* var. *robusta*, presentan pulsos de abundancia significativa.

D. messanensis forma *spinosa* está asociado a aguas tropicales y subtropicales y a condiciones oligotróficas (Poelchau, 1976; Murray y Schrader, 1983), al igual que *D. messanensis* forma *messanensis* (Onodera y Takahashi, 2005), quien habita en ambientes tropicales y templados (Poelchau, 1976; Barron *et al.*, 2005). En el GC esta especie ha sido asociada a aguas cálidas de baja salinidad (Schrader *et al.*, 1986; Barron y Bukry, 2007b).

D. messanensis forma *spinosa* generalmente acompaña a *D. messanensis* forma *messanensis*, ambos se definen como dominantes del conjunto de silicoflagelados fuera del GC, que durante el verano se encuentran por debajo de los 27° N a lo largo de ambos lados del golfo. Además, su abundancia relativa es inversamente proporcional a la abundancia relativa de *O. pulchra* (Murray y Schrader, 1983; Schrader *et al.*, 1986).

Onodera y Takahashi (2005) consideran que la abundancia de la forma *messanensis* está relacionada con el aumento de la TSM en el Pacífico.

Por lo anterior se sugiere que para el periodo de 2607 a 1720 años cal. AP, las condiciones promedio en el área estuvieron caracterizadas por una mayor incursión y/o permanencia de las aguas superficiales tropicales, cálidas y muy escasas en nutrientes, propiciadas tal vez por un debilitamiento de los vientos del noroeste o por condiciones análogas a las que ocurren durante El Niño que generan una termoclina profunda, haciendo que la mezcla en las aguas no sea suficiente para promover el aporte de nutrientes a la superficie, por ello los florecimientos de *D. messanensis* forma *spinosa* y *D. messanensis* forma *messanensis* describen de manera sustancial el estado oligotrófico que dominó este periodo.

Estas condiciones podrían ser apoyadas por lo expuesto por Clement *et al.* (2000) y Haug (2001), quienes mencionan un aumento en la presencia de condiciones análogas a El Niño durante el Holoceno Tardío.

Escenario 3: (de 1720 a 579 años cal. AP)

Durante este periodo, cuatro especies son dominantes: *D. messanensis* forma *mesanensis*, *D. epiodon*, *D. calida* y *D. californica*, incluyendo las variantes morfológicas. Cabe señalar la presencia de *O. pulchra*, que si bien no muestra porcentajes tan altos como en el primer escenario, su abundancia está por arriba de la media y su ocurrencia es casi continua durante el periodo que cubre este último escenario. Además se observa un pulso importante de *D. fibula* var. *robusta* en el inicio de éste.

D. epiodon es un taxón que en el GC se ha asociado a las aguas tropicales o subtropicales del Pacífico con temperaturas superiores a los 27°C (Barron y Bukry, 2007a). De acuerdo con Murray y Schrader (1983), en el estudio realizado usando una trampa de sedimento se asoció a *D. epiodon* con las isotermas de los 25°C y 26°C. Schrader *et al.* (1986) encontraron que para la estación de verano *D. epiodon* tiene una co-varianza con *D. calida*.

D. calida es un taxón que está asociado al agua tropical del Pacífico Ecuatorial Oriental (Schrader *et al.*, 1986; Barron y Bukry, 2007a) en particular al agua de la Contracorriente Ecuatorial (Poelchau, 1976). En el GC se presenta durante el verano cuando hay una incursión de aguas superficiales tropicales al golfo que penetran por el margen oriental (Barron y Bukry,

2007a). Por lo anterior, se sugiere que durante este periodo las condiciones oceánicas y climáticas promedio fueron análogas a las que se presentan durante el verano en la actualidad en el GC, en donde la insolación es mayor en el hemisferio norte, el patrón de vientos predominante es del sureste y hay una mayor incursión de aguas tropicales al golfo, lo que propició la dominancia de especies como *D. messanensis* forma *messanensis*, *D. epiodon*, *D. calida* y *D. californica* en el registro sedimentario. Además, se puede sugerir un relativo debilitamiento de los procesos que propiciaron la productividad en el área, como sugiere la distribución de *O. pulchra*.

Cabe destacar que un importante intervalo dentro de este escenario que abarca de 959 a 705 años cal. AP, en donde *D. messanensis* forma *messanensis*, *D. calida*, *D. epiodon* y *D. californica* muestran sus mayores abundancias, sugiere condiciones oceánicas promedio de estratificación, en donde la incursión de aguas cálidas fue más evidente y la PP se redujo. Este intervalo podría relacionarse con la ACM (950-1250 A.D., Mann *et al.*, 2009). Este periodo ha sido evidenciado en otros registros sedimentarios en el GC; por ejemplo, Pérez-Cruz (2006) documentó la señal de la ACM entre ~1038 y 963 años cal. AP, en la Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz a partir de las asociaciones de radiolarios; en donde sugirió que la dominancia de *Tetrapyle octacantha* indica una mayor incursión de aguas cálidas tropicales y condiciones oligotróficas. Por otra parte Barron *et al.* (2003a) y Barron y Bukry (2007a), encontraron esta señal en los sedimentos de las cuencas Guaymas, Carmen y Pescadero. Ellos indican con base en el registro de la diatomea tropical *A. nodulifera* y con la asociación de los taxones *D. epiodon*, *D. messanensis* y *D. calida*, respectivamente, que durante este periodo las condiciones de productividad disminuyeron significativamente en relación con la actividad solar registrada en las fluctuaciones de $\Delta^{14}\text{C}$.

Por otra parte, la mayor ocurrencia de variantes morfológicas en este escenario y su aumento significativo puede ser el resultado de cambios en la PP con respecto al escenario previo, la cual aumentó y pudo desencadenar esa respuesta en todos los taxones; o bien, puede deberse a cambios en la salinidad como resultado de un aumento promedio en la precipitación, la cual causó una disminución de la salinidad; situación análoga a las condiciones de verano en el golfo en donde la precipitación en la región es mayor (“Monzón Mexicano”).

Estos cambios en la forma de los esqueletos han sido observados, en la región suroccidental del GC, en donde se sugiere que un incremento de nutrientes o quizás a condiciones poco

favorables para su desarrollo, sean la causa que genere las variantes morfológicas (Álvarez-Gómez y Martínez-López, 2010). Por otro lado, se ha sugerido que la variación morfológica es producida en respuesta a condiciones de estrés causadas por cambios en la salinidad más que por cambios en la concentración de nutrientes (Takahashi, 1987).

5.CONCLUSIONES

En el registro sedimentario del Núcleo K-52, colectado en la región occidental de la Cuenca Farallón, se identificaron 13 taxones de silicoflagelados: *D. messanensis* forma *spinosa*, *D. fibula* var. *robusta*, *D. perlaevis*, *O. pulchra*, *D. messanensis* forma *messanensis*, *D. californica*, *D. epiodon*, *D. calida*, *D. franshepardii*, *D. crux*, *D. pentagona*, *Ds. Speculum* y *Corbisema sp.*; de los cuales con base en un análisis de presencia-persistencia, los ocho primeros fueron los más representativos. A la par de la identificación, se documentaron variantes morfológicas de todos los taxones.

A lo largo de la columna sedimentaria K-52, con base en los 8 taxones dominantes y de acuerdo a sus abundancias relativas, se proponen los siguientes escenarios oceánicos y/o climáticos en escala sub-milenaria en la Cuenca Farallón, GC durante el intervalo de 4129 a 579 años cal. AP:

Escenario 1 (de 4129 a 2607 años cal. AP): las abundancias relativas máximas de *D. perlaevis*, *O. pulchra*, *D. californica* y *D. fibula* var. *robusta*, sugieren condiciones promedio en donde la PP fue más importante que en los otros escenarios, permitiendo no sólo la proliferación de *O. pulchra* sino también de las otras tres especies que conforman esta asociación representada por fluctuaciones de taxones típicos de condiciones tropicales que se vieron beneficiados por la alta disponibilidad de nutrientes generada por una intensificación de los procesos de surgencias del lado oriental del golfo y giros ciclónicos del lado occidental que abastecen a las aguas sobre la Cuenca Farallón con un alto contenido de nutrientes, o bien, la alta PP pudo ser menos evidente, debido quizás, a pulsos en donde la incursión de aguas cálidas permitieron que la abundancia de los taxones tropicales *D. perlaevis*, *D. californica* y *D. fibula* var. *robusta* quedara reflejada en la secuencia.

