



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**Bioestratigrafía y ambiente de depósito de la
formación Tepetate en el área de Las Pocitas,
Baja California Sur, México.**

**T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
B I Ó L O G A
P R E S E N T A :
ADRIANA YANET MIRANDA MARTÍNEZ**



FACULTAD DE CIENCIAS
UNAM

DIRECTORA DE TESIS: DRA. ANA LUISA CARREÑO

2005



FACULTAD DE CIENCIAS
SECCION ESCOLAR

m.347082



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.
NOMBRE: Adriana Yanet Miranda Martínez
FECHA: 22-Agosto-05
FIRMA: Adriana Yanet

ACT. MAURICIO AGUILAR GONZÁLEZ
Jefe de la División de Estudios Profesionales de la
Facultad de Ciencias
Presente

Comunicamos a usted que hemos revisado el trabajo escrito:

“Bioestratigrafía y ambiente de depósito de la formación Tepetate en el área de Las Pocitas, Baja California Sur, México”
realizado por Adriana Yanet Miranda Martínez

con número de cuenta 09627646-2, quien cubrió los créditos de la carrera de:
Biología

Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

Atentamente

Directora de Tesis

Propietario

Dra. Ana Luisa Carreño

Ana Luisa Carreño

Propietario

Dra. María del Carmen Perrilliat Montoya

Ma. Carm Perrilliat

Propietario

Dr. Raúl Gío Argáez

[Signature]

Suplente

Dr. Sergio Rafael Silvestre Cevallos Ferriz

Sergio Cevallos

Suplente

M. en C. Rosa María de Lourdes Omaña Pulido

Rosa Ma Omaña

Consejo Departamental de Biología

FACULTAD DE CIENCIAS



UNIDAD DE ENSEÑANZA
DE BIOLOGÍA

[Signature]
M. en C. Juan Manuel Rodríguez Chávez

**Bioestratigrafía y ambiente de depósito de la formación Tepetate en el
área de Las Pocitas, Baja California Sur, México.**

AGRADECIMIENTOS

A la *Universidad Nacional Autónoma de México* por brindarme la oportunidad de integrarme a una de sus mejores carreras: Biología.

Al Dr. Gustavo Tolson J., Director del Instituto de Geología, por su apoyo en la obtención de una beca de tesis terminal.

A mi asesora, Dra. Ana Luisa Carreño, por apoyarme, aconsejarme en todo momento y por “cortarme las orejas” cada vez que lo merecía, pero, sobre todo, por contagiarme su amor por la investigación y la Baja California.

A la M. en C. Lourdes Omaña por su valiosa y dedicada colaboración al revisar de manera detallada la identificación de los foraminíferos estudiados, así como por los enriquecedores comentarios realizados a este escrito.

A los miembros del jurando: Dra. María del Carmen Perrilliat, Dr. Sergio Cevallos, Dr. Raúl Gío y M. en C. Lourdes Omaña por el tiempo empleado en la revisión de esta tesis y por sus invaluable recomendaciones mis más sincero agradecimiento.

Gracias a las maestras Margarita Reyes y Sonia Ángeles por orientarme y enseñarme la técnica para fotografiar microfósiles en el microscopio electrónico. Mil gracias al Sr. Antonio Altamira, por la paciencia y tiempo dedicado en la preparación del material fotográfico. Al Biól. Edgar Juárez por ayudarme a entender conceptos de la Geología y por sus atinadas sugerencias. Agradezco a la Sra. Magdalena Alcayde por aclarar dudas que surgían en el camino y revisar parte de este escrito. A los chicos de computo Rosario Flores y Francisco Montaña por el apoyo proporcionado.

Al Dr. Marcelo Aguilar por acercarme a la micropaleontología desde muy temprano, por la confianza depositada en mi y, sobre todo, por su amistad. A todos mis profesores de taller Marisol Montellano, Socorro Lozano, Ana Luisa Carreño, María del Carmen Perrilliat, Pedro García, Sergio Cevallos, José Luis Sánchez, Enrique González, Susana Sosa y Gerardo Álvarez por cada una de sus interesantes clases que aumentaron mi amor por la paleo.

A mis compañeros Carlos, Yanci, Violeta, Erandi, Edgar, Alex, Choche, Gerard, Rosa, Arturo, Tona, Emilio, Isra, Laura, Hugo, Magi, Iri, Pilar, Perla, que hicieron de mi estancia en el Instituto una de las mejores.

A todos los que me echaron porras en todo momento: Claus, Enriqueta, Aijosita, Belén, Nicté, Jesús, Amilcar, Ángel, al Doc. Helenes, Abel, Marianita, Glo, Vane, Dania y Erica.

A toda mi familia abuelos, tías, tíos, primos, y por supuesto, gracias a los cimientos de toda mi vida por su amor, apoyo, paciencia y comprensión: a mis padres Fermín y Silvia, a mis hermanas Silvia y Karlita y a mis dos pequeños sobrinos Saúl e Isaac. A Jonathan por acompañarme y apoyarme en esta aventura, mil gracias.

CONTENIDO

AGRADECIMIENTOS	III
RESUMEN	4
INTRODUCCIÓN	5
Trabajos previos	
MATERIAL Y MÉTODO	12
Área de estudio	
Trabajo de laboratorio	
Microscopio electrónico	
RESULTADOS	14
Descripción litológica	
Sistemática	
Conjunto de foraminíferos	
EDAD	17
AMBIENTE DE DEPÓSITO	22
DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	28
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	34
APÉNDICE 1	41
APÉNDICE 2	42
LÁMINA 1	46
LÁMINA 2	47
LÁMINA 3	48
LÁMINA 4	49

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localización del área de estudio.

Figura 2. Columna estratigráfica del núcleo Las Pocitas.

Figura 3. Diversidad de especies bentónicas contra diversidad de especies planctónicas por muestra.

Figura 4. Distribución de los foraminíferos planctónicos a lo largo del núcleo Las Pocitas.

Figura 5. Distribución de los foraminíferos bentónicos a lo largo del núcleo Las Pocitas.

Figura 6. Alcances estratigráficos de las especies planctónicas identificadas.

Figura 7. Clasificación de ambientes marinos y perfil batimétrico establecidos por Hedgpeth (1957); tomado de Ingle (1980).

Figura 8. Rangos batimétricos según Ingle (1980), para especies bentónicas selectas presentes en el núcleo Las Pocitas.

Figura 9. Edades y ambientes de depósito establecidos para la formación Tepetate.

RESUMEN

Con el propósito de contribuir a precisar la edad y el ambiente de depósito de la formación Tepetate, se analiza el conjunto de foraminíferos planctónicos y bentónicos presente en muestras de núcleo de un pozo perforado en la localidad de Las Pocitas, Baja California Sur. La utilización de los alcances estratigráficos de las especies planctónicas, permitió reconocer un conjunto equivalente a la Biozona P9 *Planorotalites palmerae-Acarinina pentacamerata* de acuerdo al esquema zonal propuesto por Premoli-Silva *et al.* (2003) correspondiente al Eoceno temprano tardío entre 50.4 y 49 Ma según la calibración de la biozona equivalente de Berggren *et al.* (1995). Basado en el estudio del conjunto de foraminíferos bentónico, se infiere que el depósito de estas rocas se realizó a una profundidad de por lo menos 500 m, en el dominio batial medio superior en la parte media del talud continental, bajo regímenes deposicionales de aguas templado-cálidas. Se considera que este núcleo no representa a la unidad en su totalidad; sin embargo, no se descarta que la formación Tepetate se haya depositado en un intervalo de tiempo mayor, representando una gama heterogénea de facies.

ABSTRACT

With the purpose of contributing to constrain the age and the depositional paleoenvironmental conditions of the Tepetate formation, a foraminiferal assemblage is analyzed recovered from an exploration well located at the Las Pocitas locality, Baja California Sur. The stratigraphic ranges of present planktonic species throughout the section, made possible the recognition of an assemblage equivalent to *Planorotalites palmerae-Acarinina pentacamerata* Zone P9 of Premoli-Silva *et al.* (2003), which according with Berggren *et al.* (1995) situates this part of the unit in the lower Eocene between 50.4-49 Ma. The benthic foraminiferal association suggests a middle upper bathyal deposit in the middle slope at least 500 m deep, under temperate-warm water mass regimes. The results here presented suggest that the studied section constitutes only a part of the Tepetate formation, although the idea that the Tepetate formation was deposited during a large span of time and that it includes also a great variety of facies is feasible.

INTRODUCCIÓN

La península de Baja California es considerada una de las regiones más importantes de nuestro país, debido a la riqueza de recursos minerales, así como por su vasta diversidad de fauna, flora y fósiles. Es la única parte del territorio mexicano que no pertenece a la Placa Norteamericana sino a la Placa del Pacífico, lo cual la ubica en un margen activo que ha modelado y modelará su geografía a través del tiempo. Por lo anterior, la península de Baja California tiene ciertas características tectónicas, climáticas, biológicas, geológicas y biogeográficas únicas, que hacen de ella un objeto de estudio para muy variadas disciplinas.

Según Mina-Uhink (1957) los primeros estudios de la península se remontan a las expediciones realizada por Francisco de Ulloa, quien descubre en 1537 la naturaleza peninsular de Baja California, en 1602 Sebastián Vizcaíno explora la costa del Pacífico, en donde describe y levanta mapas, encabezando la primera expedición con fines científicos. Posteriormente, Miguel del Barco (1770) documenta en su obra aspectos etnológicos y lingüísticos propios de la península, así como una descripción de la fauna, flora, fósiles y recursos minerales. Otra de las obras importantes es la de Francisco Xavier Clavijero (1789), considerado uno de los primeros historiadores mexicanos de importancia que sin haber visitado Baja California publica su obra *Historia de la Antigua Baja California*, donde compila notas de la vida y costumbres de las antiguas culturas que poblaban la región.

Hacia finales del siglo XIX varios científicos se dieron a la tarea de realizar investigaciones geológicas en esta zona con la intención de explotar sus ricos recursos minerales. Gabb (*en* Beal, 1948) publica en 1869 el primer informe geológico documentando en su obra las observaciones realizadas a lo largo de toda la península. Darton (1921) realiza el primer trabajo con fines petroleros en el área y describe, de manera muy general, la geología de la península. Un año después, Heim (1922) describe las rocas correspondientes al Paleógeno y Neógeno de la parte sur de la península y nombra por primera vez a las formaciones Tepetate, Purísima Nueva, Cuesta y Salada.

Beal (1924) comisionado por la Marland Oil Company escribe un pequeño informe anónimo sobre la exploración geológica de Baja California. Más tarde en 1948 este autor publica uno de los trabajos más completos y quizá uno de los más importantes sobre la geología peninsular, donde describe ampliamente las unidades litoestratigráficas del Cretácico al Plioceno, mapea gran parte

de Baja California, propone las posibles condiciones para la explotación económica de la región y publica el primer mapa geológico.

En 1943 Petroleros Mexicanos explora la región sur de la península con fines petroleros, siendo Mina-Uhink (1957) quien publica estos resultados catorce años después. En este trabajo se describen las unidades hasta ese momento estudiadas y se divide para su estudio a la mitad sur de la península en tres subregiones geológicas: Sierra La Giganta, Subcuencas de Vizcaíno y de Purísima-Iray y Región del Cabo.

Lozano-Romen (1975) realiza una evaluación de los hidrocarburos y propone las condiciones para su posible explotación en la península, basado en la semejanza geológica de sus artesas con las del Valle Grande en Alta California, que era un gran productor de hidrocarburos.

La configuración de la península ha cambiado a través del tiempo debido a la actividad que existe entre las placas tectónicas que le conciernen. Hasta antes de 1915 se concebían masas continentales estáticas y pasivas, siendo en este año cuando se expone por vez primera la teoría de deriva continental y hasta los años 60 cuando se desarrolla el concepto de tectónica de placas, por lo que este conocimiento se fue integrando de manera gradual al estudio geológico de la península, siendo ahora un factor clave para poder entender su evolución así como también muchos de los procesos biológicos que en ella se llevan a cabo.

Existen evidencias que indican que durante el Eoceno temprano la península se encontraba, antes de la abertura del Golfo de California, adyacentemente suturada al norte del macizo mexicano (Flynn *et al.*, 1989; Hausback, 1984). En este tiempo, cuando Baja California aún era un borde continental estable, recibía los sedimentos volcánicos provenientes de la actividad del arco volcánico que entonces formaba la Sierra Madre Occidental (Hausback, 1984).

Muchos de estos trabajos, realizados para explicar la historia de la península, tienen sus bases en estudios geológicos y paleontológicos. Por lo que es indispensable conocer las unidades litoestratigráficas del área.

Este estudio analiza un núcleo que incluye parte de la formación Tepetate, una de las unidades más importantes de Baja California, ya que representa a las rocas marinas paleógenas más antiguas de la península (Heim, 1922). La edad y el ambiente de depósito de la formación han sido interpretadas de manera diferente por varios autores, estableciendo un intervalo de edad para la unidad del Cretácico Tardío al Eoceno medio y ambientes de depósito muy heterogéneos.

Se le considera como una unidad formacional válida, al menos para el área en que fue originalmente establecida. Sin embargo, por haber sido designada antes del establecimiento de la normatividad y publicación del Código de Nomenclatura Estratigráfica, al igual que otras unidades estratigráficas marinas del Paleógeno y Neógeno de Baja California Sur, se considera en términos estrictos como un unidad informal por carecer de una descripción y caracterización formal, una localidad tipo y mapeo, entre otros requisitos. Por lo que de acuerdo con Carreño (1993) es necesario llevar a cabo una redescipción y revisión de la unidad siguiendo el Código Estratigráfico Norteamericano 1983 (1984), actualmente vigente.

Con el propósito de contribuir a fechar con mayor precisión y determinar el ambiente de depósito de esta unidad, se llevó a cabo un estudio bioestratigráfico y paleoambiental, con base en el conjunto de foraminíferos planctónicos y bentónicos presentes en muestras de núcleo, obtenidas de un pozo perforado en el área de Las Pocitas asignado a la formación Tepetate.

Se espera aportar de esta manera, conocimiento sobre la bioestratigrafía y relaciones laterales de la unidad que sirvan de apoyo para futuras correlaciones entre las unidades litoestratigráficas paleógenas de la península y así poder actualizar y/o complementar lo consignado por otros autores.

Trabajos previos

La formación Tepetate es una unidad litoestratigráfica compuesta por una secuencia de rocas sedimentarias de origen marino poco estudiada y citada en la literatura de la Baja California.

La primera descripción de la unidad es realizada por Darton (1921), que sin dar un nombre a la formación, describe de manera muy breve las rocas expuestas en arroyo Salada y arroyo Colorado en las inmediaciones de rancho Tepetate (Fig. 1), como arenisca gris claro, con una inclinación de 3° a 5°. Atribuye un espesor de la unidad de por lo menos 3000 pies y con base en la presencia de abundantes restos de equinodermos y foraminíferos, asigna una edad del Eoceno, sin determinar un ambiente de depósito.

Heim (1922) denomina por primera vez como formación Tepetate a los afloramientos de origen marino contiguos a rancho Tepetate en arroyo Colorado, dando este nombre a la unidad debido a la coloración rojiza de la roca que predomina en la zona. Describe cuatro secciones en diferentes áreas sin establecer formalmente una localidad tipo para la unidad: una localizada cerca de rancho Tepetate, otra al este de la isla Santa Margarita y dos más cerca de rancho San Hilario.

Define a la formación como una unidad poco plegada, que infrayace discordantemente a la formación Salada, constituida por arenisca suave verdosa, arenisca gris bien estratificada y por lutita verde a violeta de varios cientos de pies de espesor y con una inclinación de 4° al noreste. Sugiere un espesor para la unidad de 1000 m. Menciona la presencia de macroforaminíferos entre los que destaca *Discocyclina (Orthophragmina) pratti* Michelin, con el que determina una edad Eoceno tardío y un paleoambiente de plataforma.

Beal (1948) realiza uno de los trabajos más extensos sobre esta unidad describiéndola en tres áreas cercanas a las costas del Pacífico: una que abarca de Punta San Isidro hasta el sudoeste de Punta Canoas y la segunda ubicada cerca del desierto de Santa Clara, ambas localizadas en Baja California y reconocidas posteriormente por Lozano-Romen (1975) como pertenecientes a las formaciones Sepultura y Bateque respectivamente. La tercera zona, la única localidad que corresponde a la formación Tepetate, localizada al este y sudeste de la Bahía Magdalena en Baja California Sur, es donde el autor describe dos secciones, una en arroyo Salada y otra en las inmediaciones de rancho Tepetate. Beal (1948) argumenta que la formación muestra fuertes evidencias de haber sido depositada en un ambiente somero del tipo deltáico y cercano a la costa, estableciendo una edad para los sedimentos del Paleoceno al Eoceno. Sugiere que las localidades ubicadas al norte de la zona de distribución de la formación, contienen las rocas más antiguas asignadas a la formación Tepetate con una edad del Paleoceno y las localidades ubicadas al sur-meridional de esta zona representan depósitos más recientes de la unidad, pertenecientes al Eoceno.

