

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Maestría en Ciencias
en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología**

**Paleoambiente y bioestratigrafía de la
Formación San Gregorio, área La Purísima, Baja California Sur,
a través del estudio de dinoflagelados**

Tesis
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

Arely Elizabeth Toscano Cepeda

Ensenada, Baja California, México
2018

Tesis defendida por
Arely Elizabeth Toscano Cepeda

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Javier Helenes Escamilla
Director de tesis

Miembros del comité
Dr. Jesús Arturo Martín Barajas

Dr. Miguel Agustín Téllez Duarte

Dra. Ma. Elena Solana Arellano



Dr. Jonas de Dios De Basabe Delgado
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Arely Elizabeth Toscano Cepeda** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

Paleoambiente y bioestratigrafía de la Formación San Gregorio, área la Purísima, Baja California Sur a través del estudio de dinoflagelados.

Resumen aprobado por:

Dr. Javier Helenes Escamilla
Director de tesis

Se analizaron los dinoflagelados en 46 muestras del núcleo B-5, de la Formación San Gregorio (FSG) en el área de la Purísima, Baja California Sur. Los resultados permiten relacionar la columna de este núcleo con la localidad tipo de esta formación, así como con el núcleo B-4 perforado 17 km al noroeste. Los dinoflagelados limitan la edad entre 28 y 20 Ma en la columna perforada y hacen posible el reconocimiento del límite Oligoceno-Mioceno (O/M = 23 Ma). La combinación de datos litológicos y de dinoflagelados indican ambientes sedimentarios principalmente marinos, con una transgresión desde ambientes continentales a transicionales en la base hasta nerítico externo (100 a 200 m) en el O/M. Las altas concentraciones (Max = 4043 q/g sed) y la diversidad de dinoflagelados, además de la presencia de capas fosfatadas y de diatomita significan que durante la depositación de la FSG hubo períodos de gran productividad biogénica. Los resultados cuantitativos de dinoflagelados en el B-5 indican baja productividad (Prom = 203 q/g sed) durante el Oligoceno y alta productividad (Prom = 848 q/g sed) en el intervalo Mioceno. Estos cambios, junto con la presencia reiterada de diatomitas y horizontes de fosforitas en la parte superior de la columna, indican un aumento en la incidencia de períodos de alta productividad producidos por surgencias a partir de ~23 Ma. Se observó una disminución casi absoluta de palinomorfos en las muestras de diatomita, lo cual se puede explicar como respuesta a actividad diagenética y/o exposición del sedimento que permitió la oxidación de la materia orgánica en estas muestras. Este marco cronoestratigráfico posibilita identificar cambios paleoambientales locales y paleoceanográficos regionales para explicar variaciones en la composición de los conjuntos de dinoflagelados. Estos cambios permiten proponer la correlación de un aumento de tasas heterotróficas con el evento frío Mi-1 alrededor del O/M.

Palabras clave: San Gregorio, Oligoceno-Mioceno, dinoflagelados, 28-20 Ma, Mi-1.

Abstract of the thesis presented by **Arely Elizabeth Toscano Cepeda** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Master in Sciences of Earth Sciences with orientation in Geology.

Paleoenvironment and biostratigraphy of the San Gregorio Formation, La Purísima area, Baja California Sur, through the study of dinoflagellates.

Abstract approved by:

Dr. Javier Helenes Escamilla
Thesis Director

Were analyzed dinoflagellates in 46 core samples B-5, from San Gregorio Formation in the area La Purísima, Baja California Sur. The results allowed to relate the column from this core with the type locality of that formation, as well as with the core B-4 drilled 17 km to the northwest. Dinoflagellates restrict age between 28 & 20 My in the perforated column and make it possible to recognize the Oligocene-Miocene limit (O/M = 23 My). The combination of lithological and dinoflagellate data indicates sedimentary environments mainly marines, with a transgression from continental to transitional environments at the base to external neritic (100 to 200 m) at the O/M. The highest concentrations (Max = 4043 q/g sed) and diversity of dinoflagellates, in addition to the presence of phosphate and diatomaceous layers mean that during deposition in the FSG there was a high biogenic productivity. The quantitative results of dinoflagellates in the B-5 indicate low productivity (Prom = 203 q/g sed) during Oligocene and high productivity (Prom = 848 q/g sed) in the Miocene interval. These changes, together with the reiterated presence of diatomites and the phosphorite horizons in the upper part of the column, reflect an increase in the incidence of high productivity of periods produced by upwelling starting from ~23 My. An almost absolute decrease of palynomorphs in diatomite horizons was observed, which can be explained as a response to diagenetic activity and/or sediment exposure that allowed the oxidation of organic matter in these samples. This chronostratigraphic framework enables to identify local paleoenvironmental and regional paleoceanographic changes to explain diversity in the composition of dinoflagellate assemblages. These changes allow proposing the correlation of an increase in heterotrophic taxa with the cold Mi-1 event around the O/M.

Keywords: San Gregorio, Oligocene-Miocene, dinoflagellates, 28-20 My, Mi-1.

Dedicatoria

A mis familiares.

A mi familia por estar presente en todo momento aún en la distancia y a todos aquellos que participaron directa o indirectamente.

A mis amigas del alma.

Que nos apoyamos mutuamente en nuestra formación profesional y en el desarrollo personal, las considero parte de la familia.

A ti, Ricardo:

Por alentarme y acompañarme siempre.

Finalmente a los profesores, aquellos que marcaron cada etapa del camino profesional, y que me ayudaron en asesorías y dudas presentadas en la elaboración de la tesis.

Agradecimientos

A mis profesores.

Dr. Javier Helenes por su gran apoyo y motivación para la culminación de estudios profesionales y para la elaboración de esta tesis; al M.C. Martín González por su apoyo ofrecido y otorgado en este trabajo; a los miembros del comité Dres. Arturo Martín, Ma. Elena Solana y Miguel Téllez por su tiempo compartido y por impulsar el desarrollo de formación profesional y a la Oceanóloga Edna Collins por su apreciable apoyo técnico en el procesamiento de las muestras.

Al Gobierno Federal.

Por permitir la continuidad en mi desarrollo profesional a través del programa de becas CONACyT para estudios de Posgrado en CICESE, con número de folio 613464.

A mis compañeros y colegas.

A todos los involucrados que me brindaron su ayuda durante el proceso de investigación y redacción de este trabajo.

A mi abue Nina.

Porque con el simple hecho de existir ilumina mi vida.

A mis padres.

Por el esfuerzo, dedicación, paciencia, confianza y por todo lo que me han dado a lo largo de mi carrera y de mi vida.

A mis hermanos.

Por el apoyo fundamental para lograr los objetivos propuestos, ya que, con sus palabras, me encaminaron a seguir adelante.

A Ricardo.

Por estar presente no solo en esta etapa tan importante de mi vida, sino en todo momento ofreciéndome y buscando lo mejor para mi persona.

A mi tío(a)s.

A los más cercanos que estuvieron siempre al pendiente de mí.

A la comunidad running.

Por compartir la misma pasión, y brindarme amistad y experiencias. Especialmente a la familia Briceño que estuvieron presentes en todo momento.

Este nuevo logro es en gran parte gracias a ustedes. He logrado concluir con éxito un proyecto que en un principio podía parecer tarea interminable, pero que gracias a sus aportaciones fue más llevadero.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria.....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	viii
Lista de tablas.....	ix
 Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Área de estudio.....	2
1.2 Antecedentes.....	3
1.2.1 Marco Geológico.....	3
1.2.2 Estratigrafía regional.....	5
1.2.3 Marco climático.....	6
1.2.4 Dinoflagelados.....	7
1.2.5 Surgencias y productividad primaria.....	10
1.2.6 Trabajos previos en la FSG.....	11
1.2.6.1 Formación El Cien.....	12
1.3 Objetivos	13
1.3.1 Objetivo general.....	13
1.3.2 Objetivos específicos.....	13
 Capítulo 2. Materiales y métodos	14
2.1 Procesamiento de extracción de palinomorfos.....	14
2.2 Análisis palinológico.....	15
2.3 Análisis de datos.....	15
2.3.1 Distribución bioestratigráfica del B-5.....	15
2.3.2 Análisis de la columna litológica en el B-5.....	16
2.3.3 Formación San Gregorio.....	16
2.3.3.1 Núcleo B-4.....	18
2.3.3.2 Secuencias estratigráficas y ciclos eustáticos.....	18
2.3.3.3 Datos cuantitativos.....	19

Capítulo 3. Resultados	22
3.1 Conjuntos de dinoflagelados.....	22
3.2 Datos cuantitativos.....	23
3.2.1 Concentraciones de dinoflagelados.....	23
3.2.1.1 Correlación de la FSG entre B-5 y B-4.....	25
3.2.2 Análisis cuantitativos.....	27
3.2.2.1 Relación H/A	27
3.2.2.2 Índice de diversidad.....	27
3.3 Paleobatimetría y Correlación con Ciclos Eustáticos del B-5.....	28
3.3.1 Paleobatimetría del núcleo B-5.....	28
3.3.2 Correlación del núcleo B-5 con ciclos eustáticos.....	29
 Capítulo 4. Discusión	 32
4.1 Consideraciones litológicas y bioestratigráficas.....	32
4.2 Paleobatimetría	34
4.2.1 Interpretación de datos cuantitativos.....	34
4.2.1.1 Secuencias estratigráficas y ciclos eustáticos.....	34
4.2.1.2 Eventos paleoclimáticos.....	35
 Capítulo 5. Conclusiones	 36
 Literatura citada.....	 37
 Anexos	
Anexo A – Imágenes de las especies encontradas.....	49
Anexo B – Distribución estratigráfica de dinoflagelados.....	51
Anexo C – Lista de géneros y especies de dinoflagelados agrupados por sistema trófico (Autótrofos y Heterótrofos).....	52
Anexo D – Lista de especies de dinoflagelados cuantificados en cada muestra analizada.....	54

Lista de figuras

Figura	Página
1 Localización de las cuencas La Purísima y El Cien en Baja California Sur.....	2
2 Mapa de localización del barreno B-5, localidad tipo de la Formación San Gregorio y barreno B-4	3
3 Reconstrucción palinspástica de la península de Baja California de Cretácico tardío-Terciario temprano.	4
4 Estratigrafía del Paleógeno - Neógeno en la región la Purísima, Baja California Sur.....	6
5 Ciclo de vida de los dinoflagelados.....	9
6 Distribución paleobatimétrica del dinoflagelados durante el Paleógeno.....	10
7 Litología del núcleo B-5.....	17
8 Distribución estratigráfica conocida en la literatura, de especies representativas observadas en muestras del núcleo B-5.....	23
9 Abundancia absoluta de los géneros Operculodinium y Achomosphaera en el B-5.....	25
10 Litología de los núcleos B-4 y B-5 en la Fm. San Gregorio.....	26
11 Concentración total (ConTot) de quistes en q/g sed, índice de dominancia (DE) y razón heterótrofos/autótrofos (H/A)	28
12 Paleobatimetría propuesta para el B-5 e índice de palinomorfos marinos (IPM).....	30
13 Paleobatimetría propuesta y cambios globales de temperatura y nivel del mar.....	31
14 Imágenes de especies Peridiniales (Heterotróficas).....	49
15 Imágenes de especies Gonyaulacales (Autotróficas).....	50
16 Distribución estratigráfica de dinoflagelados.....	51

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Datos de concentraciones de sedimentos recientes en las cuencas San Lázaro, Pescadero y Magdalena; y de sedimentos del presente estudio en la cuenca La Purísima, FSG	24
2	Lista de especies autótrofas del orden Gonyaulacales	52
3	Lista de especies heterótrofas del orden Peridiniales.....	53
4	Lista de especies de dinoflagelados cuantificados en cada muestra analizada.....	54

Capítulo 1. Introducción

La península de Baja California era una plataforma continental, unida al oeste de México desde el Cretácico hasta el Oligoceno. Durante el Oligoceno cesaron esfuerzos compresivos provenientes de la colisión de la dorsal Pacífico-Farallón con la placa norteamericana, creando cuencas en la margen continental de Baja California Sur (Applegate, 1986). En estas cuencas, se depositaron sedimentos marinos durante el Oligoceno-Mioceno, y constituyen la Formación San Gregorio (FSG) en el área de La Purísima (Beal, 1948) y El Cien (Applegate, 1986) hacia el sur del estado (Figura 1). Estas unidades contienen capas fosfatadas, las cuales son comercialmente explotadas en la región del Cien y constituyen la mejor reserva de fosfatos para la producción de fertilizantes en México.

Conjuntos de diatomeas de esta formación y datos radiométricos de las rocas suprayacentes indican una edad de Oligoceno tardío a Mioceno temprano para la FSG (Hausback, 1984; Kim and Barron, 1986). De acuerdo a la litología, estructuras sedimentarias y contenido de diatomeas y megafósiles, la FSG se depositó en un ambiente marino somero en ambientes que variaban de zona costera a nerítica externa (Kim and Barron, 1986; Kim, 1987; Galli-Olivier, 1993; Grimm and Föellmi, 1994; Schwennicke, 1995).

Los depósitos marinos de la FSG en la región, contienen elementos palinológicos continentales que han sido estudiados (Martínez-Hernández and Ramírez-Arriaga, 1996; Martínez-Hernández, 2006; Ramírez-Arriaga et al., 2012; 2013; 2014a; 2014b; Galván-Escobedo et al., 2015a; 2015b; 2017). Estas palinofloras sugieren fuertemente la presencia de bosque mesófilo de montaña en las zonas altas y de bosque tropical caducifolio a nivel local cerca de la paleocuena de depósito (Galván-Escobedo et al., 2017), indicando que durante el Oligoceno las condiciones continentales en la región de La Purísima, eran más cálidas y húmedas que las actuales.

Sin embargo, se ha escrito poco sobre las condiciones paleoceanográficas regionales durante el Oligoceno en la región. En este estudio se analizaron cuantitativamente los conjuntos de dinoflagelados en muestras de núcleo de un barreno (B-5) localizado en las cercanías de La Purísima (Fig. 1). Los resultados de este análisis aportarán datos para interpretar las condiciones paleoceanográficas complementando los estudios regionales existentes. Se compararon los valores de dinoflagelados obtenidos en el B-5, con los datos de diatomeas de la sección tipo de la FSG (Kim and Barron, 1986; Kim, 1987), así como con los estudios palinológicos del barreno B-4 (Galván-Escobedo et al., 2017). La integración de toda esta

información permitirá aumentar nuestro conocimiento paleoecológico y bioestratigráfico de la FSG y la región de La Purísima.

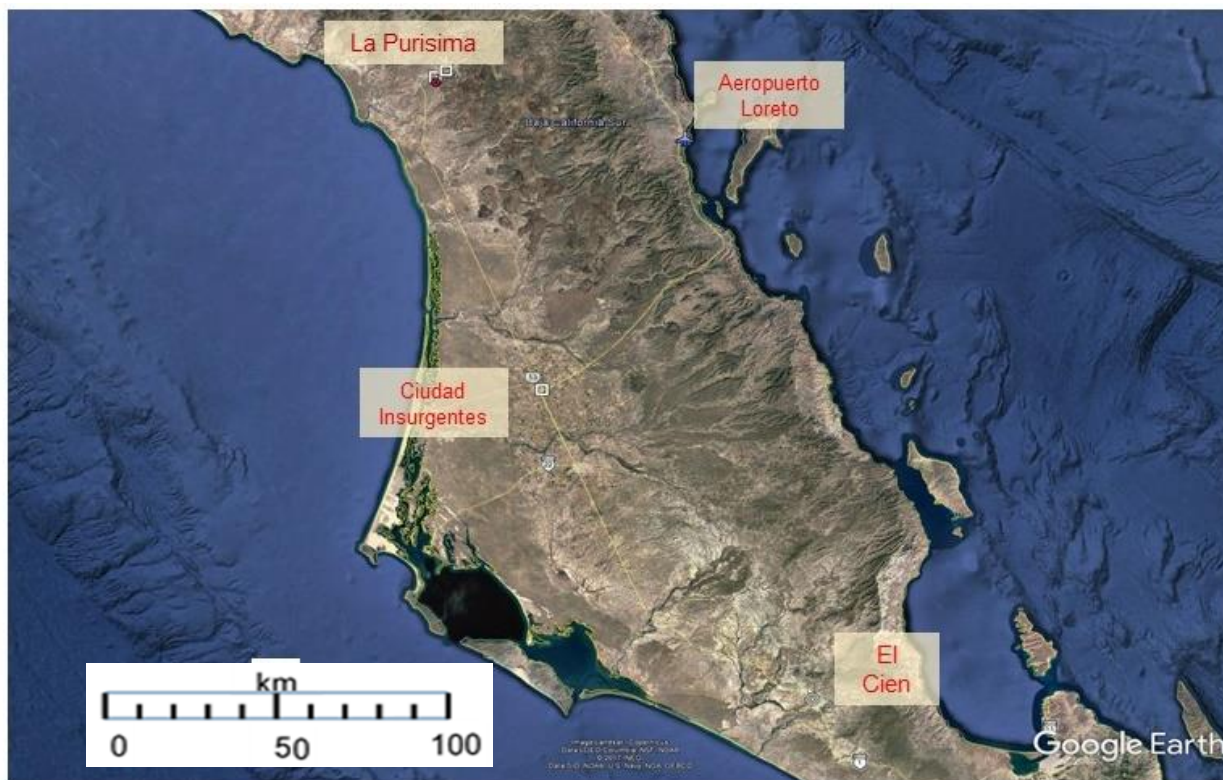


Figura 1- Localización de las cuencas La Purísima y El Cien en Baja California Sur.

1.1 Área de estudio

El barreno B-5 fue extraído por el Consejo de Recursos Minerales (actualmente Servicio Geológico Mexicano) en las cercanías del poblado La Purísima, Municipio de Comondú, Baja California Sur; en las coordenadas $112^{\circ}04'16.454244''\text{W}$; $26^{\circ}10'41.925553''\text{N}$ (Figura 2) y contiene 303.95 m de espesor total.

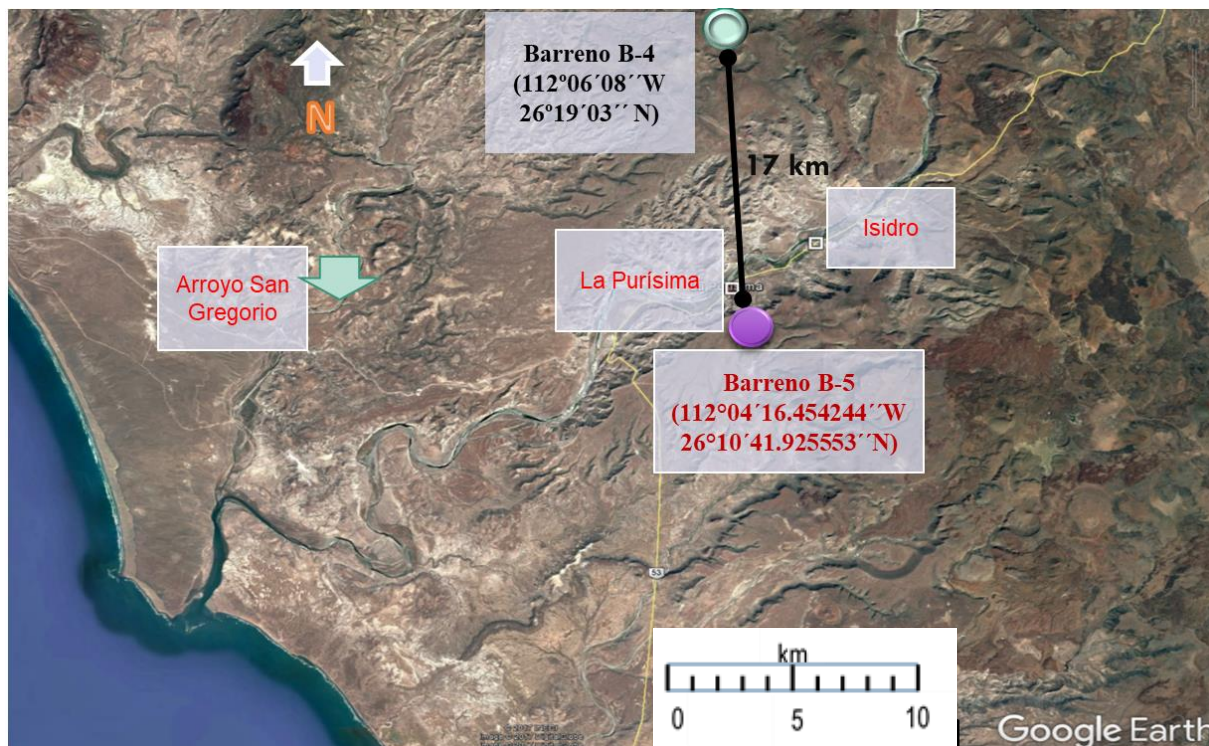


Figura 2- Mapa de localización del barreno B-5, localidad tipo de la Formación San Gregorio y barreno B-4.

1.2 Antecedentes

1.2.1 Marco Geológico

En el Cretácico, la península de Baja California estuvo afectada por la subducción de la placa Farallón por debajo de la placa norteamericana. El sur de la península de Baja California se encontraba en la paleolatitud actual de Cabo Corrientes, cerca de Puerto Vallarta, Jalisco (Helenes and Carreño, 1999; Helenes and Téllez-Duarte, 2002; Helenes et al., 2009) (Figura 3). Posteriormente, en el Oligoceno tuvo lugar la colisión de la cordillera Pacífico-Farallón contra la costa oeste de Norteamérica (Atwater, 1970; 1989). Este último evento representa en Baja California Sur el fin de la subsidencia de antearco y una época de emersión de la plataforma con un intenso grado de erosión. Aparentemente el levantamiento ocurrió entre 40 y 30 Ma, como lo indica la discordancia entre la Formación Tepetate (Paleoceno-Eoceno) y la FSG (Oligoceno-Mioceno) evidente en las secciones de la FSG (Kim and Barron, 1986). En los pozos perforados

por PEMEX en la Cuenca de Purísima-Iray hacia el oeste de La Purísima, también se observa un hiatus entre estratos del Eoceno medio infrayaciendo a sedimentos del Mioceno (Helenes-Escamilla, 2010).

Por consiguiente, la península de Baja California era una plataforma continental, unida al oeste de México desde el Cretácico hasta el Oligoceno. En el Oligoceno se presentó una subsidencia en el margen occidental como resultado del cese de esfuerzos compresivos provenientes de la colisión de la dorsal Pacífico-Farallón, creando cuencas locales (Avalos, 1995) con esta idea se sugiere considerar las Formaciones SG y El Cien por separado. En contraste, Kim and Barron (1986) y Kim (1987) consideran dichas Formaciones correlacionables estratigráficamente, esta idea conceptualiza que el origen proviene de la misma cuenca.



