



# **COLEGIO DE POSTGRADUADOS**

**INSTITUCION DE ENSEÑANZA E INVESTIGACIÓN EN CIENCIAS AGRÍCOLAS**

**CAMPUS MONTECILLO**

**POSTGRADO DE BOTÁNICA**

## **PALINOESTRATIGRAFÍA DE LAS FOSFORITAS DE BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO Y RECONSTRUCCIÓN DE LA VEGETACIÓN EN EL OLIGOCENO-MIOCENO**

**IRIS GRISEL GALVÁN ESCOBEDO**

**T E S I S**  
**PRESENTADA COMO REQUISITO PARCIAL**  
**PARA OBTENER EL GRADO DE:**

**DOCTORA EN CIENCIAS**

**MONTECILLO, TEXCOCO, EDO. DE MÉXICO**

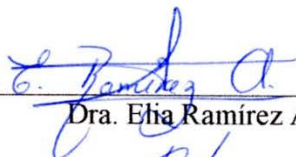
**2015**

La presente tesis titulada: **PALINOESTRATIGRAFÍA DE LAS FOSFORITAS DE BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO Y RECONSTRUCCIÓN DE LA VEGETACIÓN EN EL OLIGOCENO-MIOCENO** realizada por la alumna: **IRIS GRISEL GALVÁN ESCOBEDO**, bajo la dirección del Consejo Particular indicado, ha sido aprobada por el mismo y aceptada como requisito parcial para obtener el grado de:

DOCTORA EN CIENCIAS  
BOTÁNICA

CONSEJO PARTICULAR

DIRECTORA DE TESIS



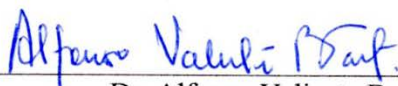
Dra. Etia Ramirez Arriaga

CONSEJERO



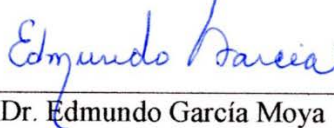
Dr. Ebandro Uscanga Mortera

ASESOR



Dr. Alfonso Valiente Banuet

ASESOR



Dr. Edmundo García Moya

ASESOR



Dr. Josué Kohashi Shibata

Montecillo, Texcoco, Estado de México, Junio de 2015

# **PALINOESTRATIGRAFÍA DE LAS FOSFORITAS DE BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO Y RECONSTRUCCIÓN DE LA VEGETACIÓN EN EL OLIGOCENO- MIOCENO**

**Iris Grisel Galván Escobedo, Dra.**

**Colegio de Postgraduados, 2015**

El territorio de los estados de Baja California y Baja California Sur, está confinado a una península al noroeste de México. Los tipos de vegetación predominantes son matorral xerófilo, bosque tropical caducifolio, encinar y bosque de pino-encino. Sin embargo, esta condición ha sido el resultado de eventos geológicos y climáticos a través del tiempo. Durante el Paleógeno/Neógeno (63 a 5.3 millones de años -Ma-) la península de Baja California se encontraba unida al continente y, gran parte de Baja California Sur (BCS), estaba cubierto por un mar somero. Bajo estas condiciones, se depositaron sedimentos que dieron origen a las formaciones geológicas San Gregorio (FSG) (Oligoceno superior-Mioceno inferior) y El Cien (FEC) (Oligoceno superior). En esta investigación, se emplearon metodologías paleopalínológicas para estudiar los microfósiles continentales (polen y esporas de pteridofitas) y marinos (dinoflagelados), recuperados de dos barrenos procedentes de la FSG y la FEC. Se encontraron polen y esporas fósiles, que sugieren que los tipos de vegetación principales, que se desarrollaron hace aproximadamente 28 Ma en los alrededores de BCS, fueron el bosque tropical caducifolio y el bosque mesófilo de montaña. Los taxa con importancia cronoestratigráfica (*Ephedripites claricristatus*, *Corsinipollenites*, *Momipites coryloides*, *M. tenuipolus*, *Spinirerites mirabilis*, *S. pseudofurcatus* y *Tuberculodinium vancampoe*) se registraron en bajas frecuencias lo que dificultó hacer inferencias sobre su significado cronoestratigráfico. El registro de dinoflagelados, corroboró que los dos barrenos se depositaron en un ambiente transicional a nerítico, relativamente cercano a la costa.

**Palabras clave:** polen-esporas fósiles, dinoflagelados, paleovegetación, bosque tropical caducifolio, bosque mesófilo de montaña.

# PHOSPHORITES PALYNOSTRATIGRAPHY OF BAJA CALIFORNIA SUR, MEXICO AND VEGETATION RECONSTRUCTION IN OLIGOCENE - MIOCENE

**Iris Grisel Galván Escobedo, Dra.**

**Colegio de Postgraduados, 2015**

The territory of Baja California and Baja California Sur states, is confined to a peninsula in northwest Mexico. The predominant vegetation types are desert scrub, tropical deciduous forest, oak forest and pine-oak forest. However, this condition is the result of geological and climatic events, which have resulted in the configuration of the continents and the vegetation development. During the Paleogene/Neogene (63 to 5.3 million years -Ma-) Baja California peninsula was connected to the mainland and Baja California Sur (BCS) state was partly covered by a shallow sea. Under these conditions, sediments that gave rise to the geological formations San Gregorio (SGF) (upper Oligocene- lower Miocene) and El Cien (ECF) (upper Oligocene) were deposited. In this research, paleopalynological methodologies were used to study continental (pollen and pteridophytes spores) and marine (dinoflagellates) microfossils, recovered from SGF and ECF boreholes. Fossil pollen and spores suggest that mainly vegetation types, which were developed approximately 28 Ma ago around BCS, were tropical deciduous forest and cloud forest. Taxa with stratigraphic importance (*Ephedripites claricristatus*, *Corsinipollenites*, *Momipites coryloides*, *M. tenuipolus*, *Spinirerites mirabilis*, *S. pseudofurcatus* and *Tuberculodinium vancampoae*) were recorded at low frequencies hindering inferences about their chronostratigraphic significance. The dinoflagellates record confirmed that the two boreholes were deposited in a transitional to neritic environment, relatively close to the coast.

**Key words:** fossil pollen-spores, dinoflagellates, paleovegetation, tropical deciduous forest, cloud forest.



## AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, por otorgarme una beca para llevar a cabo mis estudios de doctorado.

Al Colegio de Postgraduados y al Posgrado en Botánica, por formarme académicamente en el área de la botánica, con la libertad de desarrollar una investigación en el área de la paleopalinología. Gracias por brindarme los recursos académicos, materiales y económicos durante mis estudios de doctorado.

Al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT- UNAM), a través de los proyectos PAPIIT IN105411 “Evolución de la flora y cambios climáticos en cuencas terciarias marinas y continentales de México” y PAPIIT IN114914 “Cambios palinoflorísticos y evolución de la vegetación a través del Paleógeno-Neógeno en Baja California Sur y centro de México”, por los beneficios que me otorgaron y que contribuyeron al desarrollo de esta tesis.

A mi directora de tesis la Dra. Elia Ramírez Arriaga, del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (IG-UNAM), por guiarme en esta investigación, por su invaluable apoyo, su confianza, su enseñanza, dedicación y perseverancia en mi formación académica como palinóloga, y por brindarme los recursos académicos, materiales y económicos para llevar a buen termino esta tesis.

A los miembros de mi Consejo Particular: Dr. Ebandro Uscanga Mortera, Dr. Edmundo García Moya, Dr. Josué Kohashi Shibata y Dr. Alfonso Valiente Banuet, por aportar a esta investigación con su experiencia y conocimientos, así como por sus consejos, apoyo y solidaridad en todo momento.

Al Dr. Enrique Martínez Hernández del IG-UNAM por sus comentarios y aportaciones a esta investigación, por sus enseñanzas y por las facilidades otorgadas.

Al personal del laboratorio de paleopalinología del IG-UNAM: Blanca, Teresa y Orquídea.

A las autoridades y personal del IG-UNAM, por todas las facilidades que me otorgaron durante mi estancia en dicho instituto.

A la Dra. Margarita Reyes Salas y a la M.en C. Sonia Ángeles García de la Unidad de Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) del IG-UNAM, por su ayuda en la preparación y análisis de muestras en el MEB.

A la Dra. Ana Luisa Carreño del IG-UNAM, por la donación del barreno B4.

A los ingenieros de la empresa minera ROFOMEX: Carlos Salcido, Moisés Martínez, Rodrigo Diez y William González, por la donación del barreno B187, por la información proporcionada y por su generosa atención y ayuda dentro de la empresa y en los recorridos de campo en la zona de San Juan de la Costa, BCS.

A la profesora Sonia Helen Ponce Wainer, por la revisión y corrección de la redacción en inglés de los manuscritos para publicación derivados de esta investigación.

A todas aquellas personas que con su amistad, solidaridad, apoyo y consejos, me acompañaron en el camino durante mis estudios de doctorado.

## CONTENIDO

	<b>Página</b>
<b>INTRODUCCIÓN GENERAL</b> .....	1
1. Hipótesis.....	2
2. Objetivo General.....	2
3. Objetivos Particulares.....	2
4. Revisión de literatura.....	3
4.1 Marco geológico y estratigráfico.....	3
4.1.1. Origen y edad de la península de Baja California.....	3
4.1.2. Geología y estratigrafía de Baja California Sur.....	4
a) Formación Tepetate.....	5
b) Formaciones San Gregorio y El Cien.....	7
Formación San Gregorio.....	9
Litología.....	9
Ambiente de depósito.....	10
Formación El Cien.....	10
Litología.....	10
Ambiente de depósito.....	14
Origen de la fosforita de las Formaciones San Gregorio y El Cien.....	15
c) Formación Isidro.....	16
d) Formación Comondú.....	17
4.2. La vegetación del Paleógeno y Neógeno en México con base en evidencias paleopalinológicas.....	17
4.2.1. Generalidades de las paleofloras Paleógenas y Neógenas de Norte América.....	17
4.2.2. Estudios paleopalinoflorísticos del Paleógeno y Neógeno de México	
a) Paleoceno-Eoceno medio.....	26
b) Paleoceno medio-Eoceno medio.....	26
c) Eoceno inferior.....	26

d) Eoceno medio-Eoceno superior.....	27
e) Eoceno-Oligoceno inferior.....	29
f) Eoceno superior-Oligoceno inferior.....	29
g) Oligoceno inferior.....	31
h) Oligoceno superior-Mioceno.....	31
i) Oligoceno superior-Mioceno inferior.....	32
j) Mioceno inferior-Mioceno medio.....	33
k) Mioceno medio.....	33
l) Mioceno medio-Mioceno superior.....	33
m) Mioceno-Plioceno.....	34
n) Plioceno medio.....	35
o) Plioceno.....	35
4.3. Características fisiográficas del área de estudio.....	35
4.3.1. Localización geográfica del estado de Baja California Sur.....	35
4.3.2. Clima.....	35
4.3.3. Relieve e hidrografía.....	36
4.3.4. Vegetación.....	36
4.3.5. Localización geográfica de los barrenos B4 y B187.....	37
<b>CAPÍTULO I. Registro paleopalinológico de la Formación San Gregorio</b>	
<b>(Barreno B4), Baja California Sur, México.....</b>	<b>40</b>
1.1. Resumen.....	40
1.2. Abstract.....	41
1.3. Introducción.....	41
1.4. Marco Geológico.....	43
1.5. Materiales y métodos.....	45
1.6. Resultados.....	47
1.7. Discusión.....	50
1.8. Conclusiones.....	58
1.9. Agradecimientos.....	59
1.10. Pies de Figuras.....	59

1.11. Figuras.....	62
1.12. Cuadros.....	69
1.13. Anexos.....	74
1.14. Referencias Bibliográficas.....	78
<b>CAPÍTULO II. Paleopalínología de la Formación El Cien (Oligoceno superior), Baja California Sur, México.....</b>	<b>86</b>
2.1. Resumen.....	86
2.2. Abstract.....	87
2.3. Introducción.....	88
2.4. Materiales y métodos.....	89
2.5. Resultados.....	91
2.6. Discusión.....	95
2.7. Conclusiones.....	99
2.8. Agradecimientos.....	100
2.9. Pies de Figuras.....	100
2.10. Figuras.....	102
2.11. Cuadros.....	111
2.12. Referencias Bibliográficas.....	114
<b>CAPÍTULO III. Descripciones de morfología polínica I. Esporas. Morphological descriptions of late Oligocene – early Miocene spores: San Gregorio Formation, Baja California Sur, Mexico.....</b>	<b>118</b>
3.1. Abstract.....	118
3.2. Resumen.....	118
3.3. Introduction.....	119
3.4. Material and Methods.....	119
3.5. Results and Discussion.....	120
3.6. Conclusions.....	127
3.7. Acknowledgements.....	127
3.8. References.....	127

**CAPÍTULO IV. Descripciones de morfología polínica II. Polen de la familia Asteraceae.**

**Descriptions and botanical affinities of *Tubulifloridites* Cookson 1947 ex Potonié 1960 pollen grains from the San Gregorio Formation, Baja California Sur, Mexico.....**

4.1. Abstract.....	132
4.2. Resumen.....	132
4.3. Introduction.....	133
4.4. Material and Methods.....	133
4.5. Results and Discussion.....	134
4.6. Conclusions.....	139
4.7. Acknowledgements.....	139
4.8. References.....	139

**CONCLUSIONES GENERALES.....**

**REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS GENERALES.....**

## INTRODUCCIÓN GENERAL

La paleopalinología permite la identificación y el estudio de microfósiles (palinomorfos) que se han preservado durante millones de años gracias a su estructura orgánica conformada de esporopolenina, quitina o pseudoquitina, que los hace resistentes a la degradación provocada por factores bióticos y abióticos. De este modo, dichos palinomorfos (principalmente el polen y las esporas fósiles) constituyen una fuente importante de información que permite registrar y entender los patrones de distribución de las plantas, así como reconstruir los cambios de vegetación a través del tiempo geológico.

Existen diferentes estudios paleopalinológicos durante el Paleógeno/Neógeno de México (Langenheim *et al.*, 1967; Graham, 1976; Biaggi, 1978; Tomasini-Ortíz y Martínez Hernández, 1984; Quiroz-García y Martínez-Hernández, 1987; Martínez-Hernández, 1992; Rosales-Lomelí *et al.*, 1992; Rosales-Lomelí, 1997; Palacios-Chávez y Rzedowski, 1993; Graham, 1999a, 1999b; Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999; Ramírez-Arriaga, 2005; Ramírez-Arriaga *et al.*, 2006, 2008, 2014; Carrasco-Velázquez *et al.*, 2009; Corona-Esquivel *et al.*, 2010), los cuales han contribuido, en gran medida, al conocimiento de la palinoflora, en particular de la región del centro y sur de México.

El norte de México comenzó a ser explorado desde el punto de vista paleopalinológico hace pocos años (Martínez-Hernández *et al.*, 1980; Martínez-Hernández y Tomasini-Ortíz, 1986; Corona-Esquivel *et al.*, 2010). Una región que se ha estudiado de manera intensa recientemente, es el estado de Baja California Sur (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1996; 2006; Ramírez-Arriaga *et al.*, 2008; Ramírez-Arriaga y Reyes-Salas, 2014; Galván-Escobedo *et al.*, 2015a, 2015b), lo que ha permitido obtener información relevante sobre los tipos de vegetación y las condiciones climáticas que prevalecieron durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior de esta zona.

En esta investigación se estudiaron por métodos palinológicos dos barrenos extraídos de dos formaciones geológicas en el estado de Baja California Sur: el barreno B4, de la Formación San Gregorio (Oligoceno superior-Mioceno inferior) y el barreno B187, de la

Formación El Cien. Ambas formaciones se depositaron cuando la península de Baja California todavía se encontraba unida al continente.

Los resultados indican la presencia de palinomorfos de origen continental y marino. Aunque los elementos marinos fueron predominantes, los continentales fueron una fuente importante para la interpretación de los tipos de vegetación y el clima de la región de Baja California Sur. En ambos barrenos se registraron polen y esporas fósiles que se encuentran asociados al bosque tropical caducifolio y al bosque mesófilo de montaña.

Es altamente probable, que durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior de Baja California Sur, predominara un clima semiseco cálido que favoreció el crecimiento de formas vegetales adaptadas a este clima, lo que permitió el desarrollo de una vegetación muy semejante a la del bosque tropical caducifolio actual. Por otro lado, el bosque mesófilo de montaña pudo haber tenido una distribución más amplia en el norte México hace 27 millones de años, sobre todo en lugares como Jalisco, Nayarit y Sinaloa, lo que permitió el aporte de polen y esporas en la zona de depósito de los barrenos estudiados, sobre todo si se considera que la península de Baja California se encontraba unida a dichos territorios.

### **1. Hipótesis**

Los granos de polen y las esporas recuperadas de las fosforitas de las Formaciones San Gregorio y El Cien de Baja California Sur, México, son representantes de las paleocomunidades vegetales locales y regionales que se desarrollaron como consecuencia de cambios climáticos durante el Oligoceno-Mioceno.

Los taxa de importancia bioestratigráfica advierten una semejanza palinoflorística de la Formación San Gregorio y El Cien, con otras paleocuencas del Terciario.

### **2. Objetivo General**

Establecer los taxa de interés bioestratigráfico y la palinoflora local y regional que prosperó durante los cambios climáticos del Oligoceno-Mioceno en Baja California Sur, México y determinar su semejanza palinoflorística con otras paleocuencas del Terciario.

### **3. Objetivos particulares**



- a) Proponer las paleocomunidades locales y regionales con base en la riqueza y diversidad de palinomorfos continentales.
- b) Analizar la relación entre las asociaciones palinológicas continentales con los cambios climáticos ocurridos durante el Oligoceno y Mioceno.
- c) Determinar la taxa que tienen importancia bioestratigráfica en el intervalo del Oligoceno superior – Mioceno inferior.
- d) Comparar los resultados obtenidos y como los eventos registrados, con aquellos consignados en otros estudios bioestratigráficos.
- e) Analizar y comparar los resultados obtenidos con otras paleocuevas terciarias de México.

#### **4. Revisión de literatura**

##### **4.1. Marco geológico y estratigráfico**

##### **4.1.1. Origen y edad de la península de Baja California**

La separación de la península de Baja California y la consecuente formación del Golfo de California, se ha tratado de explicar con base en varios modelos. Entre los más recientes, se tienen los que toman en cuenta los conceptos del movimiento de las placas tectónicas (Carreño y Helenes, 2002).

La placa de Farallón, ubicada en el este del océano Pacífico, comenzó a subducirse debajo de la placa de Norte América/México durante el Cretácico (entre 130 y 90 Ma). La subducción de la placa de Farallón originó un sistema de montañas a lo largo de la costa del noroeste de México. Hoy en día, muchas de estas cordilleras se encuentran en la península de Baja California y se conocen como “bloque batolítico de alta California-Península Baja California”. El estudio de las rocas batolíticas ha permitido determinar que durante el Cretácico la posición del extremo sur de la península se encontraba en Cabo Corrientes, cerca de Puerto Vallarta, Jalisco (Ledesma-Vázquez y Carreño, 2010; Smith, 1991). Los datos paleontológicos y estratigráficos indican que esta condición se mantuvo aproximadamente del Oligoceno al Mioceno (hace 30 a 5 Ma) (Aranda-Gómez *et al.*, 2000; Carreño y Helenes, 2002; Becerra, 2005).

La placa de Farallón concluyó su descenso debajo de la placa de Norte América en el Oligoceno (aproximadamente hace 30 Ma). Aún durante el Oligoceno superior (28.4 Ma) el océano cubría el oeste de la península de Baja California, extendiéndose desde el lado del Pacífico, hasta el área de lo que actualmente es Punta San Telmo (Smith, 1991; Carreño y Smith, 2007).

La subducción final de la placa de Farallón llevó al desarrollo de un **arco volcánico terrestre** durante el Mioceno medio (24-11 Ma), donde en la actualidad se encuentra el eje del Golfo de California (Ledesma-Vázquez y Carreño, 2010).

El margen noroeste de México se había acoplado a la placa del Pacífico en el Mioceno superior (12-6 Ma) y comenzó a ser jalada gradualmente hacia el norte, lejos de la placa de Norte América (Galli-Olivier, 1993; Ledesma-Vázquez y Carreño, 2010). La transferencia progresiva de la península a la Placa del Pacífico, hizo que la península mantuviera un movimiento relativo independiente funcionando como una microplaca (Martín-Barajas, 2000).

En el Mioceno superior (12-6 Ma) el hundimiento resultante del movimiento entre las placas de Norte América y del Pacífico, los procesos de extensión y vulcanismo activo al este de la Sierra Madre Occidental y las fallas asociadas a estos procesos, crearon una depresión subcostal en el oeste de la costa de México, la cual es conocida como “extensión del proto-Golfo” (Aranda-Gómez *et al.*, 2000). Esta depresión se llenó con varias incursiones de agua marina creando lo que se ha denominado el “proto-Golfo”. La masa de agua del proto-golfo era agua más caliente, procedente del sur (Galli-Olivier, 1993; Ledesma-Vázquez y Carreño, 2010).

Hace aproximadamente 5.6 Ma, la separación de la Península de Baja California y el desarrollo del sistema de Fallas de San Andrés estaba en proceso y el Golfo comenzó a abrirse (Ledesma-Vázquez y Carreño, 2010). El Golfo de California estaba completamente formado para el Holoceno (Carreno y Smith, 2007). El desplazamiento actual de la península hacia el noroeste es de 5.6 cm al año, con respecto al área continental de México (Galli-Olivier, 1993).

#### **4.1.2. Geología y estratigrafía de Baja California Sur**

Las rocas más antiguas que se encuentran en la península de Baja California se localizan en la parte centro-norte de la península y son rocas pre-cretácicas, principalmente esquitos y otras rocas metamórficas invadidas por granitos de grano grueso, masivo y blanco (Darton, 1921). En esta misma zona, durante el Cretácico, se depositaron rocas ígneas, conglomerados, cuarcitas, tobas y aglomerados con cuerpos de rocas eruptivas intercaladas. La parte superior de estas rocas cretácicas, está conformada por la Formación “Chico”, la cual puede observarse a una latitud aproximada de 28° 00'. Son rocas compuestas por areniscas finas y lutitas gris claro y destaca la abundancia de fósiles (Darton, 1921).

En el territorio de Baja California Sur, se observan basamentos de rocas cataclásticas, metamórficas y graníticas, que corresponden al Mesozoico (Cretácico), en particular en la Provincia del Cabo (Hausback, 1984) y rocas sedimentarias e ígneas que corresponden al Cenozoico en el resto del estado (INEGI, 2011).

En las rocas del Cretácico suprayacen los depósitos correspondientes al Paleógeno/Neógeno, tiempo en el que gran parte de Baja California Sur, estuvo cubierta por un mar somero en el cual se depositaron más de 4 mil m de sedimentos (Alatorre, 1988). De manera general, la secuencia estratigráfica de estos depósitos (Cuadro 1), consiste de la Formación Tepetate (Paleoceno-Eoceno), la Formación San Gregorio (en el área de La Purísima) (Oligoceno superior-Mioceno inferior), La Formación El Cien (en el área de San Juan de la Costa) (Oligoceno superior-Mioceno inferior), la Formación San Isidro (Mioceno inferior o medio), la Formación Comondú (Oligoceno superior-Mioceno medio), la Formación La Salada (Plioceno) (Hausback, 1984; Applegate, 1986; Alatorre, 1988; Fisher *et al.*, 1995; Carreño y Smith, 2007).

#### **a) Formación Tepetate**

La secuencia sedimentaria marina de la Formación Tepetate pertenece al Paleoceno y Eoceno (Beal, 1948; Hausback, 1984). Estos depósitos fueron llamados Formación Tepetate (Heim, 1922) debido a que los depósitos que fueron descritos por primera vez se encuentran expuestos cerca del Rancho Tepetate, en el arroyo Colorado al este de la Bahía de Magdalena. También existen afloramientos de esta formación hacia el oeste de la Bahía de la Paz, en el

arroyo Mezquital (hacia el noroeste de La Purísima) (Hausback, 1984), en los arroyos Guadalupe y El Conejo (Beal, 1948), en Tembabichi y en las inmediaciones del poblado El Cien (Avalos, 1996).

La Formación Tepetate se describe como una unidad ligeramente plegada, constituida por arenisca suave verdosa, arenisca dura, gris, bien estratificada y por lutita verde a violeta; presentan pocos fósiles pero abundancia de espinas de equinoideos y foraminíferos (*Dyscocyclina*, *Acarinina pentacamerata* y *Hanckenina nuttalli*) (Carreño *et al.*, 2000; Darton, 1921; Hausback, 1984; Alatorre, 1988; Avalos, 1996).

**Cuadro 1.** Secuencia estratigráfica generalizada del Paleógeno/Neógeno en las áreas de La Purísima y San Juan de la Costa.

Sistema	Período	Época	Etapas	Millones de años	Área La Purísima (Hausback, 1984)	Área San Juan de la Costa (Fisher et al., 1995)		
Terciario	Neógeno	Plioceno	U	Gelasiense	2.6	La Salada	La Salada	
				Piacenziense	3.6			
			L	Zancliense	5.3			
		Mioceno	U	Messiniense	7.2		Comondú	Comondú
				Tortonense	11.6			
			M	Serravalliense	13.8			
				Langhiense	16.0			
			L	Burdigaliense	20.4			
		Aquitaniense	23.0	San Gregorio	Miembro San Juan			
	Paleógeno	Oligoceno	U	Chattiense	28.1			
			L	Rupeliense	33.9			
		Eoceno	U	Priaboniense	37.8	Tepetate	Tepetate	
			M	Bartoniense	41.2			
				Luteciense	47.8			
		L	Ypresiense	56.0				
		Paleoceno	U	Thanetiense	59.2			
M			Selandiense	61.6				
L	Daniense		66.0					

De acuerdo con Beal (1948) sus depósitos se acumularon en un delta y cerca de la costa, ya que está compuesta por limo fino de color amarillo y contiene lechos de areniscas con restos de mamut. Por otro lado, Carreño *et al.* (2000) realizó un análisis de foraminíferos y ostrácodos de una sección de la Formación Tepetate ubicada en la localidad de Arroyo

Colorado y concluyó que dicha Formación se depositó durante el Eoceno inferior-tardío y el Eoceno medio-temprano en un ambiente nerítico de alta energía, relacionado con un evento transgresivo-regresivo-transgresivo, que emplazó los sedimentos en áreas profundas.

Schwennicke *et al.* (2004), determinaron que en la Formación Tepetate existen, por un lado, depósitos batiales y, por otro lado, depósitos de plataforma externa a interna. Los datos bioestratigráficos disponibles sugieren que existían ambientes profundos por lo menos desde el Maastrichtiano hasta finales del Eoceno Temprano.

### **b) Formación San Gregorio y Formación El Cien**

Discordante a la Formación Tepetate suprayacen los depósitos de la Formación San Gregorio (Avalos, 1996). Algunos autores han considerado que la distribución de esta formación es en la zona de San Juan de la Costa, Tembabichi, La Purísima, San Hilario, Santa Rita y El Cien (Darton, 1921; Heim, 1922; Beal, 1948; Hausback, 1984; Kim y Barron, 1986; Alatorre, 1988; Avalos, 1996). Sin embargo, se ha establecido que en la zona de La Purísima se ubica la Formación San Gregorio y en el área de San Juan de la Costa, San Hilario y El Cien, se encuentra la Formación El Cien (Applegate, 1986; Fisher *et al.*, 1995) (Cuadro 2).

En principio, Darton (1921) describió los depósitos en la zona de La Purísima y San Hilario como la Formación San Gregorio y consideró que su litología era semejante a la de la Formación Monterey ubicada en Orange County, al sur de California. Darton (1921) pensó que ambos depósitos podrían estar correlacionados y, por lo tanto, asumió que la edad de la formación sería del Mioceno y la llamó “*Rocas Monterey*” (*Monterey beds*).

Heim (1922) también notó dicha semejanza entre ambas formaciones y adoptó el nombre de “*Formación Monterey*”, para referirse a las “*Rocas Monterey*” de Darton (1921). Beal (1948) sustituyó el nombre de “*Formación Monterey*” por el de “*Formación San Gregorio*” en la zona de La Purísima, ya que reconoció profundas diferencias litológicas entre esta región y el área de California donde se encuentra la Formación Monterey, y estableció que la edad de la Formación San Gregorio era del Oligoceno al Mioceno inferior.

Hausback (1984) también utiliza el nombre de *Formación San Gregorio* propuesto por Beal (1948) y además realizó fechamientos de Potasio-Argón (K-Ar) en rocas de La Purísima y del arroyo San Hilario, que asignaron una edad del Oligoceno para la formación. Alatorre (1988) utiliza el nombre castellanizado de “*Formación Monterrey*” para referirse a la Formación San Gregorio en la zona de San Hilario y San Juan de la Costa; y consideró que la edad de la formación es del Oligoceno superior al Mioceno inferior.

Applegate (1986) llevó acabo el reconocimiento geológico en los alrededores del área del El Cien, con la idea de identificar la Formación San Gregorio que había sido registrada por los autores antes mencionados en esta zona. Sin embargo, no encontró semejanza entre los estratos de la Formación San Gregorio en La Purísima, con los que aquellos se suponía que correspondían a la misma formación ubicados en el área de El Cien.

Como resultado Applegate (1986), propuso una nueva unidad estratigráfica denominada “*Formación El Cien*”. La formación tipo se encuentra en la cara oeste del Cerro Colorado, a 5 km al noreste de Pénjamo y bajo este nombre incluye a los estratos correspondientes al Oligoceno tardío al Mioceno temprano, ubicados entre El Aguajito y aquellos a 40 km al norte de La Fortuna, aunque plantea la posibilidad de que se extendieran hasta el área de San Juan de la Costa.

La Formación El Cien se compone de tres miembros: el miembro basal, denominado “*Cerro Tierra Blanca*”, con sedimentos del fondo marino; uno intermedio, “*San Hilario*”, con sedimentos marinos superficiales; y el superior, “*Cerro Colorado*”, con sedimentos marinos, lacustres y fluviales, así como lechos terrestres (Applegate, 1986).

Los estudios posteriores realizados por Fisher *et al.* (1995) en El Cien, permitieron establecer que la Formación San Gregorio no está presente en el área de San Juan de la Costa y que los estratos correspondientes al Oligoceno-Mioceno en esta zona corresponde a la Formación El Cien, tal y como lo había planteado Applegate (1986). Sin embargo, Fischer *et al.* (1995) no pudo establecer las diferencias litológicas entre el miembro San Hilario y el miembro Cerro Colorado propuestos por Applegate (1986), por lo que solo define dos

miembros para la Formación El Cien: el miembro basal denominado miembro “*San Juan*” y el superior, el miembro “*Cerro Colorado*”.

A pesar de las observaciones hechas por Applegate (1986) y Fisher *et al.* (1995) para establecer las diferencias entre la Formación San Gregorio y la Formación El Cien, hay autores que continúan utilizando el nombre generalizado de Formación San Gregorio (Hausback, 1984; Kim y Barron; 1986; Avalos, 1996).

Tanto la Formación San Gregorio como la Formación El Cien suprayacen en discordancia a la Formación Tepetate del Eoceno. En La Purísima, sobre la Formación San Gregorio, se ubican los depósitos de la Formación Isidro (Hausback, 1984), mientras que en El Cien la Formación El Cien infrayace a la Formación Comondú (Fisher *et al.*, 1995). A continuación se detalla la litología de las Formaciones San Gregorio y El Cien.

### **Formación San Gregorio**

La Formación San Gregorio debe su nombre a su proximidad con el rancho San Gregorio y no al arroyo San Gregorio, aunque en este arroyo existen estratos de esta formación. El rancho San Gregorio se encuentra entre el arroyo San Gregorio y el arroyo La Purísima (Applegate, 1986).

**Litología.** Las descripciones litológicas de esta Formación se hicieron en la zona de La Purísima, en los arroyos Purísima, Cadajé, San Raymundo (Beal, 1948), Cadegomo, rancho San Ramón y La Ventana (Heim, 1922). En general, la información que se tiene sobre la litología de la Formación San Gregorio no es muy detallada. Sin embargo, se puede mencionar que está conformada por una secuencia de intercalaciones de lutitas fosfatadas, lutitas silificadas, diatomitas, areniscas pelotoidales fosfatadas y tobas riolíticas (Darton, 1921; Hausback, 1984; Kim y Barron, 1986).

Beal (1948) menciona que también se encuentran lutitas con diatomeas, algunas de color café chocolate que se caracterizan por su alto contenido de escamas de peces; los estratos silificados despiden un olor fétido cuando se golpean con el martillo y las capas de diatomitas son blancas y polvosas.

Los fechamientos de K-Ar realizados en rocas de la Formación San Gregorio, indican que su edad corresponde al Oligoceno superior-Mioceno inferior (28.1 a 20.4 Ma) (Hausback, 1984).

***Ambiente de depósito.*** La presencia de foraminíferos bentónicos en la formación San Gregorio sugieren que se depositó entre los intervalos de profundidad 2 mil a 1500 m (Hausback, 1984). Por otro lado, Galli-Ollivier (1993), menciona que dicha formación se depositó en un ambiente hemipelágico.

### **Formación El Cien**

Esta Formación fue descrita y nombrada por Applegate (1986) y hace referencia al pueblo El Cien, el cual se localiza en las inmediaciones de la formación tipo.

Las rocas de la Formación El Cien afloran en dos cinturones continuos a los lados de la Sierra La Giganta, los cuales forman un sinclinal somero (Fisher *et al.* 1995). En el oeste, dicha formación aflora en el valle del arroyo Aguajito, y en el este, a lo largo de la costa en San Juan de la Costa. En la zona del Cerro Colorado, donde se encuentra la formación tipo, el espesor es de 125 m; mientras que en San Juan de la Costa es de 175 m (Fisher *et al.* 1995).

***Litología.*** La base del **miembro inferior San Juan** está caracterizada por conglomerados arenosos ricos en fósiles (Figura 1), que descansan en discordancia sobre limos con bioturbación y areniscas de la Formación Tepetate. Sobre el conglomerado se presentan capas de limolitas, areniscas de grano fino y algunas tobas. Dichos estratos tienen un espesor de 20 a 30 m y no se encuentran expuestos en San Juan de la Costa, pero afloran en el Arroyo Aguajito (Fisher *et al.*, 1995).

La parte media del miembro San Juan está dominada por rocas sedimentarias de grano fino, con espesores de 30 a 50 m. Estos sedimentos afloran en San Juan de la Costa y consisten de limolitas laminadas, algunas tobas, lodolitas fosfáticas, diatomáceas o silíceas ricas en escamas de peces, tobas blancas a grises, con intercalaciones pequeñas de areniscas y limo y abundantes lechos de fosforita granular.



**Cuadro 2.** Estratigrafía del área de La Purísima y El Cien, de acuerdo con los autores mencionados en este texto. \*Intervalo de fechamientos radiométricos K-Ar (27.2 a 23.4 Ma) (Hausback, 1984).

Sistema	Período	Época	Etapa	Millones de años	Darton, 1921 La Purísima/ El Cien	Beal, 1948		Hausback, 1984 La Purísima/ SJC	Applegate, 1986 El Cien	Alatorre, 1988 San Hilario/SJC	Fisher et al., 1995 SJC	Carreño y Terry-Smith, 2007				
						La Purísima	El Cien					La Purísima	SJC			
Terciario	Neógeno	Plioceno	U Gelasiense	2.6	Areniscas Mesa	?	?	?	?	La Salada	?	?	?			
			Piacenziense	3.6												
			L Zancliense	5.3												
		Mioceno	U	Messiniense	7.2	Lechos Amarillos	Comondú	Comondú	Comondú	Comondú	Comondú	Comondú	Comondú	Comondú	Comondú	
				Tortonense	11.6											
			M	Serravalliense	13.8	Lechos Monterrey	Ysidro	Ysidro	Comondú	Isidro	Isidro	Isidro	Comondú	Comondú	Isidro	Comondú
				Langhiense	16.0											
				Burdigaliense	20.4											
				Aquitaniense	23.0*											
	L	San Gregorio	San Gregorio	San Gregorio	Monterrey	San Gregorio	Monterrey	San Gregorio	Monterrey	Monterrey	San Gregorio	San Gregorio	San Gregorio	San Gregorio		
		U Chattiense	28.1*	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?			
	L Rupeliense	33.9														
	Paleógeno	Eoceno	U	Priaboniense	37.8	Areniscas del Eoceno	Tepetate	Tepetate	Tepetate	Tepetate	Tepetate	Tepetate	Tepetate	Tepetate		
				Bartoniense	41.2											
			M Luteciense	47.8												
L Ypresiense			56.0													
Paleoceno		U Thanetiense	59.2	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?			
		M Scandiense	61.6													
		L Daniense	66													

Suprayacen a estas secuencias, una capa de lodolitas intercaladas con capas de carbonatos. Es importante destacar que se presentan numerosas capas de fosforita granular intercaladas en la parte media del miembro San Juan, con espesor variable de 1 cm a > 1 m, con abundantes huesos de cetáceos del género *Cornwallius* sp. (Fisher *et al.*, 1995).

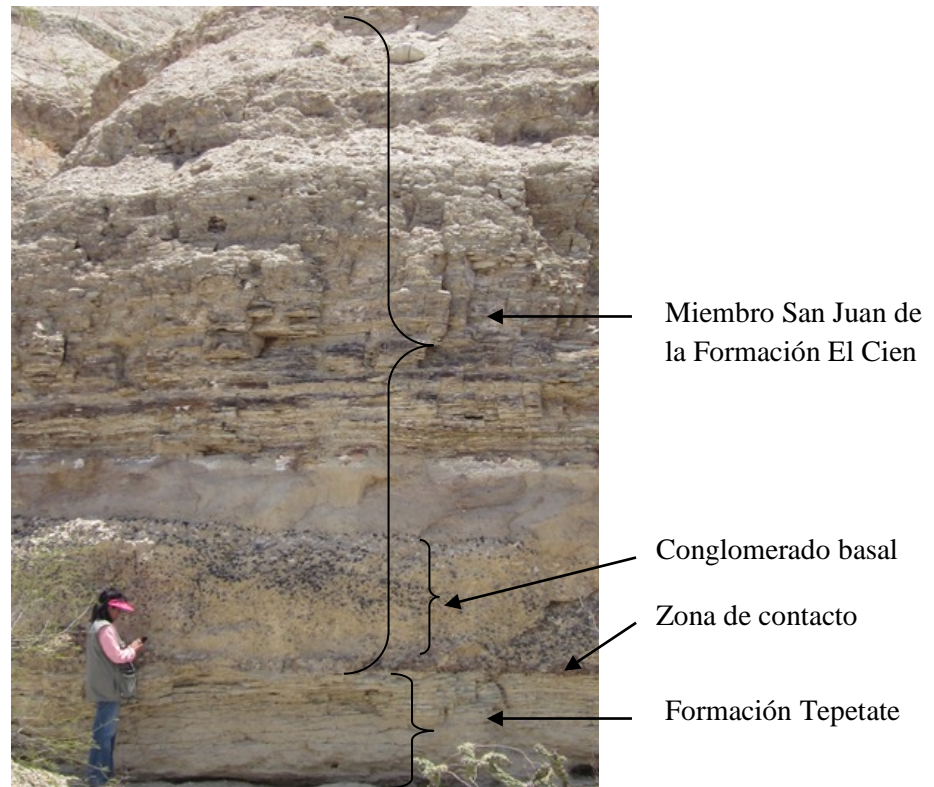
En la parte superior del miembro San Juan, las capas de lodolitas y fosforitas desaparecen y dominan areniscas de grano fino a grueso con un espesor de 15 a 40 m, con intercalaciones de limolitas fangosas, limolitas, guijarros o conglomerados y coquinas. La mayoría de las areniscas son fosfatadas. Un conglomerado rico en conchas define la parte superior del miembro San Juan (Fisher *et al.*, 1995).

La edad del miembro San Juan está bien establecida como Oligoceno Superior, gracias a la evidencia bioestratigráfica y radiométrica. Las evidencias bioestratigráficas de la edad corresponden a fósiles de *Cornwallius sookensis* que aparecen desde el Oligoceno superior hasta el Mioceno inferior. También se ha localizado la presencia de zonas de diatomeas de *Rocella vigilans* a *Borgorovia veniamini* y foraminíferos planctónicos del Oligoceno superior (Kim y Barron, 1986). Los fechamientos radiométricos de K-Ar llevado a cabo en tobas localizadas debajo de la capa principal de fosforitas en el Arroyo San Hilario, asignaron una edad de 25.5 +/- 0.4 Ma (Fisher *et al.*, 1995).

El nivel estratigráfico fechado así como las zonas de diatomeas, se correlacionan con la parte media del Miembro San Juan en el Cerro Colorado estudiado por Fisher *et al.* (1995). En San Juan de la Costa, la zona de diatomeas suprayace a la capa Humboldt, que es la capa de importancia económica para la explotación de fosforitas.

La secuencia de rocas del **miembro superior Cerro Colorado** comienza con sedimentos clásticos de grano fino (Fisher *et al.*, 1995). En San Juan de la Costa, el espesor de estos sedimentos es de uno a cinco m, mientras que en El Cien, la base está formada por un estrato de cinco a ocho m de limolitas arcillosas, seguido por una capa de areniscas finas a gruesas, con intercalaciones de depósitos pluviales representados por coquinas. La presencia de estructuras sedimentarias primarias junto con asociaciones de icnofósiles, indica un ambiente de depósito cercano a la costa. Los últimos 15 a 20 m de la sección están

caracterizados por sedimentos clásticos laminados horizontalmente con abundante contenido tobáceo.



**Figura 1.** Afloramiento en donde se observa la zona de contacto entre la Formación Tepetate y el miembro San Juan de la Formación El Cien, en la localidad de El Aguajito, Baja California Sur.

El límite entre el miembro San Juan y el miembro Cerro Colorado está caracterizado por un abrupto cambio de areniscas de grano grueso y conglomerado de la unidad superior del miembro San Juan, a la unidad de limolitas y arenas de grano fino correspondientes al miembro Cerro Colorado (Fisher *et al.*, 1995).

El límite superior del miembro Cerro Colorado está definido por rocas exclusivamente volcánicas y por el cambio de rocas marinas a terrestres, sobre las que descansan las Rocas de la Formación Comondú. En particular, la parte superior del miembro Cerro Colorado en el área de San Juan de la Costa, termina con una capa de areniscas de color verde, que infrayacen a las tobas masivas rojizas de la Formación Comondú. Este color verde es producido por el contenido de celadonita, la cual se presenta como una primera generación de

cementante (seguida de calcita) que rellena los espacios intersticiales casi completamente durante una fase temprana de la diagénesis (Fisher *et al.*, 1995).

Fisher *et al.* (1995), mencionan que no existen como tales fechamientos radiométricos de las rocas del miembro Cerro Colorado. Sin embargo, Hausback (1984) indica una edad de 25.5 +/- Ma para las tobas de la parte media del miembro San Juan en el área del El Cien; mientras que los fechamientos que este mismo autor hizo para las rocas volcánicas (biotitas de una toba riolítica) de la Formación Comondú cerca de San Juan de la Costa, corresponden a 21.0 +/- 0.4 Ma. Por lo tanto, los sedimentos del miembro Cerro Colorado se depositaron entre los 25 a 21 Ma, es decir, durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior.

**Ambiente de depósito.** La península de Baja California era parte de una plataforma estable que estaba unida al resto de la zona continental de México, durante el Oligoceno superior. De acuerdo con Fisher *et al.* (1995), el depósito del miembro San Juan empezó con una transgresión sobre la plataforma alrededor de 30 millones de años. Esta transgresión coincide con un incremento global del nivel del mar al comienzo del Oligoceno superior. Como consecuencia de una elevación local en la región del El Cien y el Aguajito, el mar entró primero en el este alrededor de San Juan de la Costa.

La parte media del miembro San Juan indica un hundimiento general de la cuenca, con una profundidad aproximada 200 m. Después, se dio una elevación del nivel del mar, las surgencias de agua rica en nutrientes combinadas con condiciones de anoxia en el fondo, propiciaron la formación de las fosforitas en los sedimentos de la plataforma (Fisher *et al.*, 1995).

La parte superior del miembro San Juan indican una regresión marina. La cuenca somera favoreció el crecimiento de arrecifes de *Diplochaetetes mexicanus* Wilson. Cerca de la parte superior del miembro San Juan se encuentran algunos depósitos lagunares intercalados. Una espesa coquina en San Juan de la Costa se interpreta como un depósito de trasplaya. Una capa de conglomerado marca la transición al miembro Cerro Colorado (Fisher *et al.*, 1995).

En la base del miembro Cerro Colorado, se registra una ligera elevación del nivel del mar que finalizó con la regresión posterior. Este evento parece coincidir con la curva global

del nivel del mar, la cual muestra una elevación durante el límite del Oligoceno/Mioceno. En seguida hubo una regresión, que se observa en una transición general a sedimentos terrestres en la parte superior del miembro. Además, la secuencia de rocas refleja un aumento de la actividad volcánica que condujo a la deposición de rocas volcánicas que conforman a la Formación Comondú.

### **Origen de la fosforita de la Formaciones San Gregorio y El Cien**

Durante el Oligoceno, la placa de Farallón se subdujo debajo de la placa de Norte América, lo cual llevó al desarrollo de un arco volcánico (Sierra Madre Occidental ancestral) que ocupó el área del antiguo Golfo de California durante el Oligoceno superior a Mioceno medio (24-11 Ma) (Hausback, 1984; Galli-Olivier, 1993; Carreño y Smith, 2007).

El ángulo de hundimiento de la zona de subducción era bajo y la cadena vulcano-plutónica, producto de la subducción, se hallaba muy lejos, al este, de la fosa oceánica. Cuando la actividad volcánica en el arco disminuyó; la zona de antearco era amplia y permitió el proceso de fosfogénesis (Galli-Olivier, 1993). En el Mioceno, la zona de subducción tuvo una mayor inclinación y el arco volcánico migró al oeste, lo que provocó que la actividad volcánica y los esfuerzos tensionales aumentaran (Galli-Olivier, 1993).

De esta manera los sedimentos de las Formaciones San Gregorio y El Cien se depositaron en un **marco tectónico de una cuenca antearco**, ubicada al oeste de un arco volcánico activo (Sierra Madre Occidental ancestral) (Galli-Olivier, 1993).

Las surgencias en aguas profundas parece ser uno de los principales mecanismos de la precipitación de los fosfatos. Los fosfatos que se originan bajo dicho mecanismo se caracterizan por tener un alto contenido de materia orgánica y componentes silicios biogénicos (Alatorre, 1988).

Alatorre (1988), sugiere que los vientos del este y noreste transportaron las cenizas volcánicas producidas por el arco volcánico, las cuales se depositaron en la cuenca antearco. Así mismo, estos vientos soplaban sobre las aguas costeras causando el desarrollo de corrientes de surgencia.

Las corrientes de surgencia producen que las aguas frías de los fondos oceánicos, ricas en nutrientes y, por lo tanto, en fosfatos, asciendan a la superficie generando mayor productividad, especialmente en forma de plancton. Esto a su vez puede generar aguas anóxicas cerca del fondo, debido a que la materia orgánica es muy abundante y, al degradarse, consume el oxígeno disuelto en el agua (FCEN, 2011).

La presencia de "zonas anóxicas" en las plataformas submarinas, permite la sedimentación de la materia orgánica que, al degradarse por la acción de las bacterias, libera fosfato. La precipitación del fosfato se produce a partir de soluciones o, probablemente, a partir de la impregnación y reemplazo de un sustrato por parte de coloides ricos en fosfatos. Esto da origen a los nódulos y costras que se forman en el fondo marino, o a pocos centímetros de profundidad por debajo del mismo. En las zonas anóxicas se produce mortandad masiva de peces, lo que contribuye a la formación de horizontes enriquecidos en fosfato.

Para que el fosfato se concentre formando horizontes o capas fosfatadas, es necesario el retrabajo de los sedimentos por parte de tormentas o de corrientes oceánicas que eliminan las partículas más finas, permitiendo la concentración de los fosfatos en forma de nódulos, perdigones y coprolitos. Los episodios transgresivos y regresivos del mar favorecen la concentración de fosfatos. Durante los primeros, la baja tasa de sedimentación permite la acumulación de fosfatos en secuencias condensadas, junto a fangos orgánicos, glauconita, calizas pelágicas y fondos duros (*hardgrounds*). Durante las regresiones se producen situaciones favorables para el retrabajo mecánico y la concentración de las partículas fosfáticas (FCEN, 2011).

### **c) Formación Isidro**

La Formación Isidro fue nombrada por Heim (1922). La formación tipo corresponde a una sección expuesta en el pueblo de San Isidro, a 3.5 km al noreste de La Purísima. Darton (1921), la refiere como "*Rocas Amarillas*". De acuerdo con Hausback (1984), la edad de la Formación Isidro, se ha establecido por los fechamientos de K-Ar realizados en las Formaciones que la infrayacen y suprayacen (San Gregorio y Comodú, respectivamente).

Con estos datos, se determinó que la Formación Isidro corresponde al Mioceno inferior-medio (23.4-14.5 Ma). Se compone de areniscas tobáceas de grano fino de color amarillo a café con bioturbación, limolitas, areniscas tobáceas, tobas, calizas detríticas y conglomerados volcánicos (Hausback, 1984; Alatorre, 1988). Se ha encontrado evidencia fósil de pelecípodos y gastrópodos, lo cual sugiere aguas neríticas profundas.

#### **d) Formación Comondú**

La Formación Comondú suprayace a la Formación Isidro en La Purísima y a la Formación El Cien en San Juan de la Costa. Se extiende desde el sur de La Paz hasta Baja California Norte y el este de Alta California y Arizona. Esta Formación corresponde al Mioceno superior. Litológicamente está conformada por intercalaciones de areniscas volcánicas y conglomerados, tobas riolíticas con flujo cenizas, andesitas y flujos de lava (Hausback, 1984).

