

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA**



**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
DE LA TIERRA**

**Bioestratigrafía de alta resolución del Neógeno, en el pozo Sihini-1, Cuenca
Tampico-Misantla, Veracruz, México**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

Adriana Yanet Miranda Martínez

Ensenada, Baja California, México, Julio.

TESIS DEFENDIDA POR
Adriana Yanet Miranda Martínez
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

Dr. Javier Helenes Escamilla
Director del Comité

M. en C. Francisco Suárez Vidal
Miembro del Comité

Dr. José Manuel Romo Jones
Miembro del Comité

Dra. Ma. Elena Solana Arellano
Miembro del Comité

Dr. Tomas Kretschmar Gunter
***Coordinador del programa de posgrado
en Ciencias de la Tierra***

Dr. David Hilario Covarrubias Rosales
Director de Estudios de Posgrado

4 de Julio de 2008

RESUMEN de la tesis de **Adriana Yanet Miranda Martínez**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA con orientación en **GEOLOGÍA**. Ensenada, Baja California, México. Julio, 2008.

Bioestratigrafía de alta resolución del Neógeno, en el pozo Sihini-1, Cuenca Tampico-Misantla, Veracruz, México

Resumen aprobado por:

Dr. Javier Helenes Escamilla
Director de Tesis

Se documentan los conjuntos palinológicos en 211 muestras de canal del pozo Sihini-1, al sureste de la Cuenca Tampico-Misantla. Los conjuntos están representados principalmente por polen y esporas, junto con una porción menor de palinomorfos marinos, constituida esencialmente por dinoflagelados fotosintéticos de la Orden Gonyaulacales.

La palinoestratigrafía indica que la edad del intervalo estudiado oscila entre el Pleistoceno y el intervalo Eoceno-Mioceno temprano (54.8-0.01Ma), mientras que el análisis bioestratigráfico de los nanofósiles evidencia un rango de edad del Reciente al Mioceno temprano (23.8-0.01Ma).

La integración de la información bioestratigráfica de palinomorfos, nanoplacton calcáreo y foraminíferos planctónicos produjo un esquema bioestratigráfico de alta resolución, el cual incluye del Mioceno temprano al Pleistoceno y permite identificar seis líneas de tiempo que representan: la parte superior del Pleistoceno (>0.01 Ma) a 520m de profundidad, la cima del Plioceno temprano (3.58 Ma) a 780m, los límites Plioceno temprano-Mioceno tardío (5.35 Ma) a 1760m, Mioceno tardío-medio (11.2Ma) a 2440m, Mioceno medio-temprano (16.4 Ma) a 4560 m y la parte superior del Mioceno temprano (± 17.2 Ma) a 4670m, restringiendo la edad de la secuencia sedimentaria aquí estudiada al Neógeno.

La paleobatimetría interpretada indica que la sección se depositó en ambientes de plataforma continental, principalmente entre el nerítico medio y externo (50-200m). Las paleobatimetrías más profundas, del batial superior (500m) sólo se documentan en breves intervalos durante el Mioceno medio y tardío.

Se reconocen diez ciclos sedimentarios, correlacionables con las secuencia de tercer orden (Haq *et al.*, 1988; Hardenbol *et al.*, 1998): TB-3.9 del Pleistoceno, TB-3.5 del Plioceno temprano y las secuencias consecutivas TB-3.4, 3.3, 3.2, 3.1 del Mioceno tardío y TB-2.6, 2.5, 2.4 y 2.3 del Mioceno medio. La ausencia de las secuencias TB-3.8, 3.7, 3.6, evidencia un *hiatus* del Plioceno tardío, también propuesto en el análisis bioestratigráfico, posiblemente relacionado a una fuerte regresión marina en el área. Las edades calibradas de estas secuencias agregan a la columna sedimentaria 22 líneas de tiempo, adicionales a las

seis líneas propuestas bioestratigráficamente, obteniendo finalmente un marco cronoestratigráfico detallado y de alta resolución que divide la columna sedimentaria mediante 28 horizontes de tiempo confiables.

En esta parte de la cuenca se llevó a cabo un proceso progradante, con dos episodios rápidos de subsidencia y sedimentación durante el Mioceno medio (16.4-13.18 Ma) y a finales del Plioceno temprano (4.23-3.58 Ma), el último probablemente de origen tectónico.

Algunas especies de dinoflagelados identificadas en las muestras del pozo Sihini-1, son de afinidad tropical (Harland, 1983) e indicadoras de temperaturas superficiales cálidas (Edwards y Andrieu, 1992), evidenciando estas condiciones en esta parte de la cuenca desde el Mioceno temprano hasta el Plioceno temprano.

Palabras Clave: Dinoflagelados, Cuenca Tampico-Misantla, Bioestratigrafía de alta resolución.

ABSTRACT of the thesis presented by **Adriana Yanet Miranda Martínez** as a partial requirement to obtain the MASTER IN EARTH SCIENCES with orientation in GEOLOGY. Ensenada, Baja California, Mexico. July , 2008.

High resolution Neogene biostratigraphy in the Sihini-1 well, Tampico-Misantla Basin, Veracruz, México

Here are documented the palynological assemblages from 211 cuttings samples from the well Sihini-1, drilled in the southeast of the Tampico-Misantla Basin. These assemblages are dominated by pollen and spores, with a minor component of marine palynomorphs, mainly photosynthetic dinoflagellates of the Order Gonyaulacales.

The palynostratigraphic record indicates that the section studied encompasses from a Eocene-Miocene interval to the Pleistocene (54.8-0.01 Ma), while the nannofossil record indicates an age range from Recent to early Miocene (23.8-0 Ma). Integration of the biostatigraphic data from palynomorphs, calcareous nannoplankton and planktonic foraminifera produced a high resolution biostratigraphic scheme including from early Miocene to Pleistocene.

The paleobathymetry indicates that the sequence was deposited in continental platform environments, mostly from middle to outer neritic (50-200 m). Deeper paleobathymetries are observed only in brief periods of time from the middle and late Miocene intervals.

The high resolution biostratigraphy allows the identification of six time lines representing: the upper part of the Pleistocene (>0.01 Ma) at a depth of 520 m, the top of the early Pliocene (3.58 Ma) at 780 m, the limits early Pliocene – late Miocene (5.35 Ma) at 1760 m, late to middle Miocene (11.2Ma) at 2440 m, middle to early Miocene (16.4 Ma) at 4560 m and the upper part of the early Miocene (± 17.2 Ma) at 4670 m, thus restricting the studied section to the Neogene.

Dedicatorias

A mi familia y a Jonathan por la paciencia, confianza, amor y apoyo incondicional que siempre me han brindado.

A ti que no fuiste, pero que algún día serás. . . .

Agradecimientos

A CONACYT por el apoyo económico que me permitió alcanzar mis objetivos.

Al Dr. Javier Helenes por integrarme al grupo de trabajo del Laboratorio de Palinología, y por sus comentarios objetivos y prácticos en este estudio.

Gracias a mis sinodales M. en C. Suárez, Dr. Romo, Dra. Solana por las acotaciones realizadas a este manuscrito y por su participación en el desarrollo de este proyecto.

También agradezco al posgrado de ciencias de la Tierra, en especial a Martita Barrera por su paciencia en todos los trámites realizados durante mi estancia. A mis profes en CICESE, gracias por introducir a esta Bióloga al mundo de las rocas.

Así mismo agradezco a todas las personas que colaboraron directamente o indirectamente en este trabajo aportado datos y comentarios enriquecedores, especialmente a la Dr. Ana Luisa Carreño del Instituto de Geología de la UNAM, a quien aprecio demasiado, gracias por sus consejos en el azote de todos los días y por sus opiniones siempre auténticas.

A mis compañeros de trabajo en el Laboratorio de Palinología, Juan Gabriel y especialmente a Mónica Zegarra por el intercambio de ideas, artículos y comentarios siempre amenos, gracias a Edna Collins por enseñarme el arte de procesar muestras palinológicas.

Y finalmente a mis compañeros de CICESE de desveladas en estudios y tragos alegres: Almendra, Selene y Carpio, Melva, Gemma, Aimmé, Los vecinos (Gemma y Alex), Xochitl, Aco, Pedro y Polo, Daniel, Mathias, Juan Carlos, Toñito, Doris, Tomás y Gina, Olga y Mojarro, Uriel, Ebrick y Nancy, Aleix, y los que me falten por recordar.

A mis compas chilangos, que aunque lejos siempre estaban al pendiente de mi, muchas gracias a Claus, Belén, Enrique, Jesusito, Nacho, Alex y Violeta.

CONTENIDO

	Página
Resumen	I
Abstract	III
Dedicatoria	IV
Agradecimientos	V
Lista de Figuras	VIII
Lista de Tablas	IX
Capítulo I. Introducción	1
Capítulo II. Área y material de estudio	4
Capítulo III. Antecedentes	6
III.1 Marco geológico regional	6
III.2 Palinología neógena en el Golfo de México	9
Capítulo IV. Resultados	13
IV.1 Análisis palinológico	13
IV.1.1 Metodología	15
IV.1.2 Análisis cualitativo y cuantitativo	16
IV.1.3 Palinoestratigrafía	22
IV.2 Bioestratigrafía con nanoplancton calcáreo	27
IV.3 Bioestratigrafía de alta resolución	29
IV.3.1 Paleobatimetrías consenso del pozo Sihini-1	31
IV.3.2 Edades consenso del pozo Sihini-1	33
IV. 4 Estratigrafía por secuencias	36
IV.4.1 Ciclos sedimentarios identificados en la columna sedimentaria Sihini-1	38
IV.4.2 Correlación de ciclos sedimentarios con ciclos eustáticos de tercer orden	41
IV.5 Análisis de subsidencia	45
IV.5.1 Corrección por compactación	46

CONTENIDO (continuación)

	Página
IV.5.2 Corrección por backstripping	51
IV.5.3 Resultados	52
Capítulo V. Discusión	57
V.1 Conjunto palinológico y paleoclima	57
V.2 Edades y paleobatimetría consenso	58
V.3 Secuencias sedimentarias	59
V.4 <i>Hiatus</i> del Plioceno tardío	60
V.5 Análisis de subsidencia	61
V.6 Historia Geo-micropaleontológica	61
Capítulo VI. Conclusiones	65
Referencias	67

LISTA DE FIGURAS

<i>Figura</i>		Página
1	Localización del área de estudio	4
2	Columna sedimentaria del Pozo Sihini-1	5
3	Formaciones cenozoicas de la Cuenca Tampico-Misantla y sus relaciones estratigráficas. Modificado de Barker y Blow (1976) y Santiago <i>et al.</i> (1984)	7
4	Cuencas cenozoicas del Sur del Golfo de México. Tomado de Guzmán (1999)	10
5	Palinomorfos marinos y continentales	14
6	Proporción entre órdenes de dinoflagelados en el pozo Sihini-1	17
7	Especies de dinoflagelados recuperadas en muestras de canal del pozo Sihini-1	19
8	Especies de polen y esporas recuperadas en muestras de canal del pozo Sihini-1	20
9	Curva de subsidencia total corregida por compactación y paleobatimetría	54
10	Curva de subsidencia tectónica neta, mínima y máxima	55

LISTA DE TABLAS

<i>Tabla</i>		Página
I	Distribución estratigráfica de 120 taxa continentales identificados en muestras de canal del pozo Sihini-1	Anexo
II	Distribución estratigráfica de 96 taxa marinos identificados en muestras de canal del pozo Sihini-1	Anexo
III	Análisis palinológico cuantitativo	21
IV	Alcances estratigráficos documentados en la literatura de las especies índices de dinoflagelados, polen y esporas presentes en la columna Sihini-1	23
V	Distribución y bioeventos estratigráficos de especies índices de dinoflagelados, polen y esporas identificadas en el pozo Sihini-1	25
VI	Alcances estratigráficos documentados en la literatura de las especies índices de nanofósiles calcáreos identificados en la columna Sihini-1	27
VII	Distribución y bioeventos estratigráficos de especies índices de nanofósiles calcáreos identificadas en el pozo Sihini-1	30
VIII	Paleobatimetrías consenso de la columna sedimentaria Sihini-1	32
IX	Edades consenso para la columna sedimentaria Sihini-1	35
X	Ciclos sedimentarios interpretados en la columna sedimentaria Sihini-1	39
XI	Correlación de los ciclos sedimentarios identificados en la columna Sihini-1 y las secuencias de tercer orden propuestos por Haq <i>et al.</i> (1988)	44

LISTA DE TABLAS (continuación)

<i>Tablas</i>		Página
XII	Atributos físicos de cada unidad para realizar la corrección por compactación	47
XIII	Valores de espesores descompactados y porosidades calculadas para cada unidad en cada paso iterativo de corrección	50
XIV	Episodios de subsidencia, con las unidades que comprenden y los resultados obtenidos de la corrección por compactación y backstripping	53

Capítulo I

Introducción

La Micropaleontología es el estudio de fósiles que requieren del uso del microscopio para su análisis. El éxito de esta rama de la paleontología descansa principalmente en la resolución de problemas geológicos resultado del excelente y bien documentado registro que presentan los microfósiles por su tamaño tan pequeño, alta abundancia, amplia distribución mundial y por la rápida evolución de sus especies (Molina, 2002; Lipps, 1981). El desarrollo de la Micropaleontología como una herramienta geológica fue incitado por el crecimiento en la perforación de pozos petroleros después de la primera guerra mundial. En esta industria, el uso común de muestras de fragmentos pequeños de rocas (ripio o canal) hace aún más atractivo el uso de los microfósiles por su tamaño de micras, milímetros y centímetros. Después de la segunda guerra mundial, en los años 70's, con la expansión de las exploraciones oceanográficas, fue que la utilización de microfósiles se aplicó en la resolución de problemas paleoceanográficos y paleoclimáticos (Lipps, 1981).

Los microfósiles calcáreos son los más utilizados en estudios bioestratigráficos en la industria petrolera, principalmente foraminíferos y nanoplancton. Estos presentan un registro confiable en zonas tropicales y subtropicales, y es posible extraerlos fácilmente de las rocas con técnicas sencillas y poco costosas. Sin embargo, ocasionalmente no hay microfósiles calcáreos, o bien son escasos en el material de estudio, por la distribución biogeográfica, batimétrica y/o ambiental de las especies, lo cual dificulta tener un adecuado control cronológico de las unidades litoestratigráficas.

Para compensar estas restricciones, algunos estudios micropaleontológicos integran otros grupos de microfósiles como silicoflagelados, radiolario, diatomeas y microfósiles de pared orgánica como polen, esporas y dinoflagelados. Esta integración complementa las

herramientas bioestratigráficas y paleoambientales utilizadas en geología, principalmente en la exploración petrolera.

La integración de la información de diferentes grupos de microfósiles junto con datos litoestratigráficos, registros geofísicos de pozos y/o secciones sísmicas, originó la denominada Bioestratigrafía de Alta Resolución, cuyos resultados no sólo aumentan la resolución, sino también la confiabilidad de los estudios bioestratigráficos (Arenillas, 2002).

El estudio de microfósiles en las formaciones marinas del Mesozoico y Cenozoico en México es de particular interés si se considera que fue este país de los primeros en emplear la micropaleontología de manera comercial para la resolución de problemas geológicos petroleros (López-Ramos, 1956). Sin embargo, en el Golfo de México el empleo de la bioestratigrafía de alta resolución apenas empieza a hacerse más común.

En la Cuenca Tampico-Misantla la bioestratigrafía básica y los modelos paleoambientales del Cenozoico se establecieron con base en foraminíferos (Dumble, 1918; Cushman y Trager, 1924; Cushman, 1925; Cole, 1927, 1928; Douville, 1927; White, 1929; Nuttall, 1930, 1932; Barker, 1936; López-Ramos, 1956; Barker y Blow, 1976; Gamper, 1977; Carreño, 1980, 1986; Omaña, 1991; Omaña y Jiménez, 2002; Martínez y Ruíz, 2003; Ramírez, 2003; Gutiérrez-Puente, *et al.*, 2006) y más recientemente, con nanoplancton calcáreo (Martínez *et al.*, 2003; Sánchez-Ríos *et al.*, 2006).

En las asociaciones de microfósiles calcáreos documentadas en las formaciones Oligo-Miocénicas de la Cuenca Tampico-Misantla, es evidente la dominancia de fauna bentónica y la escasez de fauna pelágica (indicadora de edad), debido a que estas unidades se encuentran poco representadas por facies pelágicas en varios afloramientos (Gamper, 1977; Carreño, 1980, 1986; Ramírez, 2003) y pozos (López-Ramos, 1956, Sánchez-Ríos *et al.*, 2006). Estas limitaciones han impedido llevar un control cronoestratigráfico adecuado y una correlación confiable entre estas unidades estratigráficas.

Una solución a este tipo de problemas es la integración de otros grupos de microfósiles que permitan un fechamiento confiable en facies someras, como polen, esporas y dinoflagelados. Sin embargo, el uso de estos grupos en estudios bioestratigráficos es muy escaso, ya que únicamente se ha documentado una asociación de palinomorfos marinos y

continentales del Pozo Aktum-1, ubicado en la parte meridional de esta cuenca (Sánchez-Ríos *et al.*, 2006).

La importancia de contar con una alta resolución cronoestratigráfica en la Cuenca Tampico-Misantla ha retomado interés con el desarrollo del proyecto Lankahuasa en el Golfo de México, donde se ubica el pozo aquí estudiado. Este proyecto nace de la necesidad que tiene el país de incorporar reservas de gas y aceite en cantidades comerciales y tiene como objetivo evaluar el potencial gasífero de zonas hasta ahora desconocidas (Martínez *et al.*, 2003). Para ello, se requiere de un control cronoestratigráfico detallado de las secuencias sedimentarias perforadas en la cuenca y la reevaluación de las mismas en zonas ya estudiadas para realizar correlaciones confiables entre las unidades litoestratigráficas.

El presente estudio tiene como objetivos obtener un marco cronoestratigráfico y paleoambiental del pozo Sihini-1, perforado en la Cuenca Tampico-Misantla, mediante un análisis bioestratigráfico de alta resolución que incluya la utilización de tres grupos diferentes de microfósiles, junto con la aplicación de la estratigrafía por secuencias. Como objetivos secundarios, se pretende documentar el contenido palinológico neógeno recuperado en muestras de canal del pozo Sihini-1, que hasta ahora era desconocido y aportar ideas sobre la evolución geológica en esta parte de la Cuenca Tampico-Misantla mediante un análisis de subsidencia.

Para llevar a cabo los objetivos se dividió el estudio en cuatro partes: (1) análisis palinológico para describir, documentar y cuantificar el contenido de palinomorfos en la columna sedimentaria, (2) bioestratigrafía de alta resolución, con la que se integra la información palinoestratigráfica con datos de nanofósiles y foraminíferos planctónicos, para obtener edades y paleobatimetrías consenso, (3) estratigrafía por secuencias para correlacionar los ciclos sedimentarios identificados en la columna con ciclos eustáticos de 3^{er} orden y obtener así un mayor número de líneas de tiempo y (4) análisis de subsidencia, para aportar ideas acerca de la evolución geológica en esta parte de la cuenca.

Capítulo II

Área y material de estudio

La columna sedimentaria aquí estudiada proviene del pozo Sihini-1, perforado por PEMEX en las coordenadas geográficas 20°11'8'' Latitud Norte y 96°40'8'' Longitud Oeste, frente a las costas del estado de Veracruz en aguas territoriales de la plataforma continental del Golfo de México, ubicado en la parte sur de la Cuenca Tampico- Misantla (Fig. 1).

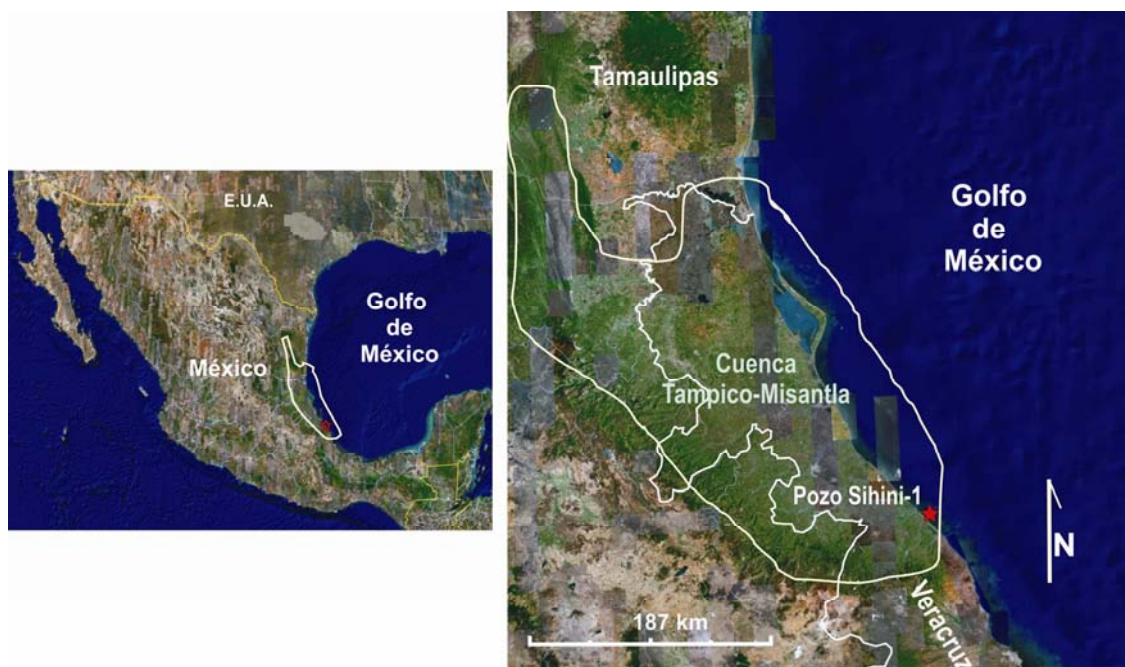


Figura 1. Localización del área de estudio.

La Cuenca Tampico-Misantla cubre una superficie aproximada de 25, 000 km², se localiza en los estados de Tamaulipas y Veracruz y forma parte de la planicie costera del Golfo de México. La cuenca está limitada al norte por el río Guayalejo y por la Sierra de Tamaulipas, al sur por las poblaciones de Nautla y Misantla, así como por el Macizo de Teziutlán, al

este por el Golfo de México y al oeste por la Sierra Madre Oriental. (López-Ramos, 1956; Gamper, 1977).

El pozo Sihini-1 se perforó en esta cuenca hasta una profundidad de 4,765m, recuperándose una columna sedimentaria de 4,245m de espesor (Fig. 2). De esta columna se obtuvieron 211 muestras de canal, mediante la toma de muestras cada ~20 m.

La litología se determinó con muestras de mano y considerando el tamaño de grano interpretado mediante el análisis del registro de rayos gamma del pozo proporcionado por PEMEX. En la columna sedimentaria estudiada predominan las rocas de granos finos, la columna está constituida en su mayoría por un paquete grueso de lutita y limolita, con algunas estratificaciones delgadas de arena de grano fino hacia la base y hacia la cima de la misma (Fig. 2).

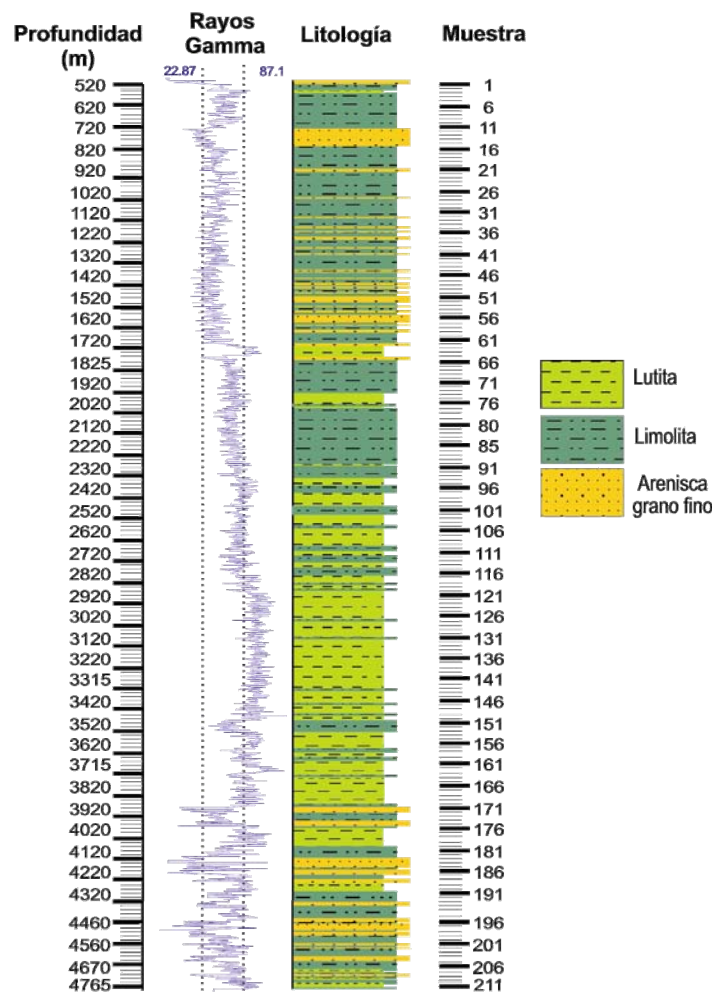


Figura 2. Columna sedimentaria del Pozo Sihini-1.