Figura 3- Reconstrucción palinspástica de la península de Baja California de Cretácico tardío-Terciario temprano. Modificado de (Helenes and Téllez-Duarte, 2002).

Durante el Paleógeno/Neógeno gran parte del estado de B.C.S., estuvo cubierto por un mar somero en el cual se depositaron más de 4000 m de sedimentos (Alatorre, 1988; Martín-Barajas y Pacheco-Romero, 2010). Esta condición se mantuvo igual aparentemente hasta el Oligoceno (~23Ma) (Aranda-Gómez et al., 2000; Carreño and Helenes, 2002). En el Mioceno medio a superior, el margen noroeste de México se acopló a la Placa del Pacífico y la península comenzó a migrar gradualmente hacia el norte, lejos de la Placa de Norte América (Galli-Olivier, 1993; Helenes and Carreño 1999; Barajas, 2000; Helenes et al., 2009; Martín-Barajas y Pacheco-Romero, 2010; Helenes-Escamilla, 2010). Este desplazamiento propició la emersión de la plataforma continental, donde se localiza el área actual de estudio.

1.2.2 Estratigrafía Regional

Las unidades estratigráficas aflorantes en Baja California Sur (Figura 4) incluyen la Formación Tepetate (Paleoceno-Eoceno) en la base. Esta unidad se compone de clásticos marinos depositados en ambientes batiales (Miranda-Martínez and Carreño, 2008). Una discordancia separa estas capas basales de la Fm. San Gregorio en el área La Purísima y hacia el Sur la Fm. El Cien (Figura 1) de edad Oligoceno tardío-Mioceno temprano (Applegate, 1986; Kim and Barron, 1986; Fischer et al. 1995; Miranda-Martínez and Carreño 2008). Suprayaciendo a la Formación San Gregorio, se encuentra la Formación Isidro (Heim, 1922), que representa la transición del vulcanismo durante el Mioceno. Esta unidad está constituida por arenas tobáceas y tobas (Carreño and Smith, 2007); la cual, Gastil et al. (1979) dataron con una edad de 21 Ma mediante K-Ar en ceniza volcánica hacia la base de la Formación en el arroyo La Purísima. Por encima de la Fm. Isidro están los volcanoclásticos del grupo Comondú (Heim, 1922) característicos de facies proximales y distales, referenciando al arco volcánico como fuente (McLean, 1989).

Era	Período	Época	Piso	Edad (ma)	Área La Purísima
Cenozoico	Neógeno	Plioceno	Piacenziense	3.6	La Salada
			Zancliense	5.3	
		Mioceno	Messiniense	7.2	
			Tortonense	11.6	
			Serravalliense	13.8	Comondú
			Langhiense	16.0	
			Burdigaliense	20.4	Isidro
			Aquitaniense	23.0	San Gregorio
	Paleógeno	Oligoceno	Chattiense	28.1	
			Rupeliense	33.9	Tepetate
		Eoceno	Priaboniense	38.0	
			Bartoniense	41.3	
			Luteciense	47.8	
			Ypresiense	56.0	
		Paleoceno	Thanetiense	59.2	
			Selandiense	61.6	
			Daniense	66.0	

Figura 4- Estratigrafía del Paleógeno - Neógeno en la región la Purísima, Baja California Sur. Modificado de (Galván-Escobedo et al., 2017).

1.2.3 Marco climático

El clima general en el Oligoceno era subtropical húmedo, posteriormente se inició un lento enfriamiento hacia el período del Mioceno, el cual se mantuvo ligeramente más fresco (Paul, et al., 2000; Zachos et al, 2001a; 2001b). Este enfriamiento ha sido relacionado por algunos autores con el fortalecimiento de la corriente circumpolar (Lyle et al., 2007).

Billups and Schrag (2002) reportan cambios de temperatura oceánica con base en datos geoquímicos (Mg/Ca y O^{18}/O^{16}). El $\delta^{18}O$ del hielo polar está en función de la alta latitud, incluyendo temperatura, humedad y transporte (Vimeux et al., 1999; Hendricks et al., 2000; Jozuel et al., 2000) aparentemente ha cambiado desde el Oligoceno tardío, y con esto la variabilidad del $\delta^{18}O$ (Miller et al., 1987). Así mismo, Lisiecki & Raymo (2005) consideraron el $\delta^{18}O$ del agua de mar como una función del volumen de hielo global y de la salinidad del agua. Mientras que, Miller et al. (1987; 1991) observaron que los registros de $\delta^{18}O$ proveen una buena evidencia de cambios glacioeustáticos en el Cenozoico, desde hace 42 Ma.

Desde el Cenozoico temprano las tasas de propagación del fondo marino han disminuido, permitiendo que el Mg se acumule en el océano (Wilkinson and Algeo, 1989; Stanley and Hardie, 1998). Por lo que, Stanley and Hardie (1998) sugirieron una reconstrucción doble de la relación Mg/Ca desde el Neógeno temprano. La relación isotópica extraída de las conchas de foraminíferos tiene afinidad con la cantidad de hielo acumulado en los casquetes polares, y reflejan indirectamente, episodios de temperaturas relativamente bajas o altas en el contexto climático global (Flores, 2001).

La relación Mg/Ca de foraminíferos bentónicos muestran que muchas de las glaciaciones en el Mioceno a menor escala están acompañadas por el enfriamiento de las temperaturas de los océanos profundos de 1°C y que las temperaturas retrasan el volumen de hielo en el límite entre el Oligoceno y el Mioceno (Billups and Schrag, 2002). Entonces, dicha relación puede ser un buen paleotermómetro en aguas termoclínicas donde su sensibilidad es alta, siendo limitado en aguas profundas donde las variaciones esperadas son pequeñas (Rosenthal et al., 1997).

En el límite Oligoceno-Mioceno (O/M) se ha reportado el primer evento de enfriamiento del Mioceno, conocido como Mi-1 (Miller et al., 1991; 1998), el cual ha sido estimado de ~2°C en Dinamarca (Śliwińska et al., 20014). Durante este período de enfriamiento, los glaciares antárticos aumentaron en volumen (Roberts et al., 2003) coincidiendo con una aparente caída de ca. 40 m en el nivel del mar. Esta aparente caída ha sido relacionada con discordancias en varias localidades (Pekar and Miller, 1996; Dunbar et al., 2008). Tal evento no había sido reportado en material de Baja California.

Las características climáticas están condicionadas por aspectos como: latitud, topografía, presión, humedad relativa y temperatura. Así mismo, los patrones de circulación oceánica reflejan las condiciones de temperatura y vientos, además de la concentración de nutrientes. Por lo que se relaciona estrechamente el clima con las corrientes oceánicas locales y globales. Además, algunas características de estas corrientes permiten inferir las condiciones de productividad primaria locales.

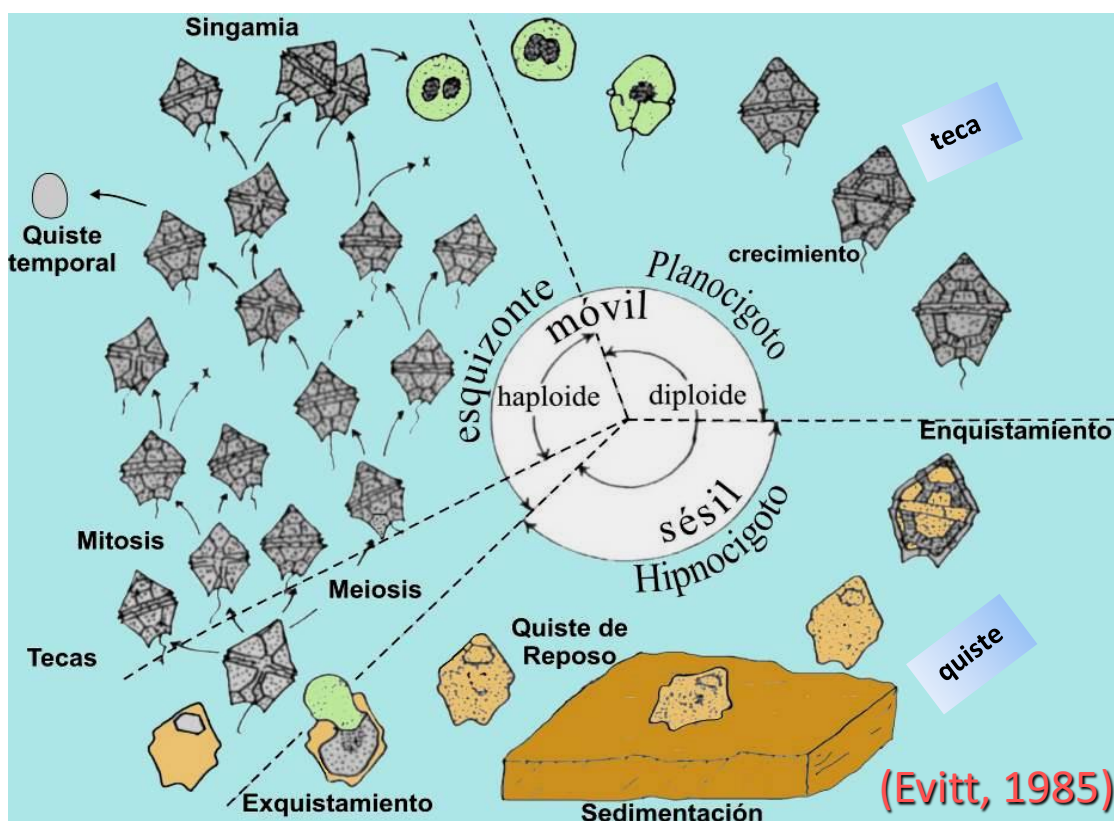
1.2.4 Dinoflagelados

Los dinoflagelados son microfósiles que representan a un grupo de protistas unicelulares principalmente planctónicos, que se encuentran en la mayoría de los ambientes acuáticos, este grupo constituye un componente importante de la productividad primaria y secundaria en los ecosistemas marinos. Muchos

de sus géneros son sensibles a cambios en la salinidad y disponibilidad de nutrientes reflejados en surgencias.

Todas las especies presentan una fase móvil biflagelada, en la cual la célula está envuelta en una membrana llamada anfiesma y ocasionalmente por una estructura celulósica llamada teca que no es fosilizable (Figura 5). En algunas especies, se presenta otro estadio, en el cual la célula es inmóvil y se encuentra dentro de un quiste compuesto de material orgánico de alta resistencia (dinosporina), la cual es fosilizable (Figura 5). Este tipo de quiste protege al cigoto al ser depositado en los sedimentos, en donde puede estar por largos períodos de tiempo (Dale, 1976) desde algunas semanas, hasta décadas (Tardio et al., 2009; Ribeiro et al., 2011; Miyazono et al., 2012; Lundholm et al., 2017). Su composición orgánica los hace muy resistentes a degradación por compuestos ácidos, por lo que se conocen en el registro fósil desde hace más de 200 millones de años (Evitt, 1985). Por lo general los quistes de resistencia son abundantes en los márgenes continentales (Stover et al., 1996), donde se encuentran las áreas con mayor productividad primaria. Las concentraciones de quistes de resistencia de los dinoflagelados en el sedimento están directamente relacionadas con las abundancias en su fase planctónica. Se encuentran altas concentraciones de quistes durante y después de las abundancias máximas de células móviles en la columna de agua (Matsuoka and Fukuyo, 1994; Peña Manjarrez et al., 2001).

Al presente hay 1,555 especies de dinoflagelados de vida libre en los océanos del mundo (Gómez, 2005) y únicamente 96 especies (6 %) producen quistes orgánicos de resistencia (Zonneveld and Pospelova, 2015). El estudio de estos quistes permite distinguir cambios oceanográficos regionales y temporales (Pospelova et al., 2008), y hacer interpretaciones cronoestratigráficas con mayor certidumbre en sedimentos que representan ambientes neríticos y transicionales del pasado (Stover et al., 1996; Dale, 2001). También, se han utilizado para hacer reconstrucciones paleoambientales, especialmente de productividad, salinidad y temperatura del agua (Pospelova et al., 2008) en ambientes someros y profundos, aunque presentan mayores abundancias en ambientes neríticos (Pross and Brinkhuis 2005).



La evidencia micropaleontológica proporciona información útil para inferir el ambiente de depósito y las condiciones paleogeográficas de los sedimentos estudiados, además son útiles para predecir cambios biogeográficos relacionados con cambios ambientales actuales al establecer la relación entre los conjuntos de microfósiles y los factores geológicos y climáticos.

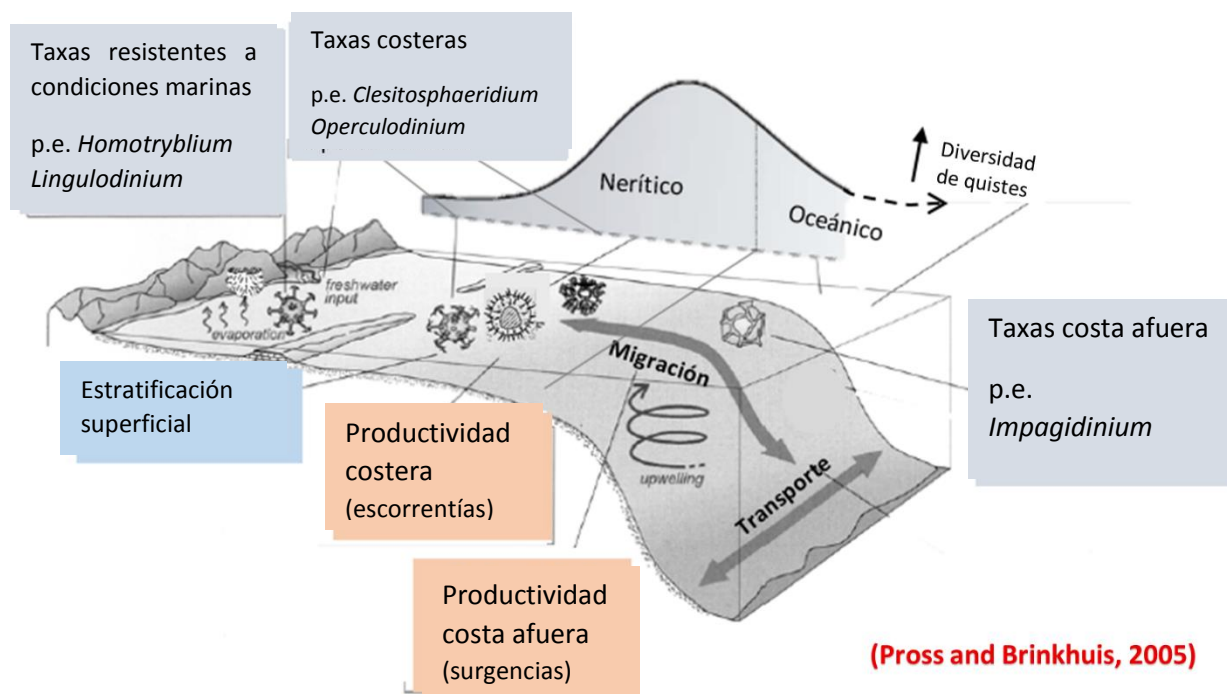


Figura 6— Distribución paleobatimétrica de los dinoflagelados durante el Paleógeno. Modificado de (Pross and Brinkhuis, 2005).

1.2.5 Surgencias y productividad primaria

Los eventos de surgencia costera y oceánica incrementan los niveles de nutrientes del agua superficial en zonas neríticas y oceánicas, por lo que son un factor importante para facilitar las proliferaciones del fitoplancton (principalmente diatomeas) (Oboh-Ikuenobe et al., 1999).

Se tienen registrados niveles sostenidos de alta productividad durante todo el Paleógeno y el Neógeno (Shipboard Scientific Party, 1996). En el estudio Shipboard Scientific Party (1996), se relacionó que los valores más altos en materia orgánica se correlacionan con presencia de microfósiles calcáreos y silíceos, y mayores tasas de sedimentación (22-25 m/Ma). Dicho estadio sésil probablemente sea indicativo de un aumento en la paleoproductividad debido a surgencias.

La interpretación paleoambiental de los conjuntos de dinoflagelados del B-5 se basan en las siguientes observaciones de conjuntos actuales. En el margen Pacífico de Norte América la presencia dominante de dinoflagelados heterotróficos es característica durante períodos de alta productividad, mientras que las especies autotróficas son más abundantes durante las épocas de relajación de surgencias (Prauss, 2002; Vasquez-Bedoya et al., 2008; Limoges et al., 2010; Bringué et al., 2013). Las observaciones anteriores relacionan eventos de proliferación de dinoflagelados del orden P con diatomeas en zonas de surgencias, ya que por ser principalmente heterótrofos se pueden alimentar de las diatomeas (Dale, 1996). Por lo tanto, la presencia de diatomeas también representa alta productividad.

1.2.6 Trabajos previos en la FSG

En el área de La Purísima, la FSG ha sido descrita como una sucesión de clásticos medios a finos con capas fosfáticas y diatomáceas, y algunas glauconíticas subyacen a la Formación Isidro (Heim, 1922). Presenta 2 discordancias, una angular y/o erosional en la base con la Formación Tepetate (Heim, 1922) y otra transicional en la cima, con rocas volcánicas de la Formación Isidro. La localidad tipo de la FSG aflora en el arroyo San Gregorio, ubicado ~15 km al oeste del poblado La Purísima (Figura 2). Esta unidad sedimentaria ha sido relacionada a la Fm. Monterey (Blake, 1856) y asignada formalmente por Beal (1948). La unidad incluye sedimentos depositados en ambientes marinos y transicionales.

La composición litológica de la FSG en la sección tipo incluye lutita fosfatada, lutita silicificada, diatomita, arenisca peloidal fosfatada y toba riolítica (Darton, 1922; Hausback, 1984; Kim and Barron, 1986). También incluye lutitas con diatomeas, algunas de color café chocolate, que se caracterizan por su alto contenido de escamas de peces y las capas de diatomita son blancas y polvosas (Beal, 1948). La litología de la FSG ha sido descrita en la zona de La Purísima, en los arroyos Purísima, Cadajé, San Raymundo (Beal, 1948) y Cadegomo, en el rancho San Ramón y La Ventana (Heim, 1922).

Los estudios de diatomeas y crustáceos, así como análisis petrográficos, granulometría y de estructuras sedimentarias de los estratos de fosforitas, indican que la FSG, se depositó en ambientes desde costeros hasta neríticos externos, con profundidades máximas de 200 m (Kim and Barron, 1986; Kim, 1987; Gallio-
Olivier, 1993; Grimm and Foellmi, 1994; Schwennicke, 1994; 1995).

Las diatomeas reportadas en un estudio de la FSG en el área de La Purísima (Kim and Barron, 1986) establecen que algunas secciones de esta unidad abarcan desde el Oligoceno tardío hasta el Mioceno temprano y que la afinidad biogeográfica de las comunidades de diatomeas incluye una mezcla de taxas de latitudes bajas y altas, indicando influencia de masas de agua cálidas y frías. Las biofacies de foraminíferos planctónicos (Kim, 1987) confirman dicha mezcla de corrientes e incluso reflejan con la alta proporción de especies provenientes del Golfo de México/Caribe encontradas en Fm. San Gregorio, el intercambio existente con aguas del océano Pacífico durante el Oligoceno tardío- Mioceno temprano (Berggren and Hollister, 1974; Sancetta, 1979). Por lo tanto, el ambiente paleoceanográfico evidencia condiciones, tales como existen en el presente en la parte sur de la península de Baja California donde se presenta una zona influenciada por aguas cálidas (corriente Norecuatorial) y frías (corriente de California).

La edad proporcionada por Kim and Barron (1986), coincide con las edades radiométricas otorgadas anteriormente a las unidades volcánicas suprayacentes (Hausback, 1984). Así mismo, la acumulación de diatomeas representada en los estratos de diatomita, reflejan restricción de terrígenos y materia orgánica, altos rangos de surgencia y depositación similar al de zonas actuales con mínimo oxígeno en el Golfo de California, Baja California y Perú (Kim, 1987).

Estudios palinológicos regionales de la FSG aportan datos bioestratigráficos generales y documentan que estos depósitos marinos contienen elementos continentales tales como esporas de pteridofitas y briofitas, así como, polen de gimnospermas y angiospermas (Martínez-Hernández and Ramírez-Arriaga, 1996; Martínez-Hernández, 2006; Ramírez-Arriaga et al., 2012; 2013; 2014a; 2014b; Galván-Escobedo et al., 2015a; 2015b; 2017). El análisis de las características de esta palinoflora continental, sugiere la presencia de bosque mesófilo de montaña en las zonas altas y de bosque tropical caducifolio a nivel local cerca de la paleocuena de depósito (Galván-Escobedo et al., 2017), indicando que durante el Oligoceno las condiciones continentales en la región de La Purísima eran más húmedas que las actuales.

1.2.5.1 Formación El Cien

La Formación El Cien aflora hacia el sur de Baja California, en secciones cerca de San Juan de la Costa y Racho el Agüajito de Castro (Fischer et al., 1995) y cerros Colorado, Tierra blanca y San Hilario (Applegate, 1986). Esta formación consiste en: lutitas, tobas, calizas, areniscas y conglomerados, que varían su color de blanco a beige y de verde a café (Applegate, 1986). En base a la litología se divide en 3 miembros, de

los cuales posiblemente se podrían considerar compatibles los miembros Cerro Tierra Blanca y San Hilario por características similares con la FSG. Sin embargo, se requieren más estudios para aclarar por completo este tema.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Documentar y analizar los conjuntos de dinoflagelados de la Formación San Gregorio en el barreno B-5. Esta información permitirá determinar la edad de la Formación San Gregorio con más resolución y contribuir en la definición del paleoambiente de los sedimentos depositados en el área de La Purísima.

1.3.2 Objetivos específicos

- Documentar la composición taxonómica de dinoflagelados.
- Determinar la posición del límite Oligoceno-Mioceno (~23 Ma) en la columna del B-5.
- Determinar la relación de abundancia y diversidad de dinoflagelados para identificar tanto los paleoambientes de depositación, como cambios paleoambientales.
- Reconocer el evento de enfriamiento Mi-1 (~23 Ma) en la columna estudiada.
- Reconocer intervalos de alta productividad primaria en la columna estudiada.

Capítulo 2. Materiales y métodos

Para el análisis palinológico del núcleo B-5, se tomaron 46 muestras, aproximadamente cada 3 metros, seleccionadas consecutivamente de base a cima (143 m). La litología del intervalo muestreado corresponde principalmente a: arenas de grano medio, lutita y lodolita con delgados espesores intercalados de diatomita y fosfáticos.