Escenario 2 (de 2607 a 1720 años cal. AP): el dominio de las abundancias relativas máximas de los taxones pertenecientes a la especie *D. messanensis*, es decir, *D. messanensis* forma *spinosa* y *D. messanensis* forma *messanensis*, permiten sugerir que para este escenario sobre la Cuenca Farallón existió una fuerte permanencia de aguas altamente oligotróficas, generada por la disminución de los vientos del noroeste y/o por el dominio de condiciones análogas al fenómeno de El Niño que provoca un decremento en la PP.

Escenario 3 (de 1720 a 579 años cal. AP): se sugiere que las condiciones oceánicas y climáticas promedio fueron análogas a las que se presentan durante el verano actualmente sobre el GC, con fluctuaciones en la PP indicadas por la dominancia de *D. messanensis* forma *messanensis*, *D. epiodon*, *D. calida* y *D. californica* (junto con las variantes morfológicas y la abundancia significativa casi continua de *O. pulchra*, además de pulsos importantes de *D. fibula* var. *robusta*).

Se sugiere además, que durante el periodo de la ACM, se presentaron condiciones oligotróficas y cálidas en el área de estudio, como lo indican *D. epiodon*, *D. messanensis* forma *messanensis*, *D. calida* y *D. californica*, los cuales muestran sus mayores porcentajes en este intervalo.

Finalmente, en lo que respecta a las variantes morfológicas, su máxima abundancia relativa sugiere que ésta pudo deberse a las siguientes causas:

- 1) Al cambio abrupto en el aporte de nutrientes ligado con la PP, el cual aumentó en comparación al escenario anterior, lo cual pudo desencadenar esa respuesta en todos los taxones.

- 2) A una disminución en la salinidad producto de un aumento promedio en las precipitaciones, originadas por la respuesta atmosférica al aumento de la TSM ocasionada por un incremento en la incursión de aguas tropicales de mayor temperatura, caso análogo a las condiciones de verano actuales sobre el GC y que mostraron un aparente aumento durante la ACM.

REFERENCIAS

- Álvarez-García, C., Pérez-Cruz, L., Hernández-Contreras, R., Coccolithophore and Silicoflagelletes Records in Late Holocene sediments from La Paz Basin (Gulf of California): paleoclimatic implications. *Marine Micropaleontology* (en prensa).
- Álvarez-Gómez, I., y Martínez-López, A. 2010. Silicoflagelados en Sedimentación en la Región Suroccidental del Golfo de California. *CICIMAR Océánides* 25(1): 17-24.
- Arz, J.A. 2004. Diatomeas y Silicoflagelados. In: *Micropaleontología*. Molina, E., (ed.). *Prensas Universitarias de Zaragoza*. pp. 341-359.
- Baba, J., Peterson, C.D., y Schrader, H.J. 1991. Fine-Grained Terrigenous Sediments Supply and Dispersal in the Gulf of California. In: *The Gulf and Peninsular providence of the Californias*. Dauplin P. y Simoneit, R.T. (eds.). *American Association of Petroleum Geologists*. Tulsa, Oklahoma. pp. 589-602.
- Badan-Dangon, A., Dorman, C.E., Merrifield, M.A. y Winant, C.D. 1991. The Lower Atmosphere Over the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research* 96(C9): 16877-16896.
- Barron, J.A., Bukry, D. y Bischoff, J.L. 2003a. A 2000-yr-Long Record of Climate from the Gulf of California. In: West, G.J., Blomquist, N.L. (eds.). *Proceedings of the 19th PACLIM Workshop*, Asilomar, CA, March 3-6, 2002, Technical Report 71 of the Interagency Ecological Program for the San Francisco Estuary. pp. 11-21.
- Barron, J.A., Heusser, L., Herbert, T., Lyle, M. 2003b. High-resolution climatic evolution of coastal northern California during the past 16,000 years. *Paleoceanography* 18(1): 1020-1039.
- Barron, J.A., Bukry, D., Bischoff, J.L. 2004. High resolution paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15 000 years. *Marine Micropaleontology* 50: 185-207.
- Barron, J.A., Bukry, D., Dean, W.E. 2005. Paleoceanographic history of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15,000 years based on diatoms, silicoflagellates, and biogenic sediments. *Marine Micropaleontology* 56: 81–102.
- Barron, J.A. y Bukry, D. 2007a. Solar forcing of Gulf of California climate during the past 2000 yr. suggested by diatoms and silicoflagellates. *Marine Micropaleontology* 67: 115-139.
- Barron, J.A. y Bukry, D. 2007b. Development of the California Current during the past 12,000 yr based on diatoms and silicoflagellates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 248: 313–338.

- Barry, R.G. y Chorley, R.J. 2003. *Atmosphere, Weather and Climate*. 8^{va} edición. Routledge: London. 421 p.
- Baumgartner, T.R., Ferreira-Bartrina, V. y Moreno, H. 1991. Varve Formation in the Central Gulf of California: A reconsideration of the origin of the dark laminae from the 20th century varve record. In: *The Gulf and Peninsular province of the Californias*. Dauplin P. y R. T. Simoneit (eds.). AAPG. Tulsa, Oklahoma. pp. 617-635.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G. 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science* 294: 2130-2136.
- Clement, A.C., Seager, R., Cane, M.A. 2000. Suppression of El Niño during the mid-Holocene by changes in Earth's orbit. *Paleoceanography* 15(6): 731-737.
- Coope, G.R. 1977. Fossil coleopteran assemblages as sensitive indicators of climatic changes during the Devension (last) cold stage. *Philosophical Transactions of the Royal Society, Series B, Biological Sciences* 280: 313-340.
- Cortese, G., Dolven, J. K., Bjørklund, K. R., Malmgren, B. A. 2005. Late Pleistocene-Holocene radiolarian paleotemperatures in the Norwegian Sea based on artificial neural networks. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 224: 311-332.
- Cronin, T.M. 1999. *Principles of Paleoclimatology*. Columbia University Press. New York. 560 p.
- Desikachary, T.V. y Prema, P. 1996. *Bibliotheca Phycologica, Silicoflagellates (Dictyochophyceae)*. J. Cramer. Berlin, Stuttgart. 403 p.
- Douglas, R., Gonzalez-Yajimovich, O., Ledesma-Vazquez, J., Staines-Urias, F. 2007. Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California. *Quaternary Science Reviews* 26: 115-129.
- Fletcher, J.M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., Gehrels, G.E. 2007. Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin* 119(11/12): 1313-1336.
- Haq, B.V. 1978. Silicoflagellates and Ebridians. In: Haq, B.V. y Boersma A, (eds.). *Introduction to Marine Micropaleontology*. Elsevier. pp. 267-275.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U. 2001. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. *Science* 293: 1304-1308.

- Henriksen, P., Knipschildt, F., Moestrup, Ø. y Thomsen, H.A. 1993. Autecology, Life History and Toxicology of the Silicoflagellate *Dictyocha speculum* (Silicoflagellata, Dictyochophyceae). *Phycologia* 32(1): 29-39.
- Hernández-Contreras, R.E., 2010. Los silicoflagelados de los sedimentos laminados de la Cuenca de la Paz, Golfo de California; sus implicaciones oceanográficas y climáticas durante el Holoceno Tardío. Tesis de Licenciatura (Biología), UNAM. Facultad de Ciencias. México. D.F. 79 p.
- Hunt, B.G. 2008. Secular variation of the Pacific Decadal Oscillation, the North Pacific Oscillation and climatic jumps in a multi-millennial simulation. *Climate Dynamics* 30: 467-483.
- Jones, P.D., Briffa, K.R., Barnett, T. P. y Tett, S. F. B. 1998. High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures. *The Holocene* 8(4): 455-471.
- Kennett, J.P. 1982. *Marine Geology*. Prentice Hall. pp. 588-591.
- Koutavas, A., Lynch-Stieglitz, J., Marchitto, T.M., Sachs, J.P. 2002. El Niño-like pattern in Ice Age tropical Pacific sea surface temperature. *Science* 297:226–230.
- Lavín, M. F., Beier, E. y Badan, A. 1997. Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual. In: Lavin, M. F. (ed.). *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. Monografía N° 3. pp. 141-171.
- Lavín, M.F., Castro, R., Beier, E., Godinez, V.M., Amador, A. y Guest, P. 2009. SST, thermohaline structure, and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon Experiment. *J. Geophysical Research* 114: 22 p.
- Lipps. J.H. 1993. Silicoflagellates. In: McCartney, K. (ed.). *Fossil Prokaryotes and Protist*. Blackwell Scientific Publications. 342 p.
- Mann, M.E. 2002. The value of Multiple Proxies. *Science* 297: 1481-1482.
- Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R.S., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., Ni, Fenbiao. 2009. Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science* 326: 1256-1260.
- Marchall, S.M. 1934. The Silicoflagellata and the Tintinnoinea. *British Museum, Great Barrier Reef Expedition 1928-1929, Sciences Report* 4: 623-664.
- Marchitto, T. M., Muscheler, R., D. Ortiz, J., D. Carriquiry, J., van Geen, A. 2010. Dynamical Response of the Tropical Pacific Ocean to Solar Forcing During the Early Holocene. *Science* 330: 1378-1381.