Mina-Uhink (1957) estudia a la formación Tepetate, ubicándola dentro de la Subcuenca Purísima-Iray y delimitando su área de afloramiento desde el rancho de Santa Rita hasta el arroyo de El Conejo (Fig. 1), propone como afloramiento típico, el estudiado por Heim (1922) en la localidad de Arroyo Colorado. Sugiere una edad del Paleoceno al Eoceno medio basado en el estudio de dos secciones, una ubicada en arroyo de Liebres y otra al sureste de Pénjamo, sobre el cauce de arroyo Colorado. Determina un paleoambiente de plataforma, ocasionalmente costero y localmente con condiciones deltáicas. Define y nombra a la formación Bateque, ubicada en la Cuenca Vizcaíno, como una unidad con depósitos característicos de ambientes someros, con una edad delimitada al Eoceno medio y equivalente, en parte, a la formación Tepetate.

Según Minch y Leslie (1979) el primer estudio micropaleontológico formal lo realiza Knappe en 1974, en afloramientos localizados en arroyo Datilar (Fig. 1) y arroyo El Conejo,

asignando una edad del Eoceno temprano al Eoceno medio, con base en el reconocimiento de las biozonas *Morozovella formosa formosa*, *Morozovella aragonensis*, *Acarinina pentacamerata* y *Hantkenina nuttalli* del esquema zonal propuesto por Bolli (1966). Basado en el conjunto de foraminíferos bentónicos Knappe (1974 en Minch y Leslie, 1979) asigna una edad equivalente a los pisos Penutiano y Ulatisiano establecidos para el área de California y considera un ambiente de depósito de talud medio y superior debido a la presencia de los géneros *Anomalinoidea*, *Bulimina*, *Cibicidoides*, *Bathysiphon*, *Gyroidina*, *Siphogenerina*, *Trifarina* y *Osangularia*.

Uno de los trabajos más importantes sobre la formación Tepetate es el de Fulwider (1976) quien analiza dos secciones, una localizada en arroyo Salada y otra en arroyo Colorado. Siguiendo el esquema de Stainforth *et al.* (1975), identifica las biozonas de *Morozovella trinidadensis*, *Globanomalina pseudomenardii*, *Morozovella velascoensis*, *Morozovella subbotinae*, *Morozovella formosa formosa*, *Morozovella aragonensis*, *Globigerinatheka senni* y *Acarinina pentacameratus*, sugiriendo una edad del Paleoceno temprano al Eoceno temprano. Fulwider (1976) reconoce dos hiata representados por la ausencia de la Zona de *Globorotalia pseudobulloides* (Paleoceno temprano) y de las zonas de *Morozovella uncinata*, *Morozovella angulata* y *Morozovella pusilla pusilla* del Paleoceno medio. Debido a la presencia de *Tetralithus nitidus* Martin, *Watznauria barnesae* (Black), *Watznauria biporta* Bukry y *Arkhangeliskiella cymbiformis* Vekshira en una muestra de nanoplanctón calcáreo proveniente de la sección Arroyo Salada, Fulwider (1976) amplía la edad de la formación al Cretácico Tardío (Maastrichtiano). Este autor propone un paleoambiente de talud medio a superior con posibles condiciones de baja oxigenación sugeridas por las especies bentónicas presentes, e interpreta basado en la litología y en las estructuras sedimentarias, la presencia de un subambiente de un complejo de abanico submarino. Una de las aportaciones más importantes de este estudio, es la división de la formación Tepetate en tres miembros: *cannonball*, *interbedded* y *crossbedded*.

Coleman (1979) realiza un análisis bioestratigráfico basado en nanoplanctón calcáreo con material proveniente de las mismas secciones estudiadas por Fulwider (1976), donde reafirma la edad establecida por este autor del Cretácico Tardío al Eoceno temprano. Reconoce las biozonas de *Cruciplacolithus tenuis* y *Discoaster mohleri*, como exclusivas de la sección arroyo Salada y las biozonas de *Fasciculithus tympaniformis*, *Heliolithus kleinPELLI*, *Heliolithus riedeli*, *Discoaster multiradiatus*, *D. diastypus*, *Tribrachiatulus orthostylus* y *Discoaster lodoensis* presentes en ambas secciones.

Galli-Olivier *et al.* (1986) describen a la formación Tepetate en las inmediaciones de arroyo El Conejo, asumiendo la misma edad establecida por Fulwider (1976) y determinan un ambiente de talud continental sugerido por la litología y las estructuras sedimentarias reconocidas. Dichas estructuras, indican un paleoambiente con corrientes de fondo intermitentes, de alta densidad y energía, donde la erosión parece haber sido dominante, lo cual corresponde a un subambiente de canal o valle submarino, con una batimetría mayor a los 1000 m.

Trabajando en la misma área de El Conejo, Vázquez-García (1996) describe de manera detallada dos secciones, donde reporta con base en macro y microfósiles, una edad de Paleoceno tardío al Eoceno temprano. Distingue varias facies sedimentarias representativas de una secuencia marina regresiva, que abarcan desde depósitos de ambientes de plataforma interna a la playa frontal superior, en un margen tectónicamente activo, con influencia de tormenta. Menciona e identifica foraminíferos planctónicos y bentónicos en su trabajo, sin incluir la distribución de los mismos dentro de las secciones. Reconoce a *Pseudophragmina (Proporocyclina) flintensis* (Cushman) como un elemento alóctono dentro de la secuencia, ya que son fósiles típicos de ambientes lagunares.

En este mismo año Vázquez-García y Schwennicke (1996), identifican en las localidades del Conejo y Aguajito la existencia de paleocanales y sugieren que éstos fueron formados por flujos de retorno de fondo en la plataforma continental originados durante fuertes tormentas.

En la cañada El Canelo, en una sección representativa del Eoceno temprano tardío, Perrilliat (1996) documenta en la formación Tepetate la presencia de gasterópodos tropicales propios de aguas someras y cálidas, pertenecientes a los géneros *Campanile* y *Gisortia*. Elementos que comparte con la formación Bateque y que fueron reportados con anterioridad por Squires y Demetron (1992, 1994).

Otro de los estudios concernientes a la formación Tepetate es el realizado por Ledesma-Vázquez *et al.* (1999), donde presentan un estudio sedimentológico y petrográfico de una sección localizada en arroyo Colorado en los alrededores de rancho Tepetate. Sugieren un ciclo regresivo-transgresivo-regresivo en un mar somero hasta la plataforma externa, con evidencias de eventos de tormenta. Por medio del análisis modal de las areniscas sugieren la presencia de un basamento local levantado o de un arco magmático fuertemente disectado.

Con la intención de aportar elementos que permitan el establecimiento formal de una sección tipo de la formación Tepetate, Guerrero-Arenas (1998) y Carreño *et al.* (2000), realizan

un análisis litoestratigráfico y micropaleontológico en la misma área estudiada por Ledesma-Vázquez *et al.* (1999), estableciendo que esta sección representa sólo una parte de esta unidad, por lo que no es recomendable manejarla como localidad tipo como lo había sugerido Mina-Uhink (1957). Guerrero-Arenas (1998) y Carreño *et al.* (2000), concluyen que la sección estudiada se depositó durante el Eoceno inferior tardío y el Eoceno medio temprano, en un intervalo entre 51.3 a 48.4 Ma, reconociendo las zonas de *Acarinina pentacamerata* y *Hantkenina nuttalli* según el esquema zonal de Toumarkine y Luterbacher (1985). Sugieren un ambiente de plataforma interna y externa, con evidencias de eventos de tormenta, cuya secuencia se depositó dentro de un ciclo transgresivo-regresivo-transgresivo.

Pocos han sido los autores que se han dedicado al estudio de la formación en el área de Las Pocitas (Fig. 1). Pérez-Venzor y Carreño (1995) describen de manera muy somera algunas columnas litológicas en el área de Las Pocitas, que corresponden y representan diferentes niveles estratigráficos y facies de las formaciones Tepetate, El Cien y Comondú.

Ledesma-Vázquez *et al.* (1999) analizan una sección en la localidad de Las Pocitas donde interpretan que la unidad, en esta localidad, representa la facies distal de un abanico turbidítico que debió encontrarse al occidente de arroyo Colorado, depositado en el dominio batial superior a una profundidad de por lo menos 500m, evidenciado por la presencia del género *Gyroidina*. Proponen una dirección de transporte de los sedimentos hacia el oriente para la región comprendida de arroyo Colorado hacia Las Pocitas. Estos autores no proporcionan una edad para esta localidad debido a la ausencia de foraminíferos planctónicos índice, sin embargo reconocen la presencia de *Acarinina broedermanni* (Cushman & Bermúdez), cuyo alcance estratigráfico va de la Biozona de *Acarinina pentacamerata* (Eoceno inferior tardío) a la Biozona de *Morozovella lehneri* (Eoceno medio temprano-medio), de acuerdo con el esquema zonal estándar de Toumarkine y Luterbacher (1985). En el análisis micropaleontológico menciona la mala preservación y el transporte sufrido por los microfósiles.

MATERIAL Y MÉTODO

El material utilizado para la realización de este trabajo proviene del núcleo Las Pocitas, el sitio de perforación se ubica entre las coordenadas 24°24'00'' Lat. N y 111° 05'47'' Lon. W (Fig. 1), localizado en la población del mismo nombre, perteneciente al Municipio de La Paz, Baja California Sur, México. (Las Pocitas, Baja California Sur carta número G12C79, escala 1:50 000, CGSINEGI, 1983).

La perforación de 80 m, con una recuperación de 62 m de espesor de rocas sedimentarias, proporcionó un total de 56 muestras, cedidas por el Consejo de Recursos Hidráulicos del Estado de Baja California Sur a la Dra. Ana Luisa Carreño y que constituyen la base del presente estudio.

Trabajo de Laboratorio

Las muestras fueron procesadas siguiendo la técnica estándar para microfósiles calcáreos (Gonzalvo, 2002). El orden como fueron revisadas fue de la base a la cima de la sección.

El sedimento obtenido después del proceso de lavado, se examinó bajo el microscopio estereoscópico Olympus (SZH10), vaciando una pequeña cantidad de la muestra sobre una charola micropaleontológica. Con la ayuda de un pincel se realizó la selección de foraminíferos, que a su vez se montaron en placas Plummer.

Se realizó una evaluación cualitativa de abundancia y diversidad de las muestras estudiadas. Para determinar una abundancia relativa se realizó una comparación entre muestras de la abundancia total de foraminíferos presente, observando si la abundancia era menor o mayor que las muestras previamente observadas. También se evaluó en cada una de las muestras el subconjunto dominante dentro del conjunto de foraminíferos, es decir, si el subconjunto de especímenes bentónicos era más abundante que los planctónicos o viceversa.

Para estimar un valor aproximado de la diversidad por muestra, se contó el total de especies presentes, considerando este valor como la diversidad total y a partir de éste se estimaron los porcentajes de especies bentónicas y planctónicas presentes por cada muestra.

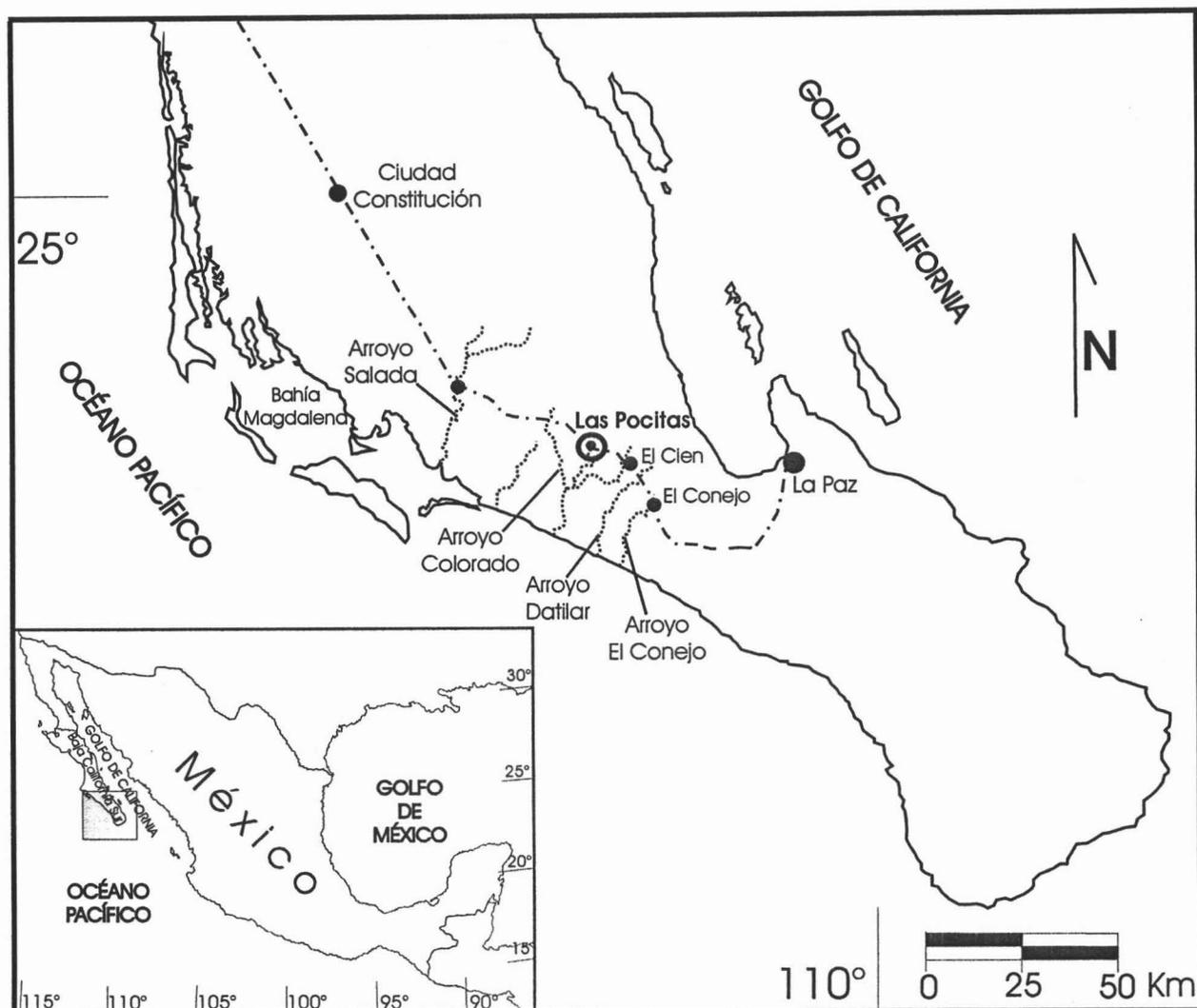


Figura 1. Localización del área de estudio.

Los foraminíferos se identificaron taxonómicamente a nivel de género según la clasificación de Loeblich y Tappan (1988). Para su identificación a nivel taxonómico específico se consultó una amplia variedad de literatura especializada. Los especímenes identificados se encuentran depositados en la colección micropaleontológica del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) bajo las siglas IGM--Mi.

Microscopio Electrónico de Barrido (MEB)

Los foraminíferos fueron fotografiados en el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB), para ello se montaron en portamuestras de aluminio con cinta negra de doble pegamento, donde se colocaron tomando en cuenta la vista más característica de cada especie. Una vez montados, se recubrieron aplicando una capa de oro y otra de carbón con un grosor aproximado de 200Å, usando para ello una ionizadora de cubrimiento fino Jeol JFC-1100 y una evaporadora Jeol JEE 4X. Posteriormente las muestras fueron introducidas para su observación en el Microscopio Electrónico de Barrido JEOL-335C propiedad del Instituto de Geología, UNAM. El microscopio dispone de una cámara automática con la cual se tomaron las fotomicrografías usando un rollo Kodak TMAX 100 ASA. Las fotos tomadas se registraron en la bitácora depositada en el Laboratorio de Micropaleontología.

RESULTADOS

Descripción litológica

La columna estratigráfica tiene un espesor total de 62 m (Fig. 2) que corresponde a un núcleo subdividido en tramos de longitud diferente. Se tomaron muestras en la base y en la cima de cada tramo del núcleo, sin seguir un criterio determinado, por lo que las 56 muestras no se presentan a intervalos constantes (Apéndice 1).

Se asume, por la continuidad observada en el registro fósil, que los contactos a lo largo de la columna estratigráfica son concordantes. Tomando esto en consideración, se describen en orden ascendente las unidades que constituyen esta columna.

En la base y parte media de la columna, de los 61.75 a los 10.5 m de profundidad, se presenta un paquete de limolita gris claro, fosilífera, con un espesor de 51.25 m constituida por cuarzo, ortoclasa, fragmentos líticos, feldespato potásico y micas (Juárez-Arriaga, *com. pers.*, 2004). En la parte inferior de esta unidad las rocas se caracterizan por tener una mayor proporción de limo, en contraste con las rocas que se encuentran en la parte media y superior de la columna. Se presentan fragmentos de vértebras de peces, moluscos y abundantes foraminíferos y ostrácodos.

Sobreyaciendo el paquete de limolita, se presenta una arenisca beige de grano fino, por encima de ésta se presenta una arenisca beige de grano medio. Los constituyentes principales de la arenisca en esta columna son cuarzo, ortoclasa, feldespato potásico, micas y fragmentos líticos.

Por encima del conjunto de arenisca se presenta una limolita arenosa, con las mismas características litológicas que la limolita situada en la base. Le sobreyace una coquina café, donde predominan los moluscos, seguida por una caliza. En la cima de la columna se presenta una arenisca beige de grano medio, poco consolidada.