### **4.2. La vegetación del Paleógeno y Neógeno en México con base en evidencias paleopalínológicas**

#### **4.2.1. Generalidades de las paleofloras Paleógenas y Neógenas de Norte América**

La historia de la vegetación de México, así como su riqueza y diversidad que actualmente la componen, está íntimamente relacionada con los patrones de distribución geográfica que han seguido las comunidades vegetales para conformarse de la manera que hoy las conocemos (Luna-Vega, 2008).

Algunos autores como Rzedowski (2006) sostienen que la alta riqueza de especies de México, es el resultado de la confluencia de dos regiones biogeográficas, la neártica y la neotropical, y que la mezcla de los elementos de ambas regiones con los autóctonos dio origen a un gran número de especies (**teoría dispersalista**); mientras que otros (Ferrusquía-Villafranca y González-Guzmán, 2005), sugieren que la gran cantidad de especies actuales de México se debe a los eventos geológicos y climáticos que sucedieron, especialmente, desde el Mesozoico (**teoría de la vicarianza**).

Desde el punto de vista de estos dos enfoques, los estudios palinoestratigráficos aportan información relevante para la comprensión de los patrones de migración y de distribución geográfica de las plantas a través del tiempo. En lo que respecta al Paleógeno /Neógeno de Norte América, se ha observado que existe una correlación entre la historia de la vegetación y las diferentes regiones paleogeográficas, de tal manera que se ha intentado clasificar las paleocomunidades vegetales que se desarrollaron durante dicho período de tiempo. Por ejemplo, Axelrod (1958) propuso una clasificación en tres tipos de *geofloras*: la **geoflora Arcto-Terciaria**, la **Neotropical-Terciaria** y la **Madro-Terciaria**.

Una **geoflora** se define como un tipo de vegetación que se desarrolló en una amplia extensión geográfica con relativa uniformidad y mantuvo su identidad esencial a través del tiempo y del espacio (Axelrod, 1958).

La **geoflora Arcto-Terciaria** se distribuía en la parte norte del continente y estaba compuesta por una mezcla de bosques de gimnospermas y angiospermas de clima templado y caducifolias (Axelrod, 1958), con tres componentes principales: **1)** especies que hoy son características del este de América del Norte, en las que se incluyen *Carya* (nogal), *Betula* (abedul), *Ulmus* (álama), *Acer* (arce) y *Fraxinus* (fresno); **2)** especies que son comunes en el oeste de Norteamérica tales como *Abies* (abeto), *Cedrus* (cedro), *Picea* (picea, abeto), *Sequoia* (secoya), *Pinus* (pino) y *Alnus* (aile); y **3)** especies del este de Asia tales como *Ailanthus* (ailanto), *Ginkgo* (ginkgo) y *Metasequoia* (falsa secoya) (Vankat, 1979).

La **geoflora Neotropical-Terciaria** se extendía sobre la mayor parte del sur de América del Norte y estaba conformada por bosques tropicales y subtropicales, con géneros como *Anona*, *Coccoloba*, *Ficus*, *Nectandra*, *Persea* y *Sabal* (Vankat, 1979). La mayoría de sus componentes eran especies de hojas anchas siempre verdes, angiospermas adaptadas a temperaturas medias y a lluvias constantes y abundantes (Axelrod, 1958).

La **geoflora Madro-Terciaria** cubría un área relativamente pequeña en el suroeste de Estados Unidos y México, en áreas secas que para el inicio del Paleógeno/Neógeno no eran muy extensivas. Esta geoflora se considera la más joven de todas y tuvo su origen a partir de las otras dos. Incluía vegetación de pino-encino, chaparral, matorral xerófilo y vegetación



desértica. Dominaban los grupos funcionales arbustivos y arboreos pequeños de hoja caducifolia (Vankat, 1979). Con la tendencia de un clima seco durante el Mioceno y Plioceno, la geoflora Madro-Terciaria se diversificó y extendió por California, Arizona y norte de México (Axelrod, 1958).

Axelrod (1958), propuso un listado de géneros agrupados por familias, que componen la **geoflora Madro-Terciaria** (Cuadro 3). Según Axelrod (1958), algunos de estos géneros (1), probablemente eran caducifolios y tiraban sus hojas en la estación de poca lluvia, coincidente con el período de frío. Sin embargo, la mayoría de las familias de la geoflora (2) derivan de tipos tropicales que parecen haber evolucionado en respuesta a ambientes menos húmedos en los límites de los trópicos. Por otro lado, algunas de las familias de la **geoflora Madro-Terciaria** están asociadas con la **geoflora Arcto-Terciaria**, de las cuales se ha dicho que tienen un centro de origen holártico (3), porque muchos de sus géneros se conocen desde el Cretácico en altas latitudes y migraron gradualmente hacia el sur a latitudes medias durante el Cenozoico como una parte integral de la **geoflora Arcto-Terciaria**, adaptándose a climas más secos a finales del Paleógeno y Neógeno.

En algunos casos el sistema de clasificación de geofloras de Axelrod (1958), resulta poco práctico para establecer una equivalencia con los sistemas de clasificación de la vegetación actual. Graham (1999a) opina que desde el punto de vista de la historia de la vegetación es conveniente aplicar los sistemas de clasificación actuales en la paleovegetación tanto como sea justificable, ya que esto permite enfocarse en su origen y desarrollo a través del tiempo. Sin embargo, este mismo autor reconoce que la estructura y la composición de las comunidades cambian con el tiempo y que en algún punto, dicha nomenclatura debe reflejar tales diferencias.

Una clasificación que se ajusta a las paleocomunidades vegetales de América del Norte es la propuesta por Wolfe (1978), en la cual se reconocen siete tipos de vegetación: 1) **bosque tropical**, que se desarrolla en una temperatura media anual (TMA) de 25°C, subhúmedo, con precipitación <1650 mm, con poca estacionalidad; las especies presentan anillos de crecimiento poco desarrollados o ausentes, hojas anchas siempre verdes, monofilas, de margen entero, textura gruesa y ápice agudo, dosel abierto; 2) **bosque tropical lluvioso**, TMA

por encima de los 25°C, estación de secas no muy acentuada, especies de hoja ancha, ápices agudos, siempre verdes, hay multiestratos, lianas y contrafuertes; hojas esclerófilas, principalmente mesófilas, hojas de margen entero en un 75%; 3) **bosque paratropical lluvioso** (cerca de los trópicos o subtropical), TMA oscila entre 20°C a 25°C, la precipitación puede ser estacional pero no hay una estación de secas prolongada; florísticamente se relaciona con el bosque tropical lluvioso; predominan especies de hoja ancha siempre verde, con algunas plantas caducifolias, diversas y abundantes lianas leñosas y presencia de contrafuertes; hojas con margen entero en un 57 a 75%; 4) **bosque subtropical**, presenta heladas poco severas, TMA entre 13°C y 18°C, lluvias estacionales, vegetación esclerófila abundante, hay pocas lianas y no hay contrafuertes; bosque siempre verde con especies de hoja ancha, coníferas y elementos de hoja ancha caducifolia; hojas con margen entero en un 39 a 55%; 5) **bosque notófilo perennifolio de hoja ancha**, TMA 13°C, especies caducifolias de hoja ancha, las coníferas no son comunes, abundan las plantas trepadoras leñosas, ausencia de contrafuertes, esclerófilo, hojas pequeñas (notófilo) con margen entero en un 40-60%; 6) **bosque templado cálido**, las temperaturas descienden bajo 0°C durante varios meses y hay una estacionalidad marcada, TMA entre 11°C y 13°C; bosque de hoja ancha caducifolio, con presencia de coníferas, las especies de hoja ancha están presentes pero no son dominantes; hojas de margen entero en un 30 a 38%; 7) **bosque polar caducifolio de hoja ancha**, TMA entre 7-8°C a 15°C, anillos de crecimiento presentes; bosque húmedo mesotérmico a microtérmico extinto relacionado con el bosque caducifolio moderno; hojas grandes de textura delgada.

De acuerdo con esta clasificación Graham (1999a), nos muestra la evolución de estos tipos de vegetación en América del Norte durante el Cenozoico. Dicha evolución resulta importante para las interpretaciones del registro paleopalinológico en México, ya que como se verá más adelante, en muchas de las palinofloras del Paleógeno/Neógeno en México, se encuentra presente el elemento boreal (*Abies*, *Acer*, *Carya*, *Cedrus*, *Cornus*, *Engelhardtia*, *Fagus*, *Fraxinus*, *Liquidambar*, *Liriodendron*, *Nyssa*, *Picea*, *Pinus*, *Platanus*, *Populus*, *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, etc.).

**Cuadro 3.** Componentes de la geoflora Madro-Terciaria.

Familia	Género
<b>Gimnospermas</b>	
Cupressaceae <sup>3</sup>	<i>Cupressus</i> <i>Juniperus</i>
Gnetaceae	<i>Ephedra</i>
Pinaceae <sup>3</sup>	<i>Pinus</i>
<b>Angiospermas</b>	
<b>Monocotiledóneas</b>	
Arecaceae <sup>2</sup>	<i>Erythea</i> <i>Sabal</i> <i>Washingtonia</i>
Yuccaceae <sup>2</sup>	<i>Yucca</i>
<b>Dicotiledóneas</b>	
Anacardiaceae <sup>2</sup>	<i>Malosma</i> <i>Pistacia</i> <i>Pachycormus</i> <i>Rhus</i> <i>Schmaltzia</i> <i>Tapiria</i>
Aquifoliaceae	<i>Ilex</i>
Bignoniaceae <sup>2</sup>	<i>Chilopsis</i>
Berberidaceae	<i>Mahonia</i>
Burseraceae <sup>2</sup>	<i>Bursera</i> <sup>1</sup>
Celastraceae	<i>Schaefflera</i>
Clethraceae <sup>2</sup>	<i>Clethra</i>
Compositae	<i>Baccharis</i> <i>Bahia</i> <i>Brickellia</i>
Crossosomataceae <sup>2</sup>	<i>Crossosoma</i>
Ericaceae	<i>Arbutus</i> <i>Arctostaphylos</i>
Euphorbiaceae <sup>2</sup>	<i>Acalypha</i> <i>Euphorbia</i>
Fagaceae <sup>2,3</sup>	<i>Quercus</i>
Fouquieriaceae <sup>2</sup>	<i>Fouquiera</i> <sup>1</sup>
Garryaceae <sup>2</sup>	<i>Garrya</i>
Hippocastanaceae	<i>Ungnadia</i>
Juglandaceae <sup>3</sup>	<i>Juglans</i>
Lauraceae <sup>2</sup>	<i>Persea</i> <i>Umbellularia</i>
Fabaceae <sup>2</sup>	<i>Acacia</i> <sup>1</sup> <i>Amorpha</i> <i>Cercis</i> <i>Conzattia</i> <i>Eysenhardtia</i> <i>Leucanea</i> <i>Lusiloma</i> <i>Piscidia</i> <i>Pithecolobium</i> <sup>1</sup>

**Continuación dicotiledóneas**

Fabaceae	<i>Prosopis</i> <i>Robinia</i>
Meliaceae	<i>Trichilia</i>
Moraceae <sup>2</sup>	<i>Ficus</i> <i>Morus</i>
Oleaceae	<i>Fraxinus</i> <i>Forestiera</i>
Papaveraceae	<i>Dendromecon</i>
Passifloriaceae <sup>2</sup>	<i>Passiflora</i>
Platanaceae <sup>3</sup>	<i>Platanus</i>
Rhamnaceae	<i>Ceanothus</i> <i>Condalia</i> <sup>1</sup> <i>Colubrina</i> <sup>1</sup> <i>Rhamnus</i> <i>Zizyphus</i>
Rosaceae <sup>3</sup>	<i>Amelanchier</i> <i>Cercocarpus</i> <i>Holodiscus</i> <i>Lyonothamnus</i> <i>Peraphyllum</i> <i>Photinia</i> <i>Prunus</i> <i>Emplectocladus</i> <i>Laurocerasus</i> <i>Purshia</i> <i>Vauquelinia</i>
Rubiaceae <sup>2</sup>	<i>Chiococca</i> <i>Randia</i> <sup>1</sup>
Rutaceae <sup>2</sup>	<i>Castelea</i> <i>Xanthoxylum</i>
Salicaceae <sup>3</sup>	<i>Populus</i> <i>Salix</i>
Sapindaceae <sup>2</sup>	<i>Cardiospermum</i> <sup>1</sup> <i>Dodonaea</i> <i>Sapindus</i> <i>Thouinia</i>
Saxifragaceae <sup>3</sup>	<i>Philadelphus</i> <i>Ribes</i>
Sterculiaceae <sup>2</sup>	<i>Fremontia</i>
Ulmaceae <sup>3</sup>	<i>Celtis</i>
Verbenaceae	<i>Petrea</i>

El arreglo de las masas continentales durante el Cretácico Tardío, se aproximaba al que tienen actualmente, aunque la distribución de los océanos y continentes era bastante diferente. En la parte de Norteamérica existía lo que se conoce como el mar Epicontinental Cordilleriano, que dividía a América del Norte en dos regiones: una hacia el este que se conectaba con Europa, y la otra hacia el oeste, que se conectaba con Asia principalmente en la zona circumpolar. Este mar era muy somero a la altura de los que hoy es el territorio del sur de Estados Unidos y el norte de México, lo que permitía que existiera una conexión entre el este y oeste de América del Norte. Dicha conexión permitió el intercambio de especies, de tal manera que el norte de México incluye taxa relacionados biogeográficamente con Europa y Asia (Ferrusquía-Villafranca y González-Guzmán, 2005).

A finales del Cretácico e inicios del Cenozoico, ocurrió el impacto del asteroide de Chicxulub, en la península de Yucatán, el cual originó lo que se conoce como el Máximo Termal del Paleoceno Tardío (aumento global de la temperatura) (Zachos, 2001; Graham, 2010). La temperatura en altas latitudes se elevaron de 5° a 7° C durante un período de 10 mil años (Pagani *et al.*, 2005), volviéndose entre 6.7° a 8.5°C más calientes que en la actualidad (Bains *et al.*, 2000). En las regiones ecuatoriales la temperatura media anual se incrementó de 5°C a 28°C (Zachos *et al.*, 2001). Hubo un incremento en el dióxido de carbono atmosférico de hasta 2 mil ppm (Pearson y Palmer, 2000), lo que favoreció un clima cálido, uniforme y muy húmedo en todo el planeta.

Así mismo, a finales del **Cretácico**, el drenaje del mar epicontinental permitió la diversificación y expansión de las especies (Graham, 1999a). Durante el **Paleoceno** las temperaturas fueron más o menos estables y hubo un incremento en la precipitación (Zachos *et al.*, 2001), lo que permitió el desarrollo del bosque tropical lluvioso en el sureste de Estados Unidos (EEUU), mientras que hacia el noreste, a lo largo de la costa del Atlántico Norte, se encontraba el bosque notófilo perennifolio de hoja ancha, el cual iba cambiando gradualmente a un bosque polar caducifolio de hoja ancha conforme se iba tierra adentro y en la partes altas. Hacia la parte central de EEUU, en área de las Planicies, había un bosque paratropical lluvioso-bosque notófilo perennifolio de hoja anchay hacia el noreste se iba transformando en un bosque polar caducifolio de hoja ancha (Graham, 1999a).

Al final del Paleoceno tuvo lugar el Máximo Termal del Paleoceno Tardío, en el cual la temperatura aumento y se produjo un pico tórrido, después disminuye ligeramente, pero se mantiene alto y alcanza su máximo pico durante el Eoceno inferior.

Durante el Eoceno inferior se registró un Óptimo Climático (Zachos *et al.*, 2001), caracterizado por las TMA más altas en toda la historia del Cenozoico. En este período, persistió el bosque tropical lluvioso en el sureste de EEUU, pero con una tendencia hacia un bosque paratropical lluvioso; hacia el noreste, cerca de la costa, se desarrollaba un bosque paratropical lluvioso-bosque notófilo perennifolio de hoja ancha, mientras que el bosque polar caducifolio de hoja ancha se restringía a latitudes mayores y a tierras altas. En el área de las planicies y en el este de las Rocallosas, existió un bosque paratropical lluvioso. Hacia el oeste, las zonas costeras estaban ocupadas por un bosque tropical-paratropical lluvioso y hacia el noreste la vegetación iba de un bosque notófilo perennifolio de hoja ancha en la costa, a un bosque polar caducifolio de hoja ancha en el interior. Durante el Eoceno inferior, no hay presencia de tundra, bosque de coníferas, pastizales, matorrales o chaparrales (Graham, 1999a).

Después del Óptimo Climático del Eoceno Inicial, se presentó una tendencia hacia un clima más frío y estacional (Zachos *et al.*, 2001). El Eoceno medio se considera una etapa de transición entre las condiciones cálidas del Terciario temprano a las condiciones enfriamiento que caracterizaron el Terciario tardío. De acuerdo con Graham (1999a), este fue un período importante en la modernización de las comunidades vegetales de Norte América, ya que muchas de ellas aparecieron durante este tiempo. Por lo tanto, los sistemas de clasificación de la vegetación actual pueden ser útiles para describir la paleovegetación del Eoceno medio y posteriores.

En el sureste de EEUU, durante el Eoceno medio-Eoceno superior, se desarrollaba el bosque tropical en el cual sobresalía la vegetación de manglar de *Nipa* asociado a *Acrostichum*; en las tierras bajas existía una asociación de bosque tropical seco, con matorral de pino y palmas (*Sabal-Serenoa*) y en altitudes bajas a medias había elementos caducifolios de clima cálido a templado como Fagaceae y Juglandaceae mezclados con otros elementos tropicales (bosque tropical semicaducifolio; en las tierras altas había bosque de coníferas

(*Picea, Tsuga*). En el noreste de América del Norte (a través de Nueva Inglaterra y hasta la Isla Ellesmere), había un bosque caducifolio de hoja ancha asociado con bosque mixto de coníferas. Hacia el noroeste de EEUU, en el área de las planicies, en el este de las Rocallosas y en el sur de California, se extendía el bosque tropical seco-bosque tropical semicaducifolio; hacia el norte de California se desarrollaba el bosque tropical lluvioso, y más hacia el noroeste, el bosque tropical lluvioso y bosque paratropical lluvioso; siguiendo hacia Washington y British Columbia, dominaban los bosques mixtos de coníferas; mientras que en la costa de la zona boreal de Norte América había bosque notófilo perennifolio de hoja ancha, y en el interior de Alaska se extendía el bosque polar caducifolio de hoja ancha (Graham, 1999a).

A finales del Eoceno y principios del Oligoceno las temperaturas disminuyeron abruptamente, a este período se le conoce como Evento Climático del Eoceno Tardío (Ferrusquía-Villafranca y González-Guzmán, 2005). La temperatura media anual fluctuaba entre el límite glacial y no glacial y se mantuvo así hasta inicios del Oligoceno superior (Zachos *et al.*, 2001). La temperatura y la humedad aumentaban y disminuían, pero nunca volvieron a alcanzar las condiciones climáticas registradas durante el Paleoceno/Eoceno, incluso hubo una tendencia hacia la aridez, la cual se incrementó a lo largo del Neógeno (Zachos *et al.*, 2001; Ferrusquía-Villafranca y González-Guzmán, 2005).

El clima frío y la estacionalidad de la temporada de lluvias, favoreció el incremento de pastos, los cuales llegaron a asemejarse a los pastizales actuales, así como el desarrollo de tipos de vegetación típicos de zonas secas. De este modo, en el sur de EEUU, en la zona costera había bosque tropical, con tendencia a bosque caducifolio conforme se avanzaba al interior del territorio, hasta encontrar solo este último tipo de vegetación en las partes altas; en el oeste, en las altas Planicies y al este de las Rocallosas se desarrolló vegetación del tipo de matorral, bosque y pastizal; en las parte bajas de la región de Colorado crecía el chaparral y el bosque de *Pinus-Juniperus*, mientras que en las partes altas había bosque de coníferas (*Abies-Pinus* y *Abies-Picea*); en el noroeste de EEUU, en la zona costera se desarrollaba el bosque notófilo perennifolio de hoja ancha, hacia el interior el bosque caducifolio y en las partes altas el bosque de coníferas (Graham, 1999a).

Al final del Oligoceno las temperaturas aumentaron abruptamente, y durante el Mioceno inferior los promedios anuales se mantuvieron oscilantes entre los 0°C y 17°C (Zachos *et al.*, 2001; Graham, 1999a). En este contexto, en las costas del sur de EEUU se mantuvo el bosque tropical; hacia el noreste se desarrolló el bosque caducifolio; en la parte boreal crecía el bosque de coníferas; hacia el oeste, en las altas Planicies crecía el pastizal, y en las partes bajas del norte de las Rocallosas existía el bosque caducifolio y en las parte altas el bosque de coníferas; en el suroeste en las partes bajas se extendía el matorral y el bosque notófilo perennifolio de hoja ancha, mientras que en las altas, el bosque de coníferas; en el sur de California, en las zonas de altitud baja predominaba el chaparral y el bosque de *Pinus*, *Quercus* y *Cupressus*, en las zonas altas; en Alaska se registró el bosque caducifolio y bosque de coníferas (Graham, 1999a).

A partir del Mioceno medio y durante el Mioceno superior y el Plioceno, las temperaturas comenzaron a descender gradualmente y no llegaron a sobrepasar los 16°C de temperatura promedio anual (Graham, 1999a).

En el Mioceno medio a superior, en el sureste de EEUU, los bosques tropicales fueron desplazados por los bosques caducifolios cálidos-templados, los cuales se extendieron hasta el noreste de EEUU; en la parte central de EEUU se desarrollaban los pastizales y vegetación riparia caducifolia; en el oeste predominaba el bosque caducifolio, bosques de coníferas, matorral, chaparral, bosque de pino encino y vegetación de desiertos; hacia el noroeste, había bosque caducifolio, vegetación riparia, bosque de coníferas y bosque de encino; y en la región de Alaska se registró bosque caducifolio, bosque mixto de coníferas y bosque boreal de coníferas (Graham, 1999a).

En el Plioceno, se registran tipos de vegetación con composición semejante a la vegetación actual. De esta manera en noreste de EEUU, predominó el bosque caducifolio frío-templado; en Groenlandia y Alaska, el bosque boreal y la tundra; hacia el oeste, vegetación de desierto-matorral con pastizales, bosque de pino-encino, y vegetación riparia cálido-templada; hacia el suroeste, en la costa del pacífico se presentó bosque de coníferas (*Sequoia*), así como bosque de encino y chaparral (Graham, 1999a).

#### 4.2.2. Estudios paleopalinoflorísticos del Paleógeno y Neógeno en México

En este apartado se revisan los estudios paleopalinoflorísticos llevados a cabo en paleocuecas del Paleógeno/Neógeno de México, con la finalidad de dar un panorama general de la composición palinoflorística durante este período de tiempo. Se tomaron en cuenta diversas investigaciones paleopalinológicas del Cenozoico de México (Figura 2) (Cuadro 4).

##### a) Paleoceno-Eoceno Medio

En el Paleoceno-Eoceno medio, se depositaron los sedimentos de la Cuenca de Tampico-Misantla, Veracruz (Rosales-Lomelí *et al.*, 1992). En ésta, los registros de dinoflagelados manifiestan el ambiente marino que predominaba en la zona. También se registraron granos de polen que tienen importancia cronoestratigráfica como son: *Momipites tenuipolus*, *Tricolpopollenites hians*, *Pandaniidites*, *Nudopollis terminalis*, *Retitrescolpites anguloluminos*, *Anacolosidites claibornensis*, *Cicatricosisporites dorogensi* y *Ephedripites clariicristata*.

##### b) Paleoceno medio-Eoceno medio

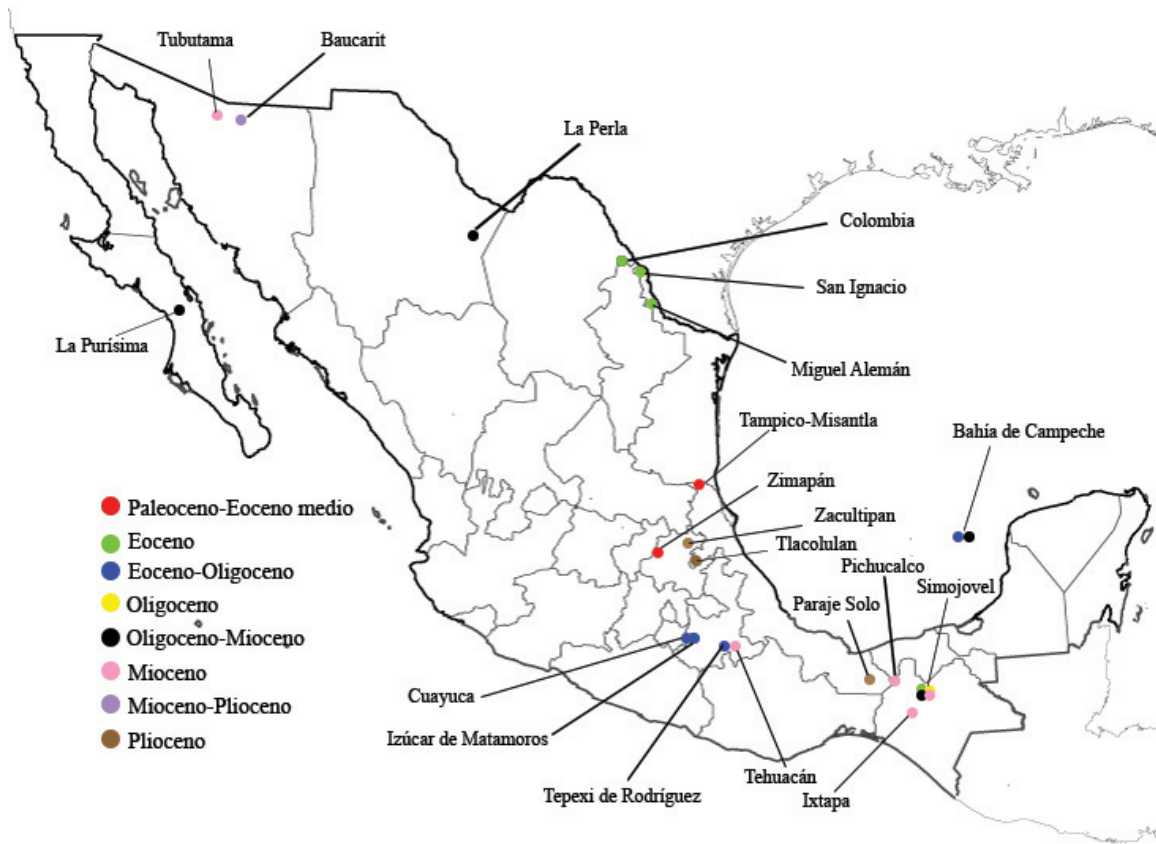
En el Paleoceno medio-Eoceno medio, en la Formación El Morro, Zimapán, Hidalgo (Carrasco-Velázquez *et al.*, 2009), los registros paleopalinológicos muestran abundancia de los taxa *Alnus*, *Quercoidites* (*Quercus*), *Pinuspollenites* (*Pinus*) y *Tubulifloridites* (Asteraceae), estableciendo una primera radiación de este tipo de flora para el Eoceno en México. Los taxa índice determinados fueron *Milfordia*, *Cicatricosisporites*, *Verrucingulatisporis*, *Verrucingulatisporis* y *Myrtaceidites*. Estos registros indican que en la zona había cuerpos de agua y ciénegas, característicos de un clima tropical húmedo (Carrasco-Velázquez *et al.*, 2009).

##### c) Eoceno inferior

En el Eoceno inferior, en la Formación El Bosque, Simojovel, Chiapas, (Tomasini-Ortiz y Martínez-Hernández, 1984), se registraron como elementos abundantes las fungosporas del género *Inapertisporites* spp. y, en menor proporción, polen de *Nothofagus* spp., *Pelliceroipollis* spp. (Theaceae), *Abietinaepollenites* sp. (*Abies*), *Pristibuspollenites*



spp. (Podocarpaceae) y *Momipites corylipites* (Juglandaceae). También se encontraron elementos marinos como quistes de dinoflagelados, escolecodontos y algas. Estos palinomorfos y sobre todo la dominancia de fungosporas son indicadores de un ambiente marino nerítico cercano a la línea costera.



**Figura 2.** Ubicación de los lugares con paleopalinoformas que se mencionan en este texto.

#### **d) Eoceno medio-Eoceno superior**

En los poblados de Colombia (Nuevo León) y San Ignacio y Miguel Alemán (Tamaulipas), localizados en la subprovincia geológica de la cuenca de Burgos, del Eoceno medio-Eoceno superior, se registró una palinoflora con afinidades tropicales a subtropicales y con una representación muy escasa de elementos templados y boreales. Se registraron formas dominantes correspondientes a elementos pantropicales, tales como *Thomsonipollis* spp. y el complejo *Momipites* spp., con abundancia de esporas de la familia Schizaceae y Polypodiaceae.

**Cuadro 4.** Listado de estudios de paleopalínológicos considerados en esta revisión.

Época	Formación	Estado	Ambiente	Autor
<i>Plioceno</i>	Metztlán	Hidalgo	Continental	Carrasco-Velázquez <i>et al.</i> , 2008
	Tlacolulan	Veracruz	Marino	Quiroz y Martínez-Hernández, 1987
<i>Plioceno medio</i>	Paraje Solo	Veracruz	Lagunar, cercano a la costa	Graham, 1976
<i>Mioceno a Plioceno</i>	Baucarit	Sonora	Continental	Martínez-Hernández y Tomasini, 1986
<i>Mioceno</i>	Tubutama	Sonora	Continental	Martínez-Hernández y Tomasini, 1986
<i>Mioceno medio a Mioceno superior</i>	Ixtapa	Ixtapa, Chiapas	Marino nerítico	Martínez-Hernández, 1992
<i>Mioceno medio</i>	Tehuacán	Tehuacán, Puebla	Continental	Ramírez-Arriaga <i>et al.</i> , 2014
<i>Mioceno inferior a Mioceno medio</i>	Méndez	Pichualco, Chiapas	Marino	Palacios y Rzedowski, 1993
<i>Mioceno inferior</i>	La Quinta	Simojovel, Chiapas	Marino	Graham, 1999b
<i>Oligoceno superior- Mioceno inferior</i>	San Gregorio	La Purísima, Baja California Sur	Marino	Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1996; 2006; Ramírez-Arriaga <i>et al.</i> , 2012; 2013; Ramírez-Arriaga y Reyes-Salas, 2014
	La Quinta	Simojovel, Chiapas	Marino (transicional)	Tomasini-Ortiz y Martínez-Hernández, 1984;.
	La Quinta	Chiapas	Marino	Biaggi, 1978;
	Grupo Simojovel	Chiapas	Estuario	Langenheimer <i>et al.</i> 1967
<i>Oligoceno superior- Mioceno</i>	La Perla	Sierra de Mesteñas, Chihuahua	Continental	Corona-Esquivel <i>et al.</i> , 2010
	Pozo Chac Mool-1	Bahía de Campeche	Marino	Rosales-Lomelí, 1997
<i>Oligoceno inferior</i>	Rancho Berlín	Simojovel, Chiapas	Marino	Tomasini-Ortiz y Martínez-Hernández, 1984
<i>Eoceno superior- Oligoceno inferior</i>	Cuayuca	Cuayuca e Izúcar de Matamoros, Puebla	Lacustre	Ramírez-Arriaga, 2005; Ramírez-Arriaga <i>et al.</i> , 2006, 2008
	Pie de Vaca	Tepexi de Rodríguez, Puebla	Lacustre	Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999
	La Trinidad	Simojovel, Chiapas	Marino nerítico	Tomasini-Ortiz y Martínez-Hernández, 1984
<i>Eoceno-Oligoceno inferior</i>	Pozo Chac Mool-1	Bahía de Campeche	Marino	Rosales-Lomelí, 1997
<i>Eoceno medio- Eoceno superior</i>	Beegford, Queen City, Pico Clay, La Yegua y la parte basal del grupo Jackson (Cuenca de Burgos)	San Ignacio y Miguel Alemán, Tamaulipas; Colombia, Nuevo León	Fluvial / lacustre	Martínez-Hernández <i>et al.</i> , 1980
<i>Eoceno inferior</i>	El Bosque	Simojovel, Chiapas	Marino nerítico	Tomasini-Ortiz y Martínez-Hernández, 1984
<i>Paleoceno medio- Eoceno medio</i>	El Morro	Zimapán, Hidalgo	Fluvial	Carrasco-Velázquez <i>et al.</i> , 2009
<i>Paleoceno-Eoceno medio</i>	Cuenca Tampico-Misantla	Tecolutla, Veracruz	Marina	Rosales-Lomelí <i>et al.</i> , 1992

Además, la presencia de varias formas tropicales pertenecientes a las familias Cesalpiniaceae, Bombacaceae, Sapindaceae y Sapotaceae. De acuerdo con esta información el clima que prevaleció en esta región de México era tropical húmedo (Martínez-Hernández *et al.*, 1980).

#### **e) Eoceno-Oligoceno inferior**

En el Pozo Chac Mool-1, de la Bahía de Campeche (Rosales-Lomelí, 1997) se registraron quistes de dinoflagelados que se utilizaron para asignar una edad de Eoceno-Oligoceno inferior a esta sección del pozo. Entre los dinoquistes índices se encontraron *Homotryblium tenuispinosum*, *H. oceanicum* y *Thalassiphora fenestrata*. En menor cantidad se registraron polen de *Pinuspollenites*, *Cycadopites* y dinoquistes de *Spiniferites*.

#### **f) Eoceno superior-Oligoceno inferior**

En la Formación Pie de Vaca del Eoceno superior a Oligoceno inferior, localizada en la región de Tepexi de Rodríguez, Puebla, (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999), los conjuntos palinológicos indicaron la presencia de bosques de coníferas de los géneros *Picea* y *Pinus*, los cuales se ubicaban en las cimas de las cadenas montañosas, en donde el clima era frío y templado. También se registraron elementos de sotobosque representado por abundancia de gramíneas y *Ephedra* spp. Es probable que en las laderas y cañadas más húmedas, el clima era templado a subtropical y proliferaba una comunidad de bosque mesófilo de montaña, caracterizado por la abundancia de *Engelhardtia* (*Momipites* spp.), *Cedrelospermum*, *Eucomia*, *Betula*, *Ulmus*, *Juglans* y *Platanus*. En las planicies, el régimen climático subtropical se tornaba más seco, con una flora formada por taxa pertenecientes a las familias Cesalpiniaceae, Mimosaceae, Bombacaceae, Burseraceae, Ulmaceae y Poaceae, que podrían representar una vegetación de selva baja caducifolia. Los estudios realizados por Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga (1999), permitieron reasignar la edad de la Formación Pie de Vaca a Eoceno superior-Oligoceno inferior, ya que anteriormente era considerada como Plioceno-Pleistoceno.

De la misma manera, en la Formación Cuayuca, Puebla, los estudios palinoestratigráficos (Ramírez-Arriaga, 2005; Ramírez-Arriaga *et al.*, 2006; 2008) permitieron asignarle una edad de Eoceno superior a Oligoceno inferior, y no del Mioceno-Plioceno como antes era considerada. Se definió que en la zona de depósito de la Formación Cuayuca, había una cuenca lacustre somera con un clima semiárido alrededor de la cual prosperaban especies que representaban vegetación de pastizales, matorral espinoso, bosque tropical caducifolio y, a nivel regional, se desarrollaba el bosque de pino-encino y bosque mesófilo de montaña.

Es importante señalar las correlaciones que Ramírez-Arriaga (2005), Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga (2006) y Ramírez-Arriaga *et al.* (2008), hicieron entre las palinofloras de las Formaciones Paleógenas y Neógenas, en particular aquellas que se incluyen dentro de lo que se conoce como Grupo Balsas (Eoceno superior-Oligoceno inferior). Este grupo incluye rocas del Paleógeno depositadas sobre formaciones Cretácicas, que se ubican en la cuenca hidrológica del río Mexcala-Balsas (que abarca los estados de Michoacán, Guerrero, Puebla, Morelos, Hidalgo, Oaxaca y México) (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 2006). Las correlaciones realizadas por métodos cladísticos parsimoniosos de endemismo “PAE” (Ramírez-Arriaga, 2005; Ramírez-Arriaga *et al.*, 2008) y por métodos numéricos (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 2006) permitieron incluir a las Formaciones Pie de Vaca y Cuayuca dentro del Grupo Balsas (Eoceno superior-Oligoceno inferior).

Ramírez-Arriaga *et al.* (2008), con base en la litología y en el análisis de palinomorfos de taxa tales como: *Armeria*, *Cicatricosisporites*, *Corsinipollenites*, *Eucommia*, *Momipites*, *Mutisiapollis* y *Ranunculacidites*, proponen una correlación entre las secciones evaporíticas de Izúcar de Matamoros y la Formación Cuayuca, ambas localizadas en el estado de Puebla. Se determinó que las secciones evaporíticas de Izúcar de Matamoros, pertenecen al Eoceno superior-Oligoceno inferior y son parte de la Formación Cuayuca.

Al correlacionar los conjuntos palinológicos de las Formaciones Pie de Vaca y Cuayuca (Puebla) con los de la Formación San Gregorio localizada en Baja California Sur (Oligoceno superior) (Ramírez-Arriaga, 2005; Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 2006; Ramírez-Arriaga *et al.*, 2008) se encontró una asociación muy cercana, lo cual indica el desarrollo de

una flora semejante en la misma paleolatitud, que puede explicarse al hecho de que la península de Baja California, estaba unida al resto del territorio mexicano y se localizaba más al sur durante el Oligoceno (Ramírez-Arriaga, 2005; Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 2006; Ramírez-Arriaga *et al.*, 2008).

Por otro lado, en el sur de México, en la Formación La Trinidad, Simojovel, Chiapas (Tomasini-Ortiz y Martínez-Hernández, 1984), se registraron fungosporas de *Inapertisporites vulgaris*, polen de *Pellicieripollis* sp. (Theaceae), *Tiliapollenites danei* (Tiliaceae/Bombacaceae) y esporas de *Deltoidospora minor* (Cyatheaceae), como taxa abundantes. Los quistes de dinoflagelados, escolecodontos, algas y microforaminíferos también están presentes, lo que indica que se trata de una formación depositada en un ambiente marino cercano a la costa, caracterizado por facies marinas someras.

#### **g) Oligoceno inferior**

En la Formación Rancho Berlín del Oligoceno inferior, en Simojovel, Chiapas (Tomasini-Ortiz y Martínez-Hernández, 1984), se nota un considerable incremento en el registro de polen y esporas con respecto al Eoceno superior. Aunque existe registro de quistes de dinoflagelados, escolecodontos y algas, comienzan a ser abundantes el polen de *Corollina torosus* y las esporas de *Deltoidosporas minor* (Cyatheaceae).

#### **h) Oligoceno superior-Mioceno**

En la sección del Oligoceno superior-Mioceno del Pozo Chac Mool-1, de la Bahía de Campeche (Rosales-Lomelí, 1997), se registró un bajo número de palinomorfos y de quistes de dinoflagelados. Entre los taxa encontrados estuvieron *Polysphaeridium*, *Spiniferites* y *Verrucosiporites*. La edad en esta sección fue asignada con base en conjuntos de microforaminíferos.

En el norte de México, en la Formación La Perla, Chihuahua (Corona-Esquivel *et al.*, 2010), se encontró un conjunto de palinomorfos característicos del Oligoceno superior-Mioceno. El conjunto estuvo dominado por polen de Betulaceae, *Chenopodipollis*,

*Tubilifloridites*, *Momipites*, *Myrtaceidites*, *Quercoidites*, *Rugulitriporites*, *Salixipollenites*, *Graminidites*, *Liliacidites*, *Striatricolporites* y *Typha*.

### **i) Oligoceno superior-Mioceno inferior**

En el norte de México, se conoce la información obtenida de la Formación San Gregorio (Oligoceno superior-Mioceno inferior) en Baja California Sur (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1996; 2006). Se trata de una paleocuenca marina del Oligoceno superior, en donde los conjuntos palinológicos muestran el predominio de *Amaranthaceae-Chenopodiaceae*, *Ephedraceae* y *Graminidites*. En menor proporción se registró la presencia de algunos elementos tropicales como: *Sterculiaceae*, *Bombacaceae* y *Melastomataceae*. Los fósiles índices fueron de *Eucommia* y *Corsinipollenites*.

Estos resultados sugieren que hubo una evolución temprana de una vegetación con bajo contenido de biomasa en esta región, con praderas arboladas, que se desarrollaron en un clima semiárido y frío. Los análisis detallados recientes han cambiado la interpretación de las paleocomunidades, se propone la presencia de la selva baja caducifolia en las planicies y en las zonas montañosas el desarrollo de bosques templados de pino y mesófilo de montaña (Ramírez-Arriaga *et al.*, 2012; 2013; Ramírez-Arriaga y Reyes Salas, 2014). Así mismo, se sugiere un ambiente de depósito somero como un estuario.

Por otro lado, el registro de polen y esporas en la Formación La Quinta, en la región de Simojovel, Chiapas (Tomasini-Ortiz y Martínez-Hernández, 1984), indican que antes del Oligoceno superior, éstos eran escasos y los conjuntos palinológicos estaban dominados, principalmente, por fungosporas. Durante el Oligoceno superior, aumentó la riqueza de taxa de polen y esporas, con predominio de géneros como *Pellicieroipollis* (*Theaceae*), *Momipites corylipites* (*Juglandaceae*) y *Deltoidospora minor* (*Cyatheaceae*); en tanto que se advierte una disminución de los elementos marinos y fungosporas. Los palinomorfos registrados representan ambientes transicionales (Tomasini-Ortiz y Martínez-Hernández, 1984).

En la región de Chiapas, se conoce el tipo de plantas que dominaron durante este tiempo, gracias a diversos estudios que se han llevado a cabo en las Formaciones del Grupo

Simojovel (Langenheim *et al.*, 1967) y en la Formación La Quinta, en Simojovel (Biaggi, 1978; Graham, 1999b). En esta región, los microfósiles no muestran evidencia de que haya existido vegetación de clima árido o pastizales, durante el Oligoceno al Mioceno. En los bordes costeros había manglares (*Pelliceria*, *Rhizophora*) y más adentro de la costa se encontraba vegetación acuática (*Ceratopteris*, *Pachira*).

#### **j) Mioceno inferior-Mioceno medio**

Los manglares también están presentes en Pichucalco, al norte de Chiapas, durante el Mioceno inferior al Mioceno medio, sobre todo en la línea costera; mientras que en las zonas altas dominaban elementos de bosque mesófilo de montaña como *Engelhardtia-Oreomunnea* (Palacios y Rzedowski, 1993). Además se registró la presencia de polen de elementos de bosque de coníferas como *Pinus* y *Picea* y elementos de bosque ripario como *Taxodium*, *Alnus*, *Platanus*, *Populus*, *Salix*, *Carya*, *Fraxinus* y *Nyssa* (Palacios y Rzedowski, 1993).

#### **k) Mioceno medio**

Para el Mioceno medio, en la Formación Tehuacán, Puebla (Ramírez-Arriaga *et al.*, 2014), la palinoflora muestra una composición semejante a la que existe actualmente en esa región. Algunos de los taxa que se registran pertenecen a las familias Asteraceae, Burseraceae, Fabaceae y los primeros registros de polen de Cactaceae para México, los cuales indican condiciones semiáridas en la región. Algunos de los tipos de vegetación que se reconocen el registro paleopalinológico son el mexical, la selva baja caducifolia ampliamente distribuída y, en las cadenas montañosas, se registran el bosque de pino y el bosque mesófilo de montaña.

#### **l) Mioceno medio-Mioceno superior**

En el Mioceno medio tuvo lugar un importante evento geológico: el desarrollo del Cinturón Volcánico Transversal Mexicano, el cual representó una barrera para la biota entre el norte y sur de México. Es en este momento cuando la separación entre las floras Neárticas y Neotropicales se vuelve tangible (Ferrusquía-Villafranca y González-Guzmán, 2005). El

depósito de la Formación Ixtapa en el estado de Chiapas, coincide con este evento geológico, ya que corresponde al Mioceno medio a Mioceno tardío.

En la Formación Ixtapa predomina el polen de angiospermas con representantes de la flora paleotropical y de la neotropical. Destaca el polen de plantas de habitats costeros, como son la vegetación de manglar con *Rhizophora* y *Pelliceria*. Otros elementos de importancia que se registraron fueron *Engelhardtia*, *Graminidites* y *Liliacidites* (Martínez-Hernández, 1992). La abundancia de manglares evidencia un clima tropical húmedo sobre una región costera de estuario, que vivían en asociación con plantas del género *Liliacidites*; mientras que las gramíneas sugieren la presencia de astiales salinos en las proximidades de las lagunas o esteros. Así mismo, registra la presencia de dinoflagelados de los géneros *Operdulodinium*, *Spiniferites* y *Areoligera* (Martínez-Hernández, 1992).

#### **m) Mioceno-Plioceno**

La actividad volcánica dio origen a la Sierra de La Giganta en la península de Baja California y, durante el Mioceno superior y Plioceno, tiene lugar el desprendimiento de la península y la formación del Golfo de California. Este evento trajo como consecuencia la reducción de la humedad en la zona de la península y en el occidente de Sonora y con ello, el desarrollo de comunidades vegetales de climas áridos, así como la obstaculización del intercambio biótico entre estas regiones (Ferrusquía-Villafranca y González-Guzmán, 2005).

Estas condiciones ambientales se han observado directamente en los resultados del estudio paleopalinológico de la Formación Tubutama, al noreste de Sonora, en donde se recuperaron conjuntos palinológicos del Mioceno (Martínez-Hernández y Tomasini, 1986). Aquí, las condiciones secas prevalecían junto con la presencia de Asteraceae, Poaceae, Chenopodiaceae, Amaranthaceae, Fabaceae y *Boerhavia*, el cual es un taxa característico de la vegetación de desiertos y matorral espinoso. Esta palinoflora indica un clima subtropical a templado con aridez estacional, que denotan el principio de las comunidades desérticas a partir del Mioceno inferior, las cuales evolucionaron en la misma región hacia una vegetación desértica, como lo demuestra la flora recuperada de la Formación Baucarit de edad



Miocenica-Pliocenica, ubicada de igual manera en el noreste de Sonora (Martínez-Hernández y Tomasini, 1986).

#### **n) Plioceno medio**

Entre los registros de la vegetación del Plioceno, se encuentran el de la Formación Paraje Solo, cerca de Coatzacoalcos, Veracruz (Graham, 1976). En los conjuntos palinológicos se puede observar, la semejanza de la flora del Plioceno con la actual. Es en este tiempo cuando el polen de la familia Asteraceae, Chenopodiaceae y Amaranthaceae se vuelve abundante y frecuente. En contraste, los manglares de *Pelliceria*, que eran abundantes durante el Oligoceno-Mioceno en la zona de Simojovel, Chiapas, desaparece por completo y en Paraje Solo son sustituidos por manglares de *Rhizophora*, *Languncularia* y, probablemente, por *Hibiscus tiliaceus* y *Acrostichum aureum*, como sucede actualmente.

#### **o) Plioceno**

En la región de Tlacolulan, Veracruz, los conjuntos palinológicos recuperados de los lignitos del Plioceno, indican un clima más húmedo, con bosques de neblina y *Quercus* (Quiroz-García y Martínez-Hernández, 1987), mientras que en la región de Zacultipan, Hidalgo, existen carbones que indican condiciones de mayor precipitación pluvial durante el Plioceno, con comunidades semejantes a las de Tlacolulan (Carrasco-Velázquez *et al.*, 2009).

### **4.3. Características fisiográficas del área de estudio**

#### **4.3.1. Localización geográfica del estado de Baja California Sur**

La península de Baja California se localiza al noroeste del territorio mexicano. Está separada de México por el Golfo de California que tiene un ancho de entre 80 a 250 km. La península tiene una longitud de aproximadamente 1260 km y un ancho en promedio de 95 km. A la altura del paralelo 28° se divide en Baja California Norte y Baja California Sur (Rzedowski, 2006; Graham, 2010). Por lo tanto, el estado de Baja California Sur se ubica entre los paralelos 23° al 28° y los meridianos 109° y 115°.

#### **4.3.2. Clima**

De acuerdo al sistema de clasificación de Köppen (García, 2004), en Baja California Sur predomina el clima seco (B). Hacia el noroeste del estado, domina el clima semiseco con lluvias en invierno (BSs) y, en menor proporción, el clima semiseco con lluvias en verano (BSw); en el centro y en la costa del Golfo de California, el clima es semiseco con lluvias poco abundantes en todas las estaciones (BSx); y en el sur, el clima es muy seco con lluvias en verano (BWw) y semiseco con lluvias en verano (BSw), mientras que en la Sierra de La Laguna predomina el clima templado (Cw). La temperatura promedio anual oscila entre 21 a 26°C, con mínimas de 7-10° C y máximas de 35-40°C. El promedio anual de lluvia es de 100 a 200 mm (León de la Luz y Coria, 1992; Rzedowski, 2006; Graham, 2010).

#### 4.3.3. Relieve e hidrografía

Las principales cordilleras que sobresalen en Baja California Sur son la Sierra La Giganta y la Sierra de La Laguna (Rzedowski, 2006; Graham, 2010). Debido a las características climáticas, prácticamente no existen corrientes superficiales en el estado, las localizadas sólo son evidentes como consecuencia de las precipitaciones (León de la Luz y Coria, 1992).

#### 4.3.4. Vegetación

Los tipos de vegetación que se desarrollan en Baja California Sur son **el matorral xerófilo, el bosque tropical caducifolio y el bosque de pino-encino y encinar** (León de la Luz y Coria, 1992).