- Martini, E. 1977. Systematics, Distribution and Stratigraphical Application of Silicoflagellates. In: Ramsay (ed.). *Oceanic Micropaleontology* 2: 1327-1343.
- Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Stager, J. C., Karlén, W., Maasch, K. A., Meeker, L. D., Meyerson, E. A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R. R., Steig, E. J. 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62: 243–255.
- McCartney, K. 1993. Silicoflagellates. In: Lipps J.H. (ed.). *Fossil Prokaryotes and Protist*. Blackwell Sci. Pub. Inc. Cambridge Mass. USA. pp. 143-154.
- McCartney, K. y Wise, Jr.S.W. 1990. Cenozoic Silicoflagellates and Ebridians from ODP Leg113: Biostratigraphy and Notes on Morphologic Variability. In: Barker, P.F., Kennett, J.P., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 113(42): 729-760.
- Miller, A. j., Chai, F., Chiba, S., Moisan, J.R. y Douglas J.N. 2004. Decadal-Scale Climate and Ecosystem Interactions in the North Pacific Ocean. *Journal of Oceanography* 60:163-188.
- Murray, D. y Schrader, H. 1983. Distribution of silicoflagellates in plankton and core top samples from the Gulf of California. *Marine Micropaleontology* 7: 517-539.
- Nagy, J. y Bjørlykke, K. 2010. Stratigraphy. In: Bjørlykke, K. (ed.). *Petroleum Geoscience: From Sedimentary Environments to Rock Physics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. pp. 213-234.
- Onodera, J., Takahashi, K. 2005. Silicoflagellate fluxes and environmental variations in the northwestern North Pacific during December 1997-May 2000. *Deep-Sea Research* 152: 371-388.
- Overland, J.E., Adams J.M. y Mofjeld H.O. 2000. Chaos in the North Pacific: spatial modes and temporal irregularity. *Progress in Oceanography* 47: 337-354.
- Parés-Sierra, A., M. López y G.E. Pavía. 1997. Oceanografía Física del Océano Pacífico Nororiental. In: Lavín M.F. (ed.). *Contribuciones a la oceanografía Física en México*. Unión Geofísica Mexicana 3: 1-24.
- Pavia, E.G., Graef, F., Reyes, J. 2006. PDO–ENSO Effects in the Climate of Mexico. *Journal of Climate* 19: 6433–6438.
- Perch-Nielsen, K. 1989. Silicoflagellates. In: Boli H.M./Sauders J.B.,Perch-Nielsen,K. (eds.). *Plankton Stratigraphy V.2. Radiolaria, Diatoms, Silicoflagellates, Dinoflagellates and Ichthyoliths*. Cambridge University Press. pp. 811-846.

- Pérez-Cruz, L., Molina-Cruz, A., 1988. El Niño 1983: effect on the distribution of silicoflagellates in the Gulf of California. *Ciencias Marinas* 14(3): 9-38.
- Pérez-Cruz, L., 2006. Climate and ocean variability during the middle and late Holocene recorded in laminated sediments from Alfonso Basin, Gulf of California, Mexico. *Quaternary Research* 65: 401-410.
- Pérez-Cruz, L., Villagran, G.E., y Gómez-Lizárraga, L.E. 2009. Radiolarios en los sedimentos Marinos del Cuaternario Tardío del Golfo de California - Paleooceanografía y Paleoclimatología. *Monografías del Instituto de Geofísica. UNAM. México . Núm.15. 76 p.*
- Pérez-Cruz, L. y Urrutia-Fucugauchi, J. 2010. Holocene laminated sediments from the southern Gulf of California: geochemical, mineral magnetic and microfossil study. *Journal Quaternary Science* 25: 989-1000.
- Pérez-Cruz, L. y Hernández-Valdez, M. 2010. Millennial scale fluctuations in Bottom waters oxygenation in Farallon basin, Gulf of California during late Holocene. *Eos Trans. AGU, 91(26), Jt.Assem. Suppl., Abstract PP11A-02.*
- Poelchau, H.S. 1976. Distribution of Holocene Silicoflagellates in North Pacific Sediments. *Micropaleontology* 22(2): 164-193.
- Preisig, H.R. 1994. Siliceous Structures and Silicification in Flagellated Protist. *Protoplasma* 181: 29-42.
- Rind, D. 2002. The Sun's Role in Climate Variations. *Science* 296: 673-677.
- Roden, G.I. 1964. Oceanographic aspects of Gulf of California. In: Van Andel, T.H. y G.G. Shor, Jr. (eds.). *Marine Geology of the Gulf of California: a Symposium: American Association of Petroleum Geologists. Memoir 3: 30-58*
- Rusnak, G.A., Fisher, R.L. y Shepard, F.P. 1964. Bathymetry and Faults of Gulf of California. In: Van Andel, T.H. and G.G. Shor, Jr. (eds.). *Marine Geology of Gulf of California: a Symposium: American Association of Petroleum Geologists. Memoir 3: 59-75.*
- Salas-de-León, D. A., Carbajal-Pérez, N., Monreal-Gómez, M. A. y Barrientos-MacGregor, G. 2003. Residual circulation and tidal stress in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research* 108(C10): 15.1-15.13.
- Salas-de-León, D. A., Carbajal, N., Monreal-Gómez, M. A. y Gil-Zurita, A. 2011. Vorticity and mixing induced by the barotropic M_2 tidal current and zooplankton biomass distribution in the Gulf of California. *Journal of Sea Research*. 11 p.

- Schrader, H., Pisas, N. y Cheng, G. 1986. Seasonal Variation of Silicoflagellates in Phytoplankton and Varved Sediments in the Gulf of California. *Marine Micropaleontology* 10: 207-233.
- Soto-Mardones, L., Marinone, S.G. y Parés-Sierra, A. 1999. Variabilidad espacio temporal de la Temperatura Superficial del mar en el Golfo de California. *Ciencias Marinas* 25(1): 1-30.
- Stock, J.M. y Hodges, K.V. 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the Transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics* 8(1): 99-115.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kramer, B., McCormac, F.G., Plicht, J.V.D. y Spurk, M. 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon* 40: 1041-1083.
- Takahashi, K. 1987. Seasonal fluxes of silicoflagellates and *Actiniscus* in the subarctic Pacific during 1982-1984. *Journal of Marine Research* 45: 397-425.
- Tenorio, P.A., 2011. Paleoceanografía holocénica de la Cuenca Farallón (Golfo de California): integración de datos geoquímicos y biológicos. Tesis de Licenciatura (Biología), UNAM. Facultad de Ciencias. México. D.F. 63 p.
- Thurman, H.V. 1994. *Introductory Oceanography*, 8th Edition. Prentice Hall, New Jersey. 545 p.
- Trewartha, G.T., Horn, L.H. 1980. *An Introduction to Climate*. 5th Edition. Cap. 5: The General Circulation of the Atmosphere and Oceans. pp. 100-138.
- Tsoy, I.B. 2011. Silicoflagellates of the Middle-Early Late Eocene of the Kronotskii Bay (Eastern Kamchatka). *Stratigraphy and Geological Correlation* 19(1): 87-101.
- Valdez-Hernández, M. 2010. Los foraminíferos bentónicos de la Cuenca Farallón, Golfo de California y sus implicaciones paleoambientales. Tesis de Licenciatura (Biología), UNAM. Facultad de Ciencias. México. D.F. 64 p.
- Van Andel, H.T. 1964. Recent marine sediments of the Gulf of California. In: Van Andel, H. T. y G. G., Shor (eds.). *Marine Geology of the Gulf of California*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 3: 216-310.
- Van Valkenburg, S.D. y Norris, R.E. 1970. The Growth and Morphology of the Silicoflagellate *Dictyocha fibula* Ehrenberg in Culture. *Journal of Phycology* 6: 48-54.
- Van Valkenburg, S.D. 1971b. Observations on the fine structure of *Dictyocha fibula* Ehrenberg. II. The protoplast. *Journal of Phycology* 7: 118-132.
- Van-Valkenburg, S.D. 1980. Silicoflagellates. In: Cox, E.R. (ed.). *Phytoplankton*, Elsevier North Holland, Inc. pp. 335-350.