Sistemática

Los foraminíferos se identificaron a nivel taxonómico de género según la clasificación de Loeblich & Tappan (1988). Para la identificación a nivel taxonómico específico de los foraminíferos planctónicos se recurrió a la revisión de varios autores: Bandy (1964), Berggren (1977), Blow (1979), Brönnimann (1952), Ciffeli (1972), Cushman (1925), Gohrbandt (1967), Le

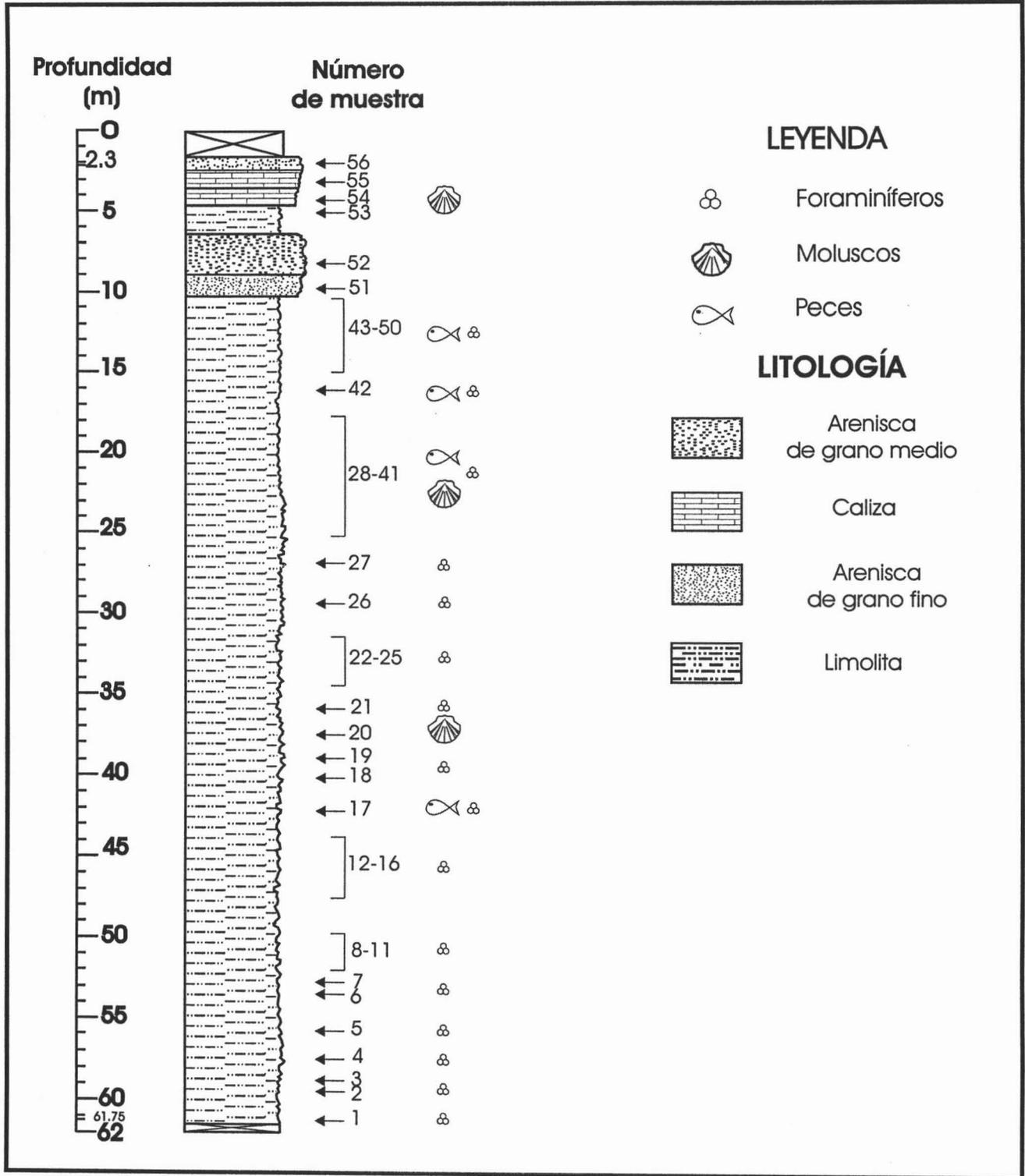


Figura 2. Columna estratigráfica del núcleo Las Pocitas.

Roy (1953), Loeblich & Tappan (1957), Martin (1943), Postuma (1971), Premoli-Silva *et al.* (2003), Stainforth *et al.* (1975) y Toumarkine & Luterbacher (1985). La identificación de los foraminíferos bentónicos se realizó con base en los trabajos de Bandy (1949), Cushman (1927), Cushman y McMasters (1936), Israelsky (1955), Mallory (1959) y Martin (1943).

Todos los especímenes identificados en este estudio han sido descritos ampliamente por otros autores, por lo que sólo se adjunta un listado de las especies bentónicas y planctónicas (Apéndice 2). Se identificaron 56 géneros de foraminíferos bentónicos y 11 géneros de planctónicos, los géneros con un mayor número de especies son *Lenticulina* (14), *Acarinina* (14), *Cibicides* (10), *Morozovella* (6), *Lagena* (6), *Subbotina* (5) y *Eponides* (4).

Se determinó la presencia de 151 especies y subespecies, dos de las cuales se dejaron en asignación aff. y cf. De las especies identificadas 118 pertenecen al conjunto de foraminíferos bentónicos y 33 al de planctónicos.

Conjunto de foraminíferos

Cincuenta y una de las 56 muestras, todas correspondientes al paquete de limolita, presentan un conjunto de microfósiles constituido por foraminíferos planctónicos, bentónicos y ostrácodos. El grado de preservación del conjunto es bueno, aunque en algunos casos hay especímenes rotos, con evidencia de disolución y/o recristalización.

Cualitativamente, el conjunto de foraminíferos muestra una mayor abundancia en las muestras 11, 35 y 41; y menor en las muestras 25 a 29. La diversidad más alta se registró en las muestras 5, 11, 13 y 36, en contraste con las muestras 28 y 51 con diversidad menor.

Las especies bentónicas siempre fueron más diversas que las planctónicas a lo largo de la columna estudiada, siendo más notable esta diversidad en las muestras 5, 18, 40 y 41. Las muestras 10, 11 y 36 tuvieron la mayor diversidad en especies planctónicas (Fig. 3).

A través de la columna el conjunto de foraminíferos no presenta una distribución constante, con excepción de las especies dominantes tales como *Planorotalites pseudoscutula* Glaessner y *Acarinina decepta* Martin entre los planctónicos (Fig. 4) y de *Anomalinoides judas* Martin, *Anomalinoides kennea* Martin, *Bolivina pisciformis* Galloway & Morrey, *Gyroidinoides soldanii* d'Orbigny *octocamerata* Cushman & Hanna, *Spiroloculina lamposa* Hussey y *Uvigerina lodoensis* Martin var. *miriamae* Mallory entre las especies bentónicas (Fig. 5).

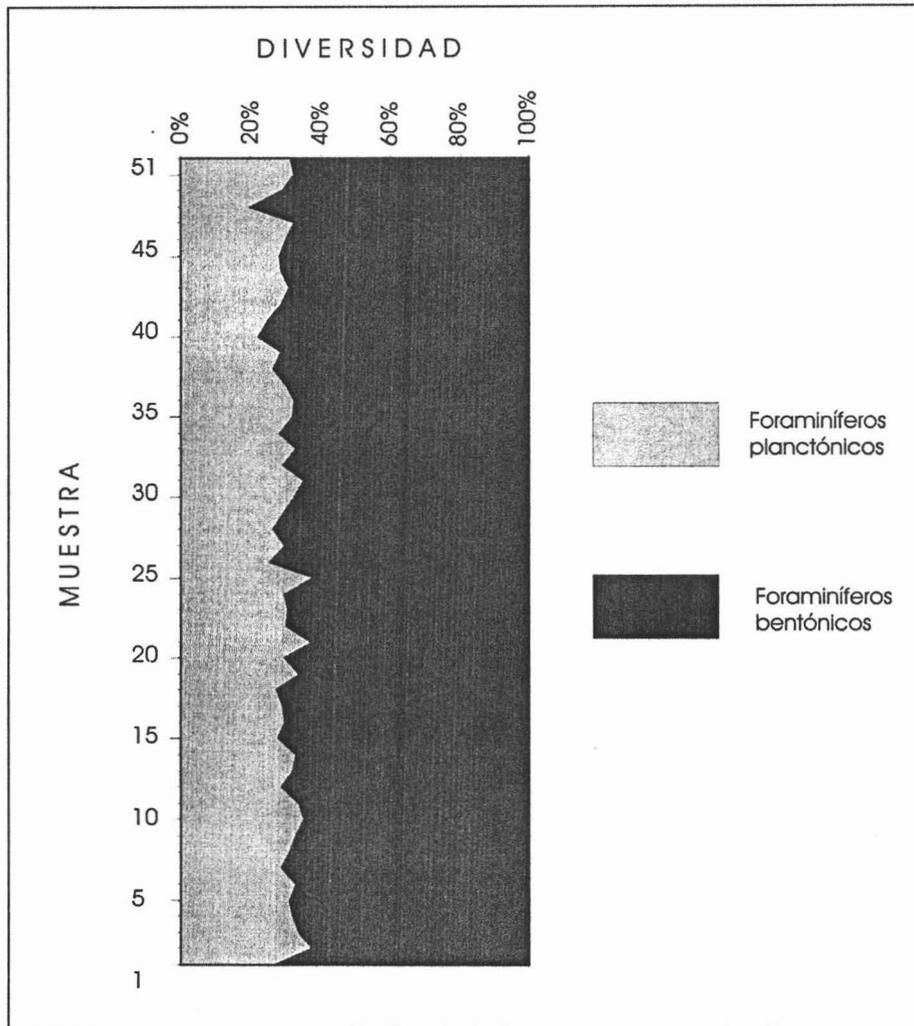


Figura 3. Diversidad de especies bentónicas contra diversidad de especies planctónicas por muestra.

Figura 4. Distribución de los foraminíferos planctónicos a lo largo del núcleo Las Pocías.

CENOZOICO		ERA
PALEÓGENO		PERÍODO
Eoceno		ÉPOCA
temprano		
Ypresiano		EDAD
Planorotalites palmerae - Acarinina pentacamerata (Parte superior)		Biozona Premoli-Silva, et al. (2003)
		MUESTRA
		FORAMINÍFEROS
	51	<i>Subbotina inaequispira</i>
	50	<i>Morozovella coronata</i>
	49	<i>Acarinina matthewsae</i>
	48	<i>Pseudohastigerina wilcoxensis</i>
	47	<i>Morozovella hispidocidaris</i>
	46	<i>Morozovella aragonensis</i>
	45	<i>Subbotina frontosa</i>
	44	<i>Acarinina cf. crassata densa</i>
	43	<i>Acarinina marksii</i>
	42	<i>Acarinina primitiva</i>
	41	<i>Globigerinatheka senni</i>
	40	<i>Guembelitrionides lozanoi</i>
	39	<i>Acarinina pentacamerata</i>
	38	<i>Acarinina pseudotopilensis</i>
	37	<i>Acarinina esnaensis</i>
	36	<i>Acarinina crassata var. densa</i>
	35	<i>Planorotalites pseudoscutula</i>
	34	<i>Igorina broedermanni</i>
	33	<i>Acarinina decepta</i>
	32	<i>Morozovella spinulosa</i>
	31	<i>Morozovella crassata</i>
	30	<i>Subbotina linaperta</i>
	29	<i>Morozovella caucasica</i>
	28	<i>Acarinina tribulosa</i>
	27	<i>Globanomalina planoconica</i>
	26	<i>Acarinina aquiensis</i>
	25	<i>Subbotina bagni</i>
	24	<i>Acarinina spinuloinflata</i>
	23	<i>Acarinina collactea</i>
	22	<i>Acarinina bullbrookii</i>
	21	<i>Planorotalites palmerae</i>
	20	<i>Globanomalina chapmani</i>
	19	<i>Subbotina eocaena</i>
	18	
	17	
	16	
	15	
	14	
	13	
	12	
	11	
	10	
	9	
	8	
	7	
	6	
	5	
	4	
	3	
	2	
	1	

EDAD

Con el conjunto de foraminíferos planctónicos se asignó una edad para la columna estratigráfica, mediante el reconocimiento de una biozona establecida según el esquema zonal sugerido por Premoli-Silva *et al.* (2003) y su equivalencia con el esquema de Berggren *et al.* (1995).

Los primeros esquemas zonales con foraminíferos planctónicos se realizaron al terminar la segunda guerra mundial con la finalidad de explotar los recursos petroleros de varios países. Desde entonces se han desarrollado esquemas que se apoyan en otras disciplinas como la magnetoestratigrafía y la geoquímica, para en conjunto obtener una mayor resolución cronológica dentro de la columna estratigráfica.

Existen varios esquemas zonales desarrollados, entre ellos se pueden citar los trabajos pioneros realizados por Bolli (1957) en Trinidad, correspondientes a la región del Caribe y el realizado por Subbotina (1953), quien fue la primera en proponer un esquema zonal para el Paleógeno en la Unión Soviética, sin que este trabajo llegará a tener una repercusión a nivel mundial debido al idioma en que fue publicado.

Posteriormente, Bolli (1966) modifica el esquema zonal que había desarrollado, e incluye zonas nuevas que caracterizaban intervalos ausentes o aún no reconocidos en Trinidad. A su vez Berggren (1969) utiliza datos paleomagnéticos para aplicar una escala de tiempo absoluto al esquema de Bolli (1966).

Blow, en 1969, desarrolla un esquema zonal semejante pero con más divisiones y basado en un mayor número de especies. Introduce la denotación P para indicar la pertenencia de las biozonas al Paleógeno y N para el Neógeno. En el mismo año Berggren (1969) publica un esquema zonal que abarca del Paleoceno hasta el Holoceno enumerando las biozonas pertenecientes al Paleógeno con los epítetos P1 a P22, haciendo referencia a un artículo que nunca se publicó encabezado por Blow & Berggren (*en* Toumarkine & Luterbacher, 1985).

Otros autores como Postuma (1971) y Stainforth *et al.* (1975) desarrollaron esquemas para su uso en la industria petrolera, basados en especies de fácil reconocimiento. Toumarkine & Luterbacher (1985), trabajando con el esquema zonal desarrollado por Bolli (1966), publican una zonación estándar para el Paleoceno y Eoceno, útil en altas y bajas latitudes.

Uno de los trabajos más recientes que contiene una actualización en los alcances estratigráficos de varias especies es el de Premoli-Silva *et al.* (2003), donde se combinan

esquemas zonales desarrollados por varios autores desde los años 50 para el Paleoceno-Eoceno en diferentes latitudes.

En la costa de California, se han propuesto algunos esquemas zonales basados en el estudio de foraminíferos bentónicos para su utilización a nivel local, como son los esquemas desarrollados por Kleinpell (1938) y Natland (*en* Ingle, 1980) para el Neógeno y por Mallory (1959) para el Paleógeno.

Este tipo de esquemas zonales se desarrollaron debido a la escasez de fauna planctónica y a la abundancia de especies bentónicas en las localidades estudiadas, siendo útil solamente para la correlación de las unidades o pisos a nivel local dentro de la misma cuenca, debido al carácter transgresivo en el tiempo de estas zonas (Ingle, 1980; Steineck & Gibson, 1971).

Para la asignación de biozonas a la columna estudiada se siguió el esquema zonal desarrollado por Premoli Silva *et al.* (2003), porque se considera uno de los esquemas que mejor representa la combinación de diferentes esquemas desarrollados hasta el momento, lo que hace de él un esquema útil en latitudes altas y bajas y, por lo tanto, accesible para su uso a nivel mundial, así como también por ser uno de los esquemas que se ha mantenido en constante renovación.

Así mismo, se correlacionó este esquema zonal con el desarrollado por Berggren *et al.* (1995) para establecer una edad con base en bioeventos de primera presencia estratigráfica (FAD; First Appearance Datum) y última presencia estratigráfica (LAD; Last Appearance Datum) sugeridos para las especies índice. La ventaja de utilizar este esquema reside en que se pueden limitar los eventos contenidos dentro de la columna a un intervalo de tiempo bien definido y con mayor precisión basados en edades absolutas. Estas zonas planctónicas establecidas por Berggren *et al.* (1995) se incluyen en la “Revisión Geocronológica y Geoestratigráfica del Cenozoico”, estudio en el que se analizan a detalle y con gran precisión cronológica diferentes bioeventos debido a que representa la conjunción de edades radioisotópicas, junto con datos paleomagnéticos y bioestratigráficos.

Ambos esquemas son importantes debido a que tienen una aplicación a nivel mundial, lo cual permite correlacionar unidades y establecer eventos mundiales y regionales, con base en datos obtenidos a nivel local.

Dentro del conjunto de foraminíferos planctónicos se observa que la mayoría de las especies se registran por primera vez en la base de la columna, entre el intervalo de la muestra 1 a la 6, y las especies restantes se registran por primera vez en la muestra 8, 10, 11 y 13 (Fig. 4). La última

especie en registrarse es *Subbotina eocaena* (Guembel) presentando una distribución de la parte media (muestra 29) a la cima de la columna. A si mismo *Planorotalites palmerae* Cushman & Bermúdez se presenta una sola vez a lo largo de la columna.

Hacia la parte media de la columna, se registran por última vez *Subbotina inaequispira*, al igual que *Morozovella spinulosa* (Cushman). Se observaron especímenes retrabajados identificados como *Globanomalina chapmani* (Parr) en las muestras 13 y 44.