El **matorral xerófilo**, se localiza del lado oeste de la Sierra de la Giganta en donde se encuentran comunidades de *Bursera hindsiana*, *Jatropha cinerea*, *Cercidum microphyllum*, *Pachycereus pringlei*, *Opuntia* sp. y *Ferocactus* sp. De la costa del Pacífico hacia el interior y sobre las laderas de las montañas, se observan *Agave* sp., *Ambrosia chenopodiifolia*, *Atriplex magdalanae*, *A. polycarpa*, *Idria columnaris*, *Machaerocereus gummosus*, *Pachycormus discolor* y *Yucca valida* (Graham, 2010).

Hacia el sur de la península se desarrollan asociaciones de matorral/chaparral-bosque-sabana, en donde se pueden encontrar comunidades de *Pinus cembroides*, *P. edulis*, *P.*

*monophylla* y *P. quadrifolia*; leguminosas como *Acacia brandegeana*, *A. peninsularis*, *Cassia confinis*, *C. goldmanii*, *Cercidium microphyllum*, *Enterolobium cyclocarpum*, *Lysiloma candidum*, *L. divaricata*, *Pithecellobium confine*, *P. undulatum* y *Prosopis glandulosa*; cactáceas como *Lemaireocereus thurberi*, *Mammillaria* sp. y *Opuntia* spp.; y algunas palmas como *Erythea brandegeei*; *Coulterrella capitata*, *Cyrtocarpa edulis* y *Sapindus saponaria* (Graham, 2010).

En la Región de Los Cabos y en los cañones que ocupa la Reserva de la Biosfera Sierra de La Laguna, por debajo de la línea del trópico de Cáncer, se encuentra bien representado el **bosque tropical caducifolio**, el cual se entremezcla florísticamente con los componentes de matorral desértico en un gradiente latitudinal de sur a norte, extendiéndose por dos áreas geográficamente bien localizadas que marcan la transición entre ambos tipos de vegetación, la extensa planicie aluvial de la Región de Los Cabos y la Sierra La Giganta (León de la Luz *et al.*, 2012).

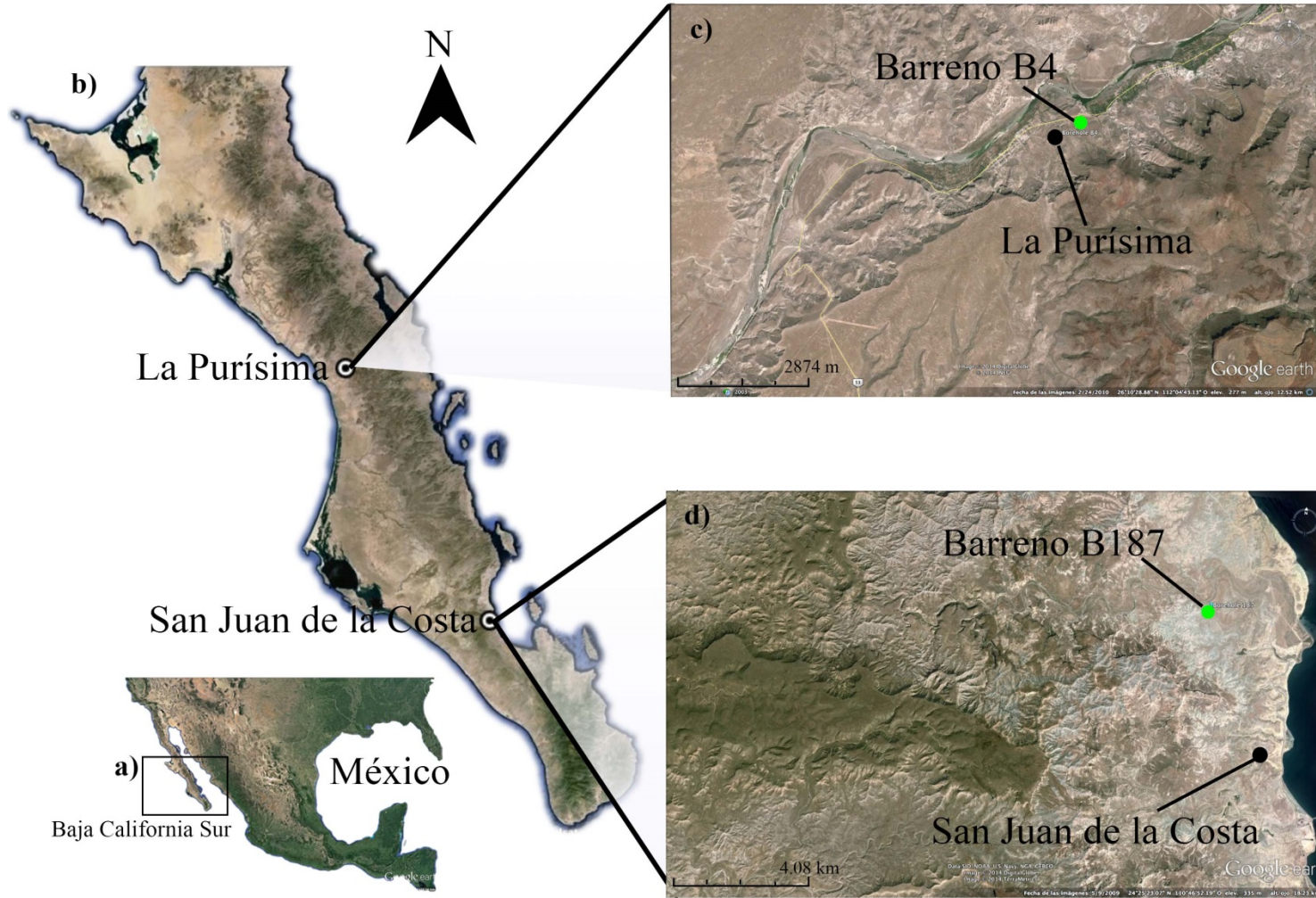
Este tipo de vegetación cubre una superficie de 3,325 km<sup>2</sup> en la península, y está dominada por las siguientes especies: *Lysiloma microphyllum*, *Jatropha cinerea*, *Colubrina viridis*, *Acaciella goldmanii*, *Lysiloma candidum*, *Mimosa distachya*, *Chloroleucon mangense*, *Bursera epinnata*, *Senna atomaria*, *Fouquieria diguetii*, *Stenocereus thurberi*, *Tecoma stans*, *Jatropha vernicosa*, *Erythrina flabelliformis*, *Bursera microphylla*, *Karwinskia humboldtiana*, *Mimosa lagunensis*, *Coursetia glandulosa*, *Pachycereus pecten-aboriginum* y *Albizia occidentalis* (León de la Luz *et al.*, 2012).

No existen pastizales naturales en Baja California. De manera dispersa se pueden encontrar manglares de *Avicennia germinans* (mangle negro), *Rhizophora mangle* (mangle rojo); vegetación de dunas y costera como *Ipomea* sp. y *Sesuvium* sp.; de agua dulce como *Azolla* sp., *Lemna* sp., *Potamogeton* sp., *Scirpus* sp. *Typha* sp. y *Utricularia* sp.; vegetación de pantanos salados como *Salicornia bigelovii* y *Suaeda californica* (Graham, 2010).

#### **4.3.5. Localización geográfica de los barrenos B4 y B187**

En el estado de Baja California Sur se obtuvieron dos barrenos, denominados B4 y B187 (Figura 3). El barreno B4, fue extraído por el Consejo de Recursos Minerales

(actualmente Servicio Geológico Mexicano) en la zona de La Purísima, en las coordenadas  $26^{\circ}11'25.3475''$  N y  $112^{\circ}03'39.0271''$  O. El barreno B187, fue tomado por el personal de la empresa minera Roca Fosfórica Mexicana (ROFOMEX), ubicada en San Juan de la Costa, al este del poblado El Cien en las coordenadas geográficas  $24^{\circ}27'5.8''$  N y  $110^{\circ}43'56.2''$  O.



**Figura 3.** a) Baja California Sur, México. b) Ubicación de los barrenos B4 y B187 en el estado de Baja California Sur. c) Detalle de la ubicación del barreno B4 en la zona de La Purísima, Comondú, Baja California Sur. d) Detalle de la ubicación del barreno B187 en San Juan de la Costa, La Paz, Baja California Sur. (Mapas modificados de Google earth, 2012).

## CAPÍTULO I

### Registro paleopalinológico de la Formación San Gregorio (Barreno B4), Baja California Sur, México

Iris G. Galván-Escobedo<sup>1\*</sup>, Elia Ramírez-Arriaga<sup>2</sup>, Alfonso Valiente-Banuet<sup>3</sup> y Ebandro Uscanga-Mortera<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Posgrado en Botánica, Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo, Carretera México-Texcoco Km. 36.5, Montecillo, Texcoco, 56230, Estado de México. <sup>2</sup>Laboratorio de Palinología, Dpto. de Paleontología, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510, Coyoacán, México, D.F., México. <sup>3</sup>Departamento de Ecología de la Biodiversidad, Instituto de Ecología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510, Coyoacán México, D.F., México.

\*elia@unam.mx

#### 1.1. RESUMEN

El barreno B4 de la Formación San Gregorio (Oligoceno superior-Mioceno inferior), ubicado en la región de La Purísima, Comondú, Baja California Sur, registró palinomorfos de origen continental y marino. La riqueza total de taxa fue de  $n = 189$ , mientras que la riqueza de los conjuntos de elementos continentales y de dinoflagelados fue  $n = 161$  y  $n = 28$ , respectivamente. El índice de diversidad  $\alpha$  ( $H'$ ) de elementos continentales fue de 2.61 y la uniformidad ( $J'$ ) fue de 0.51. La  $H'$  del conjunto de dinoflagelados fue de 2.33 y  $J'$  de 0.70. La  $H'$  del conjunto total fue de 3.02 y  $J'$  de 0.57. Un análisis de agrupamiento CONISS (constrained incremental sum of squares clustering), definió tres zonas en la columna estratigráfica del barreno: 1) la zona A, caracterizada por la presencia de quistes de *Operculodinium* y la escasez de polen-esporas; 2) la zona B, caracterizada por palinomorfos continentales; destaca la presencia de polen de *Chenopodipollis*, *Graminidites*, *Liliacidites* y esporas de *Lusatisporis dettmannae* y los dinoflagelados *Polysphaeridium*, *Achomosphaera* y *Lingulodinium* y, 3) la zona C, por el registro de polen de *Tubulifloridites*. Algunos taxa de importancia cronoestratigráfica fueron *Corsinipollenites*, *Ephedripites claricristatus*, *Momipites coryloides* y *M. tenuipolus*. El conjunto de polen-esporas sugiere la presencia de dos paleocomunidades vegetales: a nivel regional, el bosque mesófilo de montaña en las zonas altas y, a nivel local, cerca a la paleocuenca de depósito, el bosque tropical caducifolio. La

presencia de palinomorfos marinos en el barreno B4 indica que estos depósitos corresponden a un ambiente marino somero cercano al litoral.

**Palabras clave:** *polen-esporas, dinoflagelados, diversidad, paleovegetación, Formación San Gregorio.*

## 1.2. ABSTRACT

Continental and marine palynomorphs in borehole B4 from the San Gregorio Formation (upper Oligocene-lower Miocene), located in La Purísima region, Comondú, Baja California Sur were recorded. The richness for pollen-spores and dinoflagellate cysts assemblages was  $n = 161$  and  $n = 28$  respectively. The total richness was  $n = 189$ . The  $\alpha$  diversity index ( $H'$ ) of the pollen-spores assemblage was 2.61 and the evenness ( $J'$ ) was 0.51. The dinoflagellate cysts  $H'$  index was 2.33 and  $J'$  was 0.70. The total assemblage  $H'$  index was 3.02, and  $J'$  was 0.57. By a CONISS analysis (constrained incremental sum of squares clustering), three zones in the stratigraphic column of the borehole were defined: 1) zone A, was characterized by the presence of dinoflagellate cysts *Operculodinium* and scarcity of pollen-spores; 2) zone B, was defined by continental palynomorphs, highlighting the presence of pollen of *Chenopodipollis*, *Graminidites*, *Liliacidites* and spores of *Lusatisporis dettmannae*, as well as dinoflagellate cysts of *Polysphaeridium*, *Achomosphaera* and *Lingulodinium*, and 3) zone C, was established by the pollen record of *Tubulifloridites*. Some taxa, for instance *Corsinipollenites*, *Ephedripites claricristatus*, *Momipites coryloides* and *M. tenuipolus*, were of chronostratigraphic importance. The pollen-spore assemblages suggests the presence of two plant paleocommunities: in a regional level, the cloud forest in the highlands and, in a local level, near to the deposit basin, the tropical deciduous forest. The presence of marine palynomorphs suggests that borehole B4 was deposited within a shallow marine environment near the coast.

**Key words:** *pollen-spores, dinoflagellate, paleovegetation, diversity, San Gregorio Formation.*

## 1.3. INTRODUCCIÓN

La determinación de la antigüedad y distribución de taxa a través del tiempo, es central para poder comprender los orígenes y la alta diversidad vegetal actual en México (Rzedowski, 2006). Patrones de riqueza de especies a gran escala responden en primera instancia a causales históricos (Wiens y Donoghue, 2004; Wiens y Graham, 2005; Donoghue, 2008), por lo que conocer su historia biogeográfica y la vegetación de la que formaban parte es central para entender patrones de diversidad a escalas regionales. La transición Paleógeno/Neógeno en particular, ha sido considerada de gran importancia para la evolución de la flora y la vegetación de México (Becerra, 2005; Rzedowski, 2006; Valiente-Banuet *et al.*, 2006).

La reconstrucción de la vegetación que existió en México durante el Paleógeno y Neógeno, ha tenido grandes avances gracias a los estudios palinoflorísticos y palinoestratigráficos llevados a cabo en paleocuevas continentales y marinas, en el norte, centro y sur del país (Langenheim *et al.*, 1967; Graham, 1976; Biaggi, 1978; Martínez-Hernández *et al.*, 1980; Tomasini-Ortíz y Martínez Hernández, 1984; Martínez-Hernández y Tomasini-Ortíz, 1986; Quiroz-García y Martínez-Hernández, 1987; Martínez-Hernández, 1991, 1992a; Rosales-Lomelí *et al.*, 1992; Palacios-Chávez y Rzedowski, 1993; Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1996; Graham, 1999; Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999; Ramírez-Arriaga, 2005; Ramírez-Arriaga *et al.*, 2006; Ramírez-Arriaga *et al.*, 2008; Carrasco-Velázquez *et al.*, 2009; Corona-Esquivel *et al.*, 2010; Ramírez-Arriaga *et al.*, 2012a; Ramírez-Arriaga *et al.*, 2012b; Ramírez-Arriaga *et al.*, 2013; Ramírez-Arriaga *et al.*, 2014a; Ramírez-Arriaga y Reyes-Salas, 2014; Ramírez-Arriaga *et al.*, 2014b; Galván-Escobedo *et al.*, 2015).

Existen solo cuatro localidades en el norte de México, en donde se han llevado a cabo estudios palinoestratigráficos. La primera de ellas en la Cuenca de Burgos (Eoceno medio-Eoceno superior) en los estados de Tamaulipas y Nuevo León (Martínez-Hernández *et al.*, 1980) en donde se mencionan *Platycaria*, *Nudopollis*, *Ilexpollenites*, grupo *Momipites*, *Corsinipollenites*, entre otros. La segunda, en el estado de Sonora, incluye material de las Formaciones Tubutama (Mioceno inferior) y Baucarit (Mioceno-Plioceno) (Martínez-Hernández y Tomasini-Ortíz, 1986). En esta localidad la palinoflora está compuesta por elementos afines a la flora Madro-Terciaria de clima subtropical a templado con aridez



estacional que indican el inicio y evolución de comunidades adaptadas a condiciones de sequía a partir del Mioceno inferior (Martínez-Hernández, 1992b). La tercera, se encuentra en los depósitos minerales de La Perla, Chihuahua (Oligoceno superior-Mioceno), los cuales contienen *Typha*, *Alnipollenites*, *Triatripollenites*, *Triporopollenites*, *Chenopodipollis*, *Tubilifloridites* y *Momipites*, etc. (Corona-Esquivel *et al.*, 2010). La cuarta está en la región de La Purísima, Baja California Sur (BCS) en donde se han realizado investigaciones preliminares en la Formación San Gregorio (FSG) (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1996, 2006; Ramírez-Arriaga *et al.*, 2008; Ramírez-Arriaga *et al.*, 2012a; Ramírez-Arriaga *et al.*, 2013; Ramírez-Arriaga y Reyes-Salas, 2014; Ramírez-Arriaga *et al.*, 2014b; Galván-Escobedo *et al.*, 2015).

Los estudios de esta última localidad documentan que, aun cuando la FSG representa depósitos marinos, contiene elementos continentales tales como esporas de pteridofitas y briofitas, polen de gimnospermas y angiospermas. Por esta razón, es importante analizar con detalle la palinoflora, que podría representar a un conjunto de taxa de la península de Baja California cuando aún estaba conectada al continente. El análisis de la riqueza y diversidad de dicha palinoflora, puede ayudar a comprender los cambios en el paleoambiente que influyeron en la configuración de las paleocomunidades vegetales (diversidad  $\alpha$ ).

La FSG se depositó durante el intervalo Oligoceno superior-Mioceno inferior y se encuentra en la región de La Purísima, municipio de Comondú, BCS. En la actualidad, en esta región existe matorral xerófilo, bosque tropical caducifolio, bosque de pino encino y encinar (León de la Luz *et al.*, 2012). La presente investigación comprende el estudio de los palinomorfos recuperados del barreno B4 de 105.4 m de profundidad, extraído de dicha formación. Se analizan la riqueza y diversidad  $\alpha$  de los conjuntos paleopalinológicos, dando mayor énfasis al conjunto de microfósiles continentales. Con estos datos se sugieren los tipos de vegetación que se desarrollaban durante ese intervalo geológico y se interpreta el ambiente de depósito.

#### **1.4. MARCO GEOLÓGICO**

Durante el Cretácico, el sur de la península de Baja California se encontraba en la paleolatitud actual de Cabo Corrientes, cerca de Puerto Vallarta, Jalisco (Smith, 1991; Helenes-Escamilla y Carreño, 1999; Ledesma-Vázquez y Carreño, 2010). Esta condición se mantuvo aproximadamente del Oligoceno al Mioceno (hace 33.9 a 5.3 Ma) (Aranda-Gómez *et al.*, 2000; Carreño y Helenes, 2002) hasta que, en el Mioceno medio-superior (12-6 Ma), 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-Escamilla y Carreño, 1999; Martín-Barajas, 2000; Helenes-Escamilla *et al.*, 2009; Ledesma-Vázquez y Carreño, 2010). Como resultado se creó una depresión subcostal en el oeste de la costa de México, la cual es conocida como “extensión del proto-Golfo”, que más tarde, durante el Holoceno (0.01 Ma), dio origen al actual Golfo de California (Galli-Olivier, 1993; Helenes-Escamilla y Carreño, 1999; Aranda-Gómez *et al.*, 2000; Carreño y Smith, 2007; Helenes *et al.*, 2009; Ledesma-Vázquez y Carreño, 2010).

Durante el Paleógeno/Neógeno gran parte del estado de BCS, estuvo cubierto por un mar somero en el cual se depositaron más de 4 mil m de sedimentos (Alatorre, 1988). Al norte del estado, en la región de La Purísima (municipio de Comondú), la secuencia estratigráfica de estos depósitos consiste de la Formación Tepetate (Paleoceno-Eoceno), la Formación San Gregorio (Oligoceno superior-Mioceno inferior), la Formación San Isidro (Mioceno inferior o medio), la Formación Comondú (Oligoceno superior-Mioceno medio) y la Formación La Salada (Plioceno) (Hausback, 1984; Applegate, 1986; Alatorre, 1988; Fischer *et al.*, 1995; Carreño y Smith, 2007) (Figura 1a).

La FSG ha sido estudiada por su valor económico, debido a la presencia de depósitos de fosforita, utilizados como materia prima en la elaboración de fertilizantes (Galli-Olivier, 1993).

## **Formación San Gregorio**

### ***Estratigrafía***

La litología de la FSG ha sido descrita en la zona de La Purísima, en los arroyos Purísima, Cadajé, San Ramundo (Beal, 1948) y Cadegomo, en el rancho San Ramón y La Ventana (Heim, 1922). Esta formación está constituida por intercalaciones de lutita fosfatada, lutita silificada, diatomita, arenisca peloidal fosfatada y toba riolítica (Darton, 1921; Hausback, 1984; Kim y Barron, 1986). También incluye lutita con diatomeas, algunas de color café chocolate, que se caracterizan por su alto contenido de escamas de peces, algunos de los estratos silificados despiden un olor fétido cuando se golpean con el martillo y las capas de diatomita son blancas y polvosas (Beal, 1948).

### ***Ambiente de depósito***

Los estudios de diatomeas y crustáceos, así como los análisis de los estratos de fosforitas, sugieren que la FSG, se depositó en ambientes desde costeros hasta neríticos externos, con profundidades máximas de 200 m (Kim y Barron, 1986; Galli-Olivier, 1993; Grimm y Föllmi, 1994; Schwennicke, 1994, 1995).

## **1.5. MATERIALES Y MÉTODOS**

El Consejo de Recursos Minerales (actualmente Servicio Geológico Mexicano) extrajo varios barrenos de exploración minera en la zona de La Purísima, al norte del municipio de Comondú, BCS. Uno de esos barrenos es el B4, localizado en las coordenadas 26°19'03" N y 112°06'08" O (Figura 1b, c, d).

El barreno B4 tiene 105.40 m de profundidad. La litología en la base del barreno, presentó una roca ígnea en composición andesítica con sulfuro en forma diseminada asociado a microfracturas y zona de falla. El sulfuro se presenta en sus variedades mineralógicas de pirita y calcopirita. En la parte media presenta intercalaciones de capas fosfatadas, diatomita, limolita, arenisca fosfatada, arenisca calcárea, lutita y calcilutita. La cima del barreno corresponde con terrazas aluviales con fragmentos de roca volcánica (Figura 2).

El barreno se submuestreó y se obtuvieron un total de 40 muestras (Figura 2), las cuales se procesaron por métodos estándares para la extracción de palinomorfos, con ácido

clorhídrico, ácido fluorhídrico, ácido nítrico, acetólisis y flotación con politungstato de sodio. Se elaboraron laminillas permanentes con hidroxiacetil celulosa y bálsamo de Canadá, las cuales se depositaron en la colección de polen fósil del Instituto de Geología, de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Se revisó una laminilla de cada muestra en un microscopio óptico Zeiss, con objetivo 100 x y contraste de fases. Una sola persona contó todos los palinomorfos presentes (polen, esporas, dinoflagelados y otros elementos marinos) en cada laminilla. Se tomaron fotomicrografías con una cámara AxioCam ICc1-Zeiss y el programa AxioVision versión 4.8.2.

Para contrastar los datos de diversidad entre el conjunto continental y el de dinoflagelados, se estimó la riqueza de especies, la diversidad  $\alpha$  de especies, mediante el índice de diversidad de Shannon-Wiener ( $H'$ ) con base en el logaritmo natural y su uniformidad ( $J'$ ) asociada (Pielou, 1975; Magurran, 1989). Para contrastar los valores de diversidad entre muestras, dichas estimaciones se llevaron a cabo de manera conjunta sobre el total de los elementos continentales y los dinoflagelados. Las estimaciones se realizaron con el programa Species Diversity and Richness IV (Seaby y Henderson, 2007).

Con la finalidad de observar la distribución de los taxa registrados en cada una de las muestras, se elaboraron diagramas polínicos con las frecuencias absolutas; los porcentajes se graficaron solo en aquellas muestras cuyo total fue mayor de 45, en el caso del conjunto continental, y mayor de 20 en los dinoflagelados. Se definieron palinozonas en la columna estratigráfica del barreno B4 con un análisis de agrupamiento CONISS (constrained incremental sum of squares clustering) (Grimm, 1987), para el cual se tomaron en cuenta solo los datos de elementos continentales y de dinoflagelados y se excluyeron los grupos sobrerrepresentados como fueron las acritarcas/prasinofitas, huevos de copépodos, escolecodontos y testas de microforaminíferos. Los diagramas polínicos y el CONISS se realizaron en el programa Tilia versión 1.7.16 (Grimm, 2011).

Con los datos de las riquezas de palinomorfos continentales y marinos se estimó el Índice de Palinomorfos Marinos (IPM) modificado de Helenes-Escamilla *et al.* (1998). El

IPM asociado a la presencia de los taxa de dinoflagelados, se usó para interpretar el tipo de ambiente de depósito del barreno B4. El IPM es la razón entre la riqueza de palinomorfos marinos sobre la de palinomorfos continentales y su expresión es la siguiente (Carrillo-Berumen *et al.*, 2013):

$$\text{IPM} = (\text{Rm}/(\text{Rm}+\text{Rc})) * 100$$

En donde Rm es la riqueza de palinomorfos marinos considerados como el número de taxa por muestra y Rc es la riqueza de palinomorfos continentales. Los valores altos del IPM indican un ambiente marino, los valores bajos indican la influencia de aguas salobres, ambientes paludales costeros, estuarinos o deltaicos y los valores nulos representan ambientes exclusivamente continentales (Carrillo-Berumen *et al.*, 2013).

## 1.6. RESULTADOS

De las 40 muestras analizadas, 30 muestras presentaron palinomorfos con un buen grado de conservación (Figura 2; Cuadro 1). Se contaron un total de 25 mil 470 palinomorfos. El total por muestra fue variable: 10 tuvieron más de mil palinomorfos (Pb-10397, Pb-10372, Pb-10374, Pb-10375, Pb-10379, Pb-10381, Pb-10382, Pb-10383, Pb-10384, Pb-10386), seis entre 571 y 983 (Pb-10366, Pb-10368, Pb-10371, Pb-10377, Pb-10380, Pb-10390), 11 muestras entre 138 a 488 (Pb-10358, Pb-10369, Pb-10370, Pb-10373, Pb-10376, Pb-10378, Pb-10385, Pb-10387, Pb-10388, Pb-10389, Pb-10394), y tres menos de 100 (Pb-10360, Pb-10365, Pb-10396).

Al considerar el número total de palinomorfos contados, dominaron los microfósiles marinos en 92% los cuales incluyen dinoflagelados, acritarcas/prasinofitas, huevos de copépodo, escolecodontos y testas de microforaminíferos. Los elementos continentales, tales como polen y esporas, se presentaron en menor cantidad y constituyen el 6 % del total. Las fungosporas representaron el 2%. (Figura 3).

### **Conjunto paleopalinológico continental.**

El conjunto continental estuvo conformado por polen y esporas de pteridofitas, los cuales se encontraron en mónadas. No se registraron tétradas o poliadas.

La riqueza de especies del conjunto continental fue de 161 taxa. La mayor riqueza de formas continentales por muestra fue de 36 taxa (Pb-10372) y la menor de uno (Pb-10365, Pb-10385 y Pb-10390). La diversidad  $\alpha$  de especies ( $H'$ ) para todas las muestras que presentaron taxa continentales fue de 2.61 y por muestra osciló entre 0 (Pb-10365, Pb-10385 y Pb-10390) y 2.76 (Pb-10372). La uniformidad ( $J'$ ) fue de 0.51 en total, con valores por muestra entre 0 (Pb-10365, Pb-10385, Pb-10388 y Pb-10390) y uno (Pb-10387, Pb-10394 y Pb-10396) (Figura 2; Cuadro 1)

Las angiospermas representaron el 93% del conjunto continental, de éstas el 82% fueron dicotiledóneas y el 18% monocotiledóneas. Las angiospermas que sobresalieron por sus altas frecuencias fueron: *Chenopodiipollis*, *Graminidites*, *Liliacidites* y *Tubulifloridites*. Otras angiospermas registradas en un menor número de muestras fueron *Psilatricolpites*, *Quercoidites*, *Foveotricolporites*, *Psilatricolporites*, *Retitricolporites*, tipo Polygonaceae (*Fagopyrum*), tipo Sterculiaceae y *Ulmipollenites* (Figuras 4, 5a y 6).

Las gimnospermas ocuparon el 3% del conjunto continental y estuvieron representadas por los taxa *Pinuspollenites*, *Ephedripites*, *Ephedripites claricristatus* y *Ephedripites aff. krempii* (Figuras 4, 5a y 6).

Las esporas de pteridofitas y briofitas representaron el 4% del conjunto. Entre éstas destacó *Lusatisporis dettmannae* (Figuras 4, 5a y 6).

Aunque se registraron en un número pequeño de muestras, se encontraron cuatro taxa de importancia cronoestratigráfica, uno a nivel de género: *Corsinipollenites*; y tres a nivel de especie: *Ephedripites claricristatus*, *Momipites coryloides* y *Momipites tenuipolus* (Figuras 4, 5a y 6).

### **Conjunto paleopalínológico de dinoflagelados**

El conjunto de palinomorfos marinos, en general, estuvo dominado por acritarcas/prasinofitas y huevos de copépodo. La presencia de dinoflagelados de los órdenes Gonyaulacales y Peridiniales (Figuras 4, 5b y 7), representó el 1% del conjunto (Figura 3; Tabla 1).

La riqueza de especies de los dinoflagelados fue de 28 taxa. El mayor número de taxa por muestra fue de 10 (Pb-10384) y el menor de uno (Pb-10358, Pb-10365, Pb-10368, Pb-10369, Pb-10374, Pb-10378, Pb-10380, Pb-10382, Pb-10385). La diversidad  $\alpha$  de especies ( $H'$ ) estimada para el total del conjunto de quistes fue de 2.33, cuyos valores por muestra oscilaron entre 0 (Pb-10358, Pb-10360, Pb-10365, Pb-10368, Pb-10369, Pb-10373, Pb-10374, Pb-10376, Pb-10377, Pb-10378, Pb-10380, Pb-10382, Pb-10385, Pb-10394, Pb-10396) y 2.06 (Pb-10384); mientras que la uniformidad ( $J'$ ) para todo el barreno fue de 0.70 y varió entre 0 y uno (Pb-10370) (Figura 2; Cuadro 1).

Los taxa que dominaron el conjunto total de dinoflagelados fueron: *Polysphaeridium*, *Achomosphaera*, *Operculodinium* y *Lingulodinium* (Figura 4, 5b y 7).

### **Conjunto paleopalínológico continental y de dinoflagelados**

Al considerar los datos del conjunto continental y de dinoflagelados, la riqueza total de especies en el barreno fue de 189 taxa. El mayor número de taxa por muestra fue de 40 (Pb-10372) y la menor fue de uno (Pb-10385). La diversidad  $\alpha$  de especies ( $H'$ ) de todo el barreno fue de 3.02 con una variación entre muestras desde 0 (Pb-10385) y hasta 2.89 (Pb-10372), mientras que la uniformidad ( $J'$ ) fue de 0.57 en total y por muestra osciló entre 0 (Pb-10385) y uno (Pb-10365, Pb-10394 y Pb-10396) (Figura 2, Cuadro 1).

En el Anexo 1 se presentan los porcentajes que representa cada uno de los taxa del conjunto continental y de dinoflagelados por muestra.

### **Palinozonas de la columna estratigráfica del barreno B4**

El análisis CONISS definió tres palinozonas a lo largo de la columna estratigráfica del barreno B4 (Figura 4):

1) la zona A (Pb-10396 a Pb-10385), se caracterizó por un predominio de dinoflagelados de *Operculodinium*, y bajas frecuencias de cf. *Cleistosphaeridium* e *Hystrichokolpoma rigaudae*, y por la presencia restringida de elementos continentales, entre los que se encontraron *Chenopodipollis*, *Momipites coryloides*, tipo Sterculiaceae, *Tubulifloridites*, *Striatricolporites*, cf. *Rugutricolporites Margocolporites*, *Quercoidites*, *Fraxinoipollenites*, *Retitricolpites*, *Graminidites* y *Liliacidites*.

2) la zona B (Pb-10384 a 10365) se definió por la presencia de los taxa continentales dominantes: *Chenopodipollis*, *Graminidites*, *Liliacidites* y *Lusatisporis dettmannae* y los dinoflagelados *Polysphaeridium*, *Achomosphaera* y *Lingulodinium*. Además de estos taxa, en la Figura 4 se puede observar que en esta zona se registraron la mayoría de los elementos del conjunto continental y de dinoflagelados.

3) la zona C (Pb-10360-Pb-10358) sobresalió *Tubulifloridites*, y hay baja frecuencia de polen de *Chenopodipollis*, esporas de *Leptolepidites* y dinoflagelados del género *Polysphaeridium* (Figura 4).

### **Índice de palinomorfos marinos (IPM)**

La zona A del barreno presentó los mayores IPM; sobresalen las muestras Pb-10394, Pb-10390 y Pb-10385, con valores de 100 en cada una de ellas. En la zona B, se observó un comportamiento cíclico del IPM con valores que oscilaron entre 80 y 99, el máximo valor fue en la muestra Pb-10397 y el mínimo en la muestras Pb-10380, Pb-10377 y Pb-10371. La zona C se caracterizó por que presentó los valores del IPM más bajos, en las muestras Pb-10358 que obtuvo un valor de 56, y en la Pb-10360 con un índice de 67.

## **1.7. DISCUSIÓN**

### **Riqueza, diversidad de especies y palinozonas del barreno B4**

El número de taxa continentales en la FSG fue mayor que el de los marinos. Sin embargo, al comparar la riqueza total (n=189) con los resultados paleopalínológicos obtenidos en otras formaciones geológicas del Oligoceno-Mioceno, se observa que la FSG es



particularmente rica. Por ejemplo, en muestras de la Formación Weaverville, que aflora en el noreste de California, EEUU, se identificaron 151 taxa, 63% fueron angiospermas, 11% gimnospermas, 13% esporas de pteridofitas y 11% algas, acritarcas y dinoflagelados (Barnett, 1982).

En la Formación Rancho Berlín del Oligoceno inferior en Chiapas, encontraron 35 taxa de palinomorfos continentales y marinos (Tomasini-Ortíz y Martínez Hernández, 1984) y en la Formación La Quinta del Oligoceno superior-Mioceno inferior, Biaggi (1978) registró 210 taxa; Tomasini-Ortíz y Martínez Hernández (1984) encontraron 60 y Graham (1999) 29 taxa.

En los depósitos minerales de La Perla del Oligoceno superior-Mioceno, en Chihuahua, se registraron 18 taxa (Corona-Esquivel *et al.*, 2010).

Los datos muestran que las Formaciones San Gregorio, Weaverville y La Quinta, sobresalen por su elevada riqueza de especies, las cuales registraron valores superiores a 100 taxa. Esto puede deberse a que dichas Formaciones se encuentran en paleocuenas marinas, en las cuales uno de los factores tafonómicos comprende el proceso de depósito de palinomorfos que incluye tanto el aporte de elementos terrestres, como marinos; mientras que en las paleocuenas continentales solo incluyen los taxa continentales. Palafox-Silva (2013) menciona que la cantidad de palinomorfos continentales está determinada por el aporte eólico, fluvial y la escorrentía; mientras que la cantidad de palinomorfos marinos se vincula con la productividad marina en las zonas costeras y su transporte desde las partes someras de la cuenca a las más profundas.

La diversidad de especies  $\alpha$  ( $H'$ ) y la uniformidad ( $J'$ ) del conjunto continental en cada una de las muestras del barreno B4 (Cuadro 1), presentaron valores menores que aquellos registrados en otras paleocuenas continentales del Cenozoico de México. Tal es el caso de la Formación Tehuacán del Mioceno medio (Ramírez-Arriaga *et al.*, 2014a), localizada en Puebla, en la cual la diversidad de especies  $\alpha$  ( $H'$ ) varió entre 1.3 a 2.8 en cada una de las muestras, pero se mantiene más o menos constante entre 2 y 2.8. Además, la distribución de individuos dentro de cada taxa ( $J'$ ) fue casi homogénea en la mayoría de las muestras entre 0.8 a uno. Sin embargo, si se revisa la diversidad de especies  $\alpha$  ( $H'$ ) del conjunto total del

barreno B4, se observa que los valores más altos de diversidad de especies son muy semejantes a los de la Formación Tehuacán, entre 2.8 y 2.9, pero son más variables ya que van de 0 a 2.9 con una uniformidad de entre 0 y uno.

De las tres palinozonas definidas en el barreno B4, la zona B presentó mayor riqueza de taxa (Pb-10384 a Pb-10365) (Figura 4). Como consecuencia, en este intervalo se encuentran las muestras que tuvieron los índices de diversidad  $\alpha$  ( $H'$ ) más altos ( $>2$ ) del conjunto de continental (Pb-10368, Pb-10369, Pb-10372, Pb-10374, Pb-10378, Pb-10379, Pb-10381 y Pb-10382) (Figura 2).

Los análisis de diversidad de especies  $\alpha$  ( $H'$ ) y uniformidad ( $J'$ ), son medidas que en conjunto permiten definir el número de especies presentes en cada muestra y, además, cómo se reparten los palinomorfos dentro de cada especie. Los valores de los índices obtenidos en las muestras del barreno B4, son importantes, ya que permitirán hacer comparaciones con resultados palinoflorísticos que se obtengan en estudios posteriores de la FSG, o en otras paleocuecas que correspondan al Oligoceno superior-Mioceno inferior en México.

### **Afinidad Biológica**

Algunos de los elementos continentales del barreno B4, tienen afinidad botánica con familias, géneros o especies actuales.

De los taxa que dominaron el conjunto continental en la zona B, *Chenopodipollis* se relaciona con miembros de las familias Amaranthaceae-Chenopodiaceae. *Graminidites*, se vincula con géneros actuales de la familia Poaceae y *Liliacidites* con las familias Liliaceae, Bromeliaceae y Arecaceae. *Lusatisporis dettmannae* es una espora de pteridofitas que tiene afinidad botánica con *Selaginella oregana* (Srivastava, 1972).

Los taxa registrados en menor cantidad en la zona B, presentan afinidad botánica en los casos de: *Corsinipollenites* que se relaciona con miembros actuales de la familia Onagraceae y *Corsinipollis* que tiene afinidad botánica con el género *Ludwigia* (Onagraceae), el cual tiene varias especies que se desarrollan principalmente en lugares húmedos (Ramírez-Arriaga *et al.*,

2014b). En la actualidad, la familia Onagraceae está bien representada en el norte y sur de América, y en particular en México, en donde presenta un alto porcentaje de endemismos (Miguel-Vázquez y Cerros-Tlatilpa, 2013).

Otras formas-géneros registradas en el barreno B4 se asocian con géneros y familias actuales, por ejemplo: *Ephedripites* (*Ephedra*), *Rugulitriporites* (*Bursera*), *Momipites coryloides* y *M. tenuipolus* (*Engelhardtia*, *Alfaroa* y *Oreomunea*), *Caryapollenites* (*Carya*) *Quercoidites* (*Quercus*), *Pinuspollenites* (*Pinus*), *Ulmipollenites* (*Ulmus/Zelkova*), *Fraxinoipollenites* (*Fraxinus*), *Leguminosaepites*, *Psilatricolpites* y *Psilatricolporites* (Leguminosae), *Striatricolporites* y *Retitricolporites* (Anacardiaceae), *Malpighiaceoidites* (Malpighiaceae), *Margocolporites* (Caesalpiniaceae), cf. *Camarazonosporites* y *Lycopodiacidites* (*Lycopodium*), *Cicatricosisporites* (*Anemia* y *Mohria*), *Deltoidospora* (Cyatheaceae, Dicksoniaceae y Schizaeaceae), *Undulatisporites* (Ophioglossaceae), *Polypodiisporites* (Polypodiaceae) y *Stereisporites* (briofitas).

El género *Tubulifloridites* sobresalió principalmente en la zona C del barreno (Pb-10360-Pb-10358) (Figura 4). Se identificaron cuatro tipos de *Tubulifloridites*, los cuales se diferenciaron entre ellos por el tamaño y número de las espinas. Su morfología los relaciona con miembros de la familia Asteraceae, en especial, con las tribus Astereae, Eupatorieae and Heliantheae (Galván-Escobedo *et al.*, 2015). Graham (1996), se refiere al polen fósil de Asteraceae como tipo AHH *et al.*, en el cual incluye polen fósil similares a los de las tribus Astereae, Heliantheae y Heleniae.

### **Paleoecología**

Los requerimientos ecológicos de los taxa afinidad biológica a los elementos continentales registrados en el barreno B4, permiten sugerir el tipo de vegetación en el que pudieron estar presentes dichos elementos. Los tipos de vegetación que se sugieren, son de acuerdo a la clasificación propuesta por Rzedowski (2006).

El elemento más abundante en el barreno B4, *Chenopodipollis* (Amaranthaceae-Chenopodiaceae) se asocia con condiciones semisecas. Es probable que debido al incremento

de las temperaturas que se registró en el Oligoceno superior (Zachos *et al.*, 2001), este taxón haya llegado a convertirse en un elemento común en la región de La Purísima. El abrupto descenso de la temperatura a finales del Oligoceno superior (Zachos *et al.*, 2001) pudo haber sido desfavorable para este taxón, ya que en paleocuevas del Neógeno del centro de México, (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999; Ramírez-Arriaga *et al.*, 2006; Ramírez-Arriaga *et al.*, 2014a) se registra en frecuencias más bajas que en la FSG.

Las formas-géneros que son afines a Amaranthaceae-Chenopodiaceae, Poaceae, Asteraceae, Liliaceae, Bromeliaceae, Arecaceae, Onagraceae, Leguminosae, Anacardiaceae – Rhus–, Malpighiaceae, Caesalpiniaceae, Euphorbiaceae, Moraceae, Polemoniaceae, Sterculiaceae, *Ephedra*, *Bursera* y *Celtis*, son familias o géneros que coexisten y son elementos importantes del bosque tropical caducifolio (BTC), caracterizado por una época de seca larga (Rzedowski y Calderón de Rzedowski, 1987; Becerra, 2005; Rzedowski, 2006; Miranda y Hernández-X., 2014).

La distribución actual del BTC se advierte en la vertiente pacífica de México, desde Sonora hasta Yucatán, en el Bajío, en la cuenca del Balsas y en la cuenca del Papaloapan, entre los 0 y 1700 m de altitud, en zonas de clima semiseco y cálido (Aw, Bs y Cw), con temperaturas promedio anual de 20 a 29° C, con precipitación promedio anual de 300 a 1200 mm y con una temporada de secas que dura alrededor de cinco a ocho meses, por lo que la gran mayoría de las especies pierden sus hojas durante esta temporada (Rzedowski y Calderón de Rzedowski, 1987; Rzedowski, 2006; Challenger y Soberón, 2008; Miranda y Hernández-X., 2014).

El BTC en BCS, se encuentra en la actualidad en las partes inferiores y medias de las sierras de La Laguna y La Giganta (Rzedowski, 2006; León de la Luz *et al.*, 2012). Este ecosistema ha sido reconocido en varias localidades del Paleógeno/Neógeno en el centro de México (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999; Ramírez-Arriaga, 2005; Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 2006) y los estudios sobre el origen y expansión del BTC, con base en la diversificación y cambios espaciales del género *Bursera* (Becerra, 2005), indican que este bosque se estableció hace 30 a 20 millones de años, primero en el oeste del país,

incluyendo a la península de Baja California, y después se expandió hacia el sur y oeste del territorio, y tenía una distribución mucho más amplia de la que tiene en la actualidad.

Por otro lado, *Momipites* (*Engelhardtia*, *Alfaroa* y *Oreomunea*) y algunos taxa de polen fósil registrados en el barreno B4, se corresponden con elementos florísticos actuales que coexisten en el bosque mesófilo de montaña (BMM) (Puig *et al.*, 1987; Graham y Dilcher, 1995; Sánchez-Rodríguez *et al.*, 2003; Rzedowski, 2006; Challenger y Soberón, 2008; Baab *et al.*, 2010; Álvarez-Zuñiga *et al.*, 2012). Tales elementos corresponden a géneros como *Alnus*, *Carya*, *Fraxinus*, *Quercus*, *Ulmus/Zelkova*, y algunos otros a las familias Betulaceae, Leguminosae, Melastomataceae, Salicaceae y Tiliaceae, así como la presencia las diferentes esporas de afinidad con *Anemia*, *Lycopodium*, *Mohria*, *Selaginella*, Cyatheaceae, Dicksoniaceae y Schizaeaceae, Ophioglossaceae, Polypodiaceae y briofitas.

Es notorio mencionar que la gran mayoría de los granos de polen mencionados en el párrafo anterior son géneros o familias de afinidad boreal (excepto Leguminosae y Melastomataceae) y, que además, son elementos arbóreos y fisionómicamente importantes que en la actualidad coexisten como componentes del BMM (Challenger, 1998). Los elementos encontrados pertenecientes a las familias Leguminosae y Melastomataceae son de afinidad neotropical y son componentes del estrato arbustivo en el sotobosque del BMM (Challenger, 1998).

Al BMM de México se le localiza sobre los sistemas montañosos del país con elevada humedad atmosférica. Este bosque se distribuye sobre una angosta franja altitudinal donde prevalecen concentraciones de nubes y neblina (Hamilton *et al.*, 1995), copiosa precipitación pluvial conjuntamente con elevada condensación de agua y bajas tasas de evapotranspiración de la vegetación (Bruijnzeel *et al.*, 1993). A lo largo de la distribución natural del BMM prevalecen climas templados y húmedos (Cf, Af, Am, Aw y Cw), con temperatura media anual entre 12 y 23°C y precipitaciones que fluctúan entre mil y 5 mil 800 mm anuales, siendo la norma de aproximadamente 2 mil mm anuales. La distribución actual del BMM en México es discontinua, a manera de un archipiélago de fragmentos de bosque sobre las principales cadenas montañosas entre los mil 500 y 2 mil 500 m snm (Challenger y Soberón,

2008; López-Mata *et al.*, 2012), pero se le puede localizar ocasionalmente a los 400 m de altitud (Rzedowski, 2006).

Rzedowski (1996) menciona que el BMM pudo haber tenido una distribución más amplia en el Paleógeno/Neógeno, por lo que los fragmentos que se localizan en los estados de Oaxaca, Chiapas e Hidalgo (Álvarez-Zuñiga *et al.*, 2012), Tamaulipas, San Luis Potosí, Puebla, Veracruz, Sinaloa, Nayarit, Jalisco, Michoacán y Guerrero (Rzedowski, 2006; Baab *et al.*, 2010), son considerados como relictos de este tipo de bosque.

Aunque en la actualidad no existe registro de la presencia de BMM en la península de Baja California, los palinomorfos registrados en el barreno B4 de la presente investigación, sugieren que durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior, algunos elementos importantes con afinidad botánica a los del actual BMM, pudieron haberse desarrollado en regiones adyacentes a la zona de depósitos del barreno B4. Cabe recordar que, durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior, la península de Baja California se encontraba unida al continente haciendo contacto con los estados de Sinaloa, Nayarit y Jalisco, a la altura de Cabo Corrientes (20° 24'32'' N y 105°41'40''O) en donde el BMM se encontraba ampliamente distribuido (Rzedowski, 1996).

En el barreno B4, se registro polen con afinidad botánica a *Quercus* y *Pinus* en muy bajas frecuencias (*Quercoidites* <1-10% y *Pinuspollenites* 2-16%). Los bosques de *Quercus* y *Pinus*, existen en la actualidad en la penínsulas de Baja California y casi en todo el país, excepto en la península de Yucatán (Rzedowski, 2006). Los estudios de lluvia de polen actual en bosques de *Pinus*, indican que este género suele registrarse en porcentajes muy elevados, entre 34 y 57, mientras que el polen de *Quercus*, está presente hasta en un 25% (Ortega-Rosas *et al.*, 2008; Velázquez-Silva, 2008). En la lluvia de polen del BMM, *Pinus* se encuentra en porcentajes muy bajos (6.1%), al igual que el de *Quercus* (7.6%) (Palacios-Chávez y Rzedowski, 1993). De acuerdo con esta información, es posible que los registros de *Quercoidites* y *Pinuspollenites* del barreno B4, más que representar un bosque de *Quercus* y *Pinus*, podrían haber formado parte del BMM, tal y como se ha encontrado en este tipo de vegetación actualmente (Luna-Vega *et al.*, 1994; Rzedowski, 2006).

## **Ambiente de depósito**

El índice de palinomorfos marinos, aportó información sobre las condiciones paleoecológicas y paleoclimáticas en el que tuvo lugar el proceso de sedimentación del barreno B4.

La presencia de palinomorfos marinos tales como dinoflagelados, microforaminíferos, escolecodontos y algas, se asocia con ambientes marinos neríticos cercanos a la costa (Tomasini-Ortíz y Martínez Hernández, 1984). En ambientes de depósito transicionales a neríticos, la diversidad de dinoflagelados se incrementa al ascender el nivel del mar y disminuye en los estadios regresivos (Narváez y Helenes-Escamilla, 2003). Así mismo, se ha detectado una relación directa entre altos valores de diversidad de dinoflagelados y estabilidad ambiental en el océano (Palafox-Silva, 2013).

La riqueza de dinoflagelados Gonyaulacales en el barreno B4, fue igual que la de los Peridinales. Sin embargo, las frecuencias de individuos en cada género, fue mayor en los del orden Gonyaulacales (n=272) que en los del orden Peridinales (n=20). Esto puede deberse a que los primeros suelen registrarse de manera más abundante en zonas tropicales (Narváez y Helenes-Escamilla, 2003; Helenes-Escamilla, 2004) como es el caso de nuestro sitio de estudio pero, además, a que el tratamiento con acetólisis de las muestras pudo influir en la eliminación de dinoflagelados Peridinales (Kodrans-Nsiah *et al.*, 2008; Zonneveld *et al.*, 2008), por lo que es probable que el conjunto de estos organismos no esté representado a cabalidad.