Zalasiewicz, J., Williams, M., Smith, A., Barry, T.L., Coe, A.L., Bown, P.R., Brenchley, P., Cantrill, D., Gale, A., Gibbard, P., Gregory, F.J., Hounslow, M.W., Kerr, A.C., Pearson, P., Knox, R., Powell, J., Waters, C., Marshall, J., Oates, M., Rawson, P., Stone, P. 2008. Are we now living in the Anthropocene?. *Geological Society of America Today* 8(2): 4-8.

ANEXO 1

Tabla 3.2 Matriz de abundancia relativa de todos los silicoflagelados identificados en la secuencia sedimentaria K-52. Se encuentran sin remarcar los taxones que están presentes en al menos 5 placas.

	0-1	5-6	10-11	15-16	20-21	25-26	30-31	35-36	40-41	45-46	50-51	55-56	60-61	65-66	70- 71
Taxones	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
<i>D.fib.var.rob</i>	30.5	13.5	21.9	33.2	24.5	25.1	19.9	27.1	31.8	40.6	20.3	16.9	29.4	22.1	23.0
<i>D.perlaevis</i>	13.0	18.9	16.6	15.7	10.5	11.8	10.2	14.2	16.4	13.5	4.0	5.0	4.4	5.1	5.9
<i>D.californica</i>	5.5	6.2	6.3	3.9	3.0	2.5	6.2	3.5	2.9	0.4	2.6	2.7	2.4	2.1	2.8
<i>D.calida</i>	1.9	4.8	7.2	12.8	6.8	8.0	8.4	4.7	2.6	4.1	0.5	0.6	0.0	1.3	0.7
<i>D.epiodon</i>	8.0	13.7	8.3	6.6	3.0	7.6	6.6	7.3	6.7	8.1	0.4	0.8	0.8	0.6	2.0
<i>D.franshepardii</i>	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
<i>D.mess-mess</i>	4.0	2.2	11.6	6.4	9.0	6.7	6.6	5.6	6.8	3.7	9.2	10.9	11.0	5.8	8.1
<i>D.mess-spinosa</i>	22.7	27.2	14.2	6.9	32.8	26.0	22.2	19.7	15.5	17.2	53.1	57.7	40.9	52.5	42.6
<i>Ds.Speculum</i>	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0
<i>O.pulchra</i>	13.7	13.5	12.9	14.0	9.4	12.0	18.8	16.9	16.7	11.3	9.3	4.3	10.4	10.0	14.2
<i>D.cruce</i>	0.2	0.0	0.2	0.0	0.0	0.4	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.2
<i>D.pentagona</i>	0.2	0.0	0.2	0.2	0.4	0.0	0.5	0.4	0.5	0.2	0.2	0.4	0.2	0.0	0.4
<i>Corbisema sp.</i>	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2	0.2	0.2	0.0	0.3	0.2	0.0
No identificadas	0.0	0.0	0.4	0.2	0.6	0.0	0.5	0.2	0.2	0.2	0.2	0.6	0.0	0.4	0.0
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Continuación de la Tabla 3.2.

	75-76	80-81	85-86	90-91	95-96	100-101	105-106	110-111	115-116	120-121	125-126	130-131	135-136	140-141	Presencia en placas
Taxones	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
<i>D.fib.var.rob</i>	25.0	30.5	47.3	31.3	44.4	37.3	27.0	22.9	12.5	27.0	17.7	26.5	24.7	27.0	29
<i>D.perlaevis</i>	4.8	12.3	19.7	29.9	43.3	38.0	26.1	26.0	24.0	34.8	24.6	49.2	23.2	28.4	29
<i>D.californica</i>	1.9	1.6	1.0	0.3	0.4	0.6	0.5	4.8	4.0	5.2	9.1	1.0	4.1	1.4	29
<i>D.calida</i>	1.1	0.5	0.6	0.0	0.4	0.0	0.2	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.0	0.7	25
<i>D.epiodon</i>	0.2	0.7	0.2	0.3	0.2	0.6	0.0	1.3	2.4	0.9	0.3	1.2	1.9	0.5	28
<i>D.franshepardii</i>	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.3	0.2	0.2	7
<i>D.mess-mess</i>	6.5	7.0	2.5	3.0	0.8	2.1	2.6	3.5	4.8	5.6	5.9	2.3	5.5	2.3	29
<i>D. mess-spinosa</i>	54.0	40.4	21.2	25.7	6.8	15.2	23.2	24.2	24.0	16.1	19.7	17.8	27.9	33.6	29
<i>Ds. Speculum</i>	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	4
<i>O.pulchra</i>	6.3	6.3	7.6	8.3	3.4	5.8	20.4	15.7	27.8	9.6	21.7	1.2	12.1	5.6	29
<i>D.cruce</i>	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.2	0.0	0.4	0.0	0.2	0.1	0.0	0.0	0.2	12
<i>D.pentagona</i>	0.0	0.4	0.0	0.2	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.2	0.2	19
<i>Corbisema sp.</i>	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	11
No identificadas	0.0	0.2	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.4	0.2	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	22
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	

Tabla 3.3 Matriz de abundancia relativa promedio, resultante del análisis estadístico exploratorio, en donde los 8 taxones remarcados muestran una abundancia promedio \geq al 1% y presencia en al menos 5 placas y representan en conjunto el 99% de la abundancia promedio total de silicoflagelados en la secuencia sedimentaria K-52.

Taxones	Media	Mínimo	Máximo
<i>D.fib.var.rob</i>	26.93	12.50	47.33
<i>D.perlaevis</i>	18.95	4.03	49.18
<i>D.californica</i>	3.06	0.35	9.13
<i>D.calida</i>	2.41	0.00	12.78
<i>D.epiodon</i>	3.14	0.00	13.72
<i>D.franshepardii</i>	0.05	0.00	0.33
<i>D.mess-mess</i>	5.58	0.75	11.60
<i>D.mess-spinosa</i>	27.62	6.78	57.67
<i>O.pulchra</i>	11.70	1.15	27.78
<i>D.crux</i>	0.10	0.00	0.52
<i>D.pentagona</i>	0.18	0.00	0.55
<i>Corbisema sp.</i>	0.07	0.00	0.32

ANEXO 2

DIAGNOSIS

Las características taxonómicas para identificar cada uno de los ocho taxones representativos se basaron en los trabajos de Poelchau (1976), Murray y Schrader (1983), Desikachary y Prema (1996), Barron *et al.* (2003a, 2004 y 2005) y Álvarez-Gómez y Martínez-López (2010). La diagnosis se describe a continuación:

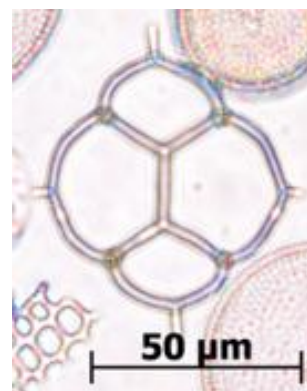
Dictyochoa fibula* variedad *robusta Murray y Schrader, 1983

Dictyochoa sp. B de Murray y Schrader, 1983
pl. II, figs. 6–10.

Dictyochoa fibula var. *robusta*. Schrader *et al.*,
1986.

Dictyochoa perlaevis Barron *et al.*, 2003a.

Dictyochoa perlaevis Frenguelli, 1951, en
Barron y Bukry, 2007a.



Dimensión y forma del anillo basal

De 50-60 μm de largo y de 45-55 μm de ancho; presenta una forma semicircular con barras basales curvadas, con cuatro espinas radiales siendo las dos del eje vertical un poco más grandes que las del eje horizontal. Suelen presentarse espinas de soporte (dentro del anillo).

Barras laterales

Estas barras son relativamente rectas y con el mismo grosor que las barras basales del anillo.

Estructura apical

La barra o puente apical sigue casi paralelamente al eje vertical; al unirse con las barras laterales se forman cuatro ventanas basales, las dos que siguen al eje vertical (ventanas polares) son de menor tamaño a las dos del eje horizontal (ventanas ecuatoriales).