Las muestras fueron procesadas mediante el tratamiento palinológico normal sin oxidación (Wood et al., 1996), el cual consiste en lavados consecutivos con detergente fuerte, ácido clorhídrico y ácido fluorhídrico. Se añade una tableta de esporas de *Lycopodium* como marcador exótico y el residuo se trata con politungstato de sodio ($\text{Na}_6\text{O}_{39}\text{W}_{12}$) para separar la materia orgánica. Por último, se elaboraron láminas con gelatina glicerizada y resina óptica para montar el remanente orgánico en el portaobjeto.

2.1 Procesamiento de extracción de palinomorfos

Para extraer la materia orgánica de las muestras se realizó el tratamiento mencionado en el apartado anterior. El cual se describe de manera detallada a continuación:

- Triturado y pesado de muestra.
- Adición de una tableta de *Lycopodium* sp. (L) (batch 12542) a cada muestra sin oxidar, para evaluar la concentración de palinomorfos por gramo de sedimento.
- Lavado con un detergente fuerte y decantado de la muestra para la dispersión de arcillas.
- Disgregación de la muestra con ácidos HCl y HF para eliminar carbonatos y silicatos respectivamente. Entre cada tratamiento se decanta y enjuaga con agua para disminuir la acidificación en la muestra.
- Tamizado de muestras en mallas de 106 μm y 63 μm para descartar fracción gruesa y la obtención de los palinomorfos.
- Adición de Politugstato de sodio (densidad 2.0) en relación al peso de la muestra, para descartar minerales pesados.
- Tamizado de muestras en malla de 15 μm para eliminar residuos de material pesado y arcillas aún existentes en la muestra.

- Montado del residuo obtenido (materia orgánica) en un cubreobjetos con gelatina glicerizada y posteriormente con resina óptica en el portaobjetos.
- Secado de lámina con rayos ultravioleta (UV).

2.2 Análisis palinológico

Para el análisis palinológico realizado en las muestras, se identificaron y contaron todos los dinoflagelados de las láminas a nivel de género, especie o subespecie dependiendo de la conservación de los quistes. Esto se llevó a cabo con microscopios ópticos de luz transmitida (Olympus BX-51 y CX-31), empleando los objetivos 20x, 40x, 60x y 100x, así como el contraste de fases según el requerimiento necesario para la observación de las características morfológicas específicas en cada espécimen.

Se registraron las especies de dinoflagelados más representativas, documentando con fotografías a través de una cámara digital Olympus y procesadas con el programa Q-Capture Pro (ANEXO A). La identificación taxonómica se realizó con base en los siguientes trabajos: Rossignol (1962), Evitt (1963), Eisenack (1964), Davey and Williams (1966), Stover (1977, 1978), Biffi and Grignani (1983), Jan du Chêne (1986), Williams et al. (1987), Head and Norris (1989), Head et al. (1989), Fensome et al. (1991), y Eaton et al. (2001).

Las interpretaciones paleoambientales se basan en los trabajos de Dale (1976), Wall et al. (1977), Lewis (1990), Powell et al. (1992), Dale (1996) y Pross & Brinkhuis, (2005). El análisis de los rangos bioestratigráficos fueron basados en la recopilación de trabajos realizados por Head and Wrenn (1992), de Verteuil (1996), Hardenbol et al. (1998), Fauconnier and Masure (2004), Williams et al. (2004), White et al. (2008), y Dybkjær and Piasecki (2010).

2.3 Análisis de datos

2.3.1 Distribución bioestratigráfica del B-5

Se elaboraron 2 gráficas de distribución bioestratigráfica, la primera (ANEXO B) conteniendo todas las especies de quistes observadas en las láminas, mediante el programa *Sipgrade* (Victorio, 2010) representando gráficamente las abundancias y distribución de las diferentes especies en el núcleo B-5. La

segunda (Figura 9) con ciertas especies representativas de la edad estratigráfica en el intervalo analizado, en *Excel* (Microsoft Office Professional Plus, 2016).

2.3.2 Análisis de la columna litológica en el B-5

El Consejo de Recursos Minerales (actualmente Servicio Geológico Mexicano) proporcionó el núcleo B-5 junto con una descripción de la columna litológica (Figura 7). Siendo a grandes rasgos: arena de grano medio en la base (44m), lutita y lodolita (129m) y hacia la cima arena de grano fino (43m); incluyendo aporte de fosfato y estratos delgados de coquina fosfatada en las áreas de arena, e intercalación de estratos delgados de fosforita y diatomita en las zonas arcillosas. Sobreyaciendo a los estratos mencionados, se encuentra una unidad de arena tobácea y glauconítica (~18m). La columna presenta fallas normales hacia la parte superior, las cuales probablemente reflejan una transición de eventos del fin de la subducción de la placa remanente Farallón a una extensión temprana entre el límite de la placa de Norteamérica y la placa del Pacífico.

2.3.3 Formación San Gregorio

Los ambientes de depositación de la FSG han sido interpretados como marinos someros, con menos de 200 m de paleoprofundidad (Kim and Barron, 1986; Kim, 1987; Galli-Olivier, 1993; Grimm and Föellmi, 1994 y Schwennicke, 1994; 1995). En el núcleo B-5 esta interpretación también está indicada por la presencia dominante de quistes de dinoflagelados que representan zonas neríticas y costeras.

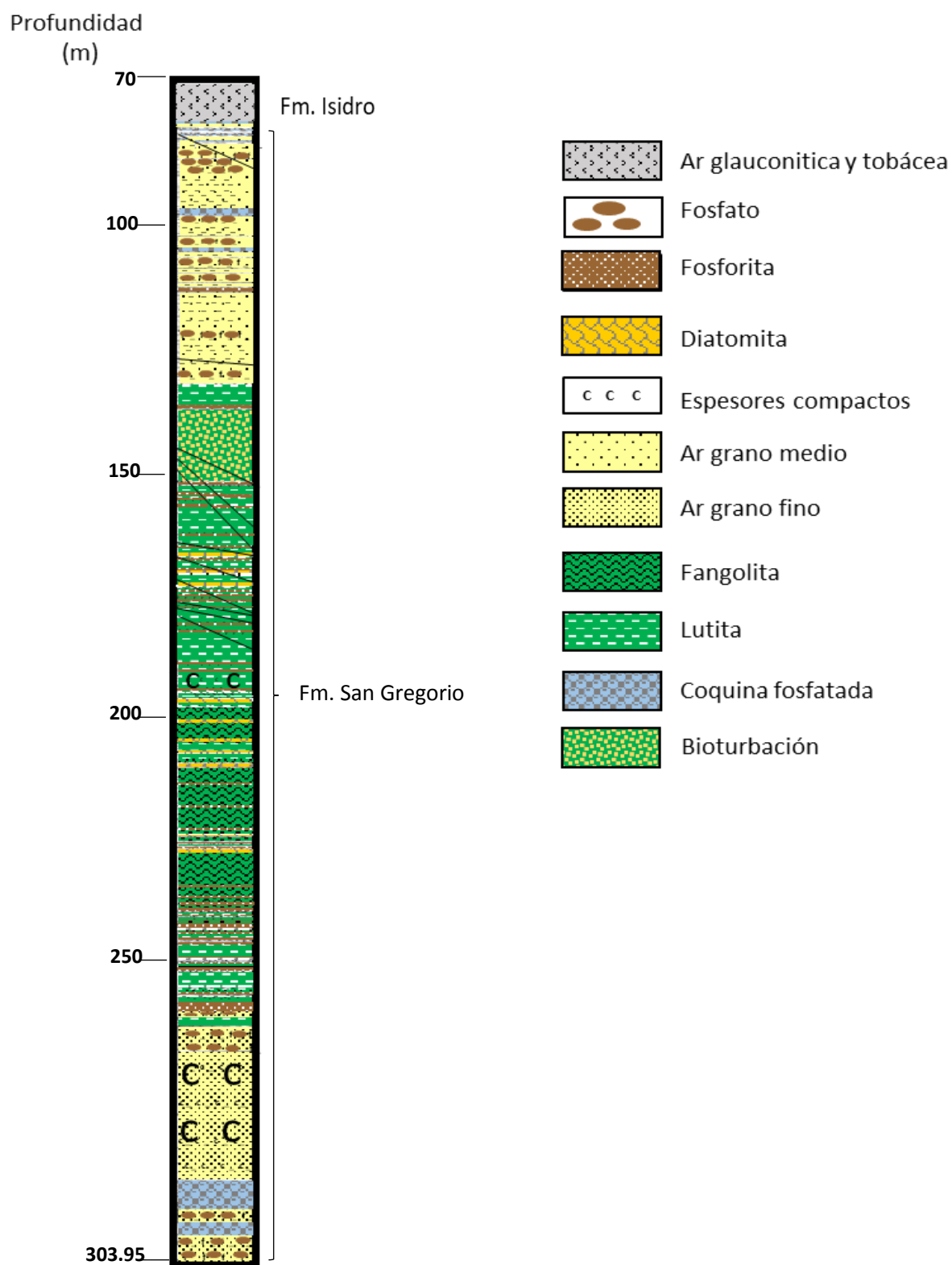


Figura 7 – Litología del núcleo B-5. Modificado de (Consejo de Recursos Minerales, 1993).

2.3.3.1 Núcleo B-4

El núcleo B-4 está localizado a 17 km al NO del B-5, con las coordenadas (26°19'03'' N 112°06'08''O). Presenta la siguiente descripción litológica, en la base roca ígnea de composición andesítica con sulfuro en forma diseminada asociado a microfracturas y zona de falla, en la parte media presenta intercalaciones de capas fosfatadas, diatomita, limolita, arenisca fosfatada, arenisca calcárea, lutita y calcilutita. La cima del barreno corresponde a terrazas aluviales con fragmentos de roca volcánica.

Los elementos palinológicos continentales en el B-4 indican que durante el Oligoceno tardío – Mioceno temprano, localmente predominaba un clima semiseco y cálido (Galván-Escobedo et al., 2017).

2.3.3.2 Secuencias estratigráficas y ciclos eustáticos

Las secuencias estratigráficas son la respuesta sedimentaria de cambios en el espacio disponible para la acumulación de sedimentos (Posamentier et al., 1988). Este espacio puede ser creado o destruido por fluctuaciones del nivel del mar y gradualmente consumido por la sedimentación. Dichas fluctuaciones pueden reflejar cambios en respuesta a eventos: eustáticos, tectónicos, climáticos, diagenéticos y ambientales (Catuneanu, 2002).

Los cambios en el nivel del mar (elevación y caída) registrados a escala global en un determinado intervalo de tiempo, se denominan cambios eustáticos, categorizados principalmente de acuerdo a su periodicidad. La transgresión se identifica al tener una tendencia granodecreciente en la columna litológica, resultante del cambio de facies continentales hacia las marinas, indicando migración de la línea de costa hacia el continente. Mientras que la regresión se identifica con una tendencia granocreciente en la litología, ocasionada por el desplazamiento de facies hacia el continente, indicando somerización de la cuenca al migrar la línea de costa hacia el mar (Catuneanu, 2002).

En el presente trabajo se toman en cuenta los ciclos propuestos por Haq et. al. (1987; 1988) considerando una frecuencia entre 0.5 y 3 Ma correspondiente al tercer orden, concerniente al tectonismo local, glaciaciones y dinámica de la cuenca. Estos cambios en el nivel del mar afectan el depósito de sedimentos marinos, y en ciertos casos generan ciclicidad en el registro sedimentario, formando secuencias sedimentarias. Una secuencia sedimentaria está limitada por descensos contiguos en el nivel del mar y se

encuentran marcados por superficies que pueden ser erosivas, de modo que la secuencia se conforma por una fracción transgresiva (elevación del nivel del mar) y una regresiva (caída del nivel del mar) (Vail, 1977; Haq et al., 1988; Posamentier et al., 1988; Van Wagoner et al., 1988; Mitchum Jr and Van Wagoner, 1991). La temperatura está basada en la relación de Mg/Ca de foraminíferos bentónicos con la temperatura en el mar (Rosenthal et al., 1997). De igual manera con el fin de mejorar las correlaciones de $\delta^{18}\text{O}$ en el intervalo Oligoceno a Mioceno, se consideró el trabajo de Miller et al. (1991) donde propusieron 8 eventos (Oi-1, Oi-2, Mi-1, Mi-2, Mi-3, Mi-4, Mi-5, Mi-6) asociados a incrementos de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentónicos e intervalos de sedimentación glacial en la Antártica o en sus cercanías.

De acuerdo con Bujak and Matsuoka (1986), en las áreas norte y oeste del Pacífico del Neógeno al Pleistoceno los rangos estratigráficos de los principales quistes de dinoflagelados fueron probablemente controlados principalmente por cambios paleoceanográficos, relacionados con la temperatura del agua.

Por otro lado, las intercalaciones de fosforita y diatomita laminadas podrían reflejar sistemas de circulación oceánica relacionados con desplazamiento de agua de profundidad a la superficie y alta concentración de materia orgánica. El fosfato es precipitado en ambiente de plataforma con fondos poco profundos donde las aguas ascendentes son frías y ricas en fósforo (Sheldon, 1981). Períodos con fluctuaciones menos intensas del nivel de mar, propician la formación y acumulación de estratos de fosforita (Kim, 1987).

2.3.3.3 Datos cuantitativos

Se obtuvieron la concentración total de dinoflagelados (ConTot), la relación Heterótrofos/Autótrofos (H/A) y los índices de palinomorfos marinos (IPM) y de diversidad de especies o de dominancia (DE) mediante los programas Excel (Microsoft Office Professional Plus, 2016) y RStudio (Versión 1.0.136, RStudio, Inc.). Estos parámetros sirven también para representar cambios de los conjuntos de palinomorfos en respuesta a posibles condiciones ambientales.

El cálculo de **ConTot** basado en Mertens et al. (2009; 2012), se realizó mediante la ecuación (1):

$$ConTot = \frac{Ab * bL * 1}{L * g} \quad (1)$$

Dónde: **ConTot**, es la relación de abundancia de quistes por gramo de sedimento; **Ab**, es la abundancia relativa o conteo de especímenes; **bL** es el contenido de esporas en el batch; **L**, es el conteo de *Lycopodium*; **g**, es el peso en gramos del sedimento. El valor de ConTot de cada muestra es comparable cuantitativamente con todas las demás.

La H/A fue basada en Mudie & Harland (1996) y Vásquez-Bedoya et al. (2008) mediante la ecuación 2:

$$H/A = \frac{H}{H+A} \quad (2)$$

Dónde: **H/A**, es la relación de abundancia de heterótrofos sobre autótrofos o alguna variante como indicación indirecta de productividad y temperatura superficial del mar (surgencias) (Prauss, 2002); **H**, es la abundancia de dinoflagelados heterotróficos y **A** es la abundancia de dinoflagelados autotróficos. El incremento de H disminuirá el valor de A, y viceversa.

El IPM (Helenes et al., 1998; Carrillo-Berumen et al., 2013) se calculó mediante la ecuación (3):

$$IPM = \left[\left(\frac{Dm}{Dc} \right) + 1 \right] * 100 \quad (3)$$

Dónde: **IPM**, es la relación de la diversidad de palinomorfos marinos sobre los continentales; **Dm**, es la diversidad de dinoflagelados; **Dc**, es la diversidad de polen. Valores altos representarán condiciones marinas y menor influencia de continentales.

El **DE**, se obtuvo mediante el Índice de Simpson (Zarco-Espinosa, V. M. et al., 2010) (Ecuación 2).

$$DE = \frac{\sum_{i=1}^S ni(ni-1)}{N(N-1)} \quad (4)$$

Dónde: **DE**, índice de Simpson; **S**, representa el número de especies; **N**, es el total de organismos presentes y **n**, es el número de individuos en la *iésima* especie. Valores de DE más cercanos a 1 indicará una mayor posibilidad de dominancia de alguna especie y/o una población, mientras que si el valor se aproxima a 0 mayor será la biodiversidad.

Capítulo 3. Resultados

Los conjuntos de dinoflagelados observados contienen 79 especies de 27 géneros distintos. De estas, 56 son autotróficas del orden G y 23 son heterotróficas del orden P (anexo C).

En los horizontes de diatomita no hubo recuperación de materia orgánica, probablemente por efectos diagenéticos de oxidación y /o exposición relacionada a una disminución de profundidad y una relativa emersión. Los apartados que se muestran a continuación abarcan el comportamiento de distribución estratigráfica y abundancias de las especies de dinoflagelados identificadas en el B-5 relacionadas con eventos globales.

3.1 Conjuntos de dinoflagelados

Los cambios en la abundancia y composición taxonómica de los quistes son relevantes en 2 aspectos principales: el estratigráfico y de correlación, y el de interpretación de paleoambientes. La distribución estratigráfica de las especies es la base para asignar edades a los estratos que componen la columna estudiada. Por otra parte, la combinación de datos litológicos y palinológicos se usaron para identificar ambientes y posibles condiciones paleoecológicas y paleogeográficas al momento de la depositación. Principalmente se considera que los sedimentos más gruesos (arenas) nos indican un ambiente con más energía que los finos (arcillas).

En el anexo B, podemos observar la distribución estratigráfica de todas las especies encontradas en este trabajo, resaltando con un rectángulo rojo las especies que definieron los intervalos de edad en la sección analizada, con una línea negra el límite O/M y con una línea azul la SIM. Mientras en la Figura 8, se muestran algunas especies de dinoflagelados que determinan edades en el intervalo estudiado del núcleo B-5. El límite de aparición inferior a 294.8 m de *C. lobospinosum* (~28 Ma) y la superior a 166.3 m de *O. longispinigerum* (~20 Ma) delimitan un rango del período Oligoceno tardío-Mioceno temprano; así mismo, la aparición superior de *L. pulchra* e inferior de *S. druggi* y *O. longispinigerum* definen el límite O/M (~23 Ma) a 243m.

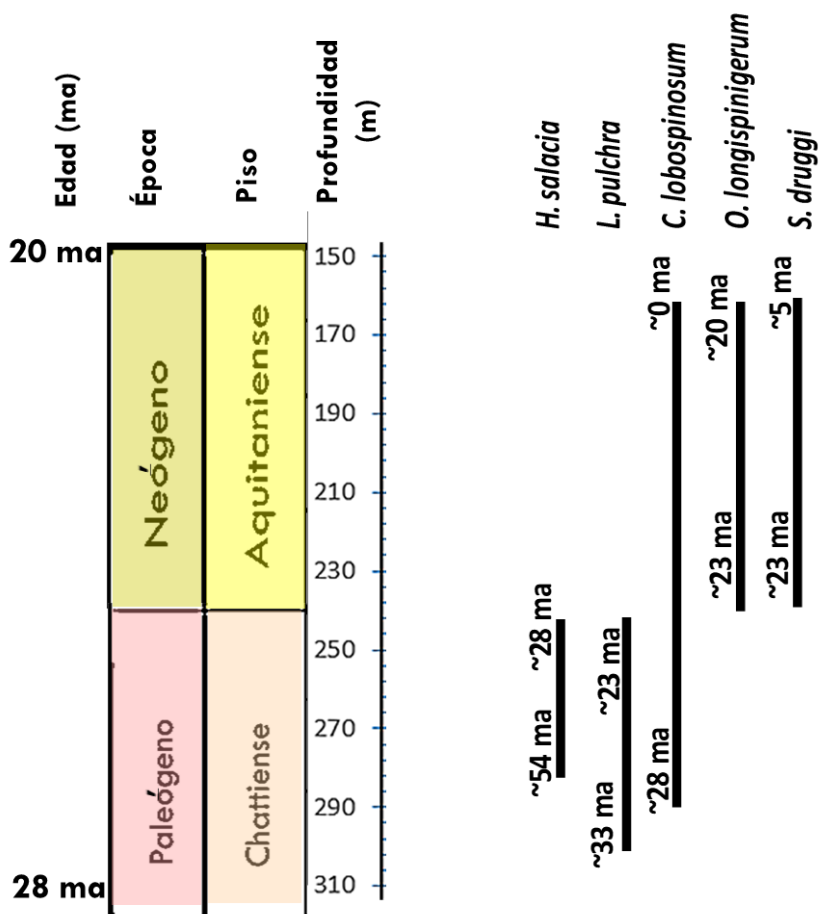


Figura 8 – Distribución estratigráfica conocida en la literatura, de especies representativas observadas en muestras del núcleo B-5. Profundidad referenciada al intervalo estudiado del B-5.

3.2 Datos cuantitativos

3.2.1 Concentración de dinoflagelados

Las altas concentraciones (> 1000 q/g sed) y la diversidad de dinoflagelados, además de la presencia de capas fosfatadas y de diatomita representan gran productividad en el intervalo estudiado. En el anexo D, se enlistan a detalle todas las especies dinoflageladas identificadas y cuantificadas de manera ascendente conforme a la profundidad de aparición en el intervalo analizado del B-5.

Los datos proporcionados en la tabla I, son valores de concentración resultantes del análisis de dinoflagelados efectuados en sedimentos recientes y del presente estudio. Al comparar el promedio de las 3 cuencas recientes con el de La Purísima, esta cuenca se puede estimar de productividad intermedia. Además, se observa que el intervalo del Oligoceno presenta un menor promedio (203 q/g sed) considerándose similar al de Magdalena, mientras que en el Mioceno incrementa (Prom = 848 q/g sed) asemejándose al de Pescadero. Teniendo en cuenta, que el valor promedio obtenido para la FSG fue calculado excluyendo las muestras sin recobro de dinoflagelados, debido a que sufrieron posibles cambios diagenéticos que afectaron ciertos horizontes y que la resolución de las muestras en este estudio es menor (>50000 a) que en los otros trabajos (<100 a).

Tabla 1 – Datos de concentraciones de sedimentos recientes en las cuencas San Lázaro, Pescadero y Magdalena; y sedimentos del presente estudio en la cuenca La Purísima, FSG. Tomado de (Flores Trujillo, 2009; Pérez-Rodríguez, 2016; Serrano Mejía, 2016 y Castañeda Quezada 2016). Prom = promedio; Max = máximo; Min = mínimo; σ = desviación estándar. Los intervalos numéricos indican la datación en años calendario de los períodos de acumulación de las cuencas estudiadas.