Una mayor diversidad de dinoflagelados con predominio de taxa Gonyaulacales (los cuales en su mayoría son autotróficos), se relaciona con aguas oceánicas cálidas y con facies marinas someras (Martínez-Hernández *et al.*, 1980; Helenes-Escamilla, 2004; Ramírez-Arriaga *et al.*, 2012a; Palafox-Silva, 2013). En este sentido, los géneros *Polysphaeridium* y *Tuberculodinium* registrados en el barreno B4, son considerados taxa característicos de ambientes transicionales, como por ejemplo estuarios, lagunas costeras o escorrentías (Martínez-Hernández y Hernández Campos, 1991; Pross y Brinkhuis, 2005). *Cleistosphaeridium*, *Lingulodinium*, *Operculodinium* y *Spiniferites*, son taxa que suelen

desarrollarse en ambientes marinos neríticos cercanos a la costa (Pross y Brinkhuis, 2005; Sluijs *et al.*, 2005).

## 1.8. CONCLUSIONES

Los registros de elementos continentales sugieren que durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior, se pudieron desarrollar tipos de vegetación con requerimientos ecológicos semejantes a los que tienen el bosque tropical caducifolio y el bosque mesófilo de montaña en la actualidad.

Los elementos continentales que sobresalieron por su abundancia en el barreno B4 (*Chenopodipollis*, *Graminidites*, *Liliacidites* y *Tubulifloridites*), y otros taxa que se registraron con menores frecuencias (*Corsinipollenites*, *Corsinipollis*, *Ephedripites*, *Malpighiaceoidites*, *Margocolporites*, *Psilatricolpites*, *Psilatricolporites*, *Rugulitriporites*, tipos Anacardiaceae –*Rhus*–, Euphorbiaceae, Moraceae, Polemoniaceae, Sterculiaceae y *Celtis*), son afines a elementos que coexisten hoy en día en el bosque tropical caducifolio.

Los taxa tales como *Alnus*, *Caryapollenites*, *Fraxinoipollenites*, *Momipites* *Quercoidites*, *Ulmipollenites*, tipos Leguminosae, Melastomataceae, Salicaceae y Tiliaceae, así como la presencia las diferentes esporas de afinidad con *Anemia*, *Lycopodium*, *Mohria*, *Selaginella*, Cyatheaceae, Dicksoniaceae y Schizaeaceae, Ophioglossaceae, Polypodiaceae y briofitas, se relacionan con elementos florísticos actuales que cohabitan en el bosque mesófilo de montaña.

Es posible que, a nivel local, en la zona de depósito del barreno B4, durante el Oligoceno superior-Mioceno, predominara un clima semiseco y cálido, el cual favoreció el crecimiento de formas vegetales afines a los elementos florísticos del bosque tropical caducifolio. A nivel regional, es probable que se hubiera desarrollado un bosque mesófilo de montaña, sobre todo si se considera la cercanía de la península de Baja California con los territorios de los estados de Sinaloa, Nayarit y Jalisco, en donde este bosque estaba bien representado en las zonas altas y húmedas.



El Índice de Palinomorfos Marinos, así como el registro de los elementos continentales y los dinoflagelados de los géneros *Polysphaeridium*, *Tuberculodinium*, *Cleistosphaeridium*, *Lingulodinium*, *Operculodinium* y *Spiniferites*, corroboran que el barreno B4 se depositó en un ambiente transicional a nerítico, relativamente cercano a la costa.

Las formas de polen de *Corsinipollenites* (Onagraceae) (Maastrichtiano-Mioceno medio), *Ephedripites claricristatus* (Ephedraceae) (Eoceno medio-Oligoceno tardío/Oligoceno temprano-Mioceno medio), *Momipites coryloides* (Paleoceno temprano-Mioceno medio) y *M. tenuipolis* (Paleoceno temprano-Oligoceno temprano), se presentaron en bajas frecuencias, lo que dificulta hacer inferencias sobre su significado cronoestratigráfico en el barreno B4. Aunque *Tuberculodinium* aff. *vancampoe* (Oligoceno superior- hasta la actualidad) y *Spiniferites pseudofurcatus* (Maastrichtiano-Mioceno medio), se presentan con poca frecuencia en el barreno B4, sus intervalos estratigráficos indican que la sección debió haberse depositado entre el Oligoceno superior y el Mioceno medio, sin poderse asignar una edad con mayor resolución.

## **1.9. AGRADECIMIENTOS**

A los proyectos PAPIIT-IN105411 “Evolución de la flora y cambios climáticos en cuencas terciarias marinas y continentales de México” y PAPIIT-IN114914 “Cambios palinoflorísticos y evolución de la vegetación a través del Paleógeno-Neógeno en Baja California Sur y centro de México” por el financiamiento. Al CONACyT por la beca de doctorado 216587, y al Colegio de Posgraduados Campus Montecillo por el apoyo a la primera autora quien está desarrollando su investigación doctoral “Palinoestratigrafía de las Fosforitas de Baja California Sur, México y Reconstrucción de la Vegetación durante el Oligoceno-Mioceno”. A la Dra. Ana Luisa Carreño del Instituto de Geología de la UNAM, por la donación del barreno B4. Al Dr. Enrique Martínez Hernández por sus comentarios.

## **1.10. PIES DE FIGURAS**

**Figura 1. a,** Secuencia estratigráfica del Paleógeno y Neógeno en la región de La Purísima, Baja California Sur, México; **b,** Localización geográfica de Baja California Sur; **c,** Ubicación geográfica del barreno B4; **d,** detalle de la zona de estudio.

**Figura 2.** Litología del barreno B4 de la Formación San Gregorio, La Purísima, Baja California Sur, asociado a la riqueza de especies, índice de palinomorfos marinos, índice de diversidad de especies  $\alpha$  ( $H'$ ) y uniformidad ( $J'$ ). Los números Pb, indican el número de muestra y la profundidad de cada una. (\*) = presencia de palinomorfos.

**Figura 3.** Resumen del conjunto paleopalinológico total del barreno B4, Formación San Gregorio, La Purísima, Baja California Sur. Los números entre paréntesis indican el porcentaje que ocupa cada grupo con respecto al total de palinomorfos contados.

**Figura 4.** Palinozonas definidas en la columna estratigráfica del barreno B4 de la Formación San Gregorio, La Purísima, Baja California Sur, de acuerdo al análisis CONISS efectuado con base en las frecuencias absolutas de los conjuntos continental y de dinoflagelados. Los números entre paréntesis indican el total de especies que se agrupa en cada taxa.

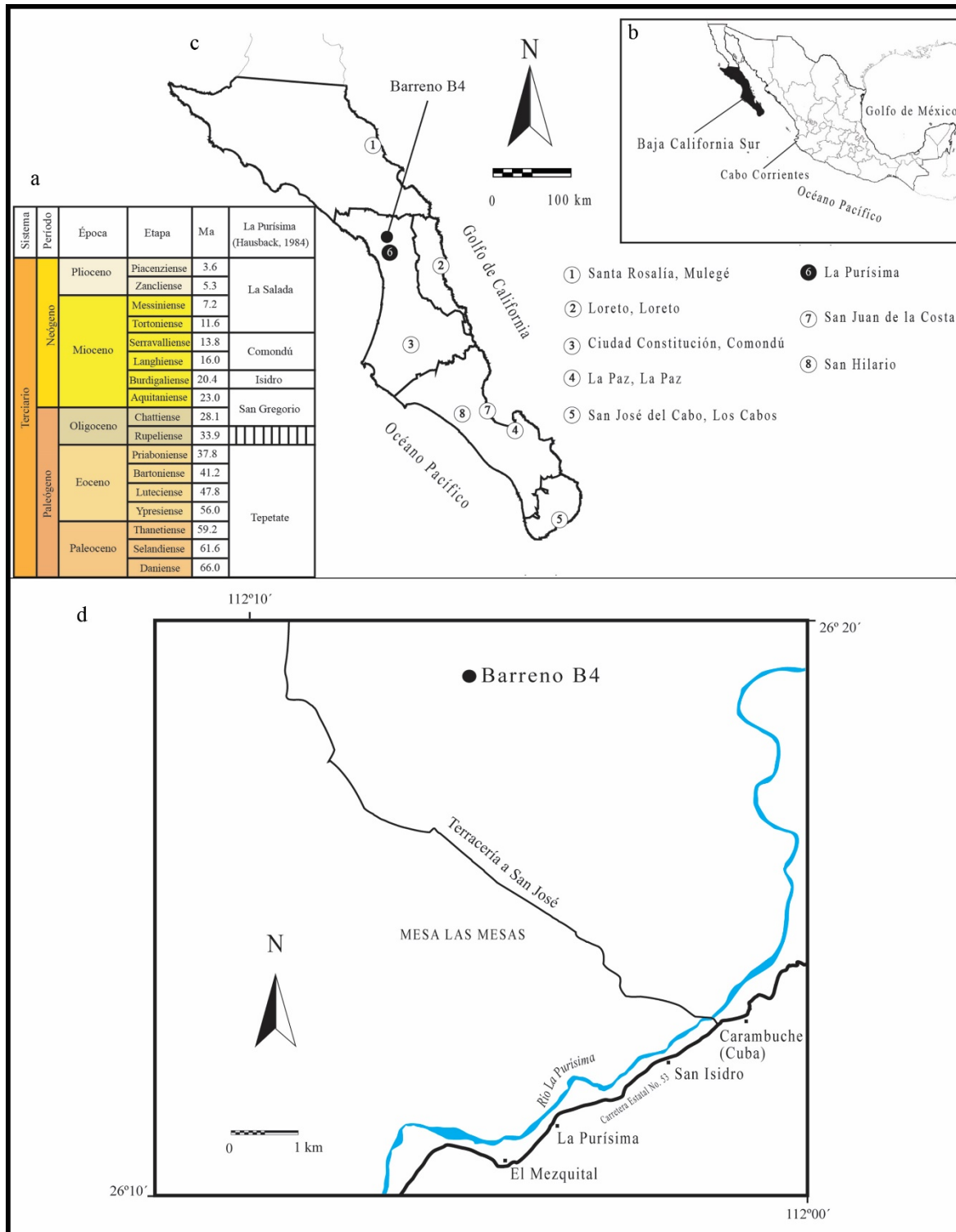
**Figura 5. a,** Porcentajes de los taxa continentales con frecuencias absolutas mayores a 45; **b,** porcentajes de los taxa de dinoflagelados con frecuencias absolutas mayores a 20. Las barras señaladas con un punto negro corresponden porcentajes menores a 1. Los números entre paréntesis indican el total de especies que se agrupa en cada taxa.

**Figura 6.** Palinomorfos continentales del barreno B4, Formación San Gregorio, La Purísima, Baja California Sur. **1),** *Deltoidospora* Pb-10377:97.1/6.5; **2)** *Lusatisporis dettmannae*, **3)** *Lycopodiacidites* spp., **4)** *Polypodiisporites* spp. Pb-10375:91.8/6.5; **5)** *Ephedripites claricristatus* Pb-10382:103.1-6.3; **6)** *Pinuspollenites* spp., **7)** *Liliacidites* sp. 3 Pb-10366:95/9.9; **8)** *Momipites tenuipolus* Pb-10375:104.3/17.1; **9)** *Graminidites* spp.; **10)** *Chenopodipollis* spp.; **11)** *Striatricolporites* sp. 5 Pb-10384: 91.5/17.7; **12)** *Rugulitriporites* sp. Pb-10377:105.0/10; **13)** *Retitricolporites* sp. 6 Pb-10372:90.6/16.9; **14)** *Retitricolpites* sp. 2; **15)** Tipo Melastomataceae Pb-10369:100.0/17.5; **16)** *Retitricolporites* sp. 5; **17)** *Momipites coryloides*; **18)** *Retitricolpites* sp. 1; **19)** Estefanocolpado perforado Pb-10369: 98.5/18.9; **20)**

*Momipites microcoryphaeus*; **21)** *Psilatricolporites* sp. 3; **22)** *Myrtaceidites* sp. 3 Pb-10378:101.3/5.7; **23)** *Quercoidites* sp. 1; **24)** *Psilatricolporites* sp. 4 Pb-10372:94.6/23.3; **25)** *Fraxinoipollenites* Pb-10372:85.2/7; **26)** Tipo Betulaceae Pb-10372:100.2/10.7; **27)** *Myrtaceidites* sp. 1 Pb-10360: 98.0/16.3; **28)** *Caryapollenites* sp. Pb-10369:90.8/13.5; **29)** Tipo Polygonaceae (*Fagopyrum*) Pb-10368:86.7/9.2; **30)** *Corsinipollis* sp. Pb-10377:99.2/6.2; **31)** *Corsinipollenites* sp. 1; **32)** *Ulmipollenites* sp. 3 Pb-10372:88.4/2.7; **33)** Tipo Betulaceae (*Alnus*) Pb-10358:97.0/20.3.

**Figura 7. 1) y 2)** *Lejeunecysta* Pb-10384:97/14 y Pb-10372:100/12.3; **3)** testa de microforaminífero; **4)** *Lingulodinium* Pb-10397:90.8/2.5; **5)** *Tuberculodinium* aff. *vancampoae* Pb-10383:107.1/5.2.

### 1.11. FIGURAS



**Figura 1.**

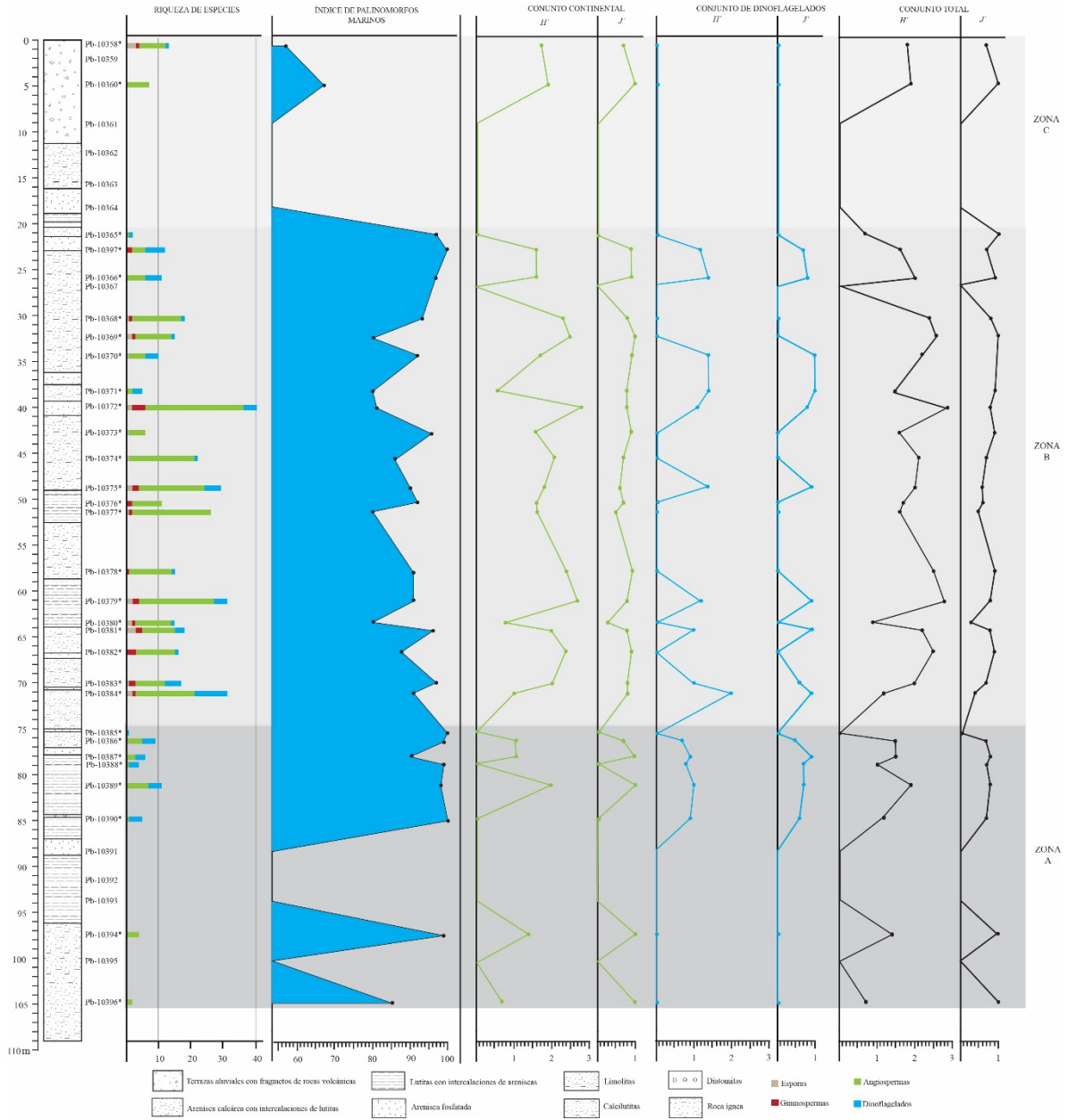
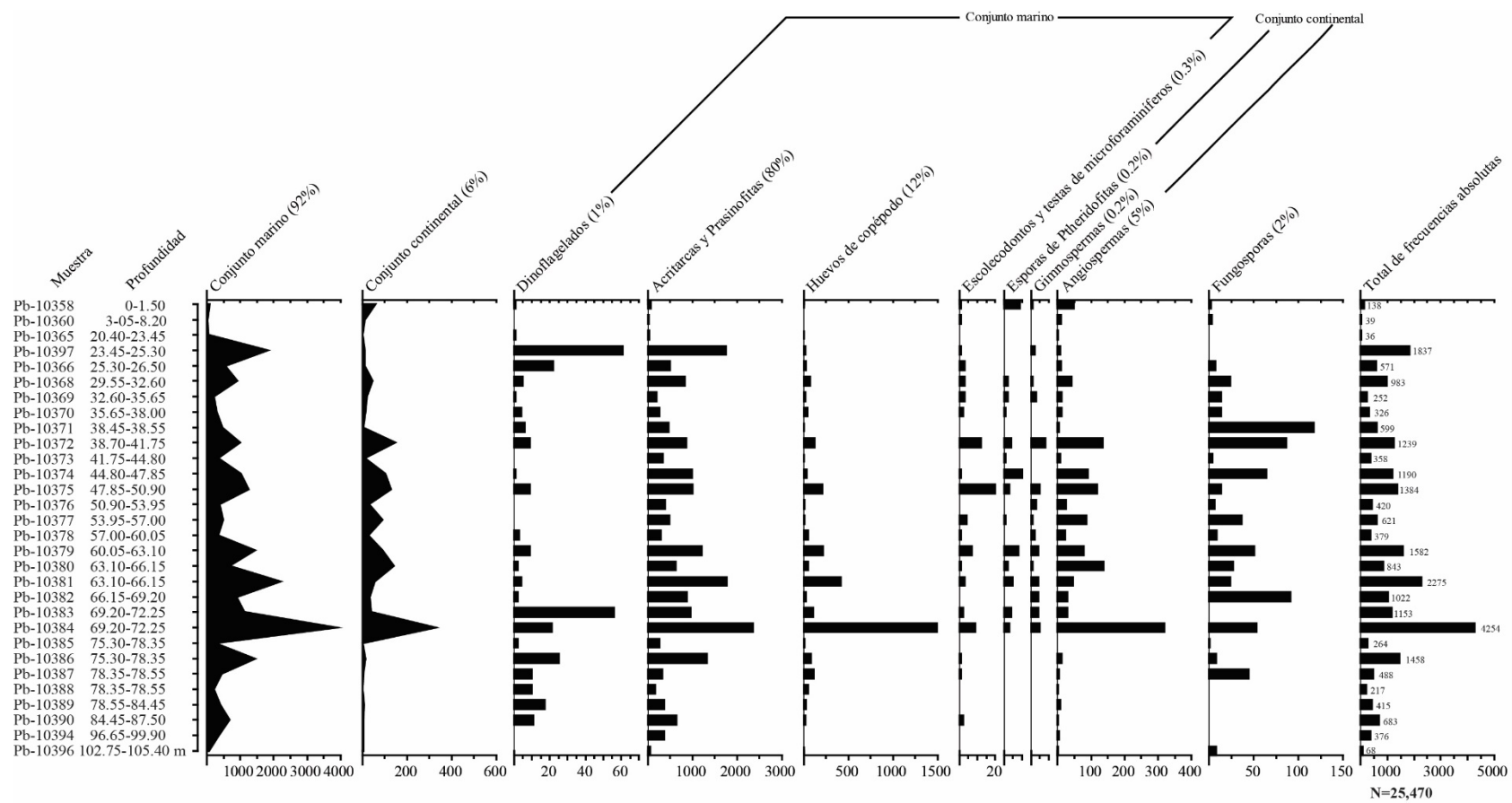


Figura 2.



**Figura 3.**

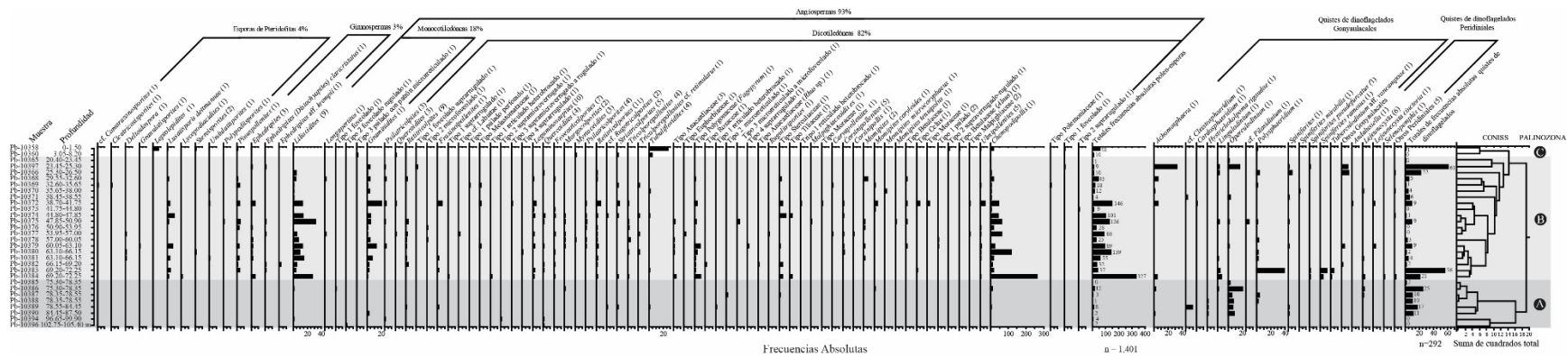
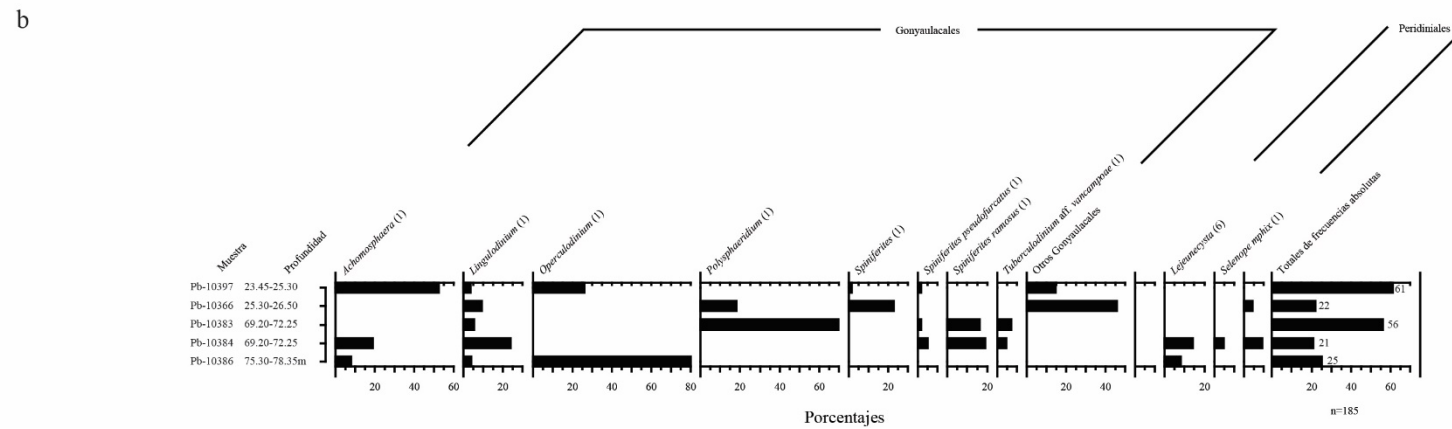
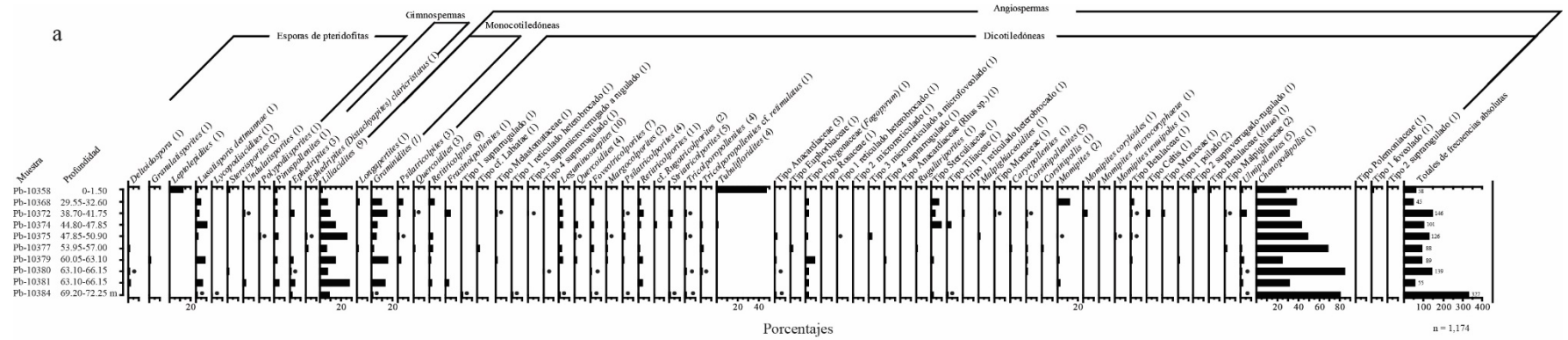


Figura 4.

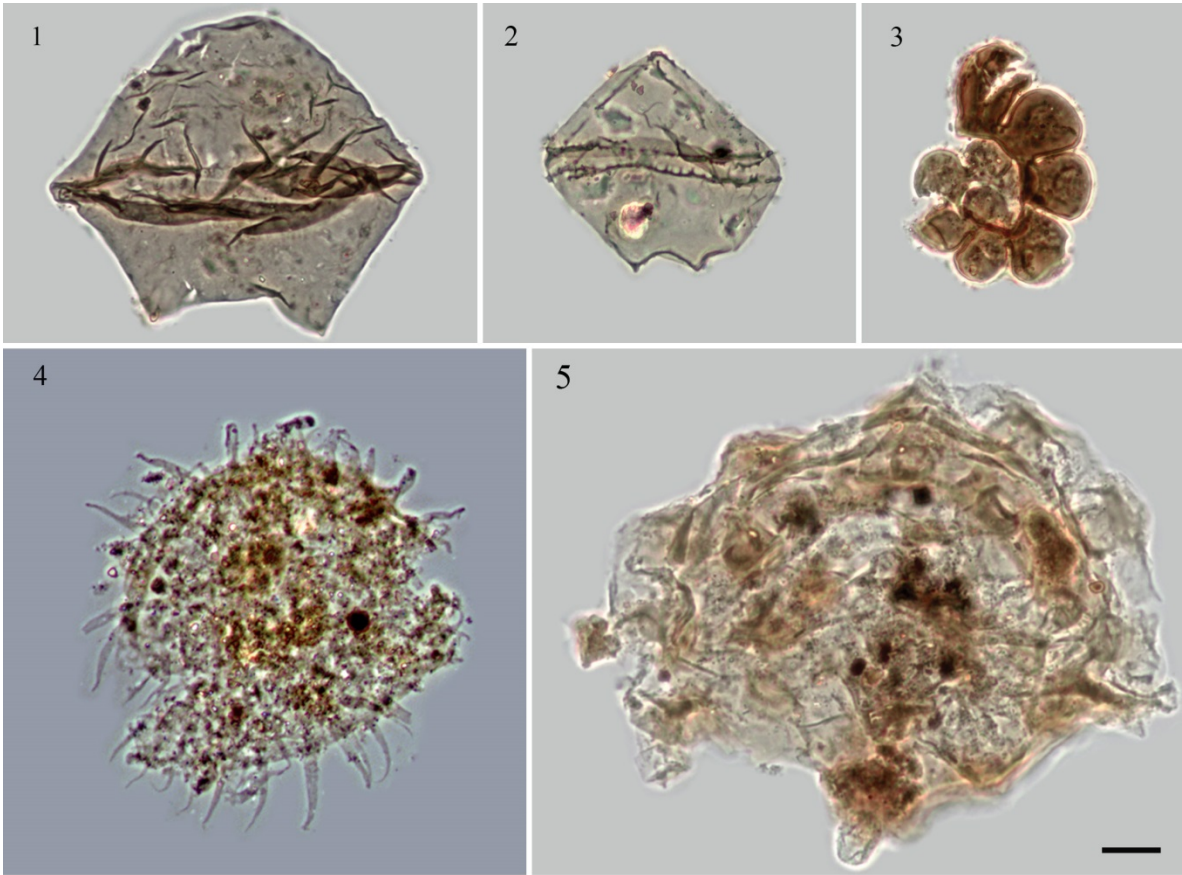


**Figura 5.**





**Figura 6.**



**Figura 7.**

## 1.12. CUADROS

**CUADRO 1.** Palinomorfos continentales y marinos registrados el barreno B4 de la Formación San Gregorio, La Purísima, Comondú, Baja California Sur. Los números entre paréntesis indican el total de especies agrupados en cada taxa. Los números entre corchetes indican los valores totales de la riqueza de especies, el índice de diversidad de especies  $\alpha$  ( $H'$ ) y la uniformidad ( $J$ ) en cada uno de los conjuntos paleopalinológicos.

	Zona C		Zona B														Zona A																
	Pb-10358	Pb-10360	Pb-10365	Pb-10397	Pb-10366	Pb-10368	Pb-10369	Pb-10370	Pb-10371	Pb-10372	Pb-10373	Pb-10374	Pb-10375	Pb-10376	Pb-10377	Pb-10378	Pb-10379	Pb-10380	Pb-10381	Pb-10382	Pb-10383	Pb-10384	Pb-10385	Pb-10386	Pb-10387	Pb-10388	Pb-10389	Pb-10390	Pb-10394	Pb-10396			
<b>Esporas Triletes</b>																																	
cf. <i>Camarazonosporites</i> Pant ex Potonié 1956 emend. Klaus 1960 (1)							1																										
<i>Cicatricosporites</i> Potonié & Gelletich 1933 (1)							1																										
<i>Deltoidospora</i> Miner 1935 (1)														1				1	1														
<i>Granulatisporites</i> Ibrahim 1933 emend. Potonié and Kremp 1954 (1)																	1																
<i>Leptolepidites</i> Couper 1953 emend. Norris 1968 (1)	7																																
<i>Lusatisporis dettmannae</i> (Drug) Srivastava 1972 (1)	1				2					3	1	10	2				7		3		4	2											
<i>Lycopodiacidites</i> Couper, 1953 emend. Potonié 1956 (1)																																	
<i>Stereisporites</i> Pflug 1953 (2)	1																			1													
<i>Undulatisporites</i> Pflug 1953 (1)								1		1																							
<b>Esporas Monoletes</b>																																	
<i>Polypodiisporites</i> Potonié 1931 in Potonié & Gelletich 1933 ex Potonié 1956 (1)												1																					
<b>Gymnospermas</b>																																	
<i>Bisacados</i>																																	
<i>Pinuspollenites</i> Raatz 1938 ex potonié 1958 (1)	1				1	3				3			4	2			2		2	1	3												
<i>Poliplicados</i>																																	
<i>Ephedripites</i> Bolkhovitina 1953 (3)			1							5				1	2	2	1	2				5											

	Zona C		Zona B														Zona A													
	Pb-10358	Pb-10360	Pb-10365	Pb-10397	Pb-10366	Pb-10368	Pb-10369	Pb-10370	Pb-10371	Pb-10372	Pb-10373	Pb-10374	Pb-10375	Pb-10376	Pb-10377	Pb-10378	Pb-10379	Pb-10380	Pb-10381	Pb-10382	Pb-10383	Pb-10384	Pb-10385	Pb-10386	Pb-10387	Pb-10388	Pb-10389	Pb-10390	Pb-10394	Pb-10396
<i>Ephedripites (Distachyapites) claricristatus</i> (Shakmundes) Krutzsch 1970 (1)			1										1	1						1	1									
<i>Ephedripites</i> aff. <i>krempii</i> Kedves 1977 (1)																				2										
<b>Angiospermas</b>																														
<b>Monocotiledóneas</b>																														
<b>Monosulcados</b>																														
<i>Liliacidites</i> Couper 1953 (9)	1			4	3	1	1	1	1	13		14	32	5	7	13	9	15	5	3	27			1					1	
<i>Longaperites</i> Van Hoeken-Klinkenberg 1964 (1)					1									1									1							
Tipo 1 foveolado (1)																							1							
Tipo 2 foveolado rugulado (1)																														1
Tipo 3 psilado con patrón microrreticulado (1)		2																												
<b>Monoporados</b>																														
<i>Graminidites</i> Cookson 1947 ex Potonié 1960 (1)			4	1	4	1	3			20	5	5	1	1	4	13		7	2	2	1							2		
<b>Dicotiledóneas</b>																														
<b>Tricolpados</b>																														
<i>Psilatricolpites</i> Van der Hammen ex Van der Hammen & Wymstra 1964 (3)				1	2					2		1				2													1	
<i>Quercoidites</i> Potonié, Thomson & Pflug ex Potonié 1960 (3)	1									1				1																
<i>Retitricolpites</i> (Van der Hammen) Pierce 1961 (9)					2							3		2	1	1		1	3						1					
Tipo 1 foveolado suprarrugulado (1)			1																											
Tipo 2 microfoveolado (1)													1		1															
<b>Brevicolpados</b>																														
<i>Fraxinoipollenites</i> Potonié 1960 (1)										6								1		1						1				
Tipo 1 suprarrugulado (1)																						1								
<b>Estefanocolpados</b>																														
Tipo cf. Labiatae (1)														1																
Tipo 1 psilado perforado (1)							1																							
<b>Heterocolpados</b>																														
Tipo Melastomataceae (1)							1			1						1														
<b>Tricolporoidados</b>																														
Tipo 1 reticulado heterobrocado (1)																						2								
Tipo 2 supramicroverrugado (1)																													1	
Tipo 3 supramicroverrugado a rugulado (1)										1																				
Tipo 4 suprarugulado (1)																	1													
<b>Tricolporoidados-Tricolporados</b>																														
<i>Leguminosaepites</i> Baks & Deb 1976 (10)					1					4	1	3		2		3				3	2									
<i>Quercoidites</i> Potonié, Thomson & Pflug ex Potonié 1960 (4)				1								2	1			1				1	1							1	1	
<b>Tricolporados</b>																														
<i>Foveotricolporites</i> Pierce 1961 (7)					1						1	2			2			1		1		1								

	Zona C		Zona B														Zona A													
	Pb-10358	Pb-10360	Pb-10365	Pb-10397	Pb-10366	Pb-10368	Pb-10369	Pb-10370	Pb-10371	Pb-10372	Pb-10373	Pb-10374	Pb-10375	Pb-10376	Pb-10377	Pb-10378	Pb-10379	Pb-10380	Pb-10381	Pb-10382	Pb-10383	Pb-10384	Pb-10385	Pb-10386	Pb-10387	Pb-10388	Pb-10389	Pb-10390	Pb-10394	Pb-10396
<i>Margocolporites</i> Ramanujam 1966 ex Srivastava 1969b emend. Pocknall & Mildenhall 1984 (2)											1	1		1	1	1								1						
<i>Myrtacidites</i> Cookson & Pike 1954 ex Potonié 1960 (3)		2													1															
<i>Psilatricolporites</i> Van der Hammen 1956 ex Van der Hammen & Wijmstra 1964 (4)										1	1	2	1		1	1														
<i>Retitricolporites</i> Puri 1963 (11)					1	1				6	2		1	1	1	3			2	1		2								
cf. <i>Rugotricolporites</i> Gonzalez (2)											2																			1
<i>Sriatricolporites</i> Van der Hammen 1956 ex Leideimyer 1966 (5)		1					1			3	1											1								1
<i>Tricolporopollenites</i> Pflug & Thomson in Thomson & Pflug 1953 (4)										1		1	2		3			1				1								
<i>Tricolporopollenites</i> cf. <i>retimulatus</i> (1)							1				1			1			1													
<i>Tubulifloridites</i> Cookson 1947 ex Potonié 1960 (4)	27	4						2			1										1									1
Tipo Anacardiaceae (3)												2			1	1	1													3
Tipo Euphorbiaceae (1)													2																	
Tipo Polygonaceae ( <i>Fagopyrum</i> ) (1)					1					3		2				7	3	1	1	1	1	8								
Tipo Rosaceae (1)																					1									
Tipo 1 reticulado heterobrocado (1)																														1
Tipo 2 microrreticulado (1)																										1				
Tipo 3 microrreticulado a microfoveolado (1)												3																		
Tipo 4 suprarugulado (1)																	1													
<b>Tetracolporados</b>																														
Tipo Anacardiaceae ( <i>Rhus</i> sp.) (1)																					1									
<b>Brevicolporados</b>																														
<i>Rugulitripites</i> Muller 1968 (1)															1															
Tipo Sterculiaceae (1)						3			4		9						1				4	4				1				
Tipo Tiliaceae (1)											3											3								
Tipo 1 reticulado heterobrocado (1)										1																				
<b>Perisincolporados</b>																														
<i>Malpighiaceoidites</i> Takahashi & Jux 1989 (1)													1																	
<b>Diporados</b>																														
Tipo Moraceae (1)										1																				
<b>Triporados</b>																														
<i>Caryapollenites</i> Raatz (1937) 1938 ex Potonié 1960 (1)							1								1															
<i>Corsinipollenites</i> Nakoman 1965 (5)										1	1				1		1	2												
<i>Corsinipollis</i> sp. (1)															1															
<i>Momipites</i> Wodehouse 1933 (2)						5						1	1				1		1											
<i>Momipites coryloides</i> Wodehouse 1933 (1)							1			4	1												1							
<i>Momipites microcoryphaeus</i> (Potonié) Nichols 1973 (1)									2																					
<i>Momipites tenuipolus</i> Anderson 1960 (1)														1																
Tipo Betulaceae (1)					1					1		1					1													
Tipo Celtis (1)										4												1								

	Zona C		Zona B																	Zona A										
	Pb-10358	Pb-10360	Pb-10365	Pb-10397	Pb-10366	Pb-10368	Pb-10369	Pb-10370	Pb-10371	Pb-10372	Pb-10373	Pb-10374	Pb-10375	Pb-10376	Pb-10377	Pb-10378	Pb-10379	Pb-10380	Pb-10381	Pb-10382	Pb-10383	Pb-10384	Pb-10385	Pb-10386	Pb-10387	Pb-10388	Pb-10389	Pb-10390	Pb-10394	Pb-10396
Tipo Moraceae (1)										3																				
Tipo 1 psilado (2)																1	1													
Tipo 2 supraverrugado-rugulado (1)	1																													
<b>Tetraporados</b>																														
Tipo Betulaceae ( <i>Alnus</i> ) (1)	1																													
Tipo Malpighiaceae (2)										1				1																
<b>Tetra-Penta-Hexaporados</b>																														
<i>Ulmipollenites</i> Wolf 1934 (5)	1					1			7				1	1		2	1	1				1								
<b>Periporados</b>																														
<i>Chenopodipollis</i> Krutzsch 1966 (1)	16	1	3	17	3	3	3	45	4	43	61	17	60	1	22	116	17	8	16	262			8	1	1	2				
Tipo Polemoniaceae (1)					1																									
Tipo 1 foveolado (1)	1		1																											
Tipo 2 suprarugulado (1)									1																					
<b>Fungosporas</b>	2	3		7	24	13	13	117	86	4	64	13	6	36	9	51	27	24	91		53	1	8	44						8
<b>Dinoflagelados</b>																														
<b>Orden Gonyaulacales</b>																														
<i>Achomosphaera</i> Evitt 1963 (1)			32		5		1		5												4		2						1	
cf. <i>Cleistosphaeridium</i> Davey, Downie, Sarjeant & Williams 1966 (1)								2																		9				
<i>Cordosphaeridium</i> (Eisenack 1963) (1)									1																					
<i>Hystriocholpoma rigaudae</i> Deflandre & Cookson 1955 (1)												2						1								1	1	1		
<i>Lingulodinium</i> Wall 1967 (1)			2	2								2						1		3	5		1							
<i>Operculodinium</i> Wall 1967 (1)		1	16					3				1				1						2	20	5	7	6	8			
cf. <i>Pilosodinium</i> Courtinat 1989 (1)												4																		
<i>Polysphaeridium</i> Davey & Williams 1966 (1)	1			4		1						1			3		2	2		39					4	2				
<i>Spiniferites</i> (Hafniasphaera) Hansen 1977 (1)			1	5				1				1				1											1	1		
<i>Spiniferites mirabilis</i> (Rossignol) Sarjeant (1)							1																							
<i>Spiniferites pseudofurcatus</i> (Klumpp 1953) (1)			1																		1	1								
<i>Spiniferites ramosus</i> (Ehrenberg 1838) (1)																					9	4								
<i>Tuberculodinium</i> aff. <i>vancampoae</i> (Rossignol 1962) (1)																					4	1								
Otros dinoflagelados			9	10												4			2											
<b>Orden Peridiniales</b>																														
<i>Palaeocystodinium</i> Alberti, 1961 (1)									1																					
<i>Lejeuncysta</i> Artzner & Dörhöfer 1978 (6)							1											1			3		2	1						
<i>Lejeuncysta cinctoria</i> Bujak in Bujak et al. 1980 (1)									2							3														
<i>Selenopemphix</i> Benedek 1972 (1)																														
Otros dinoflagelados (5)				1			1				1																			







	Zona C		Zona B														Zona A															
	Pb-10358	Pb-10360	Pb-10365	Pb-10397	Pb-10366	Pb-10368	Pb-10369	Pb-10370	Pb-10371	Pb-10372	Pb-10373	Pb-10374	Pb-10375	Pb-10376	Pb-10377	Pb-10378	Pb-10379	Pb-10380	Pb-10381	Pb-10382	Pb-10383	Pb-10384	Pb-10385	Pb-10386	Pb-10387	Pb-10388	Pb-10389	Pb-10390	Pb-10394	Pb-10396		
Tipo 2 foveolado rugulado (1)																															50	
Tipo 3 psilado con patrón microrreticulado (1)		20																														
<b>Monoporados</b>																																
<i>Graminidites</i> Cookson 1947 ex Potonié 1960 (1)			44.4	10	8.9	5.6	25	13.7	5	4	3.6	1.1	16	14.6		12.7	6.3	5.4	0.3									100				
<b>Dicotiledóneas</b>																																
<b>Tricolpados</b>																																
<i>Psilatricolpites</i> Van der Hammen ex Van der Hammen & Wymstra 1964 (3)			11.1		4.4			1.4		0.8				2.2																25		
<i>Quercoidites</i> Potonié, Thomson & Pflug ex Potonié 1960 (3)		10						0.7					1.1																			
<i>Retitricolpites</i> (Van der Hammen) Pierce 1961 (9)					4.4					2.4	2.3	4	1.1	1.8	9.4												13					
Tipo 1 foveolado suprarrugulado (1)			11.1																													
Tipo 2 microfoveolado (1)												3.6	4																			
<b>Brevicolpados</b>																																
<i>Fraxinipollenites</i> Potonié 1960 (1)								4.1								1.8	2.7										13					
Tipo 1 suprarrugulado (1)																							0.3									
<b>Estefanocolpados</b>																																
Tipo cf. Labiatae (1)													1.1																			
Tipo 1 psilado perforado (1)						5.6																										
<b>Heterocolpados</b>																																
Tipo Melastomataceae (1)						5.6		0.7						1.1																		
<b>Tricolporoidados</b>																																
Tipo 1 reticulado heterobrocado (1)																							0.6									
Tipo 2 supramicroverrugado (1)																															25	
Tipo 3 supramicroverrugado a rugulado (1)								0.7																								
Tipo 4 suprarugulado (1)																0.7																
<b>Tricolporoidados-Tricolporados</b>																																
<i>Leguminosaepites</i> Baks & Deb 1976 (10)					2.2			2.7	11	3		2.3	3.4						8.1	0.6												
<i>Quercoidites</i> Potonié, Thomson & Pflug ex Potonié 1960 (4)				10						2	0.8		1.1					3.1	2.7										25	50		
<b>Tricolporados</b>																																
<i>Foveotricolporites</i> Pierce 1961 (7)					2.2				11	2		2.3		0.7		3.1		0.3														
<i>Margocolporites</i> Ramanujam 1966 ex Srivastava 1969b emend. Pocknall & Mildenhall 1984 (2)										1	0.8	1.1	4	1.1									8.3									
<i>Myrtacidites</i> Cookson & Pike 1954 ex Potonié 1960 (3)		20												4																		
<i>Psilatricolporites</i> Van der Hammen 1956 ex Van der Hammen & Wijmstra 1964 (4)								0.7	1	1.6	3.6	4	1.1																			
<i>Retitricolporites</i> Puri 1963 (11)				10	2.2			4.1	2		3.6	1.1	4	3.4		3.6	3.1	0.6														
cf. <i>Rugotricolporites</i> Gonzalez (2)										2																						

	Zona C		Zona B														Zona A														
	Pb-10358	Pb-10360	Pb-10365	Pb-10397	Pb-10366	Pb-10368	Pb-10369	Pb-10370	Pb-10371	Pb-10372	Pb-10373	Pb-10374	Pb-10375	Pb-10376	Pb-10377	Pb-10378	Pb-10379	Pb-10380	Pb-10381	Pb-10382	Pb-10383	Pb-10384	Pb-10385	Pb-10386	Pb-10387	Pb-10388	Pb-10389	Pb-10390	Pb-10394	Pb-10396	
<i>Striatricolporites</i> Van der Hammen 1956 ex Leidelmeier 1966 (5)		10				5.6			2.1		1											0.3									13
<i>Tricolporopollenites</i> Pflug & Thomson in Thomson & Pflug 1953 (4)									0.7			0.8	7.1		12		0.7					0.3									
<i>Tricolporopollenites</i> cf. <i>reticulatus</i> (1)						5.6					1			1.1			0.7														
<i>Tubulifloridites</i> Cookson 1947 ex Potonié 1960 (4)	47	40						17			1											2.7									13
Tipo Anacardiaceae (3)												1.6			4	1.1	0.7					0.9									
Tipo Euphorbiaceae (1)														2.3																	
Tipo Polygonaceae ( <i>Fagopyrum</i> ) (1)						2.2			2.1			1.6				7.9	2.2	1.8	3.1	2.7	2.4										
Tipo Rosaceae (1)																			3.1												
Tipo 1 reticulado heterobrocado (1)																															13
Tipo 2 microrreticulado (1)																									33						
Tipo 3 microrreticulado a microfoveolado (1)												2.4																			
Tipo 4 suprarugulado (1)																1.1															
<b>Tetracolporados</b>																															
Tipo Anacardiaceae ( <i>Rhus</i> sp.) (1)																				3.1											
<b>Brevicolporados</b>																															
<i>Rugulitripolites</i> Muller 1968 (1)															1.1																
Tipo Sterculiaceae (1)						6.7			2.7		8.9					1.1			12.5	1.2				33							
Tipo Tiliaceae (1)											3										0.9										
Tipo 1 reticulado heterobrocado (1)									0.7																						
<b>Perisincolporados</b>																															
<i>Malpighiaceoidites</i> Takahashi & Jux 1989 (1)												0.8																			
<b>Diporados</b>																															
Tipo Moraceae (1)									0.7																						
<b>Triporados</b>																															
<i>Caryapollenites</i> Raatz (1937) 1938 ex Potonié 1960 (1)						5.6									1.1																
<i>Corsinipollenites</i> Nakoman 1965 (5)									0.7		1				1.1	1.1	1.4														
<i>Corsinipollis</i> sp. (1)															1.1																
<i>Momipites</i> Wodehouse 1933 (2)						11.1						0.8	3.6			1.1		1.8													
<i>Momipites coryloides</i> Wodehouse 1933 (1)						5.6			2.7	11													8.3								
<i>Momipites microcoryphaeus</i> (Potonié) Nichols 1973 (1)								17																							
<i>Momipites tenuipolus</i> Anderson 1960 (1)												0.8																			
Tipo Betulaceae (1)						2.2			0.7			0.8				1.1															
Tipo Celtis (1)									2.7																	2.7					
Tipo Moraceae (1)									2.1																						
Tipo 1 psilado (2)															4	1.1															
Tipo 2 supraverrugado-rugulado (1)	1.7																														
<b>Tetraporados</b>																															
Tipo Betulaceae ( <i>Alnus</i> ) (1)	1.7																														

	Zona C		Zona B																Zona A												
	Pb-10358	Pb-10360	Pb-10365	Pb-10397	Pb-10366	Pb-10368	Pb-10369	Pb-10370	Pb-10371	Pb-10372	Pb-10373	Pb-10374	Pb-10375	Pb-10376	Pb-10377	Pb-10378	Pb-10379	Pb-10380	Pb-10381	Pb-10382	Pb-10383	Pb-10384	Pb-10385	Pb-10386	Pb-10387	Pb-10388	Pb-10389	Pb-10390	Pb-10394	Pb-10396	
Tipo Malpighiaceae (2)									0.7					1.1																	
<b>Tetra-Penta-Hexaporados</b>																															
<i>Ulmipollenites</i> Wolf 1934 (5)	1.7					5.6			4.8				3.6	1.1			2.2	0.7	1.8			0.3									
<b>Periporados</b>																															
<i>Chenopodipollis</i> Krutzsch 1966 (1)	28		100		30	37.8	17	25	75	30.8	44	42.6	48.4	61	68	4	24.7	84	30.9	25	43	80.1	0	66.7	33	100	25				
Tipo Polemoniaceae (1)							5.6																								
Tipo 1 foveolado (1)	1.7			11.1																											
Tipo 2 supranugulado (1)										11																					
<b>Dinoflagelados</b>																															
<b>Orden Gonyaulacales</b>																															
<i>Achomosphaera</i> Evitt 1963 (1)				52.5		100		25		55.6											19		8					9.1			
cf. <i>Cleistosphaeridium</i> Davey, Downie, Sarjeant & Williams 1966 (1)									33	0																	53				
<i>Cordosphaeridium</i> (Eisenack 1963) (1)										11.1																	0				
<i>Hystriochokolpoma rigaudae</i> Deflandre & Cookson 1955 (1)																										10	5.9	9.1			
<i>Lingulodinium</i> Wall 1967 (1)				3.3	9.1								22.2						25		5.4	23.8		4							
<i>Operculodinium</i> Wall 1967 (1)			100	26.2					50				11.1				11.1						100	80	50	70	35	73			
cf. <i>Pilosidinium</i> Courtinat 1989 (1)													44.4																		
<i>Polysphaeridium</i> Davey & Williams 1966 (1)	100				18		100						11.1		100		100	50			70					40	20				
<i>Spiniferites</i> (Hafniasphaera) Hansen 1977 (1)				1.6	23				17				11.1					11.1										5.9	9.1		
<i>Spiniferites mirabilis</i> (Rossignol) Sarjeant (1)								25													0										
<i>Spiniferites pseudofurcatus</i> (Klumpp 1953) (1)				1.6																	1.8	4.8									
<i>Spiniferites ramosus</i> (Ehrenberg 1838) (1)																					16	19									
<i>Tuberculodinium</i> aff. <i>vancampoae</i> (Rossignol 1962) (1)																					7.1	4.8									
Otros dinoflagelados			14.8	46												44.4				100											
<b>Orden Peridinales</b>																															
<i>Palaeocystodinium</i> Alberti, 1961 (1)										11.1																					
<i>Lejeunecysta</i> Artzner & Dörhöfer 1978 (6)								25																							
<i>Lejeunecysta cinctoria</i> Bujak in Bujak <i>et al.</i> 1980 (1)										22.1							33.3			25		14.3		8	10						
<i>Selenopemphix</i> Benedek 1972 (1)																						4.8									
Otros dinoflagelados (5)				4.5			25				100											9.5									

## 1.14. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alatorre, A.E., 1988, Stratigraphy and depositional environments of the phosphorite-bearing Monterrey Formation in Baja California Sur: *Economic Geology*, 83(8), 1918-1930.
- Álvarez-Zuñiga, E., Sánchez-González, A., López-Mata, L. y Tejero-Diez, J.D., 2012, Composición y abundancia de las pteridofitas en el bosque mesófilo de montaña del municipio de Tlanchinol, Hidalgo, México: *Botanical Sciences*, 90(2), 163-177.
- Applegate, S.P., 1986, The El Cien Formation: Strata of Oligocene and early Miocene age in Baja California Sur: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 6(145-162).
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D. y 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*, LIII, 59-71.
- Baab, K., Blanco y Correa, M., González-Flores, R.E., Navarrete-Carrillo, J.A., Téllez-Valdés, O. y Vega-Aviña, R., 2010, II. Serranías de Nayarit, *en* Toledo-Aceves, T. (ed.), *El bosque mesófilo de montaña en México: Amenazas y oportunidades para su conservación y manejo sostenible: México, Comisión Nacional para el conocimiento y uso de la biodiversidad*, 50-59.
- Barnett, J., 1982, Palynology and paleoecology of Weaverville Formation (Tertiary): Seattle, , University of Washington, Master of Sciences thesis, 118 pp.
- Beal, C.H., 1948, Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, *en* The Geological Society of America, *Memoir* 31, 138.
- Becerra, J.X., 2005, Timing the origin and expansion of the Mexican tropical dry forest: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America of the United States of America*, 102(31), 10919-10923.
- Biaggi, R.E., 1978, Palynology and Paleoecology of some Oligo-Miocene sediments from Chiapas, Mexico: California, U.S.A, Walla Walla College California, Master of Science Thesis, 92 pp.
- Bruijnzeel, L.A., Waterloo, M.J., Proctor, J., Kuiters, A.T. y Kotterink, B., 1993, Hydrological observations in montane rain forests on Gunung Silam, Sabah, Malaysia, with special reference to the 'Massenerhebung' effect: *Journal of Ecology*, 81, 141-167.
- Carrasco-Velázquez, B.E., Martínez Hernández, E. y Ramírez-Arriaga, E., 2009, Estratigrafía de la Formación El Morro del Paleoceno-Eoceno en Zimapán, Hidalgo: : *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 403-417.