Consideraciones

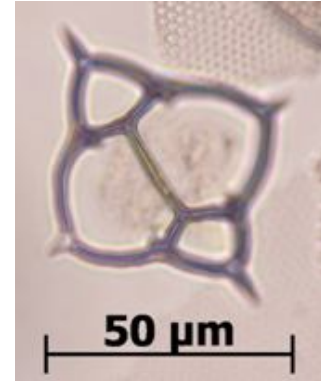
En este estudio se observaron variantes morfológicas que presentaban menores tamaños anillos apicales asimétricos, anillos basales asimétricos, ventanas basales extra, espinas radiales extra, anillos deformes, ventanas basales desproporcionadas, barras apicales no soportadas por barras laterales, barras laterales cruzadas, anillos basales no redondeados y más parecidos a *D.*

calida, espinas radiales abiertas por la mitad, disminución de alguna ventana polar, barras apicales en forma de "S" y ventanas polares totalmente abiertas (ver Lámina 2).

***Dictyocha perlaevis* Frenguelli, 1951**

Dictyocha sp. A y *Dictyocha* sp. B de Murray y Schrader, 1983 placa II, figs. 6–10, en Barron y Buckry, 2007a.

Dictyocha fibula var. *perlaevis* (Frenguelli) Bukry, 1975, placa 3, fig.5.



Dimensión y forma del anillo basal

De 65-75 μm de largo y de 40-50 μm de ancho, con forma lobulada rómbica, posee cuatro espinas radiales siendo las dos del eje vertical un poco más grandes que las del eje horizontal; presenta además cuatro espinas de soporte a un costado de donde emergen las barras laterales.

Barras laterales

Estas barras son cortas y relativamente rectas.

Estructura apical

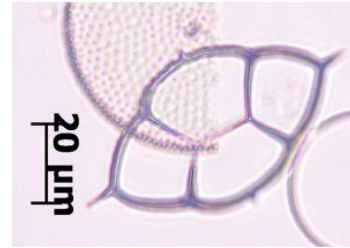
La barra o puente apical sigue casi paralelamente al eje vertical y puede ser tan larga como una quinta parte a la mitad del largo del anillo basal; al unirse con las barras laterales se forman cuatro ventanas basales, las dos que siguen al eje vertical son al menos tres veces menores en comparación a las dos del eje horizontal.

Consideraciones

En este estudio se observaron variantes morfológicas con presencia de barras laterales asimétricas que parten alguna ventana basal en una o más ventanas, presencia de espinas apicales deformes, anillos apicales, barras apicales diagonales y sin ser soportadas por barras laterales, además de formas asimétricas en toda la estructura (ver Lámina 3, figs. 1-15).

Dictyocha californica Schrader *et al.*, 1986

Dictyocha sp. A (elongata) Murray y Schrader, 1983, placa II, figs. 1–5.
D. perlaevis (forma elongada) Barron y Bukry, 2007a.
Dictyocha perlaevis Barron *et al.*, 2003.



Dimensión y forma del anillo basal

De 60-80 µm de largo y de 35-45 µm de ancho causando que la longitud del eje mayor (en este caso el vertical) sea de ~1.5 veces la longitud del eje menor, con forma elíptica alargada; posee cuatro espinas radiales siendo las dos del eje vertical un poco más grandes que las casi inexistentes del eje horizontal. Esta especie típicamente carece de espinas de soporte.

Barras laterales

Estas barras son relativamente curvas.

Estructura apical

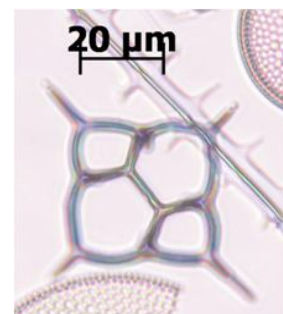
La barra o puente apical sigue casi paralelamente al eje vertical y es casi de la misma longitud que las barras laterales; al unirse con las barras laterales se forman cuatro ventanas basales, las dos que siguen al eje vertical son un poco menores a las dos del eje horizontal.

Consideraciones

En este estudio se observaron formas que presentaban barras apicales muy alargadas, barras basales con forma se "S", anillos basales asimétricos y el exceso de barras laterales que provocan una ventana basal de más (ver Lámina 3, figs. 16-19).

Dictyocha calida Poelchau, 1976

Dictyocha ampliata Barron *et al.*, 2003.
Dictyocha fibula sensu Dumitrica, 1973.
Dictyocha ausonia sensu Bachmann y Schrader, 1962.



Dimensión y forma del anillo basal

De 30-35 μm , siguiendo una forma de rómbica a cuadrada con bordes redondeados, consta de cuatro espinas radiales de casi la misma longitud y de casi un tercio de la longitud del anillo.

Barras laterales

Son rectas e igual en grosor que las barras basales que forman al anillo basal.

Estructura apical

La barra apical es paralela al eje vertical, al unirse con las barras laterales forman cuatro ventanas basales de casi las mismas dimensiones.

Consideraciones

En este trabajo se encontraron formas de casi 50 μm , con las barras laterales y barra apical más gruesa y ligeramente fuera de la simetría que caracteriza a la especie, además de encontrarse formas de donde se desprendía una ventana apical de más (ver Lámina 3, figs. 20-24).

***Dictyocha epiodon* Ehrenberg, 1854.**

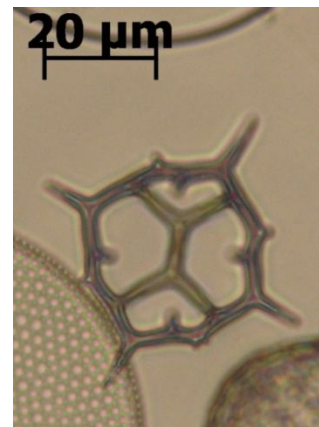
Dictyocha fibula var. *aculeata* Lemmermann

1901. Barron et al 2003.

Dictyocha mandrai Ling, 1976. Schrader et al., 1986.

Dictyocha epiodon. Murray y Schrader, 1983, placa I, figuras 7-12.

Dictyocha aculeata (Lemmermann) Dumitrica. Barron et al. 2005, Placa 1 figs. 3,4.



Dimensión y forma del anillo basal

De 34-38 μm tanto de largo como de ancho, con un total de ocho lados consta de cuatro espinas radiales de $\sim 7-10$ μm de longitud en alternancia con cuatro espinas radiales subordinadas, las cuales pueden variar en número presentando desde dos hasta nueve.

Barras laterales

Junto con la barra apical, se encuentran desplazadas en contra de las manecillas del reloj con respecto al eje vertical desde una vista en el plano apical. Presentan la misma densidad que el anillo basal y por lo general presentan espinas laterales de barra.

Estructura apical

La barra apical presenta una desviación de $\sim 16^\circ$ en contra de las manecillas del reloj; la diagnosis para *D. epidon* Ehrenberg 1854 establece que no tiene espina apical, sin embargo la diagnosis para *Dictyocha mandrai* Ling 1976 establece que si cuenta con espina apical; para ello, Poelchau (1976), establece que esta espina casi siempre está presente.

Consideraciones

En este trabajo se encontraron formas que no conservaban una geometría bilateral en el anillo basal, así como la presencia de espinas laterales de barra de gran tamaño, presencia de un anillo apical en lugar de barra apical, estructuras apicales con forma de "s", dos barras apicales, espinas de soporte (internas en el anillo) junto con espinas radiales subordinadas y barras laterales extra (ver Lámina 3, figs. 25-35).

***Dictyocha messanensis forma messanensis* Haeckel, 1887**

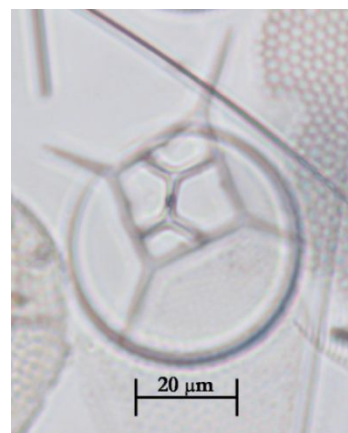
Dictyocha stapedia Haeckel, 1861. Barron *et al.*, 2003.

Dictyocha messanensis. Murray y Schrader, 1983 placa I, figs. 13-19.

Dictyocha fibula var. *messanensis* (Haeckel) Lemmermann, 1908.