Capítulo III

Antecedentes

III.1 Marco Geológico Regional

El Golfo de México empezó su apertura en el Triásico Tardío, cuando Yucatán y otras microplacas iban derivando lejos de Texas, producto de la separación de Pangea (Ross y Scotese, 1988). Las secuencias mesozoicas de lechos rojos y sal, basamento de las subcuencas petroleras mexicanas, representan el inicio de esta transgresión marina tetisiana que formó los sistemas petroleros del Golfo de México (Rueda- Gaxiola, 2004).

Durante el Jurásico y Cretácico, el Golfo de México continuó su apertura sobre un sistema de fallas y pilares tectónicos. Durante el Jurásico Tardío la depositación de sedimentos arenosos y carbonatados de facies marinas someras y lutitas con alto contenido orgánico, evidencian la acentuación en las condiciones transgresivas en esta área (Meneses-Rocha, 1987; Santiago *et al.*, 1984).

Esta transgresión culminó a principios del Cretácico Tardío (Turoniano), presentándose después un evento regresivo que depositó rocas arcillo-calcáreas. Estos clásticos también pueden estar relacionados al levantamiento de la Sierra Madre Oriental causado por la orogenia Laramide (Sedlock *et al.*, 1993).

El frente de deformación de la orogenia Laramide formó algunas de las cuencas del Golfo de México (Fig. 4). Durante el Paleógeno y Neógeno estas cuencas se rellenaron con sedimentos, representativos de ambientes que varían desde litorales hasta marinos profundos (López-Ramos, 1956; Morán-Zenteno, 1996).

Una de estas cuencas es la Tampico-Misantla, también conocida con el nombre de Cenobahía de Tampico, que se originó a finales del Cretácico. En esta cuenca el

levantamiento Laramídico afectó las márgenes occidental y suboccidental, causando una depresión de considerable magnitud, denominada antefosa Chicontepec (López-Ramos, 1982; Santiago *et al.*, 1984).

La antefosa contiene los primeros depósitos sedimentarios de la Cuenca Tampico Misantla de edad Paleoceno, representados por un gran volumen de sedimentos arcillo-arenosos de tipo turbidíticos (Fig. 3), correspondientes a las formaciones Chicontepec Inferior y Chicontepec Medio (Santiago *et al.*, 1984).

Simultáneamente a la formación en la porción noroeste de la cuenca de la antefosa Chicontepec, se desarrolló la sub-cuenca de Magiscatzin que fue rellenada por sedimentos arcillo-arenosos y arcillosos de la Formación Velasco (Santiago *et al.*, 1984).

Era	Periodo	Época	Biozonas foraminíferos Blow (1969)	Relaciones estratigráficas				
				Norte-Noroeste	Sur-Sureste			
CENOZOICO	Neógeno	Mioceno	medio inferior	N11	Tuxpan			
			N10					
			N9					
			N8					
		temprano	N7	Mesón superior	Escolin			
			N6		Coatzintla			
			N5	Mesón inferior				
			N4	Palma Real Superior				
	Paleógeno	Oligoceno	tardío		N3	Huasteca superior	Alazán	Mesón inferior
			medio	N2	Huasteca inferior	Palma Real Inferior		
			temprano	N1				
			Eoceno		P19			
				P18			Horcones	
		tardío		P17				
				P16	Tantoyuca	Chapopote superior		
		Paleoceno	medio	P15				
				P14				
			temprano	P13	Guayabal	Chapopote inferior		
				P12				
		Paleoceno				Aragón		
					Chicontepec superior	Velasco superior		
			tardío		Chicontepec medio	Velasco medio		
			medio		Chicontepec inferior	Velasco inferior		
			temprano			Velasco basal		

Figura 3. Formaciones cenozoicas de la Cuenca Tampico-Misantla y sus relaciones estratigráficas. Modificado de Barker y Blow (1976) y Santiago *et al.* (1984).

En el Eoceno temprano se mantuvo la continuidad en las condiciones de depósito, representadas por facies arenosa de tipo flysch en la Formación Chicontepec Superior y otra arcillosa constituyendo la Formación Velasco Superior (Fig. 3).

A finales de la revolución Laramíde, en el Eoceno medio y tardío, se generan depósitos en dos tipos de facies, una arcillosa de aguas profundas que constituye a la Formación Chapopote y otra arenosa conglomerática de origen deltáico, conocida como la Formación Tantoyuca.

Durante el Oligoceno temprano se produjeron discordancias en la Cuenca Tampico Misantla, evidenciadas por la ausencia o discontinuidad de algunas formaciones en determinadas áreas, como en el caso de la Formación Horcones en el noroeste del área (López-Ramos, 1956). A fines del Oligoceno temprano, se depositaron sedimentos característicos de facies transgresivas (Formación Palma Real, Huasteca inferior), que sobreyacen discordantemente a calizas cretácicas en algunas partes de la cuenca.

En el Oligoceno medio y superior se presentan varias facies características de ciclos transgresivos y regresivos, con dominancia de los últimos, representadas por las formaciones Huasteca superior, Alazán, Mesón inferior y Palma Real Superior (Fig. 3).

Finalmente durante el Mioceno temprano y medio el ambiente sedimentario se caracterizó por facies areno-arcillosas y en ocasiones conglomeráticas, las cuales constituyen a las formaciones Coatzintla, Escolin, Mesón y Tuxpan (Barker y Blow, 1976; Carreño, 1980, 1986). Se considera que al finalizar este sistema, se presentó una regresión que tiene como límite la actual línea de costa.

La unidad litoestratigráfica que se espera encontrar representada en las muestras de la columna sedimentaria Sihini-1, corresponde a la formación Tuxpan, junto con sedimentos Plio-Pleistocénicos suprayacentes.

III.2 Palinología neógena en el Golfo de México

El empleo de la palinología en el Golfo de México en estudios bioestratigráficos del Neógeno es escaso, ya que la mayoría de estos emplean los microfósiles calcáreos clásicos, principalmente foraminíferos.

Los primeros estudios palinológicos con material neógeno en el Golfo de México se desarrollaron en la parte norte (Elsik 1969, 1980). Resultado de estos estudios se sugieren cambios climáticos con tendencia al enfriamiento, desde el Mioceno tardío hasta el Pleistoceno, basado en las proporciones de palinomorfos continentales en rocas del Neógeno para esta parte del Golfo (Elsik, 1969). También se documenta la importancia del reino Fungi en los análisis palinológicos, empleando esporas de hongos para correlacionar estratos neógenos neríticos (Elsik, 1980).

En 1986, se publicaron varios de los trabajos presentados en el Primer Simposio sobre Bioestratigrafía de Dinoflagelados del Neógeno (Wrenn *et al.*, 1986). Esta publicación incluye varios estudios sobre quistes de dinoflagelados del Neógeno en la parte norte del Golfo de México.

Los resultados de uno de estos estudios palinológicos realizado a muestras provenientes del De Soto Canyon, documentan una asociación abundante y variada de dinoquistes en el intervalo del Mioceno tardío al Pleistoceno (Wrenn y Kokinos, 1986). Su contribución más grande fue sugerir por primera vez paleoambientes en esta parte del Golfo de México basado en el conjunto de dinoquistes fósiles y la distribución de sus especies actuales según Harland (1983).

En otros artículos de este mismo volumen, se presentan resultados de estudios realizados a rocas miocénicas provenientes de las costas de Lousiana. En uno de ellos se documenta cambios en las asociaciones de dinoquistes en diferentes facies. Duffield y Stein (1986), reportan asociaciones dominadas por protoperidinioideos en facies neríticas y dominadas por gonyaulacoideos en facies oceánicas. Lenoir y Hart (1986; 1988) definen siete palinofacies caracterizadas por la distribución de litofacies y dinoquistes en material proveniente de Lousiana y sugieren cambios en la energía del medio deposicional basados en las abundancias de los palinomorfos.

Por otro lado, estudios ecológicos y bioestratigráficos en diferentes zonas del Atlántico Norte y áreas adyacentes (De Vernal *et al.*, 1992), que incluyen los datos palinológicos de Wrenn y Kokinos (1986) en el Golfo de México, documentan asociaciones de dinoflagelados con registros cuantitativos de alta resolución para demostrar la relación entre dinoquistes y las condiciones ambientales durante el Cuaternario.

Más cerca de nuestra área de estudio, en las diferentes cuencas cenozoicas de la parte sur del Golfo de México (Fig. 4), los estudios bioestratigráficos que incluyen palinomorfos son más recientes y generalmente se realizan en conjunto con otros grupos de microfósiles, para aumentar la resolución bioestratigráfica (Del Valle, 2001, en la Plataforma de Campeche; Carrillo, 2003, en la Cuenca de Macuspana, y Zegarra, 2005 en la Cuenca de Veracruz). Desafortunadamente varios de los estudios palinológicos realizados en esta parte del Golfo de México son reportes inéditos, la mayoría de ellos pertenecientes a empresas petroleras mexicanas como Petróleos Mexicanos (PEMEX) e Instituto Mexicano del Petróleo (IMP).



Figura 4. Cuencas cenozoicas al sur del Golfo de México. Tomado de Guzmán (1999).

En la Bahía de Campeche, se han descrito diferentes palinofacies del Cenozoico en muestras de dos pozos (Rosales-Lomelí, 1997). En estas secciones se identificó una tendencia regresiva durante el Mioceno tardío y transgresiva general durante el Plio-Pleistoceno basada en la proporción de fitoclastos y palinomorfos. La integración de información de dinoquistes con datos de fósiles calcáreos, fue la base para proponer ciclos eustáticos de tercer orden durante el Oligoceno al Plio-Pleistoceno en la Sonda Campeche (Del Valle, 2001).

En la cuenca Macuspana se ha aplicado la bioestratigrafía de alta resolución y la estratigrafía por secuencias en muestras de pozos del Cenozoico, considerando por primera vez en esta cuenca la utilización de dinoquistes fósiles (Sánchez *et al.*, 2002; Carrillo, 2003).

En esta porción sur del Golfo de México se han reportado diferentes asociaciones de dinoflagelados cenozoicos (Helenes *et al.*, 2002; 2003) que sugieren condiciones climáticas tropicales para esta parte del Golfo prevaleciendo desde el Oligoceno y que además permiten afinar la cronoestratigrafía existente y reconocer las condiciones paleoambientales de sedimentación.

Con respecto a las asociaciones de palinomorfos continentales, se han documentado las asociaciones de polen y esporas del Mioceno en la formación Paraje Solo de la Cuenca de Veracruz (Graham, 1976). En esta misma cuenca se reporta por primera vez el contenido palinológico del Neógeno, que junto con información de microfósiles calcáreos ayudó a identificar ciclos sedimentarios para determinar el marco cronoestratigráfico del pozo marino Glomerosa-1 (Zegarra, 2005).

En la Cuenca Tampico-Misantla los primeros estudios microplaeontológicos se realizaron en 1917, poco después de que E.T. Dumble desarrollara la micropaleontología como una herramienta en la geología petrolera.

Gran parte de estos estudios se han realizado considerando únicamente microfósiles calcáreos, como foraminíferos (Dumble, 1918; Cushman, 1925; Cole, 1928; Nutall, 1932; Barker, 1936; López-Ramos, 1956; Barker y Blow, 1976; Gamper, 1977; Carreño, 1980, 1986; Omaña y Jiménez, 2002; Gutiérrez-Puente, *et al.* 2006) y más recientemente, los nanofósiles calcáreos (Martínez *et al.*, 2003; Sánchez-Ríos, *et al.* 2006).

Los estudios palinológicos neógenos en la Cuenca Tampico-Misantla son muy escasos, aunque hay reportes inéditos de compañías petroleras. En la literatura únicamente existe el estudio de Sánchez-Ríos *et al.* (2006), quienes usan la información de palinomorfos junto con datos de microfósiles calcáreos para establecer edades del Plioceno temprano a Eoceno medio-temprano para el pozo Aktum-1. Estos autores proponen una discordancia estratigráfica de gran magnitud comprendida entre el límite Oligoceno temprano-tardío a la cima del Mioceno tardío (aproximadamente entre 8.6 a 29.1 Ma). También reportan otras cinco discontinuidades de menor magnitud a través de la columna y mencionan la baja abundancia y pobre conservación de los microfósiles.

A pesar de ser un área bastante estudiada, la bioestratigrafía en la Cuenca Tampico-Misantla presenta dificultades en los fechamientos de las formaciones Oligo-Miocénicas, debido principalmente a la homogeneidad litológica que estas unidades presentan, lo cual dificulta su completa diferenciación. Además, comúnmente estas unidades no representan facies marinas profundas y por ende carecen de suficiente fauna pelágica en afloramientos (Gamper, 1977; Carreño, 1980, 1986; Omaña, 1991) y pozos someros (Sánchez-Ríos *et al.*, 2006), lo que impide un control cronoestratigráfico apropiado de las unidades.

Por estos motivos es necesario considerar estudios bioestratigráficos integrales, que manejen diferentes grupos de microfósiles para obtener marcos cronoestratigráficos más detallados en la Cuenca Tampico-Misantla. En particular, resulta muy útil el estudio por palinología en muestras de pozos y afloramientos del área, para asegurar una correlación más confiable y detallada.

Capítulo IV

Resultados

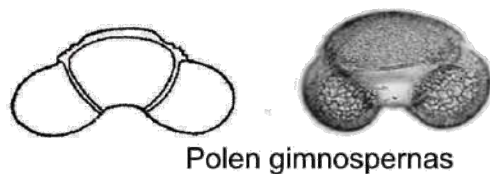
IV.1 Análisis Palinológico

La paleopalinología es una rama de la paleontología relativamente joven que actualmente está siendo utilizada con éxito en la resolución de problemas geológicos, debido a que es una herramienta práctica que proporciona datos en áreas o facies donde la recuperación de otros grupos fósiles es nula o deficiente. Considerando esta ventaja, se realizó el estudio palinológico de muestras del pozo Sihini-1, para complementar la información bioestratigráfica y paleoambiental existente.

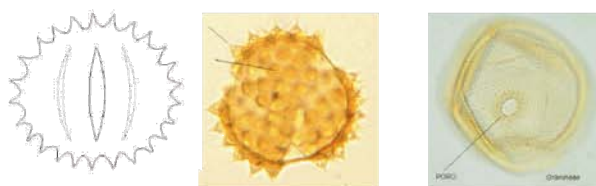
Hasta 1940, la palinología incluía únicamente el estudio de polen y esporas recuperados de carbón y sedimentos por medio de tratamientos químicos drásticos incluyendo ácidos. Sin embargo, las preparaciones palinológicas también contienen otras estructuras que soportan estos procesos de preparación. Actualmente, la palinología incluye en su estudio cualquier espécimen microscópico, fósil o actual, resistente a químicos corrosivos como HCl, HF, H₂NO₃, NHOH₃ y similares, con tamaños entre 5 a 500 µm, a los cuales denomina palinomorfos (Jansonius y McGregor, 1996).

De acuerdo con esta definición, los palinomorfos están constituidos de una pared orgánica resistente compuesta de esporopolenina, quitina y otros biopolímeros relacionados (Traverse, 1974). Según su origen, se dividen para su estudio en dos grupos principales: los palinomorfos continentales, tales como: polen de angiospermas y gimnospermas, esporas de briofitas (principalmente musgos y hepáticas) y pteridofitas (principalmente helechos), y los palinomorfos marinos, los cuales incluyen quistes de dinoflagelados, acritarcas, quitinozoarios, moldes internos de foraminíferos, y varias estructuras de mandíbulas de algunos gusanos (escolecodontes), copépodos, hongos y algas (Fig. 5).

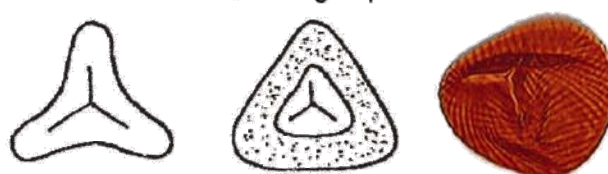
Palinomorfos continentales



Polen gimnospermas

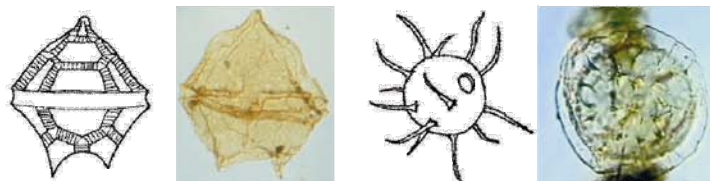


Polen angiospermas



Esporas

Palinomorfos marinos



Dinoflagelados

Acritarcas



Escolecodontes

Quitinozoarios



Microforaminíferos

Estructuras de hongos y algas

Figura 5. Palinomorfos continentales y marinos.

Como se puede apreciar la palinología estudia un conjunto de organismos no relacionados filogenéticamente, representativos de ambientes muy heterogéneos, que están agrupados por la metodología que se requiere en el laboratorio para su recuperación de las rocas. El estudio de éste conjunto biodiverso representa una de las ventajas de la palinología, ya que se puede obtener al mismo tiempo información de las condiciones marinas y continentales del área de estudio.

Particularmente, los quistes fósiles de dinoflagelados han sido utilizados exitosamente como herramienta bioestratigráfica, especialmente en exploración de hidrocarburos en muchas partes de mundo (Drug y Stover, 1975; Staplin, 1976; Harland, 1979; Williams y Bujak, 1985; Bujak, 1984; Powell, 1992; Bujak y Mudge, 1994; Helenes *et al.*, 1998; Helenes y Somoza, 1999; Torricelli y Biffi, 2001). Son también muy útiles en la determinación de paleoambientes, temperaturas superficiales marinas y productividad (Brinkhuis, 1994; Ewards y Andrle, 1992; Dale, 1996; Brinkhuis *et al.*, 1998).

Los dinoflagelados son organismos unicelulares acuáticos que se caracterizan por presentar dos flagelos, uno transversal que envuelve a la célula a través de un cíngulo y el segundo longitudinal, orientado posteriormente. Estos organismos tienen un ciclo de vida complejo, casi siempre con un estado móvil tecado que presenta una pared celular de celulosa no fosilizable y varios estados sésiles representados por quistes temporales, vegetativos y de resistencia (hypnozigoto). Estos últimos son los únicos que se preservan en el registro fósil, debido a que algunos de ellos están formados por un material resistente parecido a la esporopolenina (Fensome *et al.*, 1996).

IV.1.1 Metodología

Las 211 muestras de canal procedentes del pozo Sihini-1 perforado en la Cuenca Tampico-Misantla se procesaron para su análisis palinológico siguiendo la técnica estándar para extracción de palinomorfos (Wood *et al.*, 1996). Esta consta de una fase de limpieza de la muestra, eliminación de minerales con ataques de ácidos (HCl y HF), concentración de la muestra y finalmente la preparación del residuo para su observación al microscopio.

Se observó una lámina por muestra en un microscopio óptico de luz transmitida, con ampliaciones desde 200X hasta 1000X, y se realizaron las identificaciones taxonómicas de los palinomorfos recuperados llevando a cabo conteos totales para establecer abundancias y riqueza específica. Considerando los alcances estratigráficos y la distribución de los taxa en el pozo, se identificaron bioeventos de primeras y últimas presencias estratigráficas en sentido de la perforación, para establecer edades relativas en la columna sedimentaria.

Con la información obtenida del análisis palinológico se realizó una base de datos en el programa Sipgrade (Victorio, 2003), para graficar los resultados obtenidos. Las edades numéricas utilizadas en este estudio corresponden a las edades propuestas por Hardenbol *et al.*, (1998), quienes recalibran y actualizan la cronoestratigrafía publicada por Berggren *et al.* (1995) y Haq *et al.* (1988) con nuevos datos bio y magnetoestratigráficos y edades radiométricas actualizadas.

IV.1.2 Análisis cualitativo y cuantitativo

En las muestras del pozo Sihini-1 se identificaron 216 taxa de palinomorfos, 120 son palinomorfos continentales (Tabla I, ver Anexo) y 96 marinos (Tabla II, ver Anexo).

De los 120 taxa continentales identificados, 115 corresponden a taxa de polen y esporas, junto con cinco de hongos. En los taxa marinos identificados predominan los dinoflagelados representados por 86 taxa, junto con seis taxa de acritarcas, uno de escolecodonte, dos de microforaminíferos y un taxón de copépodo (Tabla II, ver Anexo). Las seis muestras estériles son las localizadas a las profundidades: 600, 1620, 1660, 3980, 4180 y 4220 m.

La mayoría de los taxa se identificaron taxonómicamente a nivel de especie o género, sin embargo cuando no se contaba con ejemplares completos, se anuló su identificación para no incurrir en una identificación errónea.

Las asociaciones de dinoflagelados contienen 36 especies, una subespecie y 25 taxa identificados a nivel de género, siguiendo la nomenclatura de Lentin y Williams (1989).

Las descripciones correspondientes se encuentran en: Eisenack (1967), Stover & Evitt (1978), Artzner *et al.* (1979), Harland (1979), Bujak (1984), Evitt (1985), Bujak y Matsuoka (1986), Jan du Chêne *et al.* (1986), Stover & Williams (1987), Wrenn (1988), Manum *et al.* (1989), Fensome *et al.* (1991; 1993), Jansonius & McGregor (1996) y DeVerteuil y Norris (1996). Debido a su pobre preservación y escasa representación, 21 especies se dejaron en nomenclatura abierta, denotadas por cf. y aff (Tabla II, ver anexo). Al igual que en los conjuntos de dinoflagelados tropicales del Neógeno (Helenes, 2003), en el pozo Sihini-1 el conjunto de dinoflagelados está dominado por formas gonyaulacoides (Fig. 6). De los 86 taxa de dinoflagelados identificados, 55 pertenecen al Orden Gonyaulacales (64%), 25 al Orden Peridinales (29%) y seis a otros grupos (7%).

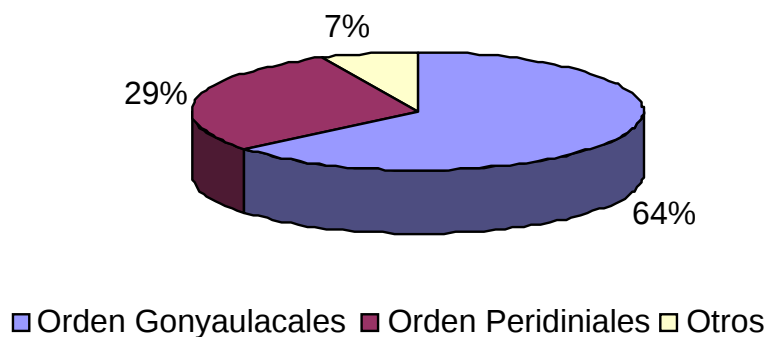


Figura 6. Proporción entre órdenes de dinoflagelados en el pozo Sihini-1.

Las especies de dinoflagelados que presentan una distribución constante y son abundantes a lo largo de toda la columna sedimentaria del pozo Sihini-1 (Tabla II, ver anexo; Fig. 7), son: *Polysphaeridium zoharyi* (Rossignol), seguida de *Lingulodinium polyedrum* (Deflandre y Cookson), después de *Operculodinium israelinum* (Rossignol), *Polysphaeridium zoharyi ktana* (Rossignol) y *Selenopemphix nephroides* (Benedek). En la asociación de polen y esporas recuperada en las muestras aquí estudiadas se identificaron taxonómicamente 25 especies, junto con 70 taxa identificados únicamente a nivel de género siguiendo los estudios de Germeraad *et al.* (1968), Pares-Regali *et al.*

(1974), Lorente (1986), Muller *et al.* (1987), Hoorn (1994) y Rull (2001). Cuatro especies de polen y esporas se dejaron en nomenclatura abierta denotadas por cf. y aff.

El grupo dominante dentro de la asociación de polén y esporas a lo largo del pozo Sihini-1 (Tabla I, ver anexo; Fig. 8), es el de los bisacados (Gimnospermas), junto con las especies *Deltoidospora adriennis* (Potoni y Gelletich), *Laevigatosporites ovatus* Wilson y Webster, *Monoporites annulatus* Van Der Hammen y *Polypodioidites usmensis* (Van Der Hammen).

Considerando la abundancia relativa, como la abundancia de cada taxón con respecto al conjunto total de palinomorfos recuperados por muestra, en el pozo Sihini-1 se observa la mayor abundancia de taxa continentales a la profundidad de 640m (452 ejemplares) y de taxa marinos a la profundidad de 2300m (130 ejemplares). En la mayoría de las muestras estudiadas a lo largo de toda la columna sedimentaria del pozo Sihini-1, los taxa de palinomorfos continentales son más abundantes que los marinos (Tabla III).

La riqueza específica (S) es el número de especies o taxa identificados (Alegret, 2002), en el pozo Sihini-1 se tiene una mayor riqueza de especies continentales en las profundidades 640 y 1160m (22 especies identificadas) y de especies marinas a 2440m de profundidad (17 especies).