CUENCAS (Edad estudiada)	CONCENTRACIÓN (quistes/g sed)	
	RANGOS	TOTAL
San Lázaro (1965-2009)	Prom	1559.6
	Max	11034.9
	Min	52.6
Magdalena (1908-2008)	Prom	200.7
	Max	968.0
	Min	0
Pescadero (1905-1995)	Prom	1105.9
	Max	4046.7
	Min	55.6
La Purísima (~28 - ~20 Ma) Fm. San Gregorio	Prom	543.0
	Max	4043.0
	Min	0
	σ	946.4

3.2.1.1 Correlación de la FSG entre B-5 y B-4

En el núcleo B-4 se reporta en la base (105.4-75 m) un predominio del dinoflagelado autotrófico *Operculodinium* junto con pocas especies continentales, mientras que hacia la cima (70-20.5 m) se observa una abundancia de los dinoflagelados autotróficos *Achomosphaera*, *Lingulodinium* y *Polysphaeridium* aunados a altos valores de especies continentales (Galván-Escobedo et al., 2017). En el núcleo B-5 también se observa la abundancia de *Operculodinium* en la parte inferior (303-230 m) y de *Achomosphaera* en la parte superior (230-163 m) de la columna, mostrados en la figura 9 por las flechas rojas que representan los picos con mayor abundancia absoluta de ambos géneros. Además, en la parte superior del B-5, también se observa un incremento notable de elementos continentales reflejado en la caída de la curva del IPM (Figura 12).

La correlación de los núcleos B-4 y B-5 (Figura 10) se realizó con base en las características litológicas y micropaleontológicas de ambas columnas. En particular se consideró la presencia de los intervalos más espesos de sedimentos arcillosos en las partes bajas de las columnas y los cambios palinológicos recién descritos. Con esta interpretación estos niveles arcillosos reflejan la máxima profundización de la cuenca, en B-4 a ~ 84.5 m y en B-5 a ~243 m de profundidad. Además, como se discute más adelante, ambos intervalos presentan el primer evento frío del Mioceno (Mi-1).

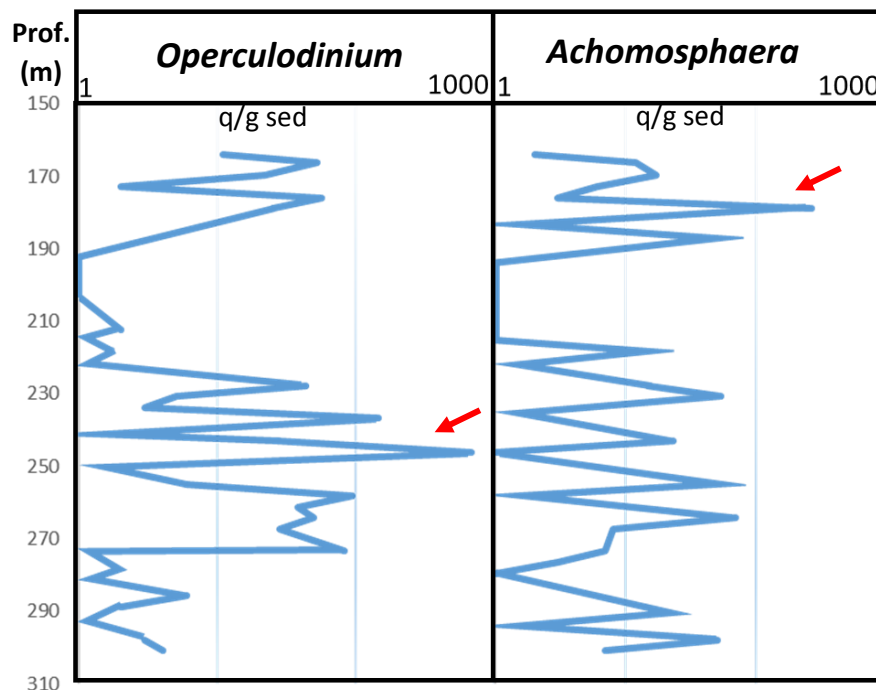


Figura 9 – Abundancia absoluta de los géneros *Operculodinium* y *Achomosphaera* en el B-5.

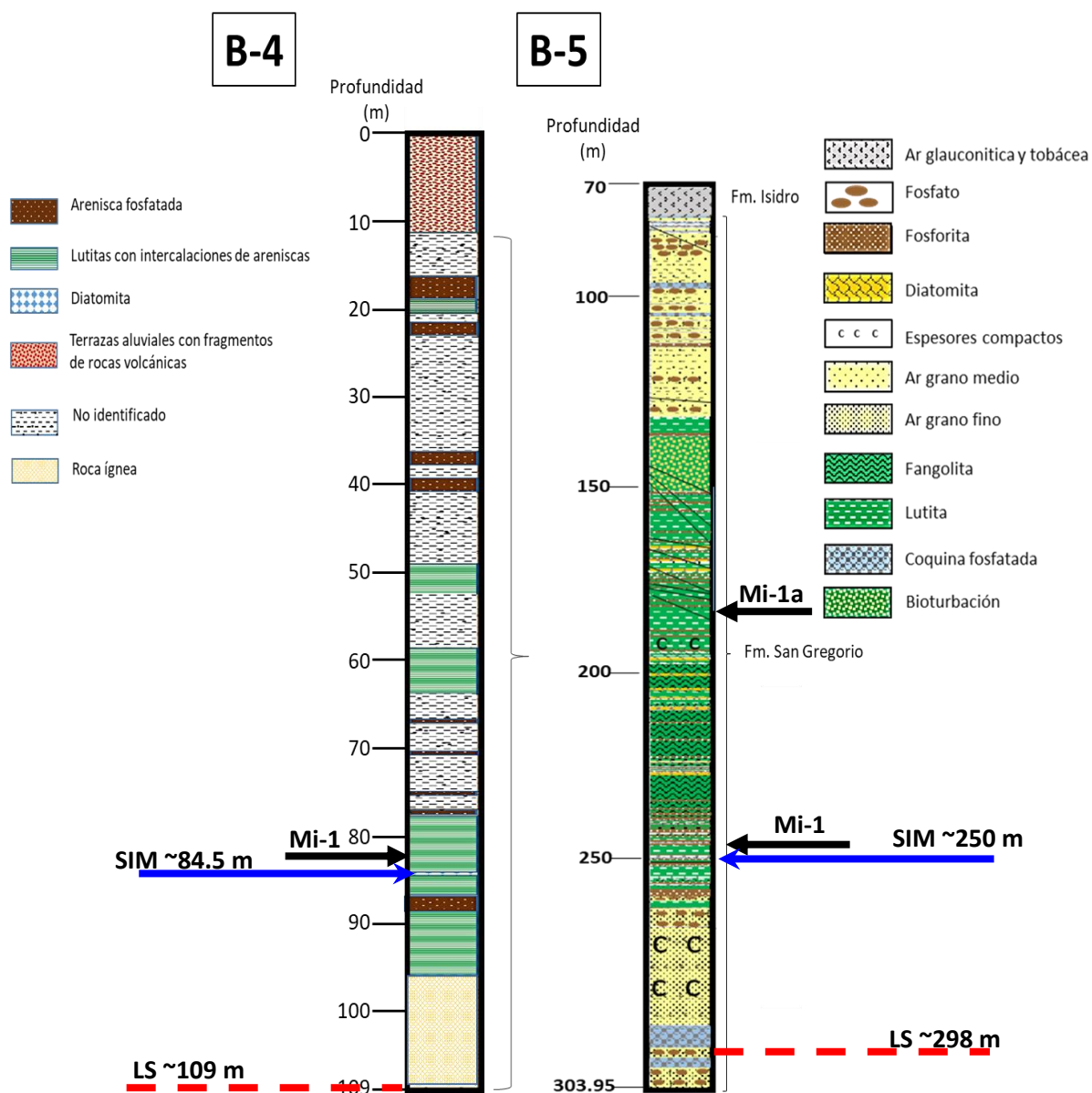


Figura 10 – Litología de los núcleos B-4 y B-5 en la Fm. San Gregorio. Modificada de (Galván-Escobedo et al., 2017).

3.2.2 Análisis cuantitativos

3.2.2.1 Relación H/A

En la figura 11 indicando con flechas rojas, se muestran 2 intervalos de valores altos de ConTot (248-230; 178-164 m), en el índice H/A se observan 2 rangos en profundidad donde se indica predominio de especies heterótrofas (260-255; 247-240 m). Por lo tanto, ambas curvas presentan un marcado cambio entre la profundidad 260-240 m, que pueden relacionar los valores máximos de especies heterótrofas (zonas de surgencias) con intervalos de valores altos de ConTot., permitiendo la identificación del evento Mi-1 (~246 m).

3.2.2.2 Índice de diversidad

El índice de Simpson en las muestras del B-5 permanece generalmente en el rango 0.6 a 1, visualizando sólo un pico de muy bajo valor ~ 0 (252-244 m). Esto último, indica mayor diversidad de especies que coincide con la predominancia de especies A en el índice H/A (Figura 11).

Este índice refleja dominancia, tomando en cuenta la representatividad de las especies con mayor valor de importancia sin evaluar la contribución del resto de las especies (Moreno, 2001). Entonces, el intervalo con un pico alto de diversidad a una profundidad 246-243 m, refleja el dominio de pocas especies siendo heterotróficas en respuesta a la predominancia de H en el índice H/A (Figura 11).

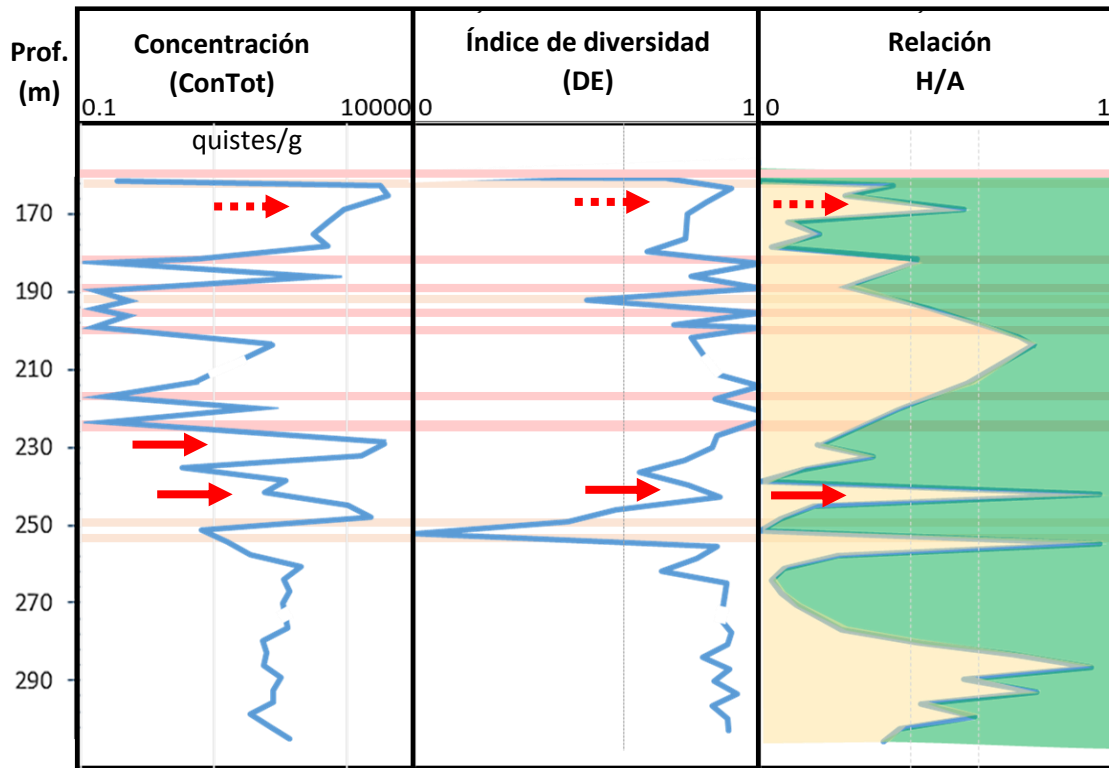


Figura 11- Concentración total (ConTot) de quistes en q/g sed, índice de diversidad (DE) y relación heterótrofos/autótrofos (H/A). Las líneas rosas indican las posiciones de las diatomitas en las cuales no hubo recuperación de materia orgánica.

3.3 Paleobatimetría y Correlación con Ciclos Eustáticos del B-5

3.3.1 Paleobatimetría del núcleo B-5

Los cambios de abundancia y diversidad entre los conjuntos de dinoflagelados permitieron determinar ciclos de fases transgresivas y regresivas (Figura 12). Durante la parte transgresiva de un ciclo la asociación palinológica presenta incremento de palinomorfos de origen marino e incluso de ambiente oceánico, determinando una superficie de inundación máxima por medio de la más alta abundancia de microfósiles pelágicos (250 m). Mientras el descenso del nivel del mar o el exceso en el aporte de sedimentos (progradación) constituye la parte regresiva de un ciclo, incrementando abundancia y diversidad relativas de palinomorfos pertenecientes a ambientes continentales (240-212 m).

3.3.2 Correlación del núcleo B-5 con ciclos eustáticos

Una vez definidos los ciclos transgresivo-regresivos, fueron correlacionados (Figura 13) con los ciclos eustáticos de tercer orden propuestos por Haq et al. (1987; 1988) y con la curva de temperatura (Billups and Schrag, 2002). Esto ayudó a interpretar cambios paleoclimáticos en la columna estudiada.

En la relación observada de los estratos del barreno B-5 con eventos paleoclimáticos, se puede distinguir la correlación con reconocimiento de eventos en varias localizaciones de los océanos Atlántico, Pacífico e Índico (Billups and Schrag, 2002). Adicionalmente, con el marco cronoestratigráfico obtenido se identificó el límite O/M (~243 m) y, los eventos Mi-1 (~246 m) y Mi-1a (~170 m) indicado por las tendencias de bajas temperaturas y caída del nivel del mar (Figura 13).

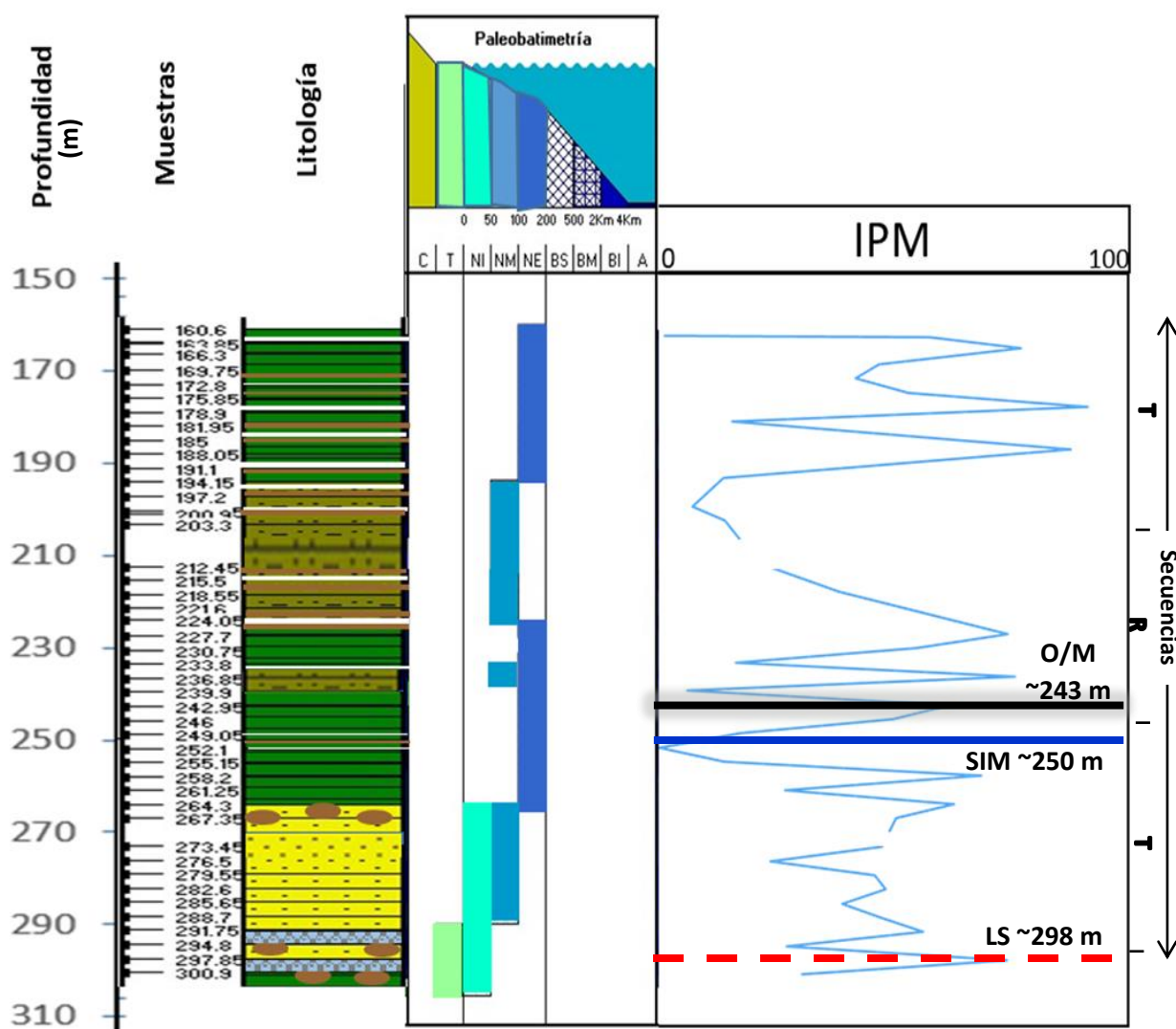


Figura 12 – Litología simplificada y paleobatimetría interpretada para el núcleo B-5. El índice de palinomorfos marinos (IPM) apoya la interpretación. En la columna de paleobatimetría, los ambientes están indicados como: **C**=continental, **T**=transicional, **NI**=nerítico interno, **NM**= nerítico medio, **NE**=nerítico externo siendo la máxima profundidad interpretada. Las secuencias son indicadas por: **R**=Regresión, **T**=Transgresión. Y los límites de secuencias se indican: **SIM** = Superficie de Inundación Máxima, señalada por la línea azul, aproximadamente a 250 m de profundidad. **LS**= Límite de Secuencia, indicada con una línea roja punteada, aproximadamente a 298 m de profundidad.

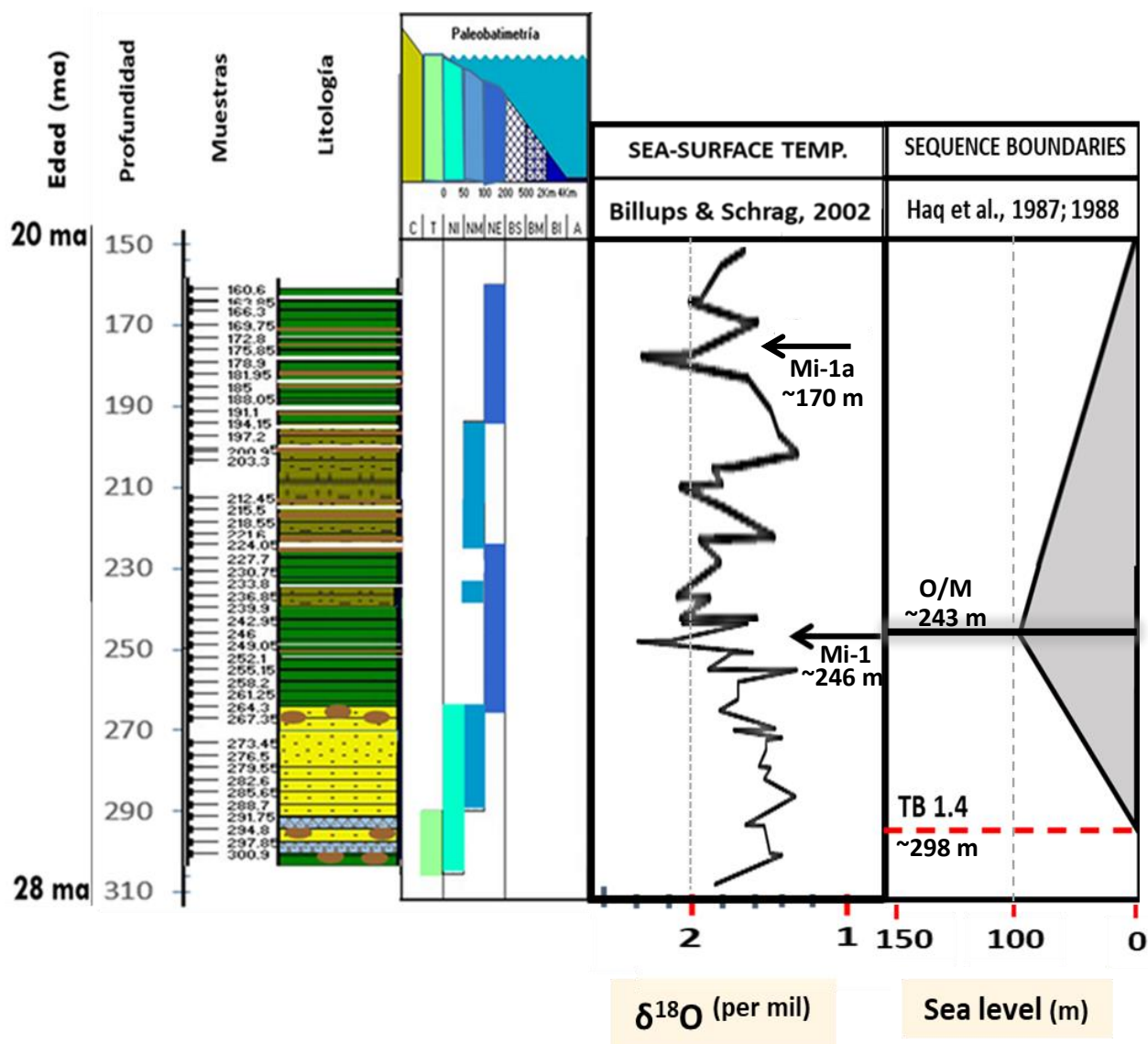


Figura 13 – Correlación de la litología simplificada y paleobatimetría interpretada del B-5 con cambios globales de temperatura y del nivel del mar. Registro de $\delta^{18}\text{O}$ en temperatura superficial del mar, modificada de Billups and Schrang (2002). Variación del nivel del mar en ciclos eustáticos, modificada de Haq et al. (1987). Límites de secuencias, tomado de Hardenbol et al. (1998) con edades calibradas de Billups and Schrang (2002). Las flechas negras indican los eventos de enfriamiento interpretados Mi-1 (~23 Ma) y Mi-1a (~21.17 Ma), la línea negra representa el límite O/M (~23 Ma) y la línea roja punteada representa un LS (TB1.4 ~23.6 Ma).