- Carreño, A.L. y Helenes, J., 2002, Geology and Ages of the Islands, *en* Case, T., Cody, M. L. y Ezcurra, E. (eds.), A new Island Biogeography of the Sea of Cortes: New York. U.S.A., Oxford University Press, 14-40.
- Carreño, A.L. y Smith, J.T., 2007, Stratigraphy and correlation for the ancient Gulf of California and Baja California Peninsula, México: New York, U.S.A. , Paleontological Research Institution, Bulletin of American Paleontology, 371, 146 pp.
- Carrillo-Berumen, R., Quattrocchio, M.E. y Helenes-Escamilla, 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.
- Corona-Esquivel, R., Martínez Hernández, E., Henríquez, F., Olov-Nyström, J. y Tritlla, J., 2010, Palynologic evidence for iron-oxide ash fall at La Perla, an Oligocene Kiruna-type iron ore deposit in northern Mexico: GFF (Geologiska föreningen), 132, 137-181.
- Challenger, A., 1998, Utilización y conservación de los ecosistemas terrestres de México. Pasado, presente y futuro: México, CONABIO-Instituto de Biología, UNAM-Agrupación Sierra Madre, 847 p.
- Challenger, A. y Soberón, J., 2008, Los Ecosistemas Terrestres, *en* Soberón, J., Halffter, G. y Llorente-Bosques, J. (eds.), Capital Natural de México: México, 1, Conocimiento actual de la diversidad, CONABIO, 87-108.
- Darton, N.H., 1921, Geologic reconnaissance in Baja California: Journal of Geology, 29, 720-748.
- Donoghue, M.J., 2008, A phylogenetic perspective on the distribution of plant diversity: Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 105 Suppl 1(Supplement\_1), 11549-11555.
- Fischer, R., Galli-Olivier, C., Gidde, A. y Schwennicke, T., 1995, The El Cien Formation of southern Baja California, Mexico: Stratigraphic precisions: Newsletters on Stratigraphy, 32(3), 137-161.
- Galván-Escobedo, I.G., Ramírez-Arriaga, E., Reyes-Salas, M., Martínez-Hernández, E., Ángeles-García, S. y García-Moya, E., 2015, Descriptions and botanical affinities of *Tubulifloridites* Cookson 1947 es Potonié 1960 pollen grains from the San Gregorio Formation, Baja California Sur, Mexico: Acta Microscopica, (en prensa).
- Galli-Olivier, C., 1993, Fosforitas de San Juan de la Costa (Bahía de la Paz), Baja California Sur, México: 17 años de investigaciones: Revista de Investigación Científica, 4(1), 115-135.
- Graham, A., 1976, Studies in neotropical paleobotany. II. The Miocene Communities of Veracruz, México: Annals of Missouri Botanical Garden, 63, 787-842.

- Graham, A., 1996, Contribution to the geologic history of the Compositae, *en* Hind, D. J. N. y Beentje, H. J. (eds.), *Compositae: Systematics Proceedings of the International Compositae Conference*: Kew, 1994, 1, 123-140.
- Graham, A., 1999, Studies in Neotropical paleobotany. XIII. An Oligocene-Miocene palynoflora from Simojovel, Chiapas, México: *American Journal of Botany*, 86, 17-31.
- Graham, A. y Dilcher, D., 1995, The Cenozoic record of tropical dry forest in northern Latin America and the southern United States, *en* Bullock, S. H., Mooney, H. A. y Medina, E. (eds.), *Seasonally dry tropical forests*: Gran Bretaña, Cambridge University, 124-145.
- Grimm, E.C., 1987, CONISS: A Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares: *Computer & Geosciences*, 13(1), 13-35.
- Grimm, E.C., 2011, Tilia Software, Versión 1.7.16: Springfield, IL., Illinois State Museum.
- Grimm, K.A. y Föllmi, K.B., 1994, Doomed Pioneers: Allochthonous Crustacean Tracemakers in Anaerobic Basinal Strata, Oligo-Miocene San Gregorio Formation, Baja California Sur, Mexico: *Palaos*, 9, 313-334.
- Hamilton, L.S., Juvik, O.J. y Scatena, F.N., 1995, The Puerto Rico tropical cloud forest symposium: Introduction and workshop synthesis, *en* Hamilton, L. S., Juvik, O. J. y Scatena, F. N. (eds.), *Tropical Montane Cloud Forest*: Nueva York, Springer-Verlag, *Ecological Studies* 110, 1-23.
- Hausback, B.P., 1984, Cenozoic Volcanic and Tectonic Evolution of Baja California Sur, México, *en* Frizzell, I. (ed.), *Geology of the Baja California Peninsula*: Los Angeles, California, U.S.A., Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 219-236.
- Heim, A., 1922, Notes on the Tertiary of southern Lower California: *Geological Magazine*, 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. y Carreño, A.L., 1999, Neogene sedimentary evolution of Baja California in relation to regional tectonics: *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 589-605.
- Helenes-Escamilla, J., Carreño, A.L. y Carrillo-Berumen, R.M., 2009, Middle to late Miocene chronostratigraphy and development of the northern Gulf of California Marine Micropaleontology, 72(1-2), 10-25.

- Helenes-Escamilla, J., De Guerra, C. y Vásquez, J., 1998, Palynology and chronostratigraphy of the upper Cretaceous in the subsurface of the Barinas area, western Venezuela: *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 82(7), 1308-1327.
- Helenes, J., Carreño, A.L. y Carrillo, R.M., 2009, Middle to late Miocene chronostratigraphy and development of the northern Gulf of California: *Marine Micropaleontology*, 72(1-2), 10-25.
- Kim, W.H. y Barron, J.A., 1986, Diatom biostratigraphy of the upper Oligocene to lowermost Miocene San Gregorio Formation, Baja California Sur, Mexico *Diatom Research*, 1(2), 169-187.
- Kodrans-Nsiah, M., de Lange, G.J. y Zonneveld, K.A.F., 2008, A natural exposure experiment on short-term species-selective aerobic degradation of dinoflagellate cysts: *Review of Palaeobotany and Palynology*, 152(1-2), 32-39.
- Langenheim, J.H., Hackner, B.L. y Bartlett, A., 1967, Mangrove pollen at the positional site of Oligocene-Miocene amber from Chiapas, México: *Botanical Museum Leaflets, Harvard University*, 21, 289-324.
- Ledesma-Vázquez, J. y Carreño, A.L., 2010, Origin, Age, and Geological Evolution of the Gulf of California, *en* Brusca, R. C. (ed.), *The Gulf of California. Biodiversity and Conservation: Arizona, U.S.A.*, The University of Arizona Press and The Arizona-Sonora Desert Museum, 7-23.
- León de la Luz, J.L., Domínguez-Cadena, R. y Mendel-Narváez, N., 2012, Florística de la Selva Baja Caducifolia de la Península de Baja California, México: *Botanical Sciences*, 90(2), 143-162.
- López-Mata, L., Villaseñor, J.L., Cruz-Cárdenas, G., Ortíz, E. y Ortíz-Solorio, C., 2012, Predictores ambientales de la riqueza de especies de plantas del Bosque Húmedo de Montaña de México: *Botanical Sciences*, 90(1), 27-36.
- Luna-Vega, I., Ocegueda-Cruz, S. y Alacántara-Ayala, O., 1994, Florística y notas biogeográficas del bosque mesófilo de montaña en el municipio de Tlanchinol, Hidalgo, México: *Anales del Instituto de Biología, Universidad Nacional Autónoma de México, Serie Botánica*, 65(1), 31-62.
- Magurran, A.E., 1989, *Diversidad ecológica y su medición*: Barcelona, España, Editorial Vedral.
- Martín-Barajas, A., 2000, Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIII, 72-83.
- Martínez-Hernández, E., 1991, Palinología de carbones del Plioceno en Zacultipan, Hidalgo (resumen), *en* *Memorias del Primer Congreso Mexicano de Mineralogía*, Pachuca, Hidalgo, 98-101.

- Martínez-Hernández, E., 1992a, Caracterización ambiental del Terciario de la región de Ixtapa, estado de Chiapas- un enfoque palinoestratigráfico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 10, 54-64.
- Martínez-Hernández, E., 1992b, La Vegetación y el clima de México: Historia del Cretácico al Terciario, basada en evidencias palinológicas: Ciencia, 43(número especial), 69-72.
- Martínez-Hernández, E., Hernández-Campos, H. y Sánchez-López, M., 1980, Palinología del Eoceno en el Noreste de México: Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Revista, 4(2), 155-166.
- Martínez-Hernández, E. y Hernández Campos, H., 1991, Distribución de quistes de dinoflagelados y acritarcas en sedimentos Holocénicos del Golfo de California: Paleontología Mexicana, 57, 1-133.
- Martínez-Hernández, E. y Ramírez-Arriaga, E., 1996, Oligocene phosphorite sequence and presence of low biomass vegetation from San Gregorio Fm., Baja California, Mexico (resumen), *en IX International Palynological Congress, Houston, Texas, U.S.A 98.*
- Martínez-Hernández, E. y Ramírez-Arriaga, E., 1999, Palinoestratigrafía de la región de Tepexi de Rodríguez, Puebla, México. Implicaciones Cronoestratigráficas: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 16(2), 187-207.
- Martínez-Hernández, E. y Ramírez-Arriaga, E., 2006, Tertiary Palynofloristic correlations between Mexican Formations with emphasis in dating the Balsas Group, *en Vega, F., Nyborg, T. G., Perrilliat, M. C., Montellano-Ballesteros, M., Cevallos-Ferriz, S. y Quiroz-Barroso, S. A. (eds.), Studies on Mexican Paleontology: Dordrecht, The Netherlands, , Springer, 19-45.*
- Martínez-Hernández, E. y Tomasini-Ortíz, A.C., 1986, Palinoestratigrafía preliminar del Terciario continental de Sonora (resumen), *en Primer Simposio de Geología Regional de México, Instituto de Geología, Ciudad Universitaria, 19-21.*
- Miguel-Vázquez, M.I. y Cerros-Tlatilpa, R., 2013, Onagraceae de Morelos, México: Revista Mexicana de Biodiversidad, 84(4).
- Miranda, F. y Hernández-X., E., 2014, Los tipos de vegetación de México y su clasificación: México, D.F., Fondo de Cultura Económica, Sociedad Botánica de México, Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, 220 p.
- Narváez, Y. y Helenes-Escamilla, J., 2003, Dinoflagelados fósiles y nanofósiles calcáreos: utilidad bioestratigráfica en la exploración de petróleo: Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 96, 99-105.
- Ortega-Rosas, C.I., Peñalba, M.C., López-Sáenz, J.A. y Van Devender, T.R., 2008, Retrospectiva del bosque de pino y encino de la sierra madre occidental, Sonora, noroeste de México, hace 1000 años: Acta Botánica Mexicana, 83, 69-92.



- Palacios-Chávez, R. y Rzedowski, J., 1993, Estudio palinológico de las Floras Fósiles del Mioceno inferior y principio del Mioceno medio de la Región de Pichucalco, Chiapas, México: *Acta Botánica Mexicana*, 24, 1-96.
- Palafox-Silva, L.H., 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, Mexico, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, tesis de Maestría, 80 pp.
- Pielou, E.C., 1975, *Ecological Diversity*: New York, , Wiley InterSciencepp.
- Pross, J. y Brinkhuis, H., 2005, Organic-walled dinoflagellate cysts as paleoenvironmental indicators in the Paleogene; a synopsis of concepts: *Paläontologische Zeitschrift*, 79(1), 53-59.
- Puig, H., Bracho, R. y Sosa, V., 1987, El Bósque Mesófilo de Montaña: Composición Florística y Estructura, *en* Puig, H. y Bracho, R. (eds.), *El Bosque Mesófilo de Montaña de Tamaulipas*: México, D.F., 21, Instituto de Ecología, A.C., 55-80.
- Quiroz-García, L. y Martínez-Hernández, E., 1987, Conjuntos palinológicos recuperados de los lignitos del Plioceno, Tlacolulan, Veracruz, (resumen), *en* X Congreso Mexicano de Botánica, Guadalajara, Jalisco, Contribución 418.
- Ramírez-Arriaga, E., 2005, Reconstrucción Paleoflorística de la Formación Cuayuca con base en análisis palinoestratigráfico e implicaciones paleogeográficas: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis doctoral, 231 pp.
- Ramírez-Arriaga, E., Helenes-Escamilla, J., Prámparo, M., Valiente-Banuet, A. y Carreño, A.L., 2013, Late Oligocene-Early Miocene palynoflora from San Gregorio Formation Baja California Sur, México (resumen), *en* AASP- The Palynological Society 46th Annual Meeting, San Francisco, California, U.S.A., Clark, M., Lucas-Clark, J. y Fisk, L. H. (eds.), 165-166.
- Ramírez-Arriaga, E., Martínez Hernández, E., Flores-Olvera, H., Ochotorena, H. y Prámparo, M., 2008, Correlation of the Late Eocene-Early Oligocene Izúcar de Matamoros Evaporites (Cuayuca Formation) in Mexico base on the parsimony analysis of endemism: *Palynology*, 32, 231-252.
- Ramírez-Arriaga, E., Prámparo, M., Guerstein, R., Martínez Hernández, E., Galván-Escobedo, I.G., Corona-Esquível, R. y Marmolejo-Rodríguez, A.J., 2012a, Marine and Continental Assemblages from San Gregorio Formation (Late Oligocene-Early Miocene), La Bocana Region, Baja California Sur, México (resumen), *en* Cordilleran Section 108th Annual Meeting, Querétaro, México, 44(3), 15.
- Ramírez-Arriaga, E., Prámparo, M., Martínez Hernández, E., Nieto-Samaniego, Á., Dávalos-Álvarez, O., Macías-Romo, C. y Valiente-Banuet, A., 2012b, Nuevos hallazgos de la flora miocénica en la Formación Tehuacán, México (resumen en versión electrónica),

en Convención Nacional Geológica 2012, World Trade Center, Ciudad de México.<  
[http://sociedadgeologica.org.mx/galeria\\_convencion\\_2012.html](http://sociedadgeologica.org.mx/galeria_convencion_2012.html)>, consulta: 26 de mayo de 2013.

- Ramírez-Arriaga, E., Prámparo, M., Martínez Hernández, E. y Valiente-Banuet, A., 2006, Palynology of the Paleogene Cuayuca Formations (stratotype sections), southern Mexico: Chronostratigraphical and palaeoecological implications: Review of Paleobotany and Palynology, 141, 259-275.
- Ramírez-Arriaga, E., Prámparo, M., Nieto-Samaniego, Á., Martínez Hernández, E., Valiente-Banuet, A., Macías-Romo, C. y Dávalos-Álvarez, O., 2014a, Palynological evidence for Middle Miocene vegetation in the Tehuacan Formation of Puebla, México: Palynology, 38(1), 1-27.
- Ramírez-Arriaga, E. y Reyes-Salas, M., 2014, Pollen morphology of the *Momipites* group (Juglandaceae) recovered in Cenozoic Basins from central Mexico and Baja California Sur: Acta Microscopica, 23(2), 101-110.
- Ramírez-Arriaga, E., Reyes-Salas, M., Martínez Hernández, E. y Ángeles-García, S., 2014b, Polen fósil de Onagraceae (*Corsinipollenites* y *Corsinipollis*) recuperado de paleocuencas Cenozoicas en Puebla y Baja California Sur, México: Acta Microscopica, 23(2), 111-121.
- Rosales-Lomelí, J., Ayala-Nieto, M. y Martínez Hernández, E., 1992, Investigaciones palinológicas de fósiles terciarios en una columna de la Cuenca Tampico-Misantla, Veracruz, México, Proyecto CAO-1405, 27 pp.
- Rzedowski, J., 1996, Análisis preliminar de la flora vascular de los bosques mesófilos de montaña de México: Acta Botánica Mexicana, 35, 25-44.
- Rzedowski, J., 2006, Vegetación de México: México, Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidadp.
- Rzedowski, J. y Calderón de Rzedowski, G., 1987, El bosque tropical caducifolio de la región mexicana del Bajío: Trace, 12, 12-21.
- Sánchez-Rodríguez, E.V., López-Mata, L., García-Moya, E. y Cuevas-Guzmán, R., 2003, Estructura, composición florística y diversidad de especies leñosas de un bosque mesófilo de montaña en la sierra de Manantlán, Jalisco: Boletín de la Sociedad Botánica de México, 73, 17-34.
- 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.

- Seaby, R.M.H. y Henderson, P.A., 2007, Species Diversity and Richness IV: Lymington, Hampshire, Pisces Conservation Ltd.
- Sluijs, A., Pross, J. y Brinkhuis, H., 2005, From greenhouse to icehouse; organic-walled dinoflagellate cysts as paleoenvironmental indicators in the Paleogene: *Earth-Science Reviews*, 68(3–4), 281-315.
- Smith, J.T., 1991, Cenozoic Marine Mollusks and Paleogeography of the Gulf of California, *en* Dauphin, J. P. y Simoneit, B. R. T. (eds.), *The Gulf and peninsular province of the Californias: Okla., U.S.A.*, American Association of Petroleum Geologists in Tulsa, 637-666.
- Srivastava, S.K., 1972, Systematic description of some spores from The Edmonton Formation (Maestrichtian), Alberta, Canada: *Palaeontographica*, B, 139, 1-46.
- Tomasini-Ortíz, A.C. y Martínez Hernández, E., 1984, Palionología del Eoceno-Oligoceno de Simojovel, Chiapas: *Paleontología Mexicana*, 50, 1-60.
- Valiente-Banuet, A., Rumebe, A.V., Verdu, M. y Callaway, R.M., 2006, Modern Quaternary plant lineages promote diversity through facilitation of ancient Tertiary lineages: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 103(45), 16812-16817.
- Velázquez-Silva, A.L., 2008, Lluvia de polen en un gradiente altitudinal en la ladera NW del Volcán La Malinche, Tlaxcala México: México, Instituto Politécnico Nacional, Tesis de Maestría, 64 pp.
- Wiens, J.J. y Donoghue, M.J., 2004, Historical biogeography, ecology and species richness: *Trends in Ecology & Evolution*, 19(12), 639-644.
- Wiens, J.J. y Graham, C.H., 2005, NICHE CONSERVATISM: Integrating Evolution, Ecology, and Conservation Biology: *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 36(1), 519-539.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloa, L., Thomas, E. y Billups, K., 2001, Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to present: *Science*, 292, 686-693.
- Zonneveld, K.A.F., Versteegh, G. y Kodrans-Nsiah, M., 2008, Preservation and organic chemistry of Late Cenozoic organic-walled dinoflagellate cysts: A review: *Marine Micropaleontology*, 68(1–2), 179-197.

## CAPÍTULO II

### **Paleopalinología de la Formación El Cien (Oligoceno superior), Baja California Sur, México**

**Iris G. Galván-Escobedo<sup>1</sup>, Elia Ramírez-Arriaga<sup>2\*</sup>**

<sup>1</sup>Posgrado en Botánica, Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo, Carretera México-Texcoco Km. 36.5, Montecillo, Texcoco, 56230, Estado de México. <sup>2</sup>Laboratorio de Palinología, Dpto. de Paleontología, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510, Coyoacán, México, D.F., México.

\*elia@unam.mx

#### **2.1. RESUMEN**

En las cercanías de San Juan de la Costa, Baja California Sur, se extrajo el barreno B187 cuyos estratos geológicos corresponden a la Formación El Cien. Las rocas que conforman dicho barreno se depositaron hace 27.5 millones de años (Oligoceno superior). El estudio paleopalinológico del B187, mostró que en estos estratos se conservan microfósiles (palinomorfos) de origen continental (polen y esporas) y marinos (quistes de dinoflagelados), los cuales fueron cuantificados e identificados. En el conjunto de palinomorfos total tuvo una riqueza de 248 taxa, 230 correspondieron a formas continentales y 18 a dinoflagelados. El índice de diversidad  $\alpha$  de especies del conjunto total fue de  $H' = 3.3$ , con una uniformidad de  $J' = 0.6$ ; los valores de diversidad para el conjunto continental y el de dinoflagelados fueron de  $H' = 3.6$ ,  $J' = 0.7$  y  $H' = 1.8$ ,  $J' = 0.6$ , respectivamente. Un análisis de agrupamiento CONISS, definió tres palinozonas en la columna estratigráfica del barreno: 1) la palinozona A, que se caracterizó por una pobre riqueza de polen-esporas y dinoflagelados; 2) la palinozona B, que sobresalió por concentrar la mayor riqueza y diversidad de palinomorfos continentales y dinoflagelados y, 3) la palinozona C, que se distinguió por ser la menos productiva en cuanto palinomorfos. Los taxa que dominaron el conjunto continental elementos florísticos asociados al bosque tropical caducifolio, tales como *Chenopodipollis* (Amaranthaceae-Chenopodiaceae), *Graminidites* (Poaceae), *Psilatricolpites* (Leguminosae), *Liliacidites* (Liliaceae, Bromeliaceae y Arecaceae) y el tipo Sterculiaceae. Por otro lado, algunos otros taxa se consideraron como elementos representantes del bosque mesófilo de montaña, como el

polen de *Eucommia*, *Fraxinoipollenites* (*Fraxinus*), Betulaceae, Juglandaceae, y diversas esporas entre las que destacó *Lusatisporis dettmannae* (*Selaginella oregana*). En el conjunto de dinoflagelados sobresalieron por su abundancia los géneros de *Operculodinium* y *Spiniferites ramosus*.

**Palabras clave:** palinomorfos continentales y marinos, diversidad de especies  $\alpha$ , bosque tropical caducifolio, bosque mesófilo de montaña.

## 2.2. ABSTRACT

In the vicinity of San Juan de la Costa, Baja California Sur, a borehole (B187) was extracted whose geologic strata belong to the El Cien Formation. The B187 rock's were deposited 27.5 million years ago approximately (upper Oligocene). The B187 paleopalynological research, showed that both microfossils (palinomorpha) continental (pollen and spores) and marine (dinoflagellate cysts) are preserved in these strata, which were quantified and identified. The total palinomorpha richness reached 248 taxa, 230 were continental and 18 dinoflagellates. The  $\alpha$  diversity index of total palinomorpha was  $H' = 3.3$ , with uniformity  $J' = 0.6$ . Values of  $\alpha$  diversity for continental and dinoflagellates groups were  $H' = 3.6$ ,  $J' = 0.7$  and  $H' = 1.8$ ,  $J' = 0.6$ , respectively. The CONISS cluster analysis defined three palynozones throughout the borehole stratigraphic column: palynozone A, distinguished by a poor richness of both, pollen-spores and dinoflagellates; in contrast, palynozone B concentrated the highest richness and diversity of continental palinomorpha and dinoflagellates; and palynozone C, sized the lowest palinomorpha richness. The assemblage of continental microfossils were dominated by taxa such as *Chenopodipollis* (Amaranthaceae-Chenopodiaceae), *Graminidites* (Poaceae), *Psilatricolpites* (Leguminosae), *Liliacidites* (Liliaceae, Bromeliaceae y Arecaceae) and Sterculiaceae type, all them currently associated with tropical deciduous forest floristic elements. On the other hand, other taxa such as pollen of *Eucommia*, *Fraxinoipollenites* (*Fraxinus*), Betulaceae, Juglandaceae and diverse spores highlighted by *Lusatisporis dettmannae* (*Selaginella oregana*), are elements belonging to cloud forests. In the dinoflagellates assemblage, both *Operculodinium* and *Spiniferites ramosus* stood out for its abundance.

**Key words:** continental and marine palynomorphs,  $\alpha$  diversity, tropical deciduous forest, cloud forest.

### 2.3. INTRODUCCIÓN

En el Cretácico (hace 66 millones de años -Ma-) la posición del extremo sur de la península de Baja California se encontraba en Cabo Corrientes, cerca de Puerto Vallarta, Jalisco (Smith, 1991; Ledesma-Vázquez y Carreño, 2010). Los datos paleontológicos y estratigráficos indican que esta condición se mantuvo aproximadamente del Oligoceno al Mioceno (hace 33.9 a 5.3 Ma) (Aranda-Gómez *et al.*, 2000; Carreño y Helenes, 2002).

De esta manera, durante el Paleógeno/Neógeno (66 a 2.6 Ma), gran parte de Baja California Sur (BCS) estuvo cubierta por un mar somero en el cual se depositaron más de 4 mil m de sedimentos (Alatorre, 1988). Esto originó una secuencia estratigráfica de sedimentos en la región, que dio origen a las Formaciones geológicas: Tepetate (Paleoceno-Eoceno), San Gregorio (en el área de La Purísima), El Cien (en el área de San Juan de la Costa) (Oligoceno superior-Mioceno inferior), San Isidro (Mioceno inferior o medio), Comondú (Oligoceno superior-Mioceno medio) y La Salada (Plioceno) (Hausback, 1984; Applegate, 1986; Alatorre, 1988; Fischer *et al.*, 1995; Carreño y Smith, 2007) (Figura 1).

La geología de la Formación El Cien (FEC) fue descrita y nombrada por Applegate (1986), en los alrededores del poblado El Cien, en el municipio de La Paz, BCS. Investigaciones posteriores llevadas a cabo por Fischer *et al.* (1995), determinaron que las rocas de la FEC afloran en dos cinturones continuos a los lados de la Sierra La Giganta, los cuales forman un sinclinal somero. En el oeste, dicha formación aflora en el valle del arroyo Aguajito y, en el este, a lo largo de la costa en la localidad San Juan de la Costa. En la litología, se pueden diferenciar dos miembros en ella: el miembro basal denominado *San Juan* y el superior, *Cerro Colorado*.

De acuerdo con la evidencia bioestratigráfica y radiométrica (Hausback, 1984; Kim y Barron, 1986), la edad de la FEC ha sido establecida como Oligoceno superior-Mioceno inferior (28.1 a 21 Ma).

Los sedimentos depositados en BCS, durante el Oligoceno-Mioceno, en general han sido poco estudiados desde el punto de vista paleopalínológico (Galván-Escobedo *et al.*, 2012; Galván-Escobedo *et al.*, 2013; Galván-Escobedo *et al.*, 2015), en especial aquellos procedentes de la FEC. La recuperación de palinomorfos fósiles a partir de los sedimentos correspondientes a la FEC, puede ser de gran interés para comprender la antigüedad y la distribución de diferentes organismos vegetales a través del tiempo (Rzedowski, 2006). En particular, el polen fósil puede aportar información valiosa que contribuya al estudio de los procesos evolutivos de la flora y la vegetación de la región y de México.

En este trabajo, se presentan los resultados paleopalínológicos obtenidos del estudio del barreno B187 correspondiente a la FEC. Se analizan la riqueza y diversidad  $\alpha$  de especies de los conjuntos paleopalínológicos, dando mayor énfasis al conjunto de microfósiles continentales (polen y esporas de pteridofitas), y se proponen los tipos de vegetación que se desarrollaron durante el Oligoceno superior en la zona de San Juan de la Costa, BCS.

## **2.4. MATERIALES Y MÉTODOS**

### **Localización del área de estudio**

El barreno B187, fue extraído por el personal de la empresa minera Roca Fosfórica Mexicana (ROFOMEX), ubicada en San Juan de la Costa, La Paz, BCS. Las coordenadas geográficas del punto de extracción del B187 son 24°27'5.8" N y 110°43'56.2" O (Figura 2).

### **Muestreo y tratamiento de las muestras**

El B187 tuvo una profundidad de 103.90 m. Está conformado por arenisca tobácea y calcárea de grano fino a grueso, entre la cual se encuentran intercalaciones de lutita. En la parte media se localizan nódulos calcáreos que son característicos del miembro San Juan (Figura 3).

Se tomó una muestra de roca cada que se notó un cambio en la litología del B187. En particular, se tomó suficiente cantidad de muestra de arenisca tobácea (Pb-10199), con la

finalidad de separar los zircones y realizar su fechamiento por el método U-Pb (Uranio-Plomo) en zircones (Solari *et al.*, 2010).

Los zircones fueron separados por la Dra. Consuelo Macías del Instituto de Geología (IG) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y el fechamiento lo realizó el Dr. Luigui Solari del Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la UNAM.

Se obtuvieron un total de 69 muestras (Figura 3), las cuales se llevaron al laboratorio de Paleopalinología del IG-UNAM, para la extracción de palinomorfos. Para dicho propósito se usaron métodos estándares (ácido clorhídrico, ácido fluorhídrico, ácido nítrico, acetólisis y flotación con politungstato de sodio). Se elaboraron laminillas permanentes con hidroxiacetil celulosa y bálsamo de Canadá, y se depositaron en la colección de polen fósil del IG-UNAM.

Se revisó una laminilla de cada muestra en un microscopio óptico Zeiss, empleando objetivo 100 x y contraste de fases. En cada laminilla, una sola persona contó todos los palinomorfos y se tomaron fotomicrografías con una cámara AxioCam ICc1-Zeiss y el programa AxioVision versión 4.8.2.

### **Análisis de la información**

Los palinomorfos registrados se agruparon en dos conjuntos: 1) el continental, que incluye el polen y las esporas; y 2) el marino, representado por los quistes de dinoflagelados (en lo sucesivo referidos como dinoflagelados), acritarcas y prasinofitas, huevos de copépodo, escolecodontos y testas de microforaminíferos. Ambos conjuntos se tomaron como base para la aplicación de los análisis de diversidad de especies, y de distribución y agrupamiento de los taxa (palinozonas). En los análisis llevados al cabo en específico sobre el conjunto marino, se excluyeron los grupos sobrerrepresentados: acritarcas/prasinofitas, huevos de copépodos, escolecodontos y testas de microforaminíferos, solo se usaron los recuentos de los dinoflagelados.

### ***Diversidad de especies***



Para contrastar la diversidad de taxa entre el conjunto continental y el de dinoflagelados, se estimó la riqueza de especies, la diversidad  $\alpha$  de especies, mediante el índice de diversidad de Shannon-Wiener ( $H'$ ) con base en el logaritmo natural y su uniformidad ( $J'$ ) asociada (Pielou, 1975; Magurran, 1989). Para contrastar los valores de diversidad entre muestras, dichas estimaciones se realizaron de manera conjunta sobre el total de los elementos continentales y los dinoflagelados. Las estimaciones se realizaron con el programa Species Diversity and Richness IV (Seaby y Henderson, 2007).

### ***Distribución de taxa y Palinozonas en la columna estratigráfica***

Con la finalidad de observar la distribución de los taxa registrados en cada una de las muestras, se elaboraron diagramas polínicos con las frecuencias absolutas y porcentajes. Con base en las frecuencias absolutas, se llevó a cabo un análisis de agrupamiento CONISS (constrained incremental sum of squares clustering) (Grimm, 1987), que definió las palinozonas en la columna estratigráfica del B187. Los diagramas polínicos y el CONISS se realizaron en el programa Tilia versión 1.7.16 (Grimm, 2011).

### ***Paleovegetación***

El conjunto paleopalinológico continental aportó información sobre los posibles tipos de vegetación que pudieron desarrollarse durante el Oligoceno superior en la región de San Juan de la Costa. Los tipos de vegetación se definieron con base en la frecuencia absoluta de los taxa de polen y esporas fósiles que fueron identificados a nivel de forma-género fósil o por su afinidad con especies actuales.

## **2.5. RESULTADOS**

### **Fechamiento por el método U-Pb en zircones**

Los zircones se localizaron en la cima del B187, por lo que la muestra que se utilizó para el fechamiento por el método U-Pb en zircones fue la Pb-10199. El fechamiento arrojó una edad de 27.50 Ma +0.40 -0.70, por lo tanto, se puede considerar que los sedimentos del B187 se depositaron durante el Oligoceno superior (Figura 4).

## **Riqueza, Diversidad y Uniformidad de especies**

De las 69 muestras estudiadas, en 41 de ellas se registraron palinomorfos. Se contaron un total de 64 mil 425 palinomorfos. De éstos, el 95% se clasificaron dentro del conjunto marino (dinoflagelados, acritarcas/prasinofitas, huevos de copépodo, escolecodontos y testas de microforaminíferos); el 4% en el conjunto continental (polen y esporas) y el 1%, fueron fungosporas (Figura 5 y 9).

La riqueza total del conjunto paleopalinológico fue de 248 taxa. El mayor número de taxa por muestra fue de 59 (Pb- 10228) y el menor fue de uno (Pb-10212 y Pb-10214).

La diversidad  $\alpha$  de especies ( $H'$ ) de todo el conjunto fue de 3.3, con una variación por muestra de 0 (Pb-10212 y Pb-10214) hasta 3.3 (Pb-10241), mientras que la uniformidad ( $J'$ ) fue de 0.6 en total y por muestra osciló entre 0 (Pb-10212 y Pb-10214) y uno (Pb-10200, Pb-10206, Pb-10207, Pb-10248, Pb- 10253 y Pb-10255).

En el conjunto continental se registraron 2 mil 319 palinomorfos, de los cuales 4% correspondieron a esporas de pteridofitas, 26% a gimnospermas y 70% a angiospermas. De estas últimas 85% fueron dicotiledóneas y 15% monocotiledóneas.

La riqueza total de formas continentales fue de 230. La mayor riqueza de taxa por muestra fue de 50 (Pb-10228) y la menor fue de uno (Pb-10212, Pb-10214, Pb-10255). La diversidad  $\alpha$  ( $H'$ ) de especies del conjunto continental fue de 3.6 y por muestra obtuvo valores de entre 0 (Pb-10212, Pb-10214, Pb-10255) y 3.2 (Pb-10240, Pb-10241), mientras que la uniformidad ( $J'$ ) fue de 0.7 en total y por muestra osciló entre 0 (Pb-10212, Pb-10214, Pb-10255) y uno (Pb-10200, Pb-10206, Pb-10207, Pb-10231, Pb-10248, Pb-10253).

Los elementos mejor representados en el conjunto marino fueron las acritarcas y prasinofitas, los cuales representaron 91% de este conjunto; los huevos de copépodos, los escolecodontos y testas de microforaminíferos 4%, y los dinoflagelados 5%. De este último grupo se contabilizaron 2 mil 911 elementos en total.

La riqueza total del conjunto de dinoflagelados, en particular, fue de 18 taxa, mientras que por muestra se registraron de uno (Pb-10250, Pb-10253, Pb-10255 y Pb-10257) hasta nueve taxa (Pb-10228). La diversidad  $\alpha$  ( $H'$ ) de especies del conjunto de dinoflagelados fue de 1.8, y por muestra de 0 (Pb-10191, Pb-10200, Pb-10205, Pb-10206, Pb-10207, Pb-10212, Pb-10214, Pb-10223, Pb-10234, Pb-10247, Pb-10248, Pb-10250, Pb-10253, Pb-10255 y Pb-10257) hasta 1.5 (Pb-10256). Por otro lado, la uniformidad ( $J'$ ) fue de 0.6 en total, y por muestra varió entre 0 (Pb-10191, Pb-10200, Pb-10205, Pb-10206, Pb-10207, Pb-10212, Pb-10214, Pb-10223, Pb-10234, Pb-10247, Pb-10248, Pb-10250, Pb-10253, Pb-10255 y Pb-10257) y uno (Pb-10220).

Los valores de la riqueza y de los análisis de diversidad del total de especies y, de manera independiente de los elementos continentales y los dinoflagelados, pueden observarse en la figura 6.

### **Distribución de taxa y palinozonas en la columna estratigráfica**

El conjunto paleopalinológico del B187 estuvo caracterizado por el predominio de formas continentales como: *Pinuspollenites*, *Ephedra claricristatus*, *Ephedripites*, *Liliacidites*, *Graminidites*, *Eucommia*, *Psilatricolpites*, *Retitricolpites*, *Fraxinoipollenites*, tipo Anacardiaceae, *Tricolporopollenites*, tipo Sterculiaceae, *Corsinipollenites* y *Chenopodipollis*; y por la presencia de dinoflagelados, tales como *Lingulodinium*, *Oligosphaeridium*, *Operculodinium*, *Polysphaeridium*, *Spiniferites*, *S. pseudofurcatus*, *S. ramosus* y *Leujenecysta*. La distribución de las frecuencias absolutas y porcentajes de cada uno de los taxa registrados, se presentan en las figuras 7 y 8.

El análisis de agrupamiento CONISS definió tres palinozonas a lo largo de la columna estratigráfica del barreno B187 (Figuras. 7 y 8), las cuales fueron nombradas como palinozona A, B y C:

1) La palinozona A, comprende la parte basal del barreno, de las muestras Pb-10241 a la Pb-10259. Dicha palinozona se caracterizó, en general, por las bajas frecuencias de elementos continentales y marinos. Los elementos que mejor se encontraron representados en

el conjunto continental fueron: *Pinuspollenites*, *Ephedripites*, *Liliacidites*, *Graminidites*, *Eucommia*, *Chenopodipollis* y los tipos Leguminosae y Sterculiaceae; mientras que en el conjunto de dinoflagelados sobresalieron *Achomosphaera*, *Lingulodinium*, *Spiniferites* y *Leujenecysta*.

2) La palinozona B, abarca la parte intermedia del B187, de las muestras Pb-10220 a la Pb-10240. En ella se concentró la mayor cantidad de taxa continentales y de dinoflagelados. Los taxa continentales que registraron las mayores frecuencias fueron: *Deltoidospora*, *Lusatisporis dettmannae*, *Pinuspollenites*, *Ephedra claricristatus*, *Ephedripites*, *Liliacidites*, *Graminidites*, *Eucommia*, tipo Leguminosae, *Psilatricolpites*, *Retitricolpites*, *Fraxinoipollenites*, tipo Anacardiaceae, tipo Euphorbiaceae, *Pseudosmodingium*, *Tricolporopollenites*, tipo Sterculiaceae, *Corsinipollenites* y *Chenopodipollis*. La mayoría de los taxa de dinoflagelados se registraron en esta palinozona, entre ellos se encontraron *Achomosphaera*, *Homotriblium*, *Hystrichokolpoma*, *Hystrichosphaeridium*, *Lingulodinium*, *Oligosphaeridium*, *Operculodinium*, *Polysphaeridium*, *Spiniferites pseudofurcatus*, *S. ramosus*, *Leujenecysta* y *Selenopemphix*.

3) La palinozona C, se localiza en la cima del barreno y comprende de las muestras Pb-10191 a la Pb-10240. Esta palinozona se diferenció debido a que en ella casi no se registraron palinomorfos. Los únicos taxa continentales existentes se encontraron en bajas frecuencias y fueron *Ephedripites*, *Psilatricolpites*, *Fraxinoipollenites*, tipo Leguminosae, *Psilatricolporites*, *Rumex*, tipo Betulaceae, *Corsinipollenites*, *Momipites*, *Alnipollenites* y *Liquidambar*. No se registraron dinoflagelados en esta palinozona.

### **Paleovegetación**

Los taxa más abundantes del conjunto continental fueron: *Chenopodipollis* (n=595), *Pinuspollenites* (n=470), *Graminidites* (n=147) y *Eucommia* (n=106). En menores cantidades destacaron *Ephedripites* (n=77), *Ephedra claricristatus* (n=63), *Psilatricolpites* (n=77), *Liliacidites* (n=60) y Sterculiaceae (n=37). El resto de los taxa se encontraron en bajas frecuencias (n= 1 a 25). La mayoría de los taxa registrados en el B187, pueden asociarse con

elementos que actualmente se desarrollan en el bosque tropical caducifolio y en el bosque mesófilo de montaña.

## 2.6. DISCUSIÓN

### Riqueza, Diversidad y Uniformidad de especies

El referente más próximo para comparar la diversidad de especies registradas en el B187 de la Formación El Cien (Oligoceno superior), son los datos obtenidos del barreno B4 de la Formación San Gregorio (Oligoceno superior-Mioceno inferior) (Galván-Escobedo *et al.*, en preparación), localizado al norte de Baja California Sur.

El B187 fue un barreno muy productivo desde el punto de vista paleopalínológico, ya que se registraron en total 64 mil 425 palinomorfos, mientras que en el B4 se contaron 25,470. Sin embargo, la proporción de los conjuntos paleopalínológicos continental y marino, fue muy semejante en los dos barrenos, ya que en ambos, el conjunto marino conformó más del 90%, mientras que el continental fue menor al 10%.

La riqueza total de taxa fue considerablemente más alta en el B187 (248), en comparación con la riqueza total del B4 (189). Destaca además, que la riqueza de las formas continentales en el B187 fue mayor (230) en contraste con la del B4 (161). De manera inversa ocurrió en el caso del conjunto de dinoflagelados, ya que el B4 registró 28 taxa, mientras que en el B187 solo se encontraron 18.

La diversidad  $\alpha$  ( $H'=3.3$ ), de especies del conjunto total en el B187 fue ligeramente mayor ( $H'=3.02$ ), que el caso del B4, mientras que la uniformidad no tuvo diferencias significativas en ambos barrenos (B187,  $J'=0.6$ ; B4,  $J'=0.57$ ). La diversidad  $\alpha$  ( $H'=3.6$ ) de especies del conjunto de microfósiles continentales del B187, fue sobresaliente ( $H'=2.61$ ) en comparación con la del B4, mientras que la uniformidad en la distribución de los taxa fue semejante en los dos barrenos (B187,  $J'=0.6$ ; B4,  $J'=0.51$ ). En el caso del conjunto de dinoflagelados, los valores de la diversidad  $\alpha$  de especies y la uniformidad en el

B187 ( $H'=1.58$ ;  $J'=0.6$ ), fueron relativamente bajos en comparación con el B4 ( $H'=2.33$ ;  $J'=0.70$ ).

En general, en el B187, se puede observar una tendencia hacia un registro mayor de palinomorfos continentales y menor de los dinoflagelados. Esto puede ser el resultado de la localización geográfica del B187, cerca de la costa este de Baja California Sur, la cual se encontraba unida al continente durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior. Esta condición pudo haber favorecido el aporte de elementos continentales provenientes de tierra adentro, como podría ser el territorio que ocupan actualmente los estados de Sinaloa, Nayarit y Jalisco.

### **Distribución de taxa y palinozonas en la columna estratigráfica**

La distribución de los taxa de acuerdo a las profundidades de las muestras en la columna estratigráfica del B187, siguió un patrón que fue identificado claramente por el análisis CONISS. Dicho patrón, se caracterizó por una presencia moderada de palinomorfos continentales y dinoflagelados en la base del barreno (Palinozona A = Pb-10241 a Pb-10259); una concentración máxima de riqueza de palinomorfos en la parte media del barreno (Palinozona B = Pb-10220 a Pb-10240); y una pobre representación de taxa hacia la cima (Palinozona C = Pb-10191-Pb-10214).

Esta variación en la distribución de los taxa en la columna estratigráfica, puede explicarse por la influencia de diversos factores relacionados con la producción y dispersión del polen y las esporas de cada especie, así como por los procesos tafonómicos de los palinomorfos tanto continentales, como marinos (Traverse, 2008). La cantidad de palinomorfos continentales en los estratos geológicos, está estrechamente relacionada con el aporte eólico, fluvial y la escorrentía; mientras que la cantidad de palinomorfos marinos, se vincula con la productividad marina en las zonas costeras y su transporte desde las partes someras de la cuenca a las más profundas (Palafox-Silva, 2013).

### **Paleovegetación**

Algunos de los microfósiles continentales registrados en el análisis del barreno B187, tienen afinidad botánica con familias, géneros o especies actuales. Con base en las afinidades botánicas es posible inferir los requerimientos ecológicos de cada taxa, y por lo tanto, sugerir los tipos de vegetación en que pudieron desarrollarse estos elementos.

Los taxa dominantes del conjunto continental del B187 fueron *Chenopodipollis*, *Pinuspollenites*, *Graminidites*, *Eucommia*, *Retitricolpites*, *Ephedripites*, *Psilatricolpites*, *Fraxinoipollenites*, *Ephedra claricristatus*, *Liliacidites*, *Lusatisporis dettmannae*, *Tricolporopollenites* y el tipo Sterculiaceae. De algunos de estos, se conocen las formas vivientes que son afines a ellos, y la gran mayoría corresponden con elementos que se registran en los estudios florísticos del bosque tropical caducifolio (BTC) (Rzedowski y Calderón de Rzedowski, 1987; Becerra, 2005; Rzedowski, 2006).

En bajas frecuencias se registró polen y esporas que se asocian tanto con el BTC, como con el bosque mesófilo de montaña (BMM). Entre los elementos que se pueden mencionar y que están estrechamente relacionados con el BTC, se encontraron *Pseudosmodingium*, los tipos Labiatae, Meliaceae, Fabaceae, Phytolaccaceae, Anacardiaceae, Leguminosae, Euphorbiaceae, Polygonaceae (*Fagopyrum* y *Rumex*), *Bursera*, *Malvacipollis* que se vincula con la familia Malvaceae, *Tubulifloridites* relacionado con Asteraceae, *Margocolporites* asociado a Caesalpiniaceae y *Corsinipollenites* que es afín a Onagraceae.