La relación entre la riqueza de especies marinas y continentales en la asociación de palinomorfos de la columna Sihini-1 (Tabla III), nos permitió calcular el índice de palinomorfos marinos (IPM; Helenes *et al.* 1998):

$$IPM = \left[\frac{R_m}{R_c + 1} \right] * 100 \quad (1)$$

donde R_m es la riqueza de palinomorfos marinos, R_c representa la riqueza de los palinomorfos continentales.

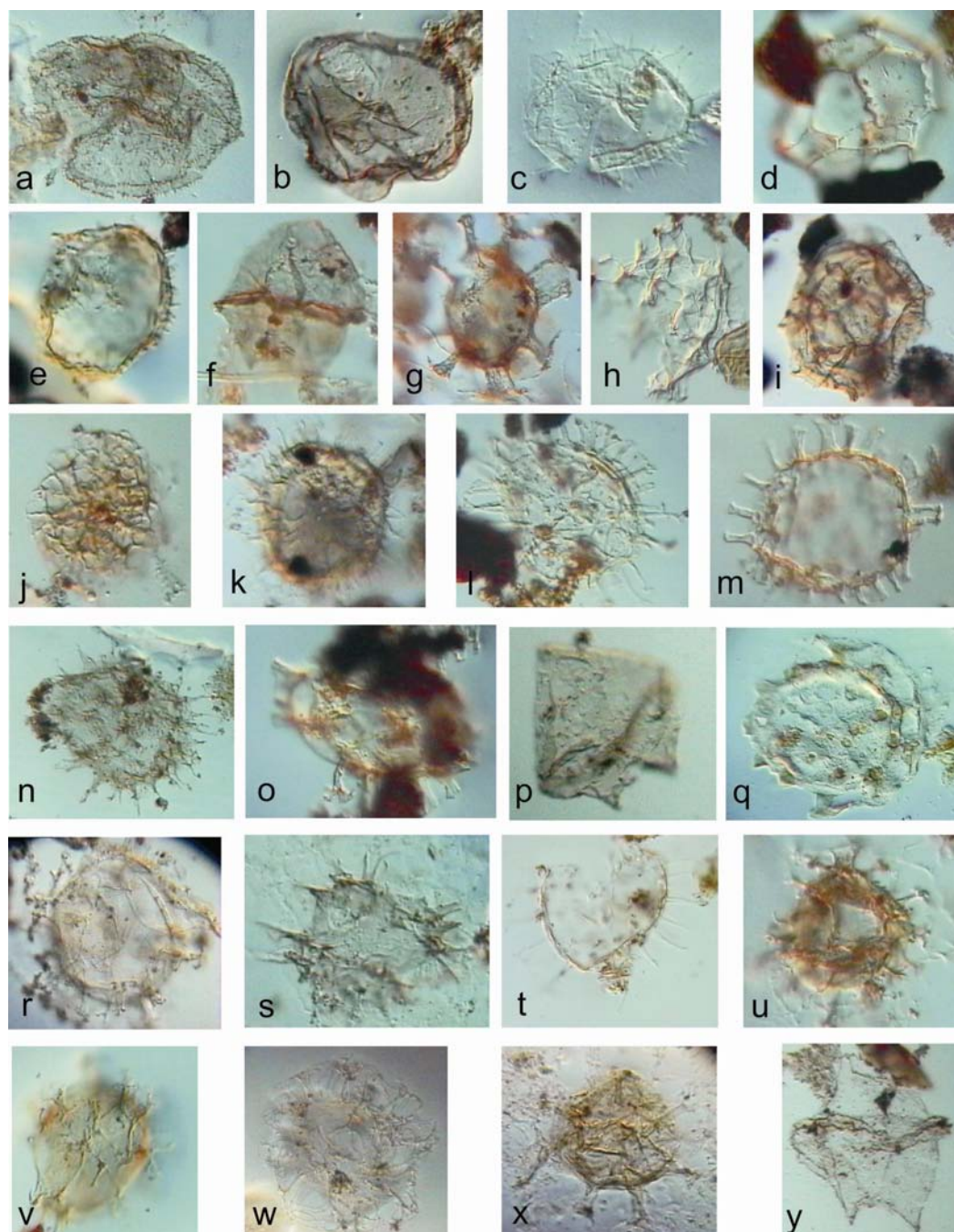


Figura 7. Especies de dinoflagelados recuperadas en muestras de canal del pozo Sihini-1. a) *Selenopemphix brevispinosa*, b) *Selenopemphix nephroides*, c) *Lingulodinium polyedrum*, d) *Impagidinium patulum*, e) *Operculodinium israelinum*, f) *Lejeunecysta hyalina*, g) *Cordosphaeridium cantharellus*, h) *Achilleodinium biformoides*, i) *Impagidinium dispertitum*, j) *Nematosphaeropsis lemniscata*, k) *Operculodinium centrocarpum*, l) *Polysphaeridium zoharyi*, m) *Polysphaeridium zoharyi ktana*, n) *Selenopemphix quanta*, o) *Homotryblum plectilum*, p) *Lejeunecysta communis*, q) *Tuberculodinium vancampoe*, r) *Spiniferites mirabilis*, s) *Quadrina condita*, t) *Diphyes latiusculum*, u) *Achomosphaera ramulifera*, v) *Spiniferites ramosus*, w) *Nematosphaeropsis balcombiana*, x) *Achomosphaera alcornu*, y) *Lejeunecysta fallax*.

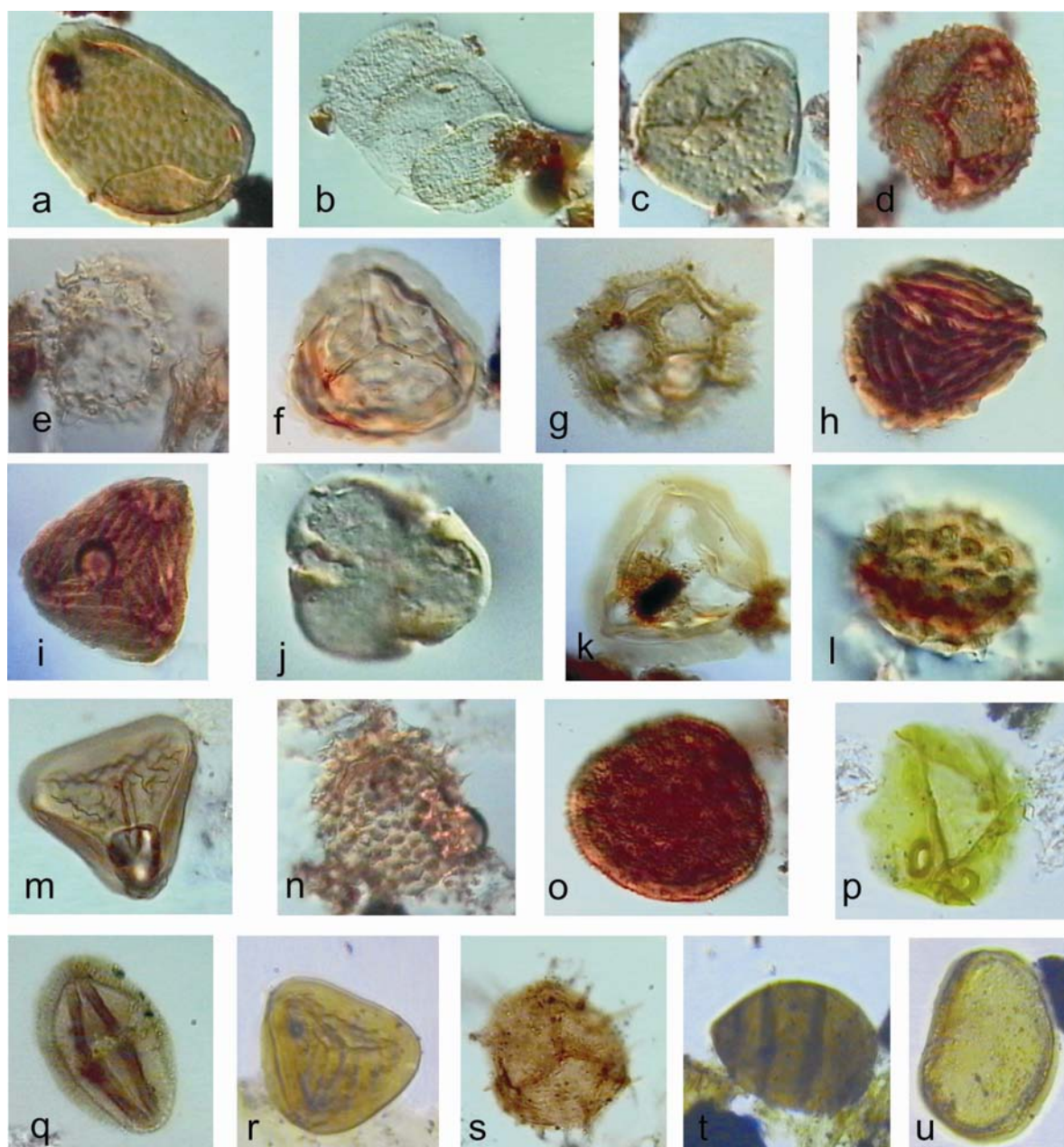
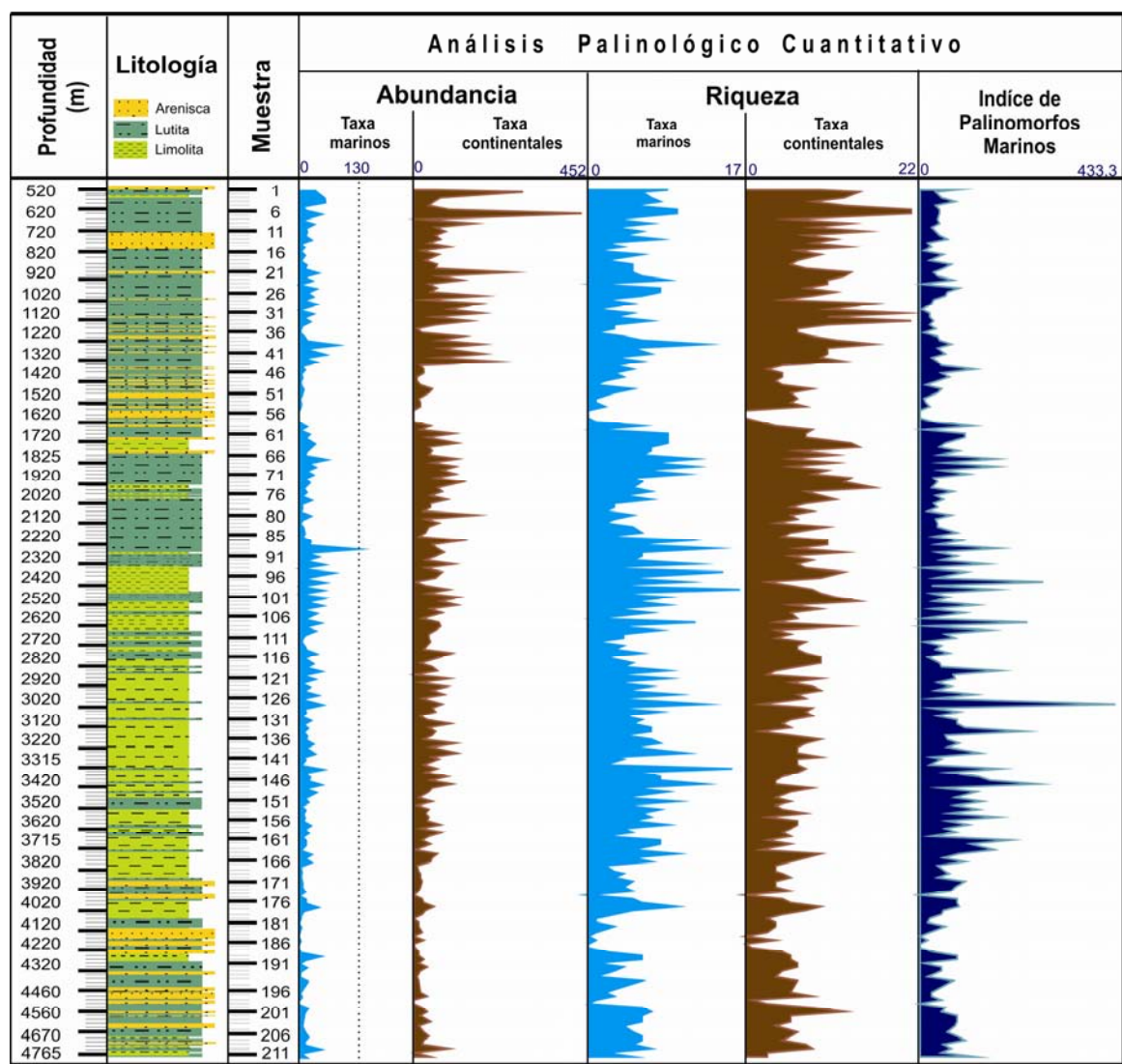


Figura 8. Especies de polen y esporas recuperadas en muestras de canal del pozo Sihini-1. a) *Polypodiisporites usmensis*, b) *Bisacado*, c) *Foveotriletes ornatus*, d) *Verrutriletes* sp., e) *Crassoretitriletes vanraadshooveni*, f) *Echinotisporites brevispinosum*, g) *Fenestrites spinosus*, h) *Magnastriatites howardi*, i) *Magnastriatites granosus*, j) *Bombacacidites brevis*, k) *Nijssenosporites fossulatus*, l) *Echitricolporites maristellae*, m) *Polypodiaceosporites pseudopsilatus*, n) *Echiperiporites estelae*, o) *Multiperipollenites* sp., p) *Diporites* sp., q) *Retritricolpites simplex*, r) *Polypodiaceosporites potonieni*, s) *Echitriletes muelleri*, t) *Espora de hogo*, u) *Laevigatosporites ovatus*.

Este índice nos ayuda a afinar los resultados paleoambientales establecidos con foraminíferos bentónicos, especialmente en paleobatimetrías someras (de 0 a 50 m). Los valores de este IPM son indicadores de diferentes paleoambientes, los valores nulos son interpretados como indicadores de ambientes meramente terrestres o dulceacuícolas, debido a la carencia total de palinomorfos marinos. Los valores más bajos del IPM documentados en la columna sedimentaria, se interpretan como representativos de ambientes acuáticos con influencia de agua marina y altos valores como condiciones de depósito puramente marinos (Helenes *et al.* 1998).

Tabla III. Análisis palinológico cuantitativo.



Los valores del IPM también son útiles para reconocer secuencias estratigráficas, ya que se pueden interpretar como límites de secuencia los intervalos de IPM que van de valores altos a bajos. Mientras que en ambientes neríticos los picos de valores más altos en el IPM documentados a lo largo de la columna, se encuentran cercanos a superficies de máxima inundación (Helenes *et al.*, 1998).

Los valores más altos del índice de palinomorfos marinos registrados en el pozo Sihini-1 (Tabla III), se presentan en la parte media de la columna coincidiendo con un paquete significativo de lutita y lodolita. El valor más grande del IPM se presenta en la profundidad de 3040m, seguido por los valores en las profundidades de 2440, 3420, 3220 y 2660m. Los valores más bajos de este índice concuerdan con las intercalaciones arenosas a las profundidades de 1620, 4020, 4220 y 4560m.

IV.1.3 Palinoestratigrafía

Los alcances estratigráficos de los dinoflagelados identificados en la columna estudiada son los establecidos por: Drugg y Stover (1975), Williams & Bujak (1985), Wrenn & Kokinos (1986), Helby *et al.* (1987), Matsuoka & Bujak (1988), Powell (1992) y Williams *et al.* (1993). Los alcances de los taxa de polen y esporas identificados en el pozo son los reportados por: Germeraad *et al.* (1968); Pares-Regali *et al.* (1974), Muller *et al.* (1987) y Lorente (1986). Además, los alcances tanto de palinomorfos marinos como continentales, se complementaron con la base de datos computarizada TAXON (R.L. Ravn, comunicación personal).

Considerando los alcances estratigráficos documentados en la literatura de las especies identificadas en muestras de canal del Pozo Sihini-1, la asociación palinológica en las muestras aquí estudiadas representa un conjunto cenozoico de afinidad tropical (Tabla IV). De acuerdo a la distribución de las especies índices de dinoflagelados, polen y esporas, se identifican a lo largo de la columna sedimentaria Sihini-1, primeras y últimas presencias estratigráficas (PPE y UPE), en el sentido de la perforación. Éstas permiten determinar ocho intervalos de edades, que abarcan desde Pleistoceno hasta Eoceno (0.01-54.8 Ma) a lo largo de la columna sedimentaria Sihini-1 (Tabla V).

Tabla IV. Alcances estratigráficos documentados en la literatura de especies índices de dinoflagelados, polen y esporas presentes en la columna Sihini-1.

Eratema	Sistema	Series	Estados	Edad (Ma)	<i>Operculodinium centrocarpum</i>	<i>Polysphaeridium zoharyi</i>	<i>P. zoharyi ktana</i>	<i>Lingulodinium polyedrum</i>	<i>Operculodinium israelinum</i>	<i>Selenopemphix nephroides</i>	<i>Tuberculodinium vancampoe</i>	<i>Selenopemphix quanta</i>	<i>Echtricolporites spinosus</i>	<i>Laevigatosporites ovalus</i>	<i>Polypodiace pseudosulatus</i>	<i>Multimarginites vanderhammen</i>	<i>Echtricolporites maritellae</i>	<i>Njissenosporites fossilatus</i>	<i>Bombacidites cirloensis</i>	<i>Polypodidites usmensis</i>	<i>Equitrites muelleri</i>	<i>Retritrites somneri</i>	<i>Fenssrites spinosus</i>	<i>Crasso. varraadsrooventi</i>	<i>Selenopemphix brevispinosa</i>	<i>Retritricolpites simplex</i>	<i>Leuenecysta hialina</i>	<i>Laevigatosporites catarjensis</i>	<i>Bombacacidites brevis</i>	<i>Dellandrea sp. A</i>	<i>Foveoltrites ornatus</i>	<i>Quadra condita</i>	<i>Leuenecysta communis</i>	<i>Impagidinium dispersitum</i>	<i>Homotribulum plectilum</i>	<i>Hystichokolopoma denticulatum</i>	<i>Diphyes latiusculum</i>	<i>Achilleodinium bifloroides</i>	<i>Achomosphaera alicornu</i>	<i>Corosphaeridium cantharellum</i>	<i>Leuenecysta convexa</i>				
CENOZOICO	Neógeno	Holoceno	Ioniano	0.01																																									
				Pleistoceno	Calabriano	0.95																																							
						Gelasiano	1.77																																						
		Plioceno	S	Piacenziano	2.6																																								
				I	Zancleano	3.58																																							
					Messiniano	5.32																																							
		Mioceno	S	Tortoniano	7.12																																								
					11.2																																								
				M	Serravaliano	14.8																																							
	Langiano				16.4																																								
	I			Burdigaliano	20.52																																								
				Aquitaniiano	23.8																																								
	Paleogeno	Oligoceno	S	Chattiano	28.5																																								
				I	Rupeliano	33.7																																							
		Eoceno	S	Priaboniano	37																																								
				M	Bartoniano	41.3																																							
					Luteniano	49																																							
		Paleoceno	I	Ypresiano	54.8																																								
				S	Thanetiano	57.9																																							
				Selandiano	60.9																																								
				Daniiano	65																																								

A lo largo de toda la columna perforada por el Sihini-1 se observan conjuntos de palinomorfos no contemporáneos, que indican la existencia de material redepositado, o retrabajado en las muestras estudiadas (Tabla V). Debido a estas condiciones, se ha tratado de considerar las especies mejor conocidas en la literatura para interpretar las cimas de los intervalos. Una de las más controversiales ha sido la cima del Plioceno, puesto que se tienen especies indicadoras de esta edad desde los 520m, puede que esta cima no sea muy confiable y sea producto de retrabajo tal y como lo indica más adelante el análisis de nanoplancton calcáreo.

1.- Intervalo de 520 a 740m. Pleistoceno a Mioceno tardío (0.01-11.2 Ma.)

Edad asignada por la posición estratigráfica de las muestras y por la asociación de palinomorfos que indican un intervalo de edad Pleistoceno a Mioceno tardío (0.01-11.2 Ma) como son: *Laevigatosporites ovatus* Wilson (0.01-65 Ma) a 520m de profundidad, *Bombacacidites ciriloensis* Muller (0.01-16.4 Ma) y *Polypodiaceoisporites psilatus* Lorente

(0.01-23.8 Ma) a 535m, y de *Multimarginites vanderhammeni* Germeraad (0.01-23.8 Ma) a 640m con PPE en el Pleistoceno, junto con las especies *Leujenecysta hyalina* Gerlach (5.32-54.6 Ma), *Foveotrilites ornatus* Regali (5.32-23.8), *Laevigatosporites catanejensis* Muller (5.32-60.9 Ma), *Psilaperiporites minimus* Regali (1.77-23.8) y *Psilatricolporites crassus* Van Der Hammen (1.77- 55.8), cuyos alcances estratigráficos incluyen los periodos Mioceno y Plioceno. En este intervalo, se observa retrabajo del Cretácico representado por los dinoflagelados *Dinogymnium* sp. e *Isabelidinium* cf. *cooksoniae* (Tabla V).

Intervalo 660-740m. Sin edad.

No se encontró evidencia palinológica que precise una edad para las rocas de este intervalo de profundidad.

2.- Intervalo de 760 a 1080m. Plioceno a Mioceno tardío (1.77-11.2 Ma)

A los 760m de profundidad tiene su PPE *Echitriletes muelleri* Regali (1.77-37.1 Ma), seguida de *Retitriletes sommeri* Regali (1.77-23.8 Ma) a 800m, cuyos alcances estratigráficos evidencian una edad no más joven que Plioceno (1.77 Ma). Además la PPE de *Echitricolporites spinosus* (Van der Hammen, 0-11.2 Ma) a 1080m limita la edad para este intervalo a no más antiguo que Mioceno tardío (Tabla V). También se observa retrabajo de taxa cuyos alcances incluyen el Oligoceno y Eoceno, denotado por las especies *Cicatricosisporites dorogensis* Potoni (49-23.8 Ma), *Achilleodinium biformoides* (Eisenack; 54.8-23.8 Ma.) y *Fibrocysta* aff. *axialis* (70.6-28.5 Ma).

3- Intervalo de 1120 a 1820m. Posible Mioceno tardío (5.32-11.2 Ma)

Edad asignada por la posición estratigráfica y la PPE a 1120m de profundidad de *Bombacacidites brevis* (Muller, 5.32-33.7 Ma) y la presencia constante de *E.spinosus* (0-11.2 Ma) hasta los 1820m de profundidad (Tabla V). En esta parte del pozo se presenta por única vez *Crassoretitriletes vanraadshooveni* Germeraad (1.77-23.8 Ma) a los 1120m, junto con la presencia frecuente de *Selenopemphix quanta* (0-16.4 Ma).

[illegible]

4.- Intervalo de 1840 a 2360m. Mioceno tardío a medio (5.32-16.4 Ma)

Quadrina condita De Verteuil y Norris (16.4-5.32 Ma) tiene su PPE a una profundidad de 1840m (Tabla V) y se presenta junto con *S. quanta* (0-16.4 Ma) y *F. ornatus* (5.32-23.8 Ma) a 2240m, indicando una edad de Mioceno tardío a medio (5.32-16.4 Ma). También se asigna esta edad para las muestras entre 2260 a 2360m de profundidad, por su posición estratigráfica.

5.- Intervalo de 2395 a 3780m. Mioceno medio (11.2-16.4 Ma)

El Mioceno medio (11.2-23.8 Ma) está evidenciado desde la profundidad de 2395m (Tabla V), por la presencia conjunta de los dinoflagelados *Homotryblum plectilum* Drugg (11.2-49 Ma) y *Diphyes latiusculum* Matsuoka (11.2-23.8 Ma). Esta edad se registra hasta la profundidad de 3780m, debido a la UPE de *S. quanta* (0-16.4 Ma), junto con las de *Hystrichokolpoma denticulatum* Matsuoka (11.2-23.8 Ma) a 2480m, *Q. condita* (5.32-16.4 Ma) a 2640m y *D. latiusculum* (11. 2-23.8 Ma) a 3280m de profundidad. Dentro de este intervalo se tiene la PPE de *Leujenecysta communis* Biffi y Grignani (65-11.2 Ma) a 2640m de profundidad, junto con la presencia de *Selenopemphix brevispinosa* Head (1.77-16.4 Ma), *Impagidinium dispertitum* (Cookson y Eisenack, 11.2-54.8 Ma), *Echitricolporites maristellae* (0.01-23.8 Ma) y *F.ornatus* (5.32-23.8 Ma), cuyos alcances estratigráficos refuerzan la edad asignada (Tabla V).

6.- Intervalo de 3800 a 4560m. Mioceno medio a temprano (11.2-23.8 Ma)

El rango de edad asignado a este intervalo está determinado por la posición estratigráfica de las muestras y las UPE de *Selenopemphix brevispinosa* (1.77-23.8 Ma) a 3960m y de *Impagidinium dispertitum* (11.2-54.8 Ma) a 4040m de profundidad (Tabla V).

