

10
Zejun



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

**EVOLUCION SEDIMENTOLOGICA DE LA SECUENCIA
CRETACICA EN EL AREA DE HUITZILTEPEC,
ESTADO DE GUERRERO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO GEOLOGO

P R E S E N T A:

ULISES HERNANDEZ ROMANO



MEXICO, D. F.

1995

FALLA DE ORIGEN

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-085

SR. ULISES HERNANDEZ ROMANO
Presente.

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Jaime Barceló Duarte, y que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de ingeniero geólogo:

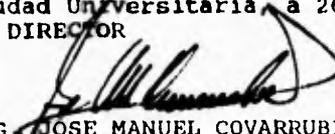
EVOLUCION SEDIMENTOLOGICA DE LA SECUENCIA CRETACICA EN EL AREA DE HUITZILTEPEC, EDO. DE GUERRERO

	RESUMEN
I	INTRODUCCION
II	MARCO GEOLOGICO
III	ESTRATIGRAFIA
IV	INTERPRETACION PALEOAMBIENTAL
V	GEOLOGIA ESTRUCTURAL
VI	CONCLUSIONES
	BIBLIOGRAFIA
	APENDICES
	ANEXOS

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

A t e n t a m e n t e
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 26 de noviembre de 1993.
EL DIRECTOR


ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS*EGLM*ggt*

al.

**EVOLUCION SEDIMENTOLOGICA DE LA SECUENCIA
CRETACICA EN EL AREA DE HUITZILTEPEC,
ESTADO DE GUERRERO**

A mis padres

***Esther Romano de Hernández
Augurio Hernández Abundis***

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Dr. Jaime Barceló Duarte por la asesoría y el apoyo brindado para la elaboración del presente trabajo; al Ing. Martín Martínez Medrano por su compañía y consejos durante el trabajo de campo; a la Biol. Noemí Aguilera Franco por las determinaciones micropaleontológicas de la mayor parte de las muestras colectadas así como, junto con el Ing. Arturo Ortiz Ubilla, por sus comentarios sobre un borrador de la presente tesis; a la Dra. Ma. Antonieta Sánchez Ríos y a la Biol. Patricia E. Padilla Avila por la determinación de la nanoflora y la microfauna de la muestra UH93-113; a la Dra. Gloria Alencáster por la identificación de algunos macrofósiles; a los ingenieros Emiliano Campos Madrigal y Enrique González Torres así como al M. en C. Víctor Dávila Alcocer y al Dr. Jaime Rueda Gaxiola por la revisión final de este trabajo.

INDICE

	Página
RESUMEN	1
I. INTRODUCCION	2
1.1. Objetivo	2
1.2. Localización y acceso	2
1.3. Provincia fisiográfica y geomorfología	3
1.4. Antecedentes sobre el área y aspectos por estudiar	3
1.5. Metodología	4
II. MARCO GEOLOGICO REGIONAL	6
II.1. El sur de México	6
II.2. La Cuenca Guerrero-Morelos	6
III. ESTRATIGRAFIA	8
III.1. Sistema Cretácico	8
III.1.1. Formación Huitzucó	8
III.1.2. Formación Morelos	12
III.1.3. Formación Mexcala	14
III.2. Sistema Terciario	22
III.2.1. Grupo Balsas	22
III.2.1.1. Facies conglomerádica	23
III.2.1.2. Formación Tetelcingo	24
III.2.1.3. Facies arenoso-limolítica	25
III.2.2. Formación Oapan	26
IV. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	30
IV.1. Pliegues	30
IV.2. Cabalgaduras y fallas inversas	31
IV.3. Fallas normales	33
IV.4. Fallas laterales y oblicuas	34
IV.5. Lineamientos	34
V. SECCIONES ESTRATIGRAFICAS MEDIDAS	36
V.1. Sección Axaxacoalco	36
V.2. Sección Barranca del Tigre	39
V.3. Sección Zotoltitlán	41
V.4. Sección Hueytlalpan	45
VI. INTERPRETACION PALEOAMBIENTAL	51
VI.1. Ambientes sedimentarios	51
VI.2. Litofacies	59
VI.3. Correlación	95
VI.4. Evolución sedimentológica y paleoambiental	102
VII. CONCLUSIONES	109

APENDICES	111
A. Petrografía	111
A.1. Sección Axaxacoalco	111
A.2. Sección Barranca del Tigre	118
A.3. Sección Zotoltitlan	121
A.4. Sección Hueytlalpan	130
B. Esquemas utilizados en la clasificación de rocas	133
B.1. Clasificación de rocas carbonatadas	133
B.2. Clasificación de rocas terrigenas	133
B.2.1. Clasificación de conglomerados	133
B.2.2. Clasificación de areniscas	134
B.2.3. Clasificación de rocas lodosas	134
C. Simbología y abreviaturas	135
BIBLIOGRAFIA	137
ANEXO	
Mapa Geológico	

RESUMEN

Se estudiaron cuatro secciones estratigráficas parciales de la secuencia cretácica en el área de Huitziltepec situada entre los 17°40' y 17°57' de latitud norte y 99°13' y 99°37' de longitud oeste, al norte de Chilpancingo, Gro. Las secciones Axaxacoalco, Barranca del Tigre y Zotoltilán comprenden la parte superior de la Formación Morelos (Cenomaniano Superior) y la parte inferior de la Formación Mexcala (Turoniano Inferior); mientras que la sección Hueytlalpan abarca sólo la parte superior de la Formación Mexcala (post-Turoniano).

Durante el presente estudio, y con base en las características litológicas de las muestras colectadas, se definieron 19 litofacies, de las cuales 11 son esencialmente carbonatadas, 3 son carbonatadas con un importante contenido de material terrígeno y 5 son clásticas con cementante calcáreo. Con base en la interpretación de estas litofacies, se establece la evolución sedimentológica y paleoambiental del área de estudio.

En esta región, la historia sedimentaria cretácica, llevada a cabo en un mar epicontinental transgresivo, se inicia probablemente en la edad Aptiana con el depósito de evaporitas (Fm. Huitzucó) en un sabkha marino situado entre una plataforma interna (Formación Acahuizotla, Fm. Morelos) al occidente y una la zona continental localizada al oriente (Fm. Zicapa).

Como consecuencia de la transgresión iniciada a principios de la edad Albiana, el sabkha es transgredido por las condiciones de plataforma de poniente a oriente, de tal manera que durante parte de la Albiana y todo la Cenomaniana el área de estudio se encontró bajo condiciones de plataforma interna, depositándose una potente secuencia de calizas (Fm. Morelos).

Durante la edad Cenomaniana Tardía, la parte central del área de estudio y, probablemente también, la occidental, se encontraban bajo condiciones de submarea, con esporádicos crecimientos de rudistas y bancos de arenas carbonatadas. Al mismo tiempo, algunas zonas de la parte central y principalmente la parte oriental del área de estudio estaban dominadas por condiciones de intermarea y ocasionalmente de supramarea, efectuándose el depósito en planicies de marea.

Al final de la edad Cenomaniana e inicio de la Turoniana se produce el ahogamiento de la plataforma. Esto sucedió inicialmente en las zonas más profundas de la parte central y occidental (Secciones Axaxacoalco y Barranca del Tigre), donde puede observarse la interrupción repentina de las calizas de plataforma (Fm. Morelos) y la presencia de arcillitas y calizas pelágicas (Fm. Mexcala) sobre ellas.

Con la máxima elevación del nivel del mar, alcanzada hacia el final de la Cenomaniana, aunada a factores climáticos y biológicos, se produjeron sobre la plataforma condiciones anóxicas que mermaron drásticamente la cantidad de organismos bentónicos aeróbicos productores de carbonato de calcio y por ende la tasa de acumulación de sedimento, la cual llegó a ser menor que la tasa de elevación del nivel del mar. Bajo estas condiciones se depositaron sedimentos con alto contenido de materia orgánica con gran potencial generador de hidrocarburos. Rocas con un contenido apreciable de materia orgánica se han observado en la base de la Formación Mexcala.

Al ahogarse la parte occidental de la plataforma, la parte oriental quedó, durante la edad Turoniana Temprana, bajo condiciones marinas abiertas con influencia terrígena deltaica (parte inferior de la Fm. Mexcala, sección Zotoltilán); sin embargo, finalmente también sufrió una profundización que la llevó a condiciones de cuenca (Turoniana Media).

El material terrígeno llegó a ser un constituyente importante de las rocas a partir del Turoniano. Este material pudo ser suministrado a la plataforma por corrientes fluviales y distribuido por las corrientes litorales. En tiempos posturonianos el aporte de material terrígeno llega a ser predominante dando lugar a arcillitas, limolitas, areniscas y conglomerados (Fm. Mexcala, Sección Hueytlalpan, Coniaciano-Santoniano?). El depósito de estos materiales se produce principalmente en sistemas deltaicos que se desarrollan en las márgenes del mar epicontinental. Las secuencias deltaicas tienen su máximo desarrollo en la parte oriental y suoriental del área de estudio.

Después de la progradación deltaica y probablemente ya en el Terciario, la sedimentación pasa a ser continental, producida por corrientes fluviales. Posteriormente la deformación y el levantamiento de la zona provocan la erosión de gran parte de las rocas de la secuencia.

I

INTRODUCCION

1.1. Objetivo

El objetivo del presente trabajo es determinar la evolución sedimentológica y paleoambiental de la secuencia cretácica en el área de estudio, definiendo sus facies y los ambientes en que se formaron estas rocas, para tener más elementos para una mejor evaluación de la estratigrafía de la región y de su potencial petrolífero.

1.2. Localización y acceso

El área de estudio se localiza en la parte central del Estado de Guerrero, entre Chilpancingo e Iguala (Fig. 1). Geográficamente se ubica entre los 17°40' y 17°57' de latitud norte y 99°13' y 99°37' de longitud oeste, con una superficie total de 1330 km², siendo cubierta principalmente por la carta Xochipala (E14-C18) y parcialmente por las cartas Zicapa (E14-C19), Chilpancingo (E14-C28) y Chilapa (E14-C29), todas a escala 1:50 000, publicadas por el INEGI.

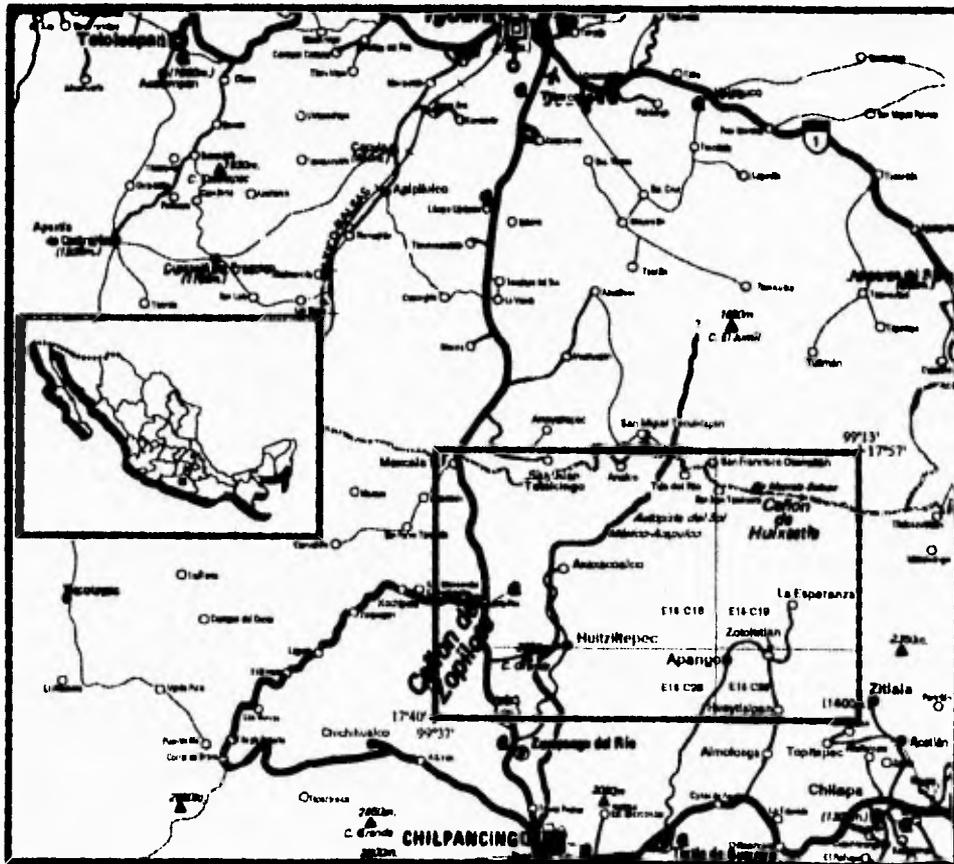


Fig. 1. Localización del área de estudio

Las poblaciones más importantes son Xochipala, Zumpango de Río, San Juan Tetelcingo, San Agustín Oapan, Huitziltepec, Apango, Atliaca, Almolonga y Zotoltilán. Otras poblaciones de menor importancia son Axaxacoalco, Mezcala, San Miguel Tecuixiapan y Hueytlalpan.

La vía de comunicación más importante del área es la Autopista del Sol México-Acapulco, que la cruza por la parte media en una dirección casi norte-sur; sin embargo, el acceso a las carreteras estatales y terracerías que atraviesan la zona sólo es posible a través de la Carretera Federal No. 95 México-Acapulco.

1.3. Provincia fisiográfica y geomorfología

La Cuenca Guerrero-Morelos se encuentra comprendida dentro de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur (Lugo-Hubb, 1990) en su parte norcentral. Las formas que caracterizan a esta región son sierras de cimas redondeadas y laderas empinadas constituidas principalmente por calizas cretácicas de la Formación Morelos plegadas en anticlinales y anticlinorios, lomeríos constituidos por lutitas y areniscas de la Formación Mexcala y, en ocasiones, por tobas y lavas de la Formación Tetelcingo; estos lomeríos se encuentran generalmente en las partes bajas, tanto en las estructuras sinclinales como en los bloques caídos de fallas normales y oblicuas. A menudo los lomeríos se interrumpen en largos escarpes constituidos por calizas y producidos por fallamiento normal y/o lateral.

En algunos lugares se observan pequeñas planicies aluviales sobre las que se extiende el piedemonte y abanicos aluviales. En algunos valles, así como formando pequeñas sierras de laderas escarpadas, se encuentran rocas volcánico-clásticas terciarias. Algunas planicies elevadas y mesas se encuentran coronadas por calizas lacustres de la Formación Oapan.

En los terrenos de calizas, y particularmente en las zonas donde afloran las rocas evaporíticas de la Formación Huitzucó, se han desarrollado estructuras cársticas de diferentes magnitudes, encontrándose dolinas desde algunos metros hasta más de cien metros de diámetro y poljés de hasta dos kilómetros de longitud.

El drenaje sobre las rocas calizas es abierto, con un fuerte control estructural, tendiendo a ser subparalelo y en partes dendrítico con valles de laderas convexas, mientras que en las rocas clásticas y volcánico-clásticas es dendrítico acentuado y muy denso, con valles angostos en forma de V.

El rasgo fisiográfico más sobresaliente de esta región es el valle del Río Balsas, con una dirección general WNW, y en cuya cuenca de drenaje queda comprendida el área de estudio y la mayor parte de la Cuenca Guerrero-Morelos.

1.4. Antecedentes sobre el área de estudio y aspectos por estudiar

Entre los primeros trabajos de reconocimiento geológico y paleontológico que se hicieron en la Cuenca Guerrero-Morelos figuran los de Burkhardt (1919), Müllerried (1943, 1944), Guzmán (1950) (todos en: Fries, 1960), Bohnenberger (1955), Fries (1960), de Cserna (1965), Nájera Garza (1965, en: de Cserna *et al.*, 1980) y Olea-Gomezcaña (1965), en los cuales se describió y definió la mayor parte de las unidades litoestratigráficas de la región.

Posteriormente se han publicado un gran número de trabajos enfocados a diferentes aspectos geológicos. La tectónica y geología estructural regional han sido tratadas en trabajos como los de Campa-Uranga (1978, 1984), Campa y Ramírez (1979), Campa *et al.* (1980), Ramírez-Espinosa (1984), Salinas-Prieto (1984), González y Torres (1988), Vélez-Scholvink (1989), Sabanero-Sosa (1990) y Tardy *et al.* (1991). Los aspectos tectónicos relacionados con el límite sur de la Cuenca Guerrero-Morelos son tratados especialmente por Ratschbacher *et al.* (1991), Meschede *et al.* (1992), Riller *et al.* (1992), Tardy *et al.* (1992), Morán-Zenteno *et al.* (1993a, 1993b) y otros. En los trabajos de de Cserna *et al.* (1978, 1980), Ortega-Gutiérrez (1980), Corona-Esquivel (1981), Flores de Dios y Buitrón (1982), Ortega-González (1987), González-Pacheco (1988, 1989, 1991), López-Sierra (1988), Gómez-Rodríguez (1991), Martínez-Medrano (1994) y otros, se detalla la estratigrafía y se interpreta la evolución paleoambiental de la cuenca. Varios prospectos de Petróleos Mexicanos han tratado la geología de la mayor parte de la Cuenca Guerrero-Morelos; sin embargo, la obtención de esta información es muy difícil.

A pesar de los numerosos trabajos escritos sobre la geología de esta región, existen varios aspectos que hace falta estudiar con mayor detalle.

Los eventos tectónicos que ha sufrido la Cuenca Guerrero-Morelos y las zonas adyacentes han hecho que muchas de las relaciones estratigráficas entre las secuencias de las diferentes zonas hayan quedado enmascaradas e incluso borradas, de tal manera que una reconstrucción paleogeográfica regional que no se base en un cuidadoso análisis estructural y tectónico estará alejada de la realidad.

Son pocos los trabajos realizados que, basados en datos de campo tomados intensivamente, han tratado de descifrar la cinemática y la dinámica de la deformación dentro de la región de la cuenca. En la mayoría de los trabajos (incluso éste), el aspecto estructural ha sido tomado desde un punto de vista meramente descriptivo o de manera superficial.

En este trabajo se buscó tener una idea general de las estructuras principales que se encuentran en el área de estudio y de cómo estas estructuras están afectando al paquete sedimentario estudiado; sin embargo, se tiene conciencia de la necesidad de un estudio estructural detallado para así tener un mejor control en la correlación y realización de mapas paleogeográficos.

Aunado a la complejidad tectónica y estructural de la zona, en muchos casos se carece de fechamientos confiables de las unidades litoestratigráficas y de sus límites en las diferentes zonas, por lo que se tienen muchos de ellos indefinidos y sus relaciones permanecen oscuras.

En el área de estudio se ha reportado la existencia de una ligera discordancia entre la secuencia carbonatada (Formación Morelos) y la clástico-carbonatada (Formación Mexcala), con un intervalo ausente que comprende la parte superior del Cenomaniano y la inferior del Turoniano (Olea-Gomezcaña, 1965). Sin embargo, al norte se ha reconocido (Fries, 1960; González-Pacheco, 1991) el paso transicional entre estas dos secuencias.

Se ha cuestionado la existencia de la Formación Cuautla en el área de estudio y zonas vecinas al norte del Río Balsas debido a que en la secuencia carbonatada no se han encontrado evidencias que apunten a que parte de esta secuencia pertenece a la formación mencionada (Olea-Gomezcaña, 1965; González-Pacheco, 1991; Martínez-Medrano, 1994).

A las rocas volcánicas de la Formación Tetelcingo se les ha asignado una edad cretácica (Maastrichtense, Ortega-Gutiérrez, 1980); sin embargo, las relaciones estratigráficas no parecen confirmar tal edad ya que se encuentran en ocasiones intercaladas con las rocas del Grupo Balsas (Eoceno-Oligoceno; Fries, 1960).

En cuanto a la evolución paleoambiental se ha reportado comúnmente la historia transgresiva de la región y el paso de condiciones de plataforma carbonatada a condiciones de cuenca sin dar criterios suficientes que expliquen el ahogamiento de la plataforma.

Asimismo, la evolución sedimentológica posterior al establecimiento de las condiciones pelágicas se ha mantenido prácticamente inestudiada debido a la intensa deformación sufrida por estas rocas de poca competencia (Fm. Mexcala).

1.5. Metodología

Para lograr el objetivo de este trabajo, se estudió la información existente acerca de la geología de la región y de las zonas adyacentes, se elaboró un mapa fotogeológico cuya interpretación se fué corrigiendo con las visitas al campo hasta lograr el que se presenta en este trabajo (ver mapa anexo). Obviamente no toda la información que aparece en el mapa está verificada en campo.

Con el método Brunton (Compton, 1985), se midieron cuatro secciones estratigráficas: Axaxacoalco, Barranca del Tigre, Zotoltilán y Hueytlalpan (ver mapa anexo), de 140, 265, 383 y 52 m de espesor, respectivamente. Se realizó un muestreo estratigráfico obteniéndose 51, 27, 82 y 24 muestras en las respectivas secciones, haciendo un total de 184, de las cuales a 171 se les hicieron dos láminas delgadas a cada una (una horizontal y otra vertical sobre planos verticales perpendiculares entre sí), con el fin de poder observar mejor las características de las rocas.

En el análisis petrográfico de las muestras se obtuvieron los siguientes datos: componentes de la roca, tipos de bioclastos y tipos de fragmentos de roca; cuando era necesario se obtenía también el tamaño de las

partículas con rango y promedio, la redondez, la madurez textural y otras características visibles en las láminas delgadas.

A partir de estos datos se obtuvo la litología y modificadores para cada muestra y aunado a datos de campo (estructuras primarias, geometría de los estratos, etc.) se infirió el ambiente en el que se originaron.

Con base en las características litológicas de los diferentes intervalos de cada una de las secciones, se definieron 19 litofacies, a partir de las cuales se interpretaron los ambientes sedimentarios y subambientes en los que se depositaron los sedimentos y se realizó la correlación entre las secciones.

El nivel de correlación cronoestratigráfica empleado en este trabajo es el límite Cenomaniano-Turoniano, que coincide con el límite entre las Formaciones Morelos y Mexcala y que está caracterizado por una disminución notable en el espesor de los estratos, un aumento en la arcillosidad y un predominio de fauna de mar abierto.

Con los datos anteriores se interpretó la evolución paleoambiental del área y se elaboró un modelo evolutivo.

La petrografía realizada a partir de las láminas delgadas aparece en el apéndice A.

Para la clasificación de las rocas carbonatadas se empleó un esquema derivado de la clasificación de Dunham (1962) con las modificaciones de Embry y Klovan (1971) que aparece en el apéndice B.1. Para las rocas terrígenas se utilizó la clasificación de Pettijohn (1975) para conglomerados (apéndice B.2.1.), la clasificación de Dott (1964, en: Pettijohn, *op. cit.*) modificada por Pettijohn (*op. cit.*) para areniscas con la subdivisión de las arenitas líticas de Folk (1974) (apéndice B.2.2.) y la clasificación de Folk (1974) para las rocas lodosas (apéndice B.2.3.).

II

MARCO GEOLOGICO REGIONAL

II.1. El sur de México

La parte sur de México es una de las regiones más problemáticas y por lo mismo más interesantes desde el punto de vista geológico. Está constituida por un mosaico de provincias geológicas (Cuicateca, Zapoteca, Mixteca, Plataforma de Morelos, Complejo Orogénico de Guerrero-Colima y Chatina; Ortega-Gutierrez *et al.*, 1992) cuyas relaciones se han empezado a entender en los últimos años conforme se han ido detallando los estudios estratigráficos y estructurales en las diferentes zonas.

Los procesos tectónicos y eventos sedimentarios más sobresalientes que se reconocen en el sur de México para el Cretácico y el Terciario pueden observarse en la figura 2.

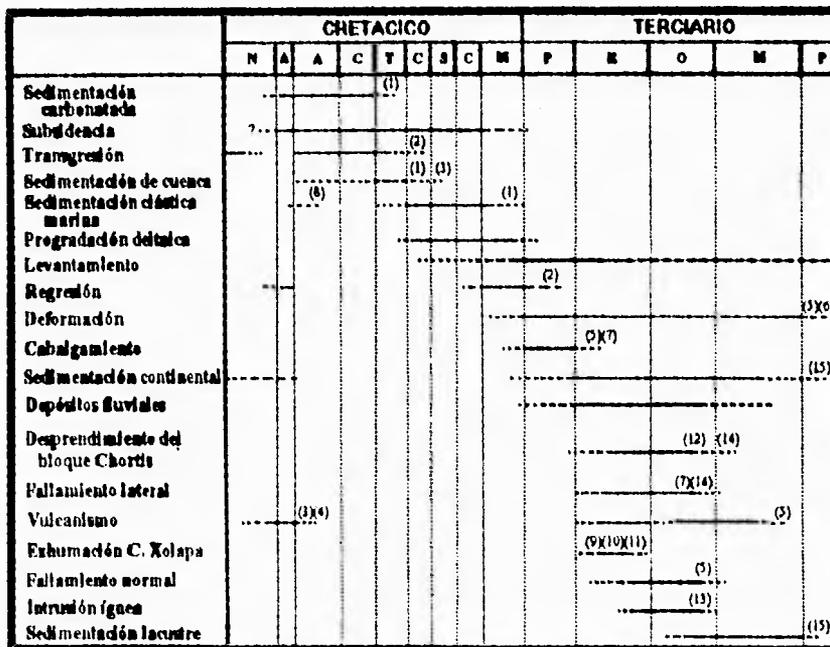


Fig. 2. Principales eventos tectónicos y sedimentarios reconocidos en la Cuenca Guerrero-Morelos y zonas adyacentes. Fuentes: (1) González-Pacheco, 1991; (2) Haq *et al.*, 1988; (3) Guerrero-Suástegui *et al.*, 1993; (4) Monod y Busnardo, 1993; (5) Morán-Zenteno, 1984; (6) Sabancero-Sosa, 1990; (7) Negendank *et al.*, 1993; (8) Guerrero-Suástegui *et al.*, 1991; (9) Robinson *et al.*, 1989; (10) Robinson *et al.*, 1990; (11) Morán-Zenteno *et al.*, 1993; (12) Riller *et al.*, 1992; (13) Morán-Zenteno, 1992; (14) Guerrero-García y Herrero-Bervera, 1993; (15) de Cserna *et al.*, 1980.

II.2. La Cuenca Guerrero-Morelos

El área de estudio tiene como marco geológico regional a la Cuenca Mesozoica de Guerrero-Morelos.

Se le ha llamado Cuenca Guerrero-Morelos a una cuenca sedimentaria interpretada como de post-arco (González y Torres, 1988; Meneses-Rocha *et al.*, 1990; Ratschbacher *et al.*, 1991) que se desarrolló durante el Cretácico en el sur de México. Está caracterizada por una secuencia de rocas primordialmente marinas, tanto terrígenas como carbonatadas, siendo éstas últimas las más características por sus amplios

afloramientos y gran espesor. Estas rocas afloran en lo que es actualmente el Estado de Morelos, la parte norte y noroeste del Estado de Guerrero y el sureste del Estado de México (Fig. 3), siendo probablemente una continuación de las plataformas y cuencas que para ese entonces se desarrollaron en la parte centro-oriental del país. Debido a que las rocas predominantes en esta región son de facies de plataforma, varios autores prefieren llamar a esta región Plataforma Guerrero-Morelos. Esta región constituye en sí una provincia geológica denominada Plataforma de Morelos por Ortega-Gutiérrez *et al.*, (1992).

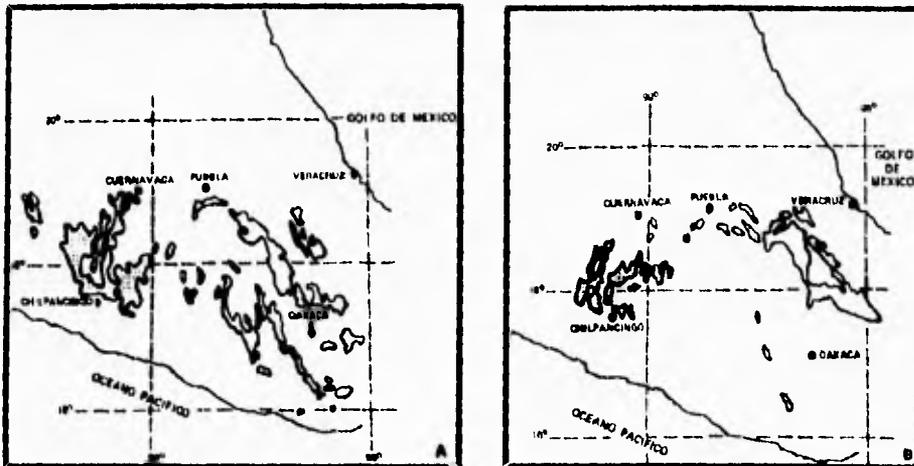


Fig. 3. Distribución de las rocas del Cretácico Inferior (A) y del Cretácico Superior (B) de la Plataforma Guerrero-Morelos (área punteada), Cuenca de Tlaxiaco y sector sur de la Sierra Madre Oriental. Tomado de Morán-Zenteno, 1984.

Se ha propuesto como basamento de la secuencia sedimentaria mesozoica a las rocas paleozoicas del Complejo Acatlán, sin que hasta la fecha se tenga alguna evidencia de tal aseveración.

Los afloramientos mesozoicos quedan cubiertos al norte por las rocas del Cinturón Volcánico Transmexicano. El límite occidental lo constituye el Arco Volcánico de Teloapan, cuyas rocas se interdigitan con las rocas clástico-carbonatadas y carbonatadas del Cretácico Inferior de la cuenca (Barceló-Duarte, 1992), o bien en algunas partes el contacto es por falla inversa con las rocas del Complejo Tierra Caliente sobre las de la cuenca (Campa *et al.*, 1980). Al oriente la secuencia es cabalgada por el Complejo Acatlán y al sur el contacto con el Complejo Xolapa es variado, presentando principalmente milonitas que acusan un movimiento normal resultado del levantamiento de éste último terreno (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992; Salinas-Prieto, 1984; Ratschbacher *et al.*, 1991; Campa *et al.*, 1980; Moran-Zenteno *et al.*, 1993a y 1993b; Robinson *et al.*, 1989).

III

ESTRATIGRAFIA

En el área de estudio las principales unidades estratigráficas aflorantes son las formaciones cretácicas Morelos y Mexcala, que constituyen el mayor espesor de la columna.

No se conoce el basamento de las rocas sedimentarias en la zona estudiada; sin embargo, se cree que el basamento sean rocas metamórficas debido a que hacia el oriente, occidente y norte, estas rocas o sus equivalentes con las que se correlacionan, descansan sobre rocas metamórficas de bajo a mediano grado (Complejo Acatlán al oriente, Complejo Tierra Caliente al occidente y Esquisto Taxco al norte).

Las rocas metamórficas son sobreyacidas discordantemente por las sedimentarias. En ocasiones, como es el caso de las rocas más jóvenes del Complejo Tierra Caliente, las rocas volcánicas de bajo grado de metamorfismo cambian lateralmente a las rocas sedimentarias del Cretácico Inferior.

La figura 4 muestra las unidades estratigráficas propuestas por varios autores en la Cuenca Guerrero-Morelos y las regiones vecinas.

A continuación se describen las unidades que afloran en el área de estudio.

III.1. Sistema Cretácico

III.1.1. Formación Huitzucó

Definición

De Cserna *et al.* (1980) denominaron Anhidrita Huitzucó a una secuencia de anhidrita y yeso del Aptiano y Albiano Inferior que aflora ampliamente en la región de Huitzucó, Gro., siendo ésta la región tipo ya que los autores no propusieron una sección tipo para esta formación. Esta unidad había sido considerada por Fries (1960) como miembro inferior de la Formación Morelos. Consiste de estratos, capas y nódulos de anhidrita (generalmente reemplazada por yeso en los afloramientos) de color blanco con bandeamiento gris oscuro debido a la presencia de materia orgánica a lo largo de delgadas láminas (de Cserna *et al.*, 1980). También se encuentran intercaladas algunas capas y estratos de dolomía, estratos de calizas e intervalos limosos. Aflora principalmente en la parte poniente y centro de la Cuenca Guerrero-Morelos. Al sur del Río Balsas tiene amplios afloramientos al suroeste de Tlalcozotitlán, Gro., que se extienden hacia el sur hasta el área de Apango, Gro. (de Cserna *et al.*, *op. cit.*).

En la parte norte de Guerrero la Anhidrita Huitzucó sobreyace a la Formación Xochicalco del Aptiano. Es sobreyacida en forma transicional por la Formación Morelos, siendo este contacto difícil de observar debido a que en muchas partes la anhidrita ha intrusado en forma diapírica las formaciones más jóvenes (De Cserna *et al.*, *op. cit.*; González-Pacheco, 1991). Lateralmente esta formación se interdigita en la parte oriental con los clásticos continentales de la Formación Zicapa y hacia el occidente se interdigita con las calizas de la Formación Acahuizotla y de la parte basal de la Formación Morelos (de Cserna *et al.*, *op. cit.*).

Litología y espesor

En el área de estudio, los afloramientos de esta formación están constituidos por yeso de color blanco con láminas y bandas de color gris. En algunos afloramientos estas rocas presentan un aspecto moteado debido a la presencia de cristales de yeso muy desarrollados (Fig. 5). Al norte de Apango, los yesos tienen intercalados estratos de calizas, a los cuales pasan transicionalmente. En ninguno de los trabajos anteriores se ha reportado el espesor de esta formación por no aflorar su base. Durante este trabajo se observaron espesores parciales de entre 50 y 200 m, sin haberse observado en ninguno de los casos ni la cima ni la base de esta formación.

Distribución

En el área de estudio la Formación Huitzucó aflora en la parte sur, en una franja que se extiende hacia el sureste desde el Cerro Grande Huitziltepec y en una franja de orientación casi norte-sur, en las cerranías del este de la Barranca de Atliaca.

		Huetamo-Arcelia Zihuatanejo (1)	Centro y oriente de México (2)	Cuenca Guerrero-Morelos (3)	Tierra Colorada-Aca- pulan-Cruz Grande (4)	Oaxaca y Guerrero oriental (5)		
MESOZOICO	CUATERNARIO					Chilapa		
						A. San Marcos		
						A. Yucudaac		
						Suchistlanhuacan		
						Cerro Verde		
	TERCIARIO	Plioceno	?				Llano de Lobos	
		Mioceno	Secuencia Volcánica Characharando	Tuxpan	Amatita Barranca Yahuac	Alquitla Papagayo	Yanhuitlan	
		Oligoceno	?	Mesón	?	?	Tamascalapa	
		Eoceno	Grupo Balsas	Palma Real Horseshoe Guayabal	Grupo Balsas Tetelcingo	Agua de Obispo Grupo Balsas	Huajuapam	
		Paleoceno	?	Chicon- tepec				
	CRETACICO	SUPERIOR	Masat.				Manga Yucunama	
			Campo.				Manga Tilantongo	
			Santo.	Cutzamala	San Felipe	Soyatal	Mexcala	
			Coma.					Cakza Petalingo
			Turon.		Agua Nva.		Cuautla	
		INFERIOR	Cenom.	Huclamo	El Ducto	Morelos	Morelos	Teposcolula
			Albiano	Malpaso	El Abra		Morelos	Ciudad Cierta
			Apiano	El Cajón	Complejo Tierra Caliente	El Abra	Morelos	Tepeoluca
			Barr.	Fm. San Lucas	Tamaulipas Inferior		Chapalapa	Zicapa
			Haut.	?				San Juan Raya
NEOCOMIANO		Val.	?				Zapotitlán	
		Herr.	?	Pimienta				
		JURASICO	Angao	Tamán				
		TRIASICO	Complejos Arteaga y Placeres	Complejos Arteaga y Placeres				
		PERMICO						
PALEOZOICO	CARBONIF.		Guacamaya					
	DEVONICO							
	SILURICO							
	ORDOVICICO							
	CAMBRICO							

Fig. 4. Tabla de correlación estratigráfica en la parte sur de México. (1) Pantoja-Alor, 1959, 1990; Ortega-Gutiérrez, 1981; Centeno-García et al., 1992, 1993. (2) Santiago et al., 1984; Carrillo-Martínez y Suter, 1982. (3) Fries, 1960; de Cserna et al., 1980; de Cserna, 1981; Sabanero-Sosa, 1990; Ontiveros-Tarango, 1973. (4) De Cserna, 1965; Sabanero-Sosa, 1990. (5) Ferrusquía-Villafranca, 1976; Morán-Zenteno, 1984; López-Ramos, 1983; Ortega-Gutiérrez, 1981; Flores de Dios-González y Buitrón-Sánchez, 1982, 1984; Flores de Dios-González, 1986.



Fig. 5. Afloramiento de yeso de la Formación Huitzuco cerca del Puente El Zapote, al noreste de Zumpango, sobre la Autopista del Sol.

En la parte oeste y norte de Apango aflora de forma irregular, aunque más hacia el norte, hacia el Río Balsas, parece tener afloramientos mayores.

Ambiente de depósito

En trabajos anteriores se ha asignado el origen de estas rocas a la evaporación del agua de una laguna somera alimentada por las mareas altas (de Cserna *et al.*, 1978, 1980).

En base a las estructuras primarias y a la asociación de rocas que se presenta en esta formación se ha propuesto también que se originó en un sabkha costero y no en una laguna como anteriormente se consideraba (González-Pacheco, 1991; Martínez-Medrano *et al.*, 1992; Martínez-Medrano, 1994).

Las características de esta secuencia de rocas que tienen un significado ambiental y que acotan las posibilidades en su interpretación son las siguientes: 1) esporádicos estratos de dolomía, caliza y, más raramente, de arcilla o limo; 2) la existencia de laminaciones (posiblemente de materia orgánica algácea) que muestran una buena continuidad lateral; 3) la presencia de estructuras enterolíticas, de enrejado de gallinero, de nódulos de yeso (o anhidrita) y estructuras tepee, y 4) la existencia de un espesor relativamente grande de yeso (o anhidrita).

Los estratos de dolomía y caliza, algunos con laminaciones de fragmentos de moluscos o con miliólidos (Martínez-Medrano, 1994; González-Pacheco, 1991), indican que el ambiente en el que se depositaron estas rocas estaba relacionado con una plataforma carbonatada y que esporádicamente eran depositados carbonatos cuando había una inundación de la zona de supramerea o cuando disminuía la salinidad en lagunas evaporíticas.

La presencia de laminaciones de materia orgánica interpretadas como estromatolitos, así como su continuidad lateral, indican que el ambiente era de baja energía y que las condiciones ambientales no

permitían que medraran los organismos depredadores de las cianobacterias. Esto ocurre en la zona de internarea y, debido a las altas salinidades en lagunas evaporíticas, también en submarea (Schreiber *et al.*, 1982, 1986; Loucks y Longman, 1982; Achauer, 1982; Friedman, 1982; Logan *et al.*, 1964). La continuidad lateral de estas estructuras (en ocasiones de un paralelismo notable) indica que al menos parte de las evaporitas son de origen subacuoso (muy probablemente en submarea o en charcas de marea de la zona de internarea) por precipitación de yeso sobre el sustrato o en el tirante de agua y posterior asentamiento (Kendall, 1984; Schreiber *et al.*, 1982, 1986). La continuidad también indica que la exposición subaérea que sufrieron estas rocas fué lo suficientemente corta como para no permitir el desarrollo de características tales como las grietas de desecación, las cuales romperían las laminaciones (cf. Butler *et al.*, 1982).

La existencia de estructuras enterolíticas, de enrejado de gallinero y de nódulos evaporíticos indica una precipitación de evaporitas dentro del sustrato a partir de aguas freáticas. Estas estructuras indican exposición subaérea en la que la evaporación en la superficie del sedimento da lugar a un flujo por capilaridad del agua freática a partir de la cual precipitan las evaporitas. Sin embargo, pueden producirse estructuras nodulares y de enrejado de gallinero durante la diagénesis del yeso subacuoso (Loucks y Longman, 1982). Asimismo, estructuras muy similares a las enterolíticas pueden producirse por la deformación y flujo plástico de las evaporitas.

Las estructuras tepee indican que partes de estas rocas estuvieron expuestas subaéreamente para permitir la cementación y expansión del sustrato o bien que el yeso reemplazó a sedimentos carbonatados sobre los que se desarrollan más comúnmente estas estructuras. Sin embargo, la deformación sinsedimentaria de las evaporitas puede dar lugar a estructuras fácilmente confundibles con las estructuras tepee (Hadford, 1982).

En cuanto al espesor de la secuencia evaporítica, Schreiber *et al.* (1986) establecen que secuencias tipo sabkha muy extensas y de más de algunos metros de espesor sugieren que: 1) la subsidencia igualó al depósito por un período largo de tiempo, 2) que la tasa de elevación del nivel del mar y la tasa de depósito fueron iguales, 3) que evaporitas subacuosas fueron incorporadas a un sabkha y sus características fueron afectadas por él, o 4) que evaporitas subacuosas están siendo malinterpretadas como depósitos de sabkha.

Por lo anteriormente discutido, se ha visto que en esta secuencia se tienen aspectos que indican el depósito en condiciones subacuosas (lagunas hipersalinas o charcas de marea) así como aspectos que delatan la precipitación de evaporitas dentro del sustrato que caracteriza a los sabkhas. Esto implica un origen dual de estas evaporitas en ambientes íntimamente relacionados tales como lagunas y charcas de marea hipersalinas con un sabkha adyacente. Con la progradación del sabkha, los depósitos subacuosos (tanto evaporíticos como carbonatados) son incorporados a este ambiente y sabkhatizados, es decir, afectados diagenéticamente por las condiciones de este ambiente. Con las variaciones a corto plazo del nivel del mar, este proceso puede actuar repetidamente sobre el perfil de la parte interna de la plataforma, dando lugar a depósitos de mucho mayor espesor y mucho más extensos que los que produciría un sabkha simple. Durante el proceso de sabkhatización la continuidad lateral y la naturaleza masiva de las capas subacuosas se preserva todavía (Schreiber *et al.*, 1982).

Por la existencia de las evaporitas se infiere que para el tiempo y en el área en que se depositó esta secuencia el clima era árido, con escasa precipitación pluvial.

Edad, relaciones estratigráficas y correlación

Durante el presente estudio no se obtuvieron datos ni se observaron relaciones estratigráficas indicativas de edad para esta formación, por lo que se asume de edad Aptiana-Albiana Temprana según lo reportado por otros autores (De Csema *et al.*, 1980; González-Pacheco, 1992) con base en su posición estratigráfica.

En el área de estudio la Formación Huitzoco se encuentra en contacto tectónico por diapirismo con la Formación Morelos, mientras que con las rocas de la Formación Mexcala y del Grupo Balsas el contacto es por falla normal y/o lateral. Las relaciones laterales no fueron observadas durante este trabajo.

Esta formación es correlacionable con las Formaciones El Cajón y Malpaso del oriente de Michoacán, así como las rocas aptianas volcánicas y sedimentarias del Complejo Tierra Caliente del occidente de Guerrero y con la Formación Acahuizotla. En el área de Tierra Colorada la Formación Chapolapa es probablemente correlacionable con la Formación Huitzoco.

III.1.2. Formación Morelos

Definición

El nombre de Formación Morelos lo propuso Fries (1960) para una potente secuencia de calizas y dolomías del Albiano-Cenomaniano que aflora en los estados de Morelos, Guerrero y México, sin proponer una localidad tipo y considerando a los afloramientos del Estado de Morelos como región tipo.

Originalmente la Formación Morelos había sido dividida por Fries (1960) en dos miembros, uno inferior de anhidrita y otro superior carbonatado. Posteriormente de Cserna *et al.* (1980) separaron al miembro inferior como Anhidrita Huitzucó, por lo que en trabajos subsiguientes se considera como Formación Morelos únicamente al miembro carbonatado de la definición original de Fries (González-Pacheco, 1991; Barceló-Duarte, 1992). Consta principalmente de una sucesión de calizas y dolomías interestratificadas; generalmente los estratos van de gruesos a masivos (Fig. 6). Predominan los wackestones, packstones y grainstones de bioclastos e intraclastos con nódulos de pedernal, siendo los bioclastos principalmente foraminíferos bentónicos, fragmentos de moluscos y ostrácodos (Fries, 1960, González-Pacheco, 1991). Hacia el poniente de la plataforma se presenta un cambio a facies arrecifales (Gómez-Rodríguez, 1991). En esta zona predominan los rudstones y framestones de caprinidos, interestratificados con packstones y grainstones de bioclastos. En la parte central de la cuenca y al norte del Río Balsas se ha reportado (Barceló-Duarte, 1992) una secuencia de calizas que incluye un potente intervalo de brechas carbonatadas intercaladas con packstones arcillosos, bindstones de algas e intervalos evaporíticos.

Estas rocas son las más características de la Cuenca Guerrero-Morelos. Al norte los afloramientos quedan cubiertos por las rocas volcánicas y volcanoclásticas de las formaciones que constituyen el Cinturón Volcánico Transmexicano. Algunos autores consideran a las calizas encontradas en el subsuelo de la Ciudad de México como parte de esta formación, al igual que las calizas de la misma edad que afloran en el oeste de Oaxaca y sur de Puebla (Barceló-Duarte, 1992); sin embargo, la continuidad entre estas rocas no está totalmente establecida. El afloramiento más septentrional se encuentra al sur de Tepoztlán (Fries, 1960). Al sur se extiende hasta los alrededores de Tierra Colorada, donde se encuentra sobre el Complejo Xolapa en contacto tectónico.

De acuerdo a Fries (1960) la edad de la Formación Morelos varía entre Albiense Temprana y Cenomaniense Media. En la parte poniente de la Cuenca, la edad de la base de esta formación puede llegar a ser Aptiense Tardía (Barceló-Duarte, 1992). El contacto inferior es transicional con la Formación Huitzucó (Fries, 1960; de Cserna *et al.*, 1980). El contacto superior es transicional con la Formación Cuautla o con la Formación Mexcala, donde la primera no se presenta, como es el caso del área del presente estudio y en general de esta porción de la Cuenca Guerrero-Morelos (González-Pacheco, 1991; Martínez-Medrano, 1994). En algunos lugares la Formación Cuautla sobreyace a la Formación Morelos por medio de una discordancia (Fries, 1960). Lateralmente se ha reportado la interdigitación de las calizas con los clásticos continentales de la Formación Zicapa en la parte oriental de Guerrero (de Cserna *et al.*, 1980).

Litología y espesor

En el área de estudio aflora principalmente la parte superior de esta unidad, la cual consiste en general de wackestones a packstone-grainstones de bioclastos en estratos medianos a gruesos (40-70 cm). Se presentan intercalaciones de floatstones y rudstones de fragmentos de moluscos (rudistas) y raramente bindstones y bafflestones de rudistas en pequeños biostromas. El contenido de arcilla en estas rocas es generalmente bajo o nulo; sin embargo, en la parte superior de esta formación son comunes los estratos de arcillitas calcáreas y en la sección Axaxacoalco existe un intervalo con fuerte influencia clástica presentando abundante cuarzo detrítico, si bien se vuelve una vez más completamente carbonatada antes de pasar a la Formación Mexcala.

Son comunes las intercalaciones de rocas con diferentes grados de dolomitización, siendo menos comunes las rocas totalmente dolomitizadas. Comúnmente se presentan nódulos de pedernal de color negro o blanco, siendo de carácter reemplazante. Solamente en la sección Barranca del Tigre se encontró un pequeño intervalo dentro de esta formación con influencia volcánica, en donde el vidrio es un constituyente importante.

En la región de estudio, la fauna fósil que contienen estas rocas está constituida principalmente por organismos bentónicos tanto micro como macroscópicos, siendo muy raros los organismos pelágicos. Son característicos de estas rocas los foraminíferos bentónicos de condiciones restringidas (miliólidos, dicitinidos, rotálidos), así como los moluscos (pelecípodos y gasterópodos). También son comunes los ostrácodos, las algas verdes y los fragmentos de equinodermos.

El mayor espesor parcial medido durante este trabajo fué de 177 m en la sección Zotoltilán. Los espesores totales que reporta Fries (1960) van de 800 m al noreste de Taxco y 900 m para la parte central del Estado de Morelos; también reporta que hacia el sur disminuye hasta quizá menos de 600 m en las cercanías de Buenavista de Cuellar y hasta sólo unos 400 m cerca de Iguala. González-Pacheco (1991) midió espesores parciales 972 m en Chilacachapa, 1130 en Xonacatla (al oriente de Iguala) y de 150-540 m en el área de Huitzuco-Atenango del Rfo. De Cserna (1965) reporta un espesor aproximado de alrededor de 800 m al poniente de Chilpancingo, "el cual disminuye paulatinamente hacia el sur".



Fig. 6. Afloramiento de la Formación Morelos al poniente de Apango.

Distribución

La Formación Morelos aflora en la mayor parte del área de estudio, dominando las partes altas del centro y el oriente. Aflora principalmente hacia el núcleo de anticlinales y escarpes producidos por fallas normales y laterales, mientras que en los sinclinales y bloques caídos los afloramientos de esta formación quedan cubiertos por las rocas de la Formación Mexcala o por las rocas terciarias.

Edad, relaciones estratigráficas y correlación

El intervalo estudiado durante este trabajo es del Cenomaniano Superior (Aguilera-Franco, comunicación personal), coincidiendo la cima de esta formación con la cima del Cenomaniano Superior en todas las secciones estudiadas.

Es común encontrar a esta formación en contacto tectónico con la Formación Mexcala, tanto por falla normal o lateral como por falla inversa o cabalgadura.

Estas rocas son correlacionables con las Formaciones Malpaso y Huetamo en Michoacán oriental, con las Formaciones El Doctor, Tamaulipas Superior, Tamabra y El Abra en el centro y oriente de México, y con las Formación Teposcolula y Cipiapa en Guerrero oriental y Oaxaca.

III.1.3. Formación Mexcala

Definición

La Formación Mexcala fué definida por Fries (1960) como una unidad consistente de capas interestratificadas de arenisca, limolita y lutita calcáreas con escasas lentes de caliza clástica. La localidad tipo se encuentra sobre el Río Balsas (Mezcala), un poco al oriente del puente de la Carretera Federal No. 95 México-Acapulco, junto al pueblo del que toma su nombre.

De acuerdo a Fries (*op. cit.*), "la parte basal es casi en todas partes de naturaleza calcárea y puede consistir en capas de caliza arcillosa o de limolita calcárea... visiblemente laminadas". La fauna reportada por este autor para la parte basal de la Formación Mexcala consiste principalmente de amonitas y otros moluscos, así como foraminíferos planctónicos, calcisferúlidos y radiolarios. "Sobre la caliza basal se hallan capas interestratificadas de lutita y limolita calcáreas, con menor cantidad de arenisca. Hacia arriba en la sucesión, los interestratos de arenisca y subgrauvaca aumentan en número y aparecen también capas de conglomerado de grano fino. ...muy arriba de la base... aparecen intercalaciones lenticulares de conglomerado calizo o calcirudita de grano fino... Las capas conglomeráticas superiores de la formación contienen cantidades mucho mayores de granos de cuarzo y de otros minerales de origen ígneo". Estas rocas presentan laminación, estratificación cruzada, cantidades considerables de materia carbonosa en forma de tallos leñosos, "la microfauna es escasa en gran parte de la formación y la macrofauna es aún más escasa por encima de los 200 m inferiores de la unidad" (Fries, 1960, p. 74-75).

Dávila-Alcocer (1974) dividió informalmente a esta formación en tres miembros que en orden ascendente son: 1) lutitas y limolitas calcáreas, 2) limolitas y areniscas y 3) areniscas y conglomerados.

Chávez-Quirarte (1980a, 1980b) la divide también en tres miembros: 1) Miembro Valerio Trujano (miembro inferior calcáreo-arcilloso) constituido por "calcilititas y calcarenitas de color negro en alternancia con lutitas calcáreas bituminosas y lutitas calcáreas finamente laminadas"; 2) Miembro Organal (miembro medio arcilloso) constituido por "lutitas calcáreas finamente laminadas, con abundante materia orgánica, de color gris oscuro a negro... con intercalaciones esporádicas de areniscas calcáreas (subgrauvacas)", y 3) Miembro Cortina (miembro superior areno-arcilloso) formado "por una predominancia de areniscas calcáreas (subgruvas), de color gris oscuro, que interperizan a colores amarillentos... alternando con lutitas calcáreas finamente laminadas... hacia la parte superior del miembro se encuentran intercalaciones esporádicas de conglomerado polimictico, con matriz arcillosa y cementante calcáreo, de color gris oscuro, con estratos de hasta 6 m de espesor".

Posteriormente, González-Pacheco (1988, 1991) la dividió informalmente en dos miembros de acuerdo a sus características y a los ambientes que representan. Así, describe el "miembro somero" constituido por wackestones arcillosos de ostrácodos y miliólidos y que pasa verticalmente a litarenitas y

lutitas, y el "miembro profundo" constituido principalmente por lutitas y areniscas con calizas pelágicas en su parte basal.

De acuerdo a las características observadas durante la realización de este trabajo, esta formación se divide aquí informalmente en cuatro miembros como sigue: 1) miembro de calizas arcillosas nodulares y arcillitas calcáreas (Miembro Zotoltilán), 2) miembro de calizas arcillosas de foraminíferos planctónicos y arcillitas calcáreas (Miembro Barranca del Tigre), 3) miembro de arcillitas, limolitas y areniscas calcáreas (Miembro Hueytlalpan Inferior) y 4) miembro de areniscas calcáreas y conglomerados de cuarzo lechoso (Miembro Hueytlalpan Superior). Para mayor facilidad, se nombra a cada miembro con el nombre de la sección estratigráfica en la que se encuentra mejor representado. Los tres últimos miembros son similares a los tres miembros definidos por Dávila-Alcocer (*op. cit.*), los tres primeros a los tres definidos por Chávez-Quirarte (1980a, 1980b), mientras que los miembros Zotoltilán y Hueytlalpan Superior quedarían comprendidos dentro del miembro Somero de González-Pacheco (1991) y los miembros Barranca del Tigre y Hueytlalpan Superior dentro del miembro Profundo.

A continuación se describen los diferentes miembros de esta formación reconocidos en este trabajo.

1) Miembro de calizas arcillosas nodulares y arcillitas calcáreas (Miembro Zotoltilán)

Este miembro ha sido tomado en algunos prospectos de Petróleos Mexicanos como parte de la formación Apango, definida informalmente por Maldonado-Leal, 1985.

Distribución, litología y espesor

Este miembro aflora en la parte oriental del área de estudio, al oriente de Zotoltilán y en los alrededores de La Esperanza y se extiende hacia el sur y sureste fuera de ella por una distancia desconocida. No se ha observado en las partes central, occidental y norte del área estudiada.

Consiste primordialmente de wackestones y packstones arcillosos de calcisferúlidos, fragmentos de equinodermos y fragmentos de moluscos intercalados con arcillitas y lutitas calcáreas (Fig. 7), con una notable abundancia de macrofauna bentónica consistente de equinodermos, corales, ostréidos, gasterópodos, y braquiópodos. En rocas de este miembro, localizadas al sureste del área de estudio, son comunes las amonitas. La microfauna está representada primordialmente por calcisferúlidos, los foraminíferos planctónicos se encuentran esporádicamente y los bentónicos son principalmente texturados biserials, siendo notable la ausencia de miliólidos y otros foraminíferos bentónicos de pared calcárea, comunes en la Formación Morelos infrayacente.

Un rasgo característico de los estratos de calizas es su aspecto nodular, producto de la compactación por presión-solución de las rocas carbonatadas arcillosas. El espesor de los estratos de caliza va de 30 a 60 cm en su parte basal, disminuyendo a 5-15 cm en la parte media, luego presentando un aumento a estratos de más de 1 m y finalmente hacia la cima del miembro se adelgazan nuevamente a estratos de 10 a 20 cm.

Este miembro tiene dos intervalos predominantemente calcáreos, uno en su base y otro en su parte media superior (Fig. 21), estando entre ellos un intervalo en el que predominan las arcillitas color gris oscuro en estratos de más de 1 m, con intercalaciones esporádicas de estratos de calizas. Sobre el intervalo carbonatado superior se encuentra una alternancia de arcillitas limosas con packstones y wackestones de calcisferúlidos, fragmentos de equinodermos y fragmentos de moluscos y esporádicos estratos de limolitas calcáreas.

En ocasiones el intervalo carbonatado superior presenta desarrollos orgánicos en los que pueden predominar los rudistas o los corales. Cuando predominan los primeros, se encuentran constituyendo bafflestones de hipurítidos de 30 a 80 cm de espesor, con algunos estratos intercalados en los que se observan corales. Cuando éstos últimos son los que predominan, los rudistas se encuentran esporádicamente en los mismos estratos (predominando en este caso los radiolítidos). Se presentan diferentes formas de corales, principalmente dendroides y cerebroides.

El espesor medido de este miembro en la sección Zotoltilán es de 190 m; sin embargo, debido a que hacia Huitziltepec no se observa, se infiere su acunamiento hacia el centro del área de estudio. Se ha observado que hacia el oriente también disminuye su espesor y se interdigita con las rocas de los miembros

Hueytlalpan Inferior y Hueytlalpan Superior. Se desconoce el comportamiento del espesor de este miembro hacia el norte y hacia el sur.

Ambiente de depósito

La fauna fósil presente en estas rocas indica que las condiciones de depósito fueron marinas someras, con una salinidad marina normal. Esto se infiere puesto que se encuentran presentes corales hermatípicos que necesitan luz solar para vivir, así como salinidades marinas normales sin fuertes fluctuaciones. También se deduce que no existía una barrera que impidiera la libre circulación del agua marina a las partes someras, de tal manera que la salinidad se matuviera más o menos constante y se depositaran los restos de organismos pelágicos (calcisferúlidos, amonitas, foraminíferos planctónicos) junto con los organismos característicos de condiciones someras.

Por lo anterior, el ambiente de depósito que se interpreta para este miembro es el de una plataforma carbonatada abierta o externa con un aporte apreciable de material terrígeno arcilloso.



Fig. 7. Intercalación de calizas arcillosas nodulares y arcillitas calcáreas del Miembro Zotaltitlán, Fm. Mexcala, sección Zotaltitlán.

Edad, relaciones estratigráficas y correlación

Se considera que la base de este miembro coincide con el límite Cenomaniano-Turoniano por las siguientes razones: 1) la ausencia en estas rocas y las suprayacentes de fauna Índice del Cenomaniano y presencia de fauna Índice del Turoniano (Aguilera-Franco, comunicación personal), 2) la profundización general del ambiente de depósito registrado en otras regiones y en la misma cuenca Guerrero-Morelos, ocasionada por la máxima transgresión cercana al límite Cenomaniano-Turoniano (Ulicny *et al.*, 1993; Ross y Skelton, 1993; Segura *et al.*, 1993; Peryt y Wyrwicka, 1993; Jarvis *et al.*, 1988; Hart *et al.*, 1993; Hardenbol *et al.*, 1993; Hancock, 1993; Caus *et al.*, 1993; González-Pacheco, 1991; Martínez-Medrano, 1994).

En la cima de este intervalo se colectaron rudistas que fueron identificados como de la especie *Vaccinites martini* del Coniaciano de Curaçao (Alencaster, G., comunicación escrita, 18/VIII/94). En rocas

similares al intervalo carbonatado superior se colectaron ejemplares de *Hippurites resectus* del Turoniano Superior de Europa. Sin embargo, la microfaua no indica una edad más joven a la Turoniana Media (Aguilera-Franco, comunicación personal), por lo que la totalidad de este miembro podría quedar comprendida en el Turoniano Inferior-Medio.

Este miembro sobreyace concordantemente y en forma transicional a la Formación Morelos, aunque esta transición no es mayor a unos 5 m. Posiblemente se interdigita lateralmente hacia el centro del área de estudio con el Miembro Barranca del Tigre (calizas arcillosas de foraminíferos planctónicos y arcillitas calcáreas), el cual lo cubre en concordancia en la región de Zotoltilán. Aunque la interdigitación de los miembros mencionados no se ha observado claramente, se infiere a partir de la sincronía en el depósito de estas rocas y de la posición de ambos miembros directamente sobre la Formación Morelos del Cenomaniano Tardío.

El contacto superior de este miembro es transicional con el miembro de calizas arcillosas de foraminíferos planctónicos y arcillitas calcáreas.

Se ha observado que hacia el oriente disminuye su espesor y se interdigita con las rocas de los miembros Hueytalpan Inferior y Hueytalpan Superior.

En los alrededores de Ayotzinapa se ha observado que este miembro llega a ser sobreyacido por el miembro de areniscas y conglomerados de cuarzo lechoso (Miembro Hueytalpan Superior).

Este miembro puede correlacionarse con la Formación Cuautla del Estado de Morelos y norte de Guerrero.

2) Miembro de calizas arcillosas de foraminíferos planctónicos y arcillitas calcáreas (Miembro Barranca del Tigre)

Este miembro fué considerado por Fries (1960) como la parte basal de la Formación Mexcala.

Distribución, litología y espesor

Este miembro aflora en la mayor parte del área de estudio, principalmente en la parte central y occidental.

Está constituido por calizas arcillosas representadas por wackestones y packstones arcillosos de foraminíferos planctónicos, calcisferúlidos y radiolarios de color gris oscuro a negro y a veces pardo, en estratos delgados de 5 a 20 cm de espesor (Fig. 8), intercalados con arcillitas calcáreas con foraminíferos planctónicos y calcisferúlidos. Los estratos generalmente presentan laminación paralela. El contenido de materia orgánica diseminada en las rocas de este miembro es notable, la cual muy probablemente es causante del color oscuro de estas rocas.

Hacia la parte oriental del área, este miembro presenta una mayor influencia terrígena y contiene fragmentos de madera, indicando la cercanía a la fuente de aporte del material continental.

La cima de este miembro no se observó durante el presente estudio al igual que su espesor. El hecho de que en algunas de las zonas más orientales del área no se observe este miembro indica que se acuña hacia el oriente y que en algunas zonas nunca se depositó. El espesor máximo medido de este miembro fué de 160 m en la Sección Barranca del Tigre.

Ambiente de depósito

El hecho que estas rocas se encuentren sobreyaciendo a rocas de plataforma en forma transicional, indica que se depositaron, al menos inicialmente, en un ambiente somero muy probablemente bajo condiciones anóxicas ocasionadas por el alto consumo del oxígeno del agua por la biota y la degradación de materia orgánica producto de la alta productividad orgánica a que dió lugar la elevación del nivel del mar hacia el límite de las edades Cenomaniana-Turoniana. Posteriormente, a medida que se efectuaba la subsidencia y la plataforma se ahogaba, hubo un aumento en la profundidad, llegando a estar muy probablemente por debajo de la zona fótica.

La conservación de la materia orgánica presente en estas rocas indica un ambiente reductor durante la mayor parte del tiempo en que se depositó este miembro.

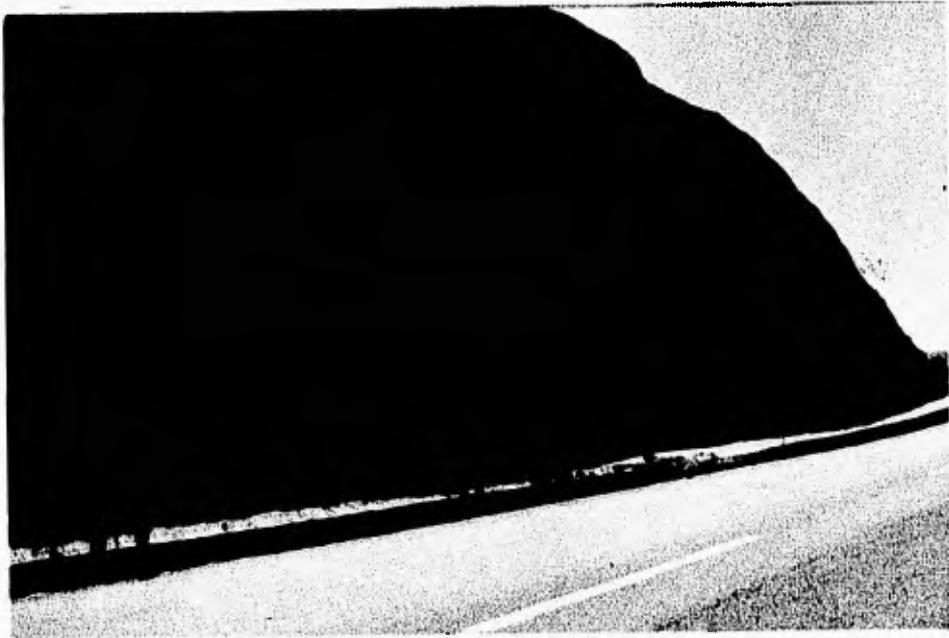


Fig. 8. Calizas arcillosas delgadas y arcillitas del Miembro Barranca del Tigre, Fm. Mexcala. Sección Axaxacoalco. Se observa el contacto concordante con la Fm. Morelos (abajo a la izquierda).

La ausencia de foraminíferos planctónicos quillados característicos de aguas profundas (su desarrollo requiere de aguas con profundidades mayores a 100 m, ver Fig. 60) y la ausencia de organismos bentónicos, se infiere que durante el depósito de los sedimentos que dieron lugar a estas rocas existía un factor restrictivo que hacía inhabitable las aguas marinas por debajo de los 100 m y que tampoco permitía que los organismos medraran sobre el sustrato. Este efecto pudo producirse por la elevación de la capa de mínimo oxígeno hasta profundidades menores a 100 m (Jarvis *et al.*, 1988).

Relaciones estratigráficas, edad y correlación

En la parte occidental del área de estudio (región de Axaxacoalco) este miembro descansa directamente y en forma concordante sobre la Formación Morelos, mientras que en la parte oriental (región de Zotoltilán) sobreyace en forma transicional al Miembro Zotoltilán.

El contacto superior de este miembro no se observó en forma clara durante el desarrollo de este trabajo; sin embargo, se infiere la presencia de las rocas del Miembro Hueytlalpan Inferior sobre las rocas de este miembro y probablemente interdigitándose con ellas hacia el oriente.

La edad de la base de este miembro en la parte occidental del área de estudio se considera turoniana temprana por criterios similares a los mencionados para la base del Miembro Zotoltilán. Sin embargo, la edad de la base de este miembro se hace más joven hacia el oriente, aunque posiblemente su base siempre está dentro del Turoniano.

La cima de este miembro no se observó durante el presente estudio, por lo que su edad se desconoce, al igual que su espesor.

El hecho de que en algunas de las zonas más orientales del área no se observe este miembro indica que se acuña hacia el oriente y que en algunas zonas nunca se depositó.

Este miembro es correlacionable con la Formación Cuautla en Morelos y el norte de Guerrero, con la Formación Cutzamala en el oriente de Michoacán, con la Fm. Agua Nueva y la base de la Soyatal en el centro y oriente de México y con la base de las margas Yucunama y Tilantongo en Oaxaca y Puebla.

3) Miembro de arcillitas, limolitas y areniscas calcáreas (Miembro Hueytlalpan Inferior)

Distribución, litología y espesor

Este miembro es el que tiene la mayor distribución de los cuatro en los que se divide la Formación Mexcala. Estas rocas afloran en toda el área de estudio y posiblemente sean las que constituyen el mayor espesor de la Formación Mexcala y por lo tanto las rocas que más la caracterizan.

Consiste de todo un espectro de rocas que varían de arcillitas a limolitas calcáreas intercaladas con areniscas calcáreas de grano fino a medio. Las partículas del tamaño de limo y arena son de cuarzo, el cual presenta características que acusan un origen metamórfico.

Las areniscas son principalmente cuarzoarenitas y sublitarenitas, siendo éstas últimas más comunes hacia la cima de este miembro. Los fragmentos de roca son principalmente de origen metamórfico, principalmente cuarzos policristalinos y esquistos. En todo el miembro son abundantes los fragmentos de tallos leñosos. Los bioclastos que se presentan en estas rocas son principalmente foraminíferos bentónicos aglutinados, calcisferúlidos, fragmentos de moluscos y raros equinodermos, todos ellos de manera escasa y mal conservados.

En la parte inferior de este intervalo predominan las rocas de grano fino (Fig. 9), mientras que hacia la cima se presenta un aumento en la granulometría de los constituyentes de las rocas, siendo más comunes las areniscas.



Fig. 9. Arcillitas y limolitas con estratos delgados de areniscas, Miembro Hueytlalpan Inferior, Fm. Mexcala, occidente de Atliaca. Se observa estratificación convoluta.

En general, se puede decir que este miembro y el de areniscas calcáreas y conglomerados que le sobreyace constituyen en conjunto una secuencia que se hace gruesa hacia la cima.

En estas rocas es común encontrar gradaciones normales e inversas, estructuras de corriente en la base de los estratos, intensa bioturbación por galerías y pistas, principalmente hacia la parte media del miembro. En su parte inferior se observan algunas estructuras de deslizamiento (slumps).

Los estratos son generalmente delgados, con espesores de 10 a 40 cm, algunos de los cuales muestran acuífamientos largos.

La poca competencia de las rocas que constituyen a este miembro ha permitido el desarrollo de una intensa deformación que impide medir el espesor total de este miembro. Sin embargo, en caminamientos a rumbo de echado en la región de Hueytlalpan se han estimado espesores de más de 400 m para las rocas de este miembro.

Ambiente de depósito

En trabajos anteriores estas rocas se han interpretado como depósitos turbidíticos (de Cserna *et al.*, 1980) en ocasiones asociados a condiciones profundas de base de talud o abanicos submarinos (González-Pacheco, 1991). Sin embargo, en el área de estudio, a partir de la fauna y de las características de las rocas que las sobreyacen, se infiere que estas rocas fueron depositadas en condiciones más someras, en la zona del prodelta de un ambiente deltáico, donde pueden presentarse corrientes de turbidez y depósitos con las características antes mencionadas (Elliot, 1986). En el tiempo en el que se realizó este estudio, en ninguna parte de la secuencia cretácica en el área de estudio se observaron depósitos indicativos de pendientes fuertes o escarpes erosivos con características de talud.

Edad, relaciones estratigráficas y correlación

El contacto inferior de este intervalo no fué observado durante el desarrollo de este trabajo, por lo que su edad es aún indeterminada.

La edad de la parte superior de este miembro tampoco pudo determinarse debido a la escasez y mala conservación de la microfauna y macrofauna presentes en las muestras colectadas. Sin embargo, fauna en mejor estado de conservación en rocas similares de la misma región han dado edades tentativas Coniacianas y Santonianas (Aguilera-Franco, comunicación personal).

Estas rocas aparentemente sobreyacen a las del Miembro Barranca del Tigre de manera concordante y transicional, si bien este contacto no se observó en forma clara.

El contacto superior es concordante y transicional con el Miembro Hueytlalpan Superior, situándose este contacto de manera arbitraria en el momento en el que empiezan a predominar las areniscas gruesas y aparecen las areniscas conglomeráticas.

En algunos lugares, como al este del Puente Mezcala, se observa una discordancia entre las rocas fuertemente deformadas de este miembro y las rocas del Grupo Balsas que las sobreyacen.

Este miembro es correlacionable con la Fm. Cutzamala del oriente de Michoacán y con las Formaciones San Felipe y Soyatal del centro y oriente de México.

4) Miembro de areniscas calcáreas y conglomerados de cuarzo lechoso (Miembro Hueytlalpan Superior)

Distribución y litología

Los afloramientos de las rocas de este miembro se tienen casi exclusivamente en la parte sur-oriental y oriental del área de estudio. En la parte central del área no se observaron afloramientos; sin embargo, los cantos rodados de algunos arroyos indican que afloran en algún lugar o que alguna vez lo hicieron y ya fueron erosionados.

Este miembro consiste en su base de areniscas calcáreas de grano grueso a medio con algunas intercalaciones de limolitas calcáreas. A medida que se sube estratigráficamente, las areniscas se hacen más gruesas hasta llegar a ser conglomeráticas, para luego pasar a areniscas con capas de conglomerado en la base y con lentes de conglomerado de gránulos dentro de los estratos (Fig. 29). Finalmente los

ortoconglomerados constituyen estratos gruesos de guijas y guijarros de cuarzo lechoso y fragmentos de rocas metamórficas, con matriz de arena gruesa a media (Fig. 10).

El espesor de los estratos es de 30-50 cm generalmente, aunque algunos estratos de areniscas llegan a medir más de 3 m. Existen intervalos de estratos delgados de 5-15 cm en los que son comunes los estratos de limolitas.

Los estratos pueden presentar gradación normal, con conglomerados de guijas en su base que pasan a areniscas conglomeráticas y luego a areniscas de grano grueso y medio.

En la base de los estratos se observan diversas estructuras de corriente y bioturbación. También son comunes las estructuras de canal rellenas de conglomerados de guijas y guijarros o de areniscas gruesas.

Los bioclastos presentes en estas rocas son muy raros, presentándose esporádicamente fragmentos de moluscos, algunos de los cuales se encuentran silicificados. Los fragmentos de tallos leñosos son más comunes aunque menos abundantes que en el miembro Hueytlalpan Inferior.



Fig. 10. Estrato con capas alternadas de conglomerado y arenisca conglomerática. Miembro Hueytlalpan Superior, Fm Mexcala. Noroeste de Hueytlalpan.

Ambiente de depósito

Los componentes de estas rocas y su granulometría indican que los sedimentos provienen del continente transportados por corrientes fluviales. La asociación con los miembros inferiores marinos de esta formación indica que los sedimentos se depositaron en un ambiente deltáico, siendo las partes más arenosas las facies de frente deltáico y las arenosas y conglomeráticas las facies de canal distributivo. Los intervalos de estratos delgados con abundancia de rocas lodosas representan las facies de bahía interdistributaria (Elliot, 1974, 1986).

Edad y relaciones estratigráficas

La edad de este miembro se halla indeterminada; sin embargo, por la posición estratigráfica y las implicaciones tectónicas de la litología y componentes, se infiere una edad cretácica tardía y probablemente terciaria.

Este miembro descansa concordantemente y en forma transicional sobre el Miembro Hueytlalpan inferior. En general estas rocas se han observado en forma de lentes en la parte superior de este último miembro.

En la región de Hueytlalpan, se ha observado el contacto superior de este miembro en concordancia con una secuencia de areniscas y lodolitas de color rojizo de características similares a las del Grupo Balsas, sin embargo, no se hizo un estudio detallado de estas rocas para definir si pertenecían a la Formación Mexcala o al Grupo Balsas.

En forma generalizada, las rocas de las formaciones Morelos y Mexcala son sobreyacidas discordantemente por las rocas terciarias del Grupo Balsas.

III.2. Sistema Terciario

III.2.1. Grupo Balsas

Definición

En 1960, Fries propone el nombre de Grupo Balsas para una secuencia de rocas clásticas continentales de origen aluvial, fluvial, lacustre y volcánico, que incluyen conglomerados calizos, conglomerados volcánicos, areniscas, limolitas tobáceas, tobas, brechas y derrames lávicos.

En varias publicaciones a esta unidad litoestratigráfica se le ha dado el rango de formación (de Cserna, 1965; Dávila-Alcocer, 1974, de Cserna *et al.*, 1980, González-Pacheco, 1991) debido a que anteriormente, el Código de Nomenclatura Estratigráfica (Comisión Norteamericana sobre Nomenclatura Estratigráfica, 1961, Art. 9, inciso a) señalaba que un grupo debía estar constituido por dos o más formaciones las cuales a su vez serían exhaustivas del grupo. Sin embargo, en 1983, la nueva versión del mismo Código establece que un grupo "puede consistir enteramente de formaciones nombradas, o, alternativamente, no necesita estar compuesto en su totalidad por formaciones nombradas"¹ (The North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983, Art. 28). Por lo tanto el nombre y rango dado por Fries (1960) a esta unidad continúa vigente.

En 1980, Ortega-Gutiérrez separa las rocas volcánicas de la parte basal de este grupo y define la Formación Tetelcingo, asignándole una edad maastrichtiana de acuerdo al fechamiento de dos muestras de estas rocas. Posteriores fechamientos de estas mismas muestras y de otra más han arrojado edades que caen dentro del Eoceno (de Cserna, 1981).

Las rocas volcánicas de la Formación Tetelcingo son sobreyacidas concordantemente y se interestratifican con las rocas sedimentarias clásticas de la parte no diferenciada del grupo consistentes de conglomerado calizo, areniscas y limolitas con diferentes grados de consolidación (Fries, 1960; de Cserna, 1981).

¹ El Art. 28 del Código vigente señala textualmente lo siguiente: "A group is the lithostratigraphic unit next higher in rank to formation; a group may consist entirely of named formations, or alternatively, need not be composed entirely of named formations."

Al norte del Río Balsas, Bolívar (1963) dividió al Grupo Balsas en dos facies de acuerdo a sus características litológica más notables: 1) facies conglomerádica y 2) facies arenoso-limolítica. La primera se encuentra constituida por conglomerados de caliza, dolomía y, en menor cantidad, pedernal; mientras que la segunda facies está compuesta por limolitas, lodolitas, areniscas y conglomerado, todos interestratificados y poco consolidados.

Durante este trabajo se logró diferenciar las tres unidades en las que se ha dividido el Grupo Balsas: 1) facies conglomerádica, 2) Formación Tetelcingo y 3) facies arenoso-limolítica, las cuales se describen por separado para hacer más fácil y clara la descripción de las rocas que constituyen este grupo. Estas unidades bien podrían constituir formaciones del Grupo Balsas si se hiciera un estudio más detallado con este objetivo.

Las relaciones entre las unidades constitutivas del Grupo Balsas se observan en la figura 11.

En el mapa fotogeológico que se presenta en este trabajo sólo se cartografió por separado a la Formación Tetelcingo, no habiendo sido posible separar la facies conglomerádica de la arenoso-limolítica debido a que los afloramientos de la primera son de pequeñas dimensiones. Estas dos facies se cartografiaron como Grupo Balsas; sin embargo, la mayor parte del área nombrada así pertenece a afloramientos de la facies arenoso-limolítica.

III.2.1.1. Facies conglomerádica

Distribución, litología y espesor

Las rocas de esta facies se observaron principalmente en la parte norte del área de estudio, donde tiene afloramientos de pequeñas dimensiones. Esta facies presenta mayores afloramientos y espesores al norte del Río Balsas (González-Pacheco, 1991; Martínez-Medrano, 1994).

En el área de estudio el Grupo Balsas se encuentra constituido por conglomerados de fragmentos de caliza de angulosos a subredondeados con algunos fragmentos de pedernal, en una matriz de color rojizo que varía del tamaño de arena a arcilla, con un alto porcentaje de cementante calcáreo. El conglomerado calizo en ocasiones sólo constituye algunos estratos de 1-2 m de espesor en la parte basal, descansando directamente sobre las rocas cretácicas intensamente deformadas y pasando transicionalmente a las areniscas y limolitas rojizas.

Los clastos de los conglomerados calizos, como se ha establecido ya en otros trabajos (Fries, 1960; Bolívar, 1963; de Caena *et al*, 1980), derivaron principalmente de la Formación Morelos y, en menor proporción, de la Formación Mexcala.

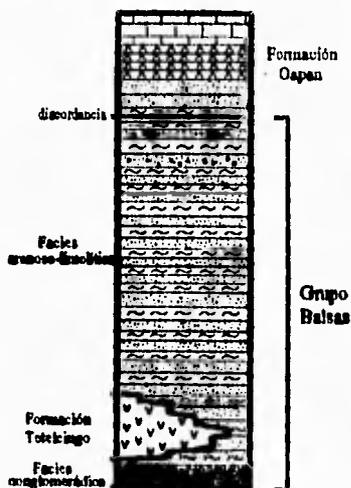


Fig. 11. Relaciones observadas entre las unidades del Grupo Balsas

Ambiente de depósito

Las características texturales y litológicas de estas rocas indican que se depositaron en abanicos aluviales desarrollados en los flancos de zonas levantadas o escarpes de falla, en los que las rocas cretácicas estaban sujetas a la erosión.

Relaciones estratigráficas, correlación y edad

Los conglomerados de fragmentos de calizas generalmente se encuentran en la base del Grupo Balsas, sobreyaciendo en forma discordante a rocas de las formaciones cretácicas y siendo sobreyacidos por areniscas tobáceas y limolitas de color rojizo de la facies arenoso-limolítica. Sobre el Río Balsas, a unos 200 m al poniente del Puente Mexcala de la Autopista del Sol México-Acapulco, se observa un intervalo de conglomerado calizo que descansa discordantemente sobre las rocas intensamente deformadas de la Fm. Mexcala. El intervalo mide aproximadamente 2 m y pasa transicionalmente a areniscas tobáceas de color pardo rojizo en un espesor de aproximadamente 1 m.

La edad del intervalo de conglomerados observado durante el presente estudio posiblemente esté dentro del Eoceno, puesto que el rango asignado a las rocas del Grupo Balsas es el del Eoceno Tardío-Oligoceno Medio (Fries, 1960, sin tener bases objetivas que lo atestigüen) y las edades arrojadas por los fechamientos de las rocas volcánicas de la Formación Tetelcingo (que se encuentran arriba estratigráficamente) indican edades de Eoceno Temprano y Eoceno Tardío.

Las rocas del Grupo Balsas se han correlacionado con las Formaciones Huajuapán y Yanhuatlán del Estado de Oaxaca y con las del Conglomerado El Morro de Guanajuato. La correlación con ésta última unidad permite a Fries (1960) asignarle la edad de entre el Eoceno Tardío y el Oligoceno Medio.

III.2.1.2. Formación Tetelcingo

Definición

Ortega-Gutiérrez (1980) denomina Formación Tetelcingo a una secuencia esencialmente volcánica que aflora en los alrededores de San Juan Tetelcingo, Gro., constituida por tobas, brechas y lavas que varían en composición de andesítico-basáltica a dacítica.

De acuerdo con Ortega-Gutiérrez (1980), esta formación está constituida por tres partes: la inferior formada por tobas y brechas, la media con lavas y brechas y la superior consistente de brechas piroclásticas. Las rocas de la base están compuestas por depósitos piroclásticos en tamaños que varían desde ceniza hasta lapilli, consistiendo de líticos alterados con biotita y cristales, tanto enteros como fragmentados, de plagioclasa. El color de las tobas varía entre rosado y verde, presentando estratos de medios a gruesos con gradación normal. Presentan una intensa alteración por descomposición bentonítica del material vítreo que contienen. Las lavas son vesiculares con muchas vetillas llenas de sílice. Las brechas piroclásticas de la parte superior forman estratos de gruesos a masivos, desde 1 m a varias decenas de metros de espesor. Puede presentarse un bandeamiento interno producido por una burda clasificación de los materiales constituyentes. Los componentes de estas brechas consisten de líticos de andesita o dacita gris porfídica de biotita y hornblenda en una gran variedad de tamaños.

El vulcanismo que produjo estas rocas se produjo "cuando ya los esfuerzos compresivos de la Orogenia Hidalguense o Laramídica habían cesado y la región se encontraba emergida" (Ortega-Gutiérrez, 1980).

Los afloramientos de esta formación se encuentran principalmente en la parte central y oriental de la Cuenca Guerrero-Morelos (Ortega-Gutiérrez, 1980; Salinas-Prieto, 1986).

Esta unidad cubre discordantemente a las Formaciones Morelos y Mexcala (Ortega-Gutiérrez, 1980; de Cserna *et al.*, 1980, de Cserna, 1981) y es cubierta concordantemente y se interestratifica con la facies arenoso-limolítica (Fries, 1960; de Cserna, 1981).

Originalmente Ortega-Gutiérrez (1980) asignó una edad mastrichtiana a estas rocas; sin embargo, de Cserna (1981) publicó los resultados de un nuevo análisis a que se sometieron las mismas muestras utilizadas por Ortega-Gutiérrez (*op. cit.*), pero ahora lixiviadas con ácido clorhídrico diluido para eliminar las cantidades considerables de calcita secundaria que contenían. Estos resultados indican una edad de 52.4 ± 1.8

m.a. (Eoceno Temprano). Otra muestra de estas rocas colectada en una localidad diferente dió una edad de 42.3 ± 1.4 m.a. (Eoceno Tardío) (de Cserna, 1981).

Otro aspecto que acusa una edad terciaria post-paleocénica, y no cretácica de la Formación Tetelcingo, es la ausencia del estilo de deformación laramídico que caracteriza a las rocas de la Formación Mexcala, ésto último notado por Ortega-Gutiérrez (1980). Hay que recordar que los esfuerzos laramídicos actuaron desde la edad Maastrichtiana hasta el Paleoceno y probablemente hasta el Eoceno Temprano (Carrillo y Suter, 1982; Suter, 1984; Salinas-Prieto *et al.*, 1993; Campa-Uranga, 1985; Davis, 1979; Steidtmann y Middleton, 1991; Brown, 1975; Ratschbacher *et al.*, 1991)

Litología, distribución y espesor

En el área de estudio constituyen a esta formación andesitas de color gris rosado y a veces verdoso. Estas rocas alteran a un color ocre o verdoso. En ocasiones estas rocas muestran una laminación bien marcada en la que alternan láminas de color rosado claro con láminas de color gris oscuro. También se presentan brechas andesíticas con clastos de hasta 40 cm. Las andesitas presentan vetillas con sílice y con calcita.

Esta formación aflora en la parte norte del área de estudio, en las zonas que bordean el valle del Río Balsas, principalmente en los alrededores de San Juan Tetelcingo. No se midió su espesor durante el presente estudio; sin embargo, se han reportado espesores de más de 400 m (Ortega-Gutiérrez, 1980).

Edad y relaciones estratigráficas

En el área de estudio las relaciones estratigráficas con las demás rocas del Grupo Balsas acusan una edad eoceno-oligocénica.

Se encuentran aparentemente intercaladas con las areniscas y limolitas rojizas. En algunas partes se observa claramente cómo son sobreyacidas por estas rocas (Fig. 12). Esto se observa en la margen sur del Río Balsas a la altura del Puente Mezcala de la Autopista del Sol México-Acapulco. Esto pudiera indicar que el vulcanismo que dió lugar a estas rocas ocurrió durante el depósito de las rocas del Grupo Balsas no diferenciado, como ya lo hizo notar de Cserna (1981)

III.2.1.3. Facies arenoso-limolítica

Distribución, litología y espesor

En general las rocas del Grupo Balsas, particularmente las de esta facies en el área de estudio, afloran en forma irregular en las partes bajas de las sierras, mostrando su distribución un notable control estructural. Se encuentran principalmente sobre los bloques caídos de fallas normales y oblicuas, así como a lo largo de algunos sinclinales.

Esta facies está constituida por una intercalación de areniscas y limolitas de color rojizo a morado en estratos de 30 a 60 cm de espesor (Fig. 13). En la base de algunos estratos de arenisca se presentan numerosas protuberancias cilíndricas resultado del relleno que efectuó la arena en galerías excavadas en los estratos limolíticos infrayacentes.

Hacia la parte superior de la secuencia de areniscas y limolitas de color rojo, se observan intercalaciones de estratos y lentes de conglomerados de guijas de diferente litología entre los que se pueden reconocer fragmentos de calizas, limolitas, areniscas y de rocas volcánicas.

Esta facies es la que constituye el mayor espesor observado durante este trabajo. No se realizó una medición del espesor de esta secuencia sin embargo se estima que puede ser mayor a los 200 m, como puede observarse a lo largo de la Autopista del Sol México-Acapulco, poco después de pasar el Puente Mezcala.

Ambiente de depósito

En estas rocas se observan características que indican que se depositaron en ambientes fluvial y lacustre.

Relaciones estratigráficas, correlación y edad

Estas rocas sobreyacen en concordancia a las rocas de la facies conglomerádica, mientras que las rocas volcánicas que constituyen la Formación Tetelcingo se encuentran aparentemente intercaladas con las

rocas de esta facies, aunque esta relación no se observó en forma clara. Hacia arriba en la secuencia, las areniscas y limolitas rojizas son sobreyacidas en aparente concordancia por las rocas de la Formación Oapan, aunque esta relación tampoco se observó claramente y más bien ha sido reportada una discordancia entre ambas unidades (de Cserna *et al.*, 1980).

En ocasiones se puede observar una secuencia de areniscas y limolitas rojizas sobreyaciendo concordantemente a la Formación Mexcala (Fig. 14). Muy arriba en estas rocas se intercalan algunos estratos de conglomerado en los que pueden observarse algunos clastos de rocas volcánicas. Estas rocas bien podrían pertenecer a la facies arenoso-limolítica del Grupo Balsas debido a que sus características son más compatibles con la descripción original de las rocas de este grupo, sin embargo, hace falta un estudio más detallado para reafirmar o desechar esto, ya que bien pudieran constituir otro miembro de la Formación Mexcala.

Los fechamientos de las rocas de la Formación Tetelcingo, con las cuales se interdigita, indican que estas rocas son de edad eocénica, aunque la edad de su cima podría alcanzar el Oligoceno Temprano de acuerdo a las consideraciones de Fries (1960); sin embargo, no se tienen argumentos fehacientes que soporten esta aseveración.

III.2.2. Formación Oapan

Definición

Esta formación fué propuesta de manera informal por Nájera-Garza (1965), denominando con este nombre a una sucesión de arenisca tobácea verde y yeso con arcilla que aflora en las cercanías del poblado de San Agustín Oapan, Gro. Posteriormente, de Cserna *et al.* (1980) la definieron formalmente dando el crédito a Nájera-Garza en su definición original.

La localidad tipo la constituye el Cerro Misuehue, situado a 2 km al norte de San Agustín Oapan.

La arenisca tobácea verde es de grano fino a grueso constituida por cuarzo, feldespatos, calcita, minerales opacos y algunos máficos, cementada por celadonita que le da el color característico. Los granos se encuentran ligeramente gastados. El espesor de las capas varía de delgado a grueso sumando un espesor total de 40 m.

Sobre la arenisca se encuentran unas capas delgadas y gruesas de yeso rojizo, cambiando su coloración en sentido vertical ascendente a gris claro y blanco. Interstratificados con el yeso se encuentran estratos delgados de lutita rojiza con matriz yesosa.

Cubriendo al yeso se hallan capas de caliza lacustre con lentes de sílice en forma de calcedonia o pedernal cubiertas por una capa de caliche.

Aflora en el valle de San Agustín Oapan, al norponiente de Atenango del Río y cerca de Sabana Grande.

La Formación Oapan es considerada mioceno-pliocénica (Nájera-Garza, 1965, en de Cserna *et al.*, 1980). Esta edad fué asignada originalmente por Bohnenberger-Thomas (1955) con base en conchas de ostrácodos encontradas en estas rocas.

Distribución, litología y ambiente de depósito

Esta formación corona mesetas extensas (Fig. 15). En general se encuentra erosionada a causa de una profundización al descender el nivel base de las corrientes fluviales con el levantamiento post-pliocénico. Estas rocas se tienen principalmente en la parte norte del área de estudio, en ambos márgenes del Río Balsas. También se tienen afloramientos de menores dimensiones en la parte suroccidental, al norte de Zumpango. Es notable su distribución en las partes bajas, siempre sobre bloques estructuralmente bajos (bloques caídos de fallas normales u oblicuas).

Durante este estudio se observaron los estratos gruesos de yeso de color café claro sobreyaciendo a areniscas de color gris verdoso.

Estas rocas se originaron probablemente en cuencas lacustres cerradas, en las que el agua alcanzó altas concentraciones debido a la evaporación y permitió la precipitación de sulfatos.

Relaciones estratigráficas

Nájera-Garza (1965) reporta una discordancia angular entre las rocas de la Fm. Oapan y las rocas del Grupo Balsas. Sin embargo, en ocasiones parece haber una secuencia continua desde las areniscas y limolitas rojizas hasta las calizas lacustres, pasando por los yesos. Esto puede observarse a lo largo de la Autopista del Sol México-Acapulco, siguiendo la carretera hacia el sur después de pasar el puente Mezcala.



Fig. 12. Rocas del Grupo Balsas (fácies arenoso-limolítica) descansando discordantemente sobre las rocas volcánicas de la Fm. Tetelcingo, Autopista del Sol, Km. 223.



Fig. 13. Areniscas y lodolitas rojizas del Grupo Balsas (fácies arenoso-limolítica). Autopista del Sol, Km. 223.



14. Contacto normal de la Fm. Mexcala y areniscas y lodolitas rojas al noroeste de Hueytlalpan.



Fig. 15. Formación Uapan. vista hacia el noroeste desde el Puente Xalostoc, Autopista del Sol.

IV

GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Uno de los aspectos más importantes en la reconstrucción paleogeográfica de una región es el reconocimiento de los eventos de deformación y la manera en cómo han afectado a las rocas.

Durante el presente trabajo no se realizó un estudio estructural detallado, sino únicamente se realizó un reconocimiento general de las estructuras para así determinar, en lo posible, los eventos de deformación y conocer la forma en la que afectan a la secuencia sedimentaria.

En el área de estudio se han reconocido e interpretado diferentes estructuras que se describen a continuación en el orden cronológico inferido y que aparecen representadas en el mapa geológico anexo.

IV.1. Pliegues

Por sus características geomorfológicas particularmente notables, en el área de estudio pueden reconocerse grandes estructuras anticlinales constituidas por rocas de la Formación Morelos y estructuras sinclinales en las que las rocas de la Formación Mexcala se han preservado de la erosión. En general, los ejes de los pliegues mayores tienen una dirección preferencial norte-sur.

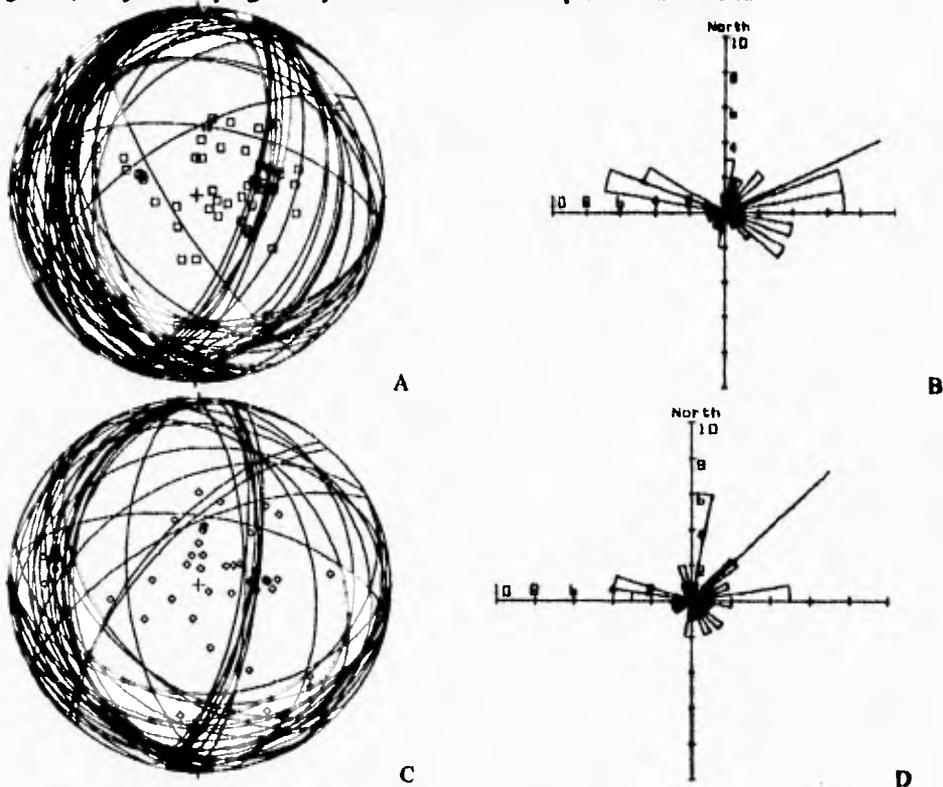


Fig. 16. Diagramas estructurales de las tendencias de los estratos de las formaciones Morelos (A y B) y Mexcala (C y D). Se muestran las trazas y los polos. Las rosetas muestran la distribución de los polos.

En la parte central y occidental (Barranca del Tigre, Axaxacoalco) se presentan pliegues abiertos tanto simétricos como asimétricos, con orientaciones que varían de norte-sur a SE-NW. Los pliegues asimétricos tienen una vergencia hacia el oriente.

En la parte oriental (La Esperanza, Zotoltilán, Almolonga) se presentan pliegues más cerrados que los de la parte centro-occidental, con una dirección norte-sur más uniforme. Los pliegues asimétricos de esta zona presentan una vergencia hacia el oeste.

En la figura 16 se observa la actitud de los estratos de las Formaciones Morelos y Mexcala. Para la Formación Morelos se tiene que los estratos muestran una tendencia a inclinarse hacia el este o hacia el oeste (Fig. 16 A y B), indicando que estas rocas fueron afectadas principalmente por una compresión de dirección este-oeste. De manera secundaria (probablemente debido a la anisotropía de la secuencia) estas rocas también se inclinaron en otras direcciones.

Los estratos de la Formación Mexcala mostraron una mayor tendencia a estar inclinados hacia el sur, aunque también son comunes los que se inclinan tanto al este como al oeste (Fig. 16 C y D).

A menor escala, el plegamiento es particularmente intenso en las rocas incompetentes de las Formaciones Huitzuc y Mexcala, aunque su expresión geomorfológica es prácticamente nula debido a su poca resistencia a la erosión.

En las rocas evaporíticas de la Formación Huitzuc que afloran al norte de Apango, se observa una intensa deformación que ha producido pliegues recostados hacia el noroeste. Cuando se encuentran estratos de caliza intercalados entre los yesos, los estratos se rompen en la zona axial de los pliegues.

La deformación en las rocas de la Formación Huitzuc fué producto tanto de los esfuerzos compresivos que actuaron en el área, como del diapirismo con el que comúnmente afectan a las rocas suprayacentes. Este último proceso se produjo principalmente a lo largo de zonas de falla (tanto lateral como normal), como es el caso de los afloramientos al Sur de Huitziltepec y a lo largo de la margen oriental del arroyo de Atliaca, al sur de Apango.

En la Formación Morelos, debido a la competencia de las calizas que la constituyen, los pliegues pequeños sólo se observan asociados a fallas inversas y zonas de cabalgadura y algunos pliegues de arrastre asociados a fallas normales y laterales.

La ductilidad de la Formación Mexcala ha dado lugar a la formación de una gran variedad de pliegues. Debido a que las rocas de esta formación generalmente se presentan en las partes internas de los sinclinales y estas zonas son las que sufren una mayor compresión durante la deformación, la mayoría de los pliegues son apretados y muchos de ellos se encuentran incluso afallados (Fig. 17).

IV.2. Cabalgaduras y fallas inversas

En el área de estudio se ha observado el cabalgamiento de las rocas de la Formación Morelos sobre las rocas de la Formación Mexcala. Esto ocurre principalmente en pliegues asimétricos en los que la deformación ha ido más allá de la deformación plástica y las rocas se rompen a lo largo del plano axial que es la zona sujeta a mayor tensión.

Al noroeste de Axaxacoalco, localizada en el flanco oriental de un anticlinal asimétrico con vergencia hacia el oriente, se observó una cabalgadura cuyo plano se inclina ligeramente hacia el poniente.

Al sur de Zotoltilán, así como al noreste de La Esperanza, se observaron cabalgaduras con vergencia hacia el occidente, y en las que las rocas de la Formación Morelos se encuentran sobreyaciendo tectónicamente a rocas de la parte superior de la Formación Mexcala.

Las trazas de las cabalgaduras en ocasiones son expuestas sobre los escarpes de fallas normales y sobre los cauces de los arroyos, como sucede al este de El Platanal, al norte del Puente Barranca El Cañón y en la barranca que se encuentra al norte de Apango (Fig. 18).

Las fallas inversas son particularmente numerosas en las rocas de la Formación Mexcala, formadas principalmente debido a la compresión sufrida en los sinclinales. Estas fallas también se presentan en la Formación Morelos principalmente asociadas a cabalgaduras.

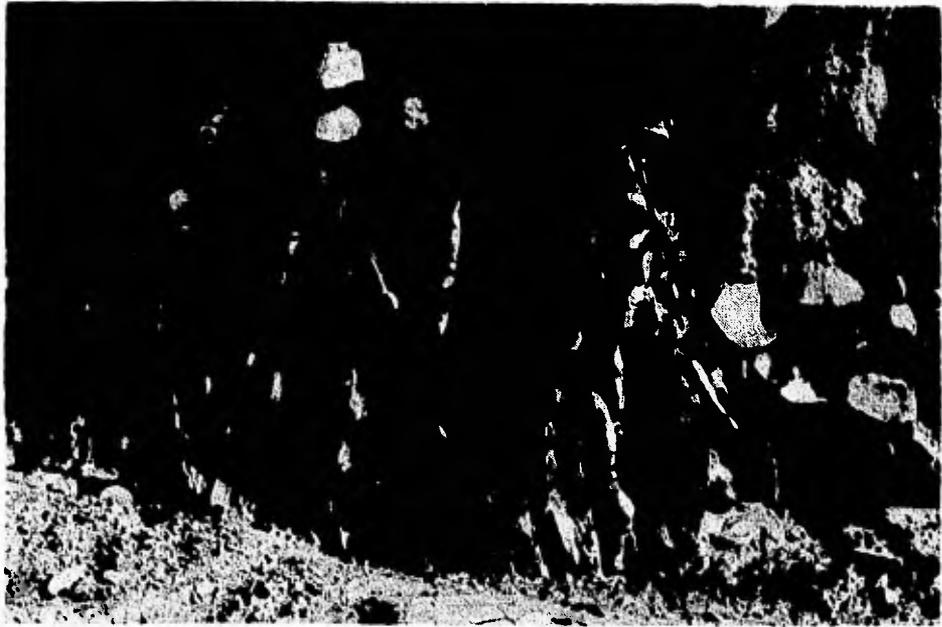


Fig. 17. Pliegues apretados y afallados en las rocas de la Fm. Mexcala, miembro Hueytalpan inferior, al noroeste de Hueytalpan.



Fig. 18. Cabalgamiento observado dentro de las rocas de la Fm. Morelos al norte de Apango.

IV.3. Fallas normales

Las fallas normales se presentan en todas las escalas, afectando principalmente a las rocas de las Formaciones Morelos y Mexcala.

Las estructuras de este tipo se presentan principalmente con una dirección NW-SE con el plano de falla inclinado hacia el noreste (figura 19 A y B), siendo las mayores estructuras observadas las que se encuentran al sur de Huitziltepec y al norte de Axaxacoalco, un poco al norte después de pasar el puente Barranca el Cañon.

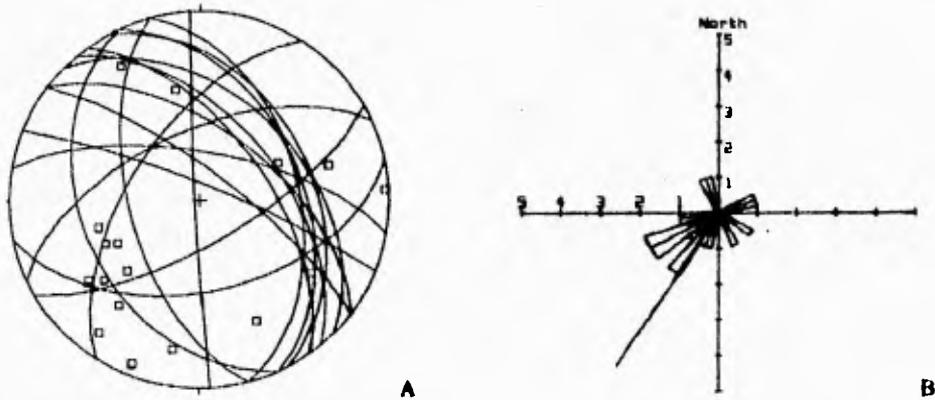


Fig. 19. Diagramas estructurales que muestran la actitud de las superficies de fallas normales. La roseta muestra la distribución de los polos.

La estructura que se encuentra al sur de Huitziltepec se delinea por una serie de afloramientos de rocas evaporíticas (probablemente diapiros de la Formación Huitzucó), algunos intrusivos y algunos remanentes de derrames lávicos terciarios (probablemente miocénicos), todos ellos indicando una gran zona de debilidad. Su dirección es NW-SE. Al noreste de esta estructura se encuentran las rocas de la Formación Morelos, mientras que al suroeste se encuentran rocas clásticas terciarias del Grupo Balsas (depósitos aluviales, fluviales y lacustres). Las rocas ígneas presentes a lo largo de esta estructura indican una discontinuidad a profundidad en la corteza.

La edad de las rocas ígneas indica que esta estructura estuvo activa probablemente durante el Mioceno.

La estructura que se encuentra al norte de Axaxacoalco, al norte del puente Barranca el Cañon se presenta como una serie de fallas normales paralelas con una dirección NW-SE y en las que los planos se inclinan generalmente hacia el noreste. En la parte suroeste de las estructuras se observan las calizas de la Formación Morelos y en la parte nororiental (sobre los bloques caídos) las rocas del grupo Balsas.

Estructuras de este mismo tipo pero de menores dimensiones son claramente visibles en varios cortes de la autopista México-Acapulco (figura 20), en las que los desplazamientos pueden ser desde unos pocos metros hasta de algunas decenas.

Las fallas normales desplazan estructuras anteriores tales como las cabalgaduras, cuyos planos son desplazados verticalmente dificultando su cartografía.



Fig. 20. Falla normal visible en el Km. 243.9 de la Autopista del Sol. Se observa que el contacto entre las Formaciones Morelos y Mexcala ha sido desplazado. Esta falla forma parte de un conjunto de fallas escalonadas visibles en el mismo corte.

IV.4. Fallas laterales y oblicuas

Las mayores de estas estructuras se encuentran cortando generalmente a todas las estructuras anteriores, tanto a pliegues, cabalgaduras y algunas veces también a fallas normales. Sin embargo también existen fallas laterales que son desplazadas por las fallas normales.

Estas estructuras tienen diferentes orientaciones (figura 21), siendo comunes las de orientación WNW-ESE y NE-SW. Estas fallas son tanto dextrales como sinistralas.

Algunas de estas estructuras se pueden observar en la parte oriental del área de estudio, una sobre la carretera entre Almolonga y Hueytlalpan, y otra al norte de Zotoltilán.

Numerosas fallas laterales y oblicuas pequeñas se observan en diversos afloramientos o cortes de carretera (figura 22).

IV.5. Lineamientos

En el análisis fotogeológico del presente estudio, se reconocieron numerosos lineamientos que no se lograron definir como ninguna de las estructuras anteriores. Sin embargo, estos lineamientos separan paquetes y estructuras diferentes en ambos lados.

Las estructuras principales de este tipo son el Cañón del Zopilote y el arroyo de Atliaca, ambos con una orientación casi norte-sur. Otros lineamientos de menores dimensiones y con diferentes orientaciones se encuentran en toda el área, dentro de los cuales son notables los de orientación NW-SE.

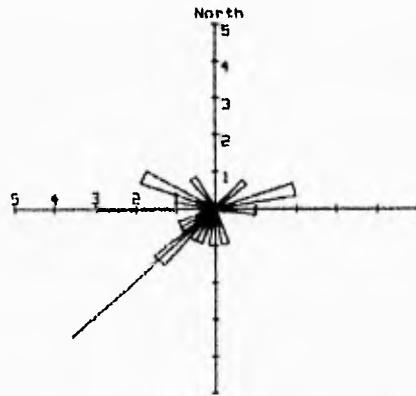
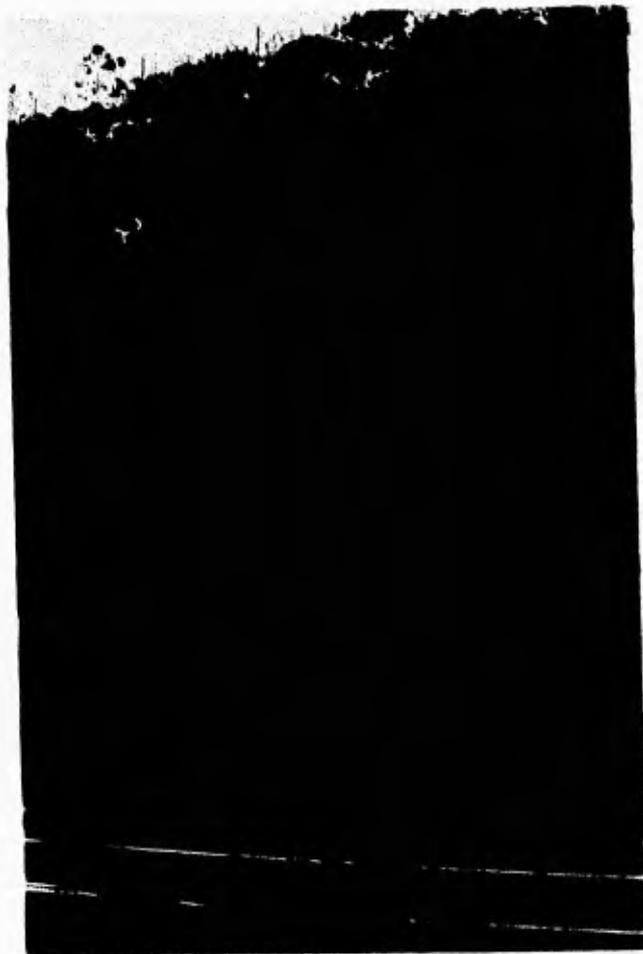


Fig. 21. Distribución de las direcciones de fallas laterales.



*Fig. 22. Falla lateral derecha que pone en contacto a las Formaciones Morelos y Mexcala.
Km. 243.9, Autopista del Sol.*

SECCIONES ESTRATIGRAFICAS MEDIDAS

A continuación se presenta una descripción de las secciones estratigráficas medidas durante el presente trabajo. La petrografía de cada muestra se presenta en el apéndice A, en donde las claves de las muestras empiezan con UH93- si son de las secciones Axaxacoalco o Barranca del Tigre, y con UH94- si son de las secciones Zotoltilán o Hueytlalpan, más el número que aparece en el espacio referido como No. de Muestra en los diagramas de las secciones. La simbología empleada en las columnas estratigráficas aparece en el apéndice C. En la figura 23, así como en el mapa geológico anexo, aparece la localización geográfica de las secciones.



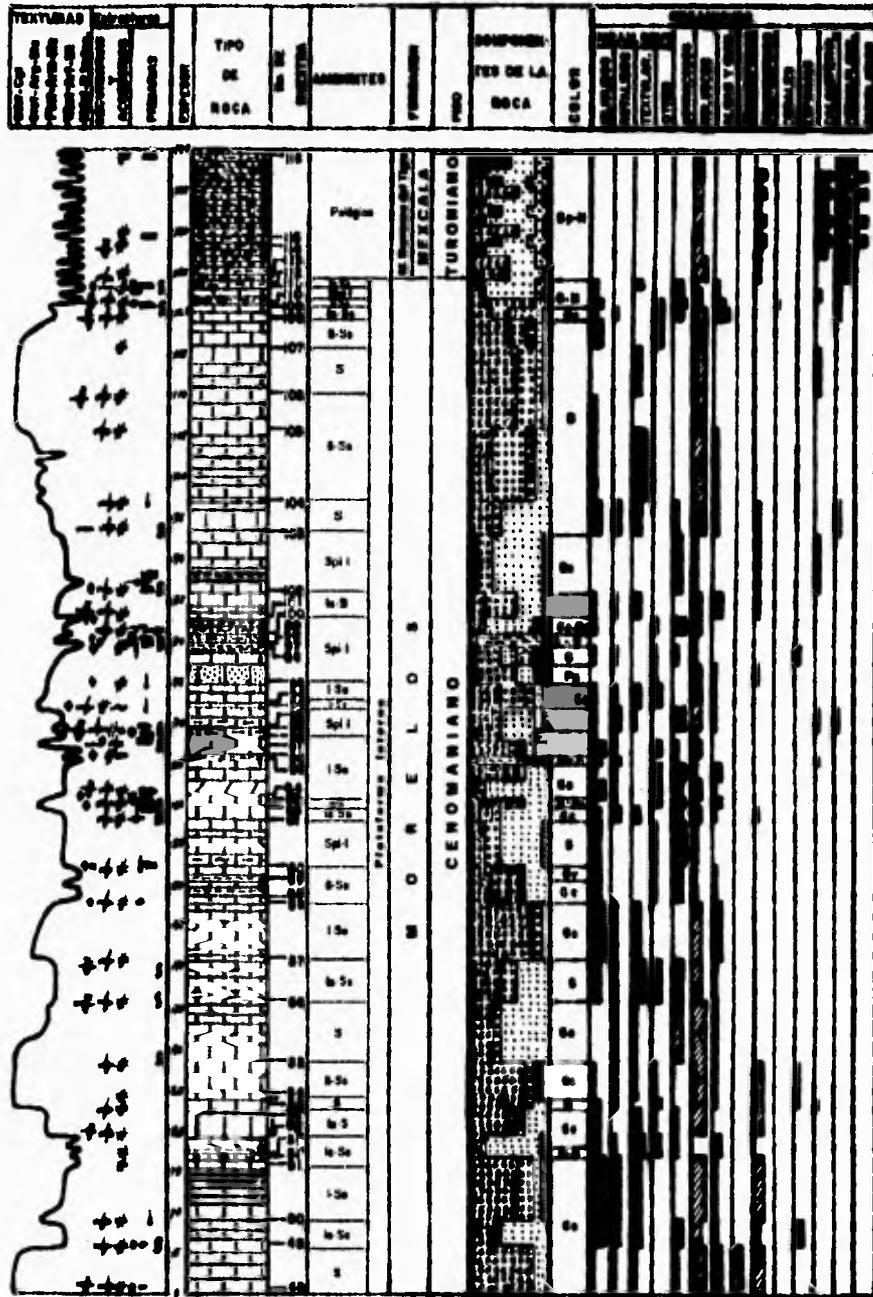
Fig. 23. Localización de las secciones estratigráficas medidas. A- Axaxacoalco, BT- Barranca del Tigre, Z- Zotoltilán, H- Hueytlalpan.

V.1. Sección Axaxacoalco

Esta sección se midió en un corte de carretera sobre la Autopista del Sol México-Acapulco. El corte se localiza a unos 4 km al norte de Axaxacoalco, aproximadamente a 800 m al suroeste del Puente Barranca el Cañón. El rumbo preferencial de los estratos es NW20°SE con un echado de 25-40° hacia el SW.

La medición se efectuó en el bloque de piso de una falla normal (NW15°SE-46°NE). El espesor total medido fué de 140 m, de los cuales los 125 m basales corresponden a la Formación Morelos y los 18 m restantes a la Formación Mexcala. En la figura 24 se muestra las características de esta sección.

La Formación Morelos consiste de una intercalación de wackestones y packstones de foraminíferos bentónicos, intraclastos y fragmentos de moluscos y en ocasiones de ostrácodos y peloides, con algunos floatstones de fragmentos de moluscos y grainstone-packstones de foraminíferos bentónicos e intraclastos. Son raros los estratos de dolomías. El material terrígeno se encuentra generalmente ausente o en cantidades imperceptibles, aunque no son raros los estratos arcillosos intercalados. Solamente en un intervalo (entre los 75 y 83 m, es decir, a unos 45 m por debajo del contacto Morelos-Mexcala) es notable el contenido de cuarzo detrítico y arcilla.



Spi - supramare inferior I - intermare
 Is - intermare superior Is - submare eomera
 Si - intermare inferior S - submare

Fig. 24. Sección Axaxacoalco. Ver apéndice C para el significado de los símbolos.

Estas rocas se caracterizan por su contenido de fauna bentónica de condiciones restringidas (miliólidos, rotálidos, orbitolinidos, ostrácodos, etc.) y por la abundancia de fragmentos de moluscos (principalmente pelecípodos y gasterópodos). También son relativamente comunes los fragmentos de equinodermos.

Las estructuras sedimentarias más notables en estas rocas son la bioturbación por galerías (que en ocasiones se presenta en forma muy intensa como en la figura 25), la laminación ondulante y paralela, estructuras de ojo de pájaro y geopetales, pequeñas estructuras de canal y rara vez grietas de desecación.

El contacto con la Formación Mexcala es relativamente brusco y se produce en un intervalo de menos de un metro. El contenido de arcilla aumenta considerablemente.

La Formación Mexcala (Miembro Barranca del Tigre) consiste de estratos delgados de 2-10 cm de espesor (algunos alcanzan 25 cm) de wackestones a packstone-wackestone de foraminíferos planctónicos (principalmente globigerínidos) y calcisferúlidos con intercalaciones de arcillitas. Otros bioclastos comunes son los radiolarios, fragmentos de moluscos y fragmentos de equinodermos. La arcillosidad aumenta hacia la parte superior hasta hacerse una alternancia de calizas y arcillitas y/o lutitas. Los estratos presentan comúnmente laminación paralela.



Fig. 25. Intensa bioturbación en algunos estratos de la Formación Morelos. Sección Axaxacoalco. Autopista del Sol.

V.2. Sección Barranca del Tigre

La Sección Barranca del Tigre se midió a 4 km al poniente de Huitziltepec, donde se unen la Barranca del Tigre y la Barranca Tepetlatipa. Estas rocas comprenden parte del flanco oriental de un anticlinal de orientación casi norte-sur. El espesor total medido fué de 265 m, de los cuales 110 corresponden a la Formación Morelos y los 155 m restantes a la Formación Mexcala. Los estratos tienen una actitud predominante de NE18°SW-66°SE. En la figura 27 se muestran las características de esta sección.

La Formación Morelos consiste de una intercalación de wackestones y packstones de foraminíferos bentónicos, fragmentos de moluscos, ostrácodos y/o peloides, en estratos desde 10 cm hasta 2.5 m. En ocasiones se presentan grainstone-packstones, floatstones y rudstones de fragmentos de moluscos (Fig. 26). En esta sección se presenta el único crecimiento orgánico *in situ* observado durante este trabajo consistente de un bafflestone de radiolítidos. Son raros los estratos de dolomías, aunque son comunes las rocas con diferentes grados de dolomitización.



Fig. 26. Cima de un estrato de rudstones de rudistas. Formación Morelos. Sección Barranca del Tigre.

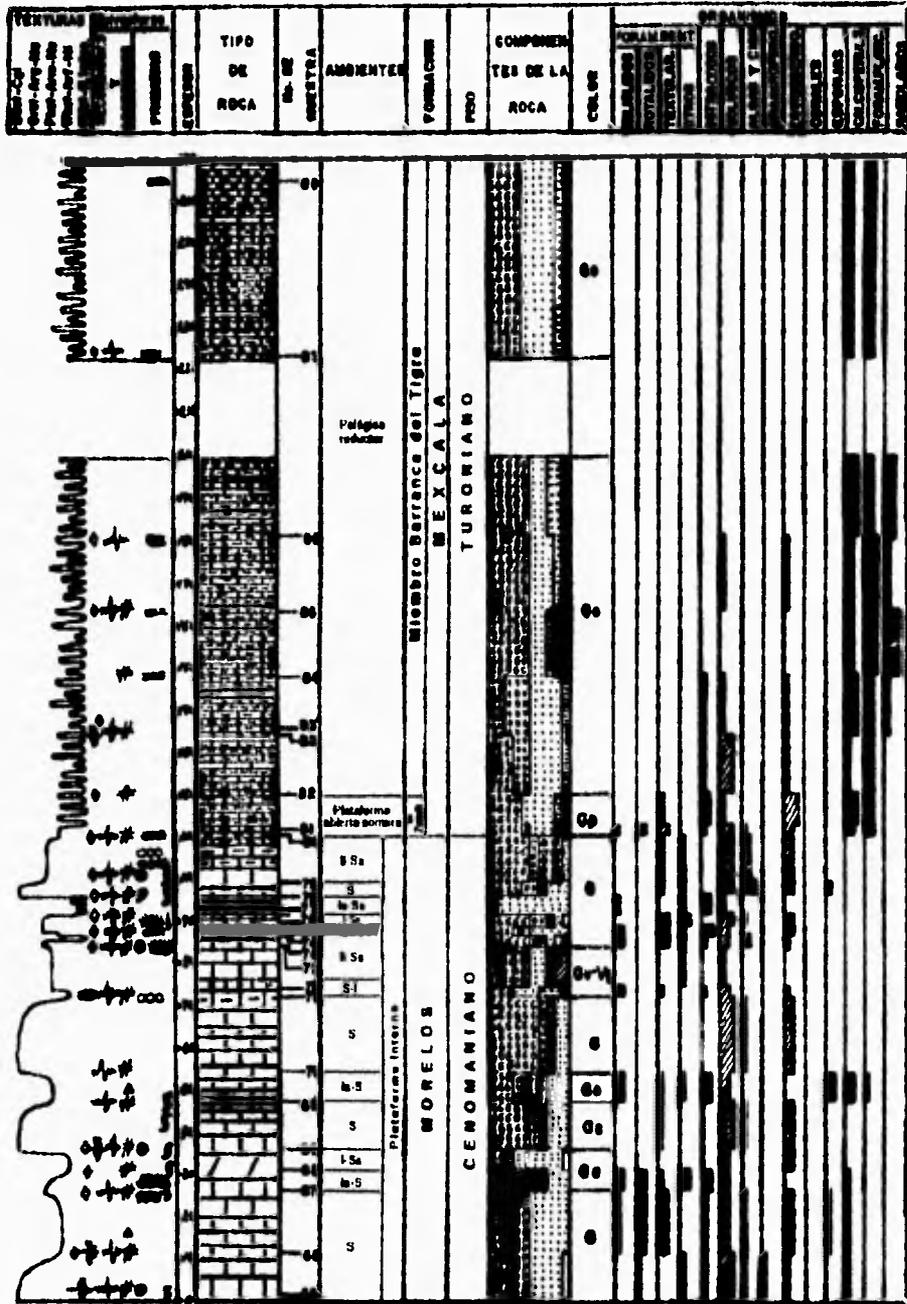


Fig. 27. Sección Barranca del Tigre. Ver apéndice C para el significado de los símbolos.

En estas rocas, al igual que en la Sección Axaxacoalco, la fauna predominante consiste de foraminíferos bentónicos (miliólidos y orbitolinidos principalmente), ostrácodos, fragmentos de moluscos (primordialmente pelecípodos y gasterópodos) y fragmentos de equinodermos.

El contenido de material terrígeno en las calizas es muy bajo o nulo, presentándose únicamente un intervalo con influencia volcánica aproximadamente entre 70 y 75 m de la base (a 40 m por debajo del contacto Morelos-Mexcala). Este intervalo quizás sea contemporáneo al intervalo con fuerte influencia clástica que se observa en la Sección Axaxacoalco, aproximadamente a la misma distancia por debajo del contacto Morelos-Mexcala.

Las estructuras sedimentarias más notables en estas rocas son la bioturbación por galerías (no tan intensa como en la Sección Axaxacoalco), la laminación cruzada (tanto tabular como festoneada) y en ocasiones laminación ondulante.

Hacia el contacto con la Formación Mexcala aumenta considerablemente el contenido de arcilla y las rocas adquieren un aspecto nodular, al mismo tiempo que los estratos se adelgazan y son más comunes las intercalaciones de estratos de arcillitas y lutitas calcáreas. El contacto es menos brusco que en la Sección Axaxacoalco, produciéndose aproximadamente en un intervalo de unos 7 m.

Constituye a la Formación Mexcala (Miembro Barranca del Tigre) una intercalación de estratos delgados (5-20 cm de espesor) de calizas arcillosas (wackestones y packstones de calcisferúlidos, foraminíferos planctónicos y radiolarios) con lutitas calcáreas. En la parte basal son predominantes los estratos de caliza, pero a medida que se sube estratigráficamente, se vuelve una secuencia rítmica alternando calizas con lutitas calcáreas.

En estas rocas es notable la predominancia de fauna planctónica (calcisferúlidos, globigerinidos y radiolarios), siendo sumamente escasa la presencia de organismos bentónicos. El contenido de materia orgánica es notable en estas rocas, presentándose en forma diseminada entre la matriz arcillo-calcárea.

V.3. Sección Zotoltilán

La Sección Zotoltilán se midió sobre la barranca que se encuentra al noreste del poblado del mismo nombre, el cual se localiza a unos cinco kilómetros al sureste de Apango, Gro. Se inicia en el bloque superior de una pequeña cabalgadura (dentro de la Formación Morelos). El espesor total de esta sección fué de 383 m, de los cuales 178 m corresponden a la Formación Morelos y los restantes 205 m a la Formación Mexcala. La actitud predominante de los estratos fué de NW18°SE-22°NE. En la figura 28 se muestran las características de esta sección.

La parte medida de la Formación Morelos consiste de wackestones a packstone-grainstones de foraminíferos bentónicos, ostrácodos e intraclastos principalmente. En ocasiones se presentan también en cantidades importantes los fragmentos de moluscos, las algas diatomeas y los fragmentos de equinodermos. Son comunes las rocas con diferentes grados de dolomitización y no son raras las dolomías. También se encuentran raras intercalaciones de arcillitas calcáreas. El espesor de los estratos generalmente se encuentra entre 30 cm y 1 m, pudiendo presentarse algunos desde 10 cm y otros de más de 1.5 m (Fig. 29).

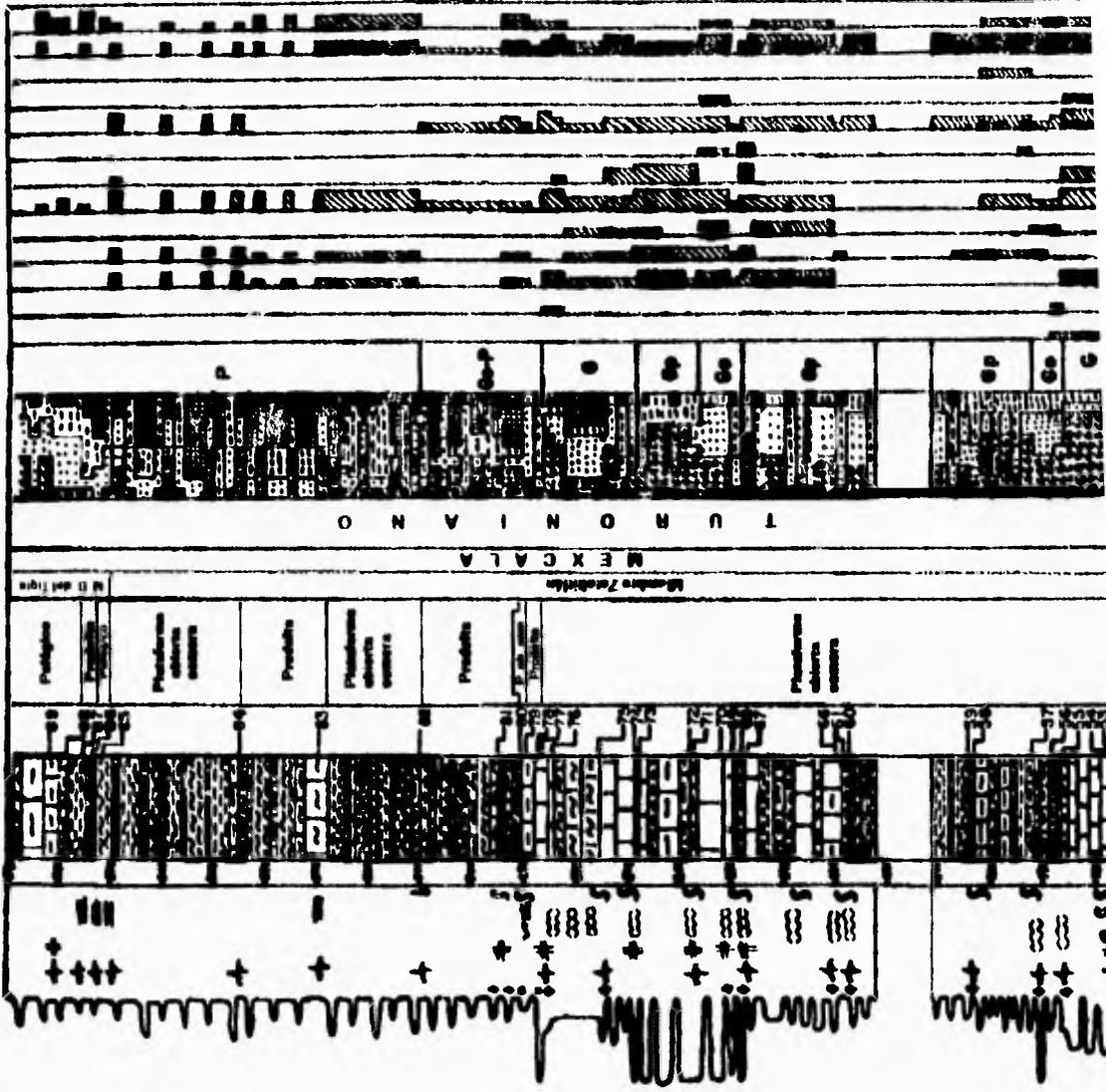
En estas rocas son comunes los foraminíferos bentónicos (miliólidos, rotálidos, orbitolinidos y otros), los ostrácodos, los fragmentos de moluscos (pelecípodos y gasterópodos) y las algas verdes.

Las estructuras sedimentarias más notables en estas rocas son bioturbación por galerías, laminación paralela y ondulada, laminación cruzada (tabular), estructuras de ojo de pájaro, geopetales y grietas de desecación (Fig. 30).

Hacia el contacto con la Formación Mexcala, aumenta el contenido de arcilla y los estratos adquieren un aspecto nodular.

En esta sección, la base de la Formación Mexcala (Miembro Zotoltilán) está representada por calizas ligeras arcillosas (packstones de calcisferúlidos y fragmentos de equinodermos) con abundante macrofauna bentónica entera y bien conservada (equinodermos, moluscos, corales y amonoides) en estratos nodulares de 10 a 40 cm de espesor (Fig. 31).

FORMA PLANO
CALCIPESUM
ESOMAS
GOALES
BOUOBEMO
ALANODOR
ALAS Y GAN
OLUSCO
OSTASCOO
STING
ESTALAN
NOTALBOO
MULBOO
COLON
COMPONETES DE LA ROCA
PISO
FORMACION
ASIENTOS
MUESTRA
N. DE
TIPO DE ROCA
ESPESON
PMANAS
ACCESORIOS
TECNOLOGIA
TEXTURAS
SON - Cg
Grat - Ar - Ma
Prat - Ar - Ma
Wor - Ar - Mi



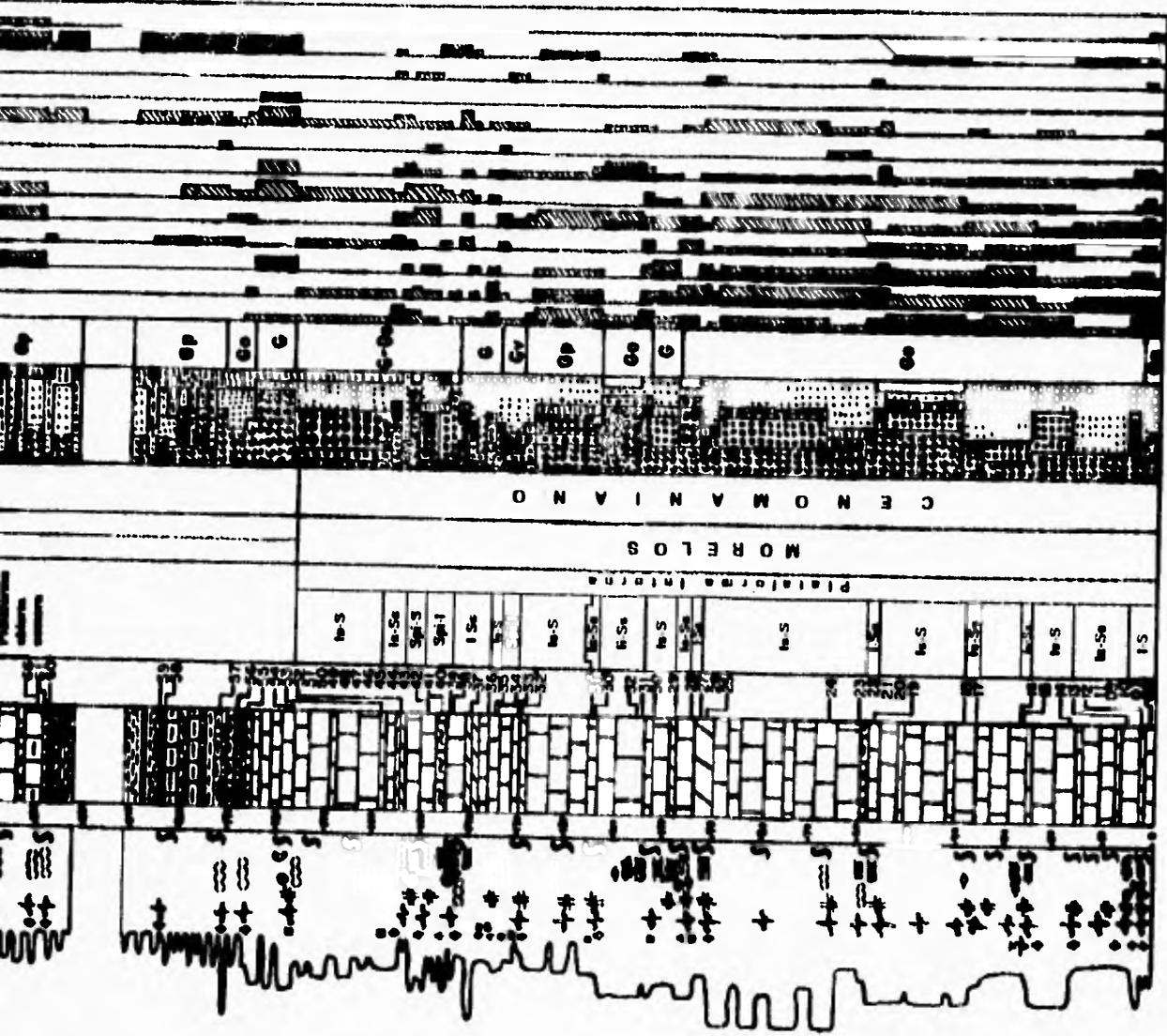


Fig. 28. Sección
Ititlán. Ver el apéndice C para el significado de los símbolos.

Estas rocas son sobreyacidas por un intervalo en el que los estratos se vuelven delgados y aumenta notablemente el contenido de arcilla, teniéndose una secuencia rítmica en la que alternan calizas arcillosas (wackestones de calcisferúlidos) con arcillitas calcáreas. En ocasiones llegan a predominar las arcillitas sobre las calizas. Después del intervalo predominantemente arcilloso, vuelven a aparecer estratos gruesos de calizas arcillosas nodulares (floatstones de fragmentos de moluscos y fragmentos de algas codiáceas) con intercalaciones de estratos delgados de arcillitas calcáreas. Son notables algunos estratos constituidos en gran parte por conchas de ostréidos. Posteriormente, este intervalo carbonatado es sobreyacido por una alternancia de calizas arcillosas y arcillo-limosas (packstones de fragmentos de moluscos, fragmentos de equinodermos, calcisferúlidos y foraminíferos planctónicos) con arcillitas y limolitas calcáreas.



Fig. 29. Estrato de la Formación Morelos en la base de la Sección Zotoltilán. Se observa en la base una capa de color blanquecino a la que se asocian generalmente nódulos de dolomita y grietas de desecación. Generalmente esta capa se encuentra dolomitizada.

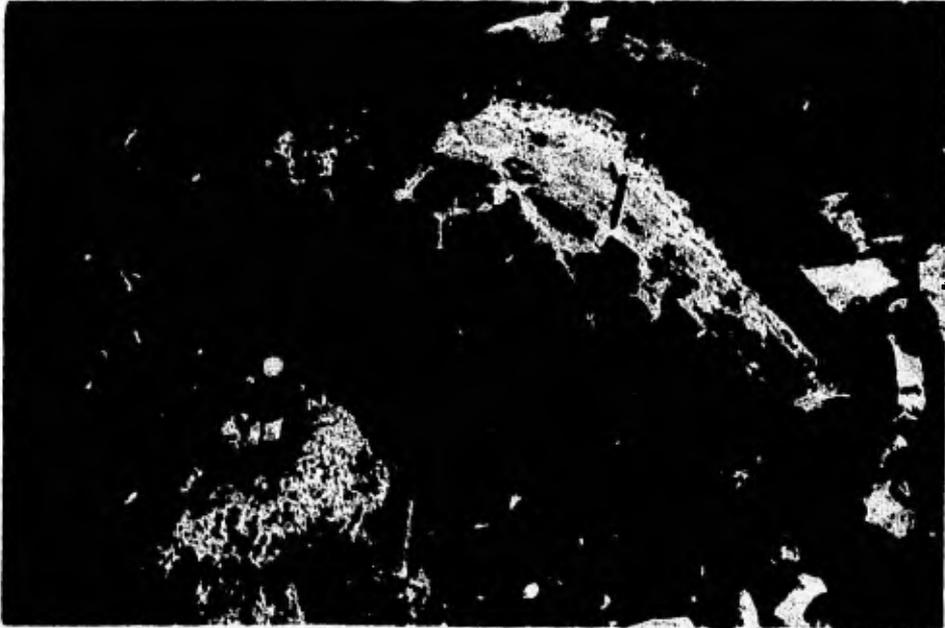


Fig. 30. Grietas de desecación en la cima de un estrato caído. Estratos con estas estructuras son comunes en la Formación Morelos de la base de la Sección Zotoltilán (p. ej. muestra UI194-11)



Fig. 31. Calizas arcillosas nodulares de la base de la Formación Mexcala (Miembra Zotoltilán). Sección Zotoltilán.

Finalmente se presenta una alternancia de calizas arcillosas (wackestones de calcisferúlidos y foraminíferos planctónicos) y arcillitas calcáreas (Miembro Barranca del Tigre).

En las rocas del Miembro Zotoltilán es común encontrar una mezcla de fauna bentónica con fauna planctónica, en ocasiones en proporciones iguales. Es común la bioturbación por galerías.

En el Miembro Barranca del Tigre es predominante la fauna planctónica, presentando los estratos laminación paralela.

V.4. Sección Hueytlalpan

Sección medida al poniente de Hueytlalpan, sobre la Barranca Zazacuala, cerca de la intersección con la Barranca Tlacualintla, un poco río arriba. La totalidad de la sección fué medida sobre las rocas de la Formación Mexcala. El espesor total medido fué de 51.4 m. La actitud predominante de los estratos es NE80°SW-23°SE. En la figura 32 se muestran las características de esta sección.

Los primeros 23 m se midieron en la parte superior del Miembro Hueytlalpan inferior y consisten de una alternancia de limolitas y arcillitas calcáreas con ocasionales estratos de cuarzoarenita calcárea muy fina en estratos de 5 a 30 cm de espesor (Fig. 33). Estos estratos de arenisca son más comunes a partir de los 7 m y predominan hacia la cima del miembro, en donde también se presentan filarenitas finas.

El cuarzo y la arcilla son los componentes principales. En ocasiones dentro de las limolitas se observan lentes más arcillosos. Son comunes los fragmentos leñosos y se observan también, pero raramente, foraminíferos bentónicos, calcisferúlidos, fragmentos de moluscos, ostrácodos y fragmentos de equinodermos.

Es común la bioturbación por galerías y por pistas. Hay laminación paralela determinada por variaciones en la granulometría de las partículas o por una concentración de fragmentos de madera. En algunos estratos de areniscas se observan rizaduras, gradación normal, laminación cruzada tabular y festoneada y estructuras de carga en su base, en donde también se llegan a observar marcas de corriente (surcos y de socavación). Otros se presentan ondulados o se acufian lateralmente. La bioturbación por galerías es un rasgo muy común de estas rocas y en ocasiones se presentan también pistas. Hacia la cima son más comunes las estructuras de canal de pequeñas dimensiones y algunos estratos presentan esporádicos gránulos de cuarzo lechoso bien redondeados.

Entre los 15 y los 22 m por encima de la base, se observan pequeñas secuencias que se hacen gruesas hacia la cima, en las que su base está constituida por estratos delgados de limolitas y arcillitas y hacia la cima aumenta tanto el espesor de los estratos como la granulometría de las partículas presentándose estratos gruesos de areniscas (Fig. 34).

En general en todo el miembro se observa un aumento en el espesor de los estratos así como una predominancia de areniscas hacia la cima y mayor intercalación de rocas lodosas hacia la base. En la base se presentan estratos de 5 a 20 cm, mientras que hacia la cima se presentan estratos de 10 a 70 cm de espesor. Hacia la cima de este miembro siguen siendo muy comunes los fragmentos de madera, sin embargo los demás bioclastos ya no se presentan y sólo rara vez se observan foraminíferos bentónicos y algunos fragmentos de moluscos que en ocasiones son de varios centímetros de longitud. Los fragmentos de roca son de origen metamórfico (cuarzo policristalino, esquisto).

Hacia el contacto con el Miembro Hueytlalpan Superior las areniscas se vuelven más gruesas y aparecen comúnmente gránulos de cuarzo lechoso.

Los 28.4 m superiores de esta sección comprenden el Miembro Hueytlalpan Superior de la Formación Mexcala.

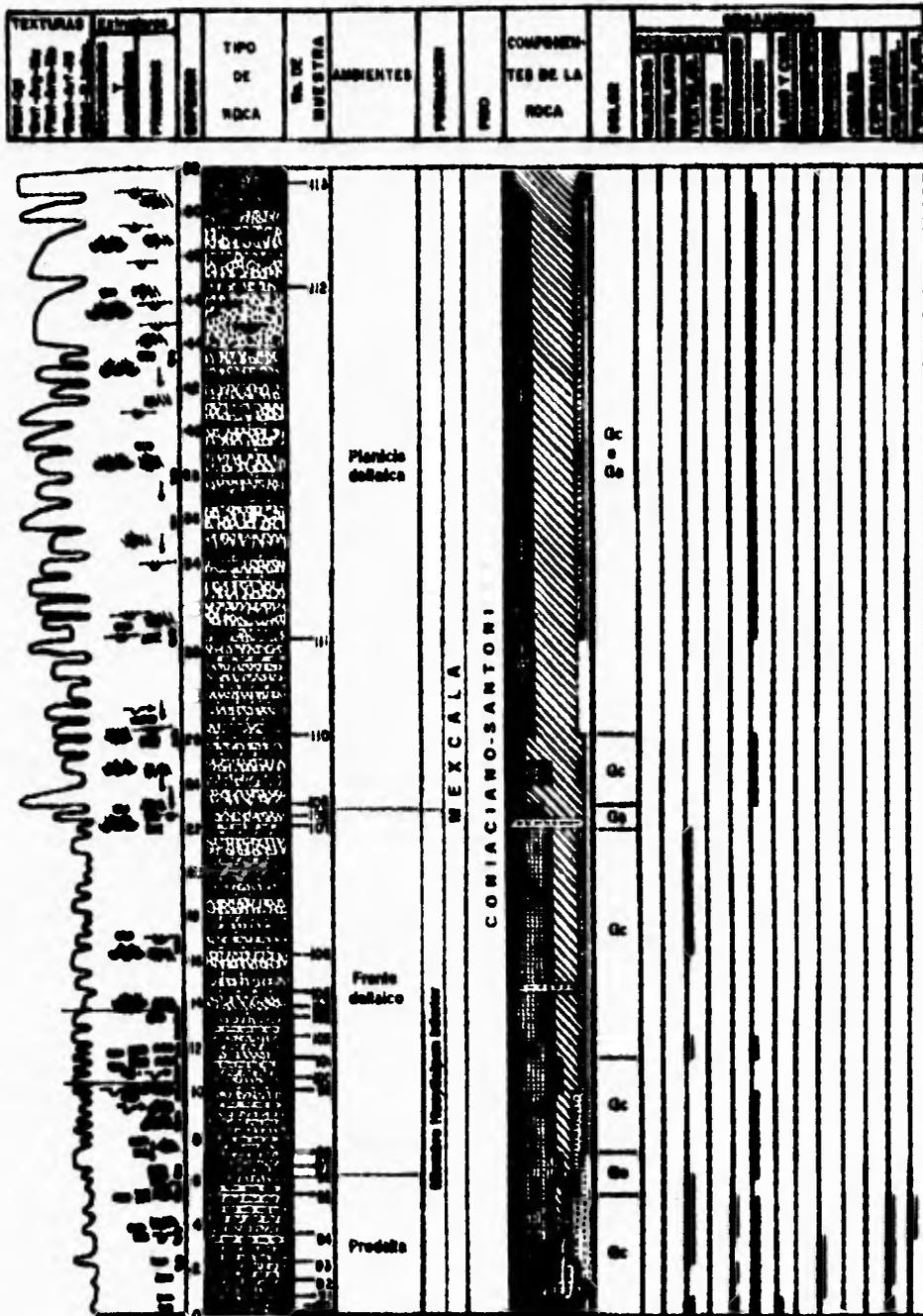


Fig. 32. Sección Hueytlalpan. Ver apéndice C para el significado de los símbolos.



Fig. 33. Limolitas, arcillitas y areniscas del Miembro Hueytlalpan Inferior de la Fm. Mexcala, base de la Sección Hueytlalpan.



Fig. 34. Intervalo del Miembro Hueytlalpan Inferior de la Fm. Mexcala en el que se observan una serie de secuencias que se hacen gruesas hacia la cima. Sección Hueytlalpan, a 16 m de la base.

En la base de este miembro se presentan filarenitas medias calcáreas con lentes de conglomerados de guijas de cuarzo lechoso bien redondeadas. Algunos estratos están constituidos por conglomerado ortocuarcítico de guijas de cuarzo lechoso y fragmentos de rocas metamórficas en su base que gradúan hacia la cima a areniscas de grano medio (Fig. 35). Se presentan arcillitas liuosas intercaladas. El espesor de los estratos es de 20 a 90 cm.

En la cima de algunos estratos hay rizaduras sinébricas con crestas ondulantes y longitud de onda de 18 cm. Otros presentan intensa bioturbación por galerías, laminación cruzada tabular y festoneada y en la base laminación paralela y calcos de marcas de corriente. En las partes conglomerádicas es común observar imbricación; en esta fracción las partículas más grandes llegan a medir hasta 10 cm de diámetro.

En la parte media de este miembro se presentan estratos gruesos y masivos de filarenitas calcáreas finas y medias con lentes de conglomerado de gránulos y en ocasiones de guijas de cuarzo lechoso (Fig. 36). El espesor de los estratos varía de 1 a 4 m o más, presentándose los mayores espesores hacia la cima del miembro. Son comunes los fragmentos maderáceos y en ocasiones se observan fragmentos de moluscos. Es posible encontrar a éstos últimos concentrados en delgados horizontes. Los gránulos presentan un redondeamiento menor que las guijas del mismo estrato. En la cima de algunos estratos se observa bioturbación por pistas y dentro de ellos galerías. También se presenta laminación paralela y cruzada, dadas por cambios en la granulometría de las partículas y por una concentración de los fragmentos leñosos. Son comunes las estructuras de canal llenas con conglomerados de gránulos y guijas. Las partículas más grandes en estas rocas llegan a medir hasta 10 cm de diámetro. Hacia la cima del intervalo son más abundantes los lentes de conglomerado.

La parte superior de este miembro consiste de conglomerados ortocuarcíticos y polimícticos de guijas y guijarros en los que éstos últimos se concentran en capas (Fig. 37). También hay estratos de conglomerado con lentes de arenisca (estructura flaser). Los estratos son de 1-1.7 m de espesor. Los guijarros, de hasta 9 cm de longitud, están constituidos de cuarzo metamórfico lechoso, de rocas metamórficas (esquistos y otras) y rara vez de pedernal.



Fig. 35. Estrato con gradación normal de conglomerado a areniscas. Miembro Hueytlalpan Superior, Fm. Mexcala, Sección Hueytlalpan, a 23.4 m de la base.



Fig. 36. Estratos de arenisca con lentes de conglomerado de gránulos. Miembro Hueytlalpan Superior, Fm. Mexcala, Sección Hueytlalpan, a 37 m de la base.



Fig. 37. Conglomerado ortocuarcítico de la cima del Miembro Hueytlalpan Superior de la Fm. Mexcala. Sección Hueytlalpan.

VI

INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL

VI.1. Ambientes sedimentarios

Los ambientes que se interpretaron a partir de la petrografía de las muestras colectadas en las diferentes secciones estratigráficas son los siguientes: 1) carbonatado marino somero (plataforma), 2) carbonatado marino pelágico y 3) deltaico. A continuación se describen las características generales de estos ambientes y los criterios para su reconocimiento.

Ambientes carbonatados

De acuerdo al perfil batimétrico en el que se llevan a cabo los depósitos carbonatados, las plataformas se han clasificado en rampas y plataformas de borde (Read, 1982; 1985). En las rampas se tiene un aumento gradual de la profundidad del piso de la plataforma sin que haya un aumento brusco en la pendiente el cual separe las condiciones someras de plataforma del ambiente profundo de cuenca, o bien, este cambio de pendiente existe pero a mayor profundidad. En las plataformas de borde se tiene una zona de aguas someras limitada hacia mar adentro por un cambio brusco en la pendiente (talud) que separa las condiciones someras de las condiciones de cuenca.

A su vez estos tipos se subdividen en subtipos dependiendo de las condiciones tectónicas a las cuales se vea sujeta la plataforma, así como de los procesos sedimentológicos y orgánicos que se producen en ella. Cada uno de estos tipos y subtipos pueden evolucionar y pasar durante su historia de un tipo a otro (Read, 1982, 1985). De estas categorías, las que son de interés para este trabajo, por haberse inferido su existencia a partir del registro sedimentario cretácico, son las plataformas de borde, las rampas y las plataformas ahogadas, ésta última derivada del ahogamiento de una plataforma de borde.

PLATAFORMA DE BORDE

El modelo general de una plataforma de borde (y el utilizado en este trabajo para la interpretación de las rocas carbonatadas) es el que se muestra en la figura 38.

Este tipo de plataformas está caracterizado por una zona somera limitada hacia mar adentro por una barrera, la cual puede ser producto del crecimiento orgánico (arrecife) o de la acumulación de sedimento (bancos de arenas carbonatadas) y que es donde la plataforma recibe el embate de olas y corrientes. Si hacia mar adentro de esta barrera existe todavía una zona de aguas someras en la que la profundidad no rebasa los 200 m, se denomina a esta zona plataforma externa, incluyendo a la barrera que la separa de la plataforma interna (Fig. 38 y 39).

Lo que determina las condiciones energéticas y la salinidad de la parte interna de la plataforma es el grado de desarrollo de la barrera y qué tanto funcione como tal para el oleaje y las corrientes provenientes de mar abierto. Así, cuando la barrera se encuentra bien desarrollada, restringiendo la circulación del agua de mar abierto hacia la plataforma interna, se crean en ésta condiciones de baja energía y salinidad fluctuante (hipersalinidad si el aporte continental y la circulación de mar abierto son menores a la evaporación, o hiposalinidad si existe un abundante aporte continental de agua dulce), dando como resultado texturas con abundante lodo calcáreo (wackestones y packstones) y asociaciones faunísticas de baja diversidad (pudiéndose presentar alta frecuencia) caracterizadas por organismos eurihalinos (miliólidos, rotálidos, orbitolínidos, peneróplidos, ostrácodos y ceritidos). Las texturas sin lodo calcáreo (grainstones) se presentan en las zonas sujetas a una constante agitación del agua que remueve el lodo, tal como en la barrera y zonas aledañas, en zonas muy someras de la plataforma interna en las que el poco oleaje que se produce dentro de la plataforma es suficiente para lavar el sedimento o a lo largo de canales de marea, donde las corrientes de marea producen el mismo efecto. A su vez, las texturas constituidas casi exclusivamente por lodo calcáreo (mudstones) se presentan en donde se lleva a cabo la sedimentación por simple asentamiento de las partículas más finas acarreadas en suspensión y en donde las condiciones son adversas para la proliferación de organismos que aporten sus testas, conchas u otro tipo de partículas, las cuales sólo se encuentran esporádicamente. Los mudstones se presentan en las charcas y planicies

de marea de las zonas de internarea y supramarea, donde las condiciones de hipersalinidad (o hiposalinidad) y desecación impiden la proliferación de organismos y la competencia de las corrientes ha sido mermada por fricción de tal manera que sólo acarrear el material más fino disponible para depositarlo una vez que cese la corriente o que el agua quede estancada.

Por otro lado, cuando la barrera no se encuentra bien desarrollada y hay una mejor conexión con aguas profundas, las condiciones energéticas son más elevadas y la salinidad es prácticamente la marina normal. En este caso las texturas predominantes en la plataforma interna son packstones, presentándose comúnmente grainstones en bancos de arena y wackestones en las zonas más profundas y/o más protegidas. La diversidad orgánica es mayor, estando presentes tanto organismos eurihalinos como estenohalinos, principalmente bentónicos, aunque es común encontrar algunos pelágicos.

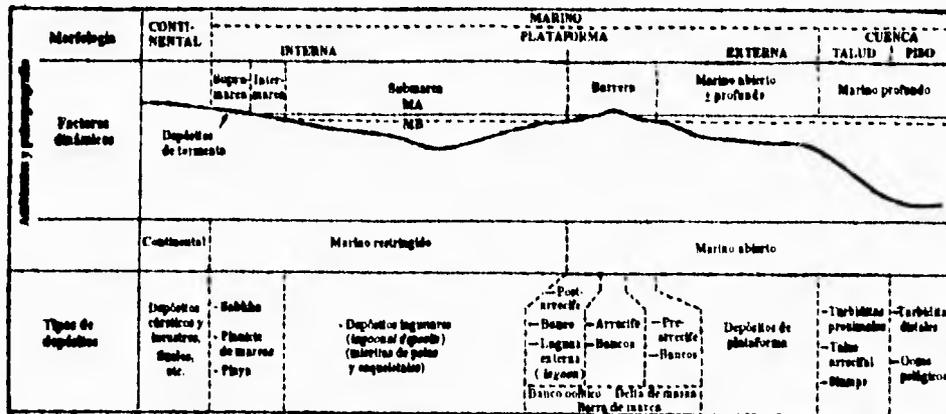


Fig. 38. Perfil idealizado de una plataforma carbonatada con los diferentes subambientes presentes (Reeckmann y Friedman, 1982).

La plataforma externa tiene libre circulación de agua y las texturas producidas en los sedimentos de este subambiente dependen más de la profundidad a la que se efectúa el depósito. A profundidades someras son más comunes las texturas con poco lodo calcáreo debido a la influencia del oleaje principalmente. A medida que la profundidad aumenta y la turbulencia del agua disminuye, aumenta la probabilidad de conservar el lodo calcáreo en los sedimentos. La flora y fauna que caracteriza a esta zona es una mezcla de organismos tanto bentónicos como pelágicos. Es en esta zona donde proliferan organismos que no soportan salinidades diferentes a la salinidad marina normal (corales, braquiópodos, equinodermos, algas codiáceas y algas rojas).

Cuando la barrera se encuentra en el borde de la plataforma, como es el caso de la mayoría de los crecimientos arrecifales importantes, mar adentro se presenta el talud, que es la zona de mayor pendiente en el perfil topográfico y cuya base puede encontrarse a grandes profundidades.

Sobre el talud se producen diferentes tipos de depósitos, dependiendo del proceso que los origina (flujos de escombros, flujos de granos, corrientes de turbidez, etc.), así como diferentes estructuras que acusan el depósito sobre una pendiente topográfica. Las partículas constitutivas de estos sedimentos provienen principalmente de la plataforma (principalmente de lo que constituye el borde) así como del material pelágico que normalmente se deposita. Las texturas son muy variables, presentándose desde brechas con grandes bloques caídos, hasta wackestones pelágicos depositados en los períodos de calma una vez que los flujos cesan temporalmente. En estos depósitos la granulometría de las partículas puede utilizarse como criterio de proximidad a la pendiente más fuerte.

Los depósitos de cuenca están caracterizados por mudstones, wackestones y packstones pelágicos con abundantes foraminíferos planctónicos, coccolitofóridos, radiolarios y/u organismos neotónicos (Fig. 39). Estos depósitos tienden a ser arcillosos debido a que la menor producción de carbonato de calcio en este ambiente produce un menor efecto de disolución sobre el material terrígeno normalmente aportado desde zonas continentales. Los espesores tienden a ser pequeños debido a la menor tasa de sedimentación y los estratos presentan comúnmente laminación paralela producto de las diferencias estacionales en la productividad orgánica o en el aporte de material terrígeno.

RAMPA

En este tipo de plataforma la pendiente aumenta gradualmente desde la línea de costa hasta profundidades mayores a los 200 m o hasta un cambio en la pendiente (talud) muy alejado de la costa.

En este modelo de plataforma no existe una barrera que disminuya la energía de las olas, de tal manera que éstas inciden directamente sobre la playa, donde pueden formarse bancos de arenas carbonatadas, y detrás de ellos, hacia el continente, una pequeña zona restringida o protegida. Las texturas que se presentan en los bancos de arenas son similares a las que se presentan en los bancos de la plataforma de borde y los sedimentos que se producen sobre la rampa son asimismo parecidos a los que se presentan en una plataforma externa.

La morfología del perfil de una rampa permite que procesos tales como las tormentas tengan especial influencia en la sedimentación, de tal manera que el reconocimiento de los depósitos de tormenta (tempestitas), en secuencias antiguas tanto en rocas carbonatadas como clásticas terrígenas muchas veces permite inferir la existencia de una rampa.

Las texturas que presentan los depósitos de una rampa son muy variables y dependen de la proximidad a la línea de costa. Los depósitos proximales están caracterizados por una predominancia de texturas con más partículas que matriz, constituyendo estratos gradados (producto de tormentas) que inician con una capa de grainstone-pakstone o mudstone depositado sobre una superficie de incipiente erosión, pasando a una capa con laminación cruzada festoneada, tabular y hummocky y finalmente siendo coronado por rizaduras simétrica sobre la superficie del estrato arenoso. A medida que aumenta la distancia a la costa, los estratos gradados se hacen más delgados y las intercalaciones lodosas son más abundantes. La fauna que caracteriza a este ambiente son organismos de condiciones marinas normales, estando presentes tanto organismos eurihalinos como estenohalinos, tanto bentónicos como pelágicos.

PLATAFORMA AHOGADA

El ahogamiento se produce cuando una plataforma es llevada, ya sea por subsidencia o por elevación del nivel mar, a profundidades a las cuales ya no es posible la sedimentación carbonatada somera, dando lugar a una sedimentación de condiciones profundas. Este es uno de los aspectos que acusan la existencia de una plataforma ahogada en el registro sedimentario: la presencia de rocas de ambientes profundos (pelágicas) sobreyaciendo concordantemente a rocas de plataforma.

Debido al increíble potencial de crecimiento (acumulación de sedimento) de una plataforma carbonatada, los factores que pueden ocasionar su ahogamiento son: una subsidencia brusca, una rápida elevación del nivel mar, la deriva de la plataforma hacia altas latitudes, una reducción en la producción bentónica de sedimento debida a un deterioro ambiental o una combinación de los factores antes mencionados (Schlager, 1981).

Una subsidencia lo suficientemente brusca como para ahogar una plataforma sólo puede ser la producida por fallamiento de bloques. En este caso se produce el ahogamiento de algunas partes de la plataforma, mientras que otras permanecen en condiciones someras. Asimismo, se tendrían depósitos de talud hacia la periferia de los bloques hundidos y escarpes bordeando plataformas aisladas (limitadas en todos lados por condiciones profundas).

De las diferentes causas que puede tener la elevación del nivel del mar, la que es lo suficientemente rápida, de tal manera que rebase la tasa de depósito sobre una plataforma carbonatada, es la disminución de los casquetes polares (glacio-eustática). Sin embargo, durante el Cretácico (que es el caso que se trata en este trabajo), la glacio-eustasia parece haber sido despreciable (Mörner, 1980; Hart *et al.*, 1993), por lo que durante este período la sola elevación del nivel del mar no pudo haber causado el ahogamiento de plataformas.

La deriva de una plataforma hacia mayores latitudes puede ocasionar el ahogamiento después de pasar a condiciones de temperatura a las que la producción bentónica de carbonato de calcio disminuye y la tasa de

sedimentación llega a ser menor que la subsidencia normal de la plataforma y/o la elevación del nivel del mar. Esto se ha registrado en plataformas mesozoicas de la parte occidental del Atlántico Norte, donde el ahogamiento es tanto más joven cuanto más al sur se encuentra la plataforma. La plataforma de Bahamas aún no alcanza la latitud a la que se produciría su ahogamiento.

Los estudios paleomagnéticos realizados en las rocas de la Formación Morelos y zonas adyacentes (Urrutia-Fucugauchi, 1988; Böhm et al., 1989; Böhm et al., 1992) indican que la plataforma ya había alcanzado su posición latitudinal relativa al Cratón de Norte América similar a la actual desde el Cretácico Medio y que desde entonces no ha habido desplazamientos latitudinales de importancia, por lo que una migración de la Plataforma Guerrero-Morelos más al norte de lo que hoy se encuentra la plataforma de Bahamas no pudo haber sucedido.

Una reducción en la producción bentónica de sedimento, ocasionada por un deterioro ambiental a nivel local, regional o global, puede disminuir drásticamente la tasa de sedimentación de tal manera que las elevaciones lentas a largo plazo del nivel del mar, aunadas a una subsidencia normal de la cuenca sedimentaria, puedan ahogar una plataforma. Se han propuesto varias hipótesis que señalan posibles causas de la ocurrencia de condiciones adversas sobre la plataforma, entre ellas se encuentran la migración por deriva a mayores latitudes (ya explicada en el párrafo anterior), variaciones en la salinidad del agua de mar y la incursión de aguas anóxicas sobre la plataforma.

Las variaciones en la salinidad del agua marina se han propuesto para el Pérmico y para el Cretácico Tardío (Schlager, 1981). A partir de la fauna observada durante este trabajo, no parece haber habido un cambio apreciable en la salinidad del agua de mar, puesto que los organismos estenohalinos se observan a través de toda la secuencia estudiada.

Durante el Cretácico se ha reportado la ocurrencia de varios eventos anóxicos globales (Schlanger y Jenkyns, 1976), particularmente los de las edades Aptiana-Albiana y del límite Cenomaniana-Turoniana. Éste último es uno de los mejor estudiados (Tucker y Wright, 1990; de Graciansky et al., 1984) y es de especial interés en este trabajo, puesto que el ahogamiento interpretado de la plataforma de la Cuenca Guerrero-Morelos se asocia a este evento. En otras partes del mundo también se ha reportado el ahogamiento de plataformas por esta misma causa (Jenkyns, 1990; Segura et al., 1993; Ulichny et al., 1993).

La alta productividad orgánica a que dan lugar las transgresiones (Schlanger y Jenkyns, 1976) y los períodos de intensas surgencias de aguas ricas en nutrientes (Jarvis et al., 1988) ocasiona una disminución en la cantidad de oxígeno disuelto y provoca que las condiciones anóxicas que normalmente se presentan a profundidades mayores a 300 m, se presentan a profundidades tan someras como 50 m (Jarvis et al., 1988), invadiendo las zonas someras de la plataforma y mermando drásticamente la producción de carbonato de calcio.

Delta

Un delta es el ambiente sedimentario localizado donde los ríos desembocan a grandes masas de agua y en el que la principal causa de acumulación de sedimento es la disminución de la competencia de la corriente fluvial al entrar en las aguas tranquilas del lago o mar al que desemboca. Las figuras 40 y 41 muestran un delta con los diferentes ambientes y subambientes relacionados así como las características de los depósitos que se efectúan en este sistema deposicional.

Los deltas comúnmente descritos en la literatura (el delta del Mississippi ha sido en los últimos años un ejemplo típico) pertenecen a la categoría de deltas denominados deltas de grano fino, en la que los depósitos están dominados por arcillas y limos en el prodelta y arenas finas a medias en el frente deltaico y canales distributarios, con algunos materiales lodosos y carbonosos en las bahías interdistributarias (Fig. 41).

Los depósitos de los deltas de grano grueso están dominados por arenas gruesas y gravas en el frente deltaico y canales distributarios, con limos y areniscas de grano medio a fino en el prodelta (McPherson et al., 1987). Los deltas de grano grueso se dividen en *fan deltas* y *braid deltas* (deltas abanico y deltas trenzados) (McPherson et al., 1987). Para evitar confusiones al utilizar los términos traducidos, se manejarán los términos en inglés.

Los *fan deltas* son deltas ricos en gravas, formados donde un abanico aluvial es depositado directamente en un cuerpo de agua a partir de una zona montañosa adyacente (Fig. 42). En contraste, los *braid deltas* son

deltas ricos en gravas que se forman donde un sistema fluvial trenzado prograda hacia un cuerpo de agua (Fig. 42).

Los *fan deltas* y los *braid deltas* se pueden distinguir en el registro geológico debido a que poseen diferentes componentes subaéreos. Los componentes de línea de costa y subacuáticos de ambos, son similares.

Las secuencias de *fan delta* tienen un componente subaéreo consistente de facies de abanico aluvial, mientras que el componente subaéreo de los *braid deltas* consiste enteramente de facies de un sistema fluvial trenzado. La tabla I muestra las características generales de los fan deltas y de los braid deltas.

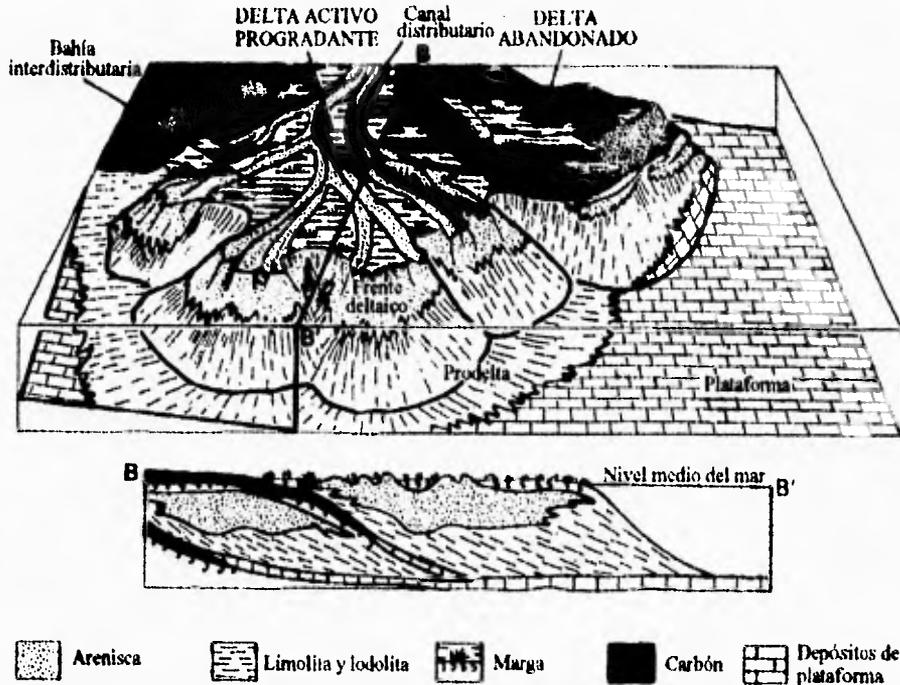


Fig. 40. Sistema deltaico en el que se pueden observar las relaciones de los depósitos de los diferentes ambientes y subambientes (tomado de Elliot, 1978; después de Fenn, 1970)

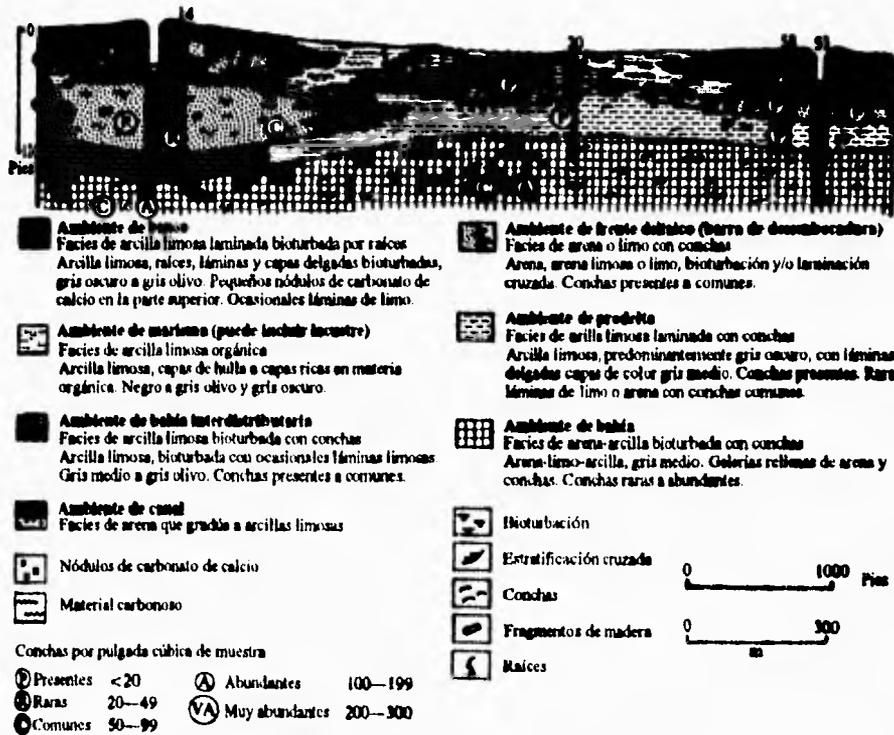
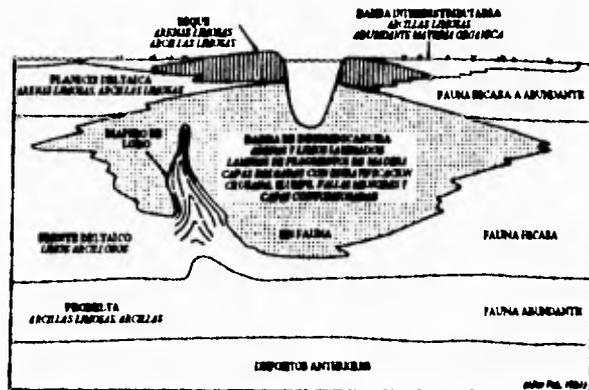


Fig. 41. Principales características de los depósitos deltaicos (tomado de Reineck y Singh, 1980).



Fig. 42. Comparación de los diferentes tipos de deltas en base a diferentes características y procesos que se efectúan en ellos (tomado de McPherson et al., 1987). En este diagrama no se tomó en cuenta la influencia de los procesos fluviales en relación a las olas y las mareas.

Características	Fan delta	Braid delta	
Marco Tectónico	Activo (sincronial)	Activo y pasivo	
Marco progláxico	Bloques fallados, raras montañas y zonas volcánicas altas	Rios tendidos y sistemas fluvio-glaciares	
Palaeocontinentes	Semirrápid y completo	Unidad y simple	
Ambientes y procesos deposicionales	Subacuáticos	Flujos gravitacionales de sedimento Flujos de escombros Flujos de lodo Desfiladeros de arena Flujos de arenas Corrientes (confinadas y no confinadas) Flujo laminar	Comunes Canales tendidos Flujos de arena (mareas)
	Subaeróuticos		Mareas y lacustre Mareas Olas Flujos de densidad Flujos gravitacionales de sedimento Aceleramiento de material en suspensión
Litracas subacuáticas	Conglomerado y brechas (separados por arenas y por arena) Arenas (finas) Lodosas (flujos de lodo)	Conglomerados (separados por arenas) Arenas	
Tamaño de grano máximo	Bloques y guijeros muy comunes	Bloques y guijeros no comunes	
Clasificación	Pobre, grado no común	Moderada a buena, gradación común	
Forma del delta	Anchura o subredondeado	Subredondeado redondeado	
Perfil subaéreo	Muy inclinado	Inclinación moderada	
Cambio espaciales (vertical y lateral)	Complejos, numerosos, variables	Simples, pocos, gradacionales	
Continuidad lateral	Baja	Moderada alta	
Flechas		Flechas, espesas, pocas y variables Éstas mareas y lacustres	
Suelos y oxidación	Comunes	No comunes	
Ocurrencia geológica	Comunes	Muy comunes	
Geometría y tamaño	Cuadrado lateral de cientos de km ² o más	Triángulo lateral de cientos de km ²	
Calidad de yacimiento	Pobre	Buena excelente	

Tabla 1. Características generalizadas de los fan deltas y braid deltas (tomado de McPherson et al., 1987).

VI.2. Litofacies

Durante el presente estudio, y con base en las características litológicas de las muestras colectadas, se definieron 19 litofacies, de las cuales 11 son esencialmente carbonatadas, 3 son carbonatadas con un importante contenido de material terrígeno y 5 son clásticas con cementante calcáreo. A continuación se presenta una descripción de cada una de ellas así como su interpretación paleoambiental.

LITOFACIES 1- Wackestones y packstone-wackestones laminados de intraclastos, ostrácodos y foraminíferos bentónicos

Esta litofacies está representada por wackestones y packstone-wackestones de intraclastos y ostrácodos, y packstone-wackestones de intraclastos y foraminíferos bentónicos (Fig. 43) en estratos de 10 a 50 cm de espesor. Los constituyentes terrígenos son de comunes a abundantes llegando a constituir generalmente más del 10%, y consisten principalmente de arcilla y cuarzo del tamaño de limo (rara vez del tamaño de arena fina).



Fig. 43. Litofacies 1. Wackestone de intraclastos limoso laminado (muestra UH93-97). 40x.

Es notable la laminación paralela y ondulante de estas rocas en una escala milimétrica, producida por una alternancia de láminas con diferente proporción de material arcilloso y limoso, variación en la abundancia de intraclastos, ostrácodos y/o foraminíferos bentónicos, así como la presencia de cianobacterias constituyendo estructuras estromatolíticas. Pueden encontrarse bandas constituidas exclusivamente por micrita, exenta de cualquier tipo de partículas y de unos centímetros de espesor.

Estas rocas presentan una dolomitización variable, estando generalmente entre el 10 y el 20%, aunque puede llegar al 60%, observándose en algunos casos un aumento en el contenido de dolomita hacia la cima de los estratos. Esta se presenta como cementante ocluyendo parcialmente la porosidad interparticular, cavidades de algunas algas verdes y cámaras de foraminíferos, sellando parcialmente fracturas, así como reemplazando parcialmente a algunos bioclastos y a la matriz micrítica. También llega a presentarse dolomita microcristalina subhedral de carácter reemplazante. Es común la silicificación parcial o total de las valvas de los ostrácodos, de las testas de los foraminíferos, así como de la parte externa de algunos intraclastos.

Los organismos presentes son principalmente ostrácodos y foraminíferos bentónicos (miliólidos y rotálidos), con escasos fragmentos de moluscos, carpetas de cianobacterias y algunas algas verdes (*Thaumatoporella* sp.).

Es común la bioturbación por galerías, presentándose también estructuras de canal en la base de algunos estratos; en partes parece haber pequeñas superficies de erosión entre los estratos. También se pudo observar laminación cruzada tabular y gradación normal. Algunos estratos presentan estructuras geopetales, de ojo de pájaro y grietas de desecación en su cima, otros presentan de la base a la cima un aumento en la proporción carbonato/arcilla. Los colores de los estratos varían de gris claro a gris oscuro, pero son notables los tonos amarillentos o con un tinte rojizo.

Interpretación ambiental: Los organismos presentes en esta litofacies son principalmente de carácter eurihalino, estando completamente ausentes los organismos estenohalinos. Este aspecto, aunado a la poca diversidad indica condiciones de alta salinidad (Flügel, 1982). La presencia de cianobacterias laminares indican períodos de exposición más largos que los períodos de inundación (Logan *et al.*, 1964), aunque estos últimos son necesarios para el crecimiento de estos organismos, cuyo patrón laminar es más común en supramarea y la parte superior de la zona de intermarea (Logan *et al.*, 1964; Shinn, 1986; Hardie, 1986), donde las condiciones adversas (desecación, hipersalinidad) inhiben la proliferación de los organismos que se alimentan de ellas y de los organismos bioturbadores, favoreciendo su conservación (Flügel, 1982; Shinn, 1986). Los ostrácodos y los miliólidos son organismos característicos de ambientes restringidos con salinidades altas que generalmente no soportan otros organismos. Asimismo, los rotálidos se han reportado en ambientes someros restringidos con salinidades fluctuantes, desde salobres hasta hipersalinas, siendo más comunes en las primeras (Bandy, 1953; Reeckmann y Friedman, 1982; ver Fig. 39).

Las estructuras sedimentarias también acusan un ambiente marino muy somero. Las grietas de desecación indican la exposición subaérea prolongada, durante períodos mayores a un día. Puesto que la zona entre las mareas baja y alta normales es inundada dos veces al día, estas estructuras rara vez se producen en esta zona, siendo más características de la zona de supramarea, en la que las inundaciones se producen generalmente una vez por mes o sólo esporádicamente durante las tormentas, las cuales llegan a inundar zonas a las que nunca llegan las mareas altas (Shinn, 1983a, 1986).

Asimismo, las laminaciones paralelas y ondulantes están prácticamente restringidas a ambientes de intermarea superior y supramarea, siendo producidas durante los períodos de inundación de la zona de intermarea y supramarea, tanto en la marea alta normal como en las mareas altas excepcionales y tormentas (Hardie, 1986; Shinn, 1986). Las capas constituidas exclusivamente por micrita presentes en algunos estratos probablemente se formaron por precipitación directa de carbonato de calcio en lagunas de marea hipersalinas (*tidal ponds*) (Flügel, 1982). La laminación cruzada indica la acción de corrientes (probablemente de marea) que produjeron la migración de rizaduras con una relación depósito/erosión mayor a 1, dando como resultado la preservación de la laminación. No se observaron en el campo características en estas estructuras que indicaran un origen por oleaje. Otro rasgo indicativo de corrientes son las pequeñas estructuras de canal observadas en la cima de algunos estratos y que representan ligeros períodos de erosión al ser inundada la zona de intermarea, posiblemente después de un período de

exposición. La gradación normal puede producirse al menguar la energía de las corrientes de marea que penetran en la zona de intermarea, o bien, al mermar la energía de las corrientes generadas por el viento durante las tormentas.

Además de las estructuras ya mencionadas, otro rasgo que indica un ambiente de intermarea-supramarea para las rocas de esta litofacies son las estructuras de ojo de pájaro. Estas estructuras se presentan como huecos irregulares en la matriz o entre las partículas, llenos por cementante espático. Algunas veces estos huecos presentan sedimento interno, siendo entonces estas estructura clasificadas como *estromatactis* (Flügel, 1982). Cuando los ojos de pájaro se encuentran asociados a estructuras más indicativas de exposición (grietas de desecación, estromatolitos) estas estructuras son indicadores confiables de condiciones de supramarea (Shinn, 1983b).

Los componentes terrígenos en estas rocas provienen posiblemente de la zona de supramarea y zonas continentales, siendo transportados por el viento. También pudieron ser transportados hasta la plataforma carbonatada por condiciones severas de vientos y corrientes fluviales efímeras originadas por el escurrimiento desde zonas continentales durante las tormentas. Otra posible fuente sería su aporte por corrientes fluviales perennes a alguna parte de la plataforma, probablemente en la parte oriental de la zona estudiada, aunque no se han reportado depósitos fluviales del Cenomaniano Tardío en esa área.

El hecho de que en algunos estratos se observe un aumento en el grado de dolomitización hacia la cima de algunos estratos se debe a que durante los periodos de exposición, la evaporación provoca una elevación del agua por capilaridad a la vez que aumenta su concentración, precipita yeso, aumentando la relación Mg/Ca, y da lugar a la precipitación de dolomita preferencialmente hacia la parte superior del estrato y llegando a constituir costras en la superficie (Shinn, 1983a, 1986; Bathurst, 1979; Lasemi *et al.*, 1989). La ausencia de yeso se debe a que es lavado de estos sedimentos de supramarea bajo climas húmedos (Bathurst, 1979). Este proceso se produce en los sedimentos que se encuentran a unos pocos centímetros por encima del nivel de marea alta.

La silicificación de las conchas de ostrácodos y de las testas de foraminíferos observada en la mayoría de las rocas de esta litofacies se asocia a la abundancia de minerales arcillosos presentes y fué producto de un evento diagenético tardío, ligado a la compactación y deshidratación de las arcillas.

Las rocas de esta litofacies se encuentran generalmente adyacentes a las rocas de las litofacies 3, 6 y 10, que se definirán posteriormente.

Por los criterios arriba mencionados, el ambiente en que se formaron las rocas de esta litofacies es de supramarea inferior e intermarea superior en una planicie de mareas con clima húmedo (*cf.* Shinn, 1986), estando bajo condiciones de salinidad fluctuante (generalmente con alta salinidad) y variaciones en la energía controladas por las mareas y las tormentas. La profundidad del agua probablemente no fué mayor a unos cuantos metros en los periodos de marea alta, con exposiciones frecuentes en marea baja. Las condiciones restringidas pudieron ser producto de una restricción topográfica en alguna parte de la plataforma, o debido a que gran parte de la plataforma se mantenía bajo condiciones someras, lo cual provocaba que la mayor parte de la energía se perdiera por fricción (Wilson y Jordan, 1983).

Posición estratigráfica: Las rocas de esta litofacies se encuentran mejor representadas en la Sección Axaxacoalco, hacia la parte media superior del intervalo medido de la Formación Morelos. Esta litofacies no se observó en la Sección Barranca del Tigre. En la Sección Zotoltilán estas rocas también se encuentran hacia la parte superior de la Formación Morelos.

Muestras: UH93-60, UH93-92, UH93-93, UH93-93', UH93-95, UH93-96, UH93-97, UH93-98, UH93-99, UH93-100, UH93-102, UH93-110', UH94-16, UH94-33, UH94-39, UH94-40, UH94-41, UH94-44.

LITOFACIES 2- Packstones de foraminíferos bentónicos

Esta litofacies presenta texturas desde wackestones hasta packstone-grainstone, predominando los packstones y siendo los principales componentes los foraminíferos bentónicos (miliólidos, textuláridos, rotálidos y otros), los intraclastos, ostrácodos, algas verdes (*Thaumtoporella* sp.) y los peloides (Fig. 44). En algunas rocas de esta litofacies son particularmente comunes los rotálidos y las

algas verdes (tanto *dasicladáceas* como *Thaumatoporella* sp.). De manera subordinada se presentan fragmentos de moluscos y fragmentos de equinodermos y rara vez se presentan cianobacterias (constituyendo pequeños cuerpos esféricos sin estructura interna), algunos calcisferúlidos, fragmentos de braquiópodos, espculas de esponja y foraminíferos planctónicos.

El grado de dolomitización de las rocas de esta litofacies es generalmente bajo, llegando a constituir la dolomita un porcentaje máximo estimado de 40% del total de la roca, siendo en promedio del 20% y pudiendo estar ausente. En algunos estratos se observa un aumento en la cantidad de dolomita hacia la cima. Este mineral se presenta como micro- y meso-cristales planares subhedrales reemplazando a la matriz y partículas que rellenan algunas galerías, como mesocristales euhedrales diseminados en la matriz y como mesocristales de dolomita barroca rellenoando cavidades de algas, ostrácodos, foraminíferos y fracturas. La dolomita diseminada en ocasiones se presenta con tres modas en una misma muestra (UH93-101) y algunos de los cristales presentan zoneamiento. Es notable el llenado de grietas de desecación con sedimento dolomítico e intracastos (Fig. 45). La roca en la que se encuentran las grietas de desecación fué afectada muy poco por la dolomitización.

La silicificación es muy incipiente y sólo se llegan a observar esporádicos cristales de cuarzo autígeno. La piritita se presenta muy rara vez en estas rocas como pequeños cúmulos de cristales cúbicos o diseminada.

El contenido de arcilla es bajo, rara vez mayor al 10%, y el cuarzo del tamaño de limo se presenta muy rara vez.

Los estratos tienen espesores desde 15 cm hasta 2 m, siendo más comunes los estratos entre 40 y 70 cm, habiendo estratos intercalados de 5-10 cm e intervalos arcillosos. Es común una intensa bioturbación por galerías, siendo a veces notables las pistas sobre la cima de los estratos, donde también se llegan a presentar grietas de desecación. Son comunes las estructuras de ojo de pájaro y las *geopetales*. En ocasiones se presentan capas con abundantes fragmentos de moluscos. Hacia la cima de algunos estratos aumenta el contenido de arcilla y presentan laminación ondulante, la cual es cortada en ocasiones por estructuras de canal de pequeñas dimensiones. Ocasionalmente los *packstones* y *grainstones* presentan laminación cruzada tabular y festoneada y nódulos de pedernal secundario. El aspecto nodular de algunos estratos es común, presentando colores de gris claro a gris oscuro.

Interpretación ambiental: Los organismos que se presentan en forma dominante en esta litofacies (los foraminíferos bentónicos) son característicos de condiciones restringidas; sin embargo, se encuentran acompañados de organismos que normalmente no soportan altas salinidades (algas *dasicladáceas*, equinodermos, calcisferúlidos, braquiópodos, esponjas y foraminíferos planctónicos), por lo que se infieren condiciones parcialmente restringidas.

Los intervalos con intensa bioturbación por galerías indican períodos de condiciones adversas para algunos organismos que los obligaban a protegerse dentro del sedimento, aunque también existían períodos en los que podían vagar en busca de alimento por la superficie del sedimento, tal como lo indica la presencia de pistas.

El tamaño de los polígonos y la profundidad de las grietas de desecación están controlados y son directamente proporcionales al espesor de la capa sobre la que se desarrollan y son inversamente proporcionales al índice de exposición (porcentaje de tiempo que un sedimento es expuesto a condiciones subaéreas) (Hardie, 1986; Shinn, 1986). Las grietas de desecación como las encontradas en rocas de esta litofacies en las que los polígonos son del orden de 15 cm de diámetro indican índices de exposición mayores al 60%, es decir, se desarrollan en la parte superior de intermarea y en supramarea (Hardie, 1986). Otro rasgo que indica exposición subaérea cuando se encuentra asociado a grietas de desecación o *stromatolitos* planares son las estructuras de ojo de pájaro, comunes en las rocas de esta litofacies.

Hacia la cima de algunos estratos se presenta un aumento en el contenido de arcilla a la vez que en la parte más superior aparece la laminación ondulante que en ocasiones es cortada por pequeñas estructuras de canal, estructuras que indican el depósito en un ambiente de intermarea (Shinn, 1983a, 1986).



Fig. 44. Litofacies 2. Packstone de foraminíferos bentónicos, muestra UH94-18. 40x.



Fig. 45. Dolomita en grietas de desecación y como cementante o reemplazando a un cementante tardío en fracturas y cavidades de algas y foraminíferos bentónicos. Muestra UH94-11. Litofacies 2. 40x.

La laminación cruzada tabular y festoneada que poseen algunas de las rocas de esta litofacies, pudo haberse originado por la migración de diferentes tipos de rizaduras producidas por las corrientes de marea o por el oleaje, en las zonas de intermarea o submarea somera.

Las texturas indican condiciones energéticas variadas, desde tranquilas que permitían la formación de wackestones, hasta agitadas, dando lugar a la formación de packstone-grainstones con intraclastos de diferentes tamaños. Éstos últimos indican la acción erosiva de corrientes (probablemente de marea).

Los horizontes con abundantes fragmentos de moluscos pueden representar depósitos de rezago en la zona de intermarea. Asimismo, los peloides y en especial los intraclastos son particularmente abundantes en la zona de intermarea, donde los cortos períodos de exposición permiten una ligera cementación de la parte superior del sedimento, la cual es fragmentada cuando esta zona es inundada nuevamente y los fragmentos son arrastrados por las corrientes de marea.

El aspecto nodular de la roca, si bien es un rasgo básicamente diagenético (Tucker, 1991), es común en rocas de plataforma interna formadas en condiciones de submarea en la que los carbonatos se encuentran mezclados con diferentes proporciones de material arcilloso (Wilson y Jordan, 1983) y han sido bioturbados (Tucker y Wright, 1990).

El aumento gradual en el contenido de dolomita de algunos estratos hacia su parte superior se produce en sedimentos que se encuentran a pocos centímetros del nivel de supramarea normal debido al proceso descrito para las rocas de la litofacies 1.

Las rocas de esta litofacies se encuentran asociadas principalmente con las rocas de la litofacies 3, aunque también se asocian con las rocas de las litofacies 4, 7 y 10.

Por las características que presentan las rocas de esta litofacies, se deduce que los ambientes que dieron origen a estas rocas son esencialmente de intermarea y submarea somera en una plataforma parcialmente restringida, estando generalmente bajo condiciones de salinidad mayor a la marina normal pero que debido a una circulación moderada del agua de estos ambientes la salinidad no estaba muy por arriba de 40 ppmil.

Posición estratigráfica: Esta litofacies está mejor representada en la Sección Zototitlán, constituyendo la mayor parte de las rocas del intervalo medido de la Formación Morelos. En las otras secciones sólo aparece esporádicamente.

Muestras: UH93-52, UH93-63, UH93-67, UH93-69, UH93-101, UH94-07, UH94-08, UH94-10, UH94-11, UH94-12, UH94-14, UH94-18, UH94-21, UH94-22, UH94-23, UH94-24, UH94-29, UH94-30, UH94-31, UH94-35, UH94-53.

LITOFACIES 3- Wackestone de ostrácodos y foraminíferos bentónicos

Esta litofacies está constituida por mudstones-wackestones, wackestone y wackestone-packstones de ostrácodos, foraminíferos bentónicos y/o intraclastos (Fig. 46). Otras partículas presentes son los peloides y las pellas fecales. El cuarzo de tamaño de limo se encuentra en muy pequeñas cantidades. El contenido de arcilla rara vez rebasa el 10% y generalmente se estima del 5%.

Las rocas de esta litofacies rara vez presentan laminación paralela u ondulante; cuando se presenta cuarzo es de manera escasa y es notable el contenido de matriz (lodo calcáreo).

El grado de dolomitización es generalmente bajo o nulo, constituyendo la dolomita entre 5 y 10% del total de la roca. La dolomita se presenta como cristales euhedrales diseminados, como posible cementante de dolomita barroca en cámaras de foraminíferos bentónicos (muestras UH94-15 y UH94-28) o como parches de dolomita planar subhedral. La silicificación de las testas de los ostrácodos se presenta esporádicamente, aunada a una coloración gris amarillenta de la roca.

Los organismos presentes son principalmente los ostrácodos y los foraminíferos bentónicos (miliólidos, textuláridos); de manera secundaria se encuentran fragmentos de pelecípodos y gasterópodos y algas verdes (dasieladáceas, *Thaumatoporella* sp.).

El espesor de los estratos varía desde 5 cm hasta 1 m, siendo más comunes los estratos entre 15 y 40 cm, presentando algunos laminación paralela, bioturbación por galerías, y rara vez grietas de

deseccación en la cima. Son comunes las estructuras de ojo de pájaro y las geopetales; algunas de estas últimas se forman en los huecos dejados tras la disolución de bioclastos aragoníticos o en el interior de algas verdes. El color de estas rocas es generalmente gris oscuro, presentando pequeñas cantidades de pirita diseminada.

Estas rocas presentan escasas interestratificaciones arcillosas.

Interpretación ambiental: Los organismos que se presentan en las rocas de esta litofacies son organismos eurihalinos que caracterizan condiciones restringidas con salinidades altas; sin embargo, en esta litofacies también se encontraron algas dasicladáceas las cuales presentan una mayor abundancia en ambientes de submarea de condiciones restringidas y se presentan más rara vez en intermarea (Reeckmann y Friedman, 1982), ya que estos organismos prefieren la salinidad del agua marina normal a condiciones hiper- o subsalinas (Flügel, 1982).

Las texturas de estas rocas indican un nivel energético bajo, con fluctuaciones provocadas por las corrientes de marea o tormentas.

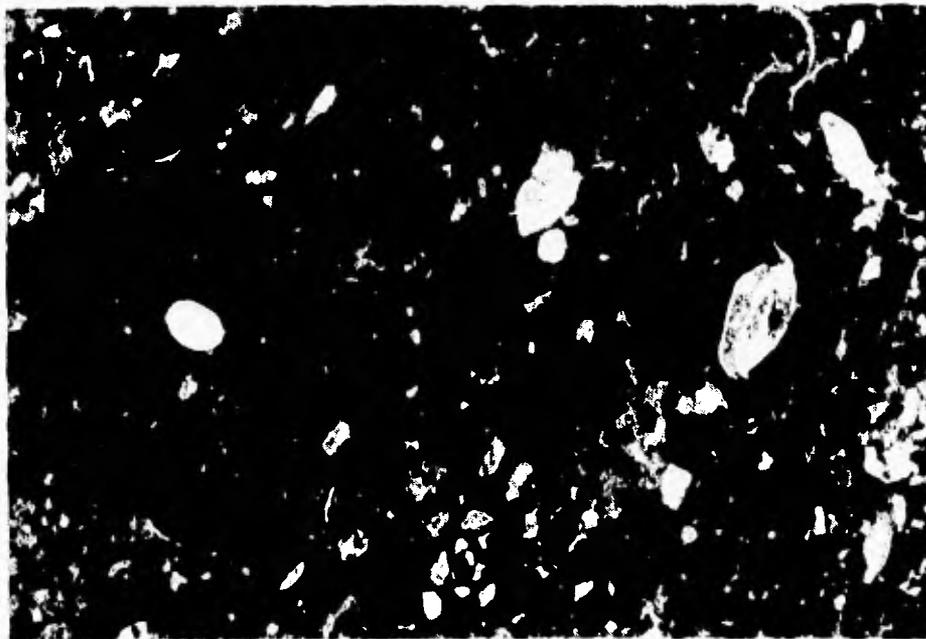


Fig. 46. Litofacies 3. Wackestone de ostrácodos y foraminíferos bentónicos, muestra UH194-13. 40x.

Las estructuras sedimentarias indican que en ocasiones las rocas de esta litofacies estuvieron bajo exposición subaérea en un ambiente de intermarea-supramarea (grietas de desecación, estructuras de ojo de pájaro, laminación paralela) (Hardie, 1986; Shinn, 1986).

Las rocas de esta litofacies se asocian por lo general con las rocas de las litofacies 2, 1 y 8.

El ambiente que se infiere para estas rocas es de intermarea superior a submarea somera, en la que la salinidad del agua era relativamente alta y profundidades no mayores de algunos metros en los periodos de marea alta y llegando a quedar en condiciones subaéreas en los periodos de marea baja.

Posición estratigráfica: Las rocas de esta litofacies se observan como estratos aislados dentro de la Formación Morelos. Se hallan principalmente en la Sección Zotoltilán y en la Sección Axaxacoalco, mientras que en la Sección Barranca del Tigre son raras.

Muestras: UH93-49, UH93-51', UH93-56, UH93-61, UH93-74, UH93-77, UH93-108, UH93-111, UH93-112, UH94-13, UH94-15, UH94-17, UH94-28, UH94-30', UH94-32', UH94-34, UH94-50, UH94-51, UH94-52.

LITOFACIES 4- Dolomías

Esta litofacies consiste de dolomías planares subhedrales y euhedrales inequigranulares (Fig. 47). En general la dolomita ha reemplazado a wackestones de bioclastos e intraclastos y/o peloides mostrando dos modas en el tamaño: 10 μm en la matriz y en las partículas reemplazadas llega a alcanzar 700 μm , esta diferencia en tamaños se debe muy probablemente a la mayor tasa de nucleación en la matriz de grano fino que en los cristales grandes que constituyen a los bioclastos (Sibley y Gregg, 1987). En algunas dolomías con alto contenido de arcilla los cristales de dolomita tienden a ser generalmente pequeños, entre 15 y 55 μm , teniendo una moda aproximadamente en 20 μm y otra en 50 μm ; la diferencia en tamaño en estas dolomías de grano fino puede deberse a la distribución heterogénea de sitios de nucleación (probablemente influenciado por el contenido de arcilla) o a dos períodos de nucleación (Sibley y Gregg, *op. cit.*).

En algunas dolomías el reemplazamiento de las partículas es completo, observándose sólo fantasmas de los bioclastos y demás partículas presentes, mientras que en otras, algunas de las partículas y parte de la matriz permanecieron sin reemplazar (los fragmentos de equinodermos y el cementante sintaxial que los cubre no fueron afectados o sólo parcialmente, e.g., muestras UH93-68, UH93-64, UH94-27 y UH94-26). Los fragmentos de moluscos tampoco fueron reemplazados debido probablemente a que en el tiempo en el que se llevó a cabo la dolomitización estos bioclastos habían sufrido disolución y sólo se tenían los moldes vacíos. Esto se infiere a partir de que la dolomita que reemplaza a la matriz es de un color pardo debido a la gran cantidad de inclusiones de minerales arcillosos y calcita, mientras que la dolomita que se encuentra en el borde de los fragmentos de moluscos es de color claro, casi sin inclusiones, y crecen en forma de drusa desde el borde hacia el centro del bioclasto. En todas las muestras el grado de dolomitización es mayor al 70%.

Los cristales más grandes de dolomita presentan extinción ondulante y se presentan como reemplazamiento de bioclastos o relleno de cavidades (en la muestra UH94-09 dan apariencia de pequeños nódulos de hasta 3 cm de diámetro)

Los bioclastos reconocidos en estas rocas son principalmente foraminíferos bentónicos (miliólidos, orbitolínidos), fragmentos de equinodermos y algas verdes (*Thaumatoporella* sp.), con algunos fragmentos de moluscos y ostrácodos. Los organismos que se observan completos son los foraminíferos bentónicos y las algas. En algunos estratos se observan raras capas con ceritidos.

En estas rocas es común la bioturbación por galerías y el sedimento que las llena generalmente muestra un mayor grado de dolomitización. También se observa laminación ondulante y estructuras geopetales, así como estructuras de canal con conglomerados intraformacionales. Los estratos son de 0.2 a 1.2 m de espesor, con colores desde gris claro hasta gris oscuro. La pirita generalmente está presente y en ocasiones llega a constituir masas amorfas de hasta 1 cm de diámetro claramente visibles a simple vista (muestra UH94-36).

Interpretación ambiental: Los bioclastos que se encuentran *in situ* en esta litofacies son los foraminíferos bentónicos y las algas verdes, siendo en general escasos. Los foraminíferos bentónicos presentes así como el alga verde *Thaumatoporella* sp. son organismos característicos de condiciones restringidas, por lo que se pueden inferir condiciones de salinidad mayor a la marina normal. Otro rasgo que indica condiciones de restricción energética son las texturas originales (wackestones). La intensa bioturbación por galerías es un rasgo que se presenta con mayor frecuencia en ambientes de intermarea y submarea somera (Shinn, 1983, 1986; Smosna y Warshauer, 1981; Flügel, 1982). La laminación ondulante y horizontal están restringidas a la zona de supramarea e intermarea superior (Shinn, 1983). Las estructuras de canal indican la influencia de corrientes en la zona de intermarea y submarea somera.



Fig. 47. Litofacies 4. Dolomía en la que se observan fantasmas de foraminíferos bentónicos. Muestra UH94-09, 40x.

Por las características antes analizadas y por la relación con las rocas de las litofacies 2 y 8, se infiere para esta litofacies un ambiente de intermarea a submarea somera, en una plataforma interna (condiciones restringidas).

En las dolomías y demás rocas dolomitizadas de las secciones medidas se reconocieron tres tipos principales de dolomita. El primer tipo es el que caracteriza a esta litofacies, aunque ningún tipo de dolomita es exclusivo de ella. Los demás tipos se describen en esta parte para facilitar su comparación.

Tipo 1. Este tipo es el que representa el mayor porcentaje de las rocas de esta litofacies. Esta dolomita se produjo en un evento temprano ligado al ambiente de depósito y consiste de una dolomita microcristalina subhedral planar de carácter reemplazante (el reemplazamiento puede o no ser selectivo) que afectó tanto a las partículas como a la matriz de las rocas. La penecontemporaneidad de esta dolomita es sugerida por: 1) la estrecha relación que guardan las rocas con mayor dolomitización y el ambiente de depósito marino somero inferido de las rocas adyacentes a los intervalos dolomitizados, 2) la presencia de capas dolomitizadas preferencialmente y de los que se infiere un control de la dolomitización por las condiciones ambientales más que por condiciones diagenéticas; tal es el caso de grietas de desecación formadas en wackestones con una dolomitización incipiente y que fueron cubiertas y llenadas por un sedimento primordialmente dolomítico.

La presencia de fantasmas de organismos cuya estructura interna se conserva en la dolomita indica que el proceso de reemplazamiento fué, al menos en algunos casos, a volumen constante (Morrow, 1982a; Machel y Mountjoy, 1986) (Fig. 47), hecho que se ve apoyado por la ausencia de porosidad visible en lámina delgada, aunque pudiera existir en un pequeño porcentaje.

La textura de este tipo de dolomita excluye los modelos de dolomitización en zonas de mezcla (tanto para acuíferos confinados como para no confinados, así como el tipo Coorong), ya que los procesos que actúan en estos casos rara vez producen una dolomitización mayor al 40% del total de la roca (excepto en el modelo Coorong, Von der Borch y Lock, 1979). Además, la dolomita formada en estos casos es principalmente en forma de cemento (cristales limpios creciendo como relleno de

cavidades por las que circulan las aguas subsaturadas en calcita y sobresaturadas con respecto a la dolomita), no se observan rasgos de disolución intensos que indiquen la acción de aguas subsaturadas con respecto a la calcita (factor indispensable en estos modelos) y en las zona de mezcla rara vez se producen dolomías de carácter reemplazante (Badiozamani, 1973; Machel y Mountjoy, 1986, 1990; Ward y Halley, 1984; Mitchell *et al.*, 1987; Morrow, 1982a, 1982b; Von der Borch y Lock, 1979). Asimismo, el carácter temprano de esta dolomita excluye los modelos de dolomitización por soterramiento profundo (compactación, topográfico, tectónico, de convección térmica e hidrotermal). Los modelos de reflujo, de sabkha y de bombeo evaporítico en el sentido estricto en el que se definen (Morrow, 1982b; Machel y Mountjoy, 1986; Illing y Taylor, 1993) se excluyen por la ausencia de evaporitas asociadas a estas rocas, así como de rasgos indicativos de una remoción secundaria de estos minerales. Como lo establecen Machel y Mountjoy (1986), si hay una buena preservación de la fábrica de la roca y/o poca o sin porosidad intercrystalina, la dolomitización debió haber sido un proceso de disolución-precipitación gradual, es decir, un reemplazamiento relativamente lento que puede deberse a una combinación de bajas tasas de flujo y bajos grados de sobresaturación. El grado de saturación en algunas rocas de esta litofacies fué relativamente elevado, a tal grado que el reemplazamiento afectó a la matriz y a las partículas indistintamente (Sibley y Gregg, 1987), aunque también existen rocas en las que el grado de saturación fué menor y algunos bioclastos no se reemplazaron. Por lo tanto, el factor primordial para una buena preservación de la fábrica en estas rocas fué probablemente la baja tasa de flujo del agua intersticial de las rocas dolomitizadas.

Según Machel y Mountjoy (1986), los ambientes que satisfacen estas condiciones son mares someros salinos a hipersalinos y el ambiente de soterramiento (ya excluido). El modelo de submareas somera propuesto por Machel y Mountjoy (*op. cit.*) es el que produce dolomías de las características observadas en las rocas de esta litofacies. En este modelo, soluciones salinas con diferentes estados de saturación con respecto a la dolomita pueden ser conducidas a través de los sedimentos por efecto del oleaje, viento o gravedad. Estos factores pudieron haber producido condiciones de baja sobresaturación con respecto a la dolomita, hipersalinidad no suficiente para la precipitación de evaporitas y diferencias de densidad pequeñas de tal manera que el flujo del agua intersticial se lleve a cabo en forma lenta.

Tipo II. Este tipo de dolomita se produjo en un evento tardío asociado a la compactación de las rocas. El porcentaje de dolomita de este tipo es relativamente pequeño en comparación con el primero. Esta dolomita se encuentra en forma de cristales euhedrales de 10 a 30 μm asociada a estilolitas y que ocasionalmente se extiende a cierta distancia dentro de la matriz micrítica. La fuente de los iones de magnesio en la dolomitización por presión-solución es la disolución de calcita de alto magnesio y la precipitación de calcita de bajo magnesio (canibalismo, Goodell y Garman, 1969, en: Morrow, 1982b).

Tipo III. El tercer tipo de dolomita se encuentra principalmente en forma de relleno de cavidades (posiblemente como cementante o reemplazando a un cementante tardío) en porosidad interparticular, cavidades de algas verdes y cámaras de foraminíferos, sellando parcialmente fracturas, así como reemplazando parcialmente a algunos bioclastos y a la matriz micrítica (Figs. 45 y 48). Este tipo de dolomita es común en las rocas de la litofacies 2. Es notable la relación directamente proporcional que existe entre la presencia de dolomita en fracturas y el contenido de dolomita en la roca, es decir, esta dolomita sólo se presenta en las fracturas de las rocas que poseen este tipo de dolomita en la matriz y partículas, mientras que en las rocas que no tienen este tipo de dolomita, tampoco las fracturas la tienen. Esto indica que esta dolomitización está controlada por la facies y que la dolomita sufrió una recristalización y posiblemente también hubo precipitación en subsuelo, posterior al fracturamiento. Los cristales son principalmente euhedrales en la matriz y en algunos bioclastos y subhedrales cuando actúa como relleno de cavidades. El tamaño de los cristales es de 10 hasta 500 μm o más, siendo los cristales limpios del cementante los que presentan los mayores tamaños. Una característica de este tipo de dolomita que se observa claramente en los cristales de mayor tamaño es la extinción ondulante, propia de la dolomita barroca (*baroque* o *saddle dolomite*, Radke y Mathis, 1980), que se produce por una distorsión de la estructura cristalina debida a una distribución diferencial de los iones de calcio y de magnesio, siendo el calcio más abundante en los apices de los cristales y en las aristas que están a ángulos altos con respecto al eje 'c', que hacia el centro de las caras (Radke y Mathis, *op. cit.*).

Las relaciones observadas indican que esta dolomita es primordialmente penecontemporánea al depósito, originándose posiblemente en una zona de mezcla costera (Machel y Mountjoy, 1986), a partir de aguas con un grado bajo de subsaturación con respecto a la calcita (resultando en poca disolución de la roca original) y precipitando principalmente como cementante y de manera secundaria reemplazando a la matriz y algunos bioclastos. La presencia de la dolomita en fracturas indica la ocurrencia de un evento de recristalización y quizá también precipitación de dolomita posterior al fracturamiento bajo condiciones de soterramiento profundo. Esta recristalización y precipitación es la que dió lugar a la dolomita barroca, ya que se ha reportado la ocurrencia de este tipo de dolomita bajo condiciones de soterramiento profundo, formándose a temperaturas entre 60 y 150°C, comúnmente asociada a hidrocarburos, mineralización por sulfuros y a carbonatos ricos en sulfatos, asociaciones que indican un origen diagenético tardío por un proceso de reducción de sulfato (Radke y Mathis, 1980; Morrow, 1982a; Gregg, 1983; Qing y Mountjoy, 1989; Gawthorpe, 1987; Ricketts, 1983), aunque en la región aún no se ha encontrado mineralización por sulfuros de consideración ni evidencias fecientes de evaporitas (sulfatos) en estas rocas y las manifestaciones de hidrocarburos son prácticamente nulas. El mecanismo que pudo haber producido la precipitación tardía de parte de esta dolomita probablemente fué la circulación de fluidos de temperatura elevada cuya proveniencia pudo ser: 1) expulsión por compactación-deshidratación y/o expulsión tectónica de la secuencia evaporítica infrayacente, 2) expulsión por compactación y/o tectónica de la secuencia clástica del oriente de la Plataforma Guerrero-Morelos, 3) circulación de aguas subterráneas por gradiente hidráulico provenientes de las zonas elevadas del oriente de la región, 4) circulación local de soluciones hidrotermales (Machel y Mountjoy, 1986; Ricketts, 1983; Gawthorpe, 1987; Qing y Mountjoy, 1989). El hecho de que este tipo de dolomita sólo haya sido observado en la sección Zotoltilán indica que su origen debe obedecer a procesos de influencia local, sin embargo hace falta comprobar esto con más datos en esta zona.

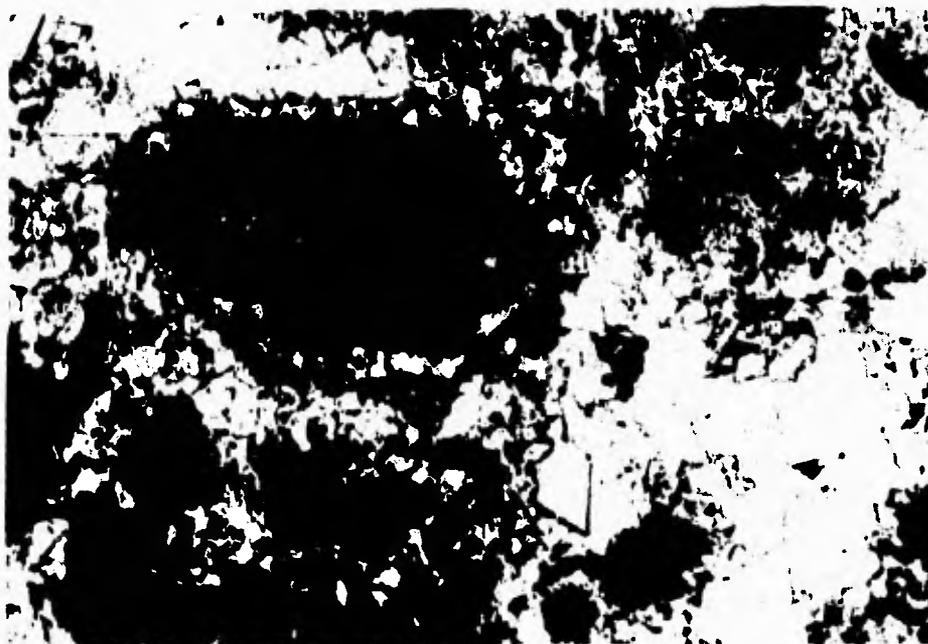


Fig. 48. Dolomita como cementante primario o reemplazando a un cementante primario originalmente calcítico. Muestra UH93-69, 40x.

Se puede observar que, en general, las muestras que presentaron mayor grado de dolomitización (principalmente del primer tipo de dolomita) se encuentran en dos ambientes principalmente: en intermarea y uno transicional entre submarea e intermarea, si bien esto pudiera estar influenciado por diversos factores diagenéticos.

La presencia de la dolomita como cementante en fracturas permite situar en el tiempo, de manera indirecta, al evento de recristalización-precipitación, ya que estas rocas fueron afectadas por esfuerzos tectónicos hasta el final del Cretácico y principios del Terciario, produciéndose hasta entonces el fracturamiento.

Posición estratigráfica: Estas rocas son comunes en la Sección Zotoltilán, mientras que en las secciones Axaxacoalco y Barranca del Tigre son raras, pero siempre se encuentran dentro de la Formación Morelos. Cabe notar que rocas con diferentes grados de dolomitización son comunes en las tres secciones.

Muestras: UH93-64, UH93-68, UH94-09, UH94-26, UH94-27, UH94-36, UH94-37, UH94-45, UH94-47, UH94-48.

LITOFACIES 5- Arcillita calcareo-arenosa con fragmentos de roca

Esta litofacies está representada por una arcillita calcareo-arenosa con fragmentos de roca en la que estos fragmentos son de caliza, cuarzo policristalino, dolomía y esquisto (Fig. 49). Se presenta en un estrato de color amarillo verdoso, de 20 cm de espesor.

Los componentes principales, además de la arcilla y los fragmentos de roca, son los bioclastos, el cuarzo detrítico monocristalino del tamaño de limo y la micrita.

Los bioclastos son principalmente foraminíferos bentónicos (miliólidos y rotálidos), presentándose también de manera más esporádica ostrácodos, fragmentos de moluscos y escasos calcisferúlidos.

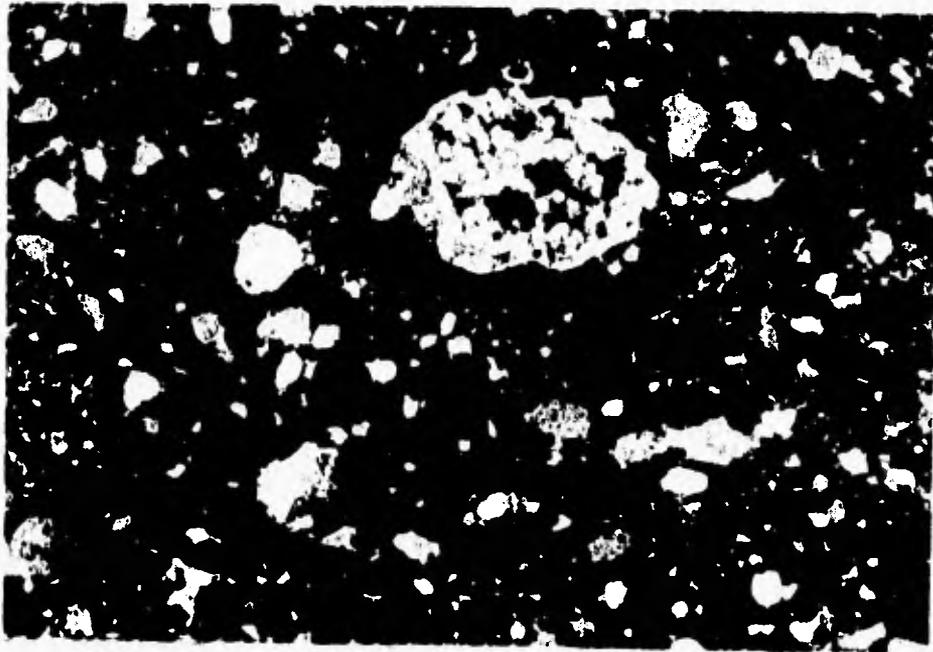


Fig. 49. Litofacies 5. Arcillita calcareo-arenosa con fragmentos de roca. Muestra UH93-89, 40x

Se observa en esta roca una leve dolomitización en la que los cristales euhedrales diseminados de dolomita fueron reemplazados por sílice. La silicificación también se produjo sobre las testas de los foraminíferos bentónicos. Los fragmentos de roca son angulosos a subangulosos.

Interpretación ambiental: Los organismos que se encuentran en estas rocas indican condiciones restringidas, probablemente con salinidades por arriba de la marina normal.

La presencia de fragmentos de roca de diferente naturaleza y su ausencia en las rocas adyacentes, indica la ocurrencia de algún evento que produjo las corrientes necesarias para transportarlos hasta la plataforma, provenientes probablemente desde la planicie costera o bien el aporte desde alguna corriente fluvial cercana a la plataforma.

El depósito se produjo probablemente en una plataforma restringida tras la acción de una tormenta que afectó de manera excepcional tanto a la plataforma como a la zona costera y que acarrió desde esta zona el material arcilloso y las partículas presentes en estas rocas, acarreando asimismo organismos propios de condiciones marinas abiertas (calciferúlidos).

Esta interpretación se ve sustentada por la relación que existe de las rocas de esta litofacies con las rocas de las litofacies 6 y 4.

Posición estratigráfica: Esta litofacies sólo se observó en una muestra de la Sección Axáacoalco, constituyendo un estrato aislado dentro de la Formación Morelos.

Muestra: UH93-89.

LITOFACIES 6- Grainstones de foraminíferos bentónicos

Constituyen a esta litofacies grainstone-packstones y grainstones de foraminíferos bentónicos, siendo estos bioclastos dominantes sobre cualquier otro tipo de partículas y solamente los intraclastos se encuentran en cantidades apreciables (Fig. 50). Otras partículas presentes son los peloides, las pellas fecales y algunos ooides. Los foraminíferos bentónicos son principalmente miliólidos (muestra UH93-57) y orbitolinidos (muestra UH94-19), a veces con algunos rotálidos. Otros bioclastos que se presentan en menor cantidad son los fragmentos de moluscos, fragmentos de equinodermos, algas verdes (*Thaumatoporella* sp., dasicladáceas) y ostrácodos. Los fragmentos de moluscos generalmente se presentan como cortoides. Los intraclastos se presentan en diferentes tamaños. Rara vez se presentan trazas de cuarzo detrítico del tamaño de limo. La arcilla se encuentra ausente por completo.

La dolomita sólo se observó en una muestra (UH93-91) y se encuentra como cristales subhedrales diseminados.

Se presenta silicificación incipiente en algunas cavidades de disolución.

Los estratos tienen de 15 cm a 2 m de espesor, de color gris y gris oscuro, presentan gradación normal y en ocasiones intensa bioturbación en la base o en todo el estrato.

Interpretación ambiental: Los organismos presentes en las rocas de esta litofacies son principalmente eurihalinos, sin embargo, la poca diversidad y su gran abundancia caracterizan condiciones restringidas, con salinidades por arriba de la marina normal.

Como ya se ha mencionado en la descripción de otras litofacies, los intraclastos son comunes principalmente en las zonas de internarea, supramarea inferior y submarea somera, donde existen las condiciones que dan lugar a una ligera erosión del sustrato tras una incipiente litificación, lo cual da como resultado a este tipo de partículas. Asimismo, la intensa bioturbación por galerías es característica de la zona de internarea y submarea somera (Shinn, 1986). La gradación normal pudo producirse al menguar la energía de las corrientes que transportaban a las partículas.

Las condiciones energéticas del ambiente en que se depositaron los sedimentos eran de agitación constante, en las que estas partículas eran arrastradas por las corrientes de marea y posiblemente clasificadas por el oleaje, por lo que la profundidad a la que se formaron no pudo ser mayor al nivel base de las olas (aproximadamente 15 m).

Las rocas de esta litofacies se encuentran asociadas generalmente con las rocas de las litofacies 1 y 3.

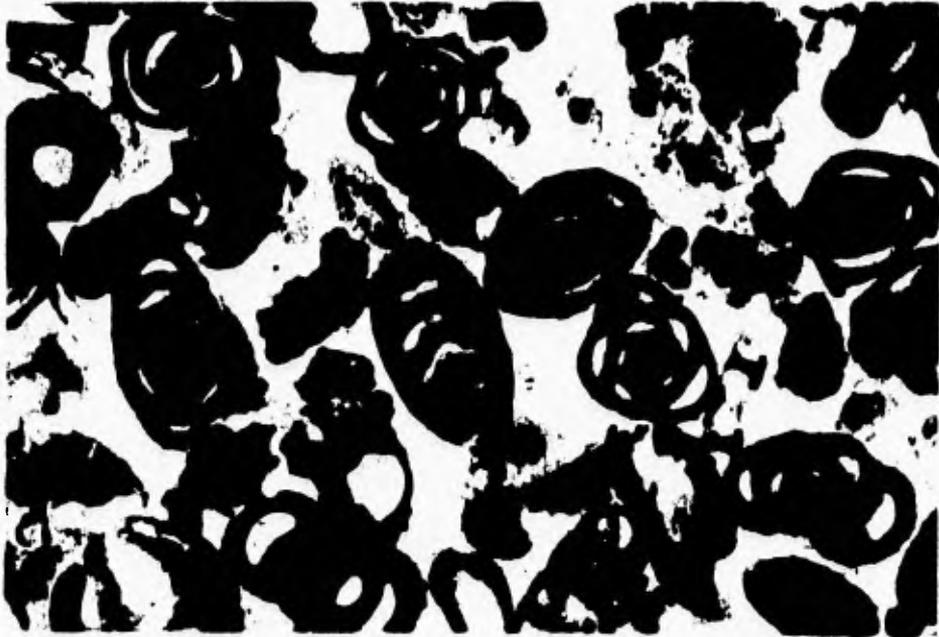


Fig. 50. Litofacies 6. Grainstone de foraminíferos bentónicos. Muestra UH93-57, 40x.

De las características arriba mencionadas se infiere que el ambiente en el que se formaron estas rocas era de intermarea y probablemente también submarea somera, en los que este tipo de sedimentos formaba barras de marea (Flügel, 1982) dentro de zonas relativamente restringidas, con salinidades por arriba de la marina normal y profundidades no mayores a ± 15 m.

Posición estratigráfica: Esta litofacies es casi exclusiva de la Sección Axaxacoalco, encontrándose en estratos esparcidos dentro de la Formación Morelos. Sólo se observó una vez en la Sección Zotoltilán y no se observó en la Sección Barranca del Tigre.

Muestras: UH93-50, UH93-57, UH93-91, UH93-94, UH94-19.

LITOFACIES 7- Packstones de peloides, foraminíferos bentónicos y ostrácodos

Las rocas de esta litofacies son packstone-wackestones y packstone-grainstones de peloides, foraminíferos bentónicos y/u ostrácodos (Fig. 51). Son más comunes los packstones y packstone-grainstones en estratos desde 10 cm hasta más de 1 m. Otras partículas presentes son los intraclastos y las pellas fecales. El cuarzo del tamaño de limo y la arcilla están generalmente ausentes o se presentan en pequeñas cantidades.

El grado de dolomitización es generalmente nulo y nunca rebasa el 10% del total de la roca. La dolomita se presenta en cristales euhedrales y subhedrales diseminados.

En ocasiones se presenta una silicificación incipiente que es mayor hacia el contacto con el material arcilloso que sobreyace a algunos de los estratos de esta litofacies. La sílice incluso reemplaza parte de la dolomita si ésta se encuentra presente en la roca.

Los organismos presentes son principalmente los foraminíferos bentónicos (miliólidos, textularidos y escasos rotálidos), ostrácodos, algas verdes (*Thaumatoporella* sp.) y gasterópodos.

También se encuentran fragmentos de pelecípodos (generalmente se presentan como cortoides), de equinodermos y de algas dasicladáceas.

Son comunes las estructuras de ojo de pájaro así como la bioturbación por galerías, que en algunos casos es tan intensa que le da a la roca un aspecto brechoide (Fig. 18); sin embargo, generalmente es moderada o sólo se presenta hacia la parte superior del estrato. Rara vez los estratos presentan laminación ondulante, siendo más común la laminación cruzada. Ocasionalmente los estratos llegan a presentar gradación normal y raros lentes de pedernal secundario. El color de estas rocas es gris o gris oscuro.



Fig. 51. Litofacies 7. Packstone de peloides, muestra UI193-58, 40x.

Interpretación ambiental: Los organismos que se presentan en esta litofacies son principalmente de carácter eurihalino; sin embargo, no son raros los fragmentos de organismos tales como los equinodermos y las algas dasicladáceas que resisten menos las condiciones de hipersalinidad o hiposalinidad. La presencia de fragmentos indica que cerca, si no es que ahí mismo, vivían estos organismos, o al menos existían corrientes que los transportaban de los lugares donde se encontraban *in situ*, indicando de cualquier manera una mejor circulación de agua en relación con los ambientes de las litofacies anteriores.

De lo anterior se infiere que la salinidad del agua en el ambiente en que se formaron estas rocas, si bien era alta, no estaba muy por arriba de la salinidad marina normal.

La agitación del agua debió ser de moderada a alta, de tal manera que la matriz micrítica fuera en ocasiones lavada y sólo parte quedara atrapada entre las partículas. Estas condiciones se dan comúnmente en la zona de intermarea inferior o submarea somera, donde la acción del oleaje aporta la energía suficiente para dar origen a estas texturas. Estas condiciones energéticas también dan un límite inferior para la formación de texturas con poca o nada de matriz y con buena clasificación, ya que la influencia del oleaje de condiciones normales se tiene a profundidades máximas de ± 15 m, siendo mayores sólo en condiciones de tormentas, en las que su influencia puede alcanzar más de 100 m de

profundidad (Reineck y Singh, 1980). Sin embargo, las texturas a las que dan lugar estos eventos son diferentes a las que se observan en las rocas de esta litofacies.

La presencia de intraclastos indica la existencia de períodos en los que existía una incipiente litificación del sedimento, probablemente en la zona de intermarea inferior, que después era afectada por corrientes u oleaje y pequeñas porciones del sedimento eran arrancados y transportados ligeramente.

La abundancia de estructuras de ojo de pájaro, si bien es característica de ambientes con exposición subaérea, no es criterio suficiente que indique estas condiciones (Shinn, 1983b). Además, en las rocas de esta litofacies no se observaron grietas de desecación y la laminación ondulante se presenta rara vez. La bioturbación por galerías llega a ser particularmente intensa, característica de ambientes de intermarea y submarea somera. La laminación cruzada indica la acción de corrientes u oleaje que actúan principalmente en la zona de intermarea y submarea somera, al igual que la gradación normal.

Las rocas de esta litofacies se asocian con las rocas de las litofacies 1, 2 y 6.

De acuerdo a los criterios mencionados anteriormente, se deduce que el ambiente en el que se depositaron estas rocas fué de una zona de intermarea inferior a submarea somera en una plataforma interna, con una salinidad no muy por arriba de la marina normal y una profundidad posiblemente no mayor a 15 m.

Posición estratigráfica: Las rocas de esta litofacies son raras en general y se encuentran esparcidas en los intervalos medidos de la Formación Morelos.

Muestras: UH93-58, UH93-62, UH93-79, UH93-94', UH94-31, UH94-32.

LITOFACIES 8- Packstone-grainstones de intraclastos y bioclastos

Esta litofacies está representada por packstones a grainstones-packstones de intraclastos y bioclastos y rudstones de fragmentos de moluscos con matriz de packstones y grainstones de fragmentos de moluscos e intraclastos en estratos de 10 cm hasta más de 1 m de color gris claro a gris oscuro (Fig. 52).

Las partículas son principalmente intraclastos y fragmentos de moluscos, siendo en ocasiones importantes los foraminíferos bentónicos. Los fragmentos de moluscos generalmente se presentan con una envoltura micrítica (cortoides) por medio de la cual se reconocen en las rocas en las que fueron disueltos y posteriormente los huecos fueron llenados por dos generaciones de cementante calcítico. De manera subordinada se presentan peloides, oolitas superficiales y pellas fecales.

Los bioclastos más abundantes son los fragmentos de pelecípodos, de gasterópodos (también se presentan enteros) y los foraminíferos bentónicos (tanto enteros como fragmentados, siendo principalmente miliólidos y algunos textuláridos). También son comunes los fragmentos de equinodermos, los ostrácodos, las algas verdes (*Thaumatoporella* sp., dasicladáceas, codiáceas) y raras las algas rojas, las espiculas de esponja, las cianobacterias y los fragmentos de braquiópodos.

La arcilla y el cuarzo detrítico están generalmente ausentes.

La dolomitización es incipiente en las rocas de esta litofacies, presentándose solamente como dolomita barroca en relleno de cavidades (como cementante A o reemplazando a un cementante temprano) o como cristales euhedrales diseminados, los cuales en ocasiones son reemplazados por sílice. Otro evento de dolomitización no asociado al ambiente es el que se presenta ligado a las estilolitas.

La silicificación es igualmente incipiente y se presenta como reemplazamiento parcial de fragmentos de moluscos y de los cristales de dolomita.

En los estratos es común la laminación cruzada tabular de bajo ángulo y la gradación normal. Se observan también algunas estructuras geopetales en cavidades de disolución. Rara vez se observa bioturbación por galerías.

Interpretación ambiental: Los intraclastos, que son las partículas que más abundan en las rocas de esta litofacies, se forman principalmente en las zonas de intermarea, supramarea inferior y submarea superior, donde diferentes procesos dan lugar a una incipiente litificación de la parte superior del sedimento, la cual posteriormente es afectada por corrientes de marea, tormentas u oleaje, fragmentándose y proporcionando partículas de diferentes tamaños.

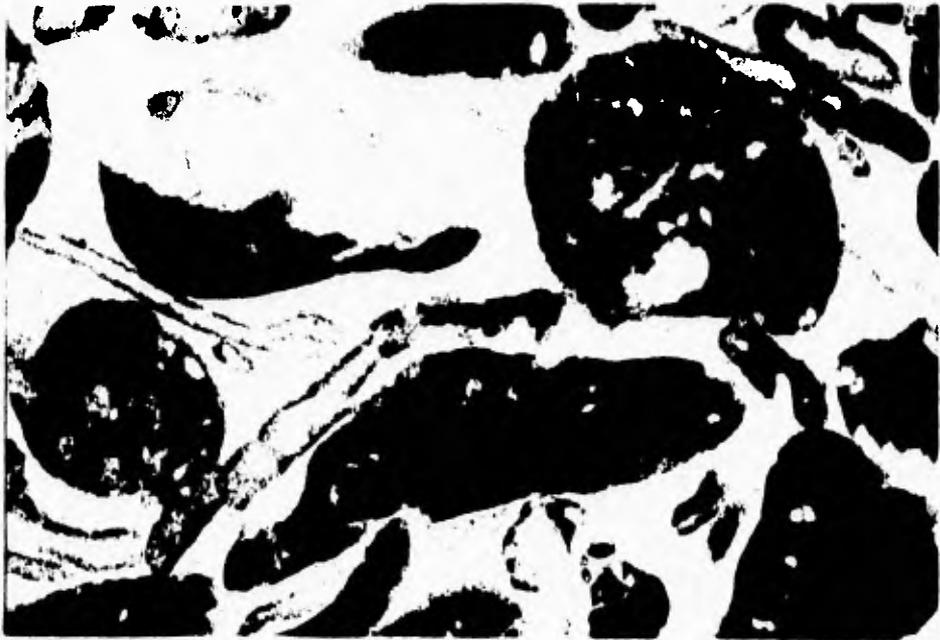


Fig. 52. Litofacies 8. Packstone grainstone de intraclastos, muestra UH93-76, 40x.

Los organismos que se encuentran *in situ* en estas rocas son los foraminíferos bentónicos (miliólidos y algunos textuláridos) y algunos gasterópodos, los cuales son comunes en ambientes restringidos. Sin embargo, asociados a estos organismos también se encuentran fragmentos de equinodermos, algas dasicladáceas y codiáceas, algas rojas, espículas de esponja y fragmentos de braquiópodos, estando estos organismos (especialmente las algas codiáceas, las algas rojas, las esponjas y los braquiópodos) restringidos a zonas de salinidad marina normal (Flügel, 1982; ver Fig. 39). La diversidad de la fauna también indica condiciones de salinidad muy similares a la marina normal.

Las texturas de las rocas indican condiciones energéticas bajo las que se originaron fueron de agitación constante, muy probablemente bajo la influencia del oleaje, que lavó la mayor parte de la matriz micrítica de estas rocas y produjo los packstone-grainstones con laminación cruzada. Esto define un límite inferior para la profundidad a la que pudieron originarse estas rocas, ya que el oleaje de condiciones normales no tiene influencia a profundidades mayores a los 15 m más o menos.

Los rudstones de fragmentos de moluscos que constituyen algunos estratos de esta litofacies pueden representar depósitos de rezago en canales de marea, bancos o barras formadas por el patrón de oleaje y corrientes costeras. Los cortoides que constituyen a estas rocas ocurren principalmente en la zona de intermarea y submarea somera (Flügel, 1982).

La ausencia de bioturbación en las rocas de esta litofacies indica la existencia de condiciones adversas para la actividad de organismos en estos sedimentos, probablemente debido a la alta energía bajo la que se depositaron.

Las rocas de esta litofacies se encuentran asociadas principalmente a las rocas de las litofacies 3, 4, 8 y 10.

Los ambientes en los que se producen las características que poseen las rocas de esta litofacies son el de intermarea inferior y el de submarea somera, siendo estas roca en particular formadas bajo condiciones de salinidad normal o ligeramente elevada, a profundidades no mayores a 15 m, en una plataforma interna con restricción parcial. Los bancos de arenas carbonatadas que constituyeron los

sedimentos de estas rocas probablemente produjeron las condiciones de restricción local que permitieron el desarrollo de las texturas y estructuras propias de zonas protegidas.

Posición estratigráfica: Las rocas de esta litofacies, aunque no son abundantes, se encontraron con mayor frecuencia en la Sección Axaxacoalco y más rara vez en la Sección Barranca del Tigre y en la Sección Zototitlán, siempre dentro de la Formación Morelos, siendo más comunes hacia la cima de la misma.

Muestras: UH93-54, UH93-73, UH93-75, UH93-76, UH93-104, UH93-105, UH93-107, UH93-109, UH94-46, UH94-49.

LITOFACIES 9- Wackestone y packstone de foraminíferos bentónicos y peloides arcillo-tobáceos

Esta litofacies está representada por dos muestras que se caracterizan por su contenido de fragmentos de roca volcánica (probablemente vidrio) que llegan a constituir un porcentaje importante del total de la roca (muestra UH93-72). Estas rocas tienen texturas de wackestone de foraminíferos bentónicos y de packstone de peloides. Este último se encuentra en forma de "nódulos" dentro de una toba [vítrea] calcárea (muestra UH93-72). Se presenta en estratos de color verdoso de hasta 2 m de espesor, de aspecto nodular.

Los constituyentes principales de estas rocas son los peloides, los fragmentos de roca volcánica y los foraminíferos bentónicos (principalmente miliólidos) (Fig. 53). En general el contenido de arcilla es del 20 al 30%, con pequeñas cantidades de cuarzo detrítico del tamaño de limo.

Los bioclastos son escasos donde el contenido de fragmentos de roca es grande (muestra UH93-72), presentando esporádicos fragmentos de moluscos y foraminíferos bentónicos. En la muestra UH93-71 los bioclastos son comunes y se presentan foraminíferos bentónicos (miliólidos y algunos textuláridos), fragmentos de moluscos y menos comúnmente fragmentos de equinodermos y ostrácodos.

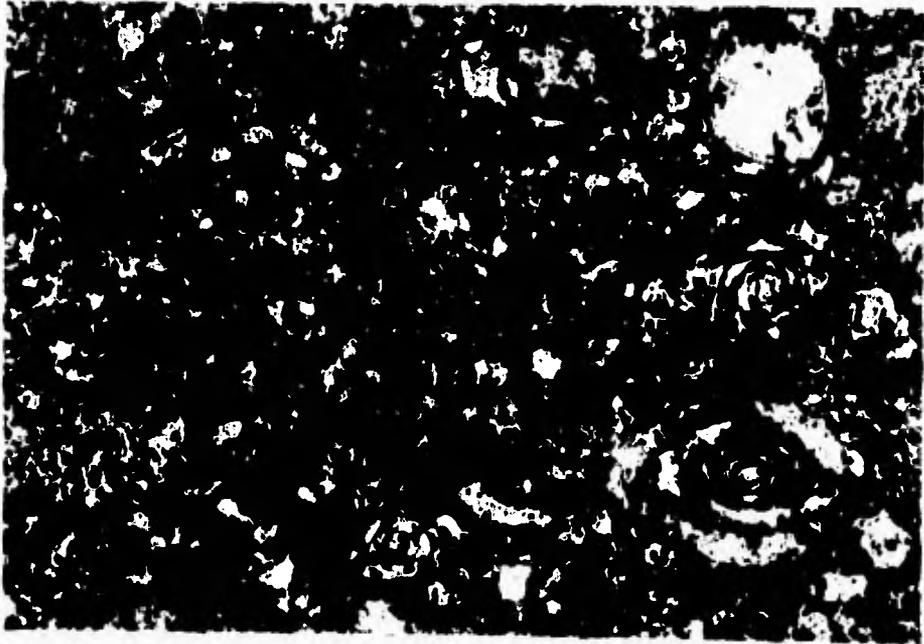


Fig. 53. Litofacies 9. Packstone de foraminíferos bentónicos y peloides arcillo-tobáceo, muestra UH93-71, 40x.

Es notable el reemplazamiento sufrido por las testas de los miliólidos, las cuales se encuentran reemplazadas por un mineral de color amarillo verdusco, de baja birrefringencia y casi isotrópico (probablemente alguna de las formas de la sílice). La pirita es común como masas amorfas y cristales diseminados.

Interpretación ambiental: Las texturas y los organismos presentes indican condiciones restringidas, probablemente con salinidades mayores a la marina normal.

Los fragmentos de roca volcánica indican la ocurrencia de fenómenos eruptivos durante el depósito de estas rocas, llevándose a cabo la sedimentación de la ceniza volcánica junto con el carbonato de calcio en una plataforma carbonatada restringida, tal como lo indica la relación de estas rocas con las de las litofacies 9 y 10. En ocasiones el aporte de ceniza provocó la disminución de la fauna y flora que medraba en la plataforma.

Posición estratigráfica: Esta litofacies sólo se observó en dos muestras colectadas en la Sección Barranca del Tigre, dentro de la Formación Morelos. Por sus características y posible origen, las rocas de esta litofacies tienen un uso potencial como marcadores estratigráficos.

Muestras: UH93-71, UH93-72.

LITOFACIES 10- Floatstone de fragmentos de moluscos con matriz de packstone de fragmentos de moluscos

Esta litofacies se encuentra representada por floatstones y rudstones de fragmentos de moluscos y wackestone-packstones y packstones de fragmentos de moluscos y peloides (Fig. 54). El único crecimiento orgánico *in situ* encontrado en las secciones medidas y representado por un bafflestone de radiolíticos queda incluido dentro de esta litofacies.



Fig. 54. Litofacies 10. Floatstone de fragmentos de moluscos con matriz de packstone de fragmentos de moluscos. Muestra UH93-48, 40x.

Los principales componentes de la roca son los bioclastos y los intraclastos, presentándose también pellas fecales, peloides y algunos ooides. Entre los bioclastos los que predominan son los fragmentos de moluscos, principalmente pelecípodos (rudistas) y algunos gasterópodos, en su mayoría se encuentran abrasionados y redondeados, presentándose en general con una envoltura micrítica que permite distinguirlos aún después de que varios de ellos fueron disueltos y los huecos se llenaron con calcita. También se encuentran foraminíferos bentónicos, fragmentos de equinodermos, ostrácodos, fragmentos de braquiópodos, algas verdes (dasicladáceas, *Thaumatoporella* sp.) y rojas, espículas de esponja y algunos calcisferúlidos. Rara vez se presentan algunos foraminíferos planctónicos. Entre los foraminíferos bentónicos son comunes los miliólidos, los rotálidos y los textularidos. Los fragmentos de moluscos más grandes presentan crecimientos de algas rojas incrustantes sobre ellos.

El cuarzo detrítico del tamaño de limo se presenta rara vez en esta litofacies y la arcilla no se presenta.

Solamente las muestras UH93-69 y la UH94-43 presentan dolomita; en la primera comprende aproximadamente el 40% del total de la roca y se encuentra como cristales subhedrales reemplazando miméticamente a algunos fragmentos de rudistas y como relleno de cavidades (probablemente cementante) en zonas bioturbadas, mientras que en la segunda se encuentra como cristales euhedrales diseminados, constituyendo no más del 10% del total de la roca.

En algunas rocas se presenta una silicificación parcial de los fragmentos de moluscos, la cual desarrolla cristales de cuarzo subhedrales grandes que reemplazan miméticamente al bioclasto conservando inclusiones que delimitan sus estructuras. En general los cristales de cuarzo tienen más inclusiones de calcita hacia el núcleo que hacia sus bordes, indicando que al principio su crecimiento fue más acelerado. En ocasiones la sílice se presenta como calcedonia que también reemplaza miméticamente a los fragmentos de rudistas.

Los estratos en que se presentan las rocas de esta litofacies tienen espesores que van desde los 30 cm hasta más de 3 m. El color es generalmente gris oscuro. Es común la bioturbación por galerías y las estructuras geopetales en los canales de las conchas de rudistas.

Interpretación ambiental: Los organismos presentes en esta litofacies indican condiciones de salinidad cercana a la marina normal, ya que organismos tales como los braquiópodos, los equinodermos, las algas rojas y dasicladáceas y las esponjas, no soportan aguas hipersalinas o hiposalinas (Flügel, 1982).

Las texturas y la gran abundancia de fragmentos de moluscos en la mayoría de las rocas de esta litofacies indican que se formaron en la periferia de pequeños crecimientos de rudistas o bien como depósitos de rezago en canales de marea y bancos de arenas. El tipo de rudistas (radiolitidos) que se encuentran en el crecimiento encontrado en estas rocas son del tipo asociado a áreas con acumulación de sedimento comúnmente con un sustrato lodoso (wackestone a packstone), barrido sólo esporádicamente por corrientes de tracción de tormentas (Ross y Skelton, 1993). Este aspecto indica que la profundidad a la que probablemente se generaron estos crecimientos se encontraba a profundidades de entre 15 y 100 m, por debajo del nivel base de las olas normales pero por encima de nivel al que es efectiva la fotosíntesis de las algas y la circulación es la suficiente para acarrear alimento a los rudistas. Sin embargo, otras rocas en las que se observan fragmentos de moluscos abrasionados y redondeados (en ocasiones con envolturas micríticas producto de la actividad perforadoras de algas) y texturas con poca matriz indican condiciones agitadas por encima del nivel base de las olas.

La bioturbación por galerías, como ya se ha mencionado para otras litofacies, caracteriza a ambientes someros, aunque no es rara en ambientes de submarea más o menos profundos.

Estas rocas se encuentran generalmente asociadas a las rocas de las litofacies 8, 2 y 3.

Por lo anterior, se infiere que estas rocas se formaron en un ambiente de submarea, con salinidades cercanas a la marina normal y profundidades de entre 5 y 100 m, en una plataforma interna en la que la circulación de las aguas permita mantener las condiciones de salinidad más o menos constantes para el desarrollo en parches de crecimientos de rudistas.

Posición estratigráfica: Esta litofacies es común en las rocas de la Formación Morelos en las secciones Axaxacoalco y Barranca del Tigre, y sólo se encontró una muestra aislada con estas características en la Sección Zotoltilán, también dentro de la Formación Morelos.

ESTA TESIS NO DEBE SALIR DE LA BIBLIOTECA

Muestras: UH93-48, UH93-53, UH93-55, UH93-65, UH93-66, UH93-69, UH93-70, UH93-78, UH93-103, UH93-106, UH94-43.

LITOFACIES II- Wackestone-packstones y packstones arcillosos a floatstones de fragmentos de moluscos, calcisferúlidos y fragmentos de algas codiáceas

Las rocas de esta litofacies son principalmente wackestone-packstones a packstones de fragmentos de moluscos, calcisferúlidos, peloides y/o fragmentos de equinodermos, así como floatstones de fragmentos de moluscos y fragmentos de algas codiáceas (Fig. 55), todos ellos arcillosos, de color gris oscuro, en estratos de 10 cm hasta 2 m.

Los constituyentes principales de estas rocas son los bioclastos, siendo de menor importancia los peloides, intraclastos, pellas fecales y ooides. Los bioclastos son principalmente moluscos enteros y fragmentados (principalmente pelecípodos y algunos gasterópodos) y algas codiáceas, calcisferúlidos, equinodermos enteros y fragmentados, fragmentos de braquiópodos y foraminíferos bentónicos (principalmente textuláridos). Esta litofacies es exclusiva de la Sección Zotótitlán y, en las rocas de esta litofacies que se encuentran hacia su parte superior, también se presentan algunos foraminíferos planctónicos.

La muestra UH94-82 es notable porque contiene oolitas probablemente de colófano (Fig. 56), aunque también pudiera ser limonita o goethita y se encuentran flotando en la matriz o en contacto con algunos bioclastos o fragmentos de cuarzo. Algunas de estas oolitas tienen una cementación de calcita columnar anisópaca alrededor. Los núcleos de estas partículas son generalmente fragmentos de colófano (?).

El contenido de arcilla generalmente es notable, siendo generalmente entre 5 y 30%. El cuarzo detrítico del tamaño de limo es común en estas rocas y llega a constituir un porcentaje estimado de 35%, aunque generalmente está entre 5 y 20%. Entre las partículas detríticas hay también trazas de glauconita.

En algunas rocas es posible observar plagioclasas autgenas bien desarrolladas (muestras UH94-67 y UH94-70).

En las rocas de esta litofacies es común el aspecto nodular que en ocasiones es acentuado por la intensa bioturbación por galerías producida por moluscos (trigonias) que se encuentran enteros dentro de las galerías. Algunas rocas se encuentran constituidas casi exclusivamente por conchas de ostras (tanto enteras como fragmentadas) y alternan con estratos con una mayor proporción de material calcáreo-arcilloso. Algunos de los estratos de esta litofacies alternan con estratos delgados de limolitas.

Interpretación ambiental: Los organismos presentes en la rocas de esta litofacies indican condiciones de salinidad marina normal (algas codiáceas, equinodermos, braquiópodos, foraminíferos planctónicos) (Flügel, 1982; ver figura 39).

Las texturas de estas rocas indican un nivel moderado de energía mecánica del ambiente así como la entrada libre a la plataforma de aguas con organismos pelágicos (foraminíferos planctónicos, calcisferúlidos).

Los componentes detríticos indican un aporte de material terrígeno a alguna parte de la plataforma, probablemente algún sistema deltáico. Estos componentes contribuyen a darle a la roca el aspecto nodular (Tucker, 1991).

Las oolitas observadas en la muestra UH94-82 representan posiblemente la existencia de condiciones de saturación de fosfato de calcio o de óxidos de hierro, probablemente bajo condiciones reductoras en un ambiente de relativa calma que sólo produjo una pequeña cantidad de oolitas.

La presencia de estratos constituidos principalmente por acumulaciones mecánicas de conchas de ostras alternando con estratos en los que predomina el material calcáreo-arcilloso, indica la ocurrencia de eventos periódicos (posiblemente tormentas) que ocasionaban el transporte y depósito de las conchas.

Estas rocas casi siempre se encuentran asociadas a las rocas de la litofacies 13.



Fig. 55. Litofacies 11. Floatstone de fragmentos de algas cordáceas y fragmentos de moluscos. Muestra UH94-72, 40x.

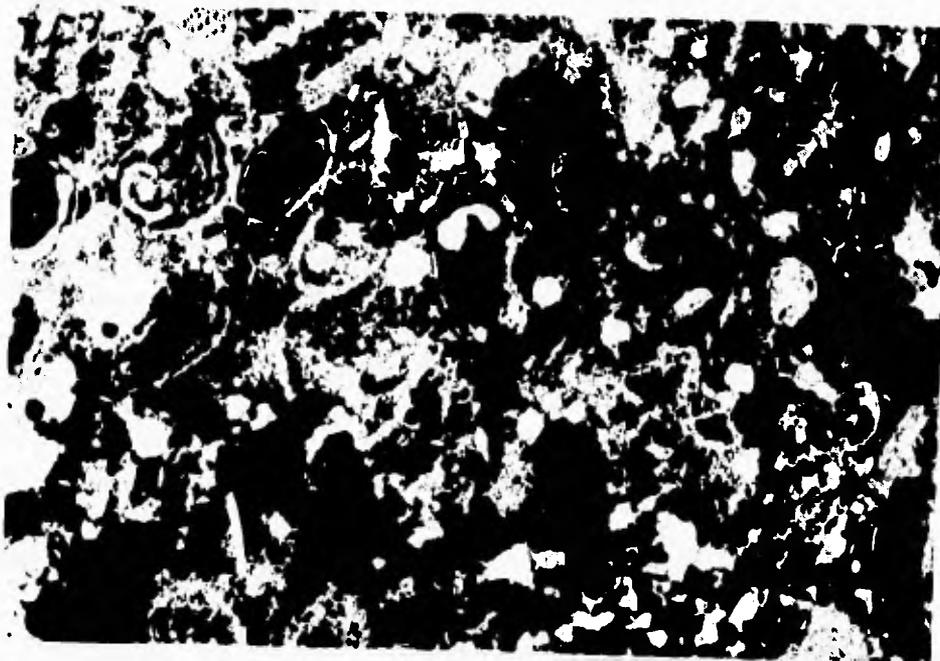


Fig. 56. Oolitas de colófano (goethita? limonita?). Litofacies 11, muestra UH94-82, 40x.

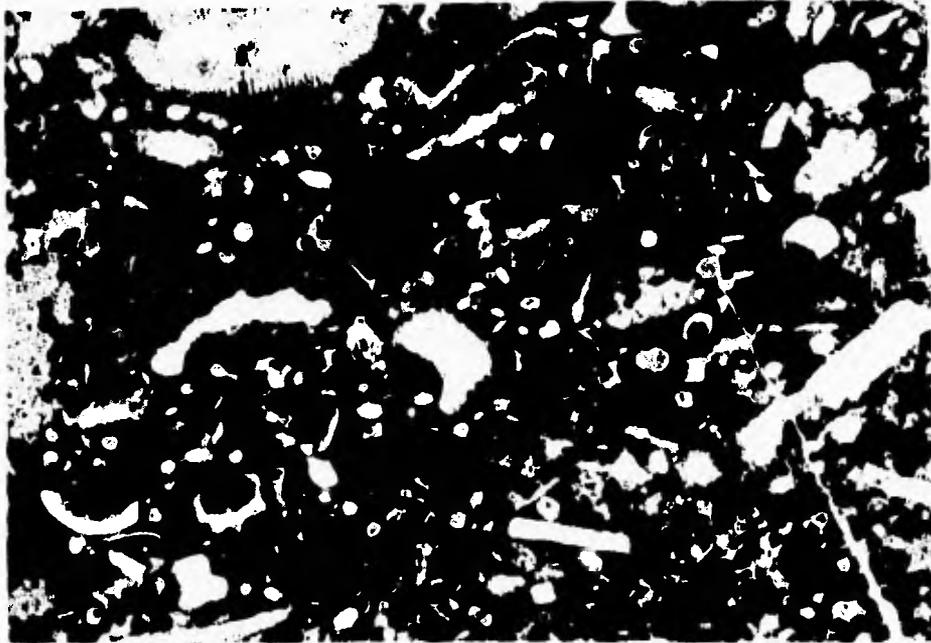
El ambiente en el que se formaron las rocas de esta litofacies fué de una plataforma abierta somera, con aguas de salinidad marina normal, en la que las aguas de mar abierto podían circular libremente y que desde alguna parte de la plataforma, probablemente desde la desembocadura de corrientes fluviales, era aportada una cantidad variable de material terrígeno.

Posición estratigráfica: Esta litofacies sólo se encontró en las rocas de la Formación Mexcala de la Sección Zotoltilán, constituyendo la mayor parte del Miembro Zotoltilán. Estas rocas se encuentran generalmente intercaladas con rocas de la litofacies 13.

Muestras: UH94-67, UH94-69, UH94-71, UH94-72, UH94-73, UH94-74, UH94-75, UH94-76, UH94-77, UH94-79, UH94-82, UH94-84.

LITOFACIES 12- Wackestones y packstones de calcisferúlidos y fragmentos de equinodermos

A esta litofacies la conforman rocas con texturas de wackestones a packstones arcillosos de calcisferúlidos y fragmentos de equinodermos (Fig. 57) de color gris y gris oscuro, en estratos de 5 a 50 cm de espesor.



*Fig. 57. Litofacies 12. Packstone de calcisferúlidos y fragmentos de equinodermos.
Muestra UH94-54. 40x.*

Los constituyentes principales son los bioclastos y los intraclastos, presentándose de manera subordinada los peloides, ooides y pellas fecales. Los bioclastos son principalmente calcisferúlidos, fragmentos de equinodermos (crinoideos y equinoides, con algunos de éstos últimos enteros) y fragmentos de moluscos (pelecípodos y gasterópodos, algunos de ellos enteros); menos importantes son los corales (tanto solitarios como coloniales), foraminíferos bentónicos (textuláridos), ostrácodos,

fragmentos de braquiópodos, algas verdes (dasicladáceas, codiáceas), espículas de esponja y raros foraminíferos planctónicos.

La arcilla se encuentra en proporciones que van del 5 al 25%, mientras que el cuarzo detrítico generalmente es menor al 5% o está ausente.

La dolomita generalmente está ausente y cuando existe se presenta como cristales euhedrales a subhedrales diseminados. Asimismo, se presenta una silicificación aleatoria incipiente en toda la muestra. Algunas testas de los foraminíferos planctónicos así como algunos calcisferúlidos se encuentran silicificados.

Es común encontrar piritita diseminada en las rocas de esta litofacies.

Los estratos presentan un aspecto nodular notable, probablemente resaltado por la presencia de galerías llenas de material de granulometría más gruesa (floatstone de fragmentos de moluscos). Las rocas de esta litofacies se intercalan con estratos de lodolitas y limolitas calcáreas. Es abundante la bioturbación por galerías, aunque también se observaron algunas pistas.

Interpretación ambiental: Los organismos presentes en estas rocas indican condiciones de salinidad marina normal (corales, equinodermos, calcisferúlidos, braquiópodos, algas codiáceas, esponjas y los foraminíferos planctónicos), indicando un buen intercambio entre las aguas de la zona nerítica y la marina abierta.

El contenido de material terrígeno y la intercalación de estas rocas con lodolitas calcáreas indica la existencia de aporte de estos materiales a alguna parte de la plataforma. Estos componentes contribuyen a darle a la roca un aspecto nodular adquirido durante la compactación de los sedimentos.

Algunas texturas de estas rocas indican condiciones de energía moderada, si bien son predominantes las texturas con abundante matriz.

La abundancia de bioturbación por galerías en algunas rocas de esta litofacies indica que en ocasiones la actividad orgánica se efectuaba dentro del sustrato, a resguardo de posibles condiciones energéticas adversas. La presencia de pistas sobre los estratos indican períodos que permitían la actividad orgánica sobre el sustrato.

Estas rocas se encuentran generalmente asociadas a las rocas de la litofacies 13.

De acuerdo a las características de estas rocas, se infiere que el ambiente en el que se formaron fue una plataforma abierta con aguas de salinidad marina normal. Esta plataforma tenía una ligera influencia terrígena posiblemente debida al aporte por corrientes fluviales a alguna parte de la plataforma.

Una interpretación alternativa, estas rocas comprenden depósitos de tormenta en el caso de que se encuentre dentro de una secuencia de rocas formadas en condiciones de plataforma restringida (muestras UH94-25, UH94-38).

Posición estratigráfica: Las rocas de esta litofacies se encuentran principalmente en la base de la Formación Mexcala del área de Zotoltilán, constituyendo estratos de la parte inferior y media del Miembro Zotoltilán. Sólo se encontraron rocas similares en la Sección Barranca del Tigre, también en la base de la Formación Mexcala.

Muestras: UH93-80, UH93-81, UH94-25, UH94-38, UH94-54, UH94-55, UH94-56, UH94-57, UH94-58, UH94-59, UH94-61, UH94-66, UH94-68.

LITOFACIES 13- Arcillitas calcáreo-limosas y limolitas arcillo-calcáreas con calcisferúlidos y foraminíferos bentónicos aglutinados

Esta litofacies comprende arcillitas calcáreas, arcillitas limo-calcáreas, limolitas arcillo-calcáreas y limolitas calcáreas (Fig. 58), generalmente con escasos calcisferúlidos, foraminíferos bentónicos aglutinados y fragmentos de moluscos, de color gris parduzco a negro, en estratos de 10 cm a 1.5 m; algunos de aspecto nodular.

Los principales constituyentes de estas rocas son la arcilla y el cuarzo del tamaño del limo. La micrita y el cementante calcáreo también llegan a ser importantes. Los bioclastos generalmente no pasan de un porcentaje estimado de 10%, siendo principalmente calcisferúlidos, foraminíferos bentónicos

(textuláridos), fragmentos de moluscos, fragmentos de equinodermos y foraminíferos planctónicos (globigerínidos). En algunos estratos se puede llegar a encontrar pelecípodos enteros con ambas conchas unidas. También es común encontrar en estas rocas fragmentos maderáceos, pero únicamente en los estratos situados en la parte superior del miembro Zotoltilán de la Formación Mexcala.

La dolomita se presenta en algunas arcillitas constituyendo un pequeño porcentaje en forma de cristales subhedrales a anhedrales diseminados.

Es común la bioturbación por galerías y pistas y ocasionalmente se observa laminación paralela. En la base de algunos estratos de limolitas calcáreas se observan raras estructuras de corriente. Los estratos de limolitas se hacen gradualmente más arcillosos hacia su cima.

Interpretación ambiental: Los organismos presentes en las rocas de esta litofacies son propios de condiciones marinas abiertas (calcisferúlidos, equinodermos, foraminíferos planctónicos; ver figura 39), de lo que se deduce que la salinidad de las aguas del ambiente en el que se formaron estas rocas era aproximadamente la marina normal. Sin embargo, la presencia de fragmentos maderáceos en las rocas de esta litofacies de la parte superior de la sección Zotoltilán, indican la influencia de aguas fluviales que pudieron disminuir ligeramente la salinidad del agua.

La bioturbación por galerías y pistas indican la actividad orgánica tanto en el interior como en la superficie del sustrato, dependiendo de las condiciones y tipo de organismo que las produjo. La presencia de algunas marcas de corriente indica la ocurrencia de flujos esporádicos producidos probablemente por desniveles en la topografía del ambiente o por flujos de densidad producidos por la introducción de aguas fluviales con alto contenido de sedimento. Al menguar la la velocidad de las corrientes, producían la gradación normal observable en algunos estratos. En los períodos de calma se producían láminas paralelas por cambios en la granulometría y composición del material depositado.



Fig. 58. Litofacies 13. Arcillita calcárea, Muestra UH94-78, 4x.

La presencia de fragmentos de madera en estas rocas indican que el aporte de material terrígeno era esencialmente continental, posiblemente a través de corrientes fluviales que desembocaban en alguna parte de la plataforma y que las corrientes marinas se encargaban de distribuir a lo largo de la plataforma.

Se encuentra asociada con la litofacies 11, subyacente por rocas de la litofacies 12 y sobreyacida por rocas de la litofacies 14.

Por sus características similares a las rocas de la litofacies 15, estas rocas pudieran representar las facies distales de un prodelta sobre una plataforma abierta básicamente carbonatada. La salinidad del agua era aproximadamente la marina normal, probablemente con ligeras fluctuaciones a menores salinidades cuando el aporte fluvial era de consideración.

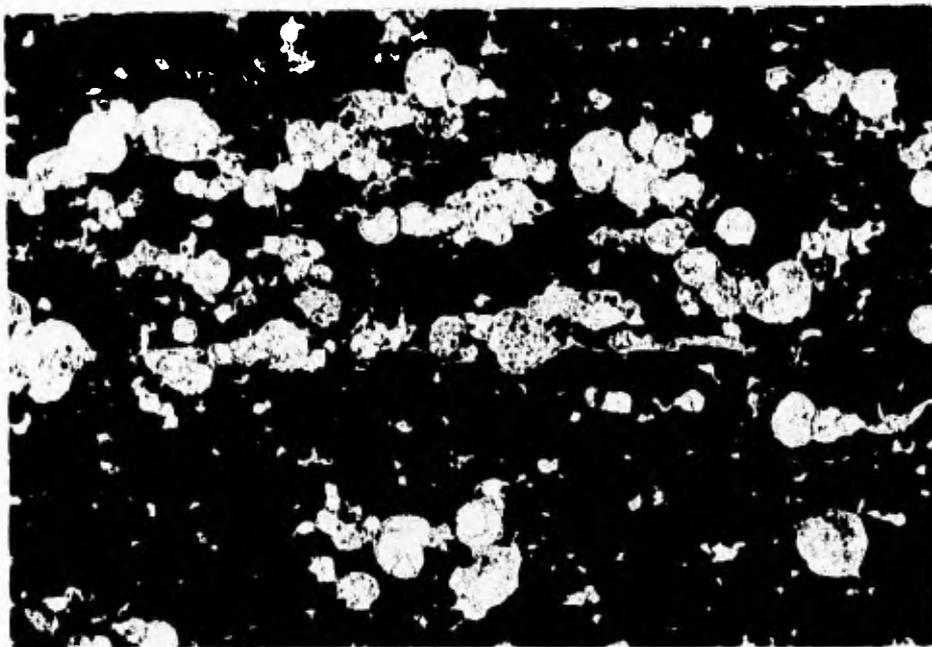
Posición estratigráfica: Esta litofacies, al igual que la 11, es exclusiva de las rocas de la Sección Zotoltilán, encontrándose en la parte superior del Miembro Zotoltilán de la Formación Mexcala.

Muestras: UH94-78, UH94-80, UH94-81, UH94-83, UH94-86.

LITOFACIES 14- Wackestones y packstone-wackestones arcillosos de foraminíferos planctónicos y calcisferúlidos

Esta litofacies está representada por wackestones, wackestone-packstones y packstone-wackestones de foraminíferos planctónicos, calcisferúlidos y radiolarios (Fig. 59) de color gris oscuro y pardo, en estratos de 2-25 cm.

Los principales componentes de las rocas de esta litofacies son los bioclastos, los cuales están soportados por micrita con un contenido de arcilla que generalmente va de 5 al 30%, aunque puede llegar a constituir el 50% del total de la roca. En ocasiones los intraclastos constituyen un porcentaje importante de las partículas. El cuarzo detrítico del tamaño de limo, si se presenta, es en cantidades muy pequeñas.



*Fig. 59. Litofacies 14. Wackestone de foraminíferos planctónicos.
Muestra UH93-113. 40x.*

En algunas rocas de esta litofacies el contenido de materia orgánica llega a ser apreciable, estimándose en algunos casos hasta un 15%.

Los principales bioclastos son los foraminíferos planctónicos (globigerinidos) y los calcisferúlidos; de manera subordinada se presentan radiolarios (sólo en las muestras de las secciones Axaxacoalco y Barranca del Tigre), fragmentos de equinodermos, ostrácodos, fragmentos de moluscos y fragmentos maderáceos (sólo en las muestras de la sección Zotoltitlan). Cabe señalar que los foraminíferos planctónicos son primordialmente formas globulares, siendo muy raras las formas quilladas.

El contenido de dolomita en las rocas de esta litofacies es nulo, mientras que la silicificación de las testas de los foraminíferos planctónicos es intensa en algunas de ellas.

En algunos estratos se aprecia el aumento en el contenido de arcilla hacia su cima, hasta pasar a estratos de arcillitas y lodolitas, con los cuales se intercalan. Es común en las rocas de esta litofacies la laminación paralela, producida por una diferente concentración de bioclastos (foraminíferos planctónicos, calcisferúlidos, fragmentos maderáceos) y material calcáreo y/o arcilloso.

Interpretación ambiental: Los organismos que caracterizan a esta litofacies son organismos primordialmente planctónicos. El hecho de que los foraminíferos planctónicos sean primordialmente formas globulares y las formas quilladas sean muy escasas indica condiciones que restringían el desarrollo de éstas últimas formas.

La morfología de los foraminíferos planctónicos depende de factores ecológicos que determinan el modo de vida (Bé, 1977, en: Jarvis *et al.*, 1988). Así, se tienen agrupados en tres grupos principales: 1) no quillados, 2) con quillas incipientes y 3) quillados. Durante su desarrollo estos organismos migran a diferentes profundidades, llevándose a cabo su reproducción en el límite inferior del rango de profundidades que habitan (Fig. 60). Las formas no quilladas habitan las aguas más someras (<50 m), las formas con quillas incipientes habitan aguas "intermedias" (50-100 m) y las quilladas habitan aguas "profundas" (>100 m) (Jarvis *et al.*, 1988).

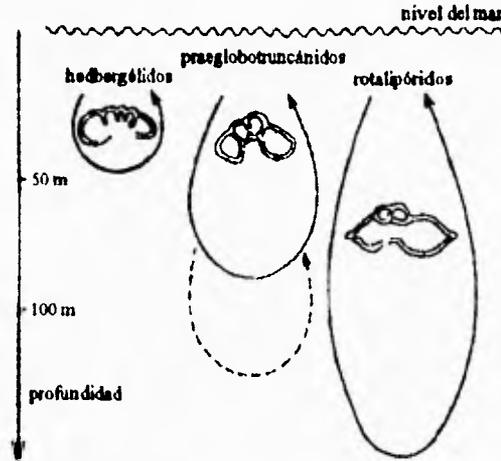


Fig. 60. Relación entre la morfología de la testa y la profundidad del agua habitada por los foraminíferos planctónicos del Cenomaniano-Turoniano (tomada de Jarvis *et al.*, 1988). Los organismos se reproducen solamente en el límite inferior de su rango de profundidades.

La ausencia en las rocas de esta litofacies de formas quilladas y aún de formas con quillas incipientes, indica que hubo algún factor durante su depósito que impedía el desarrollo de formas que habitaban aguas más profundas a los 50 m. Uno de los factores restrictivos en este aspecto pudo ser que el ambiente de depósito no tenía la profundidad suficiente para mantener a las formas con quillas

incipientes y menos aún a las quilladas. Jarvis *et al.* (1988) señalan que un factor determinante en la permanencia o desaparición de las diferentes formas de foraminíferos planctónicos durante el paso Cenomaniano-Turoniano (que es el mismo caso que nos ocupa) fueron las condiciones de oxigenación. Durante este tiempo, debido a la ocurrencia de un evento anóxico, disminuyó considerablemente el contenido de oxígeno en el agua marina, dándose este proceso cada vez a profundidades menores. Las formas iban desapareciendo a medida que las condiciones anóxicas se elevaban por encima de la profundidad a la cual los diferentes tipos de foraminíferos se reproducían. Durante estos eventos generalmente las formas no quilladas fueron las que mejor resistieron y las que predominaban en los sedimentos que se depositaban en tiempos en los que incluso la fauna bentónica había sido mermada notablemente.

Por la misma razón antes mencionada, la ausencia de organismos bentónicos y otros organismos de aguas someras no necesariamente indica el depósito en aguas profundas sino la existencia de condiciones no favorables para su desarrollo. Asimismo, la ausencia de organismos fotosintéticos pudiera deberse a la existencia de condiciones adversas para su desarrollo y no necesariamente indica que el depósito se efectuó por debajo de la zona fótica, a profundidades mayores a 200 m.

La mayoría de las rocas de esta litofacies se formaron bajo condiciones reductoras que permitieron la conservación de materia orgánica en diferentes proporciones.

Los intraclastos presentes en algunas rocas indican la acción de corrientes sobre el sustrato ligeramente litificado. Estas corrientes pudieron originarse por flujos producidos por tormentas, corrientes de turbidez, etc., en pendientes topográficas del ambiente (probablemente un incipiente talud o simplemente desniveles en el suelo marino).

Los fragmentos de organismos tales como moluscos, equinodermos y fragmentos de madera indican la existencia, en ambientes adyacentes, de condiciones favorables para su desarrollo. Los fragmentos de madera en particular, indican que el material terrígeno (arcilla y cuarzo) presente en las rocas de esta litofacies que se encuentran en la sección Zotoltilán, proviene de zonas emergidas, siendo aportado al ambiente marino probablemente por corrientes fluviales que desembocaban en alguna parte de la plataforma adyacente.

La alternancia de estratos esencialmente carbonatados con estratos con mayor proporción de material terrígeno indican la ocurrencia de intervalos de tiempo con mayor aporte terrígeno alternándose con períodos de menor aporte de este material y sedimentación primordialmente carbonatada.

La laminación paralela observada en algunos estratos se produce por las diferencias en la tasa de sedimentación y aporte debidas posiblemente a variaciones en la productividad orgánica anual o variaciones estacionales o eventuales en el influjo de material terrígeno.

El ambiente en el que se produjo el depósito de estas rocas fué un ambiente pelágico. Debido a los factores que pudieron haber estado implicados durante la formación de estas rocas, la profundidad a la que se efectuó el depósito de estos sedimentos no se puede saber con certeza; sin embargo, la reacción que guardan estas rocas, sobreyaciendo a rocas de plataforma somera, indica que su depósito se efectuó, al menos durante un tiempo, en un ambiente somero. Las condiciones de oxigenación estaban controladas probablemente por el patrón de circulación de aguas y las transgresiones y eventos asociados (ver sección VI.4.), dando lugar a zonas en las que las condiciones reductoras permitían la conservación de la materia orgánica.

Posición estratigráfica: Las rocas de esta litofacies constituyen la cima de los intervalos medidos en las secciones Axaxacoalco, Barranca del Tigre y Zotoltilán, y constituyen al Miembro Barranca del Tigre de la Formación Mexcala. En ocasiones constituyen la base de esta formación como en Axaxacoalco, o pueden presentarse un poco más arriba, como en Barranca del Tigre y en Zotoltilán.

Muestras: UH93-82, UH93-83, UH93-84, UH93-85, UH93-86, UH93-87, UH93-88, UH93-113, UH93-114, UH93-115, UH93-116, UH94-85, UH94-87, UH94-88, UH94-89.

LITOFACIES 15.- Arcillitas limo-calcáreas y limolitas arcillo-calcáreas.

Esta litofacies está representada por intercalaciones de arcillitas limo-calcáreas y limolitas calcáreo-arcillosas (Fig. 61) de color gris claro y a veces amarillento en estratos de 10 a 30 cm de espesor, aunque llegan a medir hasta 1 m. Los bioclastos observados en estas rocas son principalmente calcisferúlidos y foraminíferos bentónicos (textuláridos), y rara vez se observan fragmentos de moluscos, fragmentos de equinodermos y ostrácodos. Son comunes y en ocasiones abundantes los fragmentos de madera.

Entre las partículas más gruesas (limo grueso y arena muy fina) se observan algunos fragmentos de roca metamórfica (esquistos, cuarzo policristalino). En algunas limolitas son comunes los intraclastos y peloides.

En estas rocas se presentan estructuras tales como laminación paralela y cruzada, estructura flaser de arcillita en limolitas, bioturbación por galerías, estructuras de carga, estratificación ondulante y lentes de arenisca fina con espesor máximo de 10 cm. Algunos estratos se acuñan lateralmente. Otros con grandes bioclastos, unos de los cuales son fragmentos de moluscos y otros son de un material oscuro y con grandes "poros".

Interpretación ambiental: La granulometría de los componentes de las rocas de esta litofacies indica un ambiente de depósito de baja energía en el que las condiciones tranquilas que daban lugar al depósito de las arcillitas eran alteradas de vez en cuando para dar lugar al depósito de las limolitas, probablemente debido al aporte de material más grueso o un aumento en la energía del ambiente.

La fauna encontrada en estas rocas indica condiciones relativamente someras (foraminíferos bentónicos aglutinados, fragmentos de equinodermos, fragmentos de moluscos). La presencia común de calcisferúlidos generalmente asociados a condiciones de plataforma abierta y cuenca indican la existencia de una conexión directa del ambiente de depósito de estas rocas con mar abierto.

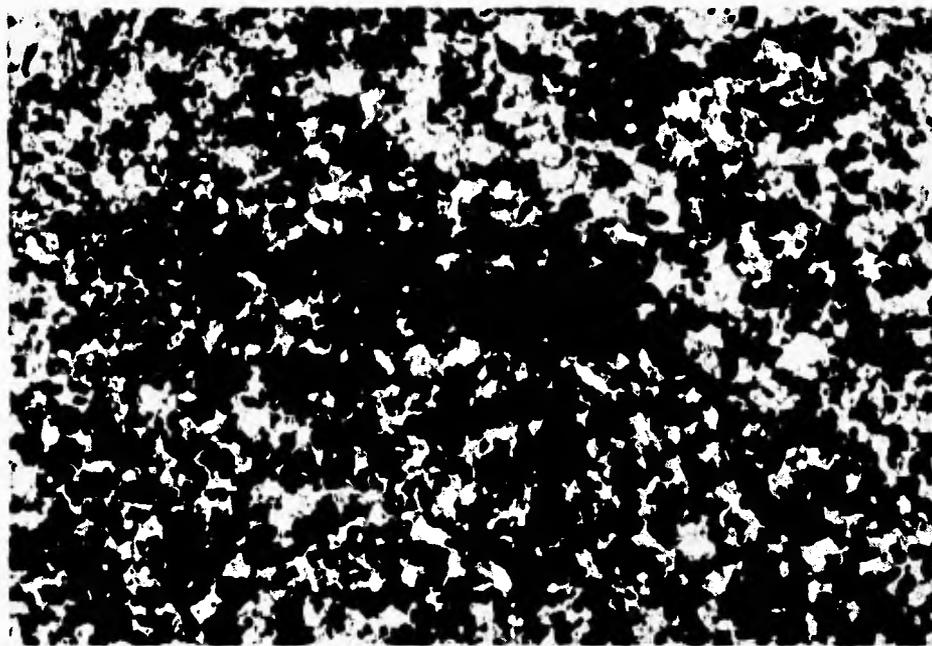


Fig. 61. Litofacies 15. Limolita arcillo-calcárea. Muestra UH94-92. 40x.

El material leñoso que es común en la mayoría de las rocas de esta litofacies sólo puede tener un origen continental, por lo que se deduce que la fuente de aporte de una buena parte, si no es que de la totalidad de los sedimentos que dieron lugar a estas rocas, fué una corriente fluvial que desembocaba en el mar.

La relación de estas rocas con las de las otras litofacies de la sección Hueytlalpan, indica que esta litofacies puede representar las facies de prodelta de un ambiente deltaico en el que el principal depósito son sedimentos finos del tamaño de limos y arcillas.

Se puede decir que el cauce de esta corriente fluvial atravesaba primordialmente terrenos de rocas metamórficas de bajo y mediano grado (facies de esquisto verde). El clima era probablemente húmedo, lo cual impedía la preservación de materiales susceptibles al intemperismo químico, preservando básicamente las partículas de cuarzo y fragmentos de rocas resistentes.

Posición estratigráfica: Estas rocas se encuentran primordialmente en la base de la Sección Hueytlalpan, constituyendo una buena parte del Miembro Hueytlalpan Inferior e intercalándose principalmente con las rocas de la litofacies 16 y más rara vez con las de la litofacies 17. Generalmente estas rocas constituyen la parte inferior de la secuencia que se hace gruesa hacia la cima que fué medida en la Sección Hueytlalpan y en otras secciones no reportadas en este trabajo (Hueytlalpan II y Atliaca).

Rocas de características similares se observan en la sección Zotokitlán y corresponden a la litofacies 13; sin embargo, algunos aspectos que presentan las rocas de esta litofacies y que no presentan los de la litofacies 13 son: 1) escasa fauna, tanto en diversidad como en cantidad; 2) son comunes los fragmentos de rocas metamórficas o de cuarzo policristalino; 3) se encuentran asociadas a cuarzoarenitas y filarenitas y no se encuentran asociadas a rocas carbonatadas; 4) forman parte de una secuencia clástica que se hace gruesa hacia la cima.

Muestras: UH94-90, UH94-91, UH94-92, UH94-95, UH94-105, UH94-107.

LITOFACIES 16.- Cuarzoarenitas finas y muy finas calcáreo-limosas y calcáreo-arcillosas

Esta litofacies está representada por cuarzoarenitas calcáreas finas y muy finas con diferentes proporciones de partículas del tamaño de limo y arcilla (Fig. 62). Estas rocas son de color gris claro y se presentan comúnmente en estratos de 10 a 30 cm de espesor, algunos de ellos con una fisilidad incipiente. Las rocas de esta litofacies se intercalan con las de la litofacies 15.

El componente principal de estas rocas es el cuarzo, siendo comunes los fragmentos de roca metamórfica (esquisto, cuarzo policristalino) en la fracción arenosa. Rara vez se presentan plagioclasas. Las partículas son en general de subangulosas a subredondeadas, con una clasificación de buena a muy buena. Algunas de estas rocas presentan piritita diseminada. Los bioclastos se presentan de manera escasa y mal conservados y son principalmente calcisferilidos, fragmentos de moluscos, fragmentos de equinodermos y foraminíferos bentónicos, y más rara vez se observan foraminíferos planctónicos y ostrácodos. Son comunes los fragmentos maderáceos que en ocasiones se concentran en delgadas láminas.

Es común la bioturbación por galerías y algunos estratos presentan estructuras de carga en su base, mientras que hacia la cima otros presentan pistas. Son comunes las laminaciones paralelas producidas principalmente por variaciones en la granulometría de las partículas, pero también por una concentración de material leñoso. En ocasiones los estratos presentan laminación cruzada tanto tabular de bajo ángulo como festoneada y se acufian lateralmente. Asimismo se observa gradación normal y marcas de corriente en la base de los estratos de arenisca.

Interpretación ambiental: La granulometría de los componentes de las rocas de esta litofacies indica que las condiciones de energía bajo las que se depositaron eran relativamente tranquilas, con una mayor incidencia de eventos de transporte de mayor energía que producía la migración de rizaduras y la producción de las laminaciones cruzadas tabulares y festoneadas, así como de las marcas de corriente presentes en la base de algunos estratos de granulometría más gruesa. Estos procesos pudieron ser corrientes de turbidez producidas en sitios con un ligera pendiente o flujos de densidad originados por una introducción de aguas con alto contenido de sedimento.

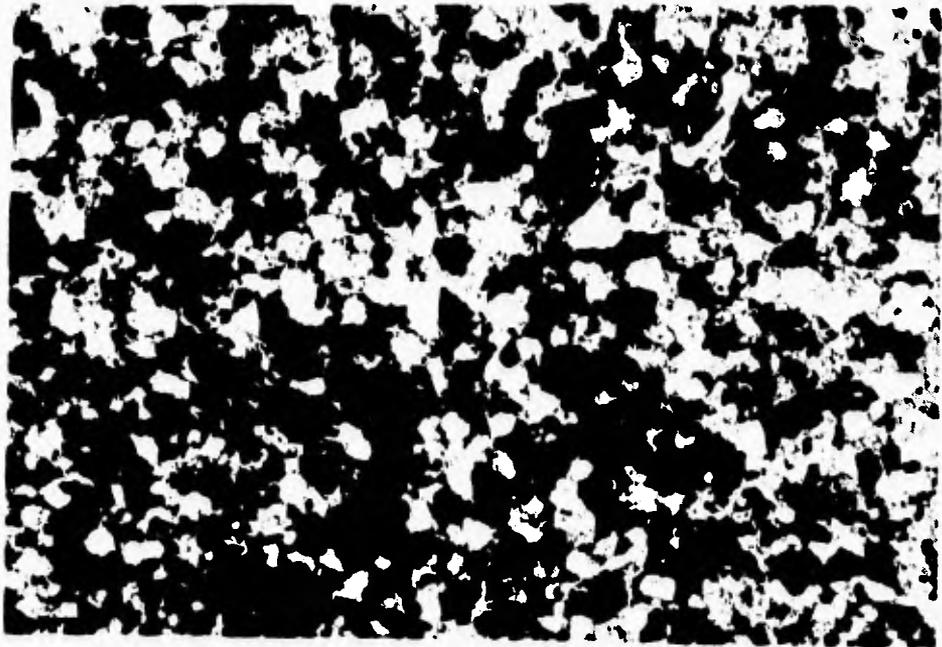


Fig. 62. Litofacies 16. Cuarzoarenita fina calcareo-arcillosa. Muestra UH94-97. 40x.

El grado de redondez de las partículas indica un transporte relativamente corto. La presencia de fragmentos de material leñoso indica que los sedimentos provienen de una fuente continental, pasando el cauce del río por terrenos metamórficos de bajo a mediano grado (facies de esquisto verde) y siendo transportados por las corrientes fluviales hasta condiciones marinas.

La fauna presente en estas rocas (calcisferúlidos, equinodermos, foraminíferos planctónicos) indica condiciones marinas abiertas, si bien en un ambiente no tan propicio para su proliferación puesto que son raros todos los bioclastos, tanto bentónicos como pelágicos. Estas condiciones adversas pudieron ser producto de la mezcla de aguas marinas y fluviales que producía condiciones fluctuantes de salinidad sólo resistibles por organismos más especializados.

Las características arriba mencionadas indican que el ambiente en el que se depositaron estas rocas fué un ambiente con aporte terrígeno continental (fluvial) en una zona de relativa baja energía pero con un aporte de material grueso mayor que el correspondiente a la facies 15. Este ambiente pudo haber sido la parte superior del prodelta y la parte inferior o distal del frente deltaico en un delta marino.

Posición estratigráfica: Esta litofacies es exclusiva de la Sección Hueytlalpan y se encuentra estratigráficamente arriba e intercalándose con las rocas de la litofacies 15 y pasa transicionalmente a las rocas de la litofacies 17. Junto con las rocas de la litofacies 15, estas rocas constituyen la mayor parte del Miembro Hueytlalpan Inferior de la Formación Mexcala.

Muestras: UH94-93, UH94-94, UH94-96, UH94-97, UH94-98, UH94-99.

LITOFACIES 17.- Filarenitas calcáreas finas y medias

Esta litofacies está representada por filarenitas y rara vez grauwacas líticas calcáreas finas y medias (Fig. 63) color gris claro, o en ocasiones gris verdoso o pardo, que se presentan en estratos de 5 a 80 cm de espesor. Los estratos delgados de rocas de esta litofacies se encuentran asociados a las rocas de

las litofacies 16 y 15, hacia la parte inferior del intervalo en el que se encuentra esta litofacies, mientras que los estratos gruesos se presentan hacia la cima intercalados con estratos de rocas de la litofacies 18.

En general las partículas que constituyen estas rocas son de subangulosas a subredondeadas, predominando las primeras, y poseen una clasificación de moderada a buena.

Además de los fragmentos de roca metamórfica (esquisto, cuarzo policristalino) en la fracción gruesa de estas rocas, también se encuentran fragmentos de rocas sedimentarias (pedernal, caliza). Los escasos bioclastos observados en estas rocas son foraminíferos bentónicos y fragmentos de moluscos, en cambio, son comunes los fragmentos maderáceos.

En estas rocas se observa bioturbación por pistas y galerías, marcas de corriente (surcos y de socavación) en la base de algunos estratos, mientras que otros presentan rizaduras en la cima. Se presentan tanto laminación paralela como laminación cruzada tabular y festoneada. Algunos estratos se acufan lateralmente y son comunes las estructuras de canal.

Interpretación ambiental: Las condiciones energéticas del ambiente en que se depositaron estas rocas fueron más elevadas que las inferidas para las rocas de las litofacies 15 y 16.

La acción de corrientes y/u oleaje sobre los sedimentos es acusada por la presencia de rizaduras en algunos estratos, por las marcas de corriente, por la laminación cruzada, así como por las estructuras de canal, las cuales también indican la acción de una corriente confinada.

Al igual que en las litofacies 15 y 16, los fragmentos de madera indican que el sedimento es aportado por una corriente fluvial cuyo cauce cruza principalmente terrenos metamórficos de bajo y mediano grado (facies de esquisto verde), como lo indican los fragmentos de roca presentes en estas rocas.

Los bioclastos son en general escasos, indicando condiciones no tan propicias para los organismos, probablemente por las condiciones fluctuantes de salinidad, condiciones energéticas, la elevada tasa de sedimentación, etc.

La redondez de las partículas indica un transporte relativamente corto.

La alternancia de estos estratos con las rocas de la litofacies 16 y 15 indica la alternancia de periodos de tranquilidad energética con periodos en los que la competencia de la corriente aumentaba al grado de depositar arenas medias. Asimismo, cuando estas rocas se intercalan con las areniscas conglomerádicas hacia las partes situadas estratigráficamente más arriba en la Sección Hueytlalpan, indica que la energía, y por lo tanto la competencia del agente de transporte, fluctuaba.

El mayor espesor de los estratos indica que las tasas de sedimentación fueron mayores en el ambiente en el que se depositaron estas rocas que en los que se depositaron las rocas de las litofacies 15 y 16.

Por las características antes mencionadas, se infiere que el ambiente de depósito fué un delta, en la zona correspondiente al frente deltaico.