El BTC en la actualidad, es un tipo de vegetación característico de zonas con clima semiseco y cálido (Aw, Bs y Cw), donde las temperaturas promedio anual son de 20 a 29° C, con precipitación promedio anual de 300 a mil 200 mm, con una temporada de estiaje que dura alrededor de cinco a ocho meses, por lo que casi todas las especies pierden sus hojas durante esta temporada (Rzedowski y Calderón de Rzedowski, 1987; Rzedowski, 2006; Challenger y Soberón, 2008; Miranda y Hernández-X., 2014).

El bosque mesófilo de montaña (BMM) estuvo representado por elementos como *Eucommia*; *Fraxinoipollenites* que se relaciona con el género actual de *Fraxinus*, y *Lusatisporis dettmannae* que tiene afinidad botánica con *Selaginella oregana* (Srivastava, 1972), los tipos Juglandaceae, Sapindaceae, Rutaceae, Betulaceae,

Cupressaceae/Taxodiaceae, Moraceae, Cyperaceae, Melastomataceae, *Heliocarpus*, *Hedyosmum*, *Podocarpus*, *Liquidambar*, *Tilliaepollenites* que se vincula con miembros de la familia Tiliaceae, *Momipites*, *M. tenuipolis*, *M. microcoryphaeus* y *M. coryloides* que se relacionan con los géneros *Engelhardtia*, *Alfaroa* y *Oreomunea*, *Alnipollenites* asociado con *Alnus*, *Myrtaceidites* que tiene afinidad con la familia Myrtaceae, *Ulmipollenites* con Ulmaceae, así como las esporas de *Cicatricosisporites* relacionado con los géneros *Anemia* y *Mohria*, *Deltoidospora* asociado a Cyatheaceae, Dicksoniaceae y Schizaeaceae, *Undulatisporites* vinculado con Ophioglossaceae, Polypodiaceae, *Lygodium*, cf. *Ctenopteris* y *Stereisporites* que es un género fósil que incluye esporas de briofitas.

El BMM se encuentra en zonas con un clima templado y húmedo (Cf, Af, Am, Aw y Cw) (Rzedowski, 2006; Challenger y Soberón, 2008), con temperatura media anual que varía de 12 a 23°C, donde la precipitación es de 1 mil 500 hasta 3 mil mm anuales, y con frecuentes neblinas y alta humedad atmosférica (Rzedowski, 2006; López-Mata *et al.*, 2012). Se le puede encontrar en altitudes que van desde los 400 hasta los 2700 m (Rzedowski, 2006), pero están mejor representados entre los mil 500 y 2 mil 500 m (Challenger y Soberón, 2008; López-Mata *et al.*, 2012).

Los dos tipos de vegetación (BTC y BMM) que representaron los palinomorfos continentales del barreno B187, se desarrollan actualmente en diferentes zonas México. El BTC se distribuye principalmente en la vertiente Pacífica de México, desde Sonora hasta Yucatán, en el Bajío, en la cuenca del Balsas y en la cuenca del Papaloapan (Rzedowski y Calderón de Rzedowski, 1987; Rzedowski, 2006; Challenger y Soberón, 2008; Miranda y Hernández-X., 2014). El BMM tiene una distribución limitada y fragmentaria, pero de acuerdo a Rzedowski (1996) pudo haber tenido una distribución más amplia en el Paleógeno/Neógeno, por lo que los fragmentos que se localizan en los estados de Oaxaca, Chiapas e Hidalgo (Álvarez-Zuñiga *et al.*, 2012), en Tamaulipas, San Luis Potosí, Puebla, Veracruz, Sinaloa, Nayarit, Jalisco, Michoacán y Guerrero (Rzedowski, 2006; Baab *et al.*, 2010), son considerados como relictos de este tipo de vegetación.



En la actualidad, en Baja California Sur no existe registro del BMM. Este no es el caso del BTC. Este último se encuentra en las partes inferiores y medias de las sierras de La Laguna y La Giganta (Rzedowski, 2006; León de la Luz *et al.*, 2012). Los registros paleopalinológicos en varias localidades del centro de México (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999; Ramírez-Arriaga, 2005; Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 2006), así como los estudios sobre el origen, diversificación y cambios espaciales, particularmente del género *Bursera* (Becerra, 2005), indican la presencia del BTC durante el Paleógeno/Neógeno, desde hace 30 a 20 millones de años, principalmente en el oeste del país, la península de Baja California incluida, de donde posteriormente se expandió hacia el sur y oeste del territorio.

## 2.7. CONCLUSIONES

Los estratos geológicos del barreno B187 de la Formación El Cien, en la zona de San Juan de la Costa, fueron depositados durante el Oligoceno superior. Dicho barreno fue altamente productivo desde el punto de vista palinológico, al registrar palinomorfos de origen continental y marino. Aunque los microfósiles marinos dominaron el total del conjunto paleopalinológico, los microfósiles continentales presentaron los valores más altos de riqueza y diversidad de especies.

En la columna estratigráfica del barreno B187, se distinguieron tres palinozonas de acuerdo a la profundidad de cada muestra obtenida y a la distribución de los taxa en éstas. La palinozona B presentó la mayor riqueza y diversidad de especies de elementos continentales y de dinoflagelados, mientras que las palinozonas A y C, se caracterizaron por la escasez de polen, esporas y dinoflagelados.

Los taxa que dominaron el espectro del conjunto continental fueron: *Chenopodipollis* (Amaranthaceae-Chenopodiaceae), *Pinuspollenites* (*Pinus*), *Graminidites* (Poaceae), *Eucommia*, *Retitricolpites*, *Ephedripites* (*Ephedra*), *Psilatricolpites* (Leguminosae), *Fraxinoipollenites* (*Fraxinus*), *Ephedra claricristatus* (*Ephedra*), *Liliacidites* (Liliaceae, Bromeliaceae y Arecaceae), *Lusatisporis dettmannae* (*Selaginella oregana*),

*Tricolporopollenites* y el tipo Sterculiaceae. En el conjunto de dinoflagelados destacaron por su abundancia *Operculodinium* y *Spiniferites ramosus*.

Los taxa representados en el conjunto continental permitieron identificar dos tipos de vegetación predominantes en los alrededores de San Juan de la Costa, durante el Oligoceno superior: el bosque tropical caducifolio y el bosque mesófilo de montaña. Los datos sugieren que el bosque tropical caducifolio se desarrollaba en las cercanías a la zona de depósito del barreno B187; mientras que el bosque mesófilo de montaña pudo estar presente en las partes altas y húmedas de los alrededores de la zona de contacto de la península de Baja California con los estados de Sinaloa, Nayarit y Jalisco, cuando la península se encontraba unida al continente (hace 27.5 millones de años).

## **2.8. AGRADECIMIENTOS**

Al Proyecto PAPIIT-IN114914-3-DGAPA-UNAM. Al CONACyT, por la beca de posgrado asignada a la primera autora. A los Ingenieros de ROFOMEX: Carlos Salcido, Moisés Martínez, Rodrigo Diez y William González, por la donación del barreno B187, por la información proporcionada y por su generosa atención y ayuda dentro de la empresa y en los recorridos de campo en la zona de San Juan de la Costa, BCS. Al personal del laboratorio de paleopalinología del Instituto de Geología de la UNAM y del Posgrado en Botánica del Colegio de Postgraduados, por las facilidades otorgadas para realización de este trabajo. A los Drs. Enrique Martínez Hernández y Javier Helenes Escamilla por su ayuda y comentarios.

## **2.9. PIES DE FIGURAS**

**Figura 1.** Secuencia estratigráfica de las formaciones geológicas en la zona de San Juan de la Costa, Baja California Sur, México.

**Figura 2.** Localización geográfica del sitio de estudio. **A**, Ubicación del estado de Baja California Sur. **B**, Localización de la comunidad de San Juan de la Costa. **C**, Punto de extracción del barreno B187.0

**Figura 3.** Columna estratigráfica del barreno B187, Formación El Cien, Baja California Sur, México. \*Muestras productivas.

**Figura 4.** Resultados del fechamiento por el método U-Pb en Zircones.

**Figura 5.** Frecuencias absolutas de los conjuntos continental y marino del barreno B187, San Juan de la Costa, Baja California Sur, México.

**Figura 6.** Valores del análisis de diversidad de especies de los conjuntos continental, dinoflagelados y total del barreno B187, San Juan de la Costa, Baja California Sur.

**Figura 7.** Palinozonas identificadas en la columna estratigráfica del barreno 187, de acuerdo a la distribución de las frecuencias absolutas de los taxa continentales y de dinoflagelados registrados. Formación El Cien, San Juan de la Costa, Baja California Sur, México.

**Figura 8.** Distribución de los porcentajes del conjunto continental y de dinoflagelados del barreno 187, Formación El Cien, San Juan de la Costa, Baja California Sur, México.

**Figura 9.** Polen, esporas y dinoflagelados encontrados en el barreno B187, Formación El Cien, San Juan de la Costa, Baja California Sur. La barra de escala representa 10  $\mu$ m. Taxa (número de muestra: coordenadas). a) *Cicatricosisporites* (Pb-10228: 105.5/13.2); b) *Deltoidospora* (Pb-10230: 105.4/5.2); c) *Lusatisporis dettmannae* (Pb-10236:111.7/5.6); d) Polypodiaceae (Pb-10238: 110.2/14.4); e) Gimnosperma (Pb-10225:101.2/4.4); f) *Pinuspollenites* (Pb-10237: 96.4/5.8); g) *Podocarpus* (Pb-10229: 102.4/15.5); h) Cupressaceae/Taxodiaceae (Pb-10191: 97.9/11.4); i) *Ephedra claricristatus* (Pb-10229: 90.5/3.2); j) Cyperaceae (Pb-10228: 104.9/16.3); k) *Liliacidites* (Pb-10236: 104.6/12.6); l) *Graminidites* (Pb-10257: 98.9/5.2); m) *Eucommia* (Pb-10229: 85.4/9.6); n) *Chenopodipollis* (Pb-10247: 83.7/8.7); ñ) Phytolaccaceae (Pb-10225: 104.4/22.5); o) *Psilatricolpites* (Pb-10205: 102.3/7.2); p) *Myrtaceidites* (Pb-10212: 90.0/4.4); q) tipo Labiatae (Pb-10220: 101.6/9.3); r) *Fraxinoipollenites* (Pb-10241: 98.3/19.4); s) *Ulmipollenites* (Pb-10237: 101.4/21.6); t) Heterocolpado psilado (Pb-10228:100.8/8.2); u) *Malpighiaceoidites* (Pb-

10229: 93.1/3.4); v) *Operculodinium* (Pb-10225: 102.7/7.3); x) *Lingulodinium* (Pb-10225: 90.9/8.7).

## 2.10. FIGURAS

Sistema	Período	Época	Etapa	Millones de años	Fisher et al., 1995 SJC		
Terciario	Neógeno	Plioceno	U	Gelasiense	2.6	?	
				Piacenziense	3.6		
			L	Zancliense	5.3		
			Mioceno	U	Messiniense	7.2	Comondú
				Tortonense	11.6		
		M		Serravaliense	13.8		
				Langhiense	16.0		
		L		Burdigaliense	20.4		
				Aquitaniense	23.0*		
		Oligoceno	U	Chattiense	28.1*	El Cien	
	L		Rupeliense	33.9			
		Paleógeno	Eoceno	U	Priaboniense	37.8	Tepetate
				Bartoniense	41.2		
	M			Luteciense	47.8		
	L		Ypresiense	56.0			
	Paleoceno		U	Thanetiense	59.2		
			M	Selandiense	61.6		
			L	Daniense	66		

**Figura 1.**

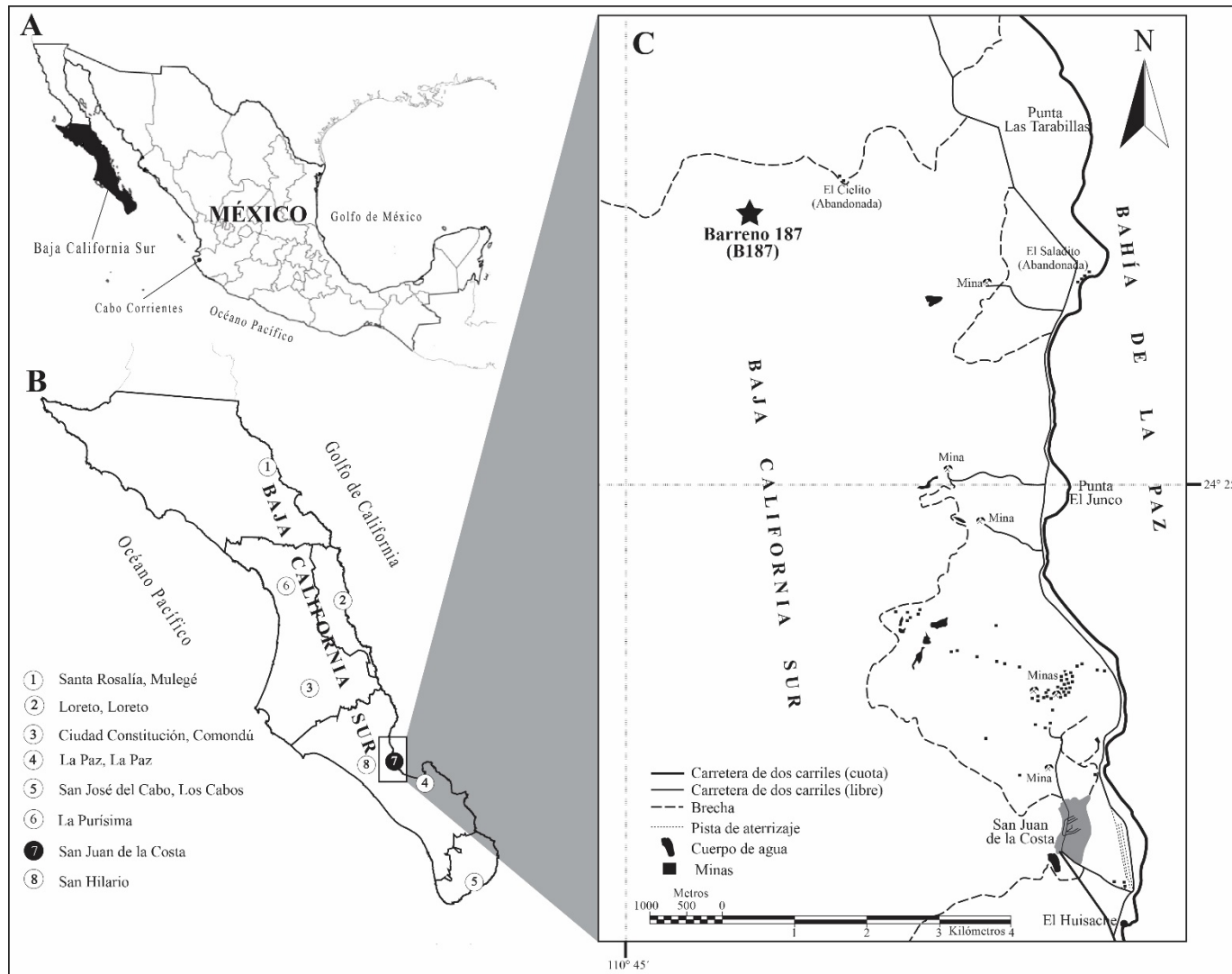


Figura 2.

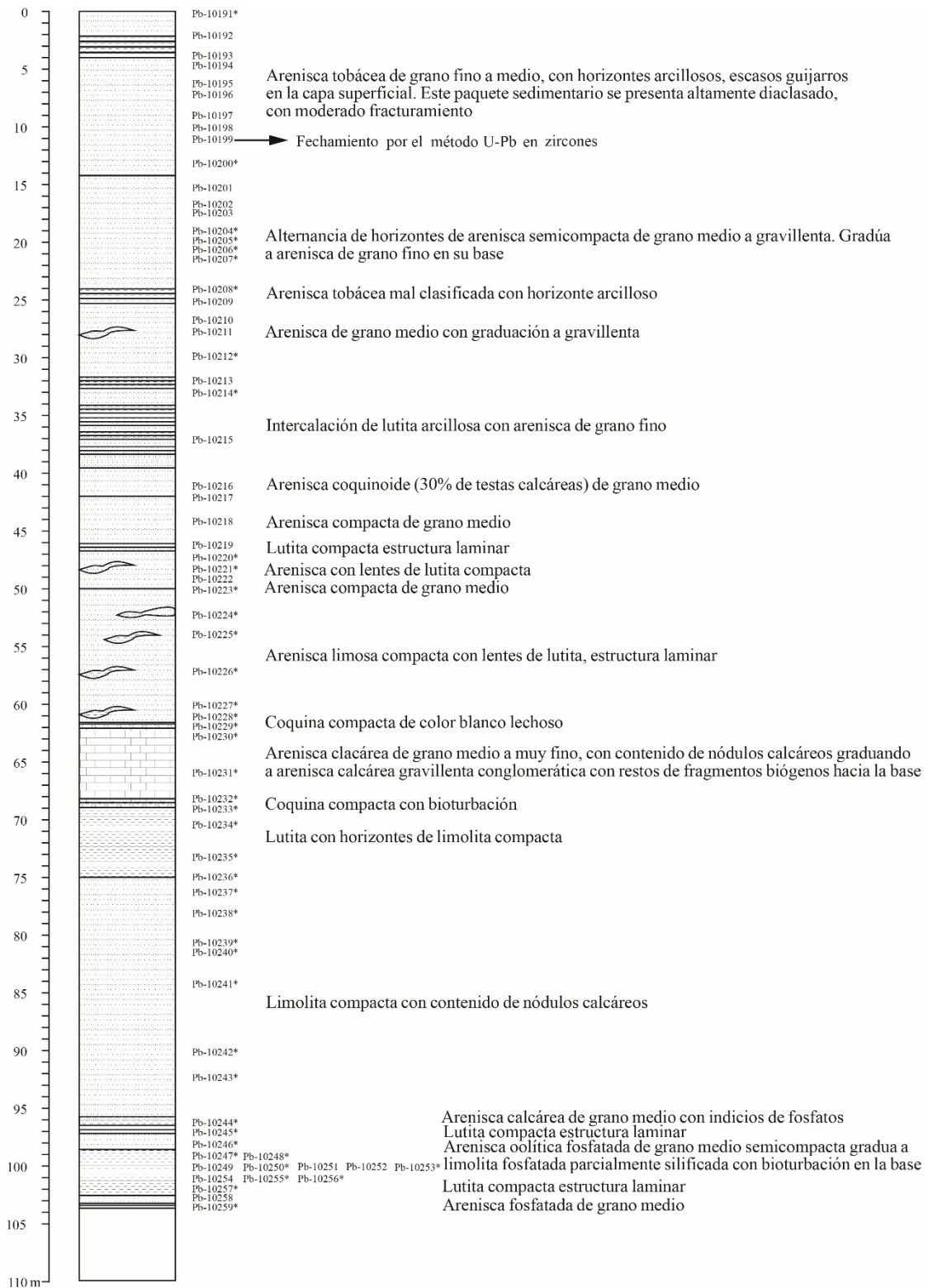


Figura 3.

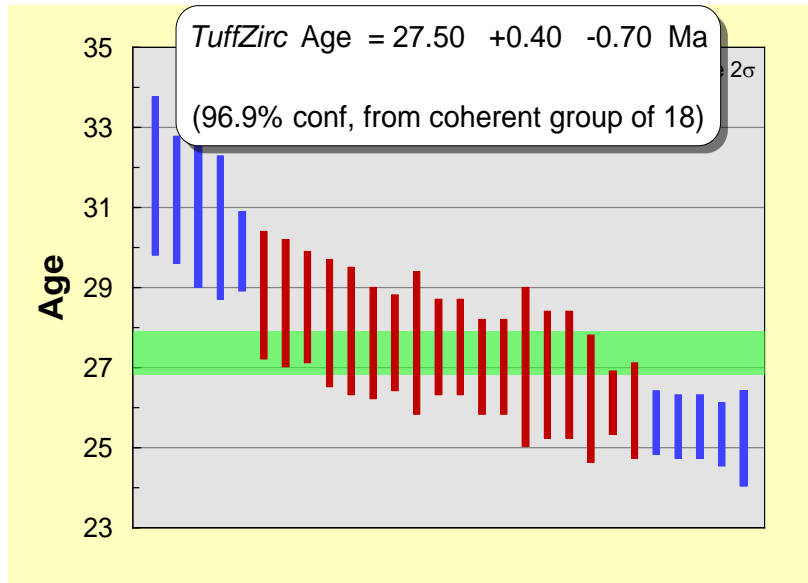
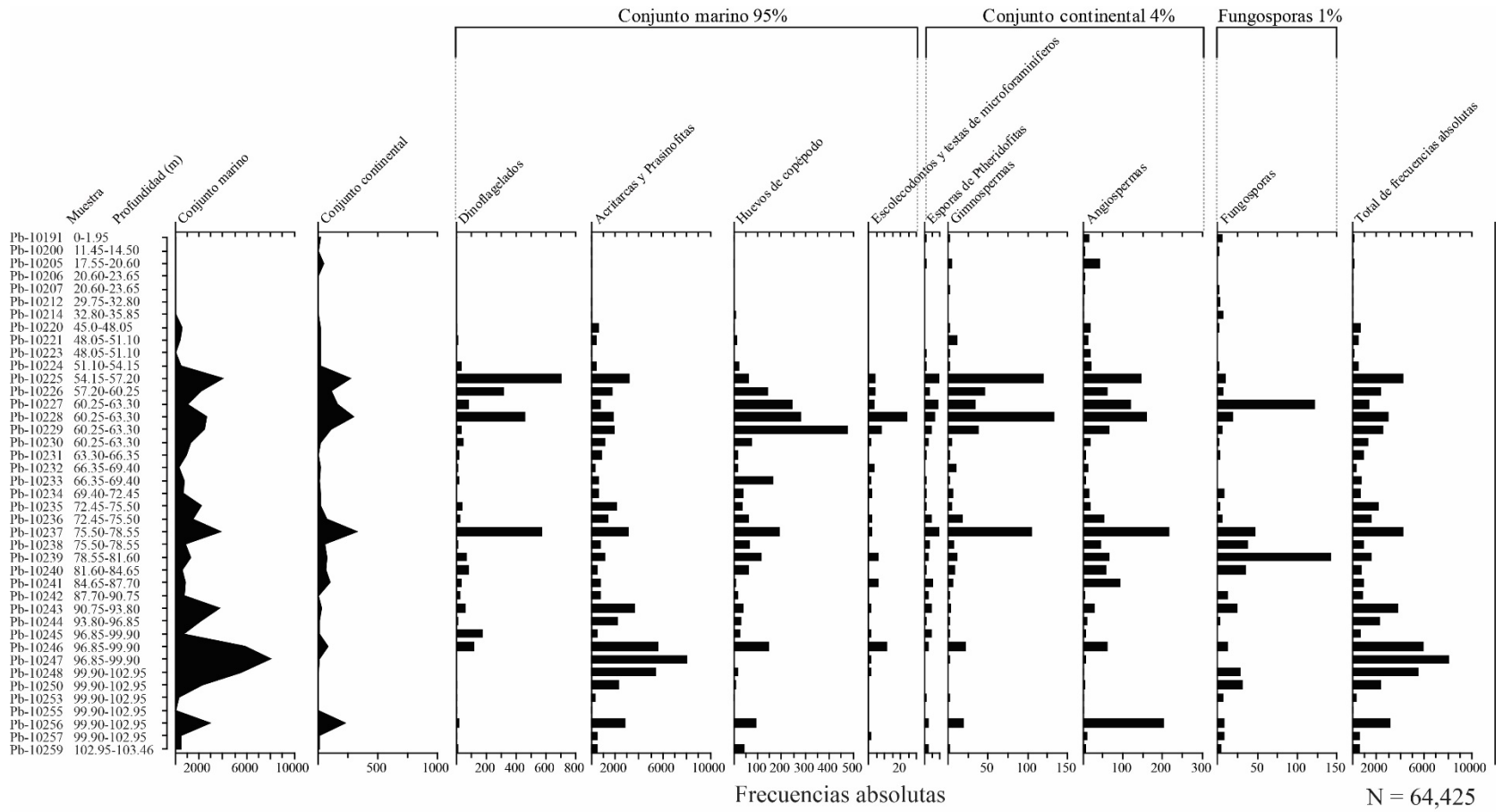


Figura 4.



**Figura 5.**



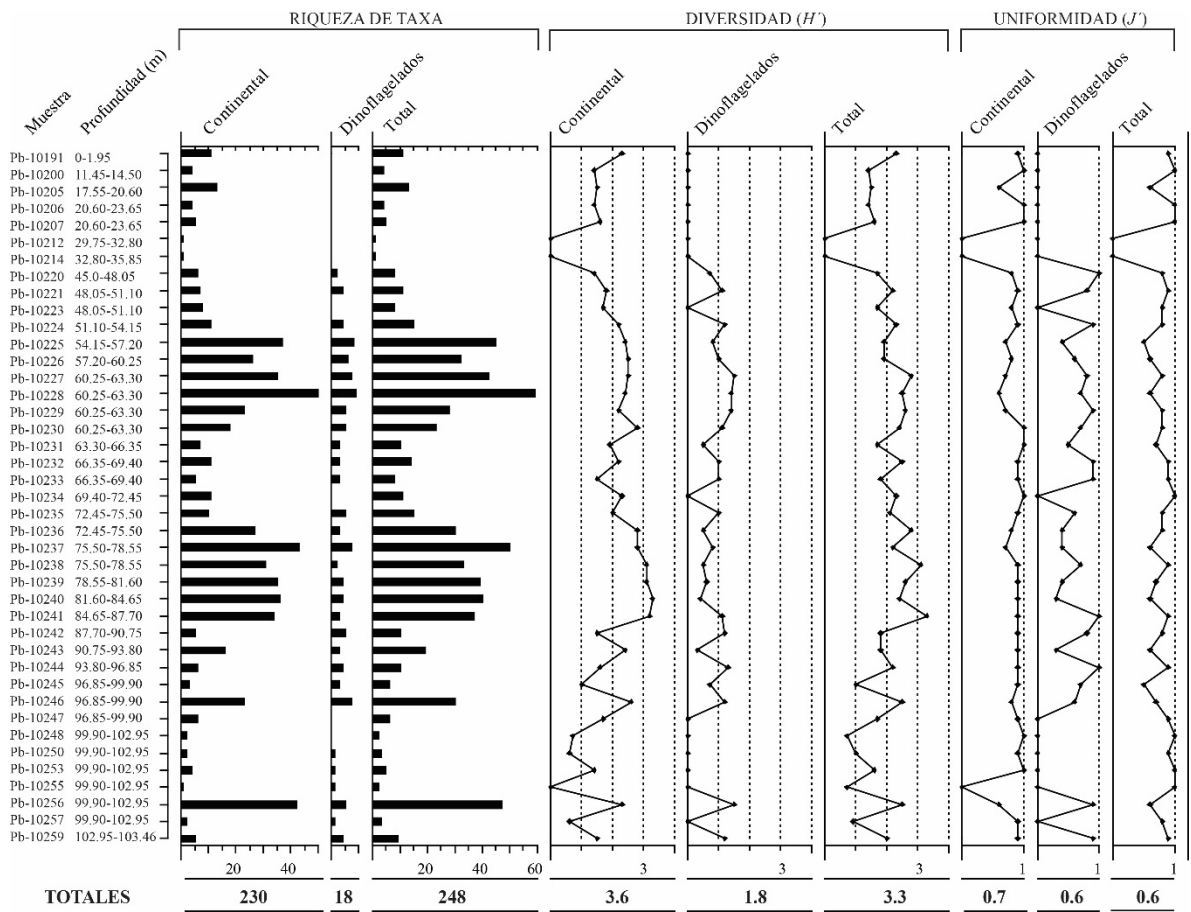


Figura 6.



Figura 7.

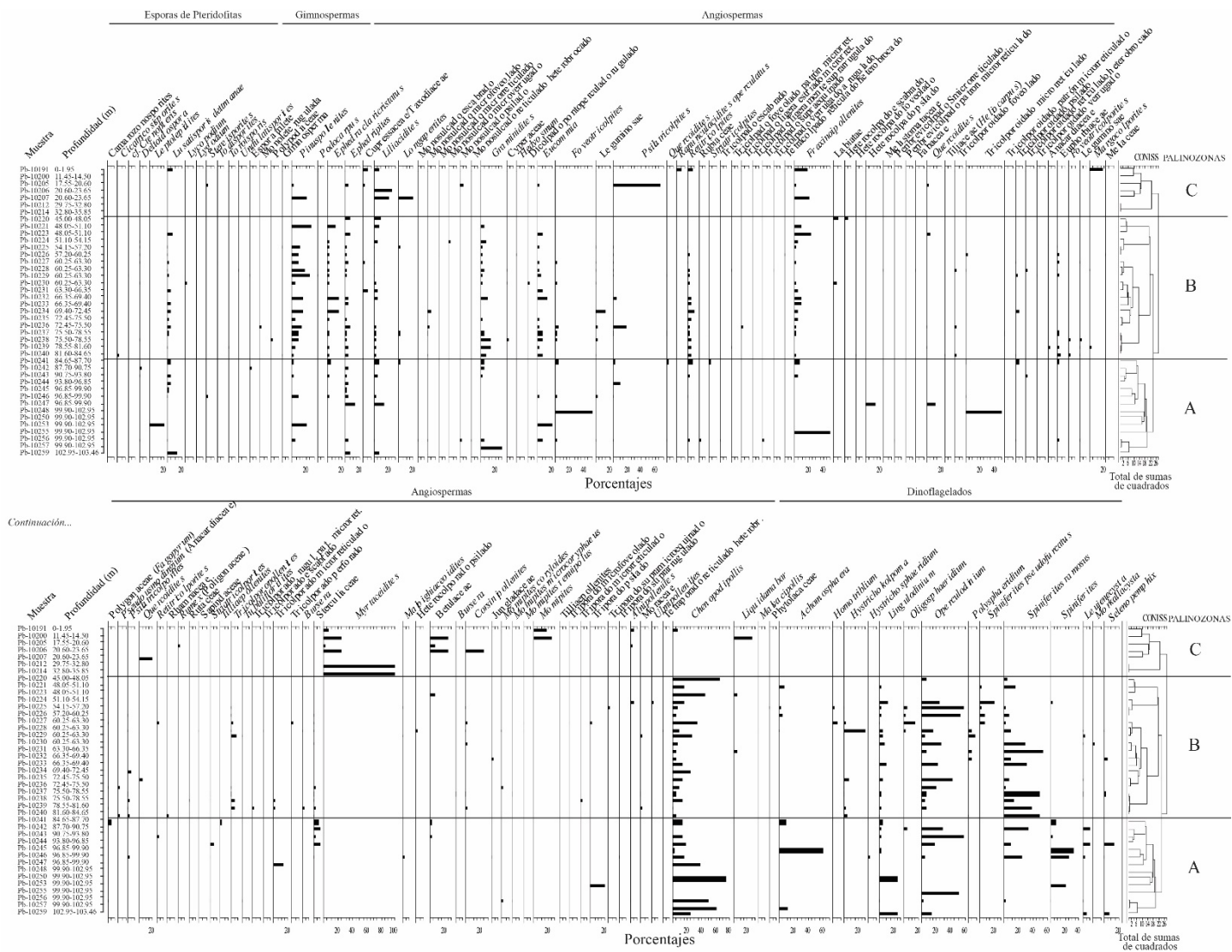


Figura 8.





**Figura 9.**



Continuación Cuadro 1...

TAXON	MUESTRA Ph	PALINOZONA C					PALINOZONA B											PALINOZONA A																						
		10191	10200	10205	10206	10207	10212	10214	10220	10221	10223	10224	10225	10226	10227	10228	10229	10230	10231	10232	10233	10234	10235	10236	10237	10238	10239	10240	10241	10242	10243	10244	10245	10246	10247	10248	10250	10253	10255	10256
<b>Pericarpado</b>																																								
Peribeveicopado microrreticulado (1)																																								
Peribeveicopado patrón microrreticulado (1)																																								
<b>Tricolporoidados</b>																																								
Fabaceae (1)																																								
Quercoidites (2)																																								
Tiliaceae ( <i>Hellocarpus</i> ) (1)																																								
Tricolporoidado foveolado (4)																																								
Tricolporoidado microrreticulado (4)																																								
Tricolporoidado patrón microrreticulado (1)																																								
Tricolporoidado psilado (3)																																								
Tricolporoidado reticulado heterobrocado (2)																																								
Tricolporoidado verrugado (1)																																								
<b>Tricolporados</b>																																								
Anacardiaceae (4)																																								
Euphorbiaceae (1)																																								
Foveotricolporites (3)																																								
Leguminosae (7)																																								
Margocolporites (1)																																								
Meliaceae (1)																																								
Polygonaceae ( <i>Fagopyrum</i> ) (1)																																								
<i>Pseudosmodingium</i> (Anacardiaceae) (1)																																								
<i>Ptilatricolporites</i> (4)																																								
Quercoidites (1)																																								
<i>Reticulocolporites</i> (8)																																								
Rhamnaceae (1)																																								
<i>Rumex</i> (Polygonaceae) (1)																																								
Rutaceae (1)																																								
Sapindaceae (1)																																								
<i>Sitricolporites</i> (4)																																								
<i>Tiliapollenites</i> (1)																																								
<i>Tricolporopollenites</i> (9)																																								
<i>Tubulifloridites</i> (2)																																								
Tricolporado regulado con patrón microrreticulado (1)																																								
Tricolporado escabrado (1)																																								
Tricolporado microrreticulado (3)																																								
Tricolporado perforado (1)																																								
<b>Brevicolporados</b>																																								
<i>Bursera</i> (2)																																								
Sterculiaceae (2)																																								
<b>Sincolporados</b>																																								
<i>Myrtacidites</i> (2)																																								
<b>Perisincolporados</b>																																								
<i>Malpighiacoidites</i> (2)																																								
<b>Heterocolporado</b>																																								
Heterocolporado psilado (1)																																								
<b>Triporados</b>																																								
Betulaceae (1)																																								
<i>Bursera</i> (1)																																								
<i>Coriimpollenites</i> (3)																																								
Juglandaceae (2)																																								
<i>Momipites coryloides</i>																																								
<i>Momipites microcoryphaeus</i>																																								
<i>Momipites tenuipolus</i>																																								
<i>Momipites</i> (1)																																								
<i>Tiliapollenites</i> (1)																																								
Triporado microfoveolado (1)																																								
Triporado microrreticulado (1)																																								
Triporado psilado (2)																																								
Triporado supramicroequinado (1)																																								
Triporado suprarugulado (1)																																								
<b>Tetra-Penta-Hexa-Porados</b>																																								
<i>Anipollenites</i> (1)																																								
Moraceae (1)																																								
<i>Ulmipollenites</i> (3)																																								
Tetraporado reticulado heterobrocado (1)																																								
<b>Periporados</b>																																								
<i>Chenopodiopsis</i> (5)																																								
<i>Liquidambar</i> (1)																																								
<i>Malvacipollis</i> (1)																																								
Phytolaccaceae (1)																																								

Continuación Cuadro 1...

TAXON	MUESTRA Pb	PALINOZOONA C						PALINOZOONA B														PALINOZOONA A																				
		10191	10200	10205	10206	10207	10212	10214	10220	10221	10223	10224	10225	10226	10227	10228	10229	10230	10231	10232	10233	10234	10235	10236	10237	10238	10239	10240	10241	10242	10243	10244	10245	10246	10247	10248	10250	10253	10255	10256	10257	10259
<b>Dinoflagelados</b>																																										
<b>Gonyaulacales</b>																																										
<i>Achomosphaera</i> (1)									2																																	
<i>Homotribium</i> (1)																																										
<i>Hystriochlopsoma</i> (1)																																										
<i>Hystriochlopsacridium</i> (1)																																										
<i>Lingulodinium</i> (1)										1		6	11	11	2	27	5	4				2				22		2	1	6	1	2			3				1			
<i>Oligosphaeridium</i> (1)													42	4	33	3																										
<i>Operculodinium</i> (1)									1			13	561	229		109	4	16	1		5			24	19	58	2	7					6						1	2	2	
<i>Polysphaeridium</i> (1)														1	26	12				1	1																					
<i>Spiniferites pseudofurcatus</i>																																										
<i>Spiniferites ramosus</i>																																										
<i>Spiniferites</i> (1)																																										
<b>Piridionales</b>																																										
<i>Leviencyista</i> (5)																																										
<i>Morkaliucyca</i> (1)																																										
<i>Selenopemphix</i> (1)																																										
<b>Otros elementos</b>																																										
Acartaras y Prasinofitas	63	17	12	0	0	9	11	598	405	30	393	3182	1726	728	1859	1914	1147	861	268	533	598	2084	1377	3044	725	1102	444	772	722	3579	2135	435	5552	8021	5424	2247	285	37	2760	511	450	
Huevos de copépodo	1	0	1	0	0	5		1	11	0	21	60	139	242	280	477	71	15	15	161	37	32	60	190	62	115	58	4	16	39	30	25	143	0	15	6	1	0	91	0	41	
Escolocodatos y testas de microforaminíferos	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	4	3	24	8	1	0	3	1	2	0	2	2	2	0	6	0	6	0	1	0	1	11	1	1	0	0	0	0	1	0
Fungosporas	5	1			1	2	6	1			1	9	6	121	18	5	1	2				8	2	5	47	37	142	34	12	24	2	11		28	31	6	8	8	4			
<b>TOTAL</b>	20468	20422	20470	20416	20420	20436	20451	21060	20889	20494	20917	24679	22753	21786	23397	22996	21743	21360	20775	21183	21134	22645	22013	24656	21365	21987	21164	21393	21266	24218	22677	21134	26406	28524	25966	22788	20803	20549	23607	21044	21029	
<b>DIVERSIDAD DE ESPECIES</b>																																										
<b>CONJUNTO CONTINENTAL Y DINOFAGELADOS</b>																																										
Riqueza [248]	11	4	13	4	5	1	1	8	11	8	15	45	32	42	59	28	23	10	14	8	11	15	30	50	33	39	40	37	10	19	10	6	30	6	2	3	5	2	47	3	9	
Diversidad de especies $\alpha$ ( $H'$ ) [3.3]	2.3	1.4	1.5	1.4	1.6	0.0	0.0	1.7	2.2	1.7	2.3	1.9	1.9	2.8	2.5	2.6	2.4	1.7	2.5	1.8	2.3	2.1	2.8	2.2	3.1	2.6	2.4	3.3	1.8	1.8	2.2	1.0	2.5	1.7	0.7	1.0	1.6	0.7	2.5	0.9	2.0	
Uniformidad ( $J'$ ) [0.6]	0.9	1.0	0.6	1.0	1.0	0.0	0.0	0.8	0.9	0.8	0.8	0.5	0.6	0.8	0.6	0.8	0.8	0.7	0.9	0.9	1.0	0.8	0.8	0.6	0.9	0.7	0.6	0.9	0.8	0.6	0.9	0.5	0.7	0.9	1.0	0.9	1.0	1.0	0.6	0.8	0.9	
<b>CONJUNTO CONTINENTAL</b>																																										
Riqueza [230]	11	4	13	4	5	1	1	6	7	8	11	37	26	35	50	23	18	7	11	5	11	10	27	43	31	35	36	34	5	16	6	3	23	6	2	2	4	1	42	2	5	
Diversidad de especies $\alpha$ ( $H'$ ) [3.6]	2.3	1.4	1.5	1.4	1.6	0.0	0.0	1.4	1.8	1.7	2.2	2.4	2.5	2.4	2.2	2.8	1.9	2.2	1.5	2.3	2.0	2.8	2.8	3.1	3.1	3.3	3.2	1.5	2.4	1.6	1.0	2.6	1.7	0.7	0.6	1.4	0.0	2.3	0.6	1.5		
Uniformidad ( $J'$ ) [0.7]	0.9	1.0	0.6	1.0	1.0	0.0	0.0	0.8	0.9	0.8	0.9	0.7	0.8	0.7	0.6	0.7	1.0	1.0	0.9	0.9	1.0	0.9	0.8	0.7	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8	0.9	1.0	0.9	1.0	0.0	0.6	0.9	0.9		
<b>CONJUNTO DE DINOFAGELADOS</b>																																										
Riqueza [18]	0	0	0	0	0	0	0	2	4	0	4	8	6	7	9	5	5	3	3	3	0	3	3	7	2	4	4	3	5	3	4	3	7	0	0	1	1	1	5	1	4	
Diversidad de especies $\alpha$ ( $H'$ ) [1.8]	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	1.1	0.0	1.2	0.8	1.0	1.5	1.4	1.4	1.1	0.5	1.0	1.0	0.0	1.0	0.5	0.8	0.5	0.6	0.4	1.1	1.2	0.3	1.3	0.7	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5	0.0	1.2	
Uniformidad ( $J'$ ) [0.6]	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.8	0.0	0.9	0.4	0.6	0.8	0.7	0.9	0.7	0.5	0.9	0.9	0.0	0.6	0.4	0.4	0.7	0.4	0.3	1.0	0.8	0.3	1.0	0.7	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	0.0	0.9	

## 2.12. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alatorre, A.E., 1988, Stratigraphy and depositional environments of the phosphorite-bearing Monterrey Formation in Baja California Sur: *Economic Geology*, 83(8), 1918-1930.
- Álvarez-Zuñiga, E., Sánchez-González, A., López-Mata, L. y Tejero-Diez, J.D., 2012, Composición y abundancia de las pteridofitas en el bosque mesófilo de montaña del municipio de Tlanchinol, Hidalgo, México: *Botanical Sciences*, 90(2), 163-177.
- Applegate, S.P., 1986, The El Cien Formation: Strata of Oligocene and early Miocene age in Baja California Sur: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 6(145-162).
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D. y 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*, LIII, 59-71.
- Baab, K., Blanco y Correa, M., González-Flores, R.E., Navarrete-Carrillo, J.A., Téllez-Valdés, O. y Vega-Aviña, R., 2010, II. Serranías de Nayarit, *en* Toledo-Aceves, T. (ed.), *El bosque mesófilo de montaña en México: Amenazas y oportunidades para su conservación y manejo sostenible: México*, Comisión Nacional para el conocimiento y uso de la biodiversidad, 50-59.
- Becerra, J.X., 2005, Timing the origin and expansion of the Mexican tropical dry forest: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America of the United States of America*, 102(31), 10919-10923.
- Carreño, A.L. y Helenes, J., 2002, Geology an Ages of the Islands, *en* Case, T., Cody, M. L. y Ezcurra, E. (eds.), *A new Island Biogeography of the Sea of Cortes: New York. U.S.A.*, Oxford University Press, 14-40.
- Carreño, A.L. y Smith, J.T., 2007, Stratigraphy and correlation for the ancient Gulf of California and Baja California Peninsula, México: New York, U.S.A. , Paleontological Research Institution, *Bulletin of American Paleontology*, 371, 146 pp.
- Challenger, A. y Soberón, J., 2008, Los Ecosistemas Terrestres, *en* Soberón, J., Halffter, G. y Llorente-Bosques, J. (eds.), *Capital Natural de México: México*, 1, Conocimiento actual de la diversidad, CONABIO, 87-108.
- Fischer, R., Galli-Olivier, C., Gidde, A. y Schwennicke, T., 1995, The El Cien Formation of southern Baja California, Mexico: Stratigraphic precisions: *Newsletters on Stratigraphy*, 32(3), 137-161.



- Galván-Escobedo, I.G., Ramírez-Arriaga, E., Reyes-Salas, M., Martínez-Hernández, E., Ángeles-García, S. y García-Moya, E., 2015, Descriptions and botanical affinities of *Tubulifloridites* Cookson 1947 es Potonié 1960 pollen grains from the San Gregorio Formation, Baja California Sur, Mexico: *Acta Microscopica*, (en prensa).
- Galván-Escobedo, I.G., Ramírez-Arriaga, E., Uscanga-Mortera, E., Valiente-Banuet, A., García-Moya, E., Kohashi-Shibata, J. y Martínez-Hernández, E., 2012, Registro Paleopalinológico Preliminar del Barreno B4 de la Formación San Gregorio en Comondú, Baja California Sur, México (resumen en extenso), *En: Memorias de la Convención Nacional Geológica 2012: World Trade Center, Ciudad de México, México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, A.C.* .
- Galván-Escobedo, I.G., Ramírez-Arriaga, E., Valiente-Banuet, A. y Helenes-Escamilla, J., 2013, Paleopalynological comparison of San Gregorio Formation and El Cien Formation, Baja California Sur, Mexico: a preliminary analysis (resumen), *en AASP-Tps 46th Annual Meeting, San Francisco, California, U.S.A, Clark, M., Lucas-Clarck, J. y Fisk, L. (eds.), 88-89.*
- Grimm, E.C., 1987, CONISS: A Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares: *Computer & Geosciences*, 13(1), 13-35.
- Grimm, E.C., 2011, Tilia Software, Versión 1.7.16: Springfield, IL., Illinois State Museum.
- Hausback, B.P., 1984, Cenozoic Volcanic and Tectonic Evolution of Baja California Sur, México, *en Frizzell, I. (ed.), Geology of the Baja California Peninsula: Los Angeles, California, U.S.A., Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 219-236.
- Kim, W.H. y Barron, J.A., 1986, Diatom biostratigraphy of the upper Oligocene to lowermost Miocene San Gregorio Formation, Baja California Sur, Mexico *Diatom Research*, 1(2), 169-187.
- Ledesma-Vázquez, J. y Carreño, A.L., 2010, Origin, Age, and Geological Evolution of the Gulf of California, *en Brusca, R. C. (ed.), The Gulf of California. Biodiversity and Conservation: Arizona, U.S.A., The University of Arizona Press and The Arizona-Sonora Desert Museum*, 7-23.
- León de la Luz, J.L., Domínguez-Cadena, R. y Mendel-Narváez, N., 2012, Florística de la Selva Baja Caducifolia de la Península de Baja California, México: *Botanical Sciences*, 90(2), 143-162.
- López-Mata, L., Villaseñor, J.L., Cruz-Cárdenas, G., Ortíz, E. y Ortíz-Solorio, C., 2012, Predictores ambientales de la riqueza de especies de plantas del Bosque Húmedo de Montaña de México: *Botanical Sciences*, 90(1), 27-36.

- Magurran, A.E., 1989, *Diversidad ecológica y su medición*: Barcelona, España, Editorial Vedrap.
- Martínez-Hernández, E. y Ramírez-Arriaga, E., 1999, Palinoestratigrafía de la región de Tepexi de Rodríguez, Puebla, México. *Implicaciones Cronoestratigráficas: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 16(2), 187-207.
- Martínez-Hernández, E. y Ramírez-Arriaga, E., 2006, Tertiary Palynofloristic correlations between Mexican Formations with emphasis in dating the Balsas Group, *en* Vega, F., Nyborg, T. G., Perrilliat, M. C., Montellano-Ballesteros, M., Cevallos-Ferriz, S. y Quiroz-Barroso, S. A. (eds.), *Studies on Mexican Paleontology*: Dordrecht, The Netherlands, Springer, 19-45.
- Miranda, F. y Hernández-X., E., 2014, *Los tipos de vegetación de México y su clasificación*: México, D.F., Fondo de Cultura Económica, Sociedad Botánica de México, Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, 220 p.
- Palafox-Silva, L.H., 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, Mexico, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, tesis de Maestría, 80 pp.
- Pielou, E.C., 1975, *Ecological Diversity*: New York, Wiley InterSciencep.
- Ramírez-Arriaga, E., 2005, *Reconstrucción Paleoflorística de la Formación Cuayuca con base en análisis palinoestratigráfico e implicaciones paleogeográficas*: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis doctoral, 231 pp.
- Rzedowski, J., 1996, Análisis preliminar de la flora vascular de los bosques mesófilos de montaña de México: *Acta Botánica Mexicana*, 35, 25-44.
- Rzedowski, J., 2006, *Vegetación de México*: México, Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidadp.
- Rzedowski, J. y Calderón de Rzedowski, G., 1987, El bosque tropical caducifolio de la región mexicana del Bajío: *Trace*, 12, 12-21.
- Seaby, R.M.H. y Henderson, P.A., 2007, *Species Diversity and Richness IV*: Lymington, Hampshire, Pisces Conservation Ltd.
- Smith, J.T., 1991, Cenozoic Marine Mollusks and Paleogeography of the Gulf of California, *en* Dauphin, J. P. y Simoneit, B. R. T. (eds.), *The Gulf and peninsular province of the Californias*: Okla., U.S.A. , American Association of Petroleum Geologists in Tulsa, 637-666.

- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O. y Tanner, M., 2010, U-Pb Zircon Geochronology with an Integrated LA-ICP-MS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy: *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34:, 5-18.
- Srivastava, S.K., 1972, Systematic description of some spores from The Edmonton Formation (Maestrichtian), Alberta, Canada: *Palaeontographica*, B, 139, 1-46.
- Traverse, A., 2008, *Paleopalynology*: Netherlands, Springerp.

## CAPÍTULO III

### Descripciones de morfología polínica I.

#### Esporas

#### MORPHOLOGICAL DESCRIPTIONS OF LATE OLIGOCENE – EARLY MIOCENE SPORES: SAN GREGORIO FORMATION, BAJA CALIFORNIA SUR, MEXICO

I. G. Galván-Escobedo<sup>a\*</sup>, E. Ramírez-Arriaga<sup>b</sup>, E. Martínez-Hernández<sup>b</sup>, M. Reyes-Salas<sup>c</sup>, S. Angeles-García<sup>c</sup> and J. Kohashi-Shibata<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Postgrado en Botánica, Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo, Carretera México- Texcoco Km. 36.5, Montecillo, Texcoco, 56230 Estado de México. <sup>b</sup>Laboratorio de Palinología, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) Ciudad Universitaria, Av. Universidad 3000, Coyoacán, México, D.F., 04510 México. <sup>c</sup>Dpto. de Microscopía electrónica de Barrido Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) Ciudad Universitaria, Av. Universidad 3000, Coyoacán, México, D.F., 04510 México.