7.- Intervalo de 4560 a 4670m. Mioceno temprano (16.4-23.8 Ma)

Es hasta la muestra 4560m donde se tiene evidencia de una edad miocena temprana por la co-ocurrencia de *Achomosphaera alcornu* (Eisenack, 16.4-65 Ma) y de *Echitricolporites maristellae* (0.01-23.8 Ma) a una profundidad de 4670m (Tabla V).

1.- Intervalo de 520 a 640m. Reciente a Pleistoceno (0-1.77 Ma)

Periodo de edad asignado por las PPE de *Ceratolithus simplex* Bukry (0-1.77 Ma) y *Gephyrocapsa oceanica* Kamptner (0-1.77 Ma) a 520m de profundidad, junto con *Rhabdosphaera claviger* Murray y Blackman (0-1.77 Ma) a 560m y *Ceratolithus telesmus* Norris (0-1.77 Ma) a 640m de profundidad (Tabla VII).

2.- Intervalo de 660 a 760m. Pleistoceno a Plioceno temprano (0.01-5.32 Ma)

Edad interpretada por la posición estratigráfica de las muestras de 660 a 760m, y la PPE de *Helicosphaera selli* Bukry (0.01-11.2 Ma) a una profundidad de 740m (Tabla VII).

3- Intervalo de 780 a 1260m. Plioceno temprano (3.58-5.32 Ma)

Las PPE de *Amaurolithus delicatus* Gartner (3.58-11.2 Ma) a 780m, *Sphenolithus abies* Deflandre (3.58-11.2) y *Discoaster brouweri* Tan (3.58-16.4 Ma) a 820m, junto con la presencia estratigráfica *Reticulofenestra gelida* Geitzenauer (3.58- 16.4 Ma) a 840m y la UPE de *Sphenaster metula* Wicollxon (1.77-5.32 Ma) a 1260m, señalan una edad Plioceno temprano en este intervalo (Tabla VII).

4.- Intervalo entre 1260 a 1760m. Plioceno temprano a Mioceno tardío (3.58-11.2 Ma)

Considerando la posición estratigráfica de estas muestras en la columna, se sugiere que las rocas se depositaron en algún momento del intervalo Plioceno temprano al Mioceno tardío (Tabla VII).

5.- Intervalo entre 1760 a 2460m. Mioceno tardío (5.32-11.2 Ma)

Edad asignada por las presencias estratigráficas de *Thoracosphaera fossata* Jafar (5.32-23.8 Ma) a 1760m, *Discoaster berggrenii* Bukry (5.32-11.2 Ma) a 2080m y *Pontosphaera multipora* Kamptner (5.32-54.8 Ma) a 2395m, junto con las PPE de *Reticulofenestra pseudumbilica* Gartner (3.58-16.4 Ma) y *Discoaster variabilis* Martini (3.58-23.8 Ma) a 2395m y la UPE de *Helicosphaera selli* (0.01-11.2 Ma) a 2440m. Por única ocasión se presenta *Sphenolithus verensis* Backman (3.58-11.2 Ma) a 2180m (Tabla VII).

6.- Intervalo de 2460 a 2580m. Mioceno tardío a medio (5.32-16.4 Ma)

Se asigna esta edad con base en la posición estratigráfica del intervalo (Tabla VII).

7.- Intervalo de 2580 a 4765m. Mioceno medio a temprano (11.8-23.8 Ma)

Edad evidenciada por la PPE de *Cyclicargolithus floridanus* Hay (11.8- 37 Ma) a 2580m de profundidad y la UPE de *Calcidiscus macintyre* Bukry (0.01-23.8 Ma) a 4765m (Tabla VII).

IV.3 Bioestratigrafía de alta resolución

La bioestratigrafía de alta resolución consiste en el estudio simultáneo de diferentes grupos taxonómicos que permitan identificar varios bioeventos a lo largo de la columna. La integración de estos diferentes taxa junto con información litoestratigráfica, registros geofísicos de pozos y/o secciones sísmicas, aumenta la resolución y confiabilidad de los resultados cronoestratigráficos y paleoambientales (Arenillas, 2002).

Los estudios bioestratigráficos de alta resolución han ayudado a establecer modelos cronoestratigráficos cenozoicos detallados integrando información biocronológica y paleoambiental, junto con datos magnetoestratigráficos y edades radiométricas en varias secciones estratigráficas en diferentes partes del mundo (Berggren *et al.*, 1995; Hardenbol *et al.*, 1998).

Una síntesis bioestratigráfica amplia se realizó en las cuencas europeas, integrando información estratigráfica de foraminíferos planctónicos, nanoplanctón calcáreo, dinoflagelados, radiolarios, ostrácodos, macro y microforaminíferos bentónicos (Hardenbol *et al.*, 1998). Estos datos permitieron proponer una cronoestratigrafía integral detallada para el Cenozoico (Hardenbol *et al.*, 1998), actualizando los datos de Berggren *et al.* (1995), y recalibrando los ciclos eustáticos de tercer orden propuestos por Haq *et al.* (1988).

IV.3.1 Paleobatimetrías consenso del Pozo Sihini-1

Los datos obtenidos en el análisis palinológico y de nanoplancton calcáreo, se integraron a información existente de foraminíferos planctónicos y bentónicos proporcionada por PEP (PEMEX Exploración y Producción) para la obtención de paleobatimetrías y edades consenso de la columna sedimentaria Sihini-1.

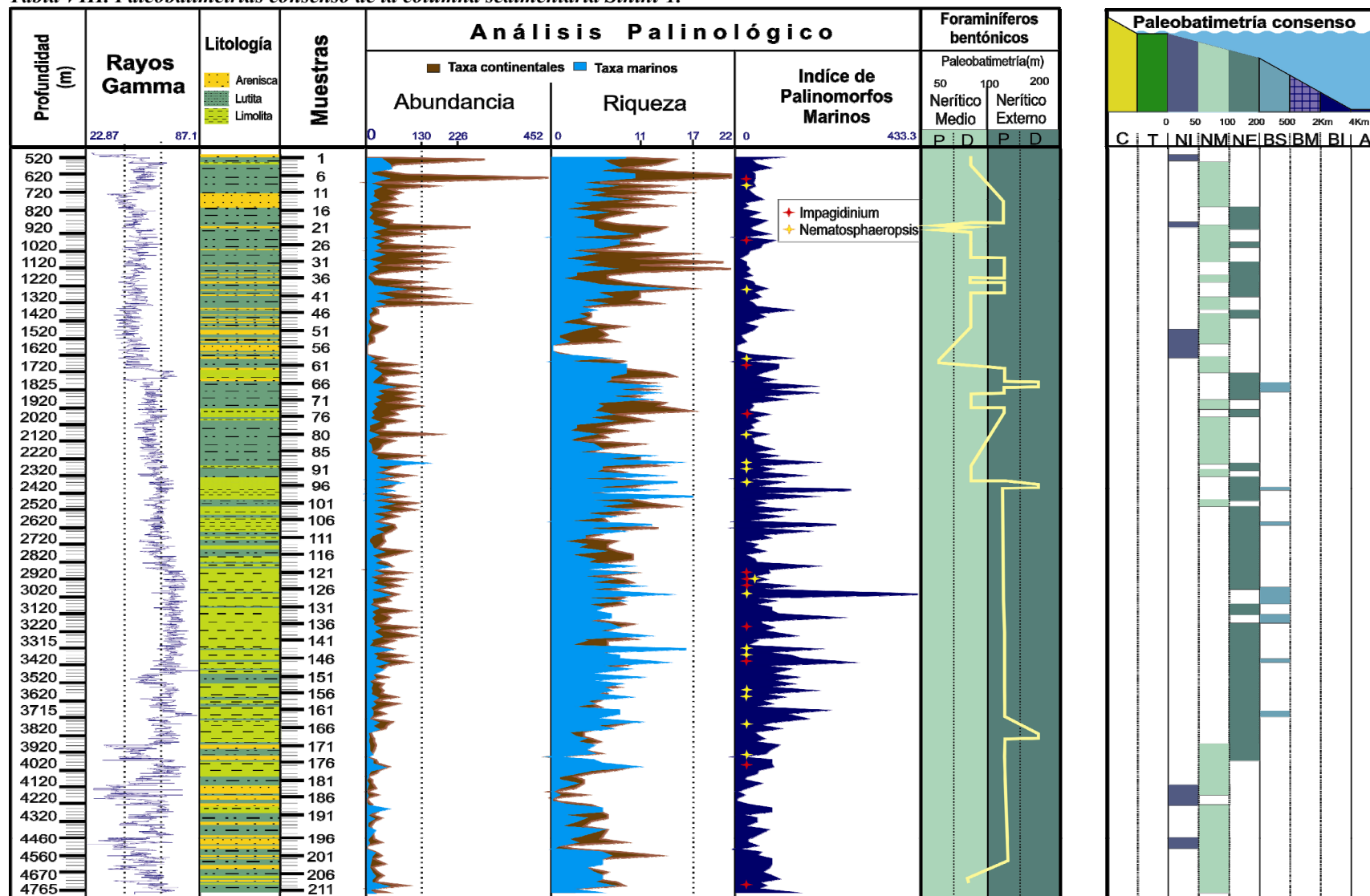
La interpretación paleobatimétrica propuesta por PEP, basada en foraminíferos bentónicos, evidencia un depósito sedimentario en ambientes de plataforma continental, predominantemente en el nerítico medio y externo, entre 50 y 200m de profundidad (Tabla VIII).

Para determinar paleoambientes consenso en la columna sedimentaria Sihini-1, se consideró como información prioritaria la curva paleobatimétrica propuesta por PEP con foraminíferos bentónicos y se adicionaron intervalos en biofacies más someras y más profundas, integrando la información obtenida mediante el análisis de palinomorfos y nanoplancton calcáreo.

En los niveles donde coinciden los valores más bajos en el IPM y en el registro de rayos gamma (que indica una baja proporción de arcillas en la roca), junto sedimentos de granulometría más gruesa y altos valores en la abundancia de palinomorfos continentales, se sugieren biofacies someras dentro del nerítico interno, que señalan una profundidad del depósito entre los 0 y 50m de profundidad.

Asimismo se proponen para la secuencia sedimentaria Sihini-1 intervalos de biofacies más profundas que corresponden a depósitos ocurridos en el batial superior, a una profundidad entre 200 y 500m, en aquellos niveles donde el IPM y el registro de rayos gamma tiene los valores más altos documentados para la columna, aunado a la presencia de sedimentos con granulometría fina, a la abundancia más alta en palinomorfos marinos y la presencia de los géneros oceánicos de dinoflagelados *Impagidinium* y *Nematosphaeropsis* (Tabla VIII).

Tabla VIII. Paleobatimetrías consenso de la columna sedimentaria Sihini-1.



La integración de los datos paleontológicos, litológicos y del registro geofísico, permite establecer una paleobatimetría consenso para el pozo Sihini-1 que sugiere el depósito de la secuencia sedimentaria bajo regímenes del nerítico medio a externo, entre 50 y 200 metros de profundidad, predominantemente, con intervalos breves de sedimentación en paleobatimetrías más someras (nerítico interno, 0-50m) y más profundas (batial superior, 200-500m).

Por lo tanto, con base en la paleobatimetría consenso obtenida en este estudio, se propone que la secuencia de rocas sedimentarias del pozo Sihini-1 se depositó en su mayoría en ambientes de plataforma continental (Tabla VIII).

IV.3.2 Edades consenso del Pozo Sihini-1

La información bioestratigráfica de palinomorfos y nanoplancton calcáreo, obtenida anteriormente en este estudio, se integró con información existente de foraminíferos planctónicos para obtener edades consenso de la columna sedimentaria Sihini-1.

Para la realización de este estudio PEP (PEMEX Exploración y Producción) otorgó las edades interpretadas con foraminíferos planctónicos, sin incluir los bioeventos estratigráficos que las respalden. Por lo tanto, se consideran con mayor valor bioestratigráfico los datos detallados de nanoplancton calcáreo y palinomorfos.

Para determinar edades consenso en la columna sedimentaria estudiada, se consideró la resolución estratigráfica que tiene cada grupo de microfósiles según su distribución paleobatimétrica preferencial. En biofacies someras, con paleobatimetrías del nerítico interno-medio, se considera con mayor resolución estratigráfica los bioeventos de polen y esporas, junto con algunas especies de dinoflagelados. Para aquellos sedimentos depositados en biofacies más profundas del nerítico externo, se consideran con mayor resolución bioestratigráfica los bioeventos de nanoplancton calcáreo, foraminíferos planctónicos y algunas especies oceánicas de dinoflagelados.

De acuerdo a los bioeventos estratigráficos de los diferentes grupos de microfósiles localizados a lo largo de la columna sedimentaria Sihini-1, se sugieren siete intervalos de edades consenso que van desde la cima del Pleistoceno (0.01 Ma) hasta la base del

Mioceno temprano (23.8 Ma), con seis líneas de tiempo que dividen la columna sedimentaria (Tabla IX).

Para el intervalo comprendido entre 520 a 640m de profundidad, se interpreta una edad del Pleistoceno (0.01-1.77 Ma), debido al traslape entre las edades propuestas con palinomorfos (0.01-11.2 Ma) y nanoplacton calcáreo (0-1.77 Ma). En la cima de la columna Sihini-1 (muestra 1) se interpreta la primera línea de tiempo, la cual indica una edad mayor a Pleistoceno (>0.01 Ma) y está evidenciada por las PPE de las especies de palinomorfos. Esta línea de tiempo no se puede interpretar como la verdadera cima del Pleistoceno, ya que hace falta la parte superior de la columna (Tabla IX).

Después de los 640m y hasta los 760m de profundidad las especies de palinomorfos no precisan una edad para estas rocas, sin embargo los bioeventos de las especies de nanoplacton calcáreo y la posición estratigráfica de este intervalo sugieren un rango de edad Pleistoceno a Plioceno temprano (0.01-5.35 Ma).

Las primera evidencia del Plioceno temprano (3.58 Ma) se presenta en la muestra 15 a 780m de profundidad, documentada por las primeras presencias estratigráficas de las especies índices de nanoplancton calcáreo depositadas bajo una columna de agua de entre 50 y 100m de profundidad.

El límite Plioceno temprano - Mioceno tardío (5.32 Ma) identificado en la muestra 62 (1760m de profundidad; Tabla IX), está representado por rocas depositadas entre 100 a 200m bajo el nivel del mar, en paleobatimetrías del nerítico externo. Los primeros bioeventos en señalar el primer indicio de edad Mioceno tardío son los de nanoplancton calcáreo, límite que es apoyado 80m más abajo por los bioeventos de dinoflagelados.

En la muestra 97 (2440m) se ubica el límite Mioceno tardío-medio (11.2 Ma), indicado por las especies de nanoplancton calcáreo, que señalan la base del Mioceno tardío en este punto por la última presencia estratigráfica de *H. selli* (11.2-0.01 Ma), depositada en paleobatimetrías profundas del batial superior. Por debajo de 2440m de profundidad hasta 3780m, existen varios bioeventos de dinoflagelados que evidencian una edad del Mioceno medio (16.4-11.2) en rocas depositadas en el nerítico externo.

Profundidad (m)	Litología	Muestras	Paleobatimetría	Nanoplanctón calcáreo		Palinomorfos marinos y continentales		Foraminíferos planctónicos	Edad Consenso	Ma
				Edad	Bioeventos	Edad	Bioeventos			
520	Arenisca	1	NI	Reciente a Pleistoceno	520- <i>G. oceanica</i> (1.77-0)	Pleistoceno a Mioceno tardío	520- <i>L. ovatus</i> (65-0.01)	Pleistoceno	520m	>0.01
620	Lutita	6	50	640m	520- <i>C. simplex</i> (1.77-0)	640m	535- <i>B. cirloensis</i> (16.4-0.01)		640m	
720	Lutita	11	100	Pleist. a Plio. temp. (0.01-5.32)	560- <i>R. claviger</i> (1.77-0)	760m	535- <i>P. psilatus</i> (23.8-0.01)	Pleistoceno (0.01-1.77)	780m	>3.58
820	Lutita	16	200		640- <i>C. telesus</i> (1.77-0)					
920	Lutita	21	200		Posición estratigráfica					
1020	Lutita	26	200	Plioceno temprano (3.58-5.32)	740- <i>H. selli</i> (11.2-0.01)	Plioceno a Mioceno tardío (1.77-11.2)	760- <i>E. muelleri</i> (37.1-1.77)	Plioceno medio (3.1-3.5)		
1120	Lutita	31	200		780- <i>A. delicatus</i> (11.2-3.58)		800- <i>R. sommeri</i> (23.8-1.77)			
1220	Lutita	36	200		820- <i>S. abies</i> (11.2-3.58)		1020- <i>S. quanta</i> (16.4-0)			
1320	Lutita	41	200		820- <i>D. brouweri</i> (11.2-3.58)					
1420	Lutita	46	200	Plio. temprano a Mioceno tardío (3.58-11.2)	840- <i>R. gelida</i> (16.4-3.58)	Probable Mioceno tardío (5.32-11.2)	1120- <i>B. brevis</i> (33.7-5.32)	Plioceno temprano (3.68-5.32)		
1520	Lutita	51	200		Posición estratigráfica		1120- <i>C. vanraadshooveni</i> (23.8-1.77)			
1620	Lutita	56	200				1160- <i>E. spinosus</i> (11.2-0)			
1720	Lutita	61	200				Posición estratigráfica			
1825	Lutita	66	200		1260- <i>S. metula</i> (1.77-0.01)	1840m	1720- <i>S. quanta</i> (16.4-0)			
1920	Lutita	71	200				1840- <i>Q. condita</i> (16.4-5.32)			
2020	Lutita	76	200				1920- <i>Doflandrea</i> sp.C. en Powell '86 (33.7-5.32)			
2120	Lutita	80	200	Mioceno tardío (5.32-11.2)	1760- <i>T. fossata</i> (23.8-5.32)	Mioceno tardío a medio (5.32-16.4)				
2220	Lutita	85	200		2080- <i>D. berggrenii</i> (11.2-5.32)					
2320	Lutita	91	200		2180- <i>S. veranensis</i> (11.2-3.58)					
2420	Lutita	96	200		2180- <i>P. multipora</i> (54.8-5.32)	2395m				
2520	Lutita	101	200	Mio tard. a med. (5.32-16.4)	2385- <i>R. russadumbaila</i> (16.4-3.58)		2395- <i>D. albiusculum</i> (23.8-11.2)			
2620	Lutita	106	200		2395- <i>D. variabilis</i> (23.8-3.58)		2480- <i>H. denticulatum</i> (23.8-11.2)			
2720	Lutita	111	200		2440- <i>H. selli</i> (11.2-0.01)		2640- <i>Q. condita</i> (16.4-5.32)			
2820	Lutita	116	200		Posición estratigráfica		2640- <i>L. communis</i> (65-11.2)			
2920	Lutita	121	200		2580- <i>C. floridanus</i> (37-11.2)		2760- <i>F. ornatus</i> (23.8-5.32)			
3020	Lutita	126	200				2820- <i>S. brevispinosa</i> (16.4-1.77)			
3120	Lutita	131	200				2920- <i>I. disperitum</i> (54.8-11.2)			
3220	Lutita	136	200				3045- <i>D. latiusculum</i> (23.8-11.2)			
3315	Lutita	141	200				3280- <i>D. latiusculum</i> (23.8-11.2)			
3420	Lutita	146	200				3440- <i>I. disperitum</i> (54.8-11.2)			
3520	Lutita	151	200	Mioceno medio a temprano (11.2-23.8)						
3620	Lutita	156	200		Posición estratigráfica					
3715	Lutita	161	200				3780- <i>S. quanta</i> (16.4-0)			
3820	Lutita									

Edad Consenso		Ma
520m / Pleistoceno (0.01-1.77)		>0.01
640m / Pleist. a Plio. temp. (0.01-5.32)		>3.58
780m / Plioceno temprano (3.58-5.32)		
1760m / Mioceno tardío (5.32-11.2)		>5.35
2440m / Mioceno medio (11.2-16.4)		>11.2
3780m / Mioceno medio a temprano (11.2-23.8)		
4560m / Mioceno temprano (16.4-23.8)		>16.4
4765m / Mioceno temprano (16.4-23.8)		<23.8

sobre diferentes periodos de tiempo. De tal manera que el paquete sedimentario de una cuenca puede ser dividido en secuencias jerárquicas, representando el producto de un ciclo tectónico y/o eustático de un orden particular (Emery y Myers, 1996).

Los diferentes órdenes de ciclos estratigráficos reflejan las variaciones relativas de los niveles del mar en frecuencia y amplitud como resultado de la influencia de los ciclos tectono-eustáticos, y se jerarquizan de acuerdo con su duración (Myers y Milton, 1996). Los ciclos de primer orden se originan por variaciones relativas al nivel del mar muy grandes con una duración de más de 100 Ma, que corresponden a variaciones tectónicas globales. Los de segundo orden tienen una duración de 3 a 50 Ma, corresponden a variaciones del nivel del mar relacionadas a cambios en los volúmenes de las cuencas oceánicas causados principalmente por procesos tectónicos. En los ciclos de tercer orden, con duración de 0.5 a 3 Ma, se supone que las variaciones relativas del nivel del mar impresas en un ciclo sedimentario son originados principalmente por eustasia (Vail *et al.*, 1991), aunque también están ligados a otros mecanismos tectónicos como el estrés intraplaca (Cloething, 1988).

Una secuencia sedimentaria se deposita durante un ciclo completo de cambio en el nivel del mar. Un ciclo completo de cambios en el nivel del mar incluye una subida y una bajada en el nivel relativo del mar, se extiende desde el punto de inflexión de la tasa máxima de caída del nivel del mar al subsiguiente aumento, seguido de la próxima caída (Haq *et al.*, 1988).

La fase transgresiva de un ciclo sedimentario está denotada por la transposición de biofacies más profundas sobre someras, producto de un aumento en el nivel del mar que mueve la línea de costa hacia el continente y aleja la fuente de sedimentos del centro de la cuenca, reduciendo las zonas expuestas que pudieran ser erosionadas. Esto produce que los depósitos en este tipo de eventos sean poco desarrollados, pobres en terrígenos y ricos en fauna pelágica. Una fase transgresiva tiene su máxima expresión en superficies de máxima inundación (SMI), donde suelen presentarse los valores máximos en el IPM, y en la abundancia y diversidad de palinomorfos marinos. También se generan eventos transgresivos en el registro sedimentario, cuando no hay suficiente aporte sedimentario para rellenar los nuevos espacios disponibles para su acumulación en la cuenca.

Una caída en el nivel del mar o un exceso en el aporte de sedimentos representan la fase regresiva del ciclo sedimentario, evidenciada por la superposición de biofacies someras sobre profundas. En esta fase la línea de costa se mueve hacia la cuenca, ampliando las áreas fuente de sedimentos y desplazándolas hacia el centro de la cuenca. Esto provoca depósitos muy desarrollados que micropaleontológicamente están caracterizados por altos valores en la abundancia y diversidad de palinomorfs continentales, además de presentar fauna retrabajada y bajos valores en el IPM. La máxima expresión de una fase regresiva está en las superficies de erosión o no depósito denominadas límites de secuencia (LS).

IV.4.1 Ciclos sedimentarios identificados en la columna sedimentaria Sihini-1

En el pozo Sihini-1 se establecieron ciclos sedimentarios con base en la existencia de cambios cíclicos y repetitivos en la litología y/o en la paleobatimetría. Un ciclo está compuesto por una condición inicial, representada por litología de grano relativamente grueso y paleobatimetrías someras, que cambia hacia una litología de grano fino y paleobatimetrías profundas, hasta cambiar de nuevo a las condiciones iniciales para completar el ciclo.

El límite entre una secuencia y otra, ocasionalmente está denotado por superficies de erosión o no depósito (Van Wagoner *et al.*, 1988), evidenciadas por los cambios más bruscos en la litología, la paleobatimetría y en los valores del registro de rayo gamma, aunado a los valores más bajos en el IPM. Generalmente, estos límites pueden representar límites no conformables en la columna sedimentaria que separan los estratos jóvenes de los más antiguos, así como a las biofacies someras de las más profundas, evidenciando la pérdida de rocas representativas de las paleobatimetrías intermedias.

En cada una de las secuencias identificadas entre límites de secuencias (LS), se propone un nivel candidato a superficie de máxima inundación (SMI), representada por un estrato que presenta una alta proporción de arcillas, indicada por altos valores en el registro de rayos gamma, depositado en paleobatimetrías profundas, con los picos más importantes en el IPM y en la abundancia y diversidad de palinomorfs marinos.

cambios en el nivel relativo del mar, y como tal, están compuestas por una fase regresiva y otra transgresiva. En general, la columna presenta una tendencia transgresiva desde el fondo del pozo (Mioceno temprano) hasta aproximadamente 3000m de profundidad, en estratos depositados en el Mioceno medio. A partir de ahí y hasta la cima (parte superior del Pleistoceno), la columna representa una regresión gradual.

La secuencia A es el ciclo sedimentario más joven, iniciándose en el Plioceno temprano y terminando en el Pleistoceno. Por debajo de este ciclo, en la cima del Plioceno inferior, se localiza un ciclo incompleto, donde no fue posible identificar la superficie de máxima inundación (Tabla X).