Capítulo 4. Discusión

4.1 Consideraciones litológicas y bioestratigráficas

La litología del B-5 incluye arena de grano medio en la base, lutita y lodolita con intercalaciones de diatomita y fosforita en la parte media y arena de grano fino hacia la cima. Para los objetivos de este estudio son irrelevantes los factores químicos y ambientales de la depositación en estas intercalaciones (Cook and McElhinny, 1979). Sin embargo, es importante que este tipo de intercalaciones han sido asociadas a altos valores de nutrientes, probablemente relacionados a períodos de surgencia y poco aporte terrígeno. Los horizontes de diatomita y de fosforita (blanco y marrón respectivamente en las figuras 11 y 12) corresponden a muestras con nula o poca recuperación de palinomorfos y materia orgánica en general, particularmente evidente en las diatomitas. Esta ausencia de materia orgánica, probablemente se debe a la disminución en el contenido de arcillas en estos horizontes, lo cual facilita el movimiento de fluidos en los sedimentos y hace posible la oxidación.

El intervalo estudiado comprende de 303.95 m a 163.65 m y su edad varía de Oligoceno tardío a Mioceno temprano. La presencia estratigráficamente más baja de *C. lobospinosum* (28-0 Ma) a 294.8 m de profundidad indica que la base se depositó después de 28 Ma, o sea en el piso Chattiense. Por otro lado, la presencia estratigráficamente más alta de *O. longispinigerum* (23-20 Ma) a 163.85 m de profundidad indica que la cima se depositó antes de 20 Ma, o sea en el piso Aquitaniense. El límite Oligo - Mioceno (23 Ma) se identifica por las apariciones estratigráficamente más bajas de *S. druggi* (23-5 Ma) y *O. longispinigerum* (23-20 Ma) a 242.95 m. La presencia de varios especímenes de *L. pulchra* (33-23 Ma) desde la base del intervalo hasta 246 m indica una edad de Oligoceno. La muestra en profundidad de 246-242.95 m contiene escasos especímenes de *L. pulchra* y *H. salacia* (66-23 Ma), los cuales se interpretan como retrabajados por aparecer junto con abundantes especímenes de *O. longispinigerum* que apareció a partir de 23 Ma.

Los rangos estratigráficos de las siguientes especies observadas aquí posiblemente requieren una ampliación:

- *S. septentrionalis* ha sido descrita en sedimentos Mioceno medio a Pleistoceno, pero se encuentra en estratos del Oligoceno tardío ("abundant" en 276.5 - 273.45 m) y del Mioceno temprano ("few" en 169.75 - 166.3 m) en el B-5.

- *S. armageddonensis* es común en estratos de Mioceno a Plioceno, pero en el B-5 se encuentra en estratos del Oligoceno tardío ("few" en 276.5 - 273.45 m).
- *O. eirikianum?* es común en estratos de Mioceno medio a Pleistoceno, y raro en estratos del Oligoceno medio y Mioceno medio en el Atlántico del norte (Poulsen et al., 1996), pero en el B-5 es abundante en estratos del Mioceno temprano (239 - 236.85 m).
- *O. pulcherrimum* es común en el Cretácico y ha sido reportada en el Daniense en latitudes medias del hemisferio norte (Williams et al., 2004), pero en el B-5 se encuentra comúnmente desde el Oligoceno tardío (279.5 - 276.5 m) hasta el Mioceno temprano (178.9 - 175.85 m).
- *H. fenestratum* solo ha sido reportado una vez en estratos del Paleoceno tardío a Eoceno temprano de Nigeria (Jan du Chêne & Adediran, 1984), pero en el B-5 se observa comúnmente en el Oligoceno tardío (261.2 - 258.2 m a 300.9 - 297.85 m).

Estas otras especies han sido reportadas en estratos más antiguos y algunos especímenes se observan en muestras del B-5. Debido a su escasa presencia en el B-5, es muy probable que representen retrabajo de material más antiguo. Sin embargo, también es posible que sus rangos deban incluir los datos del B-5.

- *H. bulbosum* es común en estratos de Albiense a Eoceno, pero en el B-5 se encuentran pocos especímenes en el Oligoceno tardío (261.2 - 258.2 m)
- *H. spinosum* es común en estratos de Paleoceno a Eoceno medio (Brinkhuis et al., 2003), pero en el B-5 se observan algunos especímenes en el Oligoceno (276.5 - 258.2 m)
- *H. torquatum* ha sido reportado en estratos del Eoceno temprano a medio, pero en el B-5 se observan algunos especímenes en el Mioceno temprano (246 - 242.95 m).

Por otro lado, la presencia del taxón pelágico *Impagidinium* en las arenas de la parte inferior de la columna se interpreta como retrabajo de material más antiguo. Esta parte inferior de la columna se caracteriza por arenas de grano medio depositadas en ambientes de continental a nerítico interno (Figura 11) y se

interpretan como arenas basales por encima de la discordancia Eoceno/Oligoceno. La presencia de este género oceánico se debe probablemente a retrabajo de material antiguo en la base de la columna, lo cual aumenta el valor del IPM en este intervalo.

4.2 Paleobatimetría

La evolución paleobatimétrica interpretada permite proponer niveles candidatos (Figura 12; ANEXO B) a un límite de secuencia (LS) y a una superficie de inundación máxima (SIM). En el B-5, el LS se localiza en las arenas basales a ~298 m, mientras que la SIM se identifica en un horizonte de diatomita, dentro del intervalo lutítico representativo de ambiente nerítico externo, a una profundidad ~250 m. Considerando que los sedimentos del B-4 se depositaron en una zona más somera, el LS se localiza probablemente en las arenas basales (~109 m) y la SIM en el intervalo lutítico a ~84.5 (Figura 10).

La SIM coincide con el límite O/M datado a 23 Ma, y el LS se correlaciona con el límite del ciclo de 3er orden TB1.4 (Haq et al., 1987), también llamado Ch4/Aq1 (Hardenbol et al., 1998). Este límite presenta una edad calculada de 23.6 Ma, basada en la calibración de Billups and Schrang (2002). Esto sugiere que la edad más antigua para el intervalo estudiado del B-5 y del B-4 es de 23.6 Ma.

4.2.1 Interpretación de datos cuantitativos

4.2.1.1 Secuencias estratigráficas y ciclos eustáticos

En el B-5 (Figura 11; flechas rojas), el intervalo 246-243 m presenta valores altos de ConTot, DE y H/A, lo que indica alta productividad en condiciones de surgencias con predominancia de heterótrofos y probablemente de diatomeas. La combinación de valores altos de ConTot, DE y H/A también se presenta en la parte superior del núcleo (171-164 m) (Figura 11; flechas rojas punteadas) en edad Mioceno temprano, probablemente reflejando intervalos asociadas a condiciones de surgencia.

Considerando una tendencia de disminución de temperatura y una relativa somerización del mar en las curvas de temperatura y ciclos eustáticos aunados al aumento de dinoflagelados heterotróficos se infirieron los eventos de enfriamiento del Mioceno, que se detallan en el siguiente apartado.

4.2.1.2 Eventos paleoclimáticos

En el nivel ~246 m del B-5 se observa una combinación de valores altos de concentración total (ConTot), y los índices DE y H/A (Figura 11), lo cual refleja el evento frío Mi-1. Además, en la parte superior del núcleo se vuelven a combinar valores altos de ConTot, DE y H/A (~171-164 m) lo cual parece reflejar el evento frío Mi-1a, el cual se reporta a ~21.17 Ma (Billups and Schrang, 2002). También se pueden observar los eventos de enfriamiento reflejados en las curvas de temperatura (Billups and Schrang, 2002) con el decremento de $\delta^{18}\text{O}$ y de ciclos eustáticos (Haq et al., 1987; 1988) con la caída del nivel del mar.

Aunque se han relacionado los eventos fríos con caídas del nivel del mar, el primer evento frío del Mioceno coincide con la SIM del ciclo Aq-1 (Haq et al., 1987) (Figura 13), probablemente debido a que la dinámica de placas tectónicas ocasionó la subida del nivel del mar, tal como se ha propuesto para el Cretácico (Müller et al., 2008).

Capítulo 5. Conclusiones

Los datos bioestratigráficos de dinoflagelados indican que la sección perforada por el barreno B-5 se depositó entre 28 y 20 Ma. La edad de la parte inferior está restringida por la presencia de *C. lobospinosum* (28-0 Ma); mientras que, en la parte superior es con la aparición de *O. longispinigerum* (23-20 Ma). El límite Oligo-Mioceno (O/M ~23 Ma), se reconoce a 243 m de profundidad, por la presencia de *L. pulchra* por debajo de este nivel y las de *O. longispinigerum* y *S. druggi* por encima del mismo.

El dominio de arcillas y altos valores de IPM indican que los sedimentos del B-5 fueron depositados en ambientes marinos neríticos (< 200m). La evolución paleobatimétrica indica que la columna B-5 representa una secuencia transgresivo-regresiva y el inicio de una transgresión. La posición del O/M indica que el ciclo inferior de B-5 se correlaciona con el ciclo TB1.4 de tercer orden (Haq et al., 1987), el cual se inició hace 23.6 Ma (Billups and Schrang, 2002). La SIM de este ciclo se interpreta en un horizonte de diatomita el cual indica alta productividad marina y disminución de aporte terrígeno.

Las altas concentraciones de dinoflagelados (Prom=542, Max=4,043 q/g sed), además de su diversidad y la presencia de capas fosfatadas y de diatomita indican que en la cuenca había alta productividad biogénica.

La combinación de valores altos de ConTot, y de los índices DE y H/A refleja el evento frío Mi-1 (~23 Ma) en el nivel ~243 m del B-5. En la parte superior del núcleo (~171-164 m) también hay una combinación valores altos de ConTot, DE y H/A, aparentemente reflejando el evento frío Mi-1a datado a ~21.17 Ma.

La integración de interpretaciones bioestratigráficas, secuenciales y paleoclimáticas, aumenta la resolución del modelo cronoestratigráfico del B-5, estableciendo que la depositación del intervalo estudiado se inició hace 23.6 Ma (298 m), contiene el LS de 23 Ma (243 m) y terminó de depositarse hace 21.17 Ma (170 m). Este modelo se extiende al núcleo B-4.

Literatura citada

- Alatorre, A. E., 1988. Stratigraphy and depositional environments of the phosphorite-bearing Monterrey Formation in Baja California Sur. *Economic Geology* 83(8), 1918-1930.
- Applegate, S. P., 1986. The El Cien Formation-strata of Oligocene and early Miocene age in Baja California Sur. *Revista mexicana de ciencias geológicas* 6(2), 145-162.
- Aranda-Gómez, J. J., Henry, C. D., & Luhr, J. F., 2000. Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras. México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 59-71.
- Atwater, T., 1970. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geological Society of America Bulletin* 81(12), 3513-3536.
- Atwater, T., 1989. Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America. The eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado. Geological Society of America, *Geology of North America*, V. N, 21-72.
- Avalos Zermeño, A., 1995. Informe de definición del prospecto asignación minera, San Juan, municipio de la Paz, estado de Baja California Sur. Reporte Técnico. Consejo de Recursos Minerales -gerencia coordinadora de oficinas regionales oficina regional Baja California Sur. Clave: 030206, 1-89.
- Barajas, A. M., 2000. Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 53(1), 72-83.
- Beal, C. H., 1948. Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, Mexico. Geological Society of America.
- Berggren, W. A. and Hollister, C. D., 1974. Paleogeography, paleobiogeography and the history of circulation in the Atlantic Ocean. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM). *Studies in Paleo-Oceanography* (SP20).
- Biffi, U. and Grignani, D., 1983. Peridinioid dinoflagellate cysts from the Oligocene of the Niger Delta, Nigeria. *Micropaleontology*, 126-145.
- Billups, K. and Schrag D., 2002. Paleotemperatures and ice volume of the past 27 Myr revisited with paired Mg/Ca and $18\text{O}/16\text{O}$ measurements on benthic foraminifera. *Paleoceanography* 17(1), 3-13-11.
- Blake, W., 1856. Reports of explorations and surveys to ascertain the most practicable and economical route for a railroad from the Mississippi River to the Pacific Ocean 3. Report of the geology of the route, no. 1—General report upon the geological collections. part IV, 121-164.

- Bringué, M., Pospelova, V., & Pak, D., 2013. Seasonal production of organic-walled dinoflagellate cysts in an upwelling system: a sediment trap study from the Santa Barbara Basin, California. *Marine Micropaleontology*, 100, 34-51.
- Brinkhuis, H., Sengers, S., Sluijs, A., Warnaar, J., & Williams, G. L., 2003. Latest Cretaceous to earliest Oligocene, and Quaternary dinoflagellate cysts from ODP Site 1172, East Tasman Plateau. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*.
- Bujak, J., and Matsuoka, K., 1986. Late Cenozoic dinoflagellate cyst zonation in the western and northern Pacific. *Amer. Assoc. Stratigraphic Palynologists Contrib. Ser.*, 17, 7-25.
- Carreño, A. L. and Helenes J., 2002. Geology and ages of the islands. A new island biogeography of the Sea of Cortés, 14-40.
- Carreño, A. L. and Smith J. T., 2007. Stratigraphy and correlation for the ancient Gulf of California and Baja California peninsula, Mexico. *Paleontological Research Institution*.
- Carrillo-Berumen, R., Quattrocchio, M. E., & Helenes, J., 2013. Palinomorfos continentales del Paleógeno de las formaciones Chorrillo Chico y Agua Fresca, Punta Prat, Región de Magallanes, Chile. *Andean geology*, 40(3), 539-560.
- Castañeda-Quezada, J. R., 2016. 100 años de Dinoflagelados y cambios Paleocceanográficos en Cuenca Magdalena, Baja California Sur. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.
- Catuneanu, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences* 35(1), 1-43.
- Cook, P. J. and McElhinny M., 1979. A reevaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonics. *Economic Geology* 74(2), 315-330.
- Consejo de Recursos Minerales (COREMI), 1993, Gerencia Regional zona Noroeste. Descripción litoestratigráfica del núcleo B-5, escala 1:250.
- Dale, B., 1976. Cyst formation, sedimentation, and preservation: factors affecting dinoflagellate assemblages in recent sediments from Trondheimsfjord, Norway. *Review of Palaeobotany and Palynology* 22(1), 39-60.
- Dale, B., 1996. Dinoflagellate cyst ecology: modeling and geological applications. *Palynology: principles and applications*, 1249-1275.
- Dale, B., 2001. Marine dinoflagellate cysts as indicators of eutrophication and industrial pollution: a discussion. *Science of the total environment* 264(3), 235-240.

- Darton, N. H., 1922. Geologic structure of parts of New Mexico. US Government Printing Office.
- Davey, R. and Williams G., 1966. The genus *Hystriosphæridium* and its allies. Studies on Mesozoic and Cainozoic dinoflagellate cysts. Bulletin of the British Museum (Natural History) Geology Supplement. 3, 53-106.
- de Verteuil, L., 1996. 27 Data Report: Upper Cenozoic dinoflagellate cysts from the continental slope and rise off New Jersey. In Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. 150, 439-454).
- Dunbar, G. B., Naish, T. R., Barrett, P. J., Fielding, C. R., & Powell, R. D., 2008. Constraining the amplitude of late Oligocene bathymetric changes in Western Ross Sea during orbitally-induced oscillations in the East Antarctic Ice Sheet:(1) Implications for glacial-marine sequence stratigraphic models. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 260(1-2), 50-65.
- Dybkjær, K. and Piasecki, S., 2010. Neogene dinocyst zonation for the eastern North Sea Basin, Denmark. *Review of Palaeobotany and Palynology* 161(1-2), 1-29.
- Eaton, G. L., Fensome, R. A., Riding, J. B., & Williams, G. L., 2001. Re-evaluation of the status of the dinoflagellate cyst genus *Cleistosphaeridium*. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 219(1/2), 171-205.
- Eisenack, A., 1964. Mikrofossilien aus dem Silur Gotlands. Chitinozoen. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 120, 308-342.
- Evitt, W. R., 1963. A discussion and proposals concerning fossil dinoflagellates, hystrichospheres, and acritarchs, I. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 49(2), 158-164.
- Evitt, W. R., 1985. Sporopollenin dinoflagellate cysts: their morphology and interpretation. *Amer Assn of Stratigraphic*.
- Fauconnier, D. and Masure E., 2004. Les dinoflagellés fossiles: guide pratique de détermination. Groupe de travail Dinoflagellés.
- Fensome, R. A., Gocht, H., & Williams, G. L., 1991. The Eisenack catalog of fossil dinoflagellates. New series, vol.1-E.
- Fischer, R., Galli-Olivier, C., Gidde, A., & Schwennicke, T., 1995. The El Cien Formation of southern Baja California, Mexico: stratigraphic precisions. *Newsletters on Stratigraphy*, 137-161.
- Flores, J.A., 2001. Paleooceanografía del Oceano del Sur: nuevas aportaciones en el contexto del Ocean Drilling Program. *Geogaceta*.

- Flores-Trujillo, J. G., 2009. Registro palinológico en sedimentos laminados de la parte sur del Golfo de California y su relación con cambios paleoceanográficos y paleoclimáticos. Ensenada, Baja California, México. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.
- Galli-Olivier, C., 1993. Fosforita de San Juan de la Costa (Bahía de La Paz), Baja California Sur, Mexico; 17 años de investigaciones. *Revista de Investigación Científica*, 4, 115-135.
- Galván-Escobedo, I. G., Ramírez-Arriaga, E., Martínez-Hernández, E., Reyes-Salas, M., Ángeles-García, S., & Kohashi-Shibata, J., 2015a. Morphological descriptions of late Oligocene-early Miocene spores: San Gregorio Formation, Baja California Sur, Mexico. *Acta Microscopica*, 24(1).
- Galván-Escobedo, I. G., Ramírez-Arriaga, E., Reyes-Salas, M., Martínez-Hernández, E., Ángeles-García, S., & García-Moya, E., 2015b. Descriptions and botanical affinities of tubulifloridites Cookson 1947 ex potonié 1960 pollen grains from the San Gregorio Formation, Baja California Sur, Mexico. *Acta Microscopica*, 24(1).
- Galván-Escobedo, I. G., Ramírez-Arriaga, E., Valiente-Banuet, A., Uscanga-Mortera, E., García-Moya, E., & Kohashi-Shibata, J., 2017. Registro paleopalinológico de la formación San Gregorio (Barreno B4), Baja California Sur, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69(1), 35-58.
- Gastil, G., Krummenacher, D., & Minch, J., 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, 90(9), 839-857.
- Gómez, F., 2005. A list of free-living dinoflagellate species in the world's oceans. *Acta Botanica Croatica* 64(1), 129-212.
- Grimm, K. A. and Föellmi, K. B., 1994. Doomed pioneers: allochthonous crustacean tracemakers in anaerobic basinal strata, Oligo-Miocene San Gregorio Formation, Baja California Sur, Mexico. *Palaaios*, 313-334.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. A. N., & Vail, P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235(4793), 1156-1167.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM)*.
- Haq, B. U., Vail, P. R., Hardenbol, J., Van Wagoner, J. C., & Matthews, R. K., 1988. Sea Level History: Response. *Science*, 241(4865), 596-599.
- Hausback, B. P., 1984. Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Society for Sedimentary Geology*, 219-236.

- Hardenbol, J. A. N., Thierry, J., Farley, M. B., Jacquin, T., De Graciansky, P. C., & Vail, P. R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM)*, 60.
- Head, M. J. and G. Norris, 1989. Palynology and dinocyst stratigraphy of the Eocene and Oligocene in ODP Leg 105, Hole 647A, Labrador Sea. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Ocean Drilling Program College Station, Texas.
- Head, M. J., & Wrenn, J. H., 1992. Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs. *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, Dallas, TX, 1-438.
- Head, M. J., Norris, G., & Mudie, P. J., 1989. New species of dinocysts and a new species of acritarch from the upper Miocene and lowermost Pliocene, ODP Leg 105, Site 646, Labrador Sea. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Vol. 105*, 453-466.
- Heim, A., 1922. Notes on the Tertiary of Southern Lower California. *Geol. Mag.*, 59, 529–547
- Helenes-Escamilla, J., 2004. Dinoestratigrafía Tropical del Terciario. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. LI 1, 77-79.
- Helenes Escamilla, J., 2010. Reporte del Estudio Bioestratigráfico de los Pozos: Botete-1, Cabrilla-1 y Lobo Marino-1; Bombas-1, Cantina-1, Guerrero Negro-1, Jordan-1, y Sonaja-1, Abreojos-1, Bahía Magdalena-2, Bahía Magdalena-3, California-1, Magdalena-101, Marinero-1, Matancitas-1 y San Angel-1". Reporte enviado a PEMEX - Producción y Exploración, dentro del proyecto "Evaluación del Potencial Petrolero en el Norte del Golfo de California y en la Margen del Pacífico de Baja California", aún sin clave, 1-97.
- Helenes, J. and Carreño, A., 1999. Neogene sedimentary evolution of Baja California in relation to regional tectonics. *Journal of South American Earth Sciences* 12(6), 589-605.
- Helenes, J. and Téllez-Duarte, M., 2002. Paleontological evidence of the Campanian to Early Paleocene paleogeography of Baja California. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 186(1-2), 61-80.
- Helenes, J., De Guerra, C., & Vasquez, J., 1998. Palynology and chronostratigraphy of the Upper Cretaceous in the subsurface of the Barinas area, western Venezuela. *AAPG bulletin*, 82(7), 1308-1328.
- Helenes, J., Carreño, A. L., & Carrillo, R. M., 2009. Middle to late Miocene chronostratigraphy and development of the northern Gulf of California. *Marine Micropaleontology*, 72(1-2), 10-25.
- Hendricks, M. B., DePaolo, D. J., & Cohen, R. C., 2000. Space and time variation of $\delta^{18}\text{O}$ and δD in precipitation: Can paleotemperature be estimated from ice cores?. *Global Biogeochemical Cycles*, 14(3), 851-861.