Dictyocha fibula var. *stapedia* (Haeckel) Lemmermann-Gemeinhardt, 1931.

D. fibula f. *messanensis* (Haeckel) Frenguelli, 1951.



Dimensión y forma del anillo basal

Su mayor diámetro alcanza de 20-24 μm , con forma cuadrada o romboidal, presenta cuatro espinas radiales muy largas en cada esquina de casi la misma longitud, además de cuatro pequeñas espinas de soporte centrípetas.

Barras laterales

Son de rectas a curvas y se elevan sobre el plano del anillo basal para tener una altura de ~10 μm .

Estructura apical

La barra apical varía en longitud y presenta un pequeño desplazamiento en sentido contrario a las manecillas del reloj con respecto al eje vertical visto en el plano apical, Una corta espina en el centro de la barra apical.

Consideraciones

Se distingue de *D. messanensis* de Haeckel por la presencia de las pequeñas espinas de soporte en el anillo apical. En este trabajo se observaron variantes morfológicas con un anillo basal más robusto, espinas basales no tan largas, sin la presencia de espina apical, con la presencia de más de cuatro ventanas basales, con tamaño que alcanzaba las 100 μm , con espinas en terminación redondeada, con ventanas polares de un tamaño muy inferior a las ecuatoriales, con espinas radiales subordinadas (fuera del anillo), estructuras laterales como apicales en forma de "S", con barras basales notoriamente más silicificadas de manera asimétrica y con grandes ventanas ecuatoriales asimétricas (ver Lámina 4, figs. 1-14).

***Dictyocha messanensis* forma *spinosa* Lemmermann, 1908**

Dictyocha aspinosa. Barron *et al.*, 2004.

Dictyocha fibula var. *messanensis* forma *spinosa*
Lemmermann, 1908.

Dictyocha fibula Ehrenberg, 1840.

Dictyocha fibula var. *hexagona* Marshall, 1934.

Dictyocha fibula vars. Frenguelli, 1935.

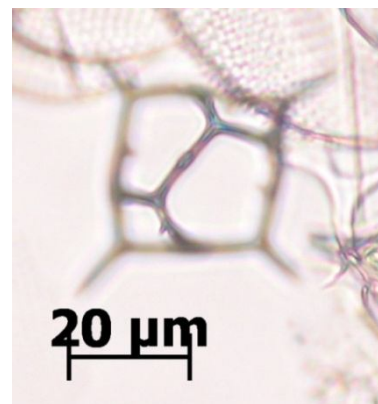
Dictyocha fibula var. *aculeata* Lemmermann,
1931.

Dictyocha fibula forma *major* Hovasse, 1940.

Dictyocha stapedia ssp. *Aspinosa* Bukry, 1976.

Dictyocha stapedia var. *aspinosa* Bukry, 1978.

Dictyocha messanensis. Schrader *et al.*, 1986.



Dimensión y forma del anillo basal

El eje vertical puede tener medidas de 20-45 μm aunque suele variar demasiado en su tamaño, con forma de cuadrada a rómbica y ligeramente alargado con barras basales fuertes y ligeramente convexas, presenta cuatro espinas radiales, el par más largo es paralelo al eje vertical, presenta espinas de soporte dentro del anillo.

Barras laterales

Presentan espinas laterales de barra, cualidad que le da la terminación de “forma spinosa” a la especie. Estas pequeñas espinas varían de una a dos; en especímenes de latitudes bajas se presentan cinco y en especímenes de latitudes altas se presentan cinco.

Estructura apical

La estructura apical es fácilmente deformable, algunas veces formando una o más ventanas al tener más barras laterales, la barra apical presenta una larga espina girada unos cuantos grados en dirección opuesta a las manecillas del reloj en relación al eje vertical.

Consideraciones

Dentro de este estudio, se encontraron variantes morfológicas con espinas laterales de barra muy grandes, con barras laterales inconclusas, con deformaciones asimétricas en el anillo y con ventanas de más, sin barra apical, con ventanas polares totalmente abiertas a través de la espina radial, con alguna de las cuatro barras laterales muy curvas y con espinas laterales de barra justo sobre las uniones de las barras laterales con el anillo basal (ver Lámina 4, figs. 15-25).

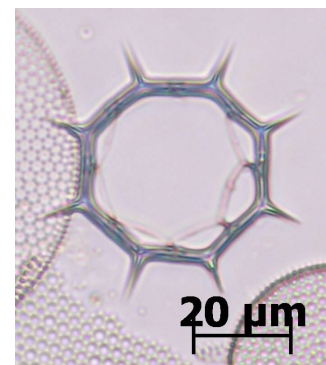
***Octactis pulchra* Schiller, 1925**

Distephanus speculum var. *octonarius*

Ehrenberg, 1930.

Distephanus pulchra (Takahashi, 1985)

Schrader *et al.*, 1986.



Dimensión y forma del anillo basal

Presenta un diámetro máximo de 19-38 μm , es equitativamente regular con ocho lados y ocho espinas radiales que varían en longitud; ocasionalmente suelen presentarse anillos con siete o nueve espinas radiales.

Barras laterales

Presenta ocho delicadas barras laterales.

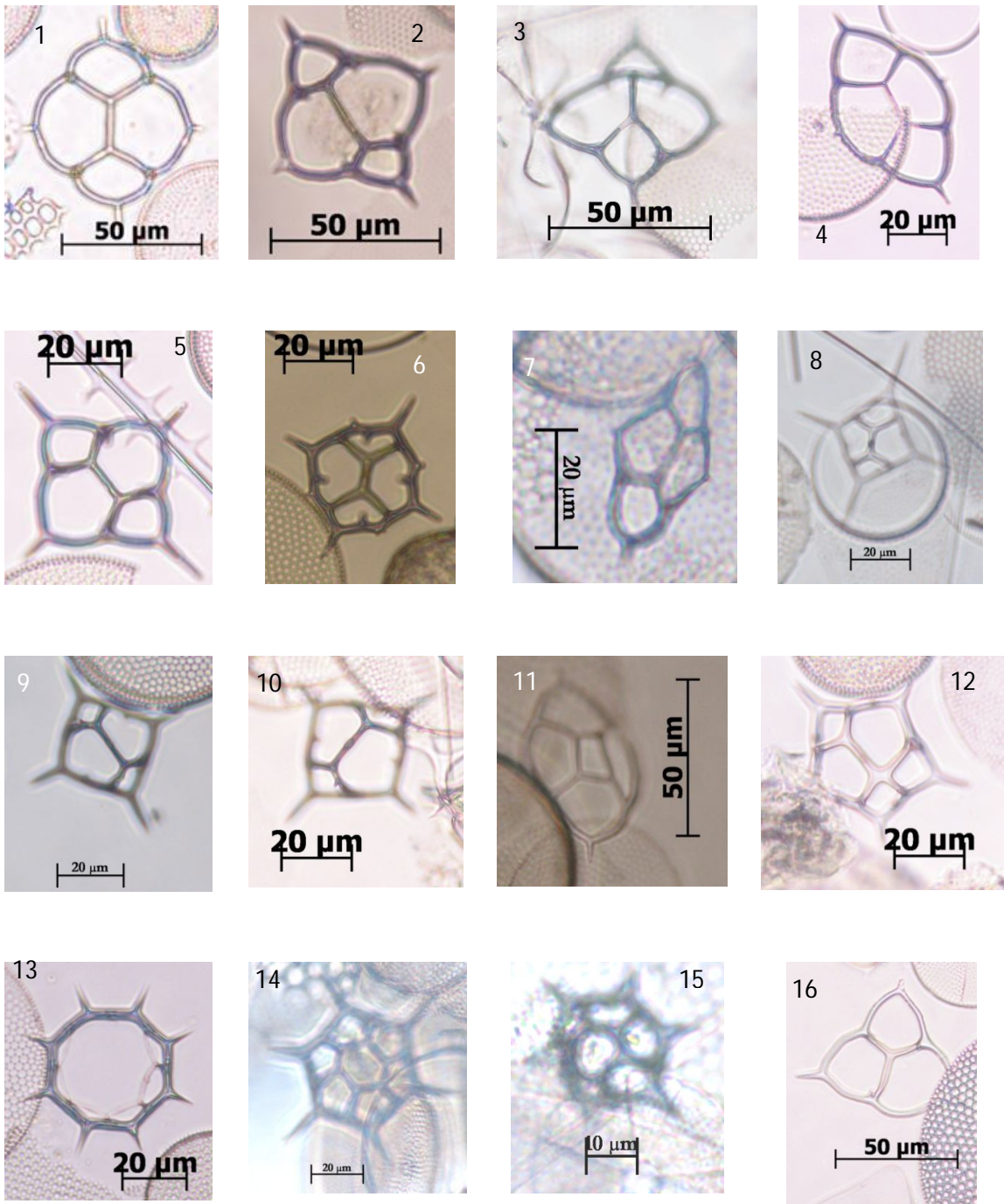
Estructura apical

El anillo apical al unirse con las barras laterales forma ocho delgadas ventanas laterales y una ventana apical, este anillo frecuentemente se presenta incompleto, debido probablemente a que se rompe. Ocasionalmente el anillo apical puede presentar espinas apicales.