La secuencia B se ubica en el Plioceno temprano y presenta la SMI a 1020m de profundidad. Por debajo se encuentra la secuencia C, que inicia en el Mioceno tardío superior, presenta su SMI a 1840m de profundidad y termina de depositar en el Plioceno temprano.

Las secuencias D y E se depositaron durante el Mioceno tardío y representan intervalos cortos. La secuencia F tiene su límite inferior en el Mioceno medio y su límite superior en el Mioceno tardío (Tabla X), con su SMI sobre la línea de tiempo señalada por los microfósiles como el límite Mioceno medio-tardío.

En el Mioceno medio se presenta la secuencia G cuya SMI coincide con un pico importante del IPM, así como la secuencia H que es uno de los ciclos sedimentarios con el mayor espesor en el pozo Sihini-1, conteniendo también las paleobatimetrías más profundas documentadas para el pozo.

La secuencia I, también de espesor considerable, se depositó en la parte inferior del Mioceno medio. En el intervalo de muestras de edad Mioceno medio a temprano se encuentra la secuencia J, con un límite de secuencia inferior sobreyaciendo la cima del Mioceno temprano. Finalmente, en la última parte del pozo, se presenta una secuencia incompleta (Tabla X).

IV.4.2 Correlación de ciclos sedimentario con ciclos eustáticos de tercer orden.

Los ciclos sedimentarios identificados en el pozo Sihini-1 representan la marca en el registro sedimentario de la variación relativa del mar originado por procesos eustáticos, subsidencia y por procesos de relleno de la cuenca. Considerando el marco cronoestratigráfico evidenciado con microfósiles para la columna sedimentaria, estos ciclos representan periodos con una duración máxima de 3 Ma, lo cual permite interpretarlos como secuencias sedimentarias de tercer orden.

El factor principal que controla el depósito de las secuencias de tercer orden son los movimientos eustáticos (Vail *et al.*, 1991) producidos a escala global por la formación de glaciares o cambios en la tasa de formación de corteza oceánica.

Es un hecho que es imposible separar los factores causales de los cambios en el nivel relativo del mar, sin embargo, en este caso se sugiere hipotéticamente que la señal eustática y los procesos de relleno de la cuenca son más fuertes que los procesos tectónicos, debido a la ubicación de la Cuenca Tampico-Misantla en una margen pasiva.

Basado en esta teoría del origen eustático de las secuencias sedimentarias de tercer orden, Vail *et al.* (1977) mediante datos sísmicos controlados bioestratigráficamente, proponen una curva eustática global con base en las variaciones relativas del nivel del mar registradas simultáneamente en ciclos sedimentarios de márgenes pasivas en diferentes cuencas alrededor del mundo.

Esta curva eustática fue posteriormente actualizada y complementada con información bio-magnetoestratigráfica y con nuevas edades radiométricas por Haq *et al.* (1988) con la finalidad de poder establecer una cronoestratigrafía más detallada para el Mesozoico y Cenozoico, última que a su vez fue actualizada por Hardenbol *et al.* (1998).

Debido a que estos eventos eustáticos se generan a escala global en un tiempo conocido, podemos fechar las variaciones relativas del nivel del mar registradas en nuestros ciclos sedimentarios, proponiendo correlaciones con las secuencias calibradas de tercer orden.

Considerando lo anterior, las diez secuencias sedimentarias localizadas entre las líneas de tiempo consenso determinadas bioestratigráficamente en el pozo Sihini- 1, se correlacionaron con los ciclos de tercer orden neógenos propuestos por Haq *et al.* (1988),

Por posición estratigráfica y escasos bioeventos de dinoflagelados se propone, para las rocas entre 3800 y 4540m de profundidad, una edad del Mioceno medio a temprano (11.2-23.8 Ma) por falta de bioeventos que puedan restringir más esta edad (Tabla IX).

Finalmente en la muestra 201 (4560m de profundidad), en una paleobatimetría del nerítico medio, se ubica la línea de tiempo que evidencia una edad de 16.4 Ma equivalente al límite Mioceno medio-temprano, evidenciado por la primera señal de edad Mioceno temprano documentada por los bioeventos de palinomorfos hasta los 4765 m de profundidad (muestra 211).

IV.4 Estratigrafía por secuencias

La estratigrafía por secuencias es una rama de la estratigrafía que subdivide el registro sedimentario dentro de un marco cronoestratigráfico en secuencias o ciclos sedimentarios representados por conjuntos de estratos repetitivos y genéticamente relacionados, limitados por superficies de erosión, no depósito, o sus límites conformantes correlativos (Van Wagoner *et al.*, 1988).

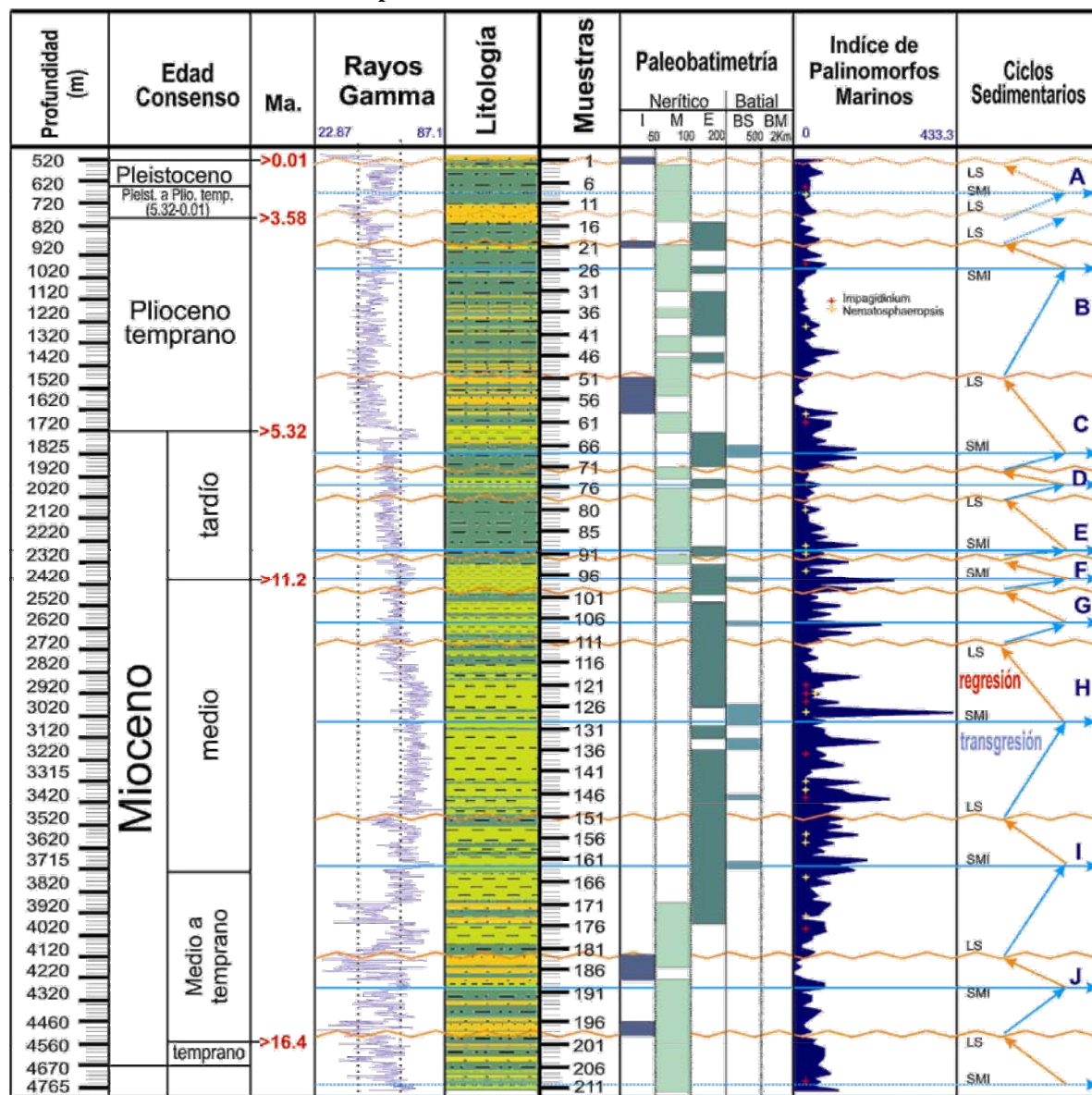
Las secuencias sedimentarias y sus componentes suelen estar fuertemente relacionados a variaciones relativas del nivel del mar que son originados por la interacción de tres factores: eustasia, tectónica y procesos de relleno de la cuenca (Van Wagoner *et al.*, 1988).

Existen diferencias importantes entre los términos de eustasia y nivel del mar relativo. Los cambios en el nivel relativo del mar, son cambios con respecto a un punto móvil en la litosfera que ha sido afectado por movimientos tectono-eustáticos y por compactación, (Myers y Milton, 1996). Los cambios eustáticos del nivel de mar son aquellas variaciones a escala global con respecto a un punto fijo en la Tierra e independientes de factores locales, son producidos por cambios en el volumen de agua en los océanos o en el volumen de las cuencas oceánicas (Posamentier *et al.*, 1988).

La duración de las secuencias sedimentarias está determinada por el evento que controle la creación o destrucción de espacio disponible para la acumulación de sedimentos en una cuenca, tales como procesos tectónicos y/o eustasia. Los ciclos tectónicos de subsidencia y levantamiento, junto con los ciclos eustáticos de caídas y subidas en el nivel del mar operan

La identificación de estas superficies candidatas a límites de secuencias permitió determinar diez secuencias sedimentarias completas denotadas por las letras A, B, C, D, E, F, J, H, I y J, junto con dos secuencias incompletas para el pozo Sihni-1 (Tabla X).

Tabla X. Ciclos sedimentarios interpretados en la columna sedimentaria Sihni-1.



La homogeneidad litológica de la columna perforada sugiere un régimen tectónico tranquilo, por lo cual considero que estas secuencias sedimentarias son evidencia de

recalibrados por Hardenbol *et al.* (1998), para obtener un marco cronoestratigráfico de mayor resolución. Los ciclos reconocidos son: TB-3.9 (Pleistoceno); TB-3.5 y 3.4 (Plioceno temprano); TB-3.3, 3.2 y 3.1 (Mioceno tardío); TB-2.6, 2.5, 2.4 y 2.3 (Mioceno medio), incluidos en la mega secuencia de primer orden Tejas y en las súper secuencias neógenas de segundo orden TB-2 y 3 (Tabla XI).

La correlación de los ciclos sedimentarios del pozo Sihini-1 con la curva de variaciones eustáticas, da como resultado la identificación de 22 líneas de tiempo, 12 correspondientes a edades calibradas para límites de secuencias y 10 a superficies de máxima inundación (Tabla XI). Estas edades se suman a las seis líneas de tiempo obtenidas en el análisis bioestratigráfico de alta resolución, dando un total de 28 líneas de tiempo que dividen la columna sedimentaria Sihini-1.

Las secuencias sedimentarias de tercer orden identificadas en el pozo Sihini-1 son:

1.- Secuencia J-16.38 Ma.

Esta secuencia está incluida en el intervalo fechado como Mioceno medio a temprano, por encima del intervalo con edad mayor de 16.4 Ma y menor a 23.8 Ma (Mioceno temprano). Se correlaciona con el primer ciclo de tercer orden TB-2.3, completamente depositado en el Mioceno medio, entre 16.38 a 15.45 Ma, que presenta su superficie de máxima inundación a 15.75 Ma.

2.- Secuencia I-15.45 Ma.

La secuencia I se correlaciona con el segundo ciclo de edad Mioceno medio TB-2.4, ocurrido entre 15.45 a 14.14 Ma, con una superficie de máxima inundación de 15.1 Ma de edad (Tabla XI).

3.- Secuencia H-14.14 Ma.

Por su posición estratigráfica y edad, esta secuencia se correlaciona con el tercer ciclo sedimentario de edad Mioceno medio, TB-2.5, ocurrido desde 14.14 hasta 13.18 Ma. La edad calibrada para la superficie de máxima inundación en esta secuencia es de 13.75 Ma.

4.- Secuencia G-13.18 Ma.

Esta secuencia representa el último ciclo sedimentario del Mioceno medio y se correlaciona con el último ciclo de tercer orden ocurrido en su totalidad durante este periodo, el ciclo TB-2.6. Este ciclo presenta límites de secuencia a 13.18 y 11.7 Ma, con la superficie de máxima inundación documentada hace 12.37 Ma (Tabla XI).

5.- Secuencia F-11.7 Ma.

Los límites de esta secuencia se ubican por encima y por debajo de la línea de tiempo de 11.2 Ma (límite Mioceno tardío-medio), por lo que se correlaciona con el ciclo TB-3.1, que inició en el Mioceno medio (11.7 Ma) y terminó en el Mioceno tardío (9.26 Ma), presentado la superficie de máxima inundación a 10.25 Ma.

6.-Secuencia E-9.26 Ma.

Secuencia que se correlaciona con el ciclo TB-3.2, depositado en su totalidad en el Mioceno tardío entre 9.26 y 6.98 Ma, con la superficie de máxima inundación de 7.75 Ma de edad (Tabla XI).

7.- Secuencia D-6.98 Ma

Esta secuencia se localiza entre las líneas de tiempo que indican una edad entre 11.2 y 5.32 Ma y es consecutiva de la secuencia C. Se correlaciona con el segundo ciclo de tercer orden del Mioceno tardío TB-3.3, el cual inició hace 6.98 Ma y terminó hace 5.73 a Ma, con la superficie de máxima inundación fechada en 6 Ma.

8.- Secuencia C-5.73 Ma.

La secuencia C inició en el Mioceno tardío y terminó en el Plioceno temprano, se correlaciona con el ciclo de tercer orden TB-3.4 (de 5.73 a 4.23 Ma) de Haq *et al.* (1988). Contiene la superficie de máxima inundación a 5.1 Ma, sin embargo Hardenbol *et al.* (1998) identifican esta superficie, en las cuencas europeas, en estratos más antiguos con una edad de 5.5 Ma. En la secuencia sedimentaria Sihini, la superficie de máxima

9.- Secuencia B-4.23 Ma.

Secuencia que se correlaciona con el ciclo de tercer orden de edad Plioceno temprano TB-3.5, que tiene una duración de 0.34 Ma con límites de secuencia calibrados en 4.23 Ma y 3.89 Ma y superficie de inundación máxima ocurrida hace 4.06 Ma.

Hasta esta secuencia, se considera que las secuencias son consecutivas y no hay evidencia de tiempo faltante en el registro sedimentario. Después de este ciclo se presenta un ciclo sedimentario incompleto que incluye a las secuencias TB-3.8, 3.7 y 3.6, las cuales representan un intervalo de tiempo de 1.85 Ma, no representado en nuestra secuencia sedimentaria (Tabla XI).

10.- Secuencia A-1.73 Ma.

Esta secuencia se correlaciona tentativamente con el primer ciclo de tercer orden del Pleistoceno, propuesto por Haq *et al.* (1988), denominado TB-3.9, con una duración de 0.97 Ma, que ocurrió hace 1.73 a 0.76 Ma y presenta una superficie de máxima inundación a 1.2 Ma.

IV.5 Análisis de subsidencia

El análisis de subsidencia permite reproducir gráficamente los movimientos verticales de un horizonte estratigráfico en una cuenca sedimentaria, como un indicador de la subsidencia y del levantamiento en la cuenca desde que el horizonte fue depositado (Van Hinte, 1978).

Con el objetivo de obtener información acerca de la evolución geológica en la parte sureste de la Cuenca Tampico-Misantla, se llevó a cabo un análisis de subsidencia calculando la subsidencia total y tectónica de la secuencia sedimentaria Sihini-1, mediante la técnica de descompactación y de “backstripping” descritas por Angevine *et al.* (1988).

La subsidencia total es el resultado de la subsidencia tectónica más la subsidencia originada por la carga de sedimentos, descartando el efecto de la compactación de los sedimentos ya depositados. Es por ello que la primera etapa para generar una curva de subsidencia total es realizar una corrección por compactación de la columna sedimentaria.

IV.5.1 Corrección por compactación

Para realizar este ejercicio se divide la columna en unidades delimitadas por líneas de tiempo, en cada una de ellas se recaba información sobre la proporción de litologías que se presentan en cada unidad, el espesor que éstas presentan, la profundidad en el pozo y la edad de la base de cada unidad y el rango paleobatimétrico promedio en el que se depositaron (Tabla XII).

Con estos datos se calculan valores promedio de porosidad, tasa de compactación y densidad para cada unidad, con base en la proporción de litologías que contenga el intervalo y en los valores idealizados para estos atributos en lutita, limolita y arenisca propuestos por Angevine *et al.* (1988) y Klein (1991).

Los espesores de las unidades al momento de ser depositadas, y después de esto, están relacionados a cambios en la porosidad del sedimento durante el enterramiento (Van Hinte, 1978). La corrección por compactación es una restauración matemática del espacio original entre los poros, donde las unidades más antiguas presentan mayor descompactación que las más jóvenes (Klein, 1991).

Estos argumentos se basan en la relación exponencial entre la porosidad y la profundidad a la que se encuentran las rocas, como lo expresa esta ecuación:

$$\phi_N = \phi_0 \exp(-cZ) \quad (2)$$

donde ϕ_0 y c son la porosidad y la constante de compactación idealizadas para cada tipo de roca y Z es la profundidad a la que éstas se encuentran.

Tabla XII. Atributos físicos de cada unidad para realizar la corrección por compactación.

Unidades	Litología (%)	Espesor (m)	Prof. base (m)	Edad base (Ma)	Bat. min-max (m)	Densidad (g/cm ³)	Porosidad (%)	Co. Comp (m ⁻¹)
1*	Aren.100%	520	520	0.76	0-50	2.65	0.4	0.0003
2	Limol. 99% Lutita 1%	160	680	1.2	50-100	2.7	0.45	0.0004
3	Aren. 60% Limol. 40%	110	790	1.73	50-100	2.68	0.43	0.00035
4	0	0	0	3.58	0	0	0	0
5	Limol. 70% Aren. 30%	130	920	3.89	100-200	2.68	0.435	0.00036
6	Limol. 99% Aren. 1%	100	1020	4.06	50-100	2.7	0.45	0.0004
7	Limol.75% Aren. 25%	500	1520	4.23	75-150	2.69	0.44	0.00039
8	Aren. 60% Limol. 40%	240	1760	5.32	0-50	2.66	0.42	0.00035
9	Limol. 40% Lutita 40% Aren. 10%	100	1860	5.5	100-200	2.71	0.475	0.00045
10	Limol.100%	90	1950	5.73	100-200	2.7	0.45	0.0004
11	Lutita 80% Limol. 20%	60	2010	6	75-150	2.71	0.485	0.00046
12	Lutita 75% Limol.15%	70	2080	6.98	50-100	2.71	0.48	0.00048
13	Limol. 99% Lutita 1%	230	2310	7.75	50-100	2.7	0.45	0.0004
14	Limol.100%	40	2350	9.26	150-350	2.7	0.45	0.0004
15	Lutita 90% Limol. 10%	90	2440	10.25	75-150	2.72	0.49	0.00049
16	Lutita 100%	10	2450	11.2	150-350	2.72	0.5	0.0005
17	Lutita 100%	50	2500	11.7	100-200	2.72	0.5	0.0005
18	Lutita 60% Limol. 40%	140	2640	12.37	100-200	2.71	0.48	0.00048
19	Lutita 80% Limol. 20%	100	2740	13.18	100-200	2.71	0.485	0.00048
20	Lutita 80% Limol. 20%	340	3080	13.75	100-200	2.71	0.485	0.00048
21	Lutita 90% Limol.10%	460	3540	14.14	100-200	2.718	0.495	0.00049
22	Lutita 90% Limol.10%	210	3750	15.1	100-200	2.718	0.495	0.00049
23	Lutita 60% Limol.30% Aren 10%	430	4180	15.45	50-100	2.7	0.455	0.0004
24	Aren. 50% Limol.25% Lutita 25%	120	4300	15.75	0-50	2.68	0.43	0.00036
25	Aren. 50% Limol. 50%	230	4530	16.38	50-100	2.67	0.425	0.00035
26	Limol.100%	30	4560	16.4	50-100	2.7	0.45	0.0004

* La primera unidad es una unidad superficial hipotética, ya que no contamos con la cima de la columna.

Para conocer los espesores originales de cada unidad de la columna sedimentaria al momento en que fueron depositadas, se suprime consecutivamente el intervalo superior, se genera un incremento en el espesor de la columna sedimentaria hasta alcanzar el espesor original de la unidad subyacente, que posteriormente será suprimida para calcular el espesor de la unidad que está por debajo y así consecutivamente, siguiendo para ello las integrales:

$$\int_{d_O}^{d_O+T_O} (1-\phi) dz = \int_{d_N}^{d_N+T_N} (1-\phi) dz \quad (3)$$

donde T_N es el espesor actual medido en la columna estratigráfica, a una profundidad conocida d_N , T_O es el espesor original que queremos conocer a una profundidad de d_O y la cantidad $(1-\phi)$ es el volumen de granos en la roca a cualquier nivel dentro de la unidad, suponiendo que el cambio en el volumen se debe a un cambio en el volumen de los espacios porosos y no al cambio en el volumen de los granos.

Las dos integrales se evalúan analíticamente como:

$$T_O + \frac{\phi_O}{c} \exp(-c * d_O) [\exp(-c * T_O) - 1] = T_N + \frac{\phi_O}{c} \exp(-c * d_N) [\exp(-c * T_N) - 1] \quad (4)$$

Debido a que no es posible resolver directamente la ecuación por T_O , entonces se aísla uno de los T_O para calcular su valor mediante ensayo y error, que lógicamente será mayor a T_N . Con este nuevo valor para T_O se calcula el valor para el otro T_O ubicado al otro lado de la ecuación. Este proceso se repite hasta que el valor de T_O deja de cambiar de un paso a otro.

$$T_O = -\frac{\phi_O}{c} \exp(-c * d_O) [\exp(-c * T_O) - 1] + T_N + \frac{\phi_O}{c} \exp(-c * d_N) [\exp(-c * T_N) - 1] \quad (5)$$

En este caso el valor para d_O es cero ya que estamos calculando el espesor de la unidad que se encuentra en la cima, con una profundidad original de cero. Si al resolver la ecuación el T_O tiene el mismo valor que el T_O calculado por ensayo y error, entonces este valor será la solución, y habremos calculado el espesor original de la unidad.

El espesor descompactado de cada unidad (T_O) se calculó para el pozo Sihini-1 en cada etapa consecutiva de supresión de la cima (Tabla XIII), al igual que ϕ_N , la porosidad de la

capa media de cada intervalo, resolviendo para ello la ecuación 3, donde Z será la profundidad del punto medio de cada unidad considerando los nuevos espesores. Estos valores se obtuvieron mediante un programa desarrollado en Matlab por Zegarra (2005).

El siguiente paso es realizar una corrección por profundidad. Hasta este punto hemos considerado que al terminar el depósito de cada unidad la cuenca se rellena en su totalidad hasta alcanzar el nivel del mar, sin embargo la evidencia paleontológica indica una profundidad a la que se realizó el depósito de cada intervalo. Agregando a la curva corregida por compactación la información paleobatimétrica de cada unidad se genera finalmente una curva de subsidencia total originada por la carga de sedimentos, movimientos tectónicos y cambios en el nivel del mar.

Finalmente para extraer la curva de subsidencia tectónica, incluida en esta curva de subsidencia total, es necesario remover el efecto de subsidencia causado por la carga de sedimentos durante el depósito de la columna.

Tabla XIII. Valores de espesores descompactados y porosidades calculadas para cada unidad en cada paso iterativo de corrección.

[illegible]

IV.5.2 Corrección por backstripping

La subsidencia tectónica es la componente de la subsidencia debida a fuerzas tectónicas en ausencia de la carga de sedimentos. Para eliminar este efecto de subsidencia por carga se recurre a un modelo isostático simple, donde las unidades sedimentarias pueden ser removidas una a una y la cuenca se equilibra isostáticamente con cada supresión de unidad por rebote isostático.

La ecuación de backstripping, derivada de la ecuación isostática, calcula la profundidad de la cuenca si las unidades sedimentarias fueran removidas:

$$Z_i = S \left(\frac{\rho_a - \rho_s}{\rho_a - \rho_w} \right) + Wd_i \quad (6)$$

donde Z_i es la profundidad con respecto al nivel del mar del horizonte que queremos rastrear, S es la sumatoria de los espesores del sedimento una vez corregido por compactación en cada etapa de supresión de la cima (T_i), ρ_a es la densidad del manto, ρ_w es la densidad del agua, ρ_s es la densidad del sedimento y Wd_i es la profundidad a la que se depositó la unidad i .