Observando los alcances estratigráficos de los foraminíferos planctónicos presentes en la columna estratigráfica (Fig. 6), es posible apreciar que todas las especies identificadas, a excepción de *Acarinina spinuloinflata* Bandy y *Subbotina eocaena*, tienen alcances estratigráficos concurrentes en la Zona P9 *Planorotalites palmerae*-*Acarinina pentacamerata*, lo cual indica la pertenencia del material estudiado a esta zona.

Esta premisa se afirma con la presencia de los taxa nominales dentro del conjunto de foraminíferos presentes en el núcleo. Registrándose la presencia de *Planorotalites palmerae* (Lámina 1) en la parte inferior de la columna (muestra 13), junto con el taxón nominal *Acarinina pentacamerata* (Lámina 1), a lo largo de toda la columna. Así mismo, fue posible reconocer algunas especies acompañantes como *Subbotina frondosa* (Lámina 1), *Acarinina crassata* (Cushman) var. *densa* Cushman (Lámina 1) y *Morozovella coronata* Blow (Lámina 2), con FAD's en la base de la Zona P9 *Planorotalites palmerae*-*Acarinina pentacamerata*, junto con *Acarinina mathewsae* Blow, *Subbotina hagni* Gohrbandt con FAD's en la parte superior de esta zona.

Debido a la presencia de estas dos últimas especies (*Acarinina mathewsae* y *Subbotina hagni*) a lo largo de toda la columna (Fig. 4), junto con los taxa nominales antes mencionados, se considera que toda la columna estratigráfica representa la parte superior de la Zona P9 *Planorotalites palmerae*-*Acarinina pentacamerata*.

Esta biozona ha sido definida por Premoli-Silva (2003) como una zona de intervalo entre el FAD de *Planorotalites palmerae* y el FAD de *Hantkenina nuttalli* Toumarkine, correspondiente al Eoceno temprano tardío (Ypresiano superior). Las especies acompañantes de esta biozona incluyen a *Subbotina inaequispira*, *Subbotina frontosa* (Subbotina), *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Acarinina pentacamerata* (Subbotina), *Acarinina aspensis* Colom, *Planorotalites palmerae* (Cushman & Bermúdez), *Morozovella aragonensis* (Nuttall), *Morozovella caucasica* (Glaessner),

Pseudohastigerina wilcoxensis (Cushman & Ponton), *Globigerinatheka senni* Beckmann y en su parte superior por clavigerínélidos.

Es importante hacer notar que en el material estudiado se presentan *Acarinina spinuloinflata* y *Subbotina eocaena* (Lámina 1), especies que de acuerdo al esquema zonal aquí empleado tendrían presencias estratigráficas fuera de la biozona reconocida para la columna.

Efectivamente, Premoli Silva *et al.* (2003) registran la primera ocurrencia estratigráfica de *Acarinina spinuloinflata* en la parte media de la Zona P10 *Hantkenina nuttalli*, así como la primera ocurrencia estratigráfica de *Subbotina eocaena* en la base de la Zona P11 de *Globigerinatheka subconglobata subconglobata*, ambas del Eoceno medio.

Por otro lado Toumarkine y Luterbacher (1985) reconocen la primera ocurrencia de *Acarinina spinuloinflata* en la base de la Zona P9, así como la de *Subbotina eocaena* en la parte media de la misma zona. La presencia de ambas especies dentro del material estudiado coincide con las observaciones realizadas por Toumarkine y Luterbacher (1985), lo que reafirma la pertenencia del material estudiado a la cima de la Zona P9 *Planorotalites palmerae-Acarinina pentacamerata*.

Estas discrepancias pueden explicarse si consideramos que los esquemas zonales antes mencionados han sido desarrollados en diferentes latitudes y pueden registrar bioeventos de una misma especie con una pequeña diferencia en el tiempo. Considerando que la formación Tepetate es latitudinalmente intermedia entre las áreas tipo de estos esquemas zonales y que los organismos registrados a lo largo del núcleo Las Pocitas representan una mezcla entre conjuntos tropicales y templados, es posible que *Subbotina eocaena* y *Acarinina spinuloinflata* se encuentren presentes dentro del conjunto representativo de la biozona asignada al núcleo Las Pocitas.

Para asignar una edad absoluta a los sedimentos estudiados se realizó una correlación del esquema zonal desarrollado por Premoli-Silva *et al.* con el sugerido por Berggren *et al.* (1995), lo cual permitió reconocer la Biozona *Planorotalites palmerae-Hantkenina nuttalli* del Eoceno temprano tardío con una edad de 50.4 y 49 Ma equivalente a la Biozona P9 *Planorotalites palmerae-Acarinina pentacamerata*.

De acuerdo a lo anterior, se reconoce un conjunto de foraminíferos planctónicos equivalente al registrado para la Biozona P9 *Planorotalites palmerae-Acarinina pentacamerata* de acuerdo al esquema zonal propuesto por Premoli-Silva *et al.* (2003) correspondiente al Eoceno temprano tardío entre 50.4 y 49 Ma según la calibración de la biozona equivalente de Berggren *et al.* (1995).

Solo se considera como especie retrabajada a *Globanomalina chapmani*, cuyo FAD se encuentra en la Zona P3b *Igorina albeari* y LAD en la base de la Zona P7 *Morozovella formosa formosa*, por lo que esta especie no fue considerada para proporcionar una edad.

En la columna estudiada no fue posible ubicar las primeras y las últimas ocurrencias estratigráficas, únicamente se registran presencias estratigráficas de las especies recuperadas. Este suceso se explica por el espesor relativamente reducido de esta columna en relación con el sugerido por otros autores para la unidad (Heim, 1922; Beal, 1948; Mina-Uhink, 1957; Fulwider, 1976).

AMBIENTE DE DEPÓSITO

Es posible reconstruir un paleoambiente basado en la evidencia fósil, siguiendo el principio paleontológico del uniformitarismo establecido por James Hutton (1727-1797) junto con su método: el actualismo.

De esta manera se esperaría que los ambientes antiguos se hubiesen comportado como lo hacen los actuales, bajo las mismas condiciones. Por lo tanto, es indispensable conocer la relación entre los fenómenos biológicos y físicos que actúan en los océanos modernos para así comprender y reconocer un ambiente marino antiguo. Lo mismo sucede con los organismos, se asume que en los antiguos ambientes al igual que en los actuales los organismos presentaban patrones de distribución limitados por factores físico-químicos como luz, tipo de sustrato, temperatura, salinidad y profundidad, así como biológicos, tales que la disposición de alimento, competencia intra e interespecífica y depredación, entre otros.

La respuesta de los organismos a todos estos factores ecológicamente limitantes son las diferentes adaptaciones logradas por las especies. Estas adaptaciones una vez identificadas en organismos actuales es posible inferirlas en especies fósiles. Así, se han reconocido adaptaciones en especies fósiles, manifestadas por estructuras, composiciones y morfología, de tal manera que se pueden identificar tendencias evolutivas compartidas a través del tiempo así como adaptaciones convergentes entre especies.

La evolución convergente ha sido muy común en la historia evolutiva de los foraminíferos, de hecho existen morfologías que se han desarrollado repetidamente a lo largo de su evolución, provocando la aparición de homeomorfos entre especies muy distantes filogenéticamente. Así los foraminíferos fósiles pueden ser divididos en morfogrupos que presentan una gran analogía con las especies y morfogrupos actuales. El resultado de ello ha sido la asunción por parte de los paleoecólogos de que la morfología de la concha es el resultado de un proceso adaptativo al medio ambiente y, por tanto, dependiente de los factores que imperan según su hábitat. Por ello se ha considerado que una similitud en la forma de la concha implica una analogía vital de las especies, extrapolando las características paleoecológicas a partir de observaciones hechas en especies actuales (Wade, 2004).

Por lo que para poder inferir el ambiente de depósito al cual pertenece el conjunto fósil, es necesario reconocer la presencia de isomorfos y homeomorfos (Bandy y Arnal, 1960).

Considerando como isomorfos aquellas formas fósiles que presentan estructuras similares a las que ostentan especies actuales, con las que no guardan ninguna relación filogenética y las homeomorfos aquellas formas fósiles que tienen estructuras similares a las actuales con las que sí guardan cierta relación filogenética. La identificación de estas formas ha aportado importante información de la forma de vida, ambiente de depósito, así como en la interpretación paleobatimétrica en faunas del Mesozoico y Cenozoico.

Otros de los criterios que se utilizan para la determinación de ambientes de depósito son los establecidos por Bandy y Arnal (1960). Estos autores consideran que el número de especies y la abundancia de especímenes, así como el depósito de especies planctónicas, se incrementan lejos de la costa cuando aumenta la profundidad, alcanzando valores máximos en la plataforma externa y en el batial superior y medio.

Sin embargo, los ambientes profundos se caracterizan por un decrecer en el número de foraminíferos y diversidad, aunque suele ocurrir que se presentan en altos números anómalos de diversidad y abundancia ocasionados por la redepositación de conchas hacia ambientes más profundos. Esto es debido a que durante el proceso de fosilización, en la tanatocenosis muchas de las conchas de foraminíferos son transportadas a ambientes más profundos mediante corrientes de fondo, de turbidez u otros fenómenos (Bandy, 1961). Por lo que es recomendable utilizar los límites superiores de los rangos paleobatimétricos de las especies restringidas a los ambientes más profundos para poder reconstruir un ambiente con mayor certeza.

Determinar este tipo de contaminación dentro del conjunto fósil es muy importante, ya que la fauna transportada pudiera ser mayor en número que la fauna *in situ*. Bandy (1961) en un estudio con foraminíferos actuales en el Golfo de California, reporta en el dominio del batial medio inferior fauna transportada de la plataforma constituyendo más del 50% del total de la población y en algunas partes la contaminación llega a ser hasta del 70% de la población total.

La presencia o ausencia, así como la abundancia de algunos subordenes de foraminíferos revela información sobre el ambiente de depósito, ya que la composición de la pared en los foraminíferos guarda relación con los elementos que se encuentran en el medio.

El suborden que predomina dentro del conjunto fósil presente en la columna estratigráfica de Las Pocitas, es el de los rotálidos, mismos que de acuerdo con Brasier (1983) tienen una distribución desde ambientes salobres hasta marinos profundos, siendo por lo general más abundantes en estos últimos. También son relativamente abundantes dentro de la columna los

textuláridos, característicos de ambientes intermareales, salobre y de ambientes muy profundos en donde la disposición de carbonatos es mínima (Brasier, 1983).

Tomando en cuenta la presencia de estos grupos, junto con alta abundancia y diversidad dentro de las muestras de especies bentónicas (Fig. 3), se intuye a grandes rasgos que el ambiente de depósito se situaba lejano de la costa, en un ambiente profundo.

En este trabajo se utiliza la clasificación de las regiones batimétricas marinas (Fig. 7) establecida por Hedgpeth (1957) y modificada por Ingle (1980), donde la zona nerítica abarca hasta los 150 m de profundidad, coincidente con la zona fótica; la batial de los 150 a 4000 m de profundidad y el abisal de 4000 a 6000 m. La zona del batial se divide, en batial superior (150-500 m), batial medio superior (500-1500 m), batial medio inferior (1500-2000 m), y batial inferior (2000-4000 m).

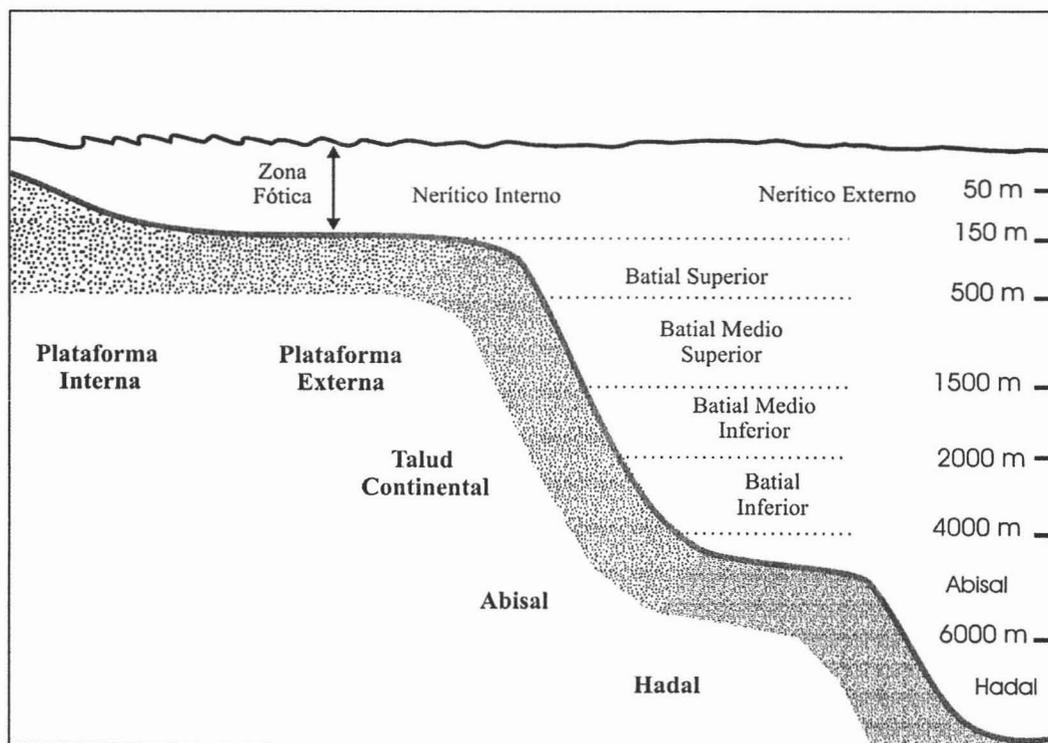


Figura 7. Clasificación de ambientes marinos y perfil batimétrico establecidos por Hedgpeth (1957); tomado de Ingle (1980).

En el Océano Pacífico los trabajos paleobatimétricos basados en foraminíferos bentónicos para el Paleógeno se han concentrado en su mayoría en la costas de California (Bandy & Arnal,

1960; Steineck, 1972; Resig, 1976; Ingle, 1980). Otras investigaciones se han desarrollado en California (Bandy, 1953; Uchio, 1960), en el Golfo de California (Bandy 1961; Phleger, 1960) y en la trinchera Perú-Chile (Ingle & Kolpack, 1980) con foraminíferos actuales.

En la zona del Pacífico, Ingle (1980) ha establecido rangos paleobatimétricos para algunas especies del Cenozoico reportadas en formaciones localizadas al sur de California, reconociendo asociaciones faunísticas para diferentes ambientes. Algunas de las especies que se presentan a lo largo de la columna estratigráfica aquí estudiada como *Globocassidulina globosa* Hantken, *Pullenia salisburyi* (Stewart & Stewart), *Spiroplectammina richardi* Martin y *Siphonodosaria cocoaensis* (Cushman) son consideradas como pertenecientes a la zona nerítica (Fig. 8).

De acuerdo con este mismo autor, especies como *Aragonia aragonensis* (Nuttall), *Cibicides fortunatus* (Martin), *Cibicoides pseudoungerianus* (Cushman), *Cibicides pseudowellstorfi* (Cole), *Globobulimina pacifica* (Cushman) y *Uvigerina yazooensis* Cushman tienen un rango paleobatimétrico restringido al batial superior (Fig. 8). Tres de las especies dominantes dentro del conjunto de foraminíferos bentónicos como *Eponides lodoaensis* Martin, *Bolivina pisciformis* Galloway & Morrey y *Gyroidinoides soldanni octocamerata* Cushman & Hanna, son consideradas como pertenecientes al batial medio superior, junto con *Bulimina consanguinea* Parker & Bermúdez, *Dentalinoides communis* d'Orbigny, *Glandulina ovata* (d'Orbigny), *Pullenia quinqueloba* (Reuss) y *Cibicides coalingensis* (Cushman & Hanna). Otras de las especies como *Vulvulina curta* Cushman & Siegfus, con un solo registro dentro de la columna y una mala preservación, junto con *Bulimina whitei* Martin son consideradas por Ingle (1980) como especies características del batial inferior (Fig. 8).

La distribución de los foraminíferos bentónicos a través de la columna nos permite establecer que la mayoría de los foraminíferos bentónicos se presentan por primera vez en la parte inferior de la columna entre las muestras 1 y 5 (Fig. 5). Las últimas especies en presentarse son *Planulina truncana* (Gümbel) en la muestra 41, *Saracenaria triangularis* (d'Orbigny) en la muestra 44, *Fissurina crasicarinata* Bandy y *Spirillina vivipara* (Ehrenberg) en la muestra 45 y por último *Uvigerina yazooensis* Cushman en la muestra 47. Hacia la base de la columna se limita la distribución de *Tritaxilina colei* Cushman & Siegfus, *Polymorphina austriaca* (d'Orbigny), *Lagena costata* (Williamson), *Lagena aspera* (Galloway & Morrey), *Bulimina consanguinea* Parker & Bermúdez, *Hemirobulina subbullatta* Hantken, *Siphonina advena* Cushman, *Angulogerina wilcoxensis* (Cushman & Ponton), *Lenticulina coaledensis* Detling, *Vulvulina curta*

Cushman & Siegfus, *Pullenia salisburyi* (Stewart & Stewart) y *Spiroplectammina eocenica* Cushman & Barksdale. Hacia la cima se presenta *Lenticulina deformis* Galloway & Morrey y *Saracenaria triangularis* (d'Orbigny).