[\\*Corresponding author, e-mail: elia@unam.mx](mailto:elia@unam.mx)

#### 3.1. ABSTRACT

The San Gregorio Formation (Late Oligocene-Early Miocene) is part of the Paleogene and Neogene stratigraphic sequence in La Purísima region, Baja California Sur, Mexico. A borehole from this formation was analyzed with the aim of contributing continental and marine palynomorphs. This paper presents the results concerning to the continental palynomorphs, belonging to bryophyte and pteridophyte spores group. One bryophyte and eight pteridophyte spores were identified to genus level: cf. *Camarazonosporites*, *Cicatricosisporites*, *Deltoidospora*, *Granulatisporites*, *Leptolepidites*, *Lycopodiacidites*, *Stereisporites*, *Undulatisporites* and *Polypodiisporites*. One pteridophyte spore was identified to species level —*Lusatisporis dettmannae*—, which was the most abundant. We present systematic descriptions of the taxa recorded. These spores are associated to the Cloud Forest vegetation type.

**Key words:** La Purísima, palynomorphs, fossil spores, Oligocene-Miocene.

#### DESCRIPCIONES MORFOLÓGICAS DE ESPORAS DEL OLIGOCENO TARDÍO-MIOCENO TEMPRANO: FORMACIÓN SAN GREGORIO, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO

#### 3.2. RESUMEN

La Formación San Gregorio (Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano) forma parte de la secuencia estratigráfica del Paleógeno y Neógeno en la región de La Purísima, Baja California Sur, México. Un barreno procedente de esta Formación se analizó con el objetivo de estudiar los palinomorfos continentales y marinos. En este artículo se presentan los resultados de los palinomorfos continentales, pertenecientes al grupo de esporas de briofitas y pteridofitas. Se identificaron un taxón de esporas de briofitas y ocho de pteridofitas a nivel de género: cf. *Camarazonosporites*, *Cicatricosisporites*, *Deltoidospora*, *Granulatisporites*, *Leptolepidites*, *Lycopodiacidites*, *Stereisporites*, *Undulatisporites* y *Polypodiisporites*. Un taxón de esporas de pteridofita se identificó a nivel de especie —*Lusatisporis dettmannae*—, la cual resultó ser la más abundante. Se presentan las descripciones sistemáticas de los taxa registrados. Estas esporas se asocian con la vegetación del tipo Bosque Mesófilo de Montaña.

**Palabras clave:** La Purísima, palinomorfos, esporas fósiles, Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano.

### 3.3. INTRODUCTION

The Baja California peninsula is located in northwest Mexico and currently, its climate is very arid [1]. The vegetation that predominates in it are mainly the desert scrub, tropical deciduous forest, oak-pine forest and oak forest are the main vegetation types [2]. During the Paleogene and Neogene (66-11.6 Ma), the southern peninsula was attached to mainland Mexico, at Cabo Corrientes, near Puerto Vallarta, Jalisco, its surface was covered by a shallow sea [3, 4]. The peninsula began the journey to its current position during the Late Miocene (12-6 Ma) as a result of the tectonic movements of the Pacific and North American plates [4, 5, 6].

Under this geological setting, sediments that gave rise to the stratigraphic sequence in the La Purísima region, Comondú, Baja California Sur (BCS) were deposited [3, 7, 8, 9, 10]. Among these, the San Gregorio Formation (SGF) was deposited during Late Oligocene-Early Miocene (27.2-22.5 Ma) [7, 8] (Figure 1). Its lithological composition consists of interbedded phosphatic shale, silicified shale, rhyolite tuff, diatomite, phosphatic pelotoidal sandstone, and diatomaceous shale with a high content of fish remains [3, 7, 11, 12].

A borehole (B4) from the SGF was analyzed in order to study continental and marine palynomorphs. The aim of this paper is to register the results concerning to continental palynomorphs belonging to the pteridophyte-bryophyte group. We show only the records and systematic descriptions of pteridophyte-bryophyte fossil spores found in the samples from borehole B4 and based on that, we bring into focus the detection of the plant

palaeocommunities most probably to be associated with.

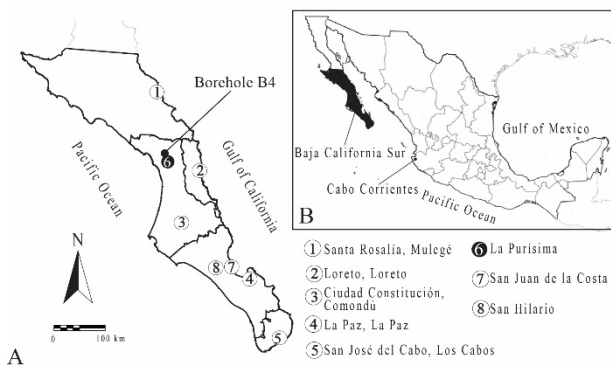
System	Period	Epoch	Age	Picks (Ma)	La Purísima (Hausback, 1984)
Tertiary	Neogene	Pliocene	Placenzian	3.6	La Salada
			Zanclean	5.3	
		Miocene	Messinian	7.2	
			Tortonian	11.6	
			Serravalian	13.8	
			Langhian	16.0	
	Burdigalian		20.4	Isidro	
	Aquitanian		23.0	San Gregorio	
	Oligocene	Chatthian	28.1		
		Rupelian	33.9		
	Paleogene	Eocene	Priabonian	37.8	Tepetate
			Bartonian	41.2	
			Lutetian	47.8	
			Ypresian	56.0	
			Thanetian	59.2	
		Paleocene	Selandian	61.6	
Danian			66.0		

**Fig. 1.** Paleogene and Neogene stratigraphic sequence in the La Purísima region, Comondú, Baja California Sur, Mexico.

### 3.4. MATERIALS AND METHODS

Borehole B4 reaches a depth of 105.40 m, and was obtained in the La Purísima region at coordinates 26 ° 19'03 "N and 112 ° 06'08" W, central BCS (Figure 2).

A total of 40 samples were collected and processed through standard methods for the extraction of palynomorphs [13] using hydrochloric and hydrofluoric acids, acetolysis (acetic anhydride and sulfuric acid) and flotation technic with sodium polytungstate. Permanent slides were prepared with hydroxyl-acetyl-cellulose and Canada balsam, and were deposited in the IGLUNAM palynological collection of the UNAM (Universidad Nacional Autónoma de México), Geology Institute.



**Fig. 2.** A) Geographic location of Borehole B4 extraction point. B) Baja California Sur state on northwestern Mexico.

A slide from each sample was reviewed with an Axiolab Zeiss light microscope (LM), using x1000 objective and phase contrast. Continental and marine palynomorphs were counted in each slide. After that, the counted group of pteridophyte-bryophyte fossil spores was separated from the remainder of continental palynomorphs (Figure 3). Photomicrographs were taken in normal light and phase contrast, with an ICc1-Zeiss AxioCam and using AxioVision software, version 4.8.2.

Additionally, the samples of recorded pteridophyte-bryophyte fossil spores were prepared for the scanning electron microscope (SEM) observation. The samples were dehydrated in an alcohol series; a few drops of the pollen suspension were added on the prepared stubs and then dried with a lamp and sputter coated with gold-palladium and carbon. Specimens were examined and photographed, using a JEOL 6300 SEM at an accelerating voltage of 20 kV, at the UNAM, Geology Institute.

The morphological descriptions of the spore taxa were made following the Erdtman [14] and Punt *et al.* [15] terminologies.

### 3.5. RESULTS AND DISCUSSION

The SGF contains both continental and marine palynomorphs, which included more than 100 taxa. Pteridophyte-bryophyte spores represented 4% of the total continental assemblage and were recorded in 14 of the 40 samples from borehole B4. Nine trilete spores taxa and one monolete spore were counted (Figure 3). The spores determined were *cf. Camarazonosporites* Pant ex Potonié 1956 emend. Klaus 1960, *Cicatricosisporites* Potonié & Gelletich 1933, *Deltoidospora* Miner 1935, *Granulatisporites* Ibrahim 1933 emend. Potonié and Kremp 1954, *Leptolepidites* Couper 1953 emend. Norris 1968, *Lusatisporis dettmannae* (Drug) Srivastava 1972, *Lycopodiacidites* Couper, 1953 emend. Potonié 1956, *Stereisporites* Pflug 1953, *Undulatisporites* Pflug 1953 and *Polypodiisporites* Potonié 1931 in Potonié & Gelletich 1933 ex Potonié 1956.

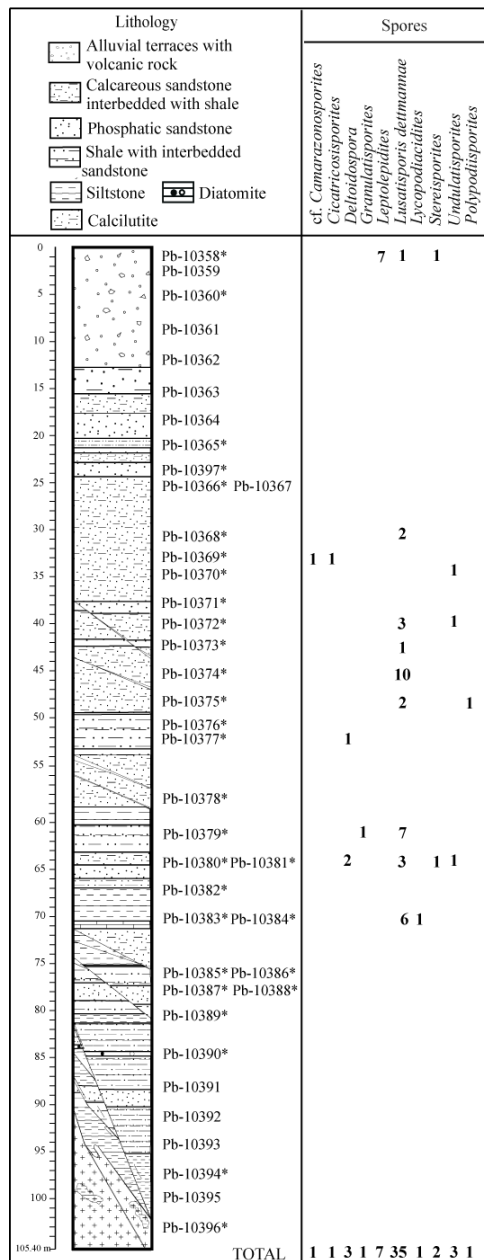
Considering the percentages for the continental palynomorphs registered in each sample, the following ranges were obtained for each pteridophyte-bryophyte taxa: 5.6% for both *cf. Camarazonosporites* and *Cicatricosisporites*; 0.7-1.8% for *Deltoidospora*; 1.1% for *Granulatisporites*; 12% for *Leptolepidites*; 0.6-11.1% for *Lusatisporis dettmannae*; < 1% for *Lycopodiacidites*; 0.7-1.7% for *Stereisporites*; 0.7-8.3% for *Undulatisporites*; and *Polypodiisporites* at 0.8%. *Lusatisporis dettmannae* was the most abundant of all spores.

#### **Systematic descriptions:**

##### **Trilete spores:**

Genus: *Camarazonosporites* Pant ex Potonié 1956 emend. Klaus 1960

Type species: *Camarozonosporites cretaceus*  
(Weyland & Krieger 1953) Potonié 1956



**Fig. 3.** Borehole B4 stratigraphic colum, San Gregorio Formation, Baja California Sur, Mexico. Pb Numbers indicate the sample number and depth. (\*) = Presence of palynomorphs. The recording corresponds only to the absolute frequencies of pteridophyte-bryophyte spores group.

cf. *Camarozonosporites* sp. (Figure 5 a-b)

Botanical affinity: *Lycopodium*

**Description:** Monade, heteropolar, radiosymmetric, trilete. Amb subtriangular with rounded apices. Laesura extending all radius spore. Exine 0.6 µm thick, sculpture slightly regulate in the distal surface. Rugulae 0.3 µm wide and 2 µm long.

**Dimensions:** Equatorial axis = 20.1 x 23.5 µm: one specimen measured.

**Remarks:** The distal surface of *Camarozonosporites* is regulate or hamulate, and the proximal surface is more or less smooth. It differs from *Lycopodiacidites*, as the latter is ornamented on both surfaces [16].

**Other occurrences:** Mexico — Middle Eocene-Late Eocene Burgos Basin, between Nuevo Leon and Tamaulipas states, Mexico [17]. South America — Middle Eocene, Llanos foothills, Colombia [18]. Europe — Middle Eocene, Eifel Formation, Germany [19]. Antarctica — Early to Middle Eocene, Wilkes Land Margin [20].

Genus: *Cicatricosisporites* Potonié & Gelletich  
1933.

Type species: *Cicatricosisporites dorogensis*  
Potonié & Gelletich 1933

*Cicatricosisporites* sp. (Figure 5 c-d)

Botanical affinity: *Anemia*

**Description:** Monade, heteropolar, radiosymmetric, trilete. Amb triangular obtuse concave with rounded apices. Laesura ¾ or more of radius spore. Exine 1.2-3.1 µm thick, sculpture canaliculate with irregular ribs 4-4.6 µm thick.

**Dimensions:** Equatorial axis = 32.25 x 32.6  $\mu\text{m}$ : one specimen measured.

**Remarks:** In *Cicatricosisporites* the rib patterns and structure may be highly variable in nature. Some species have perforations of primary origin [16].

**Other occurrences:** Mexico — Middle Eocene-Late Eocene Burgos Basin, between Nuevo Leon and Tamaulipas states [17]; Late Eocene-Early Oligocene Cuayuca Formation, Puebla [21, 22, 23]; Miocene, Chiapas [24]. North America — Late Paleocene, lignites from the Red Hills Mine, Mississippi, U.S.A. [25]; Late Eocene, Jackson Group, Mississippi and Alabama, U.S.A. [26]. South America — Eocene, Esmeraldas Formation, Colombia [27]; Cenozoic, Llanos and Llanos Foothills, Colombia [28]; Middle Eocene, Llanos foothills, Colombia [18]. Europe — Late Paleocene to Eocene, Hungary [29]; Early Eocene, Belgium [30]; Middle Eocene, Messel near Darmstadt [31]; Middle Eocene, Eifel Formation, Germany [32]. Asia — Paleocene, Nomogen Formation, China [33]. Antarctica — Early to Middle Eocene, Wilkes Land Margin [20].

Genus: *Deltoidospora* Miner 1935

Type species: *Deltoidospora halli* Miner 1935

*Deltoidospora* sp. (Figures 4 and 5 e-f)

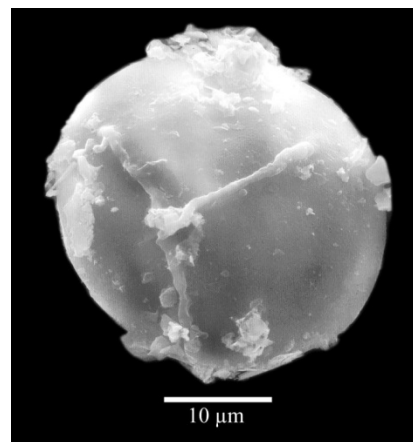
Botanical affinity: **Cyatheaceae**

**Description:** Monade, heteropolar, radiosymmetric, trilete. Amb triangular obtuse convex with rounded apices. Laesura  $\frac{3}{4}$  or more of radius spore. Exine psilate 0.7-1  $\mu\text{m}$  thick, usually folded.

**Dimensions:** Equatorial axis = 45  $\mu\text{m}$  (37.3-52  $\mu\text{m}$ ): two specimens measured.

**Remarks:** *Deltoidospora* shows a psilate surface and simple laesura. The amb is characteristically triangular to convexly subtriangular [16].

**Other occurrences:** Mexico — From Late Eocene-Early Oligocene, Pie de Vaca Formation, Tepexi de Rodriguez, Puebla [34]; Early Eocene-Early Oligocene, La Trinidad and La Quinta Formations, Chiapas [24]; Late Eocene-Early Oligocene, Cuayuca Formation Puebla, [21, 22, 23]; Oligocene-Miocene, La Quinta Formation, Chiapas [35]; Early-Middle Miocene, Ixtapa Formation, Chiapas [36]. North America — Eocene, Wilcox section, Louisiana, U.S.A. [37]. South America — Middle Eocene, Guys Hill Member, Chapelton Formation, Jamaica [38]; Late/Upper Miocene, Chiquimil Formation, Argentina [39].



**Fig. 4.** Scanning electron microscope photomicrograph. *Deltoidospora* sp. (Cyatheaceae).

Genus: *Granulatisporites* Ibrahim 1933 emend.  
**Potonié and Kremp 1954**

Type species: *Granulatisporites granulatus*  
**Ibrahim 1933**



*Granulatisporites* sp. (Figure 5 g-h)

Botanical affinity: **Pteridophyta**

**Description:** Monade, heteropolar, radiosymmetric, trilete. Amb subtriangular with rounded apices. Laesura extending all radius spore, margo 0.99 µm thick. Aperture 2.1 µm wide. Exine 0.60 µm thick slightly microverrucate. Verrucae < 0.30 µm diameter.

**Dimensions:** Equatorial axis = 25 x 26.6 µm: one specimen measured.

**Remarks:** *Granulatisporites* presents a triangular amb evenly covered with granules [16].

Genus: ***Leptolepidites* Couper 1953 emend. Norris 1968**

Type species: ***Leptolepidites verrucatus* Couper 1953**

*Leptolepidites* sp. (Figure 5 i-j)

Botanical affinity: **Pteridophyta**

**Description:** Monade, heteropolar, radiosymmetric, trilete. Amb esferoidal. Laesura  $\frac{2}{3}$  of radius spore. Exine 1 µm thick, sculpture verrugate. Verrucae from distal face 1.1 µm in diameter, and in proximal face 0.9 µm in diameter.

**Dimensions:** Equatorial axis = 12.9 x 14.4 µm: one specimen measured.

**Remarks:** This genus is characterized by an amb rounded to convexly subtriangular and by the presence of verrucae of variable size and shape; the verrucae may be smaller on the proximal surface [16].

**Other occurrences:** Mexico — Late Eocene-Early Oligocene, Cuayuca Formation, Puebla [21, 22]. South America — Late-Upper Miocene, Chiquimil Formation, Argentina [39]. Asia — Paleocene, Nomogen Formation, China [33].

Genus: ***Lusatisporis* Krutzsch 1963**

Type species ***Lusatisporis punctatus* Krutzsch 1963**

***Lusatisporis dettmannae* (Drug) Srivastava 1972**

(Figure 6 a-b)

Botanical affinity: ***Selaginella***

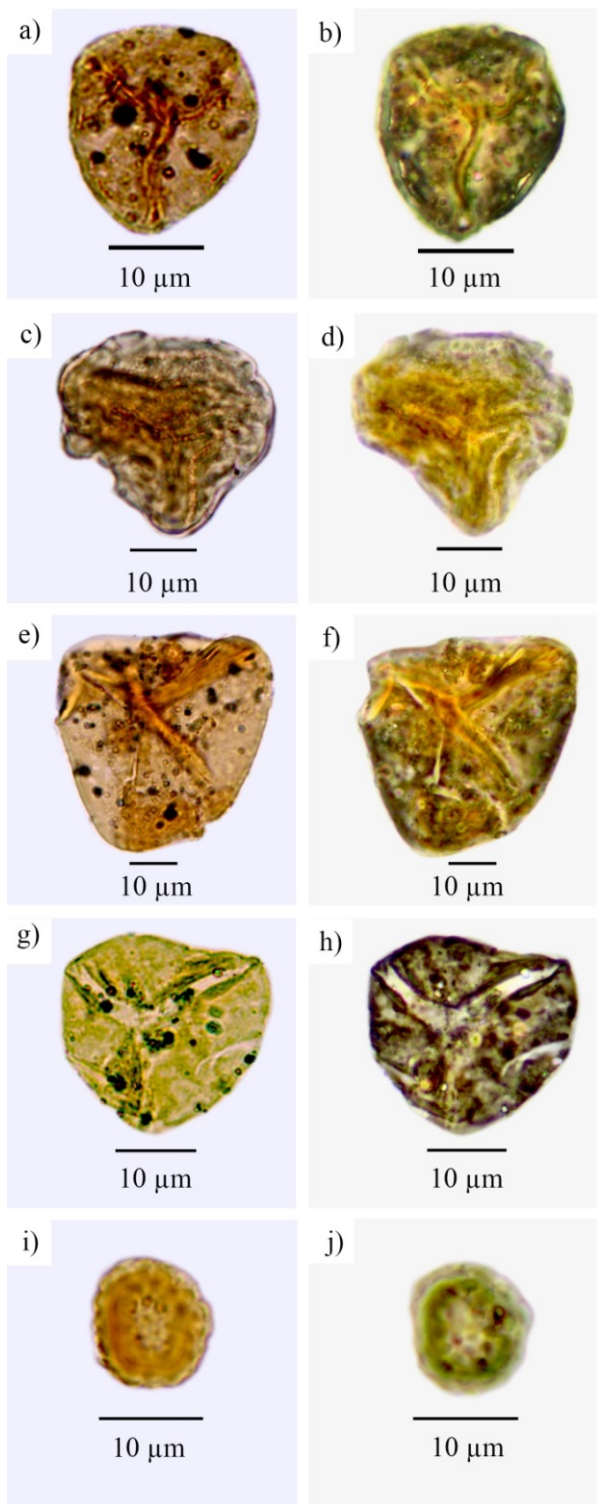
**Description:** Monade, heteropolar, radiosymmetric, trilete. Amb subtriangular with rounded apices. Laesura extending all radius spore. Exine psilate, 6.7 µm thick including perispore. Perispore microverrucate.

**Dimensions:** Equatorial axis = 31.2 µm (21.9-40.8 µm): Equatorial axis including perispore = 36.9 µm (28.6-45 µm): 12 specimens measured.

**Remarks:** This spore is morphologically similar to that of *Selaginella*, rounded in polar view. Trilete, laesural arms thick, short and undulate. Exine radically wrinkled [40].

**Other occurrences:** Mexico — Late Eocene-Early Oligocene, Pie de Vaca Formation, Puebla [34]; Late Eocene-Early Oligocene, Cuayuca Formation, Puebla, [21, 22, 23].

Genus: ***Lycopodiacidites* Couper, 1953 emend. Potonié 1956**



**Fig. 5.** LM photomicrographs. Photomicrographs in left column taken in normal light, and right column taken in phase contrast. a-b) cf. *Camarozonosporites* sp., c-d) *Cicatricosisporites* sp., e-f) *Deltoidospora* sp., g-h) *Granulatisporites* sp., i-j) *Leptolepidites* sp.

Type species: *Lycopodiacidites bullerensis* Couper, 1953

*Lycopodiacidites* sp. (Figure 6, c-d)

Botanical affinity: *Lycopodium*

**Description:** Monade, heteropolar, radiosymmetric, trilete. Amb subtriangular with rounded apices. Laesura  $\frac{2}{3}$  of radius spore. Exine 1.5 µm thick, sculpture rugulate on both spore surfaces. Rugulae 0.5 µm wide by 4.4 µm long.

**Dimensions:** Equatorial axis = 23.6 x 25.7 µm: one specimen measured.

**Remarks:** In *Lycopodiacidites*, the proximal surface may be smooth or ornamented [16]. In this case the proximal surface is strongly rugulate.

**Other occurrences:** Mexico — During the Eocene-Oligocene in the Pie de Vaca Formation, Puebla [34]; Miocece, Ixtapa Formation, Ixtapa, Chiapas [36]; Late Miocene, Paraje Solo Formation, Veracruz [41].

Genus: *Stereigranisporis* (Krutzsch) Kedves 1982

Type species: *Stereigranisporis granula* (Krutzsch and Sontag) Kedves 1982 (in Kedves and Rusel 1982) ibid. *Stereisporites* Pflug 1953, subgenus *Stereigranisporis granulus* Krutzsch and Stong 1963 (in Krutzsch 1963)

*Stereisporites* spp. (Figure 6, e-f)

Botanical affinity: **Briophyta**

**Description:** Monade, heteropolar, radiosymmetric, trilete. Amb subtriangular with rounded apices. Laesurae  $\frac{3}{4}$  or more of radius spore. Exine 0.61-1

$\mu\text{m}$  thick, sculpture microverrucate to rugulate on both surfaces. Diameter verrucae  $0.6 \mu\text{m}$ , sometimes come together to form rugulae  $0.5\text{-}1.2 \mu\text{m}$  wide and  $1.6\text{-}3.5 \mu\text{m}$  long.

**Dimensions:** Equatorial axis =  $21.9 \times 25.64 \mu\text{m}$ : one specimen measured.

**Remarks:** *Stereisporites* exhibits laesura short; amb circular to convexly subtriangular; distal surface may be ornamented; incipient cingulum may be present [16].

**Other occurrences:** Mexico— *S. crassiancoris* and *S. microgranulus-crassixinus* were recorded as Middle Eocene-Late Eocene, in the Burgos Basin between Nuevo Leon and Tamaulipas states [17]; Late Eocene-Early Oligocene, Cuayuca Formation, Puebla [21, 22]. South America — Late-Upper Miocene, Chiquimil Formation, Argentina [39].

Genus: ***Undulatisporites* Pflug 1953**

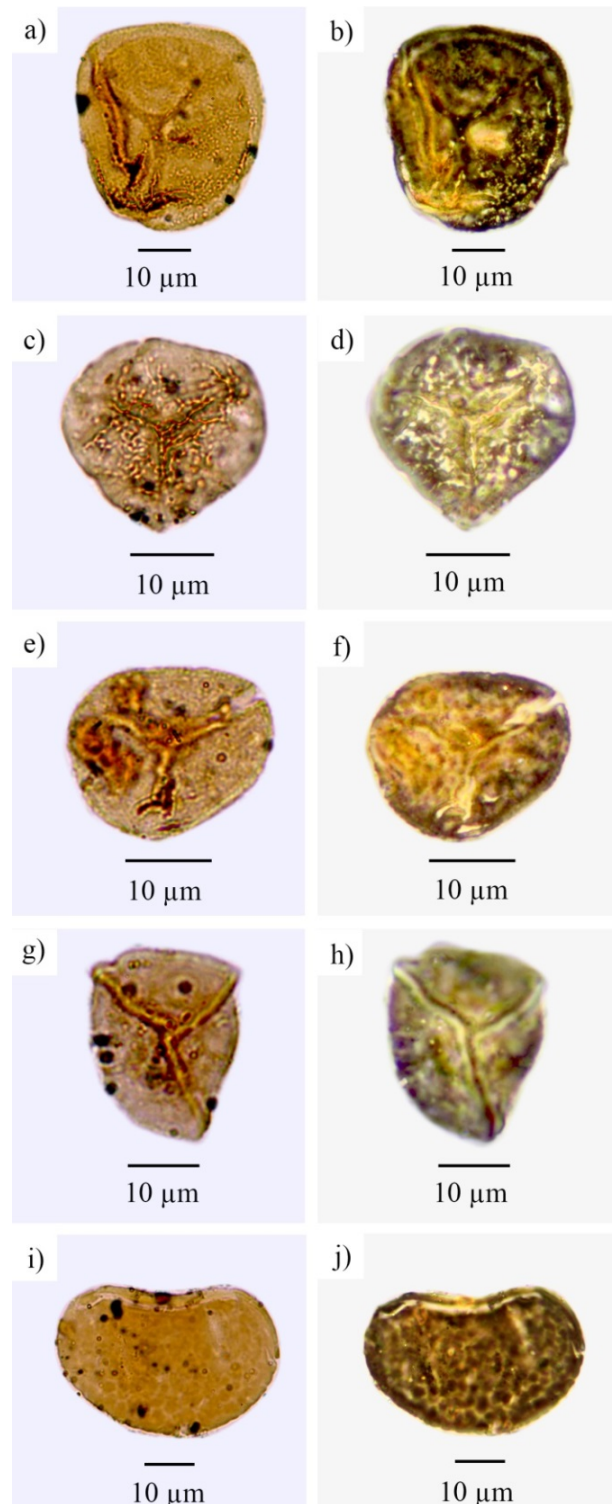
Type species: ***Undulatisporites microcutis* Pflug 1953**

*Undulatisporites* spp. (Figure 6, g-h)

Botanical affinity: **Ophioglossaceae**

**Description:** Monade, heteropolar, radiosymmetric, trilete. Amb from subtriangular to triangular acute with rounded or sharpened apices. Laesura extending all radius spore, undulose. Exine  $0.6\text{-}1.5 \mu\text{m}$  psilate on both spore surfaces.

**Dimensions:** Equatorial axis =  $21.1 \mu\text{m}$  ( $20.75\text{-}21.45\mu\text{m}$ ): three specimens measured.



**Fig. 6.** LM photomicrographs. Photomicrographs in left column taken in normal light and right column taken in phase contrast. a-b) *Lusatisporis dettmannae*, c-d) *Lycopodiacidites* sp., e-f) *Stereisporites* spp., g-h) *Undulatisporites* spp. i-j) *Polypodiisporites* sp.

**Remarks:** *Undulatisporites* presents a laesura simple, undulose; spore outline variable; surface psilate, smooth or scabrate [16].

**Other occurrences:** South America — Middle Eocene, Saramaguacan Formation, Cuba [42]; Late-Upper Miocene, Chiquimil Formation, Argentina [39]. North America — Eocene, Wilcox section, Louisiana, U.S.A. [37].

**Monolete spores:**

Genus: *Polypodiisporites* Potonié 1931 in Potonié and Gelletich 1933 ex Potonié 1956

Type species: *Polypodiisporites favus* (Potonié) Potonié 1956

*Polypodiisporites* sp. (Figure 6, i-j)

Botanical affinity: **Polypodiaceae**

**Description:** Monade, heteropolar, bilateral symmetry, monolete. Laesura extending all length spore. Exine verrucate with negative reticula. Pentagonal shaped verrucae with diameter between 0.8-2.8  $\mu\text{m}$ .

**Dimensions:** Major equatorial axis = 45  $\mu\text{m}$ , minor equatorial axis = 27.9  $\mu\text{m}$ : one specimen measured.

**Remarks:** This genus is characterized by an exine with flat, polygonal verrucate processes, forming areolate ornamentation. *Polypodiisporites* is different from *Polypodiidites*, because the latter presents verrucate or foveolate ornamentation [40].

**Other occurrences:** Mexico — Late Eocene-Early Oligocene Cuayuca Formation, Puebla [21, 22, 23]; Upper Oligocene, Chiapas [24]; Miocene, Ixtapa

Formation, Chiapas [36]. South America — Cenozoic, Llanos and Llanos Foothills, Colombia [28]; Eocene, Esmeraldas Formation, Colombia [27]. Antarctica — Early to Middle Eocene, Wilkes Land Margin [20].

At present, pteridophyte-bryophyte spores are a major structural component of the Cloud Forest (CF) vegetation [43]. In this vegetation type, it is common to find several species of *Lycopodium*, *Selaginella*, Hymenophyllaceae, Pteridaceae, Polypodiaceae, Dryopteridaceae, Aspleniaceae and Cyatheaceae [43, 44]. The CF grows from temperate zones, with climates such as humid temperate with rainfall throughout the year, humid temperate with summer rains, to warm zones with climates such as humid warm with rainfall throughout the year, humid warm with summer rains, and subhumid warm with summer rains [44]. Therefore, the CF is found in areas characterized by the persistent occurrence of clouds and fog, and high atmospheric humidity [44, 45, 46], temperatures between 12 and 23° C, precipitation between 1000 and 5800 mm per year, and at altitudes between 1000 and 2500 m [45, 46, 47].

The fossil spores have been associated to CF in other Mexican basin studies. In Tepexi de Rodríguez, Puebla (Pie de Vaca Formation –Late Eocene-Early Oligocene–) [34], spores associated to CF were Cyatheaceae, *Laevigatosporites*, *Lycopodium* and Polypodiaceae.

Also in Puebla, (Cuyuca Formation –Late Eocene-Early Oligocene–) Ramírez-Arriaga [21] and Ramírez-Arriaga *et al.* [23] relate spores as *Deltoidospora*, *Leptolepidites*, *Lusatisporis dettmannae*, *Retitriletes*, *Stereigranisporis granula*, *Laevigatosporites*, and *Polypodiisporites* and as

well as *Momipites* complex (current *Engelhardia-Alfaroa* group) with the presence of CF. In the Izúcar de Matamoros region, Puebla (Cuayuca Formation –Late Eocene–Early Oligocene–), spores of *Camarozonosporites*, *Cicatricosisporites dorogensis*, *Chomotriletes*, *Deltoidospora*, *Hydrodictyon*, *Leiotriletes*, *Leptolepidites*, *Stereigranisporis* aff. *granula*, *Verrucingulatisporites*, *Lusatisporis dettmanae* and *Polypodiisporites*, were considered as CF indicators [49].

In Chiapas (La Quinta Formation –Oligocene–Miocene–), spores associated to CF belong to Lycopodiaceae, Selaginellaceae, Equisetaceae, Cyatheaceae, Gleicheniaceae, Marattiaceae, Polypodiaceae, Pteridaceae, Vittariaceae and Schizaeaceae families [35]; while in the Pichucalco region, Chiapas (Méndez Formation –Lower–Middle Miocene–), the CF is related to *Cicatricosisporites*, *Cyatheaceae* and *Deltoidospora* [50].

On the other hand, in Coatzacoalcos, Veracruz (Paraje Solo Formation –Late Miocene–) the spores associated to CF were several taxa of the *Cyatheaceae* family [41].

### 3.6. CONCLUSIONS

The presence of pteridophyte-bryophyte spores, may suggest the presence of Cloud Forest, developing around the La Purísima region during the Upper Oligocene–Lower Miocene. During this time period, the Baja California peninsula was attached to mainland Mexico, and it is possible that the spores recorded, were the result of the peninsula adjoining with the Sinaloa and Nayarit states, in

which CF currently exists [46, 48]. Nowadays, CF is absent in the Baja California peninsula.

### 3.7. ACKNOWLEDGEMENTS

To the support given by projects PAPIIT IN105411 “Evolución de la flora y cambios climáticos en cuencas terciarias marinas y continentales de México” and PAPIIT IN114914 “Cambios palinoflorísticos y evolución de la vegetación a través del Paleógeno–Neógeno en Baja California Sur y centro de México”. Thanks to CONACyT for Doctorate scholarship No. 216587. We thank Dr. Ana Luisa Carreño, from the UNAM Geology Institute, for the donation of borehole B4, and to Prof. Sonia Helen Ponce Wainer for revision of the English manuscript.

### 3.8. REFERENCES

- [1] García, E. (2004) “*Modificación al sistema de clasificación climática de Köepen*” 5<sup>th</sup> edition, México, Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, 90 p.
- [2] León de la Luz, J.L. y Coria, R. (1992) “*Flora iconográfica de Baja California Sur*”, Publicación No. 3, Centro de Investigaciones Biológicas de Baja California Sur, A.C. y WWF, 156 pp.
- [3] Alatorre, A.E. (1988) “Stratigraphy and Depositional Environments of the Phosphorite-Bearing Monterrey Formation in Baja California Sur, México” *Econ. Geol.* 83: 1918–1930.
- [4] Ledesma-Vázquez, J. and Carreño, A.L. (2010) “Origin, Age, and Geological Evolution of the Gulf of California”, Brusca, R.C. (ed.), *The Gulf of California. Biodiversity*

- and Conservation*, Arizona, U.S.A., The University of Arizona Press and The Arizona-Sonora Desert Museum, pp. 7-23.
- [5] Galli-Olivier, C. (1993) "Fosforitas de San Juan de la Costa (Bahía de la Paz), Baja California Sur, México: 17 años de investigaciones" *Rev. Invest. Cient.* 4(1): 115-135.
- [6] Martín-Barajas, A. (2000) "Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California" *Bol. Soc. Geol. Mex.* LIII: 72-83.
- [7] Hausback, B.P. (1984) "Cenozoic Volcanic and Tectonic Evolution of Baja California Sur, México," Frizzell, I. (ed.) *Geology of the Baja California Peninsula*, Los Angeles, California, U.S.A., Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, pp. 219-236.
- [8] Applegate, S.P. (1986) "The El Cien Formation; Strata of Oligocene and early Miocene age in Baja California Sur" *Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. Geol. Rev.* 6: 145-162.
- [9] Fischer, R., Galli-Olivier, C., Gidde, A. and Schwennicke, T. (1995) "The El Cien Formation of southern Baja California, México: Stratigraphic precisions" *Newsl. Stratigr.* 32(3): 137-161.
- [10] Carreño, A.L. and Terry-Smith, J. (2007) "Stratigraphy and correlation for the ancient Gulf of California and Baja California Peninsula, México" New York, U.S.A. Paleontological Research Institution, *Bulletin of American Paleontology* 371, pp. 1-146.
- [11] Beal, C.H. (1948) "Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California" *Geol. Soc. Am., Memoir*, pp. 1-138.
- [12] Darton, N.H. (1921) "Geologic reconnaissance in Baja California" *J. Geol.* 29: 720-748.
- [13] Traverse, A. (2007) "*Paleopalynology*" 2<sup>nd</sup> edition, Springer, 813 p.
- [14] Erdtman, G.E. (1952) "Pollen morphology and plant taxonomy. An introduction to palynology" Vol. 1, Angiosperms, Almqvist and Wiksell, Stockholm, pp.1-539.
- [15] Punt, W., Hoen, P.P., Blackmore, S., Nilsson, S., and Le Thomas, A. (2007) "Glossary of pollen and spore terminology" *Rev. Palaeobot. Palynol.* 143:1-8.
- [16] Burden, E.T. and Hills L.V. (1989) "Illustrated key to genera of Lower Cretaceous terrestrial palynomorphs (excluding megaspores) of Western Canada" *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Contributions series* 21, pp. 1-1147.
- [17] Martínez-Hernández, E., Hernández-Campos, H. and Sánchez-López, M. (1980) "Palinología del Eoceno en el Noreste de México" *Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. Geol. Rev.* 4(2): 155-166.
- [18] Jaramillo, C. A. and Dilcher, D. L. (2001) "Middle Paleogene palynology of Central Colombia, South America: A study of pollen and spores from tropical latitudes" *Palaeontogr. Ab. B* 258(4-6): 87-213.
- [19] Wilde, V. and Frankenhauer, H. (1998) "The Middle Eocene plant taphocoenosis from Eckfeld (Eifel, Germany)" *Rev. Palaeobot. Palynol.* 101: 7-28.
- [20] Contreras, L., Pross, J., Bijl, Peter K., Koutsodendris, A., Raine, J. I., van de Schootbrugge, B., and Brinkhuis, H. (2013) "Early to Middle Eocene vegetation dynamics



- at the Wilkes Land Margin (Antarctica)", *Rev. Palaeobot. Palynol.* 197: 119-142.
- [21] Ramírez-Arriaga, E. (2005) "Reconstrucción Paleoflorística de la Formación Cuayuca con base en análisis palinoestratigráfico e implicaciones paleogeográficas" México, D.F. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, tesis doctoral, pp. 1-231.
- [22] Ramírez-Arriaga, E, Martínez-Hernández, E. and Prámparo, M.B. (2005) "Palynomorph assemblages of the Cuayuca Formation (Paleogene), Puebla, southern Mexico. Part 1: trilete spores, monolete spores and gymnosperm pollen" *Ameghiniana* 42(3): on line version <[http://www.scielo.org.ar/scielo.php?pid=S00270142005000300005&script=sci\\_arttext](http://www.scielo.org.ar/scielo.php?pid=S00270142005000300005&script=sci_arttext)> [Oct 20, 2013].
- [23] Ramírez-Arriaga, E., Prámparo, M., Martínez-Hernández, E., Valiente-Banuet, A. (2006) "Palynology of the Paleogene Cuayuca Formations (stratotype sections), southern Mexico: Chronostratigraphical and palaeoecological implications" *Rev. Palaeobot. Palynol.* 141: 259-275.
- [24] Tomasini-Ortíz, A.C. and Martínez-Hernández, E. (1984) "Palionología del Eoceno-Oligoceno de Simojovel, Chiapas" *Paleontología Mexicana* 50: 1-61.
- [25] Jardine, P.E. and Harrington, G.J. (2008) "The Red Hills Mine Palynoflora: A Diverse Swamp Assemblage from The Late Paleocene of Mississippi, U.S.A." *Palynology* 32: 183-204.
- [26] Frederiksen, N.O. (1980) "Sporomorphs from the Jackson Group (Upper Eocene) and Adjacent Strata of Mississippi and Western Alabama" *Geological Survey Professional Paper 1084*, pp. 1-75 and 16 plates.
- [27] Rodríguez-Forero, G. Oboh-Ikuenobe, F.E., Jaramillo-Muñoz, C., Rueda Serrano, M.J. and Cadena-Rueda, E. (2012) "Palynology of the Eocene Esmeraldas Formation, Middle Magdalena Valley Basin, Colombia" *Palynology* 36(s1): 96-111.
- [28] Jaramillo, C. A., Rueda, M. and Torres, V. (2011) "A palynological zonation for the Cenozoic of the Llanos and Llanos Foothills of Colombia" *Palynology* 35(1): 46-84.
- [29] Potonié, R. and Gelletich, J. (1933) "Ueber Pteridophyten-Sporen einer eozänen Braunkohle aus Dorog in Ungarn" *Sitzungsberichte der Gesellschaft naturforschender Freunde zu Berlin* 33: 517-528.
- [30] Krutzsch, W. and Vanhoorne, R. (1977) "Die pollen flora von Epinois und Loksbergen in Belgien" *Palaeontogr. Abt. B* 163: 1-110.
- [31] Thiele-Pfeiffer, H. (1988) "Die mikroflora aus dem Mitteleozänen Ölschiefer von Messel bei Darmstadt" *Palaeontogr. Abt. B* 211: 1-86.
- [32] Wilde, V. and Frankenhauser, H. (1998) "The Middle Eocene plant taphocoenosis from Eckfeld (Eifel, Germany)" *Rev. Palaeobot. Palynol.* 101:7-28.
- [33] Van Itterbeeck, J., Missiaen, P., Folie, A., Markevich, V. S., Van Damme, D., Guo, D.Y. and Smith, T. (2007) "Woodland in a fluvio-lacustrine environment on the dry Mongolian Plateau during the late Paleocene: Evidence from the mammal bearing Subeng section (Inner Mongolia, P.R. China)" *Palaeogeogr. Palaecol.* 243(1-2):55-78.
- [34] Martínez-Hernández, E. and Ramírez-Arriaga, E. (1999) "Palinoestratigrafía de la región de

- Tepexi de Rodríguez, Puebla, México. Implicaciones Cronoestratigráficas” *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 16(2): 187-207.
- [35] Biaggi, R.E. (1978) “Palynology and Paleocology of some Oligo-Miocene sediments from Chiapas, Mexico” Thesis Master of Science. Walla Walla College, California. United States. pp. 1-92.
- [36] Martínez-Hernández, E. (1992) “Caracterización ambiental del Terciario de la región de Ixtapa, estado de Chiapas-Un enfoque palinoestratigráfico”, *Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. Geol. Rev.* 10(1): 54-64.
- [37] Gregory, W. A. and Hart, G. F. (1995) “Distribution of pollen and spores in a subsurface marine Wilcox (Paleocene-Eocene) section in southwest Louisiana” *Palynology* 19:1-43.
- [38] Graham, A. (1993) “Contribution toward a Tertiary palynostratigraphy for Jamaica: The status of Tertiary paleobotanical studies in northern Latin America and preliminary analysis of the Guys Hill Member (Chapelton Formation, middle Eocene) of Jamaica” Wright, R. M., and Rbinson, E. (eds.), *Biostratigraphy of Jamaica: Boulder, Colorado Geol. Soc. Am. Memoir* 182: 443-461.
- [39] Mautino, L. R. and Anzótegui, L. M. (1998) “Palinología de la Formación Chiquimil (Mioceno superior) en Vallecito, provincia de Catamarca, Argentina Parte I. Esporas: Especies nuevas” *Ameghiniana* 35(2):227-233.
- [40] Yulong, Z., Yizhen, X., Jintan, Z., Guizhen, G., Naiqiu, D., Xiangjun, S. and Zhaochen, K. (1990) “Spore morphology of Chinese Pteridophytes” Science Press, Beijing, pp. 1-592.
- [41] Graham, A. (1976) “Studies in neotropical paleobotany. II. The Miocene communities of Veracruz, Mexico” *Ann. Missouri Bot. Gard.* 63: 787-842.
- [42] Graham, A., Cozadd, D., Areces-Mallea, A. and Frederiksen, N. O. (2000) “Studies in neotropical paleobotany. XIV. A palynoflora from the Middle Eocene Saramaguacan Formation of Cuba” *Am. J. Bot.* 87(10):1526-1539.
- [43] Álvarez-Zuñiga, E., Sánchez-González, A., López-Mata, L. and Tejero-Diez, J. (2012) “Composición y abundancia de las pteridofitas en el bosque mesófilo de montaña del municipio de Tlanchinol, Hidalgo, México” *Bot. Sci.* 0(2): 163-177.
- [44] Rzedowski, J. (2006) “Bosque Mesófilo de Montaña” *Vegetación de México*. 1ª edición digital. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, México, pp. 328-339.
- [45] Challenger, A. and Soberón, J. (2008) “Los Ecosistemas Terrestres” *Capital Natural de México Vol. 1: Conocimiento actual de la diversidad*, CONABIO, México, pp. 87-108.
- [46] López-Mata, L., Villaseñor, J.L., Cruz-Cárdenas, G., Ortíz, E. and Ortíz-Solorio, C. (2012) “Predictores ambientales de la riqueza de especies de plantas del Bosque Húmedo de Montaña de México” *Bot. Sci.* 90 (1): 27-36.
- [47] Pennington, T.D. and Sarukhan, J. (1968) “Manual para la identificación de campo de los principales árboles tropicales de México” México, Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Secretaría de Agricultura y Ganadería y Organización de las Naciones



Unidas para la Agricultura y la Alimentación  
pp. 1- 413.

- [48] Rzedowski, J. and McVaugh, R. (1966) "La Vegetación de Nueva Galicia" *Contributions from the University of Michigan Herbarium* 9: 1-123.
- [49] Ramírez-Arriaga, E., Martínez-Hernández, E., Flores-Olvera, H., Ochotorena, H., and Prámparo, M. (2008) "Correlation of the Late Eocene. Early Oligocene Izúcar de Matamoros Evaporites (Cuayuca Formation) in Mexico base on the parsimony analysis of endemismity" *Palynology* 32: 231-252.
- [50] Palacios-Chavez, R. and Rzedowski, J. (1993) "Estudio palinológico de las floras fósiles del Mioceno inferior y principios del Mioceno medio de la región de Pichucalco, Chiapas, México" *Acta Bot. Mex.* 24: 1-96.

## CAPÍTULO IV

### Descripciones de morfología polínica II

#### Familia Asteraceae

### DESCRIPTIONS AND BOTANICAL AFFINITIES OF *Tubulifloridites* Cookson 1947 ex Potonié 1960 POLLEN GRAINS FROM THE SAN GREGORIO FORMATION, BAJA CALIFORNIA SUR, MEXICO

I. G. Galván-Escobedo<sup>a\*</sup>, E. Ramírez-Arriaga<sup>b</sup>, M. Reyes-Salas<sup>c</sup>, E. Martínez-Hernández<sup>b</sup>, S. Angeles-García<sup>c</sup> and E. García-Moya<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Postgraduate Studies in Botany, Colegio de Postgraduados, Montecillo Campus, Mexico-Texcoco Km. 36.5, Montecillo, Texcoco, 56230, Estado de Mexico <sup>b</sup> PAPIIT Project IN105411, Palynology Laboratory, Geology Institute, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). <sup>c</sup> Scanning electron microscopy department, Geology Institute, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) Ciudad Universitaria, Av. Universidad 3000, Coyoacán, México, D.F., 04510, México.

[\\*Corresponding author. e-mail: elia@unam.mx](mailto:elia@unam.mx)

#### 4.1. ABSTRACT

From the San Gregorio Formation (Upper Oligocene-Lower Miocene), Baja California Sur, Mexico, 105.4 meter-deep borehole “B4” was analyzed. Among the continental palynomorphs, four *Tubulifloridites* taxa, whose botanic affinity is Asteraceae family (Astereae, Eupatorieae and Heliantheae tribes), were recovered and described. The four *Tubulifloridites* types were classified into three groups according to morphological measures, using k-means cluster analysis. Scanning electron microscope and light photomicrographs were taken. Descriptions complement the contributions made by other authors to this genus, pertaining to the Baja California peninsula during the Paleogene and Neogene and contribute to the geological history of the family.

**Keywords:** Asteraceae, *Tubulifloridites*, fossil-pollen, systematic-descriptions.

#### DESCRIPCIONES Y AFINIDADES BOTÁNICAS DEL POLEN DE *Tubulifloridites* Cookson 1947 ex Potonié 1960 DE LA FORMACIÓN SAN GREGORIO, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO

#### 4.2. RESUMEN

El barreno “B4” con una profundidad de 105.4 m, de la Formación San Gregorio (Oligoceno Superior-Mioceno inferior) fue analizado. Entre los palinomorfos continentales, se registran y describen cuatro taxa de *Tubulifloridites*, cuya afinidad botánica con plantas actuales corresponde a la familia Asteraceae (tribus Astereae, Eupatorieae y Heliantheae). Los cuatro tipos de *Tubulifloridites* se clasificaron en tres grupos de acuerdo a sus medidas morfológicas, usando un análisis de agrupación por el método k-medias. Se tomaron fotomicrografías en el microscopio electrónico de barrido y óptico. Las descripciones complementan las contribuciones previas hechas por otros autores para este género durante el Paleógeno y Neógeno de la península de Baja California y contribuyen a la historia geológica de la familia.