Estos valores son conocidos con excepción de ρ_s , la densidad del sedimento en la unidad descompactada. Para calcular la densidad del sedimento al tiempo de depósito de la unidad i , entonces tenemos que:

$$\rho_s = \frac{\sum_1^i [\phi_i \rho_w + (1 - \phi_i) \rho_g] T_i}{S} \quad (7)$$

donde ρ_g es la densidad de los granos de acuerdo a la litología de cada secuencia, ϕ_i es la porosidad calculada para cada intervalo en cada etapa consecutiva de supresión de la cima y T_i es el espesor descompactado de la unidad.

Al resolver Z para cada una de las unidades del pozo Sihini-1, se puede graficar la cantidad de subsidencia tectónica en cada intervalo de tiempo en el que se depositaron las diferentes unidades. Para corregir por paleobatimetría estos datos, se agrega la información

paleobatimétrica dada en intervalos de profundidades para cada unidad, lo cual genera un valor de Z mínimo ($Z_{\min}$) que indica la subsidencia tectónica mínima y otro máximo ($Z_{\max}$) que señala la subsidencia tectónica máxima.

IV.5.3 Resultados

La corrección por compactación permitió calcular un espesor total descompactado de 6321m de la columna sedimentaria, que da como resultado una descompactación total de la columna de 1761m a partir del espesor compactado de 4560m.

El graficado de los resultados de subsidencia total (Tabla XIII y XIV) proyectaron tres curvas principales (Fig. 9): (1) la curva de acumulación sedimentaria sin corrección por compactación (t_0), evidenciada por la suma de los espesores compactados medidos en cada una de las unidades, (2) la curva del espesor descompactado calculado para cada unidad en cada etapa de descompactación (ttg) y (3) la curva de acumulación sedimentaria corregida por compactación (tng), que es la suma de los espesores corregidos en cada etapa de descompactación que al agregarle la información paleobatimétrica de cada unidad se convierte en la curva de subsidencia total.

Como se observa en la figura 9, la curva de acumulación sedimentaria sin corregir y la curva del espesor descompactado calculado para cada unidad en cada etapa de descompactación, inician juntas a una profundidad cero debido a que a esta profundidad el sedimento no ha sufrido compactación y terminan juntas a una edad cero, ya que en este tiempo no ha sido depositado ningún sedimento susceptible de compactación.

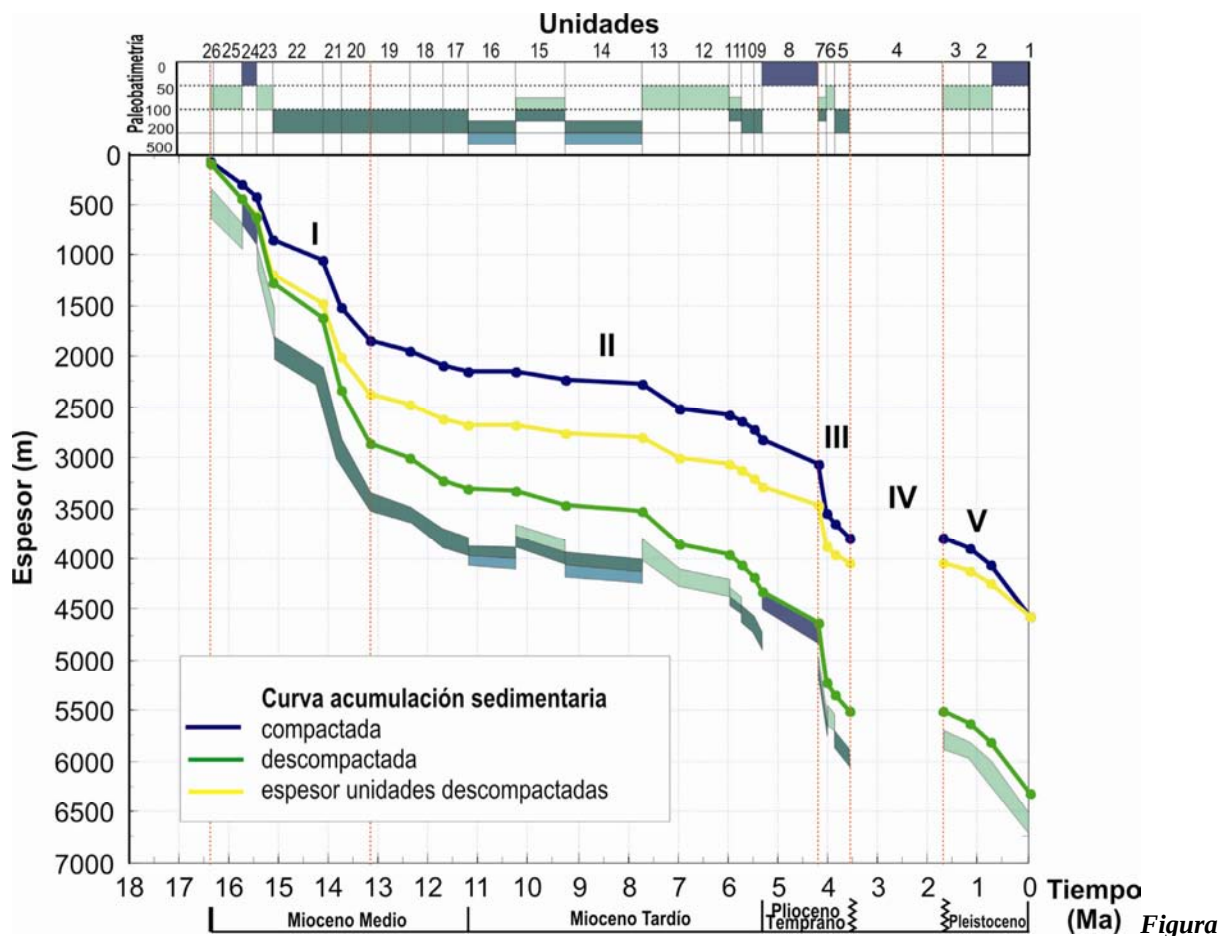
Las formas generales de las curvas de subsidencia total (Fig. 9) y tectónica (Fig. 10) son muy parecidas y en ellas es posible observar cinco episodios de subsidencia evidenciados por cambios en las pendientes de las curvas.

Tabla XIV. Episodios de subsidencia con las unidades que comprenden y los resultados obtenidos de la corrección por compactación y backstripping.

Episodio	Unidad	Edad base (Ma)	Espesor original acumulado (t0)	Espesor descomp. unidad (ttg)	Espesor descomp. acumulado (tng)	Subsidencia tectónica neta (zg)	Subsidencia tectónica		Tasa de sedimentación	Tasa de subsidencia
							Máxima (zmaxw)	Mínima (zminw)		
V		0	4560	4560	6321.51732	2725.5483	2775.54	2725.54	318.8843	65.006
	1	0.76	4040	4221.559	5801.51732	2537.7268	2637.72	2587.72		
	2	1.2	3880	4106.959	5618.92825	2469.9374	2569.93	2519.93		
	3	1.73	3770	4028.251	5492.19959	2424.6706	2624.67	2524.67		
IV	4	3.58	3770	4028.251	5492.19959	2424.6706	0	0	1352.073	664.69
III	5	3.89	3640	3932.945	5338.88881	2369.3493	2469.34	2419.34		
	6	4.06	3540	3856.046	5215.05113	2323.9623	2473.96	2398.96		
	7	4.23	3040	3457.527	4613.35208	2092.6161	2142.61	2092.61		
II	8	5.32	2800	3267.216	4308.82698	1985.0851	2185.08	2085.08	199.8132	62.984
	9	5.5	2700	3178.245	4163.54727	1931.3431	2131.34	2031.34		
	10	5.73	2610	3101.227	4036.86626	886.4872	2036.48	1961.48		
	11	6	2550	3045.343	3944.89837	1851.7448	1951.74	1901.74		
	12	6.98	2480	2979.072	3837.03374	1810.9352	1910.93	1860.93		
	13	7.75	2250	2775.501	3513.50582	1692.6379	2042.63	1842.63		
	14	9.26	2210	2740.09	3454.23938	1672.1542	1822.15	1747.15		
	15	10.25	2120	2651.329	3309.34442	1617.0708	1967.07	1767.07		
	16	11.2	2110	2641.167	3292.36603	1610.6355	1810.63	1710.63		
	17	11.7	2060	2589.975	3208.60736	1578.2028	1778.20	1678.20		
	18	12.37	1920	2449.981	2987.48515	1492.4537	1692.45	1592.45		
	19	13.18	1820	2347.217	2825.0238	1428.9048	1628.90	1528.90		
I	20	13.75	1480	1984.104	2301.25433	1204.3957	1404.39	1304.39	877.3366	474.81
	21	14.14	1020	1434.169	1588.55607	859.03231	1059.03	959.032		
	22	15.1	810	1152.21	1235.51403	681.32251	781.322	731.322		
	23	15.45	380	564.8569	585.02132	329.7223	379.722	329.722		
	24	15.75	260	394.059	398.779584	230.03809	330.038	280.038		
	25	16.38	30	50.1477	50.1477036	29.761572	129.761	79.7615		
	26	16.4	0	0	0	0	0	0		

Episodio 1. Mioceno medio (16.4-13.18 Ma)

Este episodio incluye a las unidades 26 a 20, depositadas en paleobatimetrías entre 0 y 200m de profundidad. En este primer episodio, la curva de subsidencia total (Fig. 9) muestra una alta tasa de sedimentación (874/Ma) y la curva de subsidencia tectónica (Fig. 10) representa la segunda tasa de subsidencia tectónica más alta registrada para el pozo (475m/Ma). Este comportamiento de la curva indica un hundimiento rápido de la cuenca de aproximadamente 1529m, causados probablemente por movimientos tectónicos.



9. Curvas de subsidencia total corregida por compactación y paleobatimetría.

Episodio 2. Mioceno medio a Plioceno temprano (13.18-4.23 Ma)

Con una pendiente poco pronunciada en las curvas de subsidencia (Fig. 9 y 10), esta etapa representa una subsidencia lenta de la cuenca con una tasa de 63m/Ma, que añade un hundimiento de 564m. También se presenta una acumulación de sedimentos, a una tasa de aproximadamente 200 m/Ma. Este episodio dura 8.95 Ma e incluye a las unidades 19 a 8, depositadas bajo paleobatimetrías de entre 0 a 350m de profundidad.

A finales de este episodio, en la unidad 8, la subsidencia tectónica mínima se mantiene relativamente constante, sin embargo los datos de subsidencia tectónica máxima señalan una disminución en la profundidad de la cuenca, que pudiera ser originado por un ligero levantamiento tectónico o una disminución en el nivel eustático del mar. Este cambio en la

subsistencia tectónica está también evidenciado por el cambio brusco en las paleobatimetrías registradas entre las unidades 9 a 8.

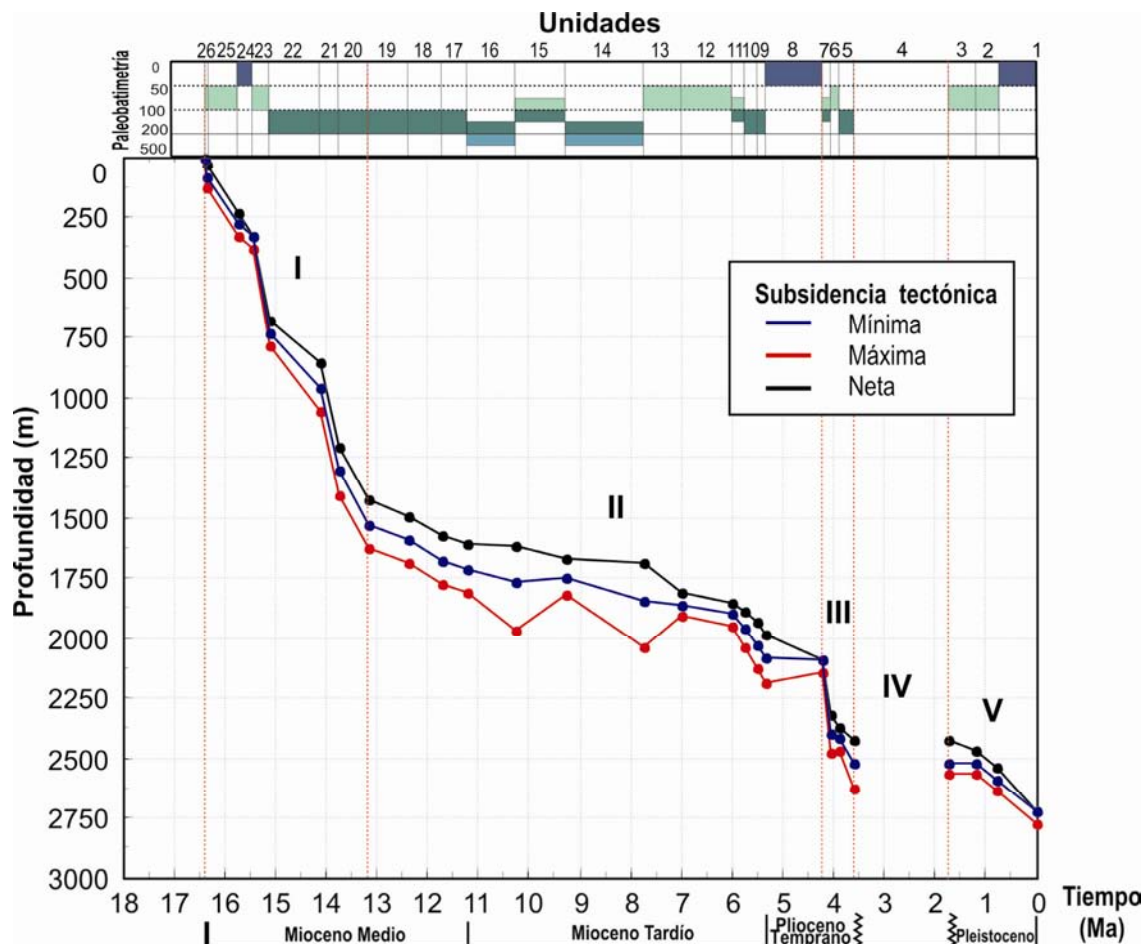


Figura 10. Curva de subsidencia tectónica neta, mínima y máxima.

Episodio 3. Plioceno temprano (4.23-3.58 Ma)

Se presenta la pendiente más abrupta en las curvas de subsidencia total y tectónica, que evidencian las tasas de sedimentación (1352 m/Ma) y de subsidencia (665m/Ma) más altas calculadas para el pozo. Esta etapa representa un evento corto de subsidencia rápida, probablemente tectónica, que incluye a las unidades 7 a 5, depositadas en paleobatimetrías de entre 50 a 200m.

Episodio 4. *Hiatus* Plioceno tardío (3.58-1.73 Ma)

Este evento está representado por la unidad 4, que señala un intervalo de tiempo de 1.85 Ma, no representado en nuestra secuencia, posiblemente originado por alguna regresión marina en el área (Fig. 9 y 10).

Episodio 5. Pleistoceno (1.73-0.76 Ma)

El último episodio corresponde a un evento posthiatus, que presenta en las curvas de subsidencia una tasa de sedimentación de 319m/Ma y una tasa de subsidencia baja (65 m/Ma), que produce un hundimiento del basamento de 63m, posiblemente causado por fuerzas tectónicas, ubicando al basamento hasta los 2588m de profundidad bajo el nivel del mar.

Capítulo V

Discusión

V.1 Conjunto palinológico y paleoclima

Se documenta el contenido palinológico en 211 muestras de canal del pozo Sihini-1, perforado en la Cuenca Tampico-Misantla. La asociación total de palinomorfos recuperada en las muestras aquí estudiadas, es similar a los conjuntos del Mioceno y Plioceno descrito en las cuencas al sur del Golfo de México (Helenes *et al.*, 2002; 2003) y difiere a las especies descritas en muestras del pozo Aktum en la Cuenca Tampico-Misantla (Sanchez-Ríos *et al.*, 2006)

El conjunto de palinomorfos está conformado en su mayoría por una asociación abundante de palinomorfos continentales, representado por polen y esporas, acompañado de un conjunto de palinomorfos marinos de menor abundancia, representado en su mayoría por especies de dinoflagelados neríticos (Tabla III).

Al igual que en las asociaciones neógenas de dinoflagelados descritas en cuencas al sur del Golfo de México (Helenes, 2003), el conjunto de quistes de dinoflagelados en la columna sedimentaria Sihini-1 está dominado por especies autótrofas del Orden Gonyaulacales, representando el 64% del total de dinoflagelados identificados en el pozo (Fig. 6), siendo dominantes los géneros de *Polysphaeridium* y *Spiniferites*.

Las especies de distribución dominante a lo largo de toda la columna como: *Polysphaeridium zoharyi*, *Lingulodinium polyedrum*, *Operculodinium israelinium* y *Selenopemphix nephroides* (Fig. 7 y Tabla V), pertenecen a conjuntos de dinoflagelados neríticos de afinidad tropical (Harland, 1983) e indican temperaturas superficiales cálidas

(Edwards y Andrie, 1992), para esta parte de la Cuenca Tampico- Misantra desde el Mioceno hasta el Plioceno temprano.

Globalmente estas condiciones cálidas se presentan desde finales del Oligoceno (26-27 Ma) hasta alcanzar su punto climático óptimo a finales del Mioceno medio (14.8-11.2 Ma). Después de este evento inicia una fase de enfriamiento que culmina con el inicio de las grandes glaciaciones en el Hemisferio Norte durante el Plioceno temprano (Zachos *et al.*, 2001).

V.2 Edades y paleobatimetrías consenso

El análisis palinoestratigráfico (Tabla V) revela ocho intervalos de edad para el pozo desde el Pleistoceno al Eoceno (0.01-54.8 Ma). Mientras que el análisis bioestratigráfico de las especies de nanoplancton calcáreo (Tabla VII), constriñe esta edad del Reciente al Mioceno temprano (0-23.8 Ma). En ambos análisis se encontraron asociaciones no contemporáneas producto del retrabajo y/o redepósito de material, desde la cima de la columna hasta los 760m de profundidad.

Las paleobatimetrías consenso obtenidas integrando la información micropaleontológica, litológica y de registros geofísicos (Tabla VIII), indican que la columna Sihini-1 se depositó parcialmente en ambientes de plataforma continental, entre 0 y 200m bajo el nivel del mar, principalmente entre el nerítico medio y externo (50-200m de profundidad). Las paleobatimetrías más profundas, de hasta 500m de profundidad, se documentan en breves intervalos durante el Mioceno medio y tardío.

La base de la sección estudiada (4760-3920m) representa ambientes de plataforma desde la parte final del Mioceno temprano hasta principios del Mioceno medio (17.5 a ~15.3Ma). La transgresión más importante (3900-2300m) se presenta en el intervalo Mioceno medio (13.75 Ma), donde los ambientes cambian a talud continental. A partir de este punto, la sección es principalmente regresiva, llegando a ambientes de plataforma interna en el intervalo Plioceno temprano.

En el intervalo entre 700 y 800m, se observan areniscas, las cuales coinciden con un *hiatus* en el registro sedimentario. Estas rocas parecen haber sido depositadas después de una fuerte regresión, suprayacen a estratos del Plioceno temprano y subyacen a estratos del Pleistoceno, lo cual indica la falta del Plioceno tardío (Tabla VIII).

Al integrar la información bioestratigráfica de palinomorfos, nanoplacton calcáreo y foraminíferos planctónicos, se identificaron seis líneas de tiempo que representan: la presencia de la parte superior del Pleistoceno (>0.01 Ma) a 520m de profundidad, la cima del Plioceno temprano (3.58 Ma) a 780m, los límites Plioceno temprano-Mioceno tardío (5.35 Ma) a 1760m, Mioceno tardío-medio (11.2Ma) a 2440m, Mioceno medio-temprano (16.4 Ma) a 4560 m y la parte superior del Mioceno temprano (± 17.2 Ma) a 4670m, restringiendo la edad de la secuencia sedimentaria aquí estudiada del Sihini-1 al Neógeno (Tabla IX).

La resolución bioestratigráfica en dos intervalos del pozo fue pobre, ya que no fue posible asignar una edad más precisa entre 640 a 760m de profundidad de edad Pleistoceno a Plioceno temprano y el intervalo entre la profundidad 3780 a 4560m de edad Mioceno medio a temprano. Además, no hay evidencia micropaleontológica de edad Plioceno tardío.

V.3 Secuencias sedimentarias

Mediante el reconocimiento de niveles candidatos a límites de secuencias y superficies de máxima inundación a lo largo del pozo, se identificaron diez ciclos sedimentarios denotados por las letras A a J. El ciclo A incluye de Pleistoceno a Plioceno inferior, el B se sitúa en el Plioceno inferior, el C en el Plioceno inferior a Mioceno superior, el D y E en el Mioceno superior, el F en el Mioceno superior a medio, los ciclos G y H en el Mioceno medio. En la base de la sección se localizan los ciclos I y J, en muestras de edad Mioceno medio a Mioceno temprano (Tabla X).

La correlación de los ciclos identificados en el pozo con la curva de cambios eustáticos propuesta por Haq *et al.* (1988) y las edades calibradas de Hardenbol *et al.* (1998), permitió identificar 10 secuencias de tercer orden incluidas en las secuencias de segundo orden TB2

y TB3, y en la megasecuencia de primer orden Tejas (Tabla XI). Estas secuencias son: TB-3.9 (0.76-1.73Ma), TB-3.5 (3.89-4.23 Ma), TB-3.4 (4.23-5.73 Ma), TB-3.3 (5.73-6.98Ma), TB-3.2 (6.98-9.26 Ma), TB-3.1 (9.26-11.7 Ma), TB-2.6 (11.7-13.18 Ma), TB-2.5 (13.18-14.14 Ma), TB-2.4 (14.14-15.45 Ma) y TB-2.3 (15.45-16.38 Ma).

El reconocimiento de estas secuencias en la columna estudiada aumentó la resolución de las edades micopaleontológicas. Para el intervalo de edad Pleistoceno a Plioceno temprano (640-760m de profundidad) se restringe la edad al Pleistoceno y para el intervalo de edad Mioceno medio a temprano (3780-4560m), se restringe la edad al Mioceno medio.

La estratigrafía por secuencias permitió agregar a las seis edades propuestas bioestratigráficamente, 12 edades correspondientes a los límites de secuencias y 10 a superficies de máxima inundación. Obteniendo finalmente un marco cronoestratigráfico detallado que permite dividir la columna sedimentaria Sihini-1 con 28 horizontes de tiempo confiables (Tabla XI).

V.4 *Hiatus del Plioceno tardío*

En este análisis estratigráfico por secuencias, el *hiatus* propuesto en el análisis bioestratigráfico de edad Plioceno tardío (3.58-1.77 Ma), resulta en la ausencia de las secuencias TB-3.8, 3.7, 3.6 correspondientes a esta edad (Tabla XI). Cabe mencionar que el Plioceno tardío ha sido documentado sólo parcialmente en otros estudios bioestratigráficos de alta resolución en las cuencas de Veracruz (Zegarrra, 2005), Macuspana (Carrillo, 2003) y Tampico Misantla (Martínez *et al.*, 2003 y Sánchez-Ríos *et al.*, 2006), al sur del Golfo de México, ya sea por la falta de las cimbras en las columnas, el no depósito o la erosión de las rocas pertenecientes a este periodo.

En la Cuenca Tampico-Misantla se reconocen únicamente la parte inferior del Plioceno tardío (Plioceno medio 2.56-3.89 Ma) en tres pozos perforados como parte del proyecto Lankahuasa y sólo se identifica la parte superior de este periodo en un pozo (Martínez *et al.*, 2003). De la misma manera, en la porción meridional de esta cuenca, únicamente se presenta la parte inferior del Plioceno tardío en muestras del pozo Aktum-1 (Sánchez-Ríos *et al.*, 2006).

V.5 Análisis de subsidencia

Para aportar información sobre la historia geológica en la parte sureste de la cuenca Tampico-Misantla se realizó un análisis de subsidencia total y tectónica de la columna Sihini-1, mediante las correcciones de compactación y de backstripping de la columna sedimentaria.

Este análisis revela cinco episodios de subsidencia en el área (Fig. 9 y 10): (1) una subsidencia tectónica rápida durante el Mioceno medio (16.4-13.18 Ma), (2) seguida de una subsidencia lenta y acumulación de sedimentos en un tiempo prologando que abarca desde finales del Mioceno medio hasta finales del Plioceno temprano (13.18-4.23 Ma), (3) después se presenta una etapa corta de subsidencia rápida, probablemente tectónica hacia finales del Plioceno temprano (4.23-3.58 Ma), (4) que termina en un *hiatus* del Plioceno tardío, posiblemente relacionado a una fuerte regresión marina en el área y (5) finalmente se presenta una etapa de subsidencia lenta y de acumulación de sedimentos durante el Pleistoceno.

Es evidente un proceso progradante de relleno de cuenca, como resultado de un gran aporte de sedimentos que excede a la generación de nuevos espacios disponibles para su depósito desde el Mioceno medio hasta el Pleistoceno (Tabla V). Esta progradación también es producto de las condiciones eustáticas que rigieron en este intervalo de tiempo, ya que desde el Mioceno medio hasta el reciente se ha documentado una gran regresión marina (Haq *et al.*, 1988, Hardenbol *et al.*, 1998), cuyas secuencias pasan de ambientes marinos profundos con depósito de lutitas a depósitos de areniscas arcillas carbonosas y turbas de ambientes continentales fluviales a lacustres (López-Ramos, 1982).