Foraminíferos Bentónicos	Ambiente de depósito		Talud Continental				
	Plataforma Interna	Plataforma Externa	Nerítico	Batial Superior	Batial Medio Superior	Batial Medio Inferior	Batial Inferior
Batimetría (metros)	0	50	150	500	1500	2000	4000
<i>Globocassidulina globosa</i>	█						
<i>Pullenia salisbury</i>	█						
<i>Spiroplectammina richardi</i>	█						
<i>Siphonodosaria coccaensis</i>	█						
<i>Aragonia aragonensis</i>				█			
<i>Cibicides fortunatus</i>				█			
<i>Cibicidoides pseudobungerianus</i>				█			
<i>Cibicides pseudowellertorfi</i>				█			
<i>Globobulimina pacifica</i>				█			
<i>Uvigerina yazaensis</i>				█			
<i>Gyroidinoides octocamerata</i>				█			
<i>Bolivina pisciformis</i>					█		
<i>Bulimina consanguinea</i>					█		
<i>Dentalinoides communis</i>					█		
<i>Eponides iodoensis</i>					█		
<i>Glandulina ovata</i>					█		
<i>Pullenia quinqueloba</i>					█		
<i>Cibicides coalingensis</i>					█		
<i>Bulimina whitei</i>						█	
<i>Vulvulina curta</i>						█	

Figura 8. Rangos batimétricos según Ingle (1980), para especies bentónicas selectas presentes en el núcleo Las Pocitas.

Los géneros dominantes dentro de la columna como: *Anomalinoidea*, *Bolivina*, *Eponides*, *Trifarina*, *Gyroidinoides*, *Siphonina* y *Uvigerina*, son identificados por Murray (1991) como pertenecientes al dominio del batial superior y medio, junto con *Globocassidulina*, *Cibicidoides*, *Bulimina* y *Pullenia* que se presentan en la columna de manera irregular.

Bandy y Arnal (1960) consideran como géneros dominantes del batial superior y medio a *Bolivina*, *Brizalina*, *Cassidulina*, *Epistominella* y a especies con costillas del género *Uvigerina*, abundante dentro de la columna estudiada.

La presencia constante de *Bulimina whitei* en la mayoría de las muestras, indicaría un depósito de los sedimentos a mayor profundidad, debido a que Ingle (1980) asigna un rango batimétrico de esta especie de los 1,500 a los 2,000 m, dentro de la zona del batial medio inferior.

Sin embargo, se le ha reportado como un elemento en conjuntos de ambientes más someros, por lo que el rango batimétrico de esta especie es inexacto. Guerrero-Arenas (1998) estudiando una sección en la localidad de Arroyo Colorado considera a *Bulimina whitei* como un elemento dentro del conjunto representativo del batial superior, con una paleobatimetría entre los 100 y 500 m de profundidad. Por su parte, Vázquez-García (1996) reporta en arroyo El Conejo la presencia de esta especie en sedimentos depositados en la plataforma interna, a una profundidad no mayor de los 50m, e incluso en depósitos cercanos a la costa. Por estas razones y por el hecho de ser la única especie que indica depósitos de mayor profundidad, en el presente trabajo no se le considera dentro del conjunto determinante del tipo de ambiente, por lo que únicamente se considera como grupo *in situ*, el conjunto de foraminíferos pertenecientes al batial medio superior.

El ambiente de talud continental (Fig. 7) se caracteriza por ser la zona de fuerte pendiente que sigue a la plataforma, extendiéndose desde los 200 m hasta los 2000 m por término medio y con una pendiente entre los 4° y 5°. Es la parte central del margen continental, y es generalmente aquí donde tiene lugar la transición entre la corteza continental y la corteza oceánica (Reineck & Slingsh, 1980). En este tipo de ambientes se llevan a cabo varios procesos como deslizamientos y corrientes de turbidez, originados por la inestabilidad de los sedimentos debido a la inclinación de la superficie y su tendencia a moverse mar adentro.

Los depósitos acumulados en las zonas de talud pueden cubrir toda una gama de sedimentos que van desde turbiditas (grava, arena, limo y fango), masas deslizadas, arenas de canal, arenas de desbordamiento de borde de plataforma, conglomerados organizados, sedimentos de corrientes de fondo, fangos de talud y hemipelagitas (Davis, 1983). Estos sedimentos llegan a constituir una amplia variedad de rocas, entre las que se incluyen las lodolitas, que son las rocas que contienen los foraminíferos identificados en la columna estratigráfica y cuya composición se caracteriza por poseer un alto porcentaje de partículas finas, depositadas en un ambiente de baja energía.

Por tanto, con base a la litología y en los rangos paleobatimétricos reportados para algunos de los géneros y especies identificadas, se infiere que la secuencia asignada a la formación Tepetate se depositó en la parte media del talud continental, a una profundidad de por lo menos 500 m, en el batial medio superior.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en el presente trabajo a partir de la identificación de foraminíferos planctónicos, permitió inferir que la totalidad de la columna estratigráfica estudiada representa la parte superior de la Biozona P9 *Planorotalites palmerae-Acarinina pentacamerata* del esquema zonal de Premoli-Silva *et al.* (2003), con la cual se establece una edad para los sedimentos del Eoceno temprano de entre 50.4 y 49 Ma. De acuerdo con los rangos paleobatimétricos establecidos por Ingle (1980) para algunas especies bentónicas, se considera que el depósito de estas rocas se realizó dentro del dominio batial medio superior, en la parte media del talud continental, a una profundidad de por lo menos 500 m.

Estos resultados apoyan los datos obtenidos en estudios previos por otros autores para la formación Tepetate (Fig. 9). La edad asignada a este núcleo concuerda en parte con las edades absolutas asignadas por García-Cordero (2005) de 52.8 a 48.5 Ma, para las muestras provenientes del mismo núcleo con base en un análisis bioestratigráfico de alta resolución con nanoplanctón calcáreo. De igual forma, coinciden con las edades establecidas por Guerrero-Arenas (1998) y Carreño *et al.* (2000) de 51.2 a 48.4 Ma, para una sección localizada en arroyo Colorado con base en un estudio bioestratigráfico con foraminíferos.

La Biozona P9 *Planorotalites palmerae-Acarinina pentacamerata*, identificada en este trabajo, se ha reportado para la formación Tepetate por Fulwider (1976) en la localidad de Arroyo Salada, por Guerrero-Arenas (1998) y por Carreño *et al.* (2000) en la localidad de Arroyo Colorado, bajo el nombre de *Acarinina pentacamerata*.

Algunos autores identifican conjuntos de foraminíferos típicos de la Zona P9 *Planorotalites palmerae-Acarinina pentacamerata*, sin embargo para la datación de las rocas asignan biozonas que no son equivalentes a esta zona. Vázquez-García (1996) en la localidad de El Conejo registra la presencia de varias foraminíferos sin indicar su pertenencia a alguna biozona así como tampoco su distribución en las secciones estudiadas. Considerando el alcance estratigráfico de algunas de ellas como *Subbotina frontosa*, *Planorotalites pseudoscitula*, *Igorina broedermanii*, *Truncorotaloides rohri* Brönnimann & Bermúdez y *Subbotina eocaena*, es posible que la biozona que este representada en el área sea la Biozona P9 *Planorotalites palmerae-Acarinina pentacamerata* del esquema zonal de Premoli-Silva *et al.* (2003), aunque esta afirmación esta sujeta a la revisión de la distribución de los fósiles dentro de las columnas estratigráficas en trabajos posteriores. Sin embargo, a pesar de los resultados obtenidos el autor en su estudio no

AUTOR	LOCALIDAD	EDAD	AMBIENTE DE DEPÓSITO	PALEOBATIMETRÍA (m)
				0 150 500 1500 2000
Darton (1921)	-Arroyo Salada -Arroyo El Conejo -Arroyo Datilar -Arroyo Colorado	Eoceno	Ninguno	
Heim (1922)	- Arroyo Colorado - Al Este de Isla Santa Margarita - Oeste de San Hilario - Arroyo Salada - Arroyo de Liebres	Eoceno tardío	Depósitos de plataforma. Ambiente somero.	
Beal (1948)	- Arroyo Salada - Arroyo Colorado	Paleoceno - Eoceno	Depósitos marinos someros, deltáicos y cercanos a la costa.	
Mina-Uhink (1957)	- Arroyo de Liebres - Arroyo Colorado - Al sureste de Penjámco	Paleoceno-Eoceno medio	Depósitos de plataforma ocasionalmente costeros, con condiciones localmente deltáicas.	
Vázquez-García (1996)	- Arroyo El Conejo	Eoceno temprano	Depósito de plataforma interna y playa frontal superior, con influencias de tormenta	
Ledesma-Vázquez <i>et al.</i> (1999)	- Arroyo Colorado - Las Pocitas	Eoceno temprano tardío- Eoceno medio temprano	Ambiente somero, en el límite interno de la plataforma.	
Guerrero-Arenas (1998) Carreño <i>et al.</i> (2000)	- Arroyo Colorado	Eoceno temprano tardío- Eoceno medio temprano	Depósitos marinos desde someros hasta el límite externo de la plataforma, con evidencias de tormentas, (0-150 m de prof.)	
Knappe (1974)	- Arroyo Datilar - Arroyo El Conejo	Eoceno temprano a medio	Talud medio y superior.	
Fulwider (1976)	- Arroyo Colorado - Arroyo Salada	Cretácico tardío- Eoceno temprano	Depósitos de un complejo de abanico submarino en el talud medio y superior.	
Galli-Olivier <i>et al.</i> (1986)	- Arroyo El Conejo	Cretácico tardío- Eoceno temprano	Subambiente de canal o valle submarino en profundidades medias del talud medio.	
García-Cordero (2005)	- Las Pocitas	Eoceno temprano	Talud continental	
Este trabajo	- Las Pocitas	Eoceno temprano tardío	Depósitos del talud medio superior, con una paleobatimetría de al menos 500m.	

Figura 9. Edades y ambientes de depósito establecidos para la formación Tepetate.

considera la edad que los foraminíferos ofrecen y asigna una edad del Paleoceno superior al Eoceno inferior.

Knappe (1974) trabajando en el área de arroyo Datilar, identifica la Zona P8 *Morozovella aragonensis* con la presencia de especies características de la Zona P9 *Planorotalites palmerae*-*Acarinina pentacamerata* como son: *Planorotalites palmerae*, *Globigerinatheka senni* y *Acarinina aspensis*, por lo que probablemente esta parte de la sección estudiada por Knappe (1974) pertenezca a esta biozona y no a la que él asignó.

Este mismo autor reporta la presencia de la Zona P10 *Hantkenina nuttalli* con elementos como: *Planorotalites palmerae*, *Morozovella aragonensis* y *Acarinina aspensis*. Fulwider (1976) refuta su asignación y propone que esta muestra representa una continuación de la Zona P9 *Planorotalites palmerae*-*Acarinina pentacamerata* debido a la presencia constante de *Planorotalites palmerae* y a la ausencia del género *Hantkenina*. Bajo estas condiciones la edad establecida por Knappe (1974) para la formación Tepetate en la localidad de Arroyo Datilar, quedaría restringida únicamente al Eoceno temprano.

En los diferentes trabajos realizados concernientes a la formación Tepetate se han asignado edades variadas que van desde el Cretácico Tardío al Eoceno tardío, junto con una gama heterogénea de facies representativas de depósitos de costa hasta ambientes profundos del talud continental (Fig. 9).

Considerando que las rocas estudiadas en esta columna estratigráfica se depositaron en la parte media del talud continental, a una profundidad de por lo menos 500m, este estudio coincide con trabajos realizados en secciones superficiales por Knappe (1974) en Arroyo Datilar y El Conejo; con Fullwider (1976) en la localidad de Arroyo Salada y Colorado; con Galli-Oliver *et al.*(1986) en Arroyo Colorado y con Ledesma-Vazquez *et al.*(1999) en la localidad de Las Pocitas, donde reconocen depósitos característicos de ambientes profundos pertenecientes al talud continental.

De igual forma, este estudio coincide con los datos obtenidos por García-Cordero (*com. pers.*, 2005), quien asigna un ambiente del talud continental con depósitos hemipelágicos de biofacies profundas basado en el reconocimiento de los géneros *Sphenolitus* y *Pontosphaera* para los sedimentos del núcleo aquí estudiado.

La revisión de los trabajos anteriores junto con el presente trabajo, permite establecer que los depósitos más profundos adjudicados a la formación Tepetate, ocurrieron entre el talud

superior y medio, con la presencia de subambientes profundos, tales como un complejo de abanico submarino en el área de arroyo Colorado y arroyo Salada reportado por Fulwider (1976), y un subambiente de canal o valle submarino en arroyo El Conejo reconocido por Galli-Oliver *et al.*(1986).

Se infiere que estos ambientes profundos reportados para la unidad durante el Eoceno serían contemporáneos de ambientes más someros reportados por Heim (1922), Mina-Uhink (1957), Vázquez-García (1996), Ledesma-Vázquez *et al.*(1999), Guerrero-Arenas (1998), Carreño *et al.* (2000) para la formación Tepetate. Esta variedad de facies contemporáneas se explica como resultado del depósito de la formación Tepetate sobre una paleotopografía irregular y a que en su historia de depósito hubieron importantes procesos de regresiones y transgresiones.

Mina-Uhink (1957) identifica movimientos principalmente epirogénicos que se iniciaron al finalizar el Cretácico, y que continuaron durante el Paleoceno, provocando que las cuencas marinas sufrieran movimientos verticales regionales, con depresiones importantes en la Cuenca de Purísima-Iray, cuenca a la que pertenece la formación Tepetate, recibiendo ésta un mayor espesor de sedimentos paleocénicos y eocénicos que la Cuenca Vizcaíno.

El análisis del conjunto de especies bentónicas permitió identificar un fuerte transporte de especies provenientes de la plataforma continental, lo que sugiere un significativo flujo de sedimentos provenientes de ambientes más someros. Este transporte de especies de un ambiente somero a uno más profundo, ha sido considerado por Fulwider (1976) como una evidencia de la presencia de flujos turbidíticos en el área de arroyo Salada, originados por el fuerte transporte de sedimentos provenientes de ambientes someros como arroyo Colorado.

Asimismo, Carreño *et al.* (2000) y Ledesma-Vázquez *et al.* (1999) proponen un transporte de sedimentos acarreados desde arroyo Colorado a la localidad de Las Pocitas, considerando una dirección de transporte hacia el oriente. Sugieren como fuente de sedimentos un basamento local levantado o un arco magmático fuertemente disectado asociado a un alto batimétrico que debió encontrarse al occidente de arroyo Colorado.

Debido a la escasez de trabajos referidos a la formación Tepetate, existe cierta controversia con respecto a la edad de los sedimentos que la constituyen (Fig. 9). La edad más antigua establecida para la formación es la asignada con base en una muestra de nanoplanctón calcáreo por Fulwider (1976), que data del Cretácico Tardío. Por otro lado, Heim (1922) establece la edad más joven atribuida a la formación del Eoceno tardío, basado en la presencia de *Discocyclina*

(*Orthophragmina*) *pratti* Michelin, que es identificado posteriormente como *Pseudophragmina* (*Pseudophragmina*) *cloptoni* (Vaughan) por Vaughan (*en* Beal, 1948), indicando una edad del Eoceno medio de acuerdo con Butterlin (1981), descartando la posibilidad de que la formación se haya depositado durante el Eoceno tardío.

La edad establecida por Fulwider (1976) se descarta en el presente trabajo, debido a su bajo fundamento, a la falta de estudios bioestratigráficos que avalen la presencia de rocas sedimentarias marinas del Cretácico en esta área y al constante retrabajo de especies cretácicas del nanoplanctón calcáreo (García-Cordero, *com. pers.* 2005) en sedimentos más recientes.

Tomando lo anterior en consideración, más la coincidencia y la validez de los resultados obtenidos por Beal (1948), Mina-Uhink (1957), Ledesma-Vázquez (1999), Guerrero-Arenas (1998), Carreño *et al.* (2000), Knappe (1974), García-Cordero (2005) y en parte por Fulwider (1976) junto con el presente estudio y, descartando las edades discutidas anteriormente, se infiere que la formación Tepetate se depositó en un intervalo de tiempo que va del Paleoceno temprano al Eoceno medio, por lo cual se establece que el núcleo estudiado en este trabajo representa únicamente a las rocas más jóvenes reportadas para la unidad que datan del Eoceno temprano.

El núcleo estudiado en el presente trabajo exhibe un paquete homogéneo de limolita gris, fosilífera, de un espesor de 59.25 m, pobremente estratificado, que concuerda con la litología descrita por Fulwider (*op. cit.*) como representativa del miembro *interbedded*. De los tres miembros descritos para la unidad, este miembro se caracteriza por presentar una litología predominante de lodolita así como de limolita, por estar pobremente estratificado y presentar icnofósiles, restos de corales, ostrácodos, macroforaminíferos, microforaminíferos y en general una fauna planctónica abundante. Por la ausencia en las rocas estudiadas de estratificación cruzada y de estratos de arena, se descarta la posibilidad de que este núcleo pertenezca al miembro *crossbedded*.

La fauna reconocida en el núcleo estudiado tiene gran afinidad con la fauna de algunas formaciones del Paleógeno localizadas en el margen continental y zona centro de California, como las formaciones Poway, La Jolla, Tejon, Media Agua Creek, Capay y Llajas, guardando una mayor similitud con la Formación Lodo, localizada en Fresno County, California, por lo que se considera que la fauna identificada forma parte de una fauna regional representada en estas localidades.