Consideraciones

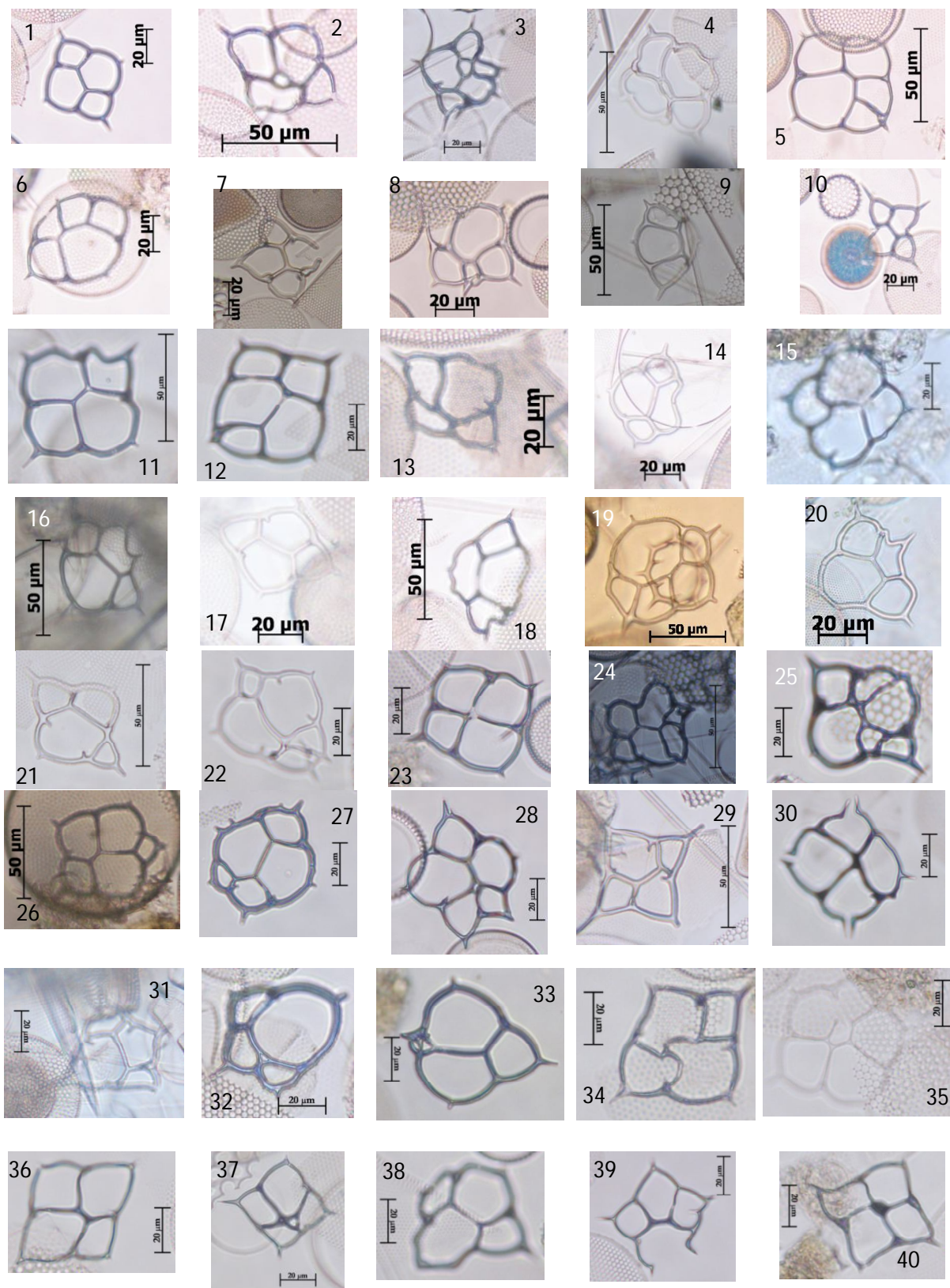
En este estudio se observaron formas de siete, nueve y diez espinas, además formas asimétricas (ver Lámina 4, figs. 28-33).

LÁMINA 1



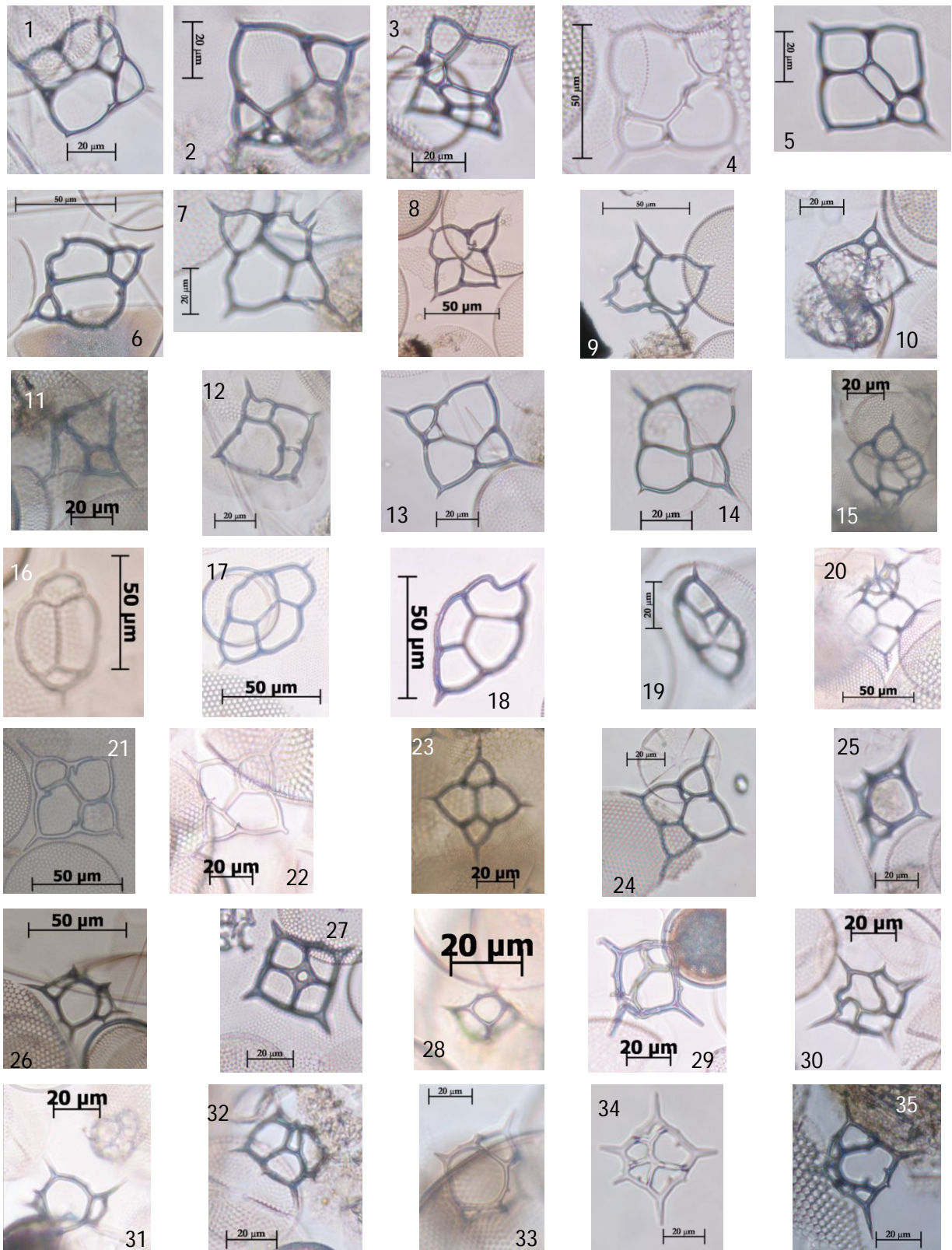
D. fibula variedad *robusta* (1); *D. perlaevis* (2,3); *D. californica* (4); *D. calida* (5); *D. epidon* (6); *D. franshepardii* (7); *D. messanensis* forma *messanensis* (8); *D. messanensis* forma *spinosa* (9,10); *D. crux* (11); *D. pentagona* (12); *O. pulchra* (13); *Distephanus speculum* (14,15); *Corbisema* sp. (16).