V.6 Historia Geo-Micropaleontológica

Mioceno medio inferior (16.4-14.8 Ma)

A principios del Mioceno medio se presentaron eventos rápidos de subsidencia (475m/Ma) y acumulación de sedimentos (877m/Ma). El hundimiento del basamento provocó una profundización de ambientes de plataforma interna desarrollados a inicios del Mioceno medio a ambientes de plataforma externa a mediados del Mioceno medio. Los movimientos

tectónicos que originaron esta subsidencia, probablemente estén relacionados al origen del Cinturón Volcánico Transmexicano durante el Mioceno medio (Ferrari *et al.*, 1994). Este nuevo elemento pudo proveer de más sedimentos hacia las cuencas vecinas, lo que pudiera explicar el gran aporte de sedimentos durante este periodo en la zona de estudio. El inicio de este periodo está señalado por primeras presencias en sentido evolutivo de las especies de palinomorfos: *Selenopemphix brevispinosa*, *Quadrina condita*, *S. quanta*, *Bombacacidites ciriloensis* y de los nanofósiles: *Reticulofenestra pseudoumbilicata* y *R. gelida*. Junto con las últimas presencias, en sentido evolutivo, de las especies de dinoflagelados: *Achomosphaera alcornu*, *Cordosphaeridium cantharellum* y *Leujenecysta convexa*.

Mioceno medio superior (14.8- 11.2 Ma)

Desde finales del Mioceno medio hasta finales del Plioceno temprano se presentan una subsidencia lenta (63m/Ma) hacia ambientes profundos y una disminución en la acumulación de sedimentos (200m/Ma). En la parte superior del Mioceno medio, estos dos procesos probablemente sean producto de las condiciones climáticas, ya que globalmente durante este periodo se acentúan las condiciones cálidas hasta alcanzar un punto climático óptimo que produjo una reducción en el volumen de hielo en la Antártica (Zachos *et al.*, 2001), generando un aumento en el nivel del mar y provocando una disminución en el aporte de sedimentos alejando las fuentes generadoras de sedimentos de las cuencas. Este periodo termina hace 11.2 Ma cuando se presentan por última vez, en sentido evolutivo, los dinoflagelados: *L. communis*, *Impagidium dispertitum*, *Homotryblum plectilum*, *Hystrichokolpoma denticulatum* y *Diphyes latiusculum*, y el nanofósil *Cyclicargolithus floridanus*.

Mioceno tardío (11.2- 5.32 Ma)

El inicio de este periodo está denotado por la primeras presencias en sentido evolutivo de del polen *Echitricolporites spinosus* y los nanofósiles: *Helicosphaera selli*, *Sphenolithus verenses*, *Discoaster broweri*, *D. berggrenii*, *S. abies*, y *Amaurolithus delicatus*.

Durante el Mioceno tardío se mantienen tasas lentas de subsidencia (63m/Ma) y sedimentación (200m/Ma). A principios del Mioceno tardío prevalecen las condiciones profundas documentadas en el Mioceno medio superior, particularmente se acentúan entre 11.2 a 7.75 Ma, hasta alcanzar paleobatimetrías de 500m de profundidad en ambientes del talud superior. Estas condiciones cambian hacia finales del Mioceno tardío (7.75 a 6 Ma), donde se presentan ambientes más someros de plataforma interna. Probablemente el cambio en la profundidad a partir de finales del Mioceno tardío este relacionado a las condiciones de enfriamiento gradual que se presentan en todo el mundo y que se acentúan durante el Mioceno tardío hasta el Plioceno temprano, produciendo una ligera expansión de los casquetes polares sobre la parte oeste de la Antártica y el Ártico (Zachos *et al.*, 2001).

Plioceno temprano (5.32-3.58 Ma)

Este periodo inicia cuando se presentan por última vez en el sentido evolutivo los palinomorfos continentales: *Retritricolpites simplex*, *Laevigatosporites catanjensis*, *Bombacacidites brevis* y *Foveotrilletes ornatus*, las especies de dinoflagelados: *L. hyalina*, *Deflandrea* sp. A, *Q. chondita* y los nanofósiles: *Thoracosphaera fossata*, *Pontosphaera multipora* y *Discoaster berggrenii*.

A principios del Plioceno temprano se mantienen tasas lentas de subsidencia (63m/Ma) y sedimentación (200m/Ma) en ambientes someros de plataforma interna. Hasta finales del Plioceno temprano donde cambian abruptamente las condiciones hacia un aumento en la acumulación de los sedimentos (1352 m/Ma) y una subsidencia rápida, probablemente tectónica, (665m/Ma) hacia ambientes más profundos (plataforma externa). Este periodo termina cuando se presenta por última vez, en sentido evolutivo, las especies de nanofósiles: *D. variabilis*, *R. pseudoumbilicata*, *R. gelida*, *S. verensis*, *D. broweri*, *S. abies* y *A. delicatus*.

Plioceno tardío (3.58-1.77 Ma)

Después de este evento se presenta el *hiatus* del Plioceno tardío entre 3.58 y 1.73 Ma. El inicio de las Glaciación en el Hemisferio Norte, aunado a la intensificación de la corriente Lazo del Golfo de México asociada al cierre del istmo de Panamá (Zachos *et al.*, 2001),

probablemente sean los factores causales de este distintivo *hiatus* del Plioceno tardío (Zhang *et al.*, 1993) que se presenta de manera total o parcial en varias cuencas del Golfo de México incluyendo a la Cuenca Tampico-Misantla.

Pleistoceno inferior (1.77-0.7 Ma)

Durante el Pleistoceno inferior dominan ambiente de plataforma media de entre 50 y 100m de profundidad, con una tasa baja de subsidencia (65 m/Ma) y una acumulación sedimentaria importante (318.9 m/Ma). En este periodo se presentan por primera vez las especies de nanofósiles: *R. claviger*, *Ceratolithus simplex*, *C. telesmus*, *Gephyrocapsa oceanica* y *Sphenaster metula*.

Capítulo VI

Conclusiones

El análisis bioestratigráfico del pozo Sihini-1 mediante el uso de un sólo grupo de microfósiles dio como resultado edades poco confiables e incluso en algunos intervalos la escasez y/o falta de bioeventos no permitieron precisar una edad.

Con la integración de la información paleoambiental y bioestratigráfica de foraminíferos, nanoplancton calcáreo y palinomorfos se interpretaron ambientes sedimentarios consenso a lo largo de la columna, que permitieron establecer edades consenso considerando la paleobatimetría del depósito, para establecer finalmente un marco cronoestratigráfico confiable de alta resolución con seis líneas de tiempo confiables.

Este marco se optimizó al aplicar la estratigrafía por secuencias, la cual permitió aumentar la resolución de las edades micropaleontológicas, mediante la adición de 22 líneas de tiempo, y rectificar un *hiatus* de 1.85 Ma detectado en el análisis bioestratigráfico. Finalmente la columna Sihini-1 se divide en 28 intervalos de tiempo como resultado de la integración de la bioestratigrafía de alta resolución y la estratigrafía por secuencias, logrando exitosamente alcanzar el objetivo planteado en este estudio.

Se considera que la integración de la información bioestratigráfica de diferentes grupos de microfósiles junto con información litológica y de registros geofísicos complementa las herramientas actualmente utilizadas en Geología, particularmente en la exploración petrolera.

El conjunto palinológico documentado en muestras de canal en el pozo Sihini-1 es muy parecido al reportado en otras cuencas del sur del Golfo de México y resulta ser un grupo importante en la resolución de problemas geológicos, que ayudó a interpretar edades y paleambientes a lo largo de la columna sedimentaria, además de ayudar a interpretar

condiciones climáticas y temperaturas superficiales del mar para esta parte de la Cuenca Tampico- Misantla.

El análisis de subsidencia reveló las condiciones de subsidencia tectónica y sedimentación en las que se depositó la columna sedimentaria estudiada, así como también permitió aportar información sobre la evolución geológica en esta parte de la Cuenca Tampico- Misantla, que podrá ser utilizada en estudios más amplios sobre el tema.

Referencias

- Alegret L. 2002. Capítulo 17: Dinoflagelados y quitinizoarios. En: Molina, E. (ed). Micropaleontología. Prensas Universitarias de Zaragoza. Colección Textos Docentes Num. 39. España. 634 pp.
- Angevine C.L., P.L. S  ller y C. Paola. 1988. Quantitative sedimentary basin modeling: short course notes prepared for the 1988 Geological Society of America National Meeting, Denver, Colorado. Geological Society of America: 93 p.
- Arenillas I. 2002. Capítulo 28: Bioestratigrafía integrada y sus aplicaciones. En: Molina, E. (ed). Micropaleontol  g  a. Prensas Universitarias de Zaragoza. Colección Textos Docentes Num. 39. España. 634 pp.
- Artzner D., E.H. Davies, G. D  rh  fer, A. Fasola, G. Norris y S. Poplawski. 1979. A systematic illustrate guide to fossil organic-walled dinoflagellate genera. Life Science Miscellaneous Publications, Royal Ontario Museum, Toronto, Canada. 119 pp.
- Barker R. W. 1936. Micropaleontology In Mexico with special reference to the Tampico Embayment. Bull. American Assoc. Petr. Geol., 20(9):433-451 p.
- Barker W. y H. Blow. 1976. Biostratigraphy of some tertiary formations in the Tampico-Misantla embayment, Mexico. Journal of Foraminiferal Research, 6 (1): 39-58 p.
- Berggren W. A., D.V. Kent, C.C. Swisher, y M. Aubry. 1995. A Revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy, pp. 129-212, IN Berggren, W. A., D.V. Kent, C.C., Swisher, M. Aubry, and J. Hardenbol (eds), Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. SEPM Special Publication No. 54.
- Blow H. 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. En: Bronnimann, P., Renz, H.H. (eds.). Planktonic Microfossils, 1st Geneva (1967), Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils 1, E.J. Brill, Geneva. pp. 199–422.
- Brinkhuis H. 1994. Late Eocene to early Oligocene dinoflagellate cyst from the Priabonian type area: Biostratigraphy and palaeoenvironmental interpretation. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 107:121-163 p.
- Brinkhuis H., J.P. Bujak, J. Smit, G.J.M. Versteegh, y H. Visscher. 1998. Dinoflagellate-based sea surface temperature reconstructions across the Cretaceous-

Tertiary boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 141 (1/2): 67-83 p.

- Bujak J. 1984. Cenozoic dinoflagellate cyst and acritarchs from the Bering Sea and northern North Pacific, DSDP Leg 19. *Micropaleontology*, 30 (2): 180-212 p.
- Bujak J. y Matsuoka K. 1986. Taxonomic reallocation of Cenozoic dinoflagellate cyst from Japan and de Bering Sea. *Palynology*, 10:235-241 p.
- Bujak J. y D. Mudge. 1994. A high-resolution North Sea Eocene dinocyst zonation. *Journal of the Geological Society, London*, 151: 449-462 p.
- Carreño A. L. 1980. Los ostrácodos de edad oligo-miocénica de la subprovincia Tampico-Misantla, área centrooriental de México. Parte I. Oligoceno: Formación Mesón. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista 4(1): 37-45 p.
- Carreño A.L 1986. Los ostrácodos de edad oligo-miocénica de la subprovincia Tampico-Misantla, área centro oriental de México. Parte II. Mioceno: Formaciones Mesón y Tuxpan. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista 6(2): 178-192 p.
- Carrillo B.R. 2003. Palinoestratigrafía del Neógeno en la Cuenca de Macuspana, Tabasco, México. Tesis: M.C., CICESE, 118 p.
- Cloething S. 1988. Intraplate stresses: a tectonic cause for third-order cycles in apparent sea level?. En: Wilgus, C.K.; Hastings B. S., Posamentier, H.; Ross, C.A., Van Wagoner J. C. y Kendall, C.G. (eds.). *Sea-level changes: An integrated approach*. 4 ed. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication No. 42: 39-46 p.
- Cole W. S. 1927. A foraminiferal fauna from the Guayabal Formation in Mexico. *Bull. American Paleont.*, 14(51):1-46 p.
- Cole W. S. 1928. A foraminiferal fauna from the Chapopote Formation in Mexico. *Bull. American Paleont.*, 14(53):1-32 p.
- Cushman J. A. y E. A. Trager, 1924. New Formation in the Tampico Embayment region. *Bull. Geol. Soc. America*, 35:100 p.
- Cushman J. A. 1925. Some new foraminifera from the Velasco shale of Mexico. *Contr. Cushman Lab. Foram. Reser.*, 1(1):18-22 p.

- Dale B. 1996. Dinoflagellate cyst ecology: modelling and geological applications. En: Jansonius J. y D.C. McGregor (eds.). *Palynology: Principles and Applications*. Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Found., 3: 1249–1275.
- De Vernal A., P.J. Mudie, R. Harland, M.T. Morzadec-Kerfourn, J.L. Turon y J.H. Wrenn. 1992. Quaternary organic-walled dinoflagellate cysts of the North Atlantic ocean and adjacent seas: ecostratigraphy and biostratigraphy. En: Head, M.J. y J.H. Wrenn (eds.). *Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs*. AASP Foundation. EUA. 298-328 p.
- Del Valle R.A. 2001. Estratigrafía de secuencias y dinoflagelados del Oligoceno-Plioceno de la Sonda de Campeche, México. Tesis: M.C., CICESE, 165 p.
- DeVerteuil L y G. Norris. 1996. Miocene dinoflagellate stratigraphy and systematics of Maryland and Virginia. *Micropaleontology*, Suplemento 42: 172 p.
- Douville H. 1927. Les orbitoides de la région pétrolifère du Mexique. *C.R. Somm. Soc. Geol. France*, Fasc. 4:34-35 p.
- Drugg W.S. y Stover, L.E. 1975. Stratigraphic range charts of selected fossil dinoflagellates. *Selected Cenozoic Dinoflagellates*. En: Evitt, W.R.E (ed.) *Proceeding of a Forum on Dinoflagellates*. AASP, Contribution Series No. 4: 73-90 p.
- Duffield S.L. y Stein, J.A. 1986. Peridiacean-dominated dinoflagellate cyst assemblages from the Miocene of the Gulf of Mexico shelf, offshore Louisiana. En: Wrenn, J.H.; Duffield, S.L. y Stein, J.A. (eds) *Papers from the first symposium on Neogene dinoflagellate cysts biostratigraphy*. AASP, Contribution Series No.17: 27-45 p.
- Dumble E. T. 1918. Geology of the Northern end of the Tampico Embayment area. *Proc. California Acad. Sci.* 4ta serie, 8:113-156 p.
- Edwards L.E. y V. Andrieu. 1992. Distribution of selected dinoflagellate cysts in modern marine sediments. En: Head, M.J., y J.H. Wrenn (eds.). *Neogene and Quaternary Dinoflagellate cysts and Acritarchs*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, pp. 259-288.
- Eisenack A. 1967. Katalog der fossilen Dinoflagellaten, Hystriosphären und verwandten Mikrofossilien. Band I. Dinoflegellaten. 1. Ergänzungslieferung. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. III+241 p.
- Elsik W.C. 1969. Late Neogene palynomorph diagrams, northern Gulf of Mexico. *Transactions, Gulf Coast Association of Geological Societies*, XIX: 509-528.

- Elsik W.C. 1980. The utility of fungal spores in marginal marine strata of the late Cenozoic, northern Gulf of Mexico. IV Proc. International Palynological Conference, Lucknow (1976-77), 2: 436-443 p.
- Emery D. y K.J. Myers (eds). 1996. Sequence Stratigraphy. Oxford, Blackwell Science, 297 p.
- Evitt W.R. 1985. Sporopollenin dinoflagellate cysts: their morphology and interpretation. AASP Foundation. 333 p.
- Fensome R.; H. Gocht, L. Stover, y G. Williams. 1991. The Eisenack Catalog of Fossil Dinoflagellate. New Series. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. 828 p.
- Fensome R.A., F.J. Taylor, G. Norris, W.A.S. Sarjeant, D.I. Wharton y G. Williams. 1993. A classification of living and fossil dinoflagellates. Micropaleontology Special Publication Number 7. EUA. 351 pp.
- Fensome R.A., J.B. Riding y F.J.R. Taylor. 1996. Dinoflagellates. En: Jansonius y DC McGregor (eds.). Palynology: Principles and Applications. American of Association Stratigraphic Palynologists Foundation, 1: 107-169.
- Ferrari L., V. H. Garduño, G. Pasquare y A. Tibaldi. 1994. Volcanic and tectonic evolution of Central Mexico: Oligocene to Present. Geofísica internacional. 33: 91-105 p.
- Gamper M. 1977. Bioestratigrafía del Paleoceno y Eoceno de la Cuenca Tampico Misantla basado en los foraminíferos planctónicos. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista 1 (2): 117-128 p.
- Germeraad J.H., C.A. Hopping y J. Muller. 1968. Palynology of Tertiary sediments from tropical areas. Review of Paleobotany and Palynology, 6: 189-348 p.
- Graham A. 1976. Studies in neotropical paleobotany. II. The Miocene communities of Veracruz, Mexico. Ann. of the Miss. Bot. Garden. 63 (4): 787-842 p.
- Gutiérrez-Puente A., Aguilar-Piña M. y P. Salmerón-Ureña. 2006. Estudio Micropaleontológico y Bioestratigráfico de la columna del pozo Copelado-10 (Cuenca Tampico-Misantla, México). Memorias del X Congreso Nacional de Paleontología.
- Guzmán A.E. 1999. Estado de la exploración petrolera en México. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. 48 (1-2): 16-42 p.

- Haq B.U., J. Hardenbol y P.R. Vail. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. En: Wilgus, C.K.; Hastings B. S., Posamentier, H.; Ross, C.A., Van Wagoner J. C. y Kendall, C.G. (eds.). Sea-level changes: An integrated approach. 4 ed. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication No. 42: 71-108 p.
- Hardenbol J., J. Thierry, M.B. Farley, T. Jacquin, P.C. De Graciansky y P.R. Vail. 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. En: De Graciansky P.C., J. Hardenbol, T. Jacquin y P.R. Vail (eds.). Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, Spec. Publ.-SEPM 60: 3-13 p.
- Harland R. 1979. Dinoflagellate biostratigraphy of Neogene and Quaternary sediments at Holes 400/400A in the Bay of Biscay (Deep Sea Drilling Project Leg 48). En: Montadert, L., Roberts, D. G., *et al.*, Init. Repts. DSDP, 48: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 531-545
- Harland R. 1983. Distribution maps of Recent dinoflagellate cysts in bottom sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas. Paleontology, 26: 321-387 p.
- Helby R., Morgan, R. y Partridge, A.D. 1987. A palynological zonation of the Australian Mesozoic. En: Jell, P.A. (ed.) Studies in Australian Mesozoic Palynology. Association of Australasian Palaeontologists, Memoir 4: 1-85 p.
- Helenes J. 2003. Dinoestratigrafía tropical del Terciario. Ponencia. Segundo Simposio de Bioestratigrafía en la Exploración Petrolera de México y Exposición. Memorias. AMPG. Reynosa, Tamaulipas, México. Sin paginación, CR-ROM.
- Helenes J., C. de Guerra y J. Vásquez. 1998. Palynology and chronostratigraphy of the Upper Cretaceous in the subsurface of the Barinas Area, western Venezuela. AAPG Bulletin. 82 (7): 1308-1328 p.
- Helenes J. y D. Somoza. 1999. Palynology and sequences stratigraphy from the Cretaceous of eastern Venezuela. Cretaceous Research, 20: 447-463 p.
- Helenes J., A. Del Valle y B. Carrillo. 2002. Dinoflagelados y palinomorfos continentales del Terciario en el Golfo de México. Ponencias VIII Congreso Nacional de Paleontología, México: 57 p.
- Helenes J., Paredes, I., Cabrera, D. y Del Valle, A. 2003. Caribbean Tertiary dinoflagellate assemblages. Reunión Anual de la UGM, México: 18 p.

- Hoorn C. 1994. Miocene palynostratigraphy and paleoenvironments of northwestern Amazonia: Evidence for marine incursions and the influence of Andean tectonics. PhD thesis, University of Amsterdam. Holanda. 156 pp.
- Jan du Chêne R., E. Masure, I. Becheler, U. Biffi, G. De Vains, D. Faucon-Nier, R. Ferrario, J.-Cl. Foucher, M. Gaillard, P. Hochuli, G. Lachkar, D. Michoux, E. Montiel, J.-M. Moron, R. Rauscher, J.-F. Raynaud, J. Taugourdeau y J.-L. Turon. 1986. Guide pratique pour la détermination de kistes de dinoflagelles fossiles: Le complexe Gonyaulacysta. Bull Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mem. Francia. 479 pp.
- Jansonius J. y D.C. McGregor. 1996. Chapter 1: Introduction. En: Jansonius J. y D.C. McGregor (eds.). Palynology: Principles and Applications. Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Found. 3 vol. EUA. 1: 11 p.
- Klein G. de V. 1991. Chapter 4. En: Force, E.R., J.J. Eidel y J.B. Maynard (eds.). Sedimentary and diagenetic mineral deposits: A basin analysis approach to exploitation. Rev. in Economic Geology. 5: 35-41 p.
- Lenoir E.A. y G.F. Hart. 1986. Burdigalian (Early Miocene) dinocysts from offshore Louisiana. AASP Contribution Series. 17: 59-81 p.
- Lenoir E.A. y G.F. Hart. 1988. Palynofacies of some Miocene sands from the Gulf of Mexico, offshore Louisiana, U.S.A. Palynology, 12: 151-165 p.
- Lentin J.K. y G.L. Williams. 1989. Fossil dinoflagellates: Index to genera and species, 1989 edition. AASP Contribution Series. 20: 1-473 p.
- Lipps J. 1981. What, if anything, is micropaleontology?. Paleobiology, 7 (2):167-199 p.
- López-Ramos E. 1956. Visita a las localidades tipo de las formaciones del Eoceno y Oligoceno de la Cuenca Sedimentaria Tampico-Misantla, en la llanura costera del Golfo de México, entre Poza Rica, Tampico y Ciudad Valles. XX International Geological Congress, Mexico, D. F, Field-guide for Fieldtrip C-16, 94 p.
- López-Ramos E. 1982. Geología de México, Tomo II. Publ. particular autorizada, CONACYT. Mexico, D.F. 456 pp.
- Lorente M.A. 1986. Palynology and palynofacies of the Upper Tertiary in Venezuela. Dissertationes Botanicae, Universite it van Amsterdam, Band 99. 222p.
- Manum S.B., M.C. Boulter, H. Gunnarsdottir, K. Rangnes y A. Scholze. 1989. Eocene to Miocene palynology of the Norwegian Sea (ODP Leg 104). Proceedings

of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, TX 104 (1989), pp. 611–662.

- Martínez J. y Ruiz H. 2003. Análisis bioestratigráfico y sedimentológico de los afloramientos terciarios El Naranjal y La Pioja de la Cuenca Tampico-Misantla. II Simposio de Bioestratigrafía en la Exploración Petrolera de México y Exposición. Memorias. AMPG. Reynosa, Tamaulipas, México. Sin paginación, CR-ROM.
- Martínez J., Ruiz H., Torres C. y Vélez D. 2003. Interpretación bioestratigráfica preliminar del área Lankahuasa en la Cuenca Tampico-Misantla. II Simposio de Bioestratigrafía en la Exploración Petrolera de México y Exposición. Memorias. AMPG. Reynosa, Tamaulipas, México. Sin paginación, CR-ROM.
- Matsuoka K. y J.P. Bujak. 1988. Cenozoic dinoflagellate cysts from Navarin Basin, Norton Sound and St. George Basin, Bering Sea. Bulletin of the Faculty of Liberal Arts, Nagasaki University, Natural Science, 29: 147 p.
- Meneses-Rocha J.J. 1987. Marco tectónico y paleogeografía del Triásico Tardío–Jurásico en el sureste de México. AMGP, 39 (2):3-69 p.
- Molina E. 2002. Capítulo 1. Micropaleontología. Concepto, historia y estado actual. En: Molina, E. (ed). Micropaleontología. Prensas Universitarias de Zaragoza. Colección Textos Docentes Num. 39. España. 634 pp.
- Morán-Zenteno D. 1996. Geology of the Southeastern Region of Mexico. En: Geology of the Mexican Republic, cap. 4. AAPG Syudies in Geology No. 39: 75-82 p.
- Muller J.; E. Di Giacomo y A.W. Van Erve. 1987. A palynological zonation for the Cretaceous, Tertiary and Quaternary of northern South America. AASP, Contribution Series No. 19:7-76 p.
- Myers K.J. y N.J. Milton. 1996. Concepts and principles of sequence stratigraphy. En: D. Emery y K.J. Myers. (eds). Sequence Stratigraphy, Blackwell, London. 11–44 p.
- Nutall W. L. F., 1930. Eocene foraminifera from Mexico. Journal of Paleontology, 6:3-35 p.
- Nutall W. L. F., 1932. Lower Oligocene foraminifera from Mexico. Journal of Paleontology, 6:3-35 p.