Los foraminíferos identificados en este estudio son un reflejo de las tendencias en las asociaciones de foraminíferos hacia un cambio gradual de las especies durante el Eoceno temprano al Eoceno medio. Durante el Paleoceno tardío dominaban las especies fuertemente ornamentadas como *Morozovella velascoensis* (Cushman), siendo poco frecuentes los representantes del género *Acarinina*. Para el Eoceno temprano se presentan pocas especies pequeñas y delicadas de *Morozovella*, junto con una gran abundancia y diversidad de especies de *Acarinina*, que sigue aumentando hasta finales del Eoceno medio (Toumarkine & Luterbacher, 1985). Al igual que en la asociación reconocida en este núcleo, Steineck y Gibson (1971) y Wade (2004) sugieren que durante el Eoceno inferior y medio, las faunas presentaban una alta diversidad de especies, bajos valores dominantes y un porcentaje subordinado de especies pertenecientes al género *Morozovella*.

Algunas especies observadas en este trabajo como *Globanomalina planoconica* (Subbotina) y *Acarinina collactea* (Finlay), han sido designadas por Steineck y Gibson (1971) como especies características de conjuntos de aguas templadas. La presencia de estas especies, junto con la escasa diversidad en la fauna planctónica, la escasez de globorotálidos quillados (*Morozovella*) y la dominancia de globigerínidos (*Subbotina*) suponen regímenes deposicionales de aguas templadas (Steineck, 1972) para esta parte de la formación. Cabe la posibilidad, de que estos tuvieran una tendencia templado-cálidos, ya que aún existían la influencia de corrientes cálidas provenientes del Atlántico, debido a la circulación de agua entre provincias cálidas del Caribe y el Pacífico.

Regímenes de masa de aguas frías se han reportado anteriormente por Ledesma-Vázquez *et al.* (1999), en el área de Las Pocitas, al identificar ostrácodos criófilos de los géneros *Krithe* y *Parakrithe*, como elementos asociados a la presencia de corrientes frías. De igual forma, en arroyo Colorado, Carreño *et al.* (2000), en rocas contemporáneas del núcleo estudiado, confirma la presencia de foraminíferos y ostrácodos característicos de aguas templadas a cálidas.

Los resultados anteriores concuerdan con la propuesta de Steineck y Gibson (1971), quienes sugiere que los conjuntos de foraminíferos planctónicos a través del límite Eoceno inferior/medio son resultado de la transición de regímenes de masas de agua cálidas-templadas a templadas-cálidas e incluso templadas, que ocurrieron en el margen continental de California.

Globalmente el Eoceno se caracteriza por ser un período de transición entre condiciones muy cálidas registradas desde el Paleoceno temprano hasta el Eoceno temprano (Berggren *et al.*,

1998) y condiciones de enfriamiento iniciando en el Eoceno medio y culminando en el Oligoceno (Berggren & Prothero, 1992). Se ha estimado que la parte inicial del Eoceno temprano (registro pico, hace 52 Ma) fue globalmente la parte más cálida y húmeda del Cenozoico (Wing *et al.*, 1991), por lo que a esta parte del Eoceno se le ha llamado *Cenozoic Global Climate Optimum* (Berggren *et al.*, 1998). Hacia la parte final del Eoceno temprano, las condiciones climáticas cambian drásticamente e incluso se sugiere climas templados y evidencias de refrigeración durante el límite Eoceno temprano-medio (Steineck y Gibson, 1971), considerando una refrigeración como intervalos de enfriamiento global sin evidencia directa de glaciación en altas latitudes. Durante el Eoceno medio (Wade, 2004) las condiciones frías comienzan a dominar, hasta alcanzar su máximo durante el Oligoceno.

Con este estudio se corrobora la importancia de los foraminíferos como fósiles índice y la utilidad que presentan al emplearse en la resolución de problemas de índole geológico y biológico, con la enorme ventaja de poder establecer edades más exactas al fechar las rocas. Así como también, la importancia de las especies bentónicas como indicadoras de paleoambientes, paleobatimetría y portadoras de valiosa información tafonómica.

Es necesario realizar trabajos detallados sobre las unidades litoestratigráficas de la península, utilizando para ello esquemas zonales actualmente vigentes, válidos y de uso mundial, que permitan la correlación a nivel local, regional e incluso global. Estos estudios permitirán establecer futuras correlaciones entre las unidades litoestratigráficas paleógenas de la península, lo cual ayudará a comprender la evolución en espacio y tiempo de la Baja California.

Finalmente se espera que este trabajo sirva de apoyo a estudios posteriores, que logren una designación formal de la formación Tepetate, lo que traerá como consecuencia el establecimiento de sus límites, el mapeo de la unidad, la designación de una columna litoestratigráfica y una localidad tipo confiable.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anónimo.** 1924. Informe sobre la exploración geológica de la Baja California por la Marland Oil Company of México. *Boletín del Petróleo*, 17 (6):417-453; 18 p. 14-53.
- Bandy, O.L.** 1949. Eocene and Oligocene foraminifera from Little Stave Creek, Clarke County, Alabama. *Bulletin of American Paleontology*, 32:1-211.
- Bandy, O.L.** 1953. Ecology and paleoecology of some California foraminifera. *Journal Paleontology*, 27: 161-203
- Bandy, O.** 1961. Distribution of foraminifera, radiolaria and diatoms in sediments of Gulf of California. *Micropaleontology*, 7(1) :1-26
- Bandy, O.L.** 1964. The type of *Globorotalia crassata* (Cushman). *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 15:34-5
- Bandy O.L. & Arnal, R. E.** 1960. Concepts of a foraminiferal paleoecology. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist*, 44: 1921-1932
- Barco, M. del.** 1770. Historia natural y crónica de la Antigua California, edición preparada por Miguel León Portilla. Universidad Nacional Autónoma de México, México, 482 pp.
- Beal, H.C.** 1948. Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, México. *The Geological Society of America, Memoir* 31: 138pp.
- Berggren, W.A.** 1969. Cenozoic chronostratigraphy, planktonic foraminiferal zonation and the radiometric time scale. *Nature* 224:1072-1075.
- Berggren, W.A.** 1977. Atlas of Paleogene planktonic foraminifera: some especies of the genera *Subbotina*, *Planorotalites*, *Morozovella*, *Acarinina* and *Truncorotaloides*. In: A.T.S. Ramsay (ed), *Oceanic Micropaleontology* pp: 205-299. Academic Press, London.
- Berggren, W.A. & Prothero, D.R.** 1992. Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution: an overview. En: Prothero, D.R. and Berggren, W.A. Editores, 1992. *Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution*, Princeton University Press, New Jersey, pp.1-28.
- Berggren W. A., S. Lucas & M. P. Aubry.** 1998. Late Paleocene-early Eocene climatic and biotic evolution: An overview. En: Aubry M. P., S. Lucas & W. A. Berggren, eds. *Late Paleocene-Early Eocene Climatic and Biotic Events in the Marine and Terrestrial Records*, Columbia University Press, New York, pp. 1-17

- Berggren W.A., D.V. Kent, C. C. Swisher & M. P. Aubry.** 1995. A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. En: Berggren W. A., Kent D.V., Aubry M. P. & J. Hardenbol, eds. Geochronology, Time Scale and Global Stratigraphic Correlations, SEMP, Special Publication, 54: 129-212.
- Blow, W. H.** 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proceedings First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967*, 1, 199:422
- Blow, W. H.** 1979. The Cainozoic Globigerinida: a Study of the Morphology, Taxonomy and Evolutionary Relationships and the Stratigraphical Distribution of some Globigerinida (mainly Globigerinacea), 3 vols., E.J. Brill, Leiden, 1413 pp.
- Bolli, H.M.** 1957. The genera *Globigerina* and *Globorotalia* in the Paleocene-Lower Eocene Lizard Spring Formation of Trinidad, B.W.I. *U.S. Nat. Museum Bull.*, 215:61-82
- Bolli, H.M.** 1966. Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediment based on planktonic foraminifera. *Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*, 9: 3-32
- Brasier, M.D.** 1983. Microfossils. George Allen & Unwin. London. 193 pp.
- Brönnimann, P.** 1952. Trinidad Paleocene and lower Eocene Globigerinidae. *Bulletin of American Paleontology*, 34 (143): 1-34
- Butterlin, J.** 1981. Claves para la determinación de macroforaminíferos de México y del Caribe, del Cretácico Superior al Mioceno medio, Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología y Exploración, México, D.F., 219 pp.
- Carreño, A.L.** 1993. Estatus de las unidades estratigráficas marino-terciarias de Baja California Sur, México. En: Memorias. Segunda Reunión Internacional sobre Geología de la Península de Baja California, México. Universidad Autónoma de Baja California Sur, 73 pp.
- Carreño, A.L., J. Ledesma-Vázquez y R. Guerrero-Arenas.** 2000. Bioestratigrafía e historia deposicional de la formación Tepetate en el Arroyo Colorado (Eoceno medio-temprano), Baja California Sur, México. *Ciencias Marinas*, 26(1): 177-200
- Ciffeli, R.** 1972. The holotype of *Pulvinulina crassata* var. *densa* Cushman and *Globigerina spinuloinflata* (Bandy). *Journal of Foraminiferal Research*, 2 :157-9

- Clavijero, F. J.** 1789. Historia de la Antigua o Baja California, edición preparada por Miguel León-Portilla (1990). Editorial Porrúa, México. 247 pp.
- Coleman, T. A.** 1979. Nannoplankton biostratigraphy of the Tepetate formation, Baja California del Sur. M.S. Thesis. University of Southern California, 61 pp. (Inédita).
- Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica,** Código Estratigráfico Norteamericano 1983, traducido por Sánchez-López, M. y L. Cabib-Levi, publicado por el Instituto de Geología de la U.N.A.M., Sociedad Geológica Mexicana y Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, México, 247 pp.
- Cushman, J.A.** 1925. An Eocene fauna from the Moctezuma River, México. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologist*, 9: 298-303
- Cushman, J.A.** 1927. Foraminifera from the Eocene near San Diego, California. *Transactions of the San Diego Society of Natural History*, 5 (4):45-64
- Cushman, J.A. & J.H. McMasters.** 1936. Middle Eocene Foraminifera from the Llajas Formation, Ventura County, California. *Journal of Paleontology*, 10 (6): 74-77
- Darton, N.H.** 1921. Geological reconnaissance in Baja California. *Journal of Geology*, 29: 720-748.
- Davis, R.A. Jr.** 1983. Depositional systems: a genetic approach to sedimentary geology. Prentice Hall. New Jersey, 699pp.
- Flynn J.J., R.M. Cipolletti & M.J. Novacek.** 1989. Chronology of early Eocene marine and terrestrial strata, Baja California, Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 101:1182-1196
- Fullwider, W.R.** 1976. Biostratigraphy of the Tepetate Formation, Baja California Sur. M.S. Thesis. University of Southern California, 111 pp. (Inédita).
- Galli-Olivier C., T.E. Marquéz-Enríquez, J.A. Reyes-Sarabia y C. Rosas-Cortés.** 1986. Estructuras sedimentarias primarias y litofacies de corrientes densas de un paleoambiente de talud, El Conejo, Baja California Sur, México. *Ciencias Marinas*, 12(2):7-15
- García-Cordero, E.** 2005. Estudio bioestratigráfico basado en nanoplanctón calcáreo del núcleo Las Pocitas, formación Tepetate, Baja California Sur, México. En: Resúmenes. VII Reunión Internacional sobre Geología de la Península de Baja California. Ensenada, Baja California, México. Universidad Autónoma de Baja California Sur, 60 pp.

- Guerrero-Arenas, R.** 1998. Foraminíferos y ostrácodos de la localidad tipo de la Formación Tepetate en Baja California Sur, México: Implicaciones bioestratigráficas y paleoambientales. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México. 53 pp. (inédita)
- Gohrbandt, K.H.A.** 1967. Some new planktonic foraminiferal species from Austrian Eocene. *Micropaleontology*, 13 (3): 319-326.
- Gonzalvo C.** 2002. Metodología: muestreos, técnicas de preparación y métodos de estudio. En: Molina E., ed. *Micropaleontología*. Colección Textos Docentes. Prensas Universitarias de Zaragoza. 634 p.
- Hausback, P.B.** 1984. Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur México. En: Frizze, V. ed. *Geology of the Baja California Peninsula*. The Pacific Section. Society of Economic Paleontologist and Mineralogist. Los Angeles, California. pp.219-237
- Hedgpeth J.W.** 1957. Classification of marine environments. En: Hedgpeth, J.W., ed., *Treatise on marine ecology and paleoecology*. *The Geological Society of America, Memoir*. 67 (1):17-28
- Heim, A.** 1922. Notes on the Tertiary of southern Lower California. *Geological Magazine*, 59 (702): 529-547.
- Hutton, J.** 1788. Theory of the Earth, or an investigation of the laws observable in the composition, dissolution and restoration of land upon the globe. *Transaction Royal Society of Edinburgh*, 1 :109-304.
- Ingle, J.C. Jr.** 1980. Cenozoic paleobathymetry and depositional history of selected sequences within the southern California continental borderland. *Cushman Foundation, Special Publication* 19: 163-195.
- Ingle, J.C. Jr. & R.L. Kolpack.** 1980. Benthic foraminiferal biofacies, sediments and water masses of southern Peru-Chile Trench area, southeastern Pacific Ocean. *Micropaleontology* 26 (2): 113-150.
- Israelsky, M.C.** 1955. Foraminifera of the Lodo Formation Central California. *Professional Papers, U.S. Geological Survey*, n.240-B, p.31-76, Plate 19.
- Kleinpell, R.M.** 1938. Miocene stratigraphy of California: Tulsa, Okla., *Bulletin of the American Association Petroleum Geologists*, 450 pp.

- Ledesma-Vázquez J., G. Rendón-Márquez y A.L. Carreño.** 1999. Ambientes sedimentarios en la sección arroyo Colorado, formación Tepetate (Eoceno temprano-medio), Baja California Sur, México. *GEOS*, 19 (2): 78-83.
- Le Roy.** 1953. Biostratigraphy of the Maqfi Section, Egypt. *Geol. Soc. Am., Memoir.* 54: p.31, pl.6.
- Loeblich, A.R. Jr. & H. Tappan.** 1957. Planktonic foraminifera of Paleocene and Early Eocene age from the Gulf and Atlantic coastal plains. *Bulletin of the U.S. Natural Museum*, 215:173-198.
- Loeblich, A.R. Jr. & H. Tappan.** 1988. Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold. New York, 2 vols: 970 y 212 pp., 847 plates.
- Lozano- Romen, F.** 1975. Evaluación petrolífera de la Península. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 27(4-6):329pp.
- Mallory, V. S.** 1959. Lower Tertiary biostratigraphy of the California coast ranges. *American Association Petroleum Geologists*, 416 pp.
- Martin, L.T.** 1943. Eocene foraminifera from the type Lodo Formation, Fresno County, California. *Stanford Univ. Publ. Geological Sciences*, 3: 93-125
- Mina-Uhink, F.** 1957. Bosquejo geológico del territorio sur de la Baja California. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 9(3):188-192.
- Minch, J y T.A. Leslie.** 1979. Geologic Road Log, La Paz to Tijuana. In: Patrick L. Abbott y R. Gordon Gastil, eds. Baja California Geology, Fields guides and papers, San Diego State University, San Diego , p. 159-189.
- Murray, J.W.** 1991. Ecology and palaeology of benthic foraminifera. Longman Scientific and Technical, United States, 397 pp.
- Pérez-Venzor, J.A. & A.L. Carreño.** 1995. Descripción litológica de algunos afloramientos de rocas del área de Las Pocitas, Baja California Sur. En: Resúmenes. Tercera Reunión Internacional sobre Geología de la Península de Baja California, México. Universidad Autónoma de Baja California Sur, 212 pp.

- Perrilliat, M. C.** 1996. Occurrence of the Tethyan gastropods *Campanile* y *Gisortia* in the lower Eocene part of the Tepetate formation, Baja California Sur, México. *The Veliger*, 39(2): 178-183.
- Phleger, F.B.** 1960. Ecology and distribution of recent foraminifera. Johns Hopkins Press, Baltimore, 297 pp. 11 pls.
- Premoli-Silva I., Rettori R. & Verga D.** 2003. Practical Manual of Paleocene and Eocene Planktonic Foraminifera. Edited by R. Rettori & D. Verga.
- Postuma, J.A.** 1971. Manual of Planktonic Foraminifera. Elsevier Publishing Co. Amsterdam, 420pp.
- Reineck H.E. & I.B. Sligh.** 1980. Depositional Sedimentary Environment. 2da ed. Springer-Verlag. Berlin, Alemania. 542 pp.
- Resig, J.L.** 1976. Benthic foraminiferal stratigraphy, Eastern Margin, Nazca Plate. En: *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, 34:743-760. Washington, D.C.: Government Printing Office.
- Schmidt, R.** 1970. Planktonic foraminifera from the lower Tertiary of California, California University, Los Angeles. Ph. D. thesis, 339 pp. (inérita).
- Squires, R. L. & R. A. Demetron.** 1992. Paleontology of the Eocene Bateque formation, Baja California Sur, México. Natural History Museum of Los Angeles County, Contribution in Science 434pp.
- Squires, R. L. & R. A. Demetron.** 1994. New reports of Eocene mollusks from the Bateque formation, Baja California Sur, México. *The Veliger*, 37(2):125-135.
- Stainforth R.M., J.L.Lamb, H. Luterbacher, J.H. Beard & R.M. Jeffords.** 1975. Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. University of Kansas, *Paleontological Contribution, Article*, 62:1-425.
- Steineck, P.L.** 1972. Foraminifera from the Middle Eocene Rose Canyon and Poway Fm. San Diego, California. *Journal of Foraminiferal Research*, 2 (3) pp: 137-142
- Steineck, P.L. & Gibson, J.M.** 1971. Age and correlation of the Eocene Ulatisian and Narizian stages, California. *Bulletin of the Geological Society of America*.82: 47-480.
- Subbotina, N.N.** 1953. Fossil foraminifers of the U.S.S.R.: Globigerinidae, Hantkeninidae and Globorotaliidae: *Trudy VNIGRI, new series*, 76 p.