LÁMINA 2



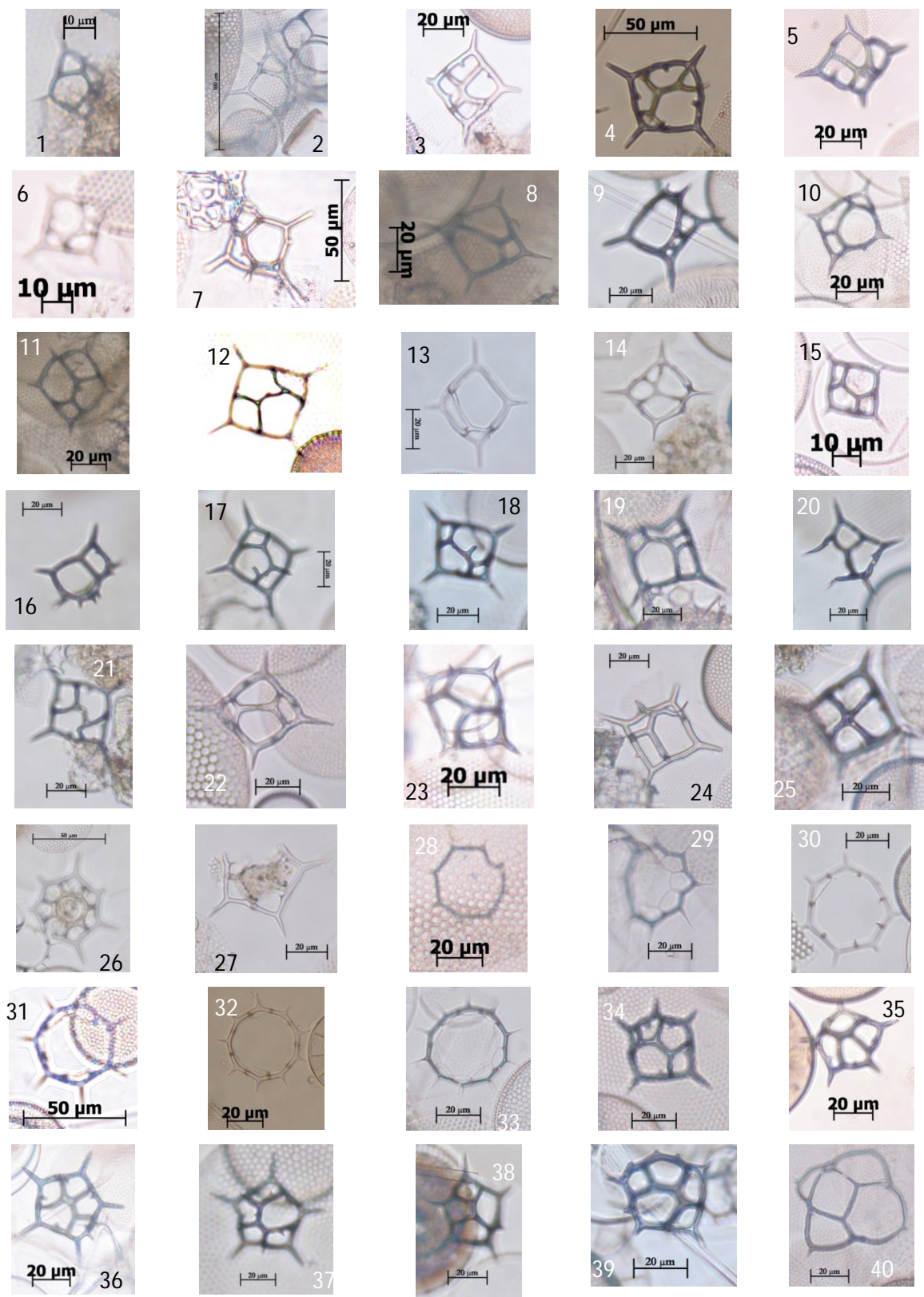
Variantes morfológicas de: *D. fibula* var. *robusta* (1-40).

LÁMINA 3



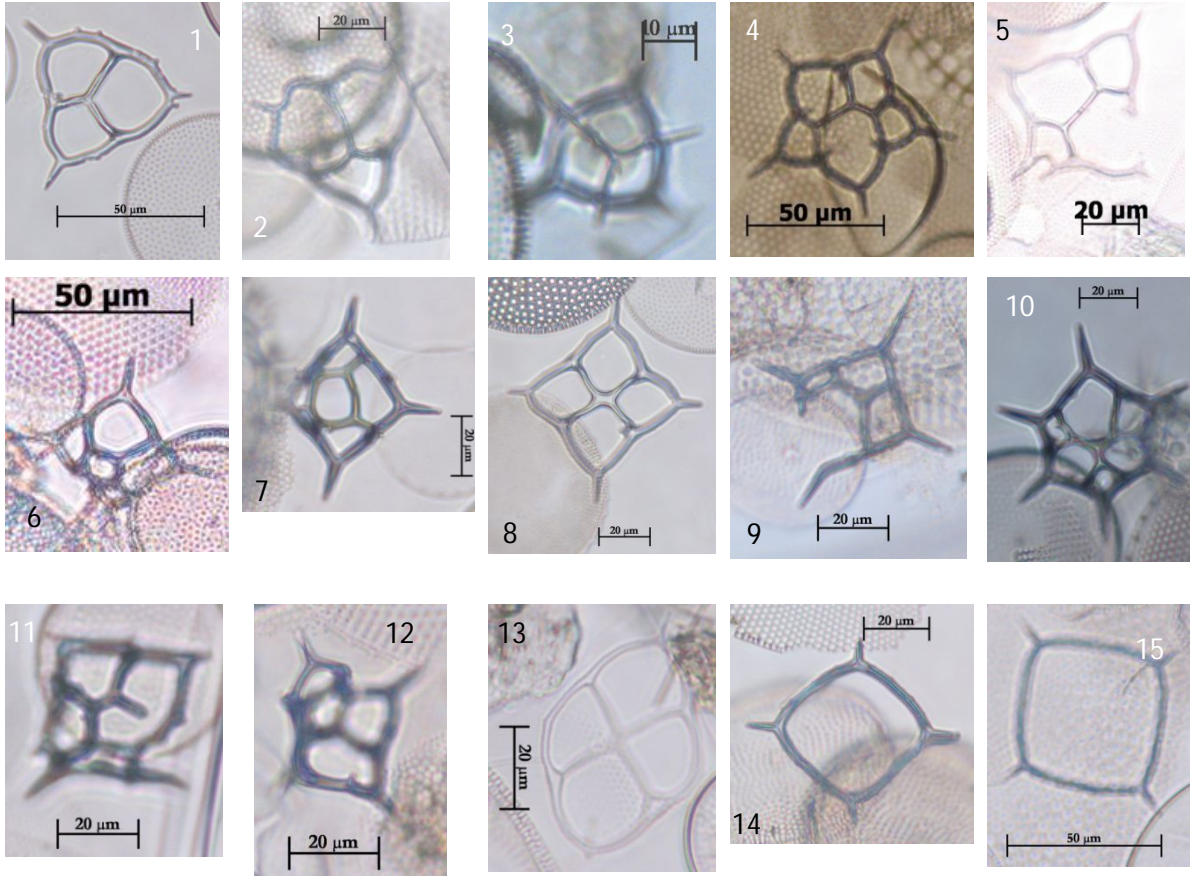
Variantes morfológicas de: *D. perlaevis* (1-15); *D. californica* (16-19); *D. calida* (20-24) y *D. epidon* (25-35).

LÁMINA 4



Variantes morfológicas de: *D. messanensis* forma *messanensis* (1-14); *D. messanensis* forma *spinosa* (15-25); *Ds. Speculum* (26,27); *O. pulchra* (28-33); *D. pentagona* (34-39); *D. crux* (40).

LÁMINA 5



Variantes morfológicas de: *Corbisema* sp (1-3); formas no identificadas (4-15).