**Palabras Clave:** Asteraceae, *Tubulifloridites*, polen fósil, descripciones sistemáticas.

### 4.3. INTRODUCTION

During the Paleogene and Neogene, the state of Baja California Sur (BCS), was covered by a shallow sea in which more than 4000 m of sediments were deposited [1]. In central BCS state, in the La Purísima region (Comondú), the stratigraphic sequence of these deposits is formed by the Tepetate Formation (Paleocene-Eocene), the San Gregorio Formation (Upper Oligocene-Lower Miocene), the San Isidro Formation (Lower or Middle Miocene), the Comondú Formation (Upper Oligocene-Miocene) and the La Salada Formation (Pliocene) [1, 2, 3, 4, 5] (Figure 1).

The San Gregorio Formation (SGF) consists of interbedded phosphatic shale, silicified shale, diatomite, phosphatic pelotoidal sandstone, rhyolite tuff, and diatomaceous shale with a high content of fish remains [2, 6, 7, 8].

The radiometric K-Ar ages [2], as well as studies of diatoms and foraminifera from the SGF [8], have established a Late Oligocene-Early Miocene age (27.2-22.5 Ma).

A borehole for mineral exploration from the SGF was analyzed in order to study continental and marine palynomorphs. Among the continental palynomorphs, pollen and spores were found, as well as marine elements, for instance dinoflagellate cysts, algae, acritarchs, copepod eggs and microforaminiferal lining.

Among the fossil pollen taxa recorded in borehole B4, one of the most abundant taxon is *Tubulifloridites* Cookson 1947 ex Potonié 1960. The morphology of these pollen grains has affinity with present genus of the Asteraceae family, which is one of the most important plants in Mexico due to of its great diversity and wide distribution throughout the country [9].

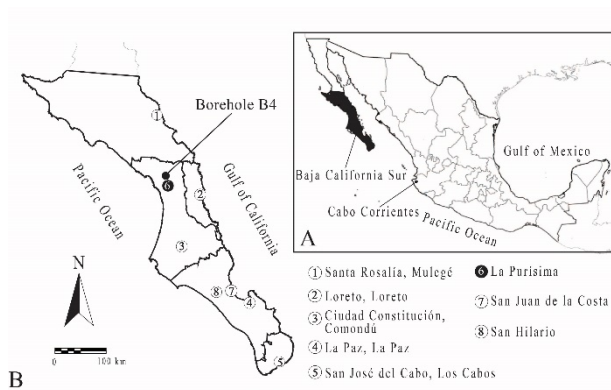
The aim of this paper is to present the records and systematic descriptions of four pollen types of *Tubulifloridites*, which were found at different depths in borehole B4 of the SGF (Late Oligocene-Early Miocene) and establish its botanical affinities at tribe level.

### 4.4. MATERIALS AND METHODS

Borehole B4, which reaches a depth of 105.40 meters, was obtained in the town of Comondú at coordinates 26 ° 19'03 "N and 112 ° 06'08" W, central BCS (Figure 2).

System	Period	Epoch	Age	Picks (Ma)	La Purísima (Hausback, 1984)	
Tertiary	Neogene	Pliocene	Placenzian	3.6	La Salada	
			Zanclan	5.3		
		Miocene	Messinian	7.2		Comondú
			Tortonian	11.6		
			Serravalian	13.8		
			Langhian	16.0		
			Burdigalian	20.4		
	Paleogene	Oligocene	Aquitanian	23.0	Isidro	
			Chatthian	28.1	San Gregorio	
		Eocene	Rupelian	33.9		
			Priabonian	37.8		
			Bartonian	41.2		
			Lutetian	47.8		
			Ypresian	56.0		
Paleocene	Thanetian	59.2	Tepetate			
	Selandian	61.6				
		Danian	66.0			

**Fig. 1.** Stratigraphy sequence of the Paleogene and Neogene sediments in central Baja California Sur, Mexico.



**Fig 2. A)** Geographic location of Baja California Sur state; **B)** Borehole B4 extraction point, town of Comondú.

A total of 40 samples (Figure 3) were collected and processed through standard methods for the extraction of palynomorphs. Permanent slides were prepared with hydroxyl-acetyl-cellulose and Canada balsam, and were deposited in the IGLUNAM palynological collection of the UNAM (Universidad Nacional Autónoma de México), Geology Institute.

A slide from each sample was reviewed with an Axiolab Zeiss light microscope (LM), using x1000 objective and phase contrast. In each slide, all palynomorphs were counted. Photomicrographs were taken with an ICc1-Zeiss AxioCam and using AxioVision software, version 4.8.2.

Additionally, the positive samples were prepared for the scanning electron microscope (SEM) observation. The samples were dehydrated in an alcohol series; a few drops of the pollen suspension were added on the prepared stubs and then dried whit a lamp and sputter coated with gold-palladium and carbon. Specimens were examined and

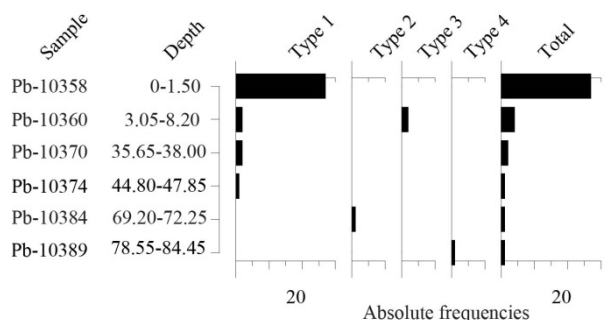
photographed, using a JEOL 6300 SEM at an accelerating voltage of 20 kV, at the UNAM, Geology Institute.

The pollen diagram was plotted with Tilia Graph version 1.7.16 [10], and includes only the samples where *Tubulifloridites* is found.

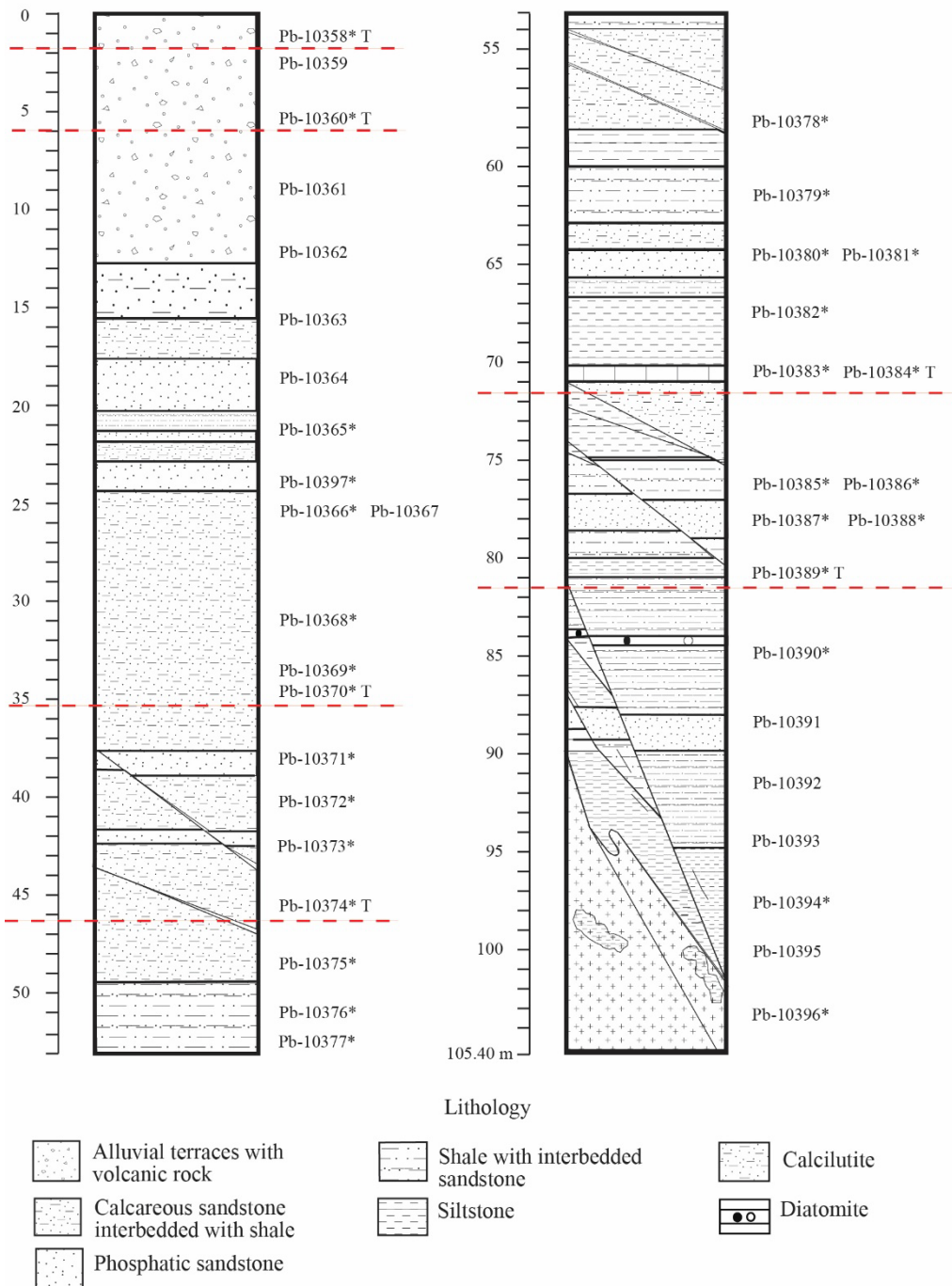
The morphological descriptions of the *Tubulifloridites* taxa were made following the Erdtman [11] and Punt *et al.* [12] terminologies. Considering the morphological measures, we defined the morphological pollen types and classified them into groups using K-means cluster analysis, through statistical program R Commander version 3.0.2.

#### 4.5. RESULTS AND DISCUSSION

Although the *Tubulifloridites* genus was recorded in only six of the 40 samples from borehole B4 (Figure 3), this is one of the most abundant taxa in positive samples. Its presence varies from 1 to 27 specimens (Figure 4), and represents between 3 and 47% of the total pollen count registered per sample.



**Fig. 4.** Absolute frequencies of the four pollen types of *Tubulifloridites* quantified in six samples from borehole B4, San Gregorio Formation, Comondú, Baja California Sur, Mexico.



**Fig. 3.** Borehole B4 stratigraphic column, San Gregorio Formation, Comondú, Baja California Sur, Mexico. Pb Numbers indicate the sample number and depth. (\*) = Presence of palynomorphs. T = samples in which pollen *Tubulifloridites* was recovered.

**Systematic descriptions:**

Genus: *Tubulifloridites* Cookson 1947 ex Potonié 1960

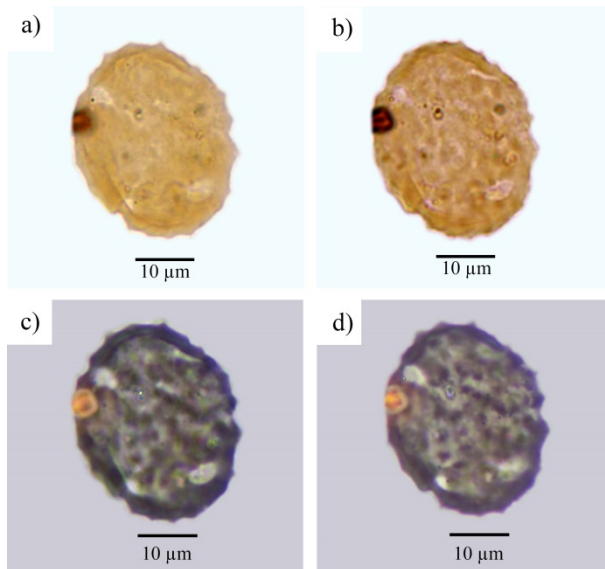
Type species: *Tubulifloridites antipodicus* Cookson 1947

***Tubulifloridites* type 1**

(Figures 5a-d, 9a)

**Description:** Monade, isopolar, radial symmetry, prolate-spheroidal to prolate. Tricolporate or tetracolporate. Endoaperture lologate from 1.9  $\mu\text{m}$  wide to 4.3  $\mu\text{m}$  high. Large polar area. Exine tectate, columellate, supraequinate, without cavea. Exine 0.8-1.8  $\mu\text{m}$  thick. Spines 0.5-0.8  $\mu\text{m}$  long and 1.0-1.5  $\mu\text{m}$  wide at the base, distance between the spines of 2-2.8  $\mu\text{m}$ . Sexine/ nexine relationship 4:1.

**Dimensions:** Polar axis = 20.7  $\mu\text{m}$  (15.5-25.4  $\mu\text{m}$ ), equatorial axis = 20.3  $\mu\text{m}$  (12.8-23.4  $\mu\text{m}$ ): seven specimens measured.



**Fig. 5.** LM photomicrographs, *Tubulifloridites* type 1, Pb-10358 (1): 90.7/5.6, 97.8/5. a) and b) normal light photomicrographs; c) and d) phase contrast

photomicrographs; a) and c) optical section; b) and d) supraoptic section.

***Tubulifloridites* type 2**

(Figure 6a-d)

**Description:** Monade, isopolar, radial symmetry. Tricolporate. Large polar area. Exine tectate, columellate, supraequinate, without cavea. Exine 1.7  $\mu\text{m}$  thick. Spines 6.7  $\mu\text{m}$  long by 5.7  $\mu\text{m}$  wide at the base, distance between the spines of 6.4  $\mu\text{m}$ . The apex of the spines is solid. Sexine/nexine relationship 3:1.

**Dimensions:** Equatorial axis = 24.1  $\mu\text{m}$  (23.6- 24.6  $\mu\text{m}$ ): one specimen measured.

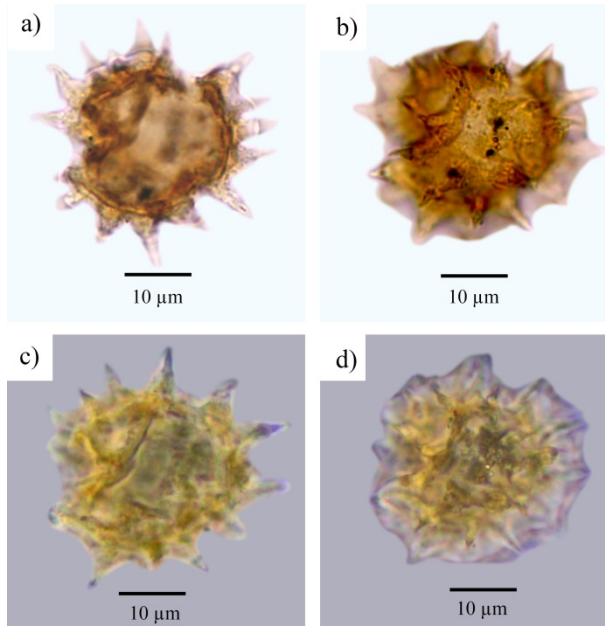
***Tubulifloridites* type 3**

(Figures 7a-d)

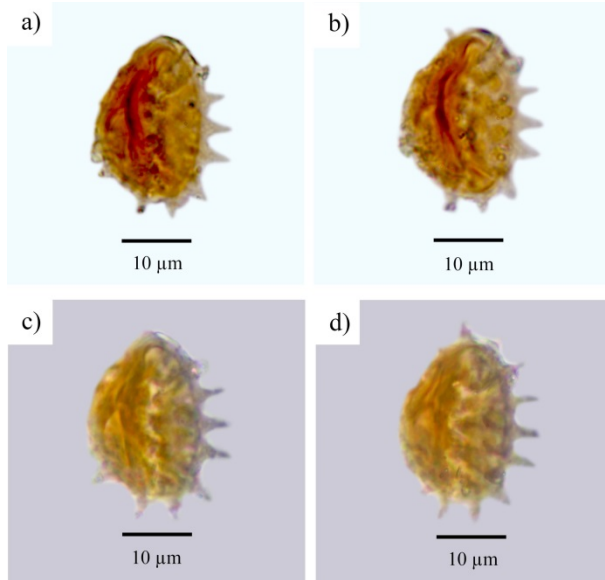
**Description:** Monade, isopolar, radial symmetry, prolate. Tricolporate. Exine tectate, columellate, supraequinate, without cavea. Exine 1.8  $\mu\text{m}$  thick. Spines 3.5  $\mu\text{m}$  long by 2.4  $\mu\text{m}$  wide at the base, distance between the spines of 4.6  $\mu\text{m}$ . The spines have columellae at the base. Sexine/nexine relationship 3:1.

**Dimensions:** Polar axis = 27.6  $\mu\text{m}$ , equatorial axis = 20.3  $\mu\text{m}$ : one specimen measured.





**Fig. 6.** LM photomicrographs, *Tubulifloridites* type 2, Pb-10384 (6): 99.0/18.8; a) and b) normal light photomicrographs; c) and d) phase contrast photomicrographs; a) and c) optical section; b) and d) supraoptic section.



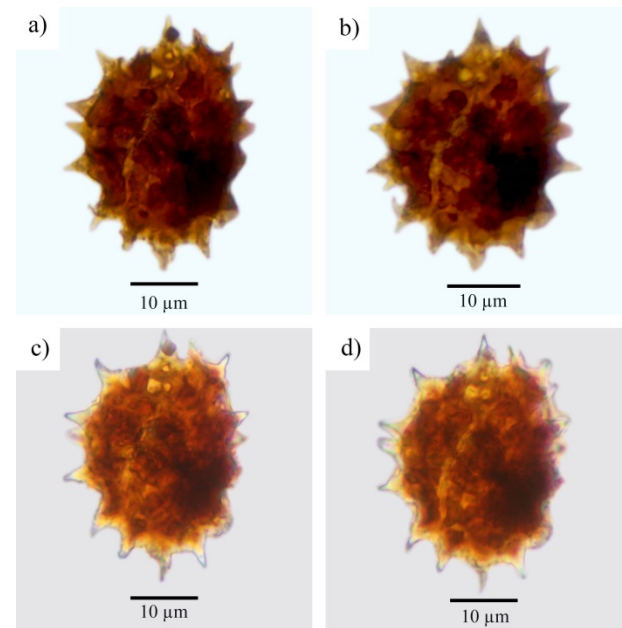
**Fig. 7.** LM photomicrographs, *Tubulifloridites* type 3, Pb-10360 (4): 99.3/12.9; a) and b) normal light photomicrographs; c) and d) phase contrast photomicrographs; a) and c) optical section; b) and d) supraoptic section.

#### *Tubulifloridites* type 4

(Figures 8a-d, 9b)

**Description:** Monade, isopolar, radial symmetry, subprolate. Tricolporate. Exine tectate, columellate, supraequinate, without cavea. Exine 1.5 µm thick. Spines 3.8 µm long by 4.1 µm wide at the base. Distance between the spines of 5.4 µm. Sexine/nexine relationship 4:1.

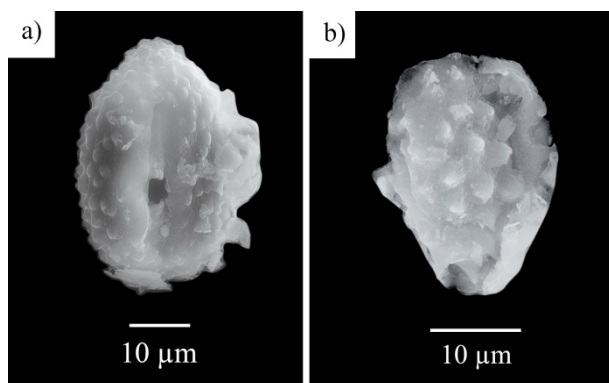
**Dimensions:** Polar axis = 34.6 µm, equatorial axis = 29.2 µm: one specimen measured.



**Fig. 8.** LM photomicrographs; *Tubulifloridites* type 4, Pb-10389 (9): 99.4/13.0; a) and b) normal light photomicrographs; c) and d) phase contrast photomicrographs; a) and c) optical section; b) and d) supraoptic section.

Using K-means cluster analysis, the four types of *Tubulifloridites* pollen were classified into three groups according to spine size (length and width) and the distance between spines (Table 1). The first

group is pollen Type 1, characterized by small and abundant spines; the second group, Types 3 and 4, have large spines. The last group is Type 2 pollen, which has the largest spines.



**Fig. 9.** SEM photomicrographs. **a)** *Tubulifloridites* Type 1; overview of the pollen grain x1,700; **b)** *Tubulifloridites* Type 4; overview of the pollen grain x2,500.

**Table 1.** Classification of the four types of *Tubulifloridites* into three groups, using K-means cluster analysis, according to spine size. SL = Spine Length, SW = Spine Width, DS = Distance between Spines.

Pollen type	Specimen	SL	SW	DS	K-means cluster
1	1	0.7	1.2	2.8	1
1	2	0.8	1.0	2.6	1
1	3	0.5	1.3	2.2	1
1	4	0.5	1.2	2.6	1
1	5	0.6	1.1	2.1	1
1	6	0.8	1.5	2.2	1
1	7	0.5	0.9	2.0	1
2	1	6.7	5.7	6.4	2
3	1	3.5	2.4	4.6	3
4	1	3.8	4.14	5.4	3

According to the Bremer [13] classification, the three groups of *Tubulifloridites*, exhibit

morphological features that are similar to some modern genera belonging to tribes Astereae, Eupatorieae and Heliantheae (AEH), which besides include the largest number of genera and species recorded in Mexico [9,14]. Funk *et al.* [15] propose an Asteraceae family classification based on morphological and molecular data. In that classification the tribes AEH are at the highest level of the cladogram.

The records for fossil pollen related to Asteraceae family in Mexico range from the Eocene in Baja California [16], Late Eocene-Early Oligocene, Pie de Vaca Formation, Tepexi de Rodríguez, Puebla [17]; Late Eocene-Early Oligocene, Cuayuca Formation, Puebla [18, 19]; Middle Miocene, Tehuacán Formation, Puebla [20]; Early-Middle Miocene, Méndez Formation, Chiapas [21] and Upper Miocene, Paraje Solo Formation, Veracruz [22].

One of the palynological surveys covering the Paleogene age in Mexico, which included systematic descriptions of fossil pollen, was carried out by Ramírez-Arriga [18] in the Cuayuca Formation, Puebla (Upper Eocene-Oligocene). In this work one pollen type of *Tubulifloridites* is described, which has a tectate exine with cavea. This is a notable difference to those recorded in the SGF.

Fossil pollen with Asteraceae affinity has been found in other zones of the world: in the Paleogene Rio Leona Formation, South Argentina [23]; Paleocene-Eocene South Africa [24]; Late Oligocene from Patagonia Argentina [25]; Late Oligocene?-Miocene of Southern Argentina [26,



27]; and Miocene of Nebraska, United States [28] and Argentina [29, 30, 31].

Graham [32] makes an interesting review of macrofossils and microfossils (pollen) records, related to Asteraceae, for defining the geological history of this family and trying to establish their origin and diversification. As the author mentions, macrofossil records are almost absent, therefore the geological history of the family has been based on paleopalynological records.

In their review, Graham [32] refers to the Asteraceae fossil pollen type as AHH *et al.* type, which includes similar pollen to Astereae, Heliantheae, Helenieae and other tribes. Global records of AHH *et al.* type, are mainly registered during Lower-Middle Miocene. There are some Mutisieae and AHH *et al.* pollen records during Eocene in Central and South America, and one record during Upper Eocene-Lower Oligocene in Montana, USA, which if confirmed, would be the oldest to the Asteraceae family.

#### 4.6. CONCLUSIONS

Systematic descriptions of the four *Tubulifloridites* taxa show morphology similar to typical present-day pollen from the Asteraceae family (Astereae, Eupatorieae and Heliantheae tribes). Given that in Mexico there are approximately 2,400 species belonging to this family [33], it is difficult to establish botanical affinity with living genera.

The three *Tubulifloridites* pollen groups shown in this study, are the first to be registered for the Upper Oligocene-Lower Miocene in the La Purísima region, BCS.

These *Tubulifloridites* records and descriptions contribute to the information previously submitted by Cross and Martínez-Hernández [16] pertaining to the Eocene of Baja California. Both records add to knowledge of the early history of this family and its distribution throughout Mexico, providing useful information about its presence on the peninsula of Baja California during the Paleogene and Neogene.

#### 4.7. ACKNOWLEDGEMENTS

To the support given by project PAPIIT IN105411 “Evolución de la flora y cambios climáticos en cuencas terciarias marinas y continentales de México”. Thanks to CONACyT for Doctorate scholarship No. 216587. We thank Dr. Ana Luisa Carreño, from the UNAM Geology Institute, for the donation of borehole B4. Thanks to Maria Teresa González Cruz for the chemical processing of the samples. Prof. Sonia Helen Ponce Wainer for revision of the English manuscript.

#### 4.8. REFERENCES

- [1] Alatorre, A. E. (1988) “Stratigraphy and Depositional Environments of the Phosphorite-Bearing Monterrey Formation in Baja California Sur, México” *Econ. Geol.* 83: 1918-1930.
- [2] Hausback, B.P. (1984) “Cenozoic Volcanic and Tectonic Evolution of Baja California Sur, Mexico” Frizzell, I. (ed.) *Geology of the Baja California Peninsula*, Los Angeles, California, U.S.A., Pacific Section, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, pp. 219-236.
- [3] Applegate, S.P. (1986) “The El Cien Formation; Strata of Oligocene and early

- Miocene age in Baja California Sur” *Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. Geol. Rev.* 6: 145-162.
- [4] Fischer, R., Galli-Olivier, C., Gidde, A. and Schwennicke, T. (1995) “The El Cien Formation of southern Baja California, México: Stratigraphic precisions” *Newsl. Stratigr.* 32(3): 137-161.
- [5] Carreño, A.L. and Terry-Smith, J. (2007) “Stratigraphy and correlation for the ancient Gulf of California and Baja California Peninsula, México” New York, U.S.A. Paleontological Research Institution, *Bulletin of American Paleontology* 371, pp. 1-146.
- [6] Darton, N.H. (1921) “Geologic reconnaissance in Baja California” *J. Geol.* 29: 720-748.
- [7] Beal, C.H. (1948) “Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California” *Geol. Soc. Am., Memoir*, pp. 1-138.
- [8] Kim, W.H. and Barron, J.A, (1986) “Diatom Biostratigraphy of the upper Oligocene to lowermost Miocene San Gregorio Formation, Baja California Sur, México” *Diatom Res.* 1 (2): 169-187.
- [9] Villaseñor, J.L. (1993) “La familia Asteraceae en México” *Rev. Soc. Mex. Hist. Nat.* XLIV:117-124.
- [10] Grimm, E. C. (2011) Tilia Software, version: 1.7.16, Springfield IL: Illinois State Museum.
- [11] Erdtman, G.E. (1952) “Pollen morphology and plant taxonomy. An introduction to palynology” Vol. 1, Angiosperms, *Almqvist and Wiksell, Stockholm*, pp. 1-539.
- [12] Punt, W., Hoen, P.P., Blackmore, S., Nilsson, S. and Le Thomas, A. (2007) “Glossary of pollen and spore terminology” *Rev. Palaeobot. Palynol.* 143:1–8.
- [13] Bremer, K. (1994) “*Asteraceae. Cladistics and Classification*” Oregon: Portland Timber Prees. pp.1-752.
- [14] Villaseñor, J. L. (1987) “Clave genérica para las Compuestas de la Cuenca del río Balsas” *Bol. Soc. Bot. Méx.* 47: 65-86.
- [15] Funk, V.A., Susanna, A. Stuessy, T.F. and Robinson, H. (2009) “Classification of Compositae” Funk, V.A. Susanna, A. Steussy, T.F. and Bayer, R.J. (eds.) *Systematics, Evolution and Biogeography of Compositae*, International Association for Plant Taxonomy, University of Vienna, Austria, pp. 171-189.
- [16] Cross, A.T. and Martínez-Hernández, E., (1980) “*Compositae pollen in early Tertiary rocks, Baja California, México (abstract)*”, 5<sup>th</sup> International, Palynological Conference, Cambridge, pp. 97.
- [17] Martínez-Hernández, E. and Ramírez-Arriaga. E. (1999) “Palinoestratigrafía de la región de Tepexi de Rodríguez, Puebla, México. Implicaciones Cronoestratigráficas” *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 16(2): 187-207.
- [18] Ramírez-Arriaga, E., (2005) “Reconstrucción Paleoflorística de la Formación Cuayuca con base en análisis palinoestratigráfico e implicaciones paleogeográficas”, México, D.F., *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, tesis doctoral, pp. 1-231.

- [19] Ramírez-Arriaga, E., Prámparo, M., Martínez-Hernández, E. and Valiente-Banuet, A. (2006) "Palynology of the Paleogene Cuayuca Formations (stratotype sections), southern Mexico: Chronostratigraphical and palaeoecological implications" *Rev. Palaeobot. Palynol.* 141: 259-275.
- [20] Ramírez-Arriaga, E., Prámparo, M.B., Nieto-Samaniego, A.F., Martínez-Hernández, E., Valiente-Banuet, A., Macías-Romo, C. and Dávalos-Álvarez, O.G. (In Press) "Paleopalynological evidence for the Middle Miocene vegetation in The Tehuacán Formation, Puebla, México" *Palynology*.
- [21] Palacios-Chavez, R. and Rzedowski, J. (1993) "Estudio palinológico de las floras fósiles del Mioceno inferior y principios del Mioceno medio de la región de Pichucalco, Chiapas, México" *Acta Bot. Mex.* 24: 1-96.
- [22] Graham, A. (1976) "Studies in neotropical paleobotany. II. The Miocene Communities of Veracruz, México" *Ann. Missouri Bot. Gard.* 63: 787-842.
- [23] Barreda, V.D., Palazzesi, L. and Marensi, S. (2009) "Palynological record of the Paleogene Rio Leona Formation (southernmost South America): stratigraphical and paleoenvironmental implications" *Rev. Palaeobot. Palynol.* 154: 22-33.
- [24] Zavada, M.S. and De Villiers, S.E. (2000) "Pollen of the Asteraceae from the Paleocene-Eocene of South Africa" *Grana* 39: 39-45.
- [25] Tellería, M.C., Barreda, V., Palazzesi, L. and Katinas, L. (2010) "Echinate pollen fossil of Asteraceae from the Late Oligocene of Patagonia: an assessment of its botanical affinity" *Plant Syst. Evol.* 285: 75-81.
- [26] Barreda, V.D. (1993) "Late Oligocene?-Miocene pollen of the families Compositae, Malvaceae and Polygonaceae from the Chenque Formation, Golfo San Jorge basin, southern Argentina" *Palynology* 17: 169-186.
- [27] Katinas, L., Crisci, J.V., Tellería, M.C., Barreda, V. and Palazzesi, L. (2007) "Early history of Asteraceae in Patagonia: evidence from fossil pollen grains" *New Zel. J. Bot.* 45:605-610.
- [28] MacGinitie, H.D. (1962) "The Kilgore Flora. A Late Miocene flora from Central Nebraska" *Geol. Sci.* 35(2): 67-158.
- [29] Barreda, V., Gutiérrez, P.R. y Limarino, C.O. (1998) "Edad y paleoambiente de la "Serie del Yeso", valle del cura, provincial de San Juan: Evidencias palinológicas" *Ameghiniana* 35(3): 321-335.
- [30] Palazzesi L. and Barreda, V. (2004) "Primer registro palinológico de la Formación Puerto Madryn, Mioceno de la provincia del Chubut, Argentina" *Ameghiniana* 41(3): 355-362.
- [31] Mautino, L.R. and Anzotegui, L.M. (2001) "Palinología de la Formación Chiquimil (Mioceno superior), en Río Vallecito, provincia de Catamarca, Argentina. Parte 3. Polen" *Ameghiniana* 39(3): 271-284.
- [32] Graham, A. (1996) "Contribution to the geologic history of the Compositae", Hind, D.J.N. and Beentje, H.J. (eds.) *Compositae: Systematics* Proceedings of the International Compositae Conference, Kew, 1994, Vol. 1, pp. 123-140.

[33]Rzedowski, J. (1991) "Diversidad y orígenes de la flora fanerogámica de México" *Acta Bot. Mex.* 14: 3-21.

## CONCLUSIONES GENERALES

Los dos barrenos estudiados, el B4 (Formación San Gregorio) y B187 (Formación El Cien), fueron productivos desde el punto de vista palinológicos. La riqueza de taxa registrados en ambos barrenos, fue elevada en comparación con otras paleocuecas de la misma temporalidad estudiadas en México. Esto puede explicarse por hecho de que se trata de dos paleocuecas en la que se depositaron tanto palinomorfos continentales, como marinos.

El conjunto de palinomorfos marinos mostró predominió sobre el conjunto continental, en ambos barrenos. Así mismo, tanto el en B4 como en el B187, se definieron tres palinozonas a lo largo de sus respectivas columnas estratigráficas. En los dos barrenos, la zona B presentó la mayor riqueza y diversidad de especies de elementos continentales y de dinoflagelados, mientras que las zonas A y C, se caracterizaron por la escasez de polen, esporas y dinoflagelados.

Los elementos continentales que sobresalieron por su abundancia en el barreno B4 (*Chenopodipollis*, *Graminidites*, *Liliacidites* y *Tubulifloridites*) y en el B187 (*Chenopodipollis*, *Pinuspollenites*, *Graminidites*, *Eucommia*, *Ephedripites*, *Ephedra claricristatus*, *Liliacidites* y Leguminosae) son afines a elementos que coexisten en el bosque tropical caducifolio, lo que indica que en la región de La Purísima y San Juan de la Costa predominó un clima semiseco y cálido que favoreció el desarrollo de este bosque.

Los barrenos B4 y el B187 registraron una gran riqueza de polen y esporas fósiles, que se relacionan de manera estrecha con elementos florísticos de afinidad boreal y neotropical del bosque mesófilo de montaña en la actualidad. Esto indica que, probablemente durante el Oligoceno superior al Mioceno inferior, cuando la península de Baja California tenía contacto con los territorios de Sinaloa, Nayarit y Jalisco, el bosque pudo haber tenido una distribución más amplia en la región, incluyendo a la península de Baja California, lo que permitió el aporte de estos elementos en La Purísima y San Juan de la Costa. Sin embargo, para corroborar la presencia en Baja California Sur del bosque mesófilo de montaña, durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior, es necesario ampliar las investigaciones paleopalínológicas y paleobotánicas en esta zona.

Los barrenos registraron polen fósil que tiene importancia cronostratigráfica como fueron: *Corsinipollenites* (Onagraceae) (Maastrichtiano-Mioceno medio), *Ephedripites claricristatus* (Ephedraceae) (Eoceno medio-Oligoceno tardío/Oligoceno temprano-Mioceno medio), *Momipites coryloides* (Paleoceno temprano-Mioceno medio) y *M. tenuipolis* (Paleoceno temprano-Oligoceno temprano), sin embargo, las bajas frecuencias en las que se presentaron dificulta hacer inferencias sobre su significado cronoestratigráfico en los barrenos B4 y B187.

El registro de dinoflagelados de los géneros *Polysphaeridium*, *Tuberculodinium*, *Cleistosphaeridium*, *Lingulodinium*, *Operculodinium* y *Spiniferites*, corroboran que los dos barrenos se depositaron en un ambiente transicional a nerítico, relativamente cercano a la costa.

Los taxa *Tuberculodinium* aff. *vancampoe* (Oligoceno superior- hasta la actualidad) y *Spiniferites pseudofurcatus* (Maastrichtiano-Mioceno medio), se presentaron con poca frecuencia en el barreno B4; sus intervalos cronoestratigráficos indican que la sección debió haberse depositado entre el Oligoceno superior y el Mioceno medio, sin poderse asignar una edad con mayor resolución. En el barreno B187, el fechamiento de zircones de la cima del barreno, permitió asignarle una edad correspondiente al Oligoceno superior.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS GENERALES

- Alatorre, A. E. 1988. Stratigraphy and Depositional Environments of the Phosphorite-Bearing Monterrey Formation in Baja California Sur, Mexico. *Economic Geology* 83: 1918-1930.
- Applegate, S.P. 1986. The El Cien Formation: Strata of Oligocene and early Miocene age in Baja California Sur. Universidad Nacional Autónoma de México, *Instituto de Geología, Revista* 6:145-162.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D. y 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* LIII: 59-71.
- Avalos, A. 1996. Informe de definición del prospecto asignación minera San Juan, Municipio de La Paz, Estado de Baja California Sur. Consejo de Recursos Minerales. Gerencia coordinadora de oficinas regionales. Oficina Regional Baja California Sur. 89 p.
- Axelrod, D. 1958. Evolution of the Madro-Tertiary Geoflora. *The Botanical Review* XXIV (7): 433-509.
- Bains, S., Norris, R.D., Corfield, R.M. y Faul, K.L. 2000. Termination of global warmth at the Paleocene/Eocene boundary through productivity feedback. *Nature* 407:171-174.
- Beal, C.H. 1948. Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California. *Geological Society of America. Memoir*. 138 p.
- Biaggi, R.E. 1978. Palynology and Paleoecology of some Oligo-Miocene sediments from Chiapas, México. M.S. Thesis Walla Walla College California, U.S.A. 92 p.
- Becerra, J.X. 2005. Timing the origin and expansion of the Mexican tropical dry forest. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America of the United States of America* 102(31): 10919-10923.
- Carrasco-Velázquez, B.E., Martínez-Hernández, E. y Ramírez-Arriaga, E. 2009. Estratigrafía de la Formación El Morro del Paleoceno-Eoceno en Zimapán, Hidalgo. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 61(3):403-417.
- Carreño, A.L., Ledesma-Vázquez, J. y Guerrero-Arenas, R. 2000. Bioestratigrafía e Historia deposicional de la Formación Tepetate en el Arroyo Colorado (Eoceno Medio-Temprano), Baja California Sur, México. *Ciencias Marinas* 26(1):177-200.
- Carreño, A.L. y Helenes, J. 2002. Geology and Ages of the Islands. In: Case, T., M.L. Cody y E. Ezcurra (eds.). *A new Island Biogeography of the Sea of Cortes*. Oxford University Press. New York. U.S.A. pp. 14-40.

- Carreño, A.L. y Smith, J.T. 2007. Stratigraphy and correlation for the ancient Gulf of California and Baja California Peninsula, Mexico. *Bulletin of American Paleontology* 371:1-146.
- Corona-Esquivel, R., Martínez-Hernández, E., Henríquez, F., Olov-Nyström, J., Tritlla, J. 2010. Palynologic evidence for iron-oxide ash fall at La Perla, an Oligocene Kiruna-type iron ore deposit in northern Mexico. *GFF (Geologiska föreningen)* 132: 137-181.
- Darton, N.H. 1921. Geologic reconnaissance in Baja California. *Journal of Geology* 29:720-748.
- FCEN. 2011. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires. <<http://fosfatos.gl.fcen.uba.ar/sedimentologia.php>> [04 de marzo de 2011].
- Fischer, R. Galli-Olivier, C., Gidde, A. y Schwennicke, T. 1995. The El Cien Formation of southern Baja California, México: Stratigraphic precisions. *Newsletters on stratigraphy* 32(3):137-161.
- Ferrusquía-Villafranca, I. y González-Guzmán, L.I. 2005. Capítulo 2. Northern Mexico's Landscape, Part II: The Biotic Setting across Time. En: Cartron, J.L.E., Ceballos, G. y Felger, R.S. (eds.). *Biodiversity, Ecosystems, y Conservation in Northern Mexico*. Oxford University Press. U.S.A. pp. 39-51.
- Galli-Olivier, C. 1993. Fosforitas de San Juan de la Costa (Bahía de la Paz), Baja California Sur, México: 17 años de investigaciones. *Universidad Autónoma de Baja California-Revista de Investigación Científica* 4(1):115-135.
- Galván-Escobedo, I.G., Ramírez-Arriaga, E., Martínez-Hernández, E., Reyes-Salas, M., Ángeles-García, S. y Kohashi-Shibata, J. 2015a. Morphological descriptions of late Oligocene-early Miocene spores: San Gregorio Formation, Baja California Sur, Mexico. *Acta Microscópica* 24(1): 41-52.
- Galván-Escobedo, I.G., Ramírez-Arriaga, E., Martínez-Hernández, E., Reyes-Salas, M., Ángeles-García, S. y 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 Microscópica* 24(1): 7-15.
- García, E. 2004. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana). 4ª ed. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geografía. Serie Libros No. 6. 90 p.
- Graham, A., 1976, Studies in neotropical paleobotany. II. The Miocene Communities of Veracruz, Mexico. *Annals of Missouri Botanical Garden* 63: 787-842.
- Graham, A. 1999a. Late Cretaceous and Cenozoic History of North American Vegetation. Oxford University Press. New York. 350 p.



- Graham, A. 1999b. Studies in Neotropical paleobotany. XIII. An Oligocene-Miocene palynoflora from Simojovel, Chiapas, México. *American Journal of Botany* 86:17-31.
- Graham, A. 2010. Late Cretaceous and Cenozoic History of Latin American Vegetation a Terrestrial Environments. Missouri Botanical Garden Press. St. Louis Missouri, U.S.A. 617 p.
- Hausback, B.P. 1984. Cenozoic Volcanic and Tectonic Evolution of Baja California Sur, México. En: Frizzell, I. (ed.) *Geology of the Baja California Peninsula. Pacific Section. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*. Los Angeles, California, U.S.A. pp. 219-236.
- Heim, A. 1922. Notes on the Tertiary of southern Lower California. *Geological Magazine* 59, 529-547.
- INEGI. 2012. Mapa Geológico electrónico del Instituto Nacional de Estadística y Geografía <<http://mapserver.inegi.org.mx/geografia/espanol/estados/bcs/geolo.cFormción?c=444&e=25>> [03 de marzo de 2012].
- Kim, W.H. y Barron, J.A. 1986. Diatom Biostratigraphy of the upper Oligocene to lowermost Miocene San Gregorio Formation, Baja California Sur, México. *Diatom Research* 1(2):169-187.
- Langenheim, J.H., Hackner, B.I. y Bartlett, A. 1967. Mangrove pollen at the positional site of Oligocene-Miocene amber from Chiapas, Mexico. *Botanical Museum Leaflets, Harvard University* 21: 289-324.
- Ledesma-Vázquez, J. y Carreño, A.L. 2010. Origin, Age, and Geological Evolution of the Gulf of California. En: Brusca, R.C. (ed.) *The Gulf of California. Biodiversity and Conservation*. The University of Arizona Press and The Arizona-Sonora Desert Museum. U.S.A. pp. 7-23.
- León de la Luz, J.L. y Coria, R. 1992. Flora iconográfica de Baja California Sur, Publicación No. 3, Centro de Investigaciones Biológicas de Baja California Sur, A.C. y WWF, 156 pp.
- León de la Luz J.L., Domínguez-Cadena, R. y Mendel-Narváez A. 2012. Florística de la Selva Baja Caducifolia de la Península de Baja California, México. *Botanical Sciences* 90 (2): 143-162.
- Luna-Vega, I. 2008. Aplicaciones de la Biogeografía Histórica a la Distribución de las Plantas Mexicanas. *Revista Mexicana de Biodiversidad* 79(001): 217-241.
- Martín-Barajas, A. 2000. Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* LIII: 72-83.

- Martínez-Hernández, E. 1992. Caracterización ambiental del Terciario de la región de Ixtapa, estado de Chiapas, un enfoque palinoestratigráfico. UNAM, *Instituto de Geología Revista*, 10: 54-64.
- Martínez-Hernández, E. y Tomasini, O.A.C. 1986. Palinoestratigrafía preliminar del Terciario continental de Sonora. Primer Simposio de Geología Regional de México. Instituto de Geología, Ciudad Universitaria. *Programas y resúmenes*: 19-21.
- Martínez-Hernández, E. y Ramírez-Arriaga, E. 1996. Oligocene phosphorite sequence and presence of low biomass vegetation from San Gregorio Fm., Baja California, Mexico. IX IPC Meeting. Houston, Texas, U.S.A. June 23-28. Abstracts: pp. 98.
- Martínez-Hernández, E. y Ramírez-Arriaga, E. 1999. Palinoestratigrafía de la región de Tepexi de Rodríguez, Puebla, México. Implicaciones Cronoestratigráficas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 16(2): 187-207.
- Martínez-Hernández, E. y Ramírez-Arriaga, E. 2006. Tertiary palynofloristic correlations between Mexican Formations with emphasis in dating the Balsas Group. En: Vega, F. *et al.* (eds.). *Studies on Mexican Paleontology*. Springer. Netherlands, pp. 19-45.
- Martínez-Hernández, E., Hernández-Campos, H. y Sánchez-López, M. 1980. Palinología del Eoceno en el Noreste de México. Univ. Nal. Autón. México *Instituto de Geología Revista* 4 (2): 155-166.
- Palacios-Chávez, R. y Rzedowski, J. 1993. Estudio palinológico de las Floras Fósiles del Mioceno inferior y principio del Mioceno medio de la Región de Pichucalco, Chiapas, México. *Acta Botánica Mexicana* 24: 1-96.
- Pagani, M., Zachos, J.C., Freeman, K. H., Tipple, B. y Bohaty, S. 2005. Marked Decline in Atmospheric Carbon Dioxide Concentrations during the Paleogene. *Science* 309:600-603.
- Pearson, P. y Palmer, M.R. 2000. Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature* 406: 695-699.
- Quiroz-García, L. y Martínez-Hernández, E. 1987. Resúmenes del X Congreso Mexicano de Botánica (Guadalajara, Jalisco). Contribución 418.
- Ramírez-Arriaga, E., 2005, Reconstrucción Paleoflorística de la Formación Cuayuca con base en análisis palinoestratigráfico e implicaciones paleogeográficas, México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 231 p.
- Ramírez-Arriaga, E. y Reyes-Salas, M. 2014. Pollen morphology of the *Momipites* group (Juglandaceae) recovered in Cenozoic basins from central Mexico and Baja California Sur. *Acta Microscopica* 23(2): 101-110.

- Ramírez-Arriaga, E., Prámparo, M., Martínez-Hernández E. y Valiente, A. 2006. Palynology of the Paleogene Cuayuca Formations (stratotype sections), southern Mexico: Chronostratigraphical and palaeoecological implications. *Review of Paleobotany and Palynology* 141: 259-275.
- Ramírez-Arriaga, E., Martínez-Hernández, E., Flores, H., Ochotorena, H. y Prámparo, M. 2008. Correlation of the Late Eocene. Early Oligocene Izúcar de Matamoros Evaporites (Cuayuca Formation) in Mexico base on the parsimony analisis of endemicity. *Palynology* 32: 231-252.
- Ramírez-Arriaga, E., Prámparo, M., Guertein, R., Martínez-Hernández, E., Galván-Escobedo, I.G., Corona-Esquivel, R., Marmolejo-Rodríguez, A.J. 2012. Marine and continental assemblages from San Gregorio Formation (Late Oligocene-Early Miocene), La Bocana region, Baja California Sur, Mexico. 108th Annual Meeting Geological Society of America. *Abstracts with Programs* 44(3): 15.
- Ramírez-Arriaga, E., Helenes-Escamilla, J., Prámparo, M., Valiente-Banuet, A. y Carreño, A.L. 2013. Late Oligocene-Early Miocene palynoflora from San Gregorio Formation, Baja California Sur, Mexico. AASP-TPS 46th Annual Meeting. *Abstracts with Program*: 165-166.
- Ramírez-Arriaga, E., Prámparo, M.B., Nieto-Samaniego, A.F., Martínez-Hernández, E., Valiente-Banuet, A., Macías-Romo, C., Dávalos-Álvarez, O. 2014. Palynological evidence for Middle Miocene vegetation in the Tehuacan Formation of Puebla, México: *Palynology* (versión en línea), <<http://dx.doi.org/10.1080/01916122.2013.802750>> consulta: 31 de Enero de 2014.
- Rosales-Lomelí, J., Ayala-Nieto M. y Martínez-Hernández, E. 1992. Investigaciones palinológicas de fósiles terciarios en una columna de la Cuenca Tampico-Misantla. Proyecto CAO-1405. 27 p.
- Rosales-Lomelí, J. 1997. Palynology and palynofacies of the Cenozoic of the Bay of Campeche, Gulf of Mexico. Tesis de Maestría. University of Newcastle upon Tyne, U.K. 64 p.
- Rzedowski, J. 2006. *Vegetación de México*. 1ª edición digital. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, México, 504 p.
- Schwennicke, T., Martínez-Cortés, M., Rickli, J., Plata-Hernández, E. y Estrada-Moreno, E. 2004. Ambientes de depósito contrastantes en la Formación Tepetate, Baja California Sur, México. *Geoscience* 24(2): 220-221.
- Smith, J.T. 1991. Cenozoic Marine Mollusks and Paleogeography of the Gulf of California, en Dauphin, J. P. Simoneit, B. R. T. (eds.). *The Gulf and peninsular province of the Californias*: Okla., U.S.A. , American Association of Petroleum Geologists in Tulsa, 637-666.

- Tomasini-Ortíz, A.C. y Martínez-Hernández, E. 1984. Paleontología del Eoceno-Oligoceno de Simojovel, Chiapas. *Paleontología Mexicana* 50. 60p.
- Vankat, J.L. 1979. The natural vegetation of North America. An Introduction. Editorial John Wiley & Sons, Inc. New York, U.S.A. 261 p.
- Wolfe, J.A. 1978. A Paleobotanical interpretation of Tertiary climates in the northern hemisphere. *American Scientist* 66: 694-703.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas E. y Billups, K. 2001. Trends, Rhythms and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292:686-693.