- Toumarkine, M. & H.P. Luterbacher.** 1985. Paleocene and Eocene planktonic foraminifera. En: Bolli, H.M., J.B. Saunders, & K. Perch-Nielsen, eds. *Plankton Stratigraphy*. Cambridge Earth Science Series, 87-154.
- Uchio, T.** 1960. Ecology of living benthonic foraminifera from San Diego California area. *Cushman Foundation Foraminiferal Research, Special Publication*, 5:1-72.
- Vázquez-García, A.** 1996. Litología y ambientes de depósito de la Formación Tepetate en el arroyo El Conejo, Baja California Sur. Tesis de Licenciatura. Departamento de Geología Marina, Universidad Autónoma de Baja California Sur. 72pp. (inédita).
- Vázquez-García A. y T. Schwennicke.** 1996. Paleochannels formed by Bypass tempesites of the Tepetate Formation at Arroyo El Conejo and Aguajito, Baja California Sur, México (res.). En: Resúmenes. XIII Convención Geológica Nacional, México, Universidad Autónoma de Baja California Sur, 59 pp.
- Wade, B.S.** 2004. Planktonic foraminiferal biostratigraphy and mechanism in the extinction of *Morozovella* in the late middle Eocene. *Marine micropaleontology*, 51:23-38
- Wing, L.S., T.M. Brown & J.D. Obradovich.** 1991. Early Eocene biotic and climatic change in interior western North America. *Geology*, 19: 1189-1192

APÉNDICE 1.

Número de muestras y profundidad del material utilizado en el presente trabajo, perteneciente al núcleo Las Pocitas. Las muestras de mano se encuentran depositadas en el Laboratorio de Micropaleontología, Instituto de Geología, UNAM.

Muestra	Profundidad (m)
1	61.75
2	59.25
3	58.9
4	57.4
5	55.85
6	54.35
7	52.8
8	52
9	51.27
10	50.55
11	49.75
12	47.65
13	46.5
14	45.56
15	44.4
16	43.75
17	42.25
18	40.6
19	39.1
20	37.55
21	36.05
22	34.5
23	33.5
24	32.5
25	31.45
26	29.45
27	26.9
28	25.4
29	23.9
30	23.5

Muestra	Profundidad (m)
31	23.08
32	22.68
33	22.26
34	21.91
35	21.56
36	21.21
37	20.85
38	20
39	19.23
40	18.46
41	17.75
42	16.35
43	14.95
44	13.65
45	13.15
46	12.65
47	12.15
48	11.65
49	11.1
50	10.5
51	10
52	8.9
53	5
54	4.5
55	3.7
56	2.3

APÉNDICE 2.

Listado de especies bentónicas y planctónicas correspondientes al núcleo Las Pocitas.

- Acarinina aquiensis* Loeblich & Tappan, 1957. IGM-845-Mi.
Acarinina bullbrooki Bolli, 1957. IGM-846-Mi.
Acarinina cf. *crassata* var. *densa* Cushman, 1925. IGM-847-Mi.
Acarinina collactea (Finlay, 1939) Jenkins. IGM-848-Mi.
Acarinina crassata var. *densa* Cushman, 1925. IGM-849-Mi.
Acarinina decepta Martin, 1943. IGM-850-Mi.
Acarinina esnaensis Le Roy, 1953. IGM-851-Mi.
Acarinina marksi Martin, 1943. IGM-852-Mi.
Acarinina matthewsae Blow, 1979. IGM-853-Mi.
Acarinina pentacamerata (Subbotina, 1947) Subbotina. IGM-854-Mi.
Acarinina primitiva Finlay, 1947. IGM-855-Mi.
Acarinina pseudotopilensis Subbotina 1953. IGM-856-Mi.
Acarinina spinuloinflata Bandy, 1949. IGM-857-Mi.
Acarinina tribulosa Bolli, 1957. IGM-858-Mi.
Alabamina wilcoxensis var. *californica* Mallory, 1959. IGM-859-Mi.
Angulogerina wilcoxensis (Cushman & Ponton, 1932) Cushman. IGM-860-Mi.
Anomalinoides crassisepta Cushman & Siegfus, 1935. IGM-861-Mi.
Anomalinoides judas Martin, 1943. IGM-862-Mi.
Anomalinoides kennae Martin, 1943. IGM-863-Mi.
Anomalinoides tennesseeensis Berry & Cushman, 1946. IGM-864-Mi.
Aragonia aragonensis (Nuttall, 1930). IGM-865-Mi.
Assilina cushmani (Cole, 1927) Loeblich & Tappan. IGM-866-Mi.
Asterigerina crassaformis Cushman & Siegfus, 1936. IGM-867-Mi.
Bolivina alazanensis Cushman, 1927. IGM-868-Mi.
Bolivina midwayensis Cushman, 1937. IGM-869-Mi.
Bolivina pisciformis Galloway & Morrey, 1929. IGM-870-Mi.
Bulimina consanguinea Parker & Bermúdez, 1937. IGM-871-Mi.
Bulimina whitei Martin, 1943. IGM-872-Mi.
Cibicides beatus Martin, 1943. IGM-873-Mi.
Cibicides blanpiedi Toulmin, 1941. IGM-874-Mi.
Cibicides coalingensis (Cushman & Hanna, 1927) Laiming. IGM-875-Mi.
Cibicides eponidiformis Martin, 1943. IGM-876-Mi.
Cibicides felix Martin, 1943. IGM-877-Mi.
Cibicides fortunatus Martin, 1943. IGM-878-Mi.
Cibicides kernensis Mallory, 1959. IGM-879-Mi.
Cibicides martinezensis Cushman & Barksdale, 1930. IGM-880-Mi.
Cibicides pseudowellorstorffi Cole, 1927. IGM-881-Mi.
Cibicides whitei Martin, 1943. IGM-882-Mi.
Cibicidina mauriscensis Howe & Roberts, 1939. IGM-883-Mi.
Cibicidoides pseudoungerianus Cushman, 1922. IGM-884-Mi.
Cyclammina clarki Hanna, 1923. IGM-885-Mi.
Dentalinoides colei Cushman & Dusenbury, 1934. IGM-886-Mi.

Dentalinoides communis (d'Orbigny, 1840) Beck. IGM-887-Mi.
Dentalinoides consobrina (d'Orbigny, 1846) Cushman & Hanna. IGM-888-Mi.
Dentalinoides jacksonensis (Cushman & Applin, 1926) Cushman. IGM-889-Mi.
Discorbis cocoaensis Cushman & Garrett, 1938. IGM-890-Mi.
Dorothia colei Cushman & Siegfus, 1935. IGM-891-Mi.
Dorothia principiensis Cushman & Bermúdez, 1936. IGM-892-Mi.
Epistomina partschiana (d'Orbigny, 1826). IGM-893-Mi.
Eponides lodoensis Martin, 1943. IGM-894-Mi.
Eponides mexicana (Cushman, 1925) Cushman. IGM-895-Mi.
Eponides minima Cushman, 1933. IGM-896-Mi.
Eponides primus Martin, 1943. IGM-897-Mi.
Fissurina crassicarinata Bandy, 1949. IGM-898-Mi.
Fissurina orbignyana (Seguenza, 1862) Kelley. IGM-899-Mi.
Fronicularia tenuissima Hantken, 1875. IGM-900-Mi.
Fursenkoina dibollensis Cushman & Applin, 1926. IGM-901-Mi.
Gaudryna convexa Cushman *sandiegensis* Cushman & Hanna, 1927. IGM-902-Mi.
Gaudryna jacksonensis Cushman var. *coalingensis* Cushman & Hanna, 1927. IGM-903-Mi.
Gaudryna modica Bermúdez, 1949. IGM-904-Mi.
Glandulina conica (Neugeboren, 1926) Cushman & Barksdale. IGM-905-Mi.
Glandulina ovata (d'Orbigny, 1864) Cushman & Applin. IGM-906-Mi.
Globanomalina champmani (Parr, 1938) Bolli. IGM-907-Mi.
Globanomalina planoconica (Subbotina, 1953) Bolli. IGM-908-Mi.
Globigerinatheka senni Beckmann, 1953. IGM-909-Mi.
Globobulima pacifica (Cushman, 1927) Cushman, 1943. IGM-910-Mi.
Globocassidulina globosa Hantken, 1875. IGM-911-Mi.
Grigelis kressenbergensis (Gümbel, 1929) Smith. IGM-912-Mi.
Guembelitrioides lozanoi Colom, 1954. IGM-913-Mi.
Gyroidinoides soldanii d'Orbigny var. *octocamerata* Cushman & Hanna, 1927. IGM-914-Mi.
Hemirobulina glabra (d'Orbigny, 1864) Plummer, 1926. IGM-915-Mi.
Hemirobulina subbullata Hantken, 1875. IGM-916-Mi.
Igorina broedermanni (Cushman & Bermúdez, 1949) Bolli. IGM-917-Mi.
Karreriella lodoensis, Israelsky, 1951. IGM-918-Mi.
Lagena acuticosta Reuss, 1862. IGM-919-Mi.
Lagena aspera Galloway & Morrey, 1929. IGM-920-Mi.
Lagena costata (Williamson, 1858) Cushman. IGM-921-Mi.
Lagena gracilicosta (Reuss, 1863) Cushman. IGM-922-Mi.
Lagena laevis (Montaug) *stavensis* Bandy, 1949. IGM-923-Mi.
Lagena striata (d'Orbigny, 1839) Cushman. IGM-924-Mi.
Lenticulina alato-limbatus (Gümbel, 1868). IGM-925-Mi.
Lenticulina alucinans Israelsky, 1955. IGM-926-Mi.
Lenticulina antipodum (Stache, 1865) Cushman & Dusenbury. IGM-927-Mi.
Lenticulina arcuato-striatus (Hantken, 1875) Bermúdez. IGM-928-Mi.
Lenticulina coaledensis Detling, 1946. IGM-929-Mi.
Lenticulina deformis (Reuss, 1861) Galloway & Morrey. IGM-930-Mi.
Lenticulina limbosus (Reuss, 1860) Cushman. IGM-931-Mi.
Lenticulina limbosus Reuss var. *hockleyensis* Cushman & Applin, 1926. IGM-932-Mi.
Lenticulina macrodiscus Reuss, 1861. IGM-933-Mi.

Lenticulina pseudocultratus Cole, 1927. IGM-934-Mi.
Lenticulina pseudo-vortex Cole, 1927. IGM-935-Mi.
Lenticulina theta Cole, 1927. IGM-936-Mi.
Lenticulina vortex (Fichtel & Moll, 1798) Israelsky. IGM-937-Mi.
Lenticulina weaveri Beck, 1943. IGM-938-Mi .
Marginulinopsis curvatura Cushman, 1946. IGM-939-Mi.
Morozovella aragonensis (Nuttall, 1930) Bolli. IGM-940-Mi.
Morozovella caucasica (Glaessner, 1937) McGowran. IGM-941-Mi.
Morozovella coronata Blow, 1979. IGM-942-Mi.
Morozovella crassata (Cushman, 1925) McGowran. IGM-943-Mi.
Morozovella hispidicidaris Martin, 1943. IGM-945-Mi.
Morozovella spinulosa (Cushman, 1927) Bolli. IGM-946-Mi .
Nodosaria arundinea (Schwager, 1866) Cushman & Hanna. IGM-947-Mi.
Nodosaria ewaldi Reuss, 1845. IGM-948-Mi.
Nonion applini Howe & Wallace, 1932. IGM-949-Mi.
Nonionella longicamerata Bandy, 1949. IGM-950-Mi.
Patellina advena Rhumbler, 1906. IGM-951-Mi.
Planorotalites palmerae Cushman & Bermúdez, 1937. IGM-952-Mi.
Planorotalites pseudoscitula Glaessner, 1937. IGM-953-Mi.
Planulina toddae Cushman, 1944. IGM-954-Mi.
Planulina truncana (Gümbel, 1868) Smith. IGM-970-Mi.
Pleurostomella alazanensis Cushman var. *cubensis* Cushman & Bermúdez, 1937. IGM-983-Mi.
Pleurostomella clavata (Cushman, 1926) Cushman & Renz. IGM-984-Mi.
Pleurostomella velascoensis Cushman, 1926. IGM-1000-Mi.
Polymorphina austriaca (d'Orbigny, 1864) Howe & Wallace. IGM-1007-Mi.
Praeglobobulimina pyrula (d'Orbigny, 1826) Loeblich & Tappan. IGM-1008-Mi.
Pseudohastigerina wilcoxensis (Cushman & Ponton, 1932) Bolli. IGM-1009-Mi.
Pullenia quinqueloba (Reuss, 1851) Cushman & Todd. IGM-1010-Mi.
Pullenia reussi Cushman & Todd, 1943. IGM-1011-Mi.
Pullenia salisburyi (Stewart & Stewart, 1930) Beck. IGM-1012-Mi.
Pyramidulina latejugata (Gümbel, 1868) Cushman & Renz. IGM-1013-Mi.
Quinqueloculina josephina (d'Orbigny, 1846) Cushman & Hanna. IGM-1014-Mi.
Quinqueloculina yeguaensis Weinzierl & Applin, 1929. IGM-1016-Mi.
Ramulina aff. *R. navarroana* Cushman, 1926. IGM-1017-Mi.
Saracenaria triangularis (d'Orbigny, 1840) Cushman. IGM-1018-Mi.
Siphonina advena Cushman, 1922. IGM-1022-Mi.
Siphonina jacksonensis Cushman, 1927. IGM-1026-Mi.
Siphonina wilcoxensis Cushman, 1927. IGM-1027-Mi.
Siphonodosaria cocoaensis (Cushman, 1925) Cushman. IGM-1028-Mi.
Spirillina vivipara (Ehrenberg, 1843) Brady. IGM-1029-Mi.
Spiroloculina lamposa Hussey, 1949. IGM-1030-Mi.
Spiroplectammina eocenica Cushman & Barksdale, 1930. IGM-1031-Mi.
Spiroplectammina richardi Martin, 1943. IGM-1032-Mi.
Spiroplectammina tejonensis Mallory, 1959. IGM-1033-Mi.
Subbotina eocaena (Guembel, 1868) Bolli. IGM-1034-Mi.
Subbotina frontosa (Subbotina, 1947) Bolli. IGM-1035-Mi.

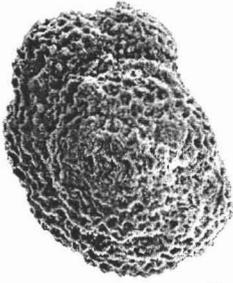
Subbotina hagni Gohrbandt, 1967. IGM-1036-Mi.
Subbotina inaequispira Subbotina, 1953. IGM-1037-Mi.
Subbotina linaperta (Finlay, 1957) Bolli. IGM-1038-Mi.
Trifarina advena Cushman var. *californica* Mallory, 1959. IGM-1039-Mi.
Tritaxilina colei Cushman & Siegfus, 1935. IGM-1040-Mi.
Uvigerina lodoensis Martin var. *miriamae* Mallory, 1959. IGM-1041-Mi.
Uvigerina wilcoxensis Cushman & Garrett, 1939. IGM-1042-Mi.
Uvigerina yazooensis Cushman, 1933. IGM-1043-Mi.
Vaginulinopsis mexicana (Cushman) var. *alticostata* Cushman & Barksdale, 1930. IGM-1044-Mi.
Vaginulinopsis mexicana (Cushman) var. *kerni* Cook, 1939. IGM-1045-Mi.
Vaginulinopsis mexicana (Cushman) var. *nudicostata* Cushman & Hanna, 1927. IGM-1048-Mi.
Vaginulinopsis mexicana (Cushman) var. *vacavillensis* Hanna, 1923. IGM-1049-Mi.
Valvulineria jacksonensis Cushman, 1933. IGM-1050-Mi.
Verneuilina aff. *triangulata* Cook, 1939. IGM-1051-Mi.
Verneuilina triangulata Cook, 1939. IGM-1052-Mi.
Vulvulina curta Cushman & Siegfus, 1935. IGM-1053-Mi.