- Jan Du Chêne, R. E., & Adediran, S. A., 1984. Late Paleocene to Early Eocene dinoflagellates from Nigeria: Cahier de Micropaleontologie, éditions de centre National de la Recherche Scientifique, 15.
- Jan du Chêne, R., 1986. Guide pratique pour la détermination de kystes de Dinoflagellés fossiles: le complexe Gonyaulacysta. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mem. 12, 479.
- Jouzel, J., Hoffmann, G., Koster, R. D., & Masson, V., 2000. Water isotopes in precipitation: data/model comparison for present-day and past climates. Quaternary Science Reviews, 19(1-5), 363-379.
- Kim, W. H., 1987. Biostratigraphy and depositional history of the San Gregorio and Isidro Formations, Baja California Sur, Mexico. Tesis Doctoral. Stanford University.
- Kim, W. H. and J. A. Barron, 1986. Diatom biostratigraphy of the upper Oligocene to lowermost Miocene San Gregorio Formation, Baja California Sur, Mexico. Diatom Research 1(2), 169-187.
- Lewis, J., 1990. The cyst-theca relationship of *Oblea rotunda* (Diplopsalidaceae, Dinophyceae). British Phycological Journal 25(4), 339-351.
- Lewis, J., Harris, A. S. D., Jones, K. J., & Edmonds, R. L., 1999. Long-term survival of marine planktonic diatoms and dinoflagellates in stored sediment samples. Journal of Plankton Research, 21(2).
- Limoges, A., Kieft, J. F., Radi, T., Ruíz-Fernandez, A. C., & de Vernal, A., 2010. Dinoflagellate cyst distribution in surface sediments along the south-western Mexican coast (14.76° N to 24.75° N). Marine Micropaleontology, 76(3-4), 104-123.
- Lisiecki, L. E., & Raymo, M. E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. Paleoclimatology, 20(1).
- Lundholm, N., Ribeiro, S., Godhe, A., Rostgaard Nielsen, L., & Ellegaard, M., 2017. Exploring the impact of multidecadal environmental changes on the population genetic structure of a marine primary producer. Ecology and evolution, 7(9), 3132-3142.
- Lyle, M., Gibbs, S., Moore, T. C., & Rea, D. K., 2007. Late Oligocene initiation of the Antarctic circumpolar current: evidence from the South Pacific. Geology, 35(8), 691-694.
- Martín-Barajas, A. y Pacheco-Romero, M., 2010. Evaluación del Potencial Petrolero en el norte del Golfo de California y en la margen del Pacífico de Baja California Volumen 5 – Estratigrafía. Reporte enviado a PEMEX - Producción y Exploración, dentro del proyecto “Evaluación del Potencial Petrolero en el Norte del Golfo de California y en la Margen del Pacífico de Baja California”, aún sin clave, 131-253.
- Martínez-Hernández, E. and Ramírez-Arriaga, E., 1996. Paleocorología de angiospermas de la flora mexicana durante el Mesozoico y Terciario: algunas evidencias palinológicas. Boletín de la Sociedad Botánica de México 58, 87-97.

- Martínez-Hernández, E. and Ramírez-Arriaga, E., 2006. Tertiary Palynofloristic correlations between Mexican Formations with emphasis in dating the Balsas Group. *Studies on Mexican paleontology*, Springer, 19-45.
- Martínez-Hernández, E., Almeida-Leñero, L., Reyes-Salas, M., & Betancourt-Aguilar, Y., 1980. Estudio palinológico para la determinación de ambientes en la cuenca Fuentes-Rio Escondido (Cretácico Superior), región de Piedras Negras, Coahuila. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Revista*, 4, 167-185.
- Matsuoka, K. and Fukuyo, Y., 1994. Geographical distribution of the toxic dinoflagellate *Gymnodinium catenatum* Graham in Japanese coastal waters. *Botanica Marina* 37(6), 495-504.
- McLean, H., 1989. Reconnaissance geology of a Pliocene marine embayment near Loreto, Baja California Sur, Mexico. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Society for Sedimentary Geology*, 17-26.
- Mertens, K. N., Price, A. M., and Pospelova, V., 2012. Determining the absolute abundance of dinoflagellate cysts in recent marine sediments II: Further tests of the *Lycopodium* marker-grain method. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 184, 74-81.
- Mertens, K. N., Verhoeven, K., Verleye, T., Louwye, S., Amorim, A., Ribeiro, S., Deaf, A. S., et al., 2009. Determining the absolute abundance of dinoflagellate cysts in recent marine sediments: The *Lycopodium* marker-grain method put to the test. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 157(3), 238-252.
- Miller, K. G., Fairbanks, R. G., & Mountain, G. S., 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. *Paleoceanography*, 2(1), 1-19.
- Miller, K. G., Wright, J. D., & Fairbanks, R. G., 1991. Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B4), 6829-6848.
- Miller, K. G., Mountain, G. S., Browning, J. V., Kominz, M., Sugarman, P. J., Christie-Blick, N., ... & Wright, J. D., 1998. Cenozoic global sea level, sequences, and the New Jersey transect: results from coastal plain and continental slope drilling. *Reviews of Geophysics*, 36(4), 569-601.
- Miranda-Martínez, A. and Carreño, A., 2008. Foraminíferos de la formación Tepetate (Heim) en el área de Las Pocitas, Baja California Sur, México. *Ciencias marinas* 34(2), 179-195.
- Mitchum Jr, R. M. and J. C. Van Wagoner, 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology* 70(2-4), 131-160.

- Miyazono, A., Nagai, S., Kudo, I., & Tanizawa, K., 2012. Viability of *Alexandrium tamarense* cysts in the sediment of Funka Bay, Hokkaido, Japan: Over a hundred year survival times for cysts. *Harmful algae*, 16, 81-88.
- Moreno, C. E., 2001. ORCYT-UNESCO Oficina Regional de Ciencia y Tecnología para América Latina y el Caribe, UNESCO. Sociedad Entomológica Aragonesa (SEA).
- Mudie, P. J. & Harland, R., 1996. Aquatic Quaternary. En: Jansonius, J., McGregor, D.C. (eds.), *Palynology: Principles and Applications*, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Vol. 1: 843-878.
- Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., Steinberger, B., & Heine, C., 2008. Long-term sea-level fluctuations driven by ocean basin dynamics. *science*, 319(5868), 1357-1362.
- Oboh-Ikuenobe, F. E., Hoffmeister, A. P., & Chrisfield, R. A., 1999. Cyclical distribution of dispersed organic matter and dinocysts, ODP site 959 (early Oligocene-early Miocene, côte d'Ivoire-Ghana transform margin). *Palynology*, 23(1), 87-96.
- Palafox-Silva, L., 2013. Registro palinológico en sedimentos laminados de la cuenca La Paz, Baja California Sur y su relación con cambios paleoceanográficos y paleoclimáticos. Ensenada, Baja California, México. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.
- Paul, H. A., Zachos, J. C., Flower, B. P., & Tripathi, A., 2000. Orbitally induced climate and geochemical variability across the Oligocene/Miocene boundary. *Paleoceanography*, 15(5), 471-485.
- Pekar, S. and Miller, K. G., 1996. New Jersey Oligocene "Icehouse" sequences (ODP Leg 150X) correlated with global $\delta^{18}\text{O}$ and Exxon eustatic records. *Geology* 24(6), 567-570.
- Peña-Manjarrez, J. L., Gaxiola-Castro, G., Helenes-Escamilla, J., & Orellana-Cepeda, E., 2001. Cysts of *lingulodinium polyedrum*, red tide producing organism in the todos santos bay (winter-spring, 2000). *Ciencias Marinas*, 27(4), 543-558.
- Perez-Rodríguez, J. C., 2016. Registro palinológico en sedimentos laminados de la cuenca San Lázaro, Baja California Sur y su relación con cambios paleoceanográficos y paleoclimáticos de 1967 a 1988. Ensenada, Baja California, México. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.
- Posamentier, H. W., Jervey, M. T., & Vail, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM)*, 42.
- Pospelova, V., de Vernal, A., & Pedersen, T. F., 2008. Distribution of dinoflagellate cysts in surface sediments from the northeastern Pacific Ocean (43–25 N) in relation to sea-surface temperature, salinity, productivity and coastal upwelling. *Marine Micropaleontology*, 68(1-2), 21-48.

- Poulsen, N. E., Manum, S. B., Williams, G. L., & Ellegaard, M., 1996. Tertiary dinoflagellate biostratigraphy. ODP Sites, 907(908), 255-287.
- Powell, A. J., Lewis, J., & Dodge, J. D., 1992. The palynological expressions of post-Palaeogene upwelling: a review. Geological Society, London, Special Publications, 64(1), 215-226.
- Prauss, M. L., 2002. Recent global warming and its influence on marine palynology within the central Santa Barbara Basin, offshore Southern California, USA. *Palynology*, 26(1), 217-238.
- Pross, J. and H. Brinkhuis, 2005. Organic-walled dinoflagellate cysts as paleoenvironmental indicators in the Paleogene; a synopsis of concepts. *Paläontologische Zeitschrift* 79(1), 53-59.
- Ramírez-Arriaga, E., Prámparo, M., Martínez-Hernández, E., Nieto-Samaniego, Á., Dávalos-Álvarez, O., Macías-Romo, C., & Valiente-Banuet, A., 2012. Nuevos hallazgos de la flora miocénica en la Formación Tehuacán, México (resumen en versión electrónica), Convención Nacional Geológica 2012, World Trade Center, Ciudad de México.
- Ramírez-Arriaga, E., Helenes-Escamilla, J., Prámparo, M., Valiente-Banuet, A., & Carreño, A. L., 2013. Late Oligocene-Early Miocene palynoflora from San Gregorio Formation Baja California Sur, México (resumen). In AASP-The Palynological Society 46 th Annual Meeting, San Francisco, California, USA, 165-166.
- Ramírez-Arriaga, E., Prámparo, M. B., Nieto-Samaniego, A. F., Martínez-Hernández, E., Valiente-Banuet, A., Macías-Romo, C., & Dávalos-Álvarez, O. G., 2014a. Palynological evidence for Middle Miocene vegetation in the Tehuacán Formation of Puebla, Mexico. *Palynology*, 38(1), 1-27.
- Ramírez-Arriaga, E., Reyes-Salas, M., Martínez-Hernández, E., & Ángeles-García, S., 2014b. Polen fósil de Onagraceae (Corsinipollenites y Corsinipollis) recuperado de paleocuecas cenozoicas en Puebla y Baja California Sur, México. *Acta Microscopica*, 23(2).
- Ribeiro, S., Berge, T., Lundholm, N., Andersen, T. J., Abrantes, F., & Ellegaard, M., 2011. Phytoplankton growth after a century of dormancy illuminates past resilience to catastrophic darkness. *Nature communications*, 2, 311.
- Roberts, A. P., Wilson, G. S., Harwood, D. M., & Verosub, K. L., 2003. Glaciation across the Oligocene–Miocene boundary in southern McMurdo Sound, Antarctica: new chronology from the CIROS-1 drill hole. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 198(1-2), 113-130.
- Rosenthal, Y., Boyle, E. A., & Slowey, N., 1997. Temperature control on the incorporation of magnesium, strontium, fluorine, and cadmium into benthic foraminiferal shells from Little Bahama Bank: Prospects for thermocline paleoceanography. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(17), 3633-3643.

- Rossignol, M., 1962. Analyse pollinique de sediments Quaternaires en Israel. I: Sediments Pleistocenes. Pollen et spores 4, 121-148.
- Sancetta, C., 1979. Paleogene Pacific microfossils and paleoceanography. Marine Micropaleontology 4, 363-398.
- Schwennicke, T., 1994. Deep and shallow water phosphorite bearing strata of the upper Oligocene of Baja California. México (San Juan Member, El Cien Formation): Zentralblatt für Geologie und Palontologie,(Teil I), 567-580.
- Schwennicke, T., 1995. Phosphatic grains of the upper Oligocene San Juan member (El Cien Formation) of Baja California Sur. Mexico: Boletín del Departamento de Geología, Uni-Son 12(1), 41-64.
- Sheldon, R. P., 1981. Ancient marine phosphorites. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 9(1), 251-284.
- Shipboard Scientific Party, 1996. Site 959. In: Masele, J., Lohmann, GP, Clift, PD, et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. Available from: Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station TX 77845-9547, USA.
- Serrano-Mejía, C. G., 2016. Registro palinológico en sedimentos laminados de la cuenca San Lázaro, Baja California sur y su relación con cambios paleoceanográficos y paleoclimáticos de 1988 a 2009. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.
- Stanley, S. M. and Hardie, L. A., 1998. Secular oscillations in the carbonate mineralogy of reef-building and sediment-producing organisms driven by tectonically forced shifts in seawater chemistry. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 144(1-2), 3-19.
- Stover, L. E., 1977. Oligocene and Early Miocene dinoflagellates from Atlantic Corehole 5/5B, Blake Plateau. Contributions of stratigraphic palynology (with emphasis on North America), Cenozoic Palynology, Amer. Assoc. Stratigr, Vol. 1, 66-89.
- Stover, L. E., 1978. Analyses of pre-Pleistocene organic-walled dinoflagellates. Stanford University Publications, Geological Sciences 15, 1-300.
- Stover, L. E., Brinkhuis, H., Damassa, S. P., De Verteuil, L., Helby, R. J., Monteil, E., ... & Williams, G. L., 1996. Mesozoic-Tertiary dinoflagellates, acritarchs and prasinophytes. Palynology: principles and applications, 2, 641-750.
- Śliwińska, K. K., Dybkjær, K., Schoon, P. L., Beyer, C., King, C., Schouten, S., & Nielsen, O. B., 2014. Paleoclimatic and paleoenvironmental records of the Oligocene–Miocene transition, central Jylland, Denmark. Marine Geology, 350, 1-15.

- Tardio, M., Ellegaard, M., Lundholm, N., Sangiorgi, F., & Di Giuseppe, G., 2009. A hypocystal archeopyle in a freshwater dinoflagellate from the *Peridinium umbonatum* group (Dinophyceae) from Lake Nero di Cornisello, South Eastern Alps, Italy. *European Journal of Phycology*, 44(2), 241-250.
- Vail, P. R., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem.* 26, 49-212.
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M. J., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S., & Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions.
- Vásquez-Bedoya, L. F., Radi, T., Ruiz-Fernández, A. C., De Vernal, A., Machain-Castillo, M. L., Kielt, J. F., & Hillaire-Marcel, C., 2008. Organic-walled dinoflagellate cysts and benthic foraminifera in coastal sediments of the last century from the Gulf of Tehuantepec, South Pacific Coast of Mexico. *Marine Micropaleontology*, 68(1-2), 49-65.
- Victorio C., G.I., 2003. Sistema de procesamiento y graficación de datos estratigráficos. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de Baja California, 122.
- Vimeux, F., Masson, V., Jouzel, J., Stievenard, M., & Petit, J. R., 1999. Glacial–interglacial changes in ocean surface conditions in the Southern Hemisphere. *Nature*, 398(6726), 410.
- Wall, D., Dale, B., Lohmann, G. P., & Smith, W. K., 1977. The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas. *Marine micropaleontology*, 2, 121-200.
- White, J., 2008. Palynodata Datafile: 2006 version, with Introduction by JM White. Geological Survey of Canada Open File 5793, 1 CD-ROM.
- Williams, G. L., Brinkhuis, H. M. A. P., Pearce, M. A., Fensome, R. A., & Weegink, J. W., 2004. Southern Ocean and global dinoflagellate cyst events compared: index events for the Late Cretaceous–Neogene. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, College Station, Texas: Ocean Drilling Program, Vol. 189, 1-98.
- Williams, G. L., Stover, L. E., & Kidson, E. J., 1987. Distribution of Biostratigraphically Significant Cenozoic and Mesozoic Dinoflagellates in the Northern Hemisphere.
- Wilkinson, B. H. and Algeo, T. J., 1989. Sedimentary carbonate record of calcium-magnesium cycling. *American Journal of Science* 289(10), 1158-1194.
- Wood, G., 1996. Palynological techniques-processing and microscopy. In: Jasonius, J. and McGregor, DC eds., *Palynology: Principles and Application*. American association of stratigraphic palynologists foundation 1, 29-50.

- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., & Billups, K., 2001a. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *science*, 292(5517), 686-693.
- Zachos, J. C., Shackleton, N. J., Revenaugh, J. S., Pälike, H., & Flower, B. P., 2001b. Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene boundary. *Science*, 292(5515), 274-278.
- Zarzo-Espinosa, V. M., Valdez-Hernández, J. L., Ángeles-Pérez, G., & Castillo-Acosta, O., 2010. Estructura y diversidad de la vegetación arbórea del Parque Estatal Agua Blanca, Macuspana, Tabasco. *Universidad y ciencia*, 26(1), 1-17.
- Zonneveld, K. A. and V. Pospelova, 2015. A determination key for modern dinoflagellate cysts. *Palynology* 39(3), 387-409.

Anexo A

Imágenes de las especies encontradas.

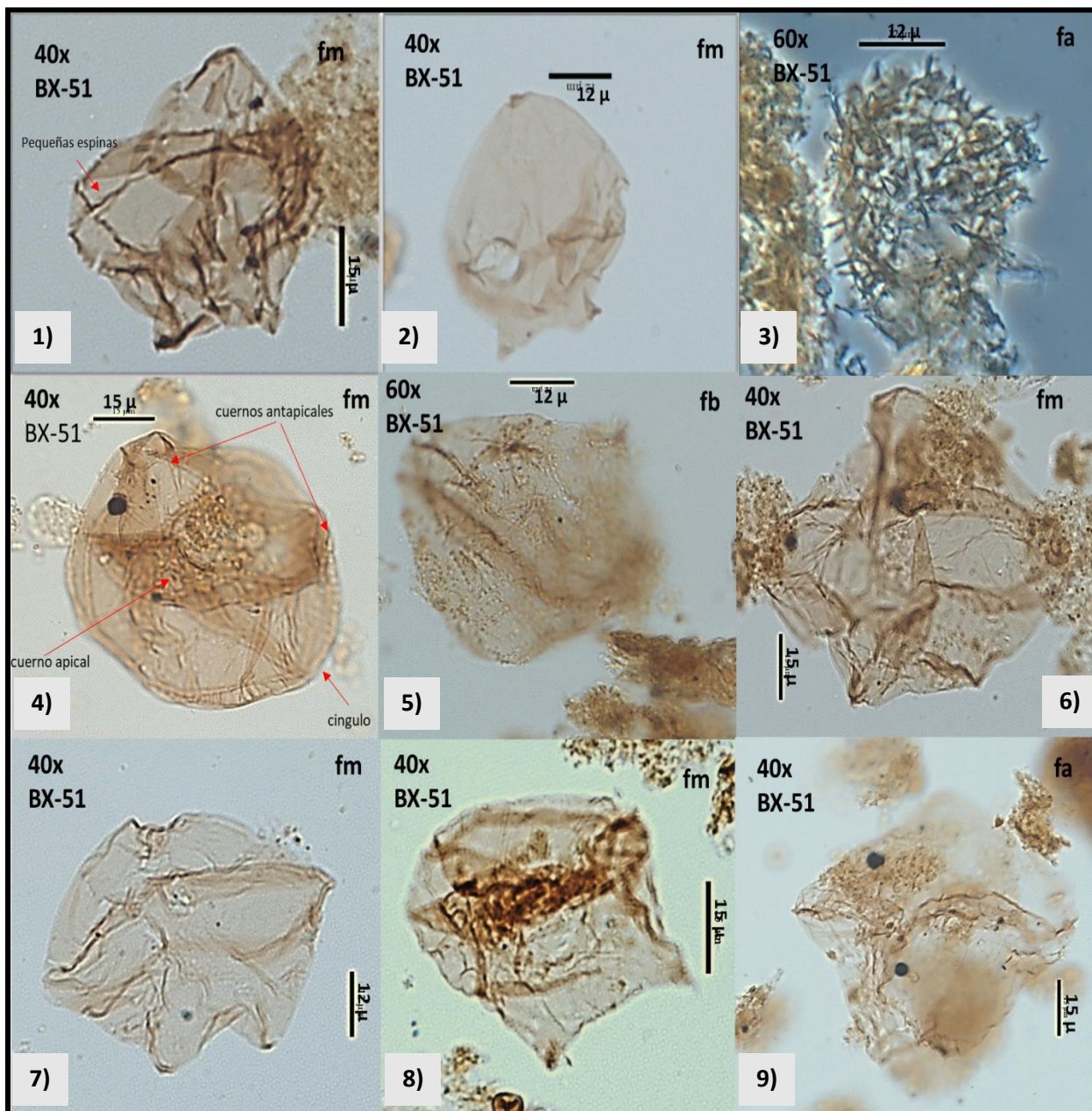


Figura 14. Imágenes de especies Peridinales (Heterotróficas). Los detalles de imagen de cada espécimen se muestran en la parte superior con letras negras, algunas características taxonómicas se resaltan en 1) y 4), la única tomada con contraste de facies fue la 3).

1) *L. cinctoria*, 2) *L. pulchra*, 3) *S. druggi*, 4) *S. nephroides*, 5) *Cristatodinium* (Head et al., 1989b), 6) *L. lata*, 7) *L. diversiforme*, 8) *L. beninensis*, 9) *L. hyalina*.

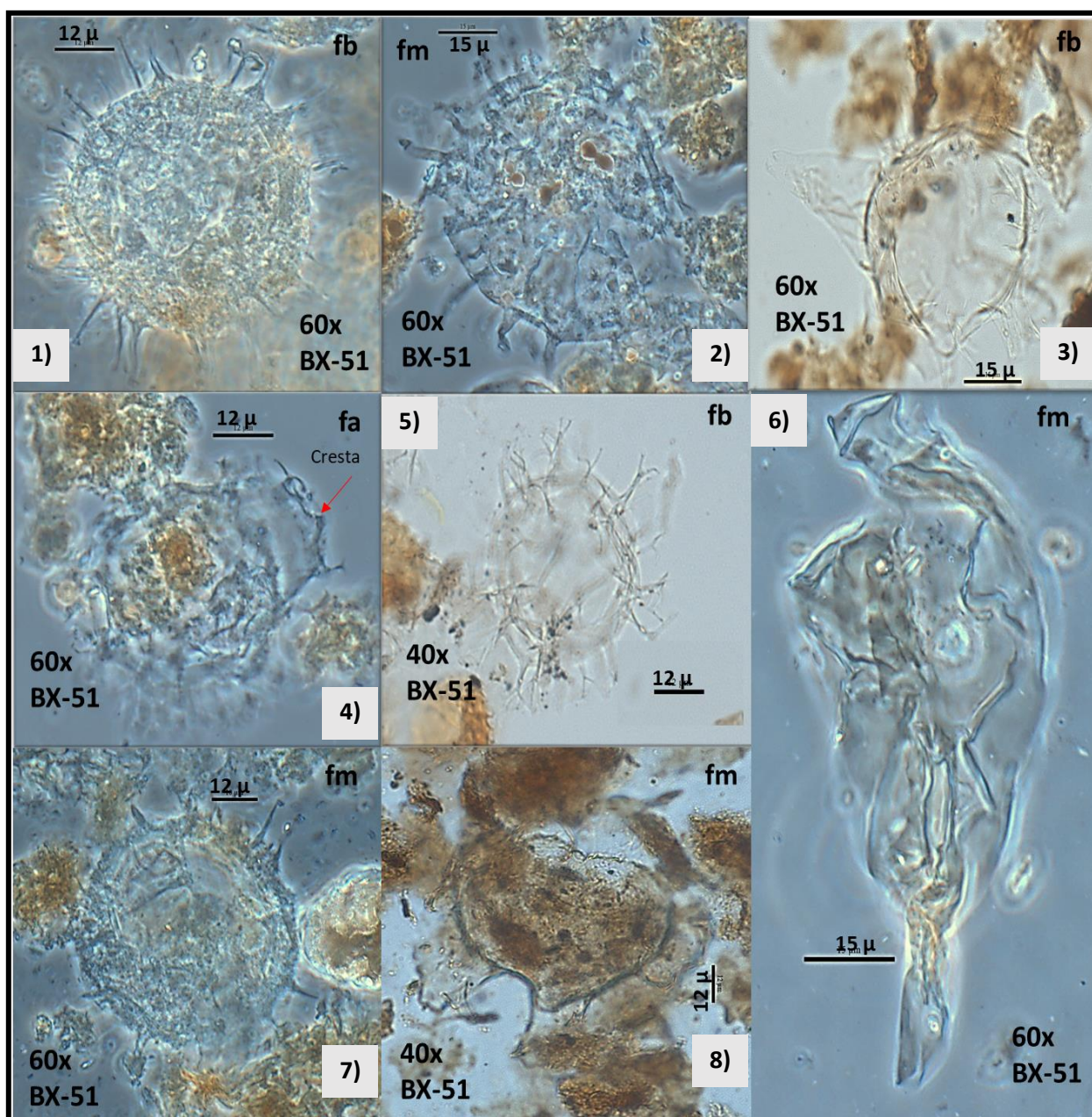


Figura 15.-Imágenes de especies Gonyaulacales (Autotróficas). Los detalles de imagen de cada espécimen se muestran con letras negras, algunas características taxonómicas se resaltan en 4), las fotos tomadas con contraste de facies fueron 1), 2), 4), 6) y 7).