- Omaña L. 1991. Bioestratigrafía del Paleoceno-Eoceno Inferior basada en foraminíferos planctónicos en la Cuenca de Chicontepec (Ver., Hgo. y S.L.P.). *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*. 23(3): 14-21.
- Omaña L. y D. Jiménez. 2002. Bioestratigrafía del Plioceno y Pleistoceno basada en foraminíferos en los pozos Chuktah-1 y Hap-1 (Golfo de México). Ponencias VIII Congreso Nacional de Paleontología, México, p. 118.
- Pares-Regali M.S., N. Uesugui y A.D.S. Santos. 1974. Palinología dos sedimentos Meso-Cenozoicos do Brazil (II). *Boletim Tecnico da Petrobras*, 17 (4): 263-301 p.
- Posamentier H.W., Jervey M.T. y Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I- conceptual framework. En: Wilgus, C.K.; Hastings B. S., Posamentier, H.; Ross, C.A., Van Wagoner J. C. y Kendall, C.G. (eds.). *Sea-level changes: An integrated approach*. 4 ed. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication No. 42: 109- 124 p.
- Powell A.J. 1992 Dinoflagellate cysts of the Tertiary System. En: Powell, A.J.(ed.), *A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts*. British Micropalaeontological Society Publication series, Chapman & Hall, Cichester, pp. 155–251.
- Ramírez G. 2003. Estudio biosedimentológico en afloramientos terciarios de la Cuenca Tampico-Misantla. II Simposio de Bioestratigrafía en la Exploración Petrolera de México y Exposición. Memorias. AMPG. Reynosa, Tamaulipas, México. Sin paginación, CR-ROM.
- Rosales-Lomelí J. 1997. Palynology and palynofacies of the Cenozoic of the Bay of Campeche, Gulf of Mexico. Thesis: M.P., University of Newcastle upon Tyne, U.K. 64 p.
- Ross M. I. y Scotese, C.R. 1988. A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophys.*, 155.139-168 p.
- Rueda-Gaxiola J. 2004. A triple juncton in the Gulf of Mexico: implications for deep petroleum exploration. *Geofísica Internacional*, 43 (3): 395-414 p.
- Rull V. 2001. A quantitative palynological record from the early Miocene of western Venezuela, with emphasis on mangroves. *Palynology*, 25: 109-126 p.
- Sánchez M.A., Padilla, P., del Valle, A., Ayala, M., González, J.C., Helenes, J., García, D., Palestina, A.A. y Fuentes, P.A. 2002. La bioestratigrafía de alta resolución y su aplicación en la determinación de candidatos de superficies de inundación máxima y límites de secuencias en un pozo al noreste de México. Ponencias VIII Congreso Nacional de Paleontología: 81.

- Sánchez-Ríos M. A., García-Urbano D., Padilla-Ávila P., Ayala Nieto M, Reyna-Téllez B., Del Valle A., Sánchez-Durán J., Reyes-Vázquez A., Segura-Treviño A., Ruiz-Ruiz H., Martínez-Vázquez J., Torres-Estrada C., Mendoza-Zappi A., Martínez-Ortega V. 2006. Bioestratigrafía de alta resolución en el pozo Aktum-1, Cuenca Tampico-Misantla. Memorias X Congreso Nacional de Paleontología.
- Santiago J., Carrillo, J. y Martell, B. 1984. Geología petrolera de México. En: Marmissolle-Daguerre, D. (ed.). Evaluación de formaciones en México. México: Schlumberger y Petróleos Mexicanos. Capítulo I, 36 p
- Sedlock R.L., Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, R.C. 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México. GSA Special Paper 278, 153 p.
- Staplin F.L. 1976. Tertiary biostratigraphy, Mackenzie Delta Region, Canada. Bulletin Canadian Petroleum Geology, 24 (1): 117-136.
- Stover L.E. y Evitt, W.R. 1978. Analyses of Pre-Pleistocene Organic-walled dinoflagellates. Stanford University Publications, 299 pp.
- Stover L.E. y Williams, G.L. 1987. Analyses of Mesozoic and Cenozoic organic-walled dinoflagellates 1977-1985. AASP Contribution Series No. 18: 243 p.
- Torricelli S. y U. Biffi. 2001. Palynostratigraphy of the Numidian Flysch of Northern Tunisia (Oligocene-Early Miocene). *Palynology*, 25: 29-55.
- Traverse A. 1974. Paleopalynology 1947-1972. Annals of the Missouri Botanical Garden 61(1):203-236 p.
- Vail P. R, Mitchum R. M., Todd R. G., Widmier J.M., Thompson S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of the sea level. En: Payton C. E. (ed.). Seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 26. 516 pp.
- Vail P.R., Audemard F., Bowman S.A., Eisner P.N. and Perez-Cruz C., 1991, The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview, in Einsele G., Ricken W. y Seilacher, A. (eds.). Cycles and Events in Stratigraphy. Springer-Verlag, 617-659.
- Van Hinte J.E. 1978. Geohistory Analysis – Applications of micropaleontology in exploration geology. Am. Ass. Petr. Geol. Bulletin. 62: 201-222 p.
- Van Wagoner J.C., H.W. Posamentier, R.M. Mitchum, P.R. Vail, J.F. Sarg, T.S. Loutit y J. Hardenbol. 1988. An overview of the Fundamentals of sequence

stratigraphy and key definitions. En: Wilgus, C.K.; Hastings B. S., Posamentier, H.; Ross, C.A., Van Wagoner J. C. y Kendall, C.G. (eds.). Sea-level changes: An integrated approach. 4 ed. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication No. 42: 39-46 p.

- Victorio C.G. 2003. Sistema de procesamiento y graficación de datos estratigráficos, Ver.1.1. Tesis: Lic. UABC, 122 p.
- White M. P. 1929. Some index foraminifera of the Tampico embayment area of Mexico. *Journal of Paleontology*, 3:30-58 p.
- Williams G.L. y J.P. Bujak. 1985. Mesozoic and Cenozoic dinoflagellates. In: Bolli, H.M.; Saunders, J.B. y Perch-Nielsen, K. *Plankton stratigraphy*. Cambridge. Earth Science Series, 847-964 p.
- Williams G.L., L.E. Stover y E.J. Kidson. 1993. Morphology and stratigraphic ranges of selected Mesozoic-Cenozoic dinoflagellate taxa in the northern hemisphere. Geological Survey of Canada. Paper 92 – 10, 137 p.
- Wood G.D., A.M. Gabriel y J.C. Lawson. 1996. Palynological techniques-Processing and Microscopy. En: Jansonius, J. y D.C. McGregor (eds.). *Palynology: Principles and Applications*. Chapter 3, Vol 1. AASP. EUA. 29-50 p.
- Wrenn J. 1988. Differentiating species of the dinoflagellate cyst genus *Nematosphaeropsis* Deflandre y Cookson 1955. *Palynology*, 12: 129-150 p.
- Wrenn J.H., S.L. Duffield y J.A. Stein (eds.). 1986. Papers from the First Symposium on Neogene Di-noflagellate Cyst Biostratigraphy. American Association of Stratigraphic Palynologists. Contributions Series No. 17: 1-229.
- Wrenn J. H. y J. P. Kokinos. 1986. Preliminary comments on Miocene through Pleistocene dinoflagellate cysts from De Soto Canyon, Gulf of Mexico. En: Wrenn, J.H., Duffield, S.L., y Stein, J.A., (eds.). *Papers on the first Symposium on Neogene Dinoflagellate cyst Biostratigraphy*. American Association of Stratigraphic Palynologists, Contribution Series 17. pp. 169-225.
- Zachos J.C., M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas y K. Billups. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686–693 p.
- Zagarra R. M. 2005. Palinoestratigrafía del Neógeno en el pozo Glomerosa-1, Cuenca de Veracruz, México. Tesis: M.C., CICESE, 137 pp.

- Zhang J., K. Miller y W. Berggren. 1993. Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of the northeastern Gulf of Mexico. *Micropaleontology*, 39 (4): 299-326 p.

Tabla I. Distribución estratigráfica de 120 taxa continentales identificados en muestras de canal del pozo Sihini-1.

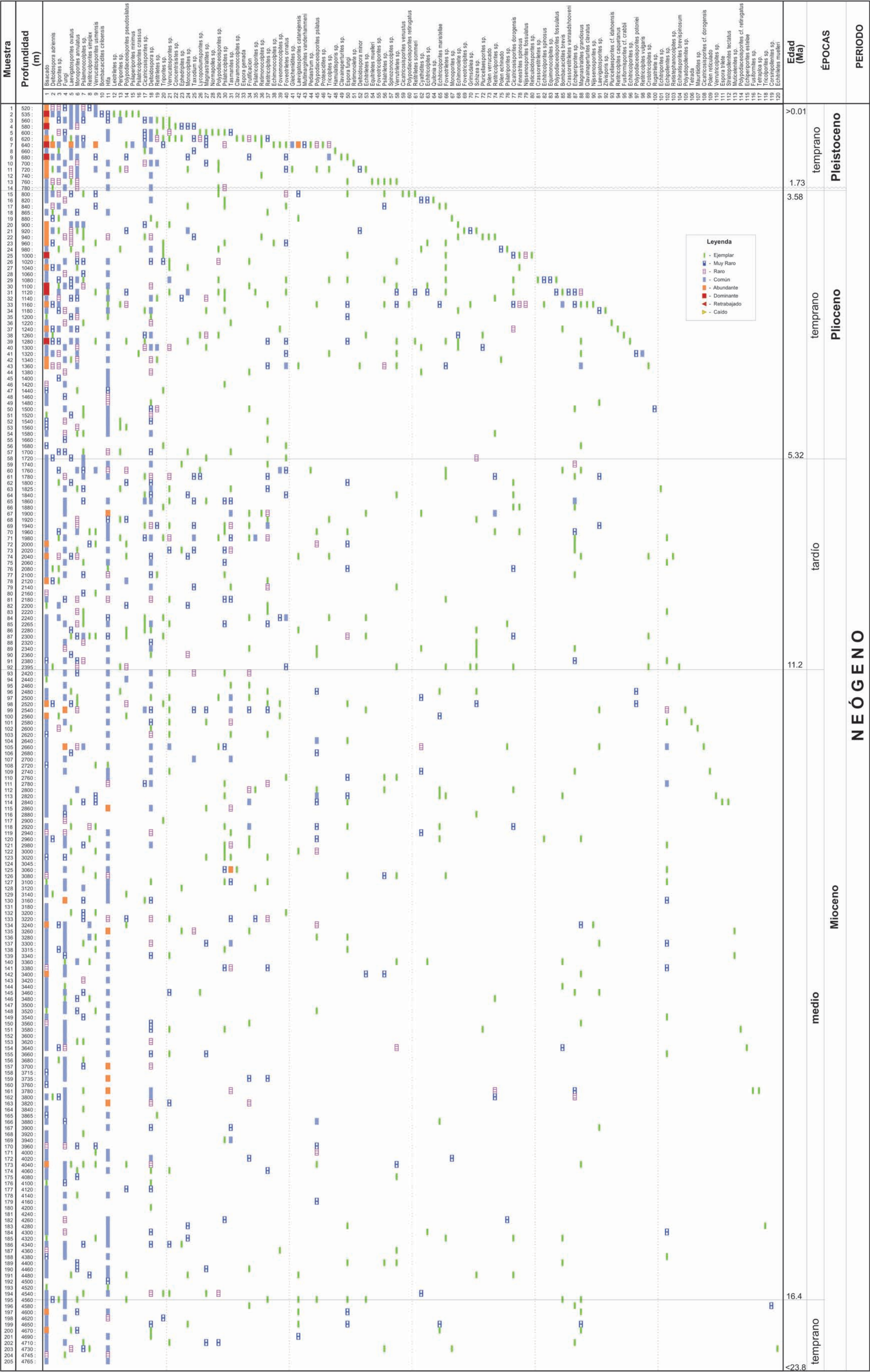


Tabla II. Distribución estratigráfica de 96 taxa marinos identificados en muestras de canal del pozo Sihini-1.

Muestra		Profundidad (m)			Edad (Ma)	ÉPOCAS		PERIODO		
1	520:		1	Aciclarca corada	Leyenda - Ejemplar - Muy Raro - Raro - Común - Abundante - Dominante - Retrabajado - Caldo	>0.01	temprano	Pleistoceno		
2	535:		2	Foraminifero enrollado		1.73				
3	560:		3	Leospira sp.						
4	580:		4	Leospira sp.						
5	600:		5	Leospira sp.						
6	620:		6	Leospira sp.						
7	640:		7	Leospira sp.						
8	660:		8	Leospira sp.						
9	680:		9	Leospira sp.						
10	700:		10	Leospira sp.						
11	720:		11	Leospira sp.						
12	740:		12	Leospira sp.						
13	760:		13	Leospira sp.						
14	780:		14	Leospira sp.						
15	800:		15	Leospira sp.	Leyenda - Ejemplar - Muy Raro - Raro - Común - Abundante - Dominante - Retrabajado - Caldo	3.58	temprano	Plioceno		
16	820:		16	Leospira sp.						
17	840:		17	Leospira sp.						
18	865:		18	Leospira sp.						
19	880:		19	Leospira sp.						
20	900:		20	Leospira sp.						
21	920:		21	Leospira sp.						
22	940:		22	Leospira sp.						
23	960:		23	Leospira sp.						
24	980:		24	Leospira sp.						
25	1000:		25	Leospira sp.						
26	1020:		26	Leospira sp.						
27	1040:		27	Leospira sp.						
28	1060:		28	Leospira sp.						
29	1080:		29	Leospira sp.						
30	1100:		30	Leospira sp.						
31	1120:		31	Leospira sp.						
32	1140:		32	Leospira sp.	Leyenda - Ejemplar - Muy Raro - Raro - Común - Abundante - Dominante - Retrabajado - Caldo	5.32	tardío	NEÓGENO		
33	1160:		33	Leospira sp.						
34	1180:		34	Leospira sp.						
35	1200:		35	Leospira sp.						
36	1220:		36	Leospira sp.						
37	1240:		37	Leospira sp.						
38	1260:		38	Leospira sp.						
39	1280:		39	Leospira sp.						
40	1300:		40	Leospira sp.						
41	1320:		41	Leospira sp.						
42	1340:		42	Leospira sp.						
43	1360:		43	Leospira sp.						
44	1380:		44	Leospira sp.						
45	1400:		45	Leospira sp.						
46	1420:		46	Leospira sp.						
47	1440:		47	Leospira sp.						
48	1460:		48	Leospira sp.						
49	1480:		49	Leospira sp.						
50	1500:		50	Leospira sp.						
51	1520:		51	Leospira sp.						
52	1540:		52	Leospira sp.						
53	1560:		53	Leospira sp.						
54	1580:		54	Leospira sp.						
55	1600:		55	Leospira sp.						
56	1620:		56	Leospira sp.						
57	1640:		57	Leospira sp.						
58	1660:		58	Leospira sp.						
59	1680:		59	Leospira sp.						
60	1700:		60	Leospira sp.						
61	1720:		61	Leospira sp.						
62	1740:		62	Leospira sp.						
63	1760:		63	Leospira sp.						
64	1780:		64	Leospira sp.						
65	1800:		65	Leospira sp.						
66	1825:		66	Leospira sp.						
67	1840:		67	Leospira sp.						
68	1860:		68	Leospira sp.						
69	1880:		69	Leospira sp.						
70	1900:		70	Leospira sp.						
71	1920:		71	Leospira sp.						
72	1940:		72	Leospira sp.						
73	1960:		73	Leospira sp.						
74	1980:		74	Leospira sp.						
75	2000:		75	Leospira sp.						
76	2020:		76	Leospira sp.						
77	2040:		77	Leospira sp.						
78	2060:		78	Leospira sp.						
79	2080:		79	Leospira sp.						
80	2100:		80	Leospira sp.						
81	2120:		81	Leospira sp.						
82	2140:		82	Leospira sp.						
83	2160:		83	Leospira sp.						
84	2180:		84	Leospira sp.						
85	2200:		85	Leospira sp.						
86	2220:		86	Leospira sp.						
87	2240:		87	Leospira sp.						
88	2265:		88	Leospira sp.						
89	2280:		89	Leospira sp.						
90	2300:		90	Leospira sp.						
91	2320:		91	Leospira sp.						
92	2340:		92	Leospira sp.						
93	2360:		93	Leospira sp.						
94	2380:		94	Leospira sp.						
95	2395:		95	Leospira sp.						
96	2420:		96	Leospira sp.	Leyenda - Ejemplar - Muy Raro - Raro - Común - Abundante - Dominante - Retrabajado - Caldo	11.2	medio			
97	2440:		97	Leospira sp.						
98	2460:		98	Leospira sp.						
99	2480:		99	Leospira sp.						
100	2500:		100	Leospira sp.						
101	2520:		101	Leospira sp.						
102	2540:		102	Leospira sp.						
103	2560:		103	Leospira sp.						
104	2580:		104	Leospira sp.						
105	2600:		105	Leospira sp.						
106	2620:		106	Leospira sp.						
107	2640:		107	Leospira sp.						
108	2660:		108	Leospira sp.						
109	2680:		109	Leospira sp.						
110	2700:		110	Leospira sp.						
111	2720:		111	Leospira sp.						
112	2740:		112	Leospira sp.						
113	2760:		113	Leospira sp.						
114	2780:		114	Leospira sp.						
115	2800:		115	Leospira sp.						
116	2820:		116	Leospira sp.						
117	2840:		117	Leospira sp.						
118	2860:		118	Leospira sp.						
119	2880:		119	Leospira sp.						
120	2900:		120	Leospira sp.						
121	2920:		121	Leospira sp.						
122	2940:		122	Leospira sp.						
123	2960:		123	Leospira sp.						
124	2980:		124	Leospira sp.						
125	3000:		125	Leospira sp.						
126	3020:		126	Leospira sp.						
127	3045:		127	Leospira sp.						
128	3060:		128	Leospira sp.						
129	3080:		129	Leospira sp.						
130	3100:		130	Leospira sp.						
131	3120:		131	Leospira sp.						
132	3140:		132	Leospira sp.						
133	3160:		133	Leospira sp.						
134	3180:		134	Leospira sp.						
135	3200:		135	Leospira sp.						
136	3220:		136	Leospira sp.						
137	3240:		137	Leospira sp.						
138	3260:		138	Leospira sp.						
139	3280:		139	Leospira sp.						
140	3300:		140	Leospira sp.						
141	3315:		141	Leospira sp.						
142	3340:		142	Leospira sp.						
143	3360:		143	Leospira sp.						
144	3380:		144	Leospira sp.						
145	3400:		145	Leospira sp.						
146	3420:		146	Leospira sp.						
147	3440:		147	Leospira sp.						
148	3460:		148	Leospira sp.						
149	3480:	149	Leospira sp.							
150	3500:	150	Leospira sp.							
151	3520:	151	Leospira sp.							
152	3540:	152	Leospira sp.							
153	3560:	153	Leospira sp.							
154	3580:	154	Leospira sp.							
155	3600:	155	Leospira sp.							
156	3620:	156	Leospira sp.							
157	3640:	157	Leospira sp.							
158	3660:	158	Leospira sp.							
159	3680:	159	Leospira sp.							
160	3700:	160	Leospira sp.							
161	3715:	161	Leospira sp.							
162	3735:	162	Leospira sp.							
163	3760:	163	Leospira sp.							
164	3780:	164	Leospira sp.							
165	3800:	165	Leospira sp.							
166	3820:	166	Leospira sp.							
167	3840:	167	Leospira sp.							
168	3865:	168	Leospira sp.							
169	3880:	169	Leospira sp.							
170	3900:	170	Leospira sp.							
171	3920:	171	Leospira sp.							
172	3940:	172	Leospira sp.							
173	3960:	173	Leospira sp.							
174	4000:	174	Leospira sp.							
175	4020:	175	Leospira sp.							
176	4040:	176	Leospira sp.							
177	4060:	177	Leospira sp.							
178	4080:	178	Leospira sp.							
179	4100:	179	Leospira sp.							
180	4120:	180	Leospira sp.							
181	4140:	181	Leospira sp.							
182	4160:	182	Leospira sp.							
183	4180:	183	Leospira sp.							
184	4200:	184	Leospira sp.							
185	4220:	185	Leospira sp.							
186	4240:	186	Leospira sp.							
187	4260:	187	Leospira sp.							
188	4280:	188	Leospira sp.							
189	4300:	189	Leospira sp.							
190	4320:	190	Leospira sp.							
191	4340:	191	Leospira sp.							
192	4360:	192	Leospira sp.							
193	4380:	193	Leospira sp.							
194	4400:	194	Leospira sp.							
195	4420:	195	Leospira sp.							
196	4440:	196	Leospira sp.							
197	4460:	197	Leospira sp.							
198	4480:	198	Leospira sp.							
199	4500:	199	Leospira sp.							
200	4520:	200	Leospira sp.							
201	4540:	201	Leospira sp.							
202	4560:	202	Leospira sp.							
203	4580:	203	Leospira sp.							
204	4600:	204	Leospira sp.							
205	4620:	205	Leospira sp.							
206	4640:	206	Leospira sp.							
207	4660:	207	Leospira sp.							
208	4680:	208	Leospira sp.							
209	4700:	209	Leospira sp.							
210	4720:	210	Leospira sp.							
211	4740:	211	Leospira sp.							
212	4765:	212	Leospira sp.							
213	4780:	213	Leospira sp.							
214	4800:	214	Leospira sp.							
215	4820:	215	Leospira sp.							
216	4840:	216	Leospira sp.							
217	4860:	217	Leospira sp.							
218	4880:	218	Leospira sp.							
219	4900:	219	Leospira sp.							
220	4920:	220	Leospira sp.							
221	4940:	221	Leospira sp.							
222	4960:	222	Leospira sp.							
223	4980:	223	Leospira sp.							
224	5000:	224	Leospira sp.							
225	5020:	225	Leospira sp.							
226	5040:	226	Leospira sp.							
227	5060:	227	Leospira sp.							
228	5080:	228	Leospira sp.							
229	5100:	229	Leospira sp.							
230	5120:	230	Leospira sp.							
231	5140:	231	Leospira sp.							
232	5160:	232	Leospira sp.							
233	5180:	233	Leospira sp.							
234	5200:	234	Leospira sp.							
235	5220:	235	Leospira sp.							
236	5240:	236	Leospira sp.							
237	5260:	237	Leospira sp.							
238	5280:	238	Leospira sp.							
239	5300:	239	Leospira sp.							
240	5320:	240	Leospira sp.							
241	5340:	241	Leospira sp.							
242	5360:	242	Leospira sp.							
243	5380:	243	Leospira sp.							
244	5400:	244	Leospira sp.							
245	5420:	245	Leospira sp.							
246	5440:	246	Leospira sp.							
247	5460:	247	Leospira sp.							
248	5480:	248	Leospira sp.							
249	5500:	249	Leospira sp.							
250	5520:	250	Leospira sp.							
251	5540:	251	Leospira sp.							
252	5560:	252	Leospira sp.							
253	5580:	253	Leospira sp.							
254	5600:	254	Leospira sp.							
255	5620:	255	Leospira sp.							
256	5640:	256	Leospira sp.							
257	5660:	257	Leospira sp.							
258	5680:	258	Leospira sp.							
259	5700:	259	Leospira sp.							
260	5720:	260	Leospira sp.							
261	5740:	261	Leospira sp.							
262	5760:	262	Leospira sp.							
263	5780:	263	Leospira sp.							
264	5800:	264	Leospira sp.							
265	5820:	265	Leospira sp.							
266	5840:	266	Leospira sp.							
267	5860:	267	Leospira sp.							
268	5880:	268	Leospira sp.							
269	5900:	269	Leospira sp.							
270	5920:	270	Leospira sp.							
271	5940:	271	Leospira sp.							
272	5960:	272	Leospira sp.							
273	5980:	273	Leospira sp.							
274	6000:	274	Leospira sp.							
275	6020:	275	Leospira sp.							
276	6040:	276	Leospira sp.							
277	6060:	277	Leospira sp.							
278	6080:	278	Leospira sp.							
279	6100:	279	Leospira sp.							
280	6120:	280	Leospira sp.							
281	6140:	281	Leospira sp.							
282	6160:	282	Leospira sp.							
283	6180:	283	Leospira sp.							
284	6200:	284	Leospira sp.							
285	6220:	285	Leospira sp.							
286	6240:	286	Leospira sp.							
287	6260:	287	Leospira sp.							
288	6280:	288	Leospira sp.							
289	6300:	289	Leospira sp.							
290	6320:	290	Leospira sp.							
291	6340:	291	Leospira sp.							
292	6360:	292	Leospira sp.							
293	6380:	293	Leospira sp.							
294	6400:	294	Leospira sp.							
295	6420:	295	Leospira sp.							
296	6440:	296	Leospira sp.							
297	6460:	297	Leospira sp.							
298	6480:	298	Leospira sp.							
299	6500:	299	Leospira sp.							
300	6520:	300	Leospira sp.							
301	6540:	301	Leospira sp.							
302	6560:	302	Leospira sp.							
303	6580:	303	Leospira sp.							
304	6600:	304	Leospira sp.							
305	6620:	305	Leospira sp.							
306	6640:	306	Leospira sp.							
307										