LÁMINAS

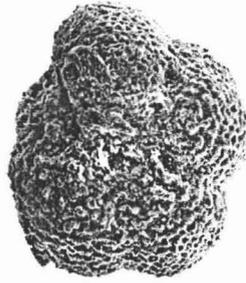
LÁMINA 1

- 1.- *Igorina broedermanni* (Cushman & Bermúdez, 1949) Bolli. IGM-917-Mi. Vista espiral, X300.
- 2.- *Acarinina pentacamerata* (Subbotina, 1947) Subbotina. IGM-854-Mi. Vista umbilical, X240.
- 3.- *Acarinina pseudotopilensis* Subbotina 1953. IGM-856-Mi. Vista espiral, X240.
- 4.- *Subbotina eocaena* (Guembel, 1868) Bolli. IGM-1034-Mi. Vista umbilical, X200.
- 5.- *Acarinina* cf. *crassata* var. *densa* Cushman, 1925. IGM-847-Mi. Vista espiral, X240.
- 6.- *Acarinina primitiva* Finlay, 1947. IGM-855-Mi. Vista espiral, X270.
- 7.- *Acarinina tribulosa* Bolli, 1957. IGM-858-Mi. Vista espiral, X300.
- 8.- *Globanomalina chapmani* (Parr, 1938) Bolli. IGM-907-Mi. Vista umbilical, X330
- 9.- *Morozovella aragonensis* (Nuttall, 1930) Bolli. IGM-940-Mi. Vista umbilical, X150.
10. *Morozovella crassata* (Cushman, 1925) McGowran. IGM-943-Mi. Vista espiral, X270.
- 11.- *Globigerinatheka senni* Beckmann, 1953. IGM-909-Mi. Vista espiral, X220.
- 12.- *Planorotalites palmerae* Cushman & Bermúdez, 1937. IGM-952-Mi. Vista umbilical, X440.
- 13.- *Morozovella caucasica* (Glaessner, 1937) McGowran. IGM-941-Mi. Vista umbilical, X150.
- 14.- *Subbotina linaperta* (Finlay, 1957) Bolli. IGM-1038-Mi. Vista umbilical, X200.
- 15.- *Subbotina inaequispira* Subbotina, 1953. IGM-1037-Mi. Vista umbilical, X240.
- 16.- *Subbotina frontosa* (Subbotina, 1947) Bolli. IGM-1035-Mi. Vista lateral, X220.
- 17.- *Acarinina spinuloinflata* Bandy, 1949. IGM-857-Mi. Vista espiral, X270.
- 18.- *Morozovella spinulosa* (Cushman, 1927) Bolli. IGM-946-Mi. Vista espiral, X440.
- 19.- *Acarinina esnaensis* Le Roy, 1953. IGM-851-Mi. Vista umbilical, X240.
- 20.- *Acarinina marksi* Martin, 1943. IGM-852-Mi. Vista umbilical, X540.

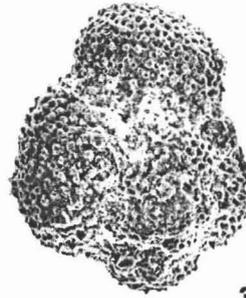
LÁMINA 1



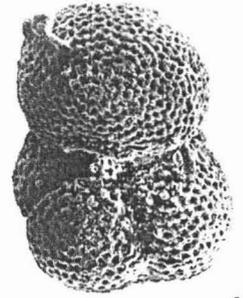
1



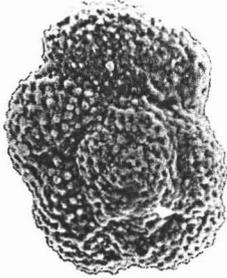
2



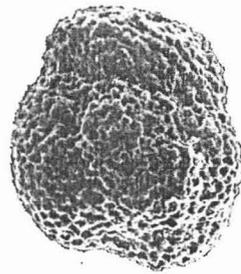
3



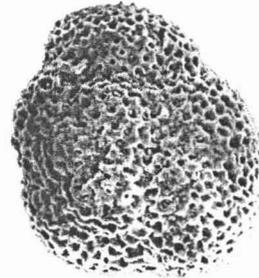
4



5



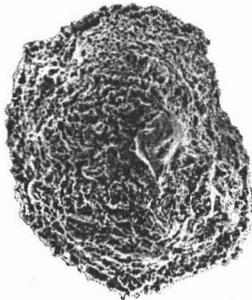
6



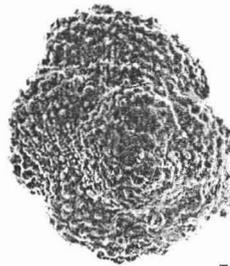
7



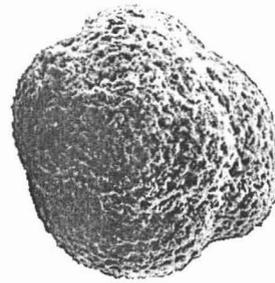
8



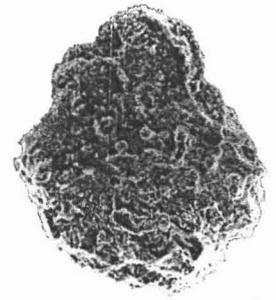
9



10



11



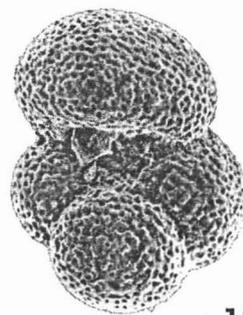
12



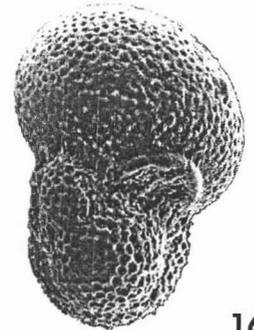
13



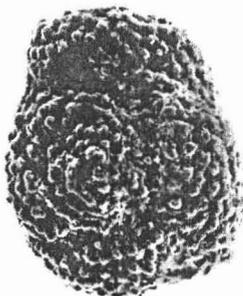
14



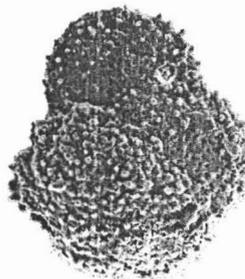
15



16



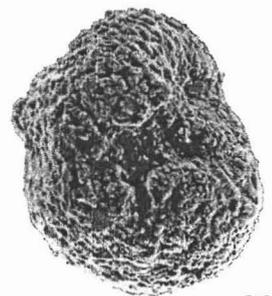
17



18



19

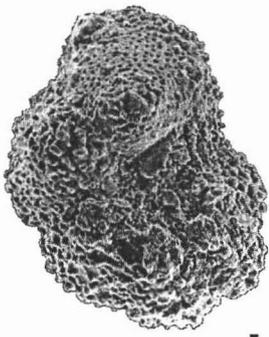


20

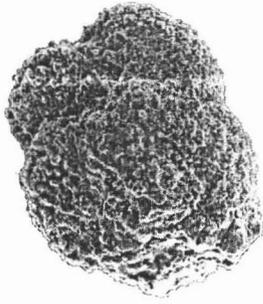
LÁMINA 2

- 1.- *Morozovella coronata* Blow, 1979. IGM-942-Mi. Vista umbilical, X360.
- 2.- *Morozovella hispidicidaris* Martin, 1943. IGM-945-Mi. Vista espiral, X400.
- 3.- *Guembelitrionides lozanoi* Colom, 1954. IGM-913-Mi. Vista espiral, X440.
- 4.- *Planorotalites pseudoscitula* Glaessner, 1937. IGM-953-Mi. Vista espiral, X660.
- 5.- *Acarinina bullbrooki* Bolli, 1957. IGM-846-Mi. Vista espiral, X360.
- 6.- *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushman & Ponton, 1932) Bolli. IGM-1009-Mi. Vista lateral, X270.
- 7.- *Acarinina collactea* (Finlay, 1939) Jenkins. IGM-848-Mi. Vista espiral, X330.
- 8.- *Globanomalina planoconica* (Subbotina, 1953) Bolli. IGM-907-Mi. Vista umbilical, X360.
- 9.- *Gyroidinoides soldanii* d'Orbigny var. *octocamerata* Cushman & Hanna, 1927. IGM-914-Mi. Vista espiral, X240.
- 10.- *Gyroidinoides soldanii* d'Orbigny var. *octocamerata* Cushman & Hanna, 1927. IGM-914-Mi. Vista umbilical, X240.
- 11.- *Bulimina whitei* Martin, 1943. IGM-872-Mi. Vista lateral, X430.
- 12.- *Glandulina conica* (Neugeboren, 1926) Cushman & Barksdale. IGM-905-Mi. Vista lateral, X240.
- 13.- *Siphonina wilcoxensis* Cushman, 1927. IGM-1027-Mi. Vista umbilical, X440.
- 14.- *Bolivina pisciformis* Galloway & Morrey, 1929. IGM-870-Mi. Vista lateral, X430.
- 15.- *Siphonina jacksonensis* Cushman, 1927. IGM-1026-Mi. Vista umbilical, X180.
- 16.- *Aragonia aragonensis* (Nuttall, 1930). IGM-865-Mi. Vista lateral, X440.
- 17.- *Cibicides coalingensis* (Cushman & Hanna, 1927) Laiming. IGM-875-Mi. Vista lateral, X200.
- 18.- *Pullenia quinqueloba* (Reuss, 1851) Cushman & Todd. IGM-1010-Mi. Vista lateral, X440.
- 19.- *Pullenia salisburyi* (Stewart & Stewart, 1930) Beck. IGM-1012-Mi. Vista lateral, X540.
- 20.- *Eponides primus* Martin, 1943. IGM-897-Mi. Vista umbilical, X240.

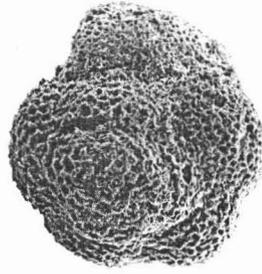
LÁMINA 2



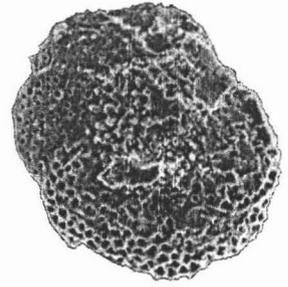
1



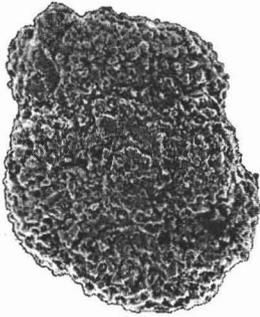
2



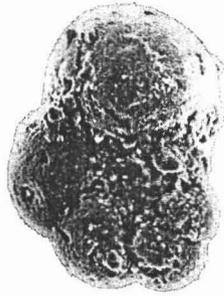
3



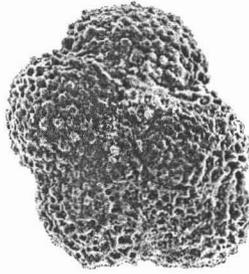
4



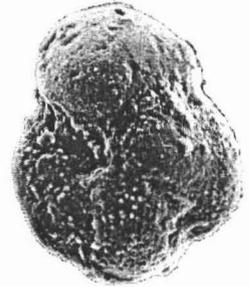
5



6



7



8



9



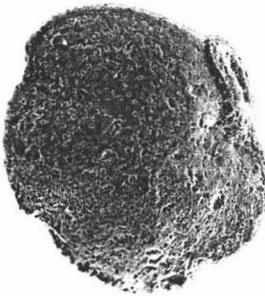
10



11



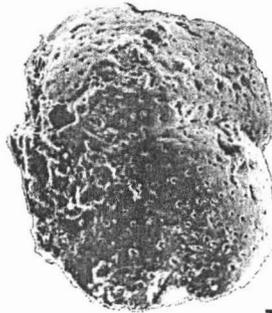
12



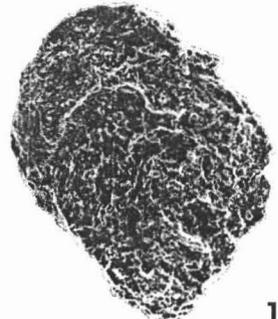
13



14



15



16



17



18



19



20

LÁMINA 3

- 1.- *Globocassidulina globosa* Hantken, 1875. IGM-911-Mi. Vista lateral, X540.
- 2.- *Trifarina advena* Cushman var. *californica* Mallory, 1959. IGM-1039-Mi. Vista lateral, X300.
- 3.- *Asterigerina crassaformis* Cushman & Siegfus, 1936. IGM-867-Mi. Vista umbilical, X400.
- 4.- *Globobulima pacifica* (Cushman, 1927) Cushman, 1943. IGM-910-Mi. Vista lateral, X480.
- 5.- *Anomalinoides judas* Martin, 1943 IGM-862-Mi. Vista lateral, X150.
- 6.- *Cibicides kernensis* Mallory, 1959. IGM-879-Mi. Vista umbilical, X300.
- 7.- *Uvigerina lodoensis* Martin var. *miriamae* Mallory, 1959. IGM-1041-Mi. Vista lateral, X260.
- 8.- *Vulvulina curta* Cushman & Siegfus, 1935. IGM-1053-Mi. Vista lateral, X400.
- 9.- *Anomalinoides kennae* Martin, 1943. IGM-863-Mi. Vista umbilical, X130.
- 10.- *Eponides lodoensis* Martin, 1943. IGM-894-Mi. Vista umbilical, X320.
- 11.- *Siphonina advena* Cushman, 1922 IGM-1022-Mi. Vista umbilical, X300.
- 12.- *Vaginulinopsis mexicana* (Cushman) var. *kerni* Cook, 1939. IGM-1045-Mi. Vista lateral, X220
- 13.- *Cibicidoides pseudoungerianus* Cushman, 1922. IGM-884-Mi. Vista umbilical, X180.
- 14.- *Cibicides fortunatus* Martin, 1943. IGM-878-Mi. Vista umbilical, X330.
- 15.- *Cibicides pseudowellorstorffi* Cole, 1927. IGM-881-Mi. Vista umbilical, X110.
- 16.- *Dorothia principiensis* Cushman & Bermúdez, 1936. IGM-892-Mi. Vista lateral, X200.
- 17.- *Lagena costata* (Williamson, 1858) Cushman. GM-921-Mi. Vista lateral, X480.
- 18.- *Verneuilina* aff. *triangulata* Cook, 1939. IGM-1052-Mi. Vista lateral, X360.
- 19.- *Verneuilina triangulata* Cook, 1939 IGM-1052-Mi. Vista lateral, X440.
- 20.- *Spiroplectamina richardi* Martin, 1943. IGM-1032-Mi. Vista lateral, X300.

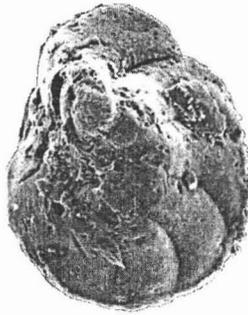
LÁMINA 3



1



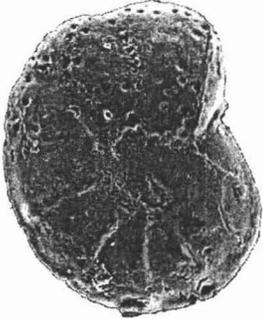
2



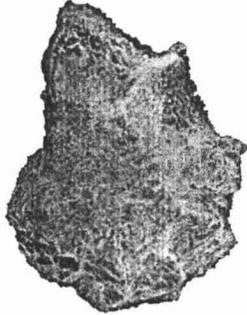
3



4



5



6



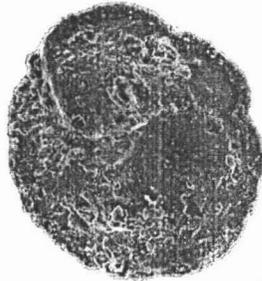
7



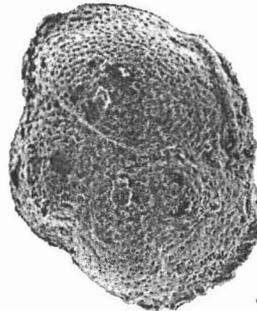
8



9



10



11



12



13



14



15



16



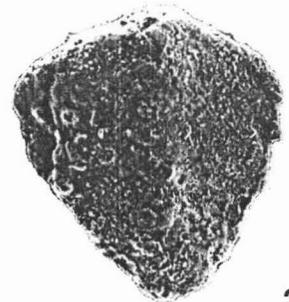
17



18



19

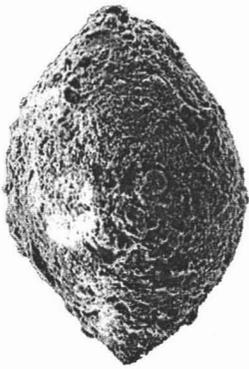


20

LÁMINA 4

- 1.- *Glandulina ovata* (d'Orbigny, 1864) Cushman & Applin. IGM-906-Mi. Vista lateral, X320.
- 2.- *Siphonodosaria cocoaensis* (Cushman, 1925) Cushman. IGM-1028-Mi. Vista lateral, X80.
- 3.- *Eponides mexicana* (Cushman, 1925) Cushman. IGM-895-Mi, Vista umbilical, X110.
- 4.- *Dentalinoides communis* Cushman & Dusenbury, 1934. IGM-887-Mi. Vista lateral, X130.
- 5.- *Uvigerina yazooensis* Cushman, 1933. IGM-1043-Mi. Vista lateral, X300.
- 6.- *Spiroloculina lamposa* Hussey, 1949. IGM-1030-Mi. Vista lateral, X180.
- 7.- *Dentalinoides jacksonensis* (Cushman & Applin, 1926) Cushman. IGM-889-Mi. Vista lateral, X43.
- 8.- *Bulimina consanguinea* Parker & Bermúdez, 1937. IGM-871-Mi. Vista lateral, X400.

LÁMINA 4



1



2



4



5



6



7



8