1) *O. centrocarpum*, 2) *L. machaerophorum*, 3) *H. salacia*, 4) *S. mirabilis*, 5) *Achomosphaera/Spiniferites*, 6) *Palaeocystodinium* sp., 7) *O. longispinigerum*, 8) *C. lobospinosum*.

Anexo B

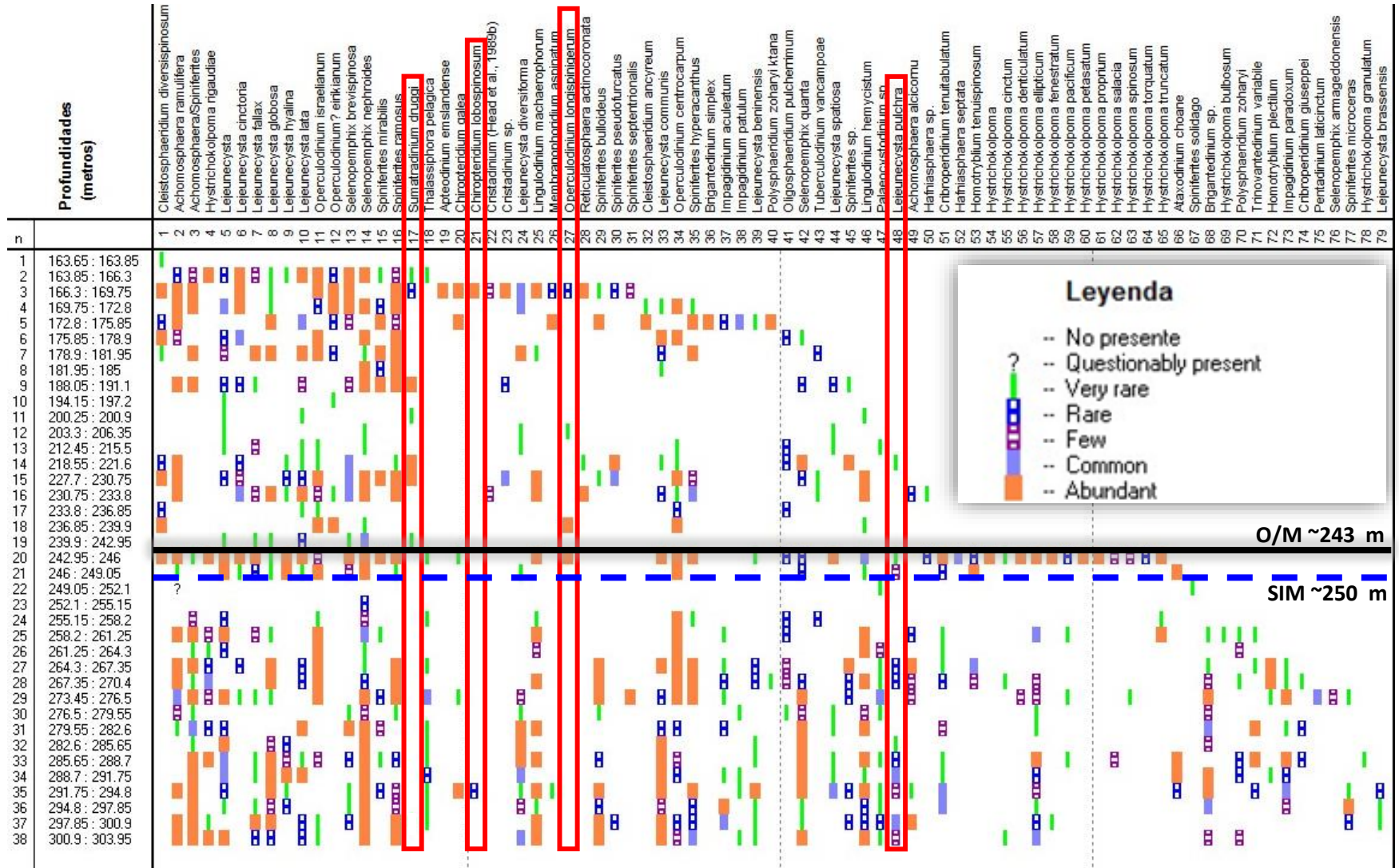


Figura 16 - Distribución estratigráfica de dinoflagelados.

Anexo C

Lista de géneros y especies de dinoflagelados agrupados por sistema trófico (Autótrofos y Heterótrofos).

Tabla 2 -Lista de especies autótrofas del orden Gonyaulales.

Autótrofos	
<i>Achomosphaera alcornu</i>	<i>Hystrichokolpoma truncatum</i>
<i>Achomosphaera ramulifera</i>	<i>Imapagidinium aculeatum</i>
<i>Achomosphaera/Spiniferites</i>	<i>Impagidinium paradoxum</i>
<i>Ataxodinium choane</i>	<i>Impagidinium patulum</i>
<i>Chiropteridium galea</i>	<i>Lingulodinium hemycistum</i>
<i>Chiropteridium lobospinosum</i>	<i>Lingulodinium machaephorum</i>
<i>Cleistosphaeridium ancryea</i>	<i>Membranophoridium aspinatum</i>
<i>Cleistosphaeridium diversispinosum</i>	<i>Oligosphaeridium pulcherrimum</i>
<i>Cribroperidinium giussepi</i>	<i>Operculodinium centrocarpum</i>
<i>Cribroperidinium tenuitabulatum</i>	<i>Operculodinium eirikianum?</i>
<i>Hafniasphaera septata</i>	<i>Operculodinium israelianum</i>
<i>Hafniasphaera sp.</i>	<i>Operculodinium longispinigerum</i>
<i>Homotryblium plectilum</i>	<i>Palaeocystodinium sp.</i>
<i>Homotryblium tenuispinosum</i>	<i>Pentadinium laticintum</i>
<i>Hystrichokolpoma</i>	<i>Polysphaeridium zoharyi</i>
<i>Hystrichokolpoma bulbosum</i>	<i>Polysphaeridium zoharyi katana</i>
<i>Hystrichokolpoma cinctum</i>	<i>Retriculatosphaera actinocoronata</i>
<i>Hystrichokolpoma denticulatum</i>	<i>Spiniferites bulloideus</i>
<i>Hystrichokolpoma ellipticum</i>	<i>Spiniferites hyperacanthus</i>
<i>Hystrichokolpoma fenestratum</i>	<i>Spiniferites mirabilis</i>
<i>Hystrichokolpoma granulatum</i>	<i>Spiniferites microceras</i>
<i>Hystrichokolpoma pacificum</i>	<i>Spiniferites pseudofurcatus</i>
<i>Hystrichokolpoma petasatum?</i>	<i>Spiniferites ramosus</i>
<i>Hystrichokolpoma proprium</i>	<i>Spiniferites septentrionalis</i>
<i>Hystrichokolpoma rigaudiae</i>	<i>Spiniferites solidago</i>
<i>Hystrichokolpoma salacia</i>	<i>Spiniferites sp.</i>
<i>Hystrichokolpoma spinosum</i>	<i>Thalassiphora pelagica</i>
<i>Hystrichokolpoma torquatum</i>	<i>Tuberculodinium vancampoe</i>

Tabla 3 - Lista de especies heterótrofas del orden Peridiniales.

Heterótrofos
<i>Apteodinium emslandense</i>
<i>Brigantedinium simplex</i>
<i>Brigantedinium sp.</i>
<i>Cristadinium (Head et al. 1989)</i>
<i>Cristadinium sp.</i>
<i>Lejeunecysta</i>
<i>Lejeunecysta beninensis</i>
<i>Lejeunecysta brassensis</i>
<i>Lejeunecysta cintoria</i>
<i>Lejeunecysta communis</i>
<i>Lejeunecysta diversiforma</i>
<i>Lejeunecysta fallax</i>
<i>Lejeunecysta globosa</i>
<i>Lejeunecysta hyalina</i>
<i>Lejeunecysta lata</i>
<i>Lejeunecysta pulchra</i>
<i>Lejeunecysta spatiosa</i>
<i>Selenopemphix armageddonensis</i>
<i>Selenopemphix brevispinosa</i>
<i>Selenopemphix nephroides</i>
<i>Selenopemphix quanta</i>
<i>Sumatradinium druggii</i>
<i>Trinovantedinium variabile</i>

Anexo D

Lista de especies de dinoflagelados cuantificados en cada muestra analizada.

Tabla 4 - Listado de especies dinoflageladas determinadas en cada muestra, conforme a su aparición en profundidad y su respectivo valor de conteo y concentración (q/g sed).

Muestra #1 profundidad 160.60-163.65 m		
Especies	Conteo	Concentración
Sin recobro		
Muestra #2 profundidad 163.65-163.85 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>C. diversispinosum</i>	1	0.35
Muestra #3 profundidad 163.85-166.30 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>A. ramulifera</i>	2	24.88
<i>Achomosphaera/ Spiniferites</i>	3	37.33
<i>C. diversispinosum</i>	9	161.75
<i>H. rigaudiae</i>	120	1493.1
<i>Lejeunecysta</i>	2	24.9
<i>L. cinctoria</i>	40	497.7
<i>L. fallax</i>	3	37
<i>L. globosa</i>	1	12.4
<i>L. hyalina</i>	1	12
<i>L. lata</i>	6	75
<i>O. eirikianum?</i>	2	24.88
<i>O. israelianum</i>	9	111.98
<i>S. brevispinosa</i>	22	274
<i>S. nephroides</i>	23	286
<i>S. mirabilis</i>	1	12.44
<i>S. ramosus</i>	3	37.33
<i>S. druggi</i>	1	12.4
<i>T. pelagica</i>	1	12.44
Muestra #4 profundidad 166.30-169.75 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>A. ramulifera</i>	12	101.7
<i>Achomosphaera/ Spiniferites</i>	35	296.64
<i>A. emslandense</i>	34	288.16

<i>C. galea</i>	36	305.11
<i>C. lobospinosum</i>	45	381.39
<i>C. diversispinosum</i>	32	271.21
<i>Cristadinium (Head)</i>	3	25.43
<i>Cristadinium sp.</i>	5	42.38
<i>S. ramosus</i>	19	161.03
<i>L. cintoria</i>	39	330.54
<i>L. diversiforma</i>	4	33.9
<i>L. globosa</i>	1	8.48
<i>L. machaephorum</i>	10	84.75
<i>M. aspinatum</i>	2	16.95
<i>O. eirikianum?</i>	8	67.8
<i>O. israelianum</i>	42	355.97
<i>O. longispinigerum</i>	2	16.95
<i>R. actinocoronata</i>	80	678.03
<i>S. brevispinosa</i>	32	271.21
<i>S. bulloideus</i>	1	8.48
<i>S. hyperacanthus</i>	28	237.31
<i>S. pseudofurcatus</i>	2	16.95
<i>S. septentrionalis</i>	3	25.43
<i>S. druggi</i>	2	16.95

Muestra #5 profundidad 169.75-172.80 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>A. ramulifera</i>	17	88.47
<i>Achomosphaera/ Spiniferites</i>	12	62.45
<i>C. ancryea</i>	1	5.2
<i>Lejeunecysta</i>	4	20.82
<i>L. cintoria</i>	35	182.14
<i>L. communis</i>	1	5.2
<i>L. diversiforma</i>	4	20.82
<i>L. globosa</i>	1	5.2
<i>O. centrocarpum</i>	6	31.22
<i>O. eirikianum?</i>	14	72.86
<i>O. israelianum</i>	2	10.41
<i>S. brevispinosa</i>	48	249.8
<i>S. nephroides</i>	9	46.84
<i>S. hyperacanthus</i>	1	5.2
<i>S. mirabilis</i>	2	10.41
<i>S. ramosus</i>	13	67.65

Muestra #6 profundidad 172.80-175.85 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>A. ramulifera</i>	6	11.5
<i>B. simplex</i>	5	9.62
<i>C. galea</i>	90	173.11
<i>C. ancryea</i>	17	32.7
<i>C. diversispinosum</i>	2	3.85
<i>I. aculeatum</i>	2	3.85
<i>I. patulum</i>	4	7.69
<i>L. beninensis</i>	1	1.92
<i>L. globosa</i>	6	11.54
<i>L. lata</i>	4	7.69
<i>M. aspinatum</i>	71	136.57
<i>O. eirikianum?</i>	2	3.85
<i>P. zoharyi ktana</i>	5	9.6
<i>S. brevispinosa</i>	3	5.77
<i>S. bulloideus</i>	8	15
<i>S. hyperacanthus</i>	9	17.31
<i>S. mirabilis</i>	24	46.2
<i>S. ramosus</i>	3	5.77

Muestra #7 profundidad 175.85-178.90 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>A. ramulifera</i>	3	8.6
<i>C. diversispinosum</i>	8	22.93
<i>Lejeunecysta</i>	2	5.73
<i>L. cinctoria</i>	4	11.47
<i>L. communis</i>	5	14.33
<i>O. pulcherrimum</i>	2	5.73
<i>O. centrocarpum</i>	15	43
<i>O. israelianum</i>	41	117.5
<i>S. nephroides</i>	7	20.07
<i>S. quanta</i>	1	2.87
<i>S. ramosus</i>	21	60.2

Muestra #8 profundidad 178.90-181.95 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>A. ramulifera</i>	266	122.1
<i>Achomosphaera/ Spiniferites</i>	202	97.72
<i>C. diversispinosum</i>	1	0.46
<i>Lejeunecysta</i>	3	1.38

<i>L. communis</i>	2	0.92
<i>L. diversiforma</i>	14	6.43
<i>L. fallax</i>	6	2.75
<i>L. globosa</i>	7	3.21
<i>L. lata</i>	5	2.3
<i>L. machaeophorum</i>	1	0.46
<i>O. eirikianum?</i>	2	0.92
<i>O. israelianum</i>	23	10.56
<i>S. nephroides</i>	1	0.46
<i>S. hyperacanthus</i>	42	19.28
<i>S. mirabilis</i>	199	91.35
<i>S. ramosus</i>	336	154.23
<i>T. vancampoe</i>	2	0.92

Muestra #9 profundidad 181.95-185 m

Especies	Conteo	Concentración
<i>L. communis</i>	1	0.43
<i>S. nephroides</i>	5	2.16
<i>S. mirabilis</i>	2	0.86
<i>S. ramosus</i>	5	2.16

Muestra #10 profundidad 185-188.05 m

Especies	Conteo	Concentración
Sin recobro		

Muestra #11 profundidad 188.05-191.10 m

Especies	Conteo	Concentración
<i>A. ramulifera</i>	48	131.87
<i>Achomosphaera/ Spiniferites</i>	10	27.47
<i>Cristadinium sp.</i>	2	5.49
<i>Lejeunecysta</i>	2	5.49
<i>L. cinctoria</i>	2	5.49
<i>L. fallax</i>	1	2.75
<i>L. lata</i>	3	8.24
<i>L. spatiosa</i>	2	5.49
<i>S. brevispinosa</i>	25	8.24
<i>S. nephroides</i>	25	68.68
<i>S. quanta</i>	2	5.49
<i>S. mirabilis</i>	66	181.32
<i>S. ramosus</i>	26	71.43
<i>Spiniferites sp.</i>	1	2.75
<i>S. druggi</i>	11	30.22

Muestra #12 profundidad 191.10-194.15 m		
Especies	Conteo	Concentración
Sin recobro		
Muestra #13 profundidad 194.15-197.20 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>Lejeunecysta</i>	1	17
<i>O. eirikianum?</i>	1	17
Muestra #14 profundidad 197.20-200.25 m		
Especies	Conteo	Concentración
Sin recobro		
Muestra #15 profundidad 200.25-200.90 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>Lejeunecysta</i>	1	0.32
<i>L. hemicystum</i>	1	0.32
<i>L. lata</i>	1	0.32
<i>S. druggi</i>	1	0.32
Muestra #16 profundidad 200.90-203.30 m		
Especies	Conteo	Concentración
Sin recobro		
Muestra #17 profundidad 203.30-206.35 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>Lejeunecysta</i>	1	15.14
<i>L. diversiforma</i>	1	15.14
<i>L. spatiosa</i>	1	15.14
<i>O. longispinigerum</i>	1	15.14
<i>S. nephroides</i>	1	15.14
Muestra #18 profundidad 212.45-215.50 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>Lejeunecysta</i>	1	0.4
<i>L. diversiforma</i>	1	0.4
<i>L. fallax</i>	3	1.21
<i>L. lata</i>	1	0.4

<i>L. spatiosa</i>	1	0.4
<i>O. pulcherrimum</i>	2	0.81
<i>O. centrocarpum</i>	1	0.4
<i>O. israelianum</i>	1	0.4
<i>Palaeocystodinium sp.</i>	1	0.4
<i>S. nephroides</i>	1	0.4

Muestra #19 profundidad 215.50-218.55 m

Especies	Conteo	Concentración
Sin recobro		

Muestra #20 profundidad 218.55-221.60 m

Especies	Conteo	Concentración
<i>A. ramulifera</i>	15	85.44
<i>C. diversispinosum</i>	2	11.39
<i>L. cinctoria</i>	2	11.39
<i>L. communis</i>	1	5.7
<i>L. hyalina</i>	1	5.7
<i>L. lata</i>	1	5.7
<i>L. pulchra</i>	1	5.7
<i>O. pulcherrimum</i>	2	11.39
<i>O. centrocarpum</i>	1	5.7
<i>O. israelianum</i>	1	5.7
<i>R. actinocoronata</i>	1	5.7
<i>S. brevispinosa</i>	4	22.78
<i>S. quanta</i>	5	28.48
<i>S. pseudofurcatus</i>	11	6.76
<i>S. ramosus</i>	1	5.7
<i>Spiniferites sp.</i>	5	28.48
<i>S. druggi</i>	11	62.66

Muestra #21 profundidad 221.60-224.46 m

Especies	Conteo	Concentración
Sin recobro		

Muestra #22 profundidad 224.46-227.70 m

Especies	Conteo	Concentración
Sin recobro		

Muestra #23 profundidad 227.70-230.75 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>A. ramulifera</i>	15	184.71
<i>C. diversispinosum</i>	65	800.39
<i>Cristadinium sp.</i>	4	49.25
<i>Lejeunecysta</i>	2	24.63
<i>L. cinctoria</i>	3	36.94
<i>L. hyalina</i>	2	24.63
<i>L. lata</i>	2	24.63
<i>L. hemycistum</i>	45	554.12
<i>L. machaephorum</i>	47	578.74
<i>O. centrocarpum</i>	34	418.77
<i>O. israelianum</i>	9	110.82
<i>S. brevispinosa</i>	4	49.25
<i>S. nephroides</i>	11	135.45
<i>S. quanta</i>	2	24.63
<i>S. bulloideus</i>	1	12.31
<i>S. hyperacanthus</i>	3	36.94
<i>S. mirabilis</i>	17	209.33
<i>S. pseudofurcatus</i>	4	49.25
<i>S. ramosus</i>	5	61.57
<i>S. druggi</i>	20	246.27
<i>T. vancampoe</i>	1	12.31

Muestra #24 profundidad 230.75-233.80 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>A. alcornu</i>	2	18.29
<i>A. ramulifera</i>	52	475.55
<i>C. diversispinosum</i>	7	64.02
<i>Cristadinium (Head)</i>	3	27.44
<i>Hafniasphaera sp.</i>	1	9.15
<i>L. cinctoria</i>	4	36.58
<i>L. communis</i>	2	18.29
<i>L. fallax</i>	3	27.44
<i>L. globosa</i>	7	64.02
<i>L. hyalina</i>	1	9.15
<i>L. lata</i>	5	47.73
<i>L. hemycistum</i>	16	146.32
<i>L. machaephorum</i>	14	128.03
<i>O. centrocarpum</i>	1	9.15
<i>O. eirikianum?</i>	1	9.15

<i>O. israelianum</i>	3	27.44
<i>R. actinocoronata</i>	11	100.6
<i>S. brevispinosa</i>	4	36.58
<i>S. nephroides</i>	31	283.5
<i>S. hyperacanthus</i>	4	36.58
<i>S. ramosus</i>	7	64.02
<i>T. vancampoe</i>	1	9.15

Muestra #25 profundidad 233.80-236.85 m

Especies	Conteo	Concentración
<i>A. alcornu</i>	2	0.84
<i>C. diversispinosum</i>	2	0.84
<i>L. lata</i>	1	0.42
<i>O. pulcherrimum</i>	2	0.84
<i>O. centrocarpum</i>	2	0.84
<i>O. israelianum</i>	1	0.42

Muestra #26 profundidad 236.85-239.90 m

Especies	Conteo	Concentración
<i>C. diversispinosum</i>	172	63.25
<i>L. hemycistum</i>	1	0.37
<i>O. centrocarpum</i>	46	16.91
<i>O. eirikianum?</i>	16	5.88
<i>O. israelianum</i>	40	14.71
<i>O. longispinigerum</i>	42	15.44
<i>S. nephroides</i>	1	0.37

Muestra #27 profundidad -239.90 242.95m

Especies	Conteo	Concentración
<i>Lejeunecysta</i>	1	5.17
<i>L. fallax</i>	1	5.17
<i>L. globosa</i>	1	5.17
<i>L. lata</i>	2	10.34
<i>S. brevispinosa</i>	1	5.17
<i>S. nephroides</i>	4	20.68
<i>S. druggi</i>	1	5.17

Muestra #28 profundidad 242.95-246 m

Especies	Conteo	Concentración
<i>A. ramulifera</i>	23	25.99
<i>Achomosphaera/ Spiniferites</i>	1	1.13

<i>C. galea</i>	1	1.13
<i>C. diversispinosum</i>	48	54.24
<i>C. tenuitabulatum</i>	21	23.73
<i>H. septata</i>	4	4.52
<i>Hafniasphaera</i> sp.	2	2.26
<i>H. tenuispinosum</i>	2	2.26
<i>Hystriochokolpoma</i>	13	14.69
<i>H. cictum</i>	1	1.13
<i>H. denticulatum</i>	220	248.61
<i>H. ellipticum</i>	150	169.5
<i>H. fenestratum</i>	57	87.01
<i>H. pacificum</i>	2	2.26
<i>H. petasatum?</i>	5	5.65
<i>H. proprium</i>	11	12.43
<i>H. rigaudiae</i>	112	126.56
<i>H. salacia</i>	3	3.39
<i>H. spinosum</i>	3	3.39
<i>H. torquatum</i>	2	2.26
<i>H. truncatum</i>	15	16.95
<i>Lejeunecysta</i>	35	39.55
<i>L. beninesis</i>	1	1.13
<i>L. cinctoria</i>	13	14.69
<i>L. communis</i>	11	12.43
<i>L. fallax</i>	5	5.65
<i>L. globosa</i>	1	1.13
<i>L. hyalina</i>	18	20.34
<i>L. lata</i>	6	6.78
<i>L. pulchra</i>	1	1.13
<i>L. spatiosa</i>	6	6.78
<i>L. hemycistum</i>	4	4.52
<i>L. machaephorum</i>	6	6.78
<i>O. pulcherrimum</i>	2	2.26
<i>O. centropurum</i>	9	10.17
<i>O. israelianum</i>	3	3.39
<i>O. longispinigerum</i>	15	16.95
<i>S. brevispinosa</i>	18	20.34
<i>S. nephroides</i>	27	30.51
<i>S. quanta</i>	2	2.26
<i>S. hyperacanthus</i>	6	6.78
<i>S. mirabilis</i>	5	5.65
<i>S. ramosus</i>	5	5.65
<i>T. pelagica</i>	2	2.26

Muestra #29 profundidad 246-249.05 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>A. ramulifera</i>	1	2.9
<i>A. choane</i>	15	43.46
<i>C. tenuitabulatum</i>	2	5.8
<i>H. tenuispinosum</i>	29	84.03
<i>Lejeunecysta</i>	11	31.87
<i>L. cinctoria</i>	1	2.9
<i>L. diversiforma</i>	1	2.9
<i>L. fallax</i>	2	5.8
<i>L. globosa</i>	1	2.9
<i>L. hyalina</i>	12	37.77
<i>L. lata</i>	1	2.9
<i>L. pulchra</i>	3	8.69
<i>L. hemycistum</i>	1	2.9
<i>O. centrocarpum</i>	436	1263.34
<i>O. israeliaum</i>	249	721.49
<i>S. brevispinosa</i>	3	8.69
<i>S. nephroides</i>	8	23.18
<i>S. quanta</i>	2	5.8
<i>S. ramosus</i>	1	2.9
Muestra #30 profundidad 249.05-252.10 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>Palaeocystodinium sp.</i>	1	2.15
<i>S. solidago</i>	2	4.31
Muestra #31 profundidad 252.10-255.15 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>S. nephroides</i>	2	15.72
Muestra #32 profundidad 255.15-258.20 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>Achomosphaera/ Spiniferites</i>	3	4.78
<i>H. truncatum</i>	1	1.59
<i>Lejeunecysta</i>	2	3.19
<i>L. machaephorum</i>	1	1.59
<i>O. pulcherrimum</i>	2	3.19
<i>O. centrocarpum</i>	5	7.97
<i>O. israelianum</i>	1	1.59

<i>S. nephroides</i>	3	4.78
<i>S. hyperacanthus</i>	1	1.59
<i>T. pelagica</i>	1	1.59
<i>T. vancampoe</i>	2	3.19

Muestra #33 profundidad 258.20-261.25 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>A. alcornu</i>	2	1.34
<i>A. ramulifera</i>	61	40.72
<i>Achomosphaera/ Spiniferites</i>	9	6.01
<i>Brigantedinium sp.</i>	1	0.67
<i>C. tenuitabulatum</i>	1	0.67
<i>H. bulbosum</i>	1	0.67
<i>H. ellipticum</i>	4	2.67
<i>H. pacificum</i>	1	0.67
<i>H. rigaudeae</i>	3	2
<i>H. truncatum</i>	5	3.34
<i>I. aculeatum</i>	1	0.67
<i>Lejeunecysta</i>	10	6.68
<i>L. fallax</i>	3	2
<i>L. globosa</i>	1	0.67
<i>L. hemycistum</i>	38	25.37
<i>L. machaephorum</i>	55	36.71
<i>O. pulcherrimum</i>	2	1.34
<i>O. centrocarpum</i>	89	59.41
<i>O. israelianum</i>	5	3.34
<i>P. zoharyi</i>	1	0.67
<i>S. nephroides</i>	4	2.67
<i>S. mirabilis</i>	1	0.67
<i>T. variable</i>	1	0.67

Muestra #34 profundidad 261.25-264.30 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>Achomosphaera/ Spiniferites</i>	1	1.18
<i>C. tenuitabulatum</i>	1	1.18
<i>H. rigaudiae</i>	1	1.18
<i>Lejeunecysta</i>	2	2.36
<i>L. hemycistum</i>	40	47.19
<i>L. machaephorum</i>	3	3.54
<i>O. centrocarpum</i>	26	30.68
<i>O. israelianum</i>	12	14.16
<i>Palaeocystodinium sp.</i>	3	3.54

<i>P. zoharyi</i>	3	3.54
<i>S. nephroides</i>	1	1.18

Muestra #35 profundidad 264.30-267.35 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>A. alcornu</i>	17	5.49
<i>A. ramulifera</i>	52	16.08
<i>Achomosphaera/ Spiniferites</i>	36	11.63
<i>Brigantidium sp.</i>	1	0.32
<i>C. tenuitabulatum</i>	1	0.32
<i>H. plectilum</i>	36	11.63
<i>H. tenuispinosum</i>	4	1.27
<i>H. rigaudiae</i>	2	0.65
<i>I. aculeatum</i>	1	0.32
<i>I. paradoxum</i>	1	0.32
<i>L. beninensis</i>	2	0.65
<i>L. cinctoria</i>	2	0.65
<i>L. communis</i>	5	1.62
<i>L. globosa</i>	9	2.91
<i>L. lata</i>	2	0.65
<i>L. pulchra</i>	2	0.65
<i>L. hemycistum</i>	40	12.93
<i>L. machaephorum</i>	28	9.05
<i>O. pulcherrimum</i>	3	0.97
<i>O. centrocarpum</i>	37	11.96
<i>O. israelianum</i>	12	3.88
<i>Palaeocystodinium sp.</i>	1	0.32
<i>S. nephroides</i>	1	0.32
<i>S. bulloideus</i>	83	26.82
<i>S. hyperacanthus</i>	9	2.91
<i>S. ramosus</i>	26	8.4
<i>Spiniferites sp.</i>	6	1.94
<i>T. pelagica</i>	1	0.32
<i>T. variabile</i>	1	0.32

Muestra #36 profundidad 267.35-270.40 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>A. alcornu</i>	3	1.43
<i>A. ramulifera</i>	5	2.38
<i>Achomosphaera/ Spiniferites</i>	1	0.48
<i>Brigantidium sp.</i>	3	1.43
<i>C. giussepi</i>	1	0.48

<i>C. tenuitabulatum</i>	2	0.95
<i>H. plectilum</i>	35	16.68
<i>H. tenuispinosum</i>	3	1.43
<i>H. cinctum</i>	1	0.48
<i>H. ellipticum</i>	3	1.43
<i>H. rigaudiae</i>	4	1.91
<i>I. aculeatum</i>	2	0.95
<i>I. paradoxum</i>	1	0.48
<i>L. beninensis</i>	2	0.95
<i>L. globosa</i>	9	4.29
<i>L. lata</i>	2	0.95
<i>L. pulchra</i>	2	0.95
<i>L. hemycistum</i>	44	20.97
<i>L. machaeporum</i>	21	10.01
<i>O. pulcherrimum</i>	3	1.43
<i>O. centrocarpum</i>	23	10.96
<i>O. israelianum</i>	1	0.48
<i>Palaeocystodinium sp.</i>	1	0.48
<i>P. zoharyi</i>	1	0.48
<i>P. zoharyi ktana</i>	1	0.48
<i>S. nephroides</i>	2	0.95
<i>S. quanta</i>	2	0.95
<i>S. bulloideus</i>	25	11.92
<i>S. hyperacanthus</i>	9	4.29
<i>S. ramosus</i>	6	2.86
<i>Spiniferites sp.</i>	2	0.95

Muestra #37 profundidad 273.45-276.50 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>A. alcornu</i>	3	1.08
<i>A. ramulifera</i>	4	1.44
<i>Achomosphaera/ Spiniferites</i>	5	1.8
<i>Brigantedinium sp.</i>	7	2.51
<i>C. galea</i>	1	0.36
<i>H. plectilum</i>	1	0.36
<i>H. denticulatum</i>	3	1.08
<i>H. ellipticum</i>	3	1.08
<i>H. pacificum</i>	1	0.36
<i>H. rigaudiae</i>	3	1.08
<i>H. spinosum</i>	1	0.36
<i>I. aculeatum</i>	1	0.36
<i>I. paradoxum</i>	7	2.51
<i>Lejeunecysta</i>	12	4.31

<i>L. cinctoria</i>	1	0.36
<i>L. communis</i>	2	0.72
<i>L. diversiforma</i>	3	1.08
<i>L. fallax</i>	1	0.36
<i>L. globosa</i>	1	0.36
<i>L. hemycistum</i>	78	28.01
<i>L. machaephorum</i>	21	7.54
<i>O. centrocarpum</i>	70	25.14
<i>O. israelianum</i>	12	4.31
<i>Palaeocystodinium sp.</i>	4	1.44
<i>P. laticinctum</i>	4	1.44
<i>S. armaggedonensis</i>	3	1.08
<i>S. nephroides</i>	15	5.39
<i>S. quanta</i>	37	13.29
<i>S. bulloideus</i>	7	2.51
<i>S. hyperacanthus</i>	11	3.95
<i>S. microceras</i>	1	0.36
<i>S. mirabilis</i>	2	0.72
<i>S. ramosus</i>	8	2.87
<i>S. septentrionalis</i>	10	3.59
<i>Spiniferites sp.</i>	2	0.72
<i>T. pelagica</i>	4	1.44

Muestra #38 profundidad 276.50-279.55 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>A. ramulifera</i>	3	6.19
<i>Achomosphaera/ Spiniferites</i>	1	2.06
<i>Brigantedinium sp.</i>	3	6.19
<i>H. ellipticum</i>	1	2.06
<i>H. rigaudiae</i>	1	2.06
<i>I. patulum</i>	1	2.06
<i>L. diversiforma</i>	1	2.06
<i>L. spatiosa</i>	1	2.06
<i>L. hemycistum</i>	3	6.19
<i>O. pulcherrimum</i>	1	2.06
<i>Palaeocystodinium sp.</i>	1	2.06
<i>S. brevispinosa</i>	1	2.06
<i>S. nephroides</i>	3	6.19
<i>S. quanta</i>	3	6.19
<i>S. bulloideus</i>	1	2.06
<i>S. ramosus</i>	1	2.06

Muestra #39 profundidad 279.55-282.60 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>A. ramulifera</i>	1	0.49
<i>Achomosphaera/ Spiniferites</i>	4	1.95
<i>Brigantedinium sp.</i>	4	1.95
<i>C. giussepi</i>	2	0.97
<i>C. tenuitabulatum</i>	3	1.46
<i>H. ellipticum</i>	1	0.49
<i>H. rigaudiae</i>	2	0.97
<i>I. paradoxum</i>	1	0.49
<i>Lejeunecysta</i>	2	0.97
<i>L. communis</i>	2	0.97
<i>L. diversiforma</i>	9	4.38
<i>L. lata</i>	5	2.44
<i>L. spatiosa</i>	1	0.49
<i>L. hemycistum</i>	5	2.44
<i>L. machaephorum</i>	7	3.41
<i>O. centrocarpum</i>	2	0.97
<i>S. brevispinosa</i>	22	10.72
<i>S. nephroides</i>	17	8.28
<i>S. quanta</i>	16	7.8
<i>S. mirabilis</i>	3	1.46
<i>T. pelagica</i>	1	0.49
<i>T. variabile</i>	13	6.33

Muestra #40 profundidad 282.60-285.65 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>Achomosphaera/ Spiniferites</i>	1	0.65
<i>Brigantedinium sp.</i>	3	1.96
<i>Lejeunecysta</i>	8	5.22
<i>L. beninensis</i>	1	0.65
<i>L. communis</i>	13	8.47
<i>L. diversiforma</i>	14	9.13
<i>L. globosa</i>	3	1.96
<i>L. hyalina</i>	2	1.3
<i>L. pulchra</i>	1	0.65
<i>S. nephroides</i>	20	13.04
<i>S. quanta</i>	19	12.39
<i>T. pelagica</i>	1	0.65

Muestra #41 profundidad 285.65-288.70 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>Achomosphaera/ Spiniferites</i>	9	4.4
<i>A. choane</i>	8	3.92
<i>Brigantedinium sp.</i>	6	2.94
<i>C. guissepi</i>	2	0.98
<i>C. tenuitabulatum</i>	1	0.49
<i>H. ellipticum</i>	9	4.4
<i>H. granulatum</i>	1	0.49
<i>H. pacificum</i>	1	0.49
<i>H. rigaudiae</i>	6	2.94
<i>H. salacia</i>	3	1.47
<i>I. paradoxum</i>	6	2.94
<i>Lejeunecysta</i>	4	1.96
<i>L. beninensis</i>	1	0.49
<i>L. communis</i>	7	3.43
<i>L. diversiforma</i>	10	4.89
<i>L. fallax</i>	1	0.49
<i>L. globosa</i>	6	2.94
<i>L. hyalina</i>	3	1.47
<i>L. lata</i>	1	0.49
<i>L. pulchra</i>	2	0.98
<i>L. spatiosa</i>	1	0.49
<i>L. hemycistum</i>	12	5.87
<i>L. machaephorum</i>	9	4.4
<i>O. centrocarpum</i>	3	1.47
<i>O. israelianum</i>	3	1.47
<i>Palaeocystodinium sp.</i>	1	0.49
<i>P. zoharyi</i>	2	0.98
<i>S. brevispinosa</i>	2	0.98
<i>S. nephroides</i>	44	21.53
<i>S. quanta</i>	30	14.68
<i>S. bulloideus</i>	2	0.98
<i>S. mirabilis</i>	1	0.49
<i>S. ramosus</i>	2	0.98
<i>T. pelagica</i>	1	0.49
<i>T. variable</i>	5	2.45
Muestra #42 profundidad 288.70-291.75 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>Achomosphaera/ Spiniferites</i>	5	2.48

<i>A. choane</i>	10	4.96
<i>Brigantedinium sp.</i>	5	2.48
<i>C. tenuitabulatum</i>	1	0.5
<i>L. hemycistum</i>	1	0.5
<i>H. plectilum</i>	1	0.5
<i>H. ellipticum</i>	2	0.99
<i>I. aculeatum</i>	1	0.5
<i>I. paradoxum</i>	2	0.99
<i>I. patulum</i>	1	0.5
<i>Lejeunecysta</i>	4	1.98
<i>L. communis</i>	9	4.46
<i>L. diversiforma</i>	4	1.98
<i>L. fallax</i>	1	0.99
<i>L. globosa</i>	10	4.96
<i>L. hyalina</i>	7	3.47
<i>L. lata</i>	15	7.44
<i>L. pulchra</i>	4	1.98
<i>L. spatiosa</i>	1	0.99
<i>O. centrocarpum</i>	2	0.99
<i>P. zoharyi</i>	2	0.99
<i>S. nephroides</i>	46	22.81
<i>S. quanta</i>	21	10.41
<i>T. pelagica</i>	2	0.99

Muestra #43 profundidad 291.75-294.80 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>A. alcornu</i>	1	0.35
<i>A. ramulifera</i>	22	7.68
<i>Achomosphaera/ Spiniferites</i>	17	5.93
<i>A. choane</i>	2	0.7
<i>Brigantedinium sp.</i>	10	3.49
<i>C. galea</i>	8	2.79
<i>C. lobospinosum</i>	2	0.7
<i>C. tenuitabulatum</i>	4	1.4
<i>H. ellipticum</i>	3	1.05
<i>I. aculeatum</i>	6	2.09
<i>I. paradoxum</i>	4	1.4
<i>I. patulum</i>	1	0.35
<i>Lejeunecysta</i>	2	0.7
<i>L. beninensis</i>	5	1.74
<i>L. brassensis</i>	2	0.7
<i>L. communis</i>	6	2.09
<i>L. diversiforma</i>	1	0.35

<i>L. globosa</i>	10	3.49
<i>L. hyalina</i>	1	0.35
<i>L. pulchra</i>	3	1.05
<i>L. spatiosa</i>	4	1.4
<i>L. hemycistum</i>	6	2.09
<i>L. machaephorum</i>	7	2.44
<i>M. aspinatum</i>	1	0.35
<i>Palaeocystodinium sp.</i>	1	0.35
<i>S. brevispinosa</i>	1	0.35
<i>S. nephroides</i>	34	11.86
<i>S. quanta</i>	16	5.58
<i>S. bulloideus</i>	20	6.98
<i>S. hyperacanthus</i>	7	2.44
<i>S. microceras</i>	1	0.35
<i>S. mirabilis</i>	2	0.7
<i>S. ramosus</i>	3	1.05
<i>Spiniferites sp.</i>	2	0.7
<i>T. pelagica</i>	1	0.35
<i>T. variable</i>	2	0.7

Muestra #44 profundidad 294.80-297.85 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>Achomosphaera/ Spiniferites</i>	5	2
<i>Brigantedinium sp.</i>	4	1.8
<i>C. tenuitabulatum</i>	4	1.8
<i>H. ellipticum</i>	1	0.4
<i>I. aculeatum</i>	5	2
<i>I. paradoxum</i>	3	1.2
<i>Lejeunecysta</i>	1	0.4
<i>L. beninensis</i>	1	0.4
<i>L. brassensis</i>	1	0.4
<i>L. communis</i>	3	1.2
<i>L. diversiforma</i>	3	1.2
<i>L. fallax</i>	1	0.4
<i>L. globosa</i>	3	11.6
<i>L. hyalina</i>	2	0.8
<i>L. hemycistum</i>	2	0.8
<i>L. machaephorum</i>	1	0.4
<i>S. hyperacanthus</i>	2	0.8
<i>S. bulloideus</i>	2	0.8
<i>Palaeocystodinium sp.</i>	1	0.4
<i>S. brevispinosa</i>	1	0.4
<i>S. nephroides</i>	29	11.6

<i>S. quanta</i>	1	0.4
<i>S. microceras</i>	7	2.8
<i>S. ramosus</i>	3	1.2
<i>T. pelagica</i>	1	0.4

Muestra #45 profundidad 297.85-300.90 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>A. alcornu</i>	13	5.28
<i>A. ramulifera</i>	37	15.02
<i>Achomosphaera/ Spiniferites</i>	12	4.87
<i>Brigantedinium sp.</i>	4	1.62
<i>H. fenestratum</i>	1	0.41
<i>H. rigaudiae</i>	1	0.41
<i>I. aculeatum</i>	4	1.62
<i>L. beninensis</i>	1	0.41
<i>L. brassensis</i>	1	0.41
<i>L. communis</i>	12	4.87
<i>L. fallax</i>	5	2.03
<i>L. globosa</i>	10	4.06
<i>L. lata</i>	2	0.81
<i>L. pulchra</i>	4	1.62
<i>L. hemycistum</i>	2	0.81
<i>L. machaephorum</i>	6	2.44
<i>O. centrocarpum</i>	2	0.81
<i>O. israelianum</i>	1	0.41
<i>Palaeocystodinium sp.</i>	2	0.81
<i>S. brevispinosa</i>	2	0.81
<i>S. nephroides</i>	25	10.15
<i>S. quanta</i>	1	0.41
<i>S. bulloideus</i>	5	2.03
<i>S. hyperacanthus</i>	2	0.81
<i>S. microceras</i>	2	0.81
<i>S. pseudofurcatus</i>	2	0.81
<i>S. ramosus</i>	9	3.65
<i>Spiniferites sp.</i>	2	0.81
<i>T. pelagica</i>	1	0.41

Muestra #46 profundidad 300.90-303.95 m		
Especies	Conteo	Concentración
<i>A. ramulifera</i>	7	4.82
<i>Achomosphaera/ Spiniferites</i>	9	6.19
<i>Brigantedinium sp.</i>	3	2.06

<i>H. cictum</i>	1	0.69
<i>H. ellipticum</i>	4	2.75
<i>H. rigaudiae</i>	8	5.51
<i>I. patulum</i>	1	0.69
<i>Lejeunecysta</i>	6	4.13
<i>L. beninensis</i>	1	0.69
<i>L. communis</i>	6	4.13
<i>L. diversiforma</i>	4	2.75
<i>L. fallax</i>	2	1.38
<i>L. globosa</i>	2	1.38
<i>L. lata</i>	2	1.38
<i>L. pulchra</i>	3	2.06
<i>L. hemycistum</i>	31	21.34
<i>L. machaeporum</i>	33	22.71
<i>O. centrocarpum</i>	3	2.06
<i>O. israelianum</i>	1	0.69
<i>Palaeocystodinium sp.</i>	1	0.69
<i>P. zoharyi</i>	3	2.06
<i>S. nephroides</i>	26	17.9
<i>S. quanta</i>	16	11.01
<i>S. bulloideus</i>	12	8.26
<i>S. hyperacanthus</i>	4	2.75
<i>S. ramosus</i>	7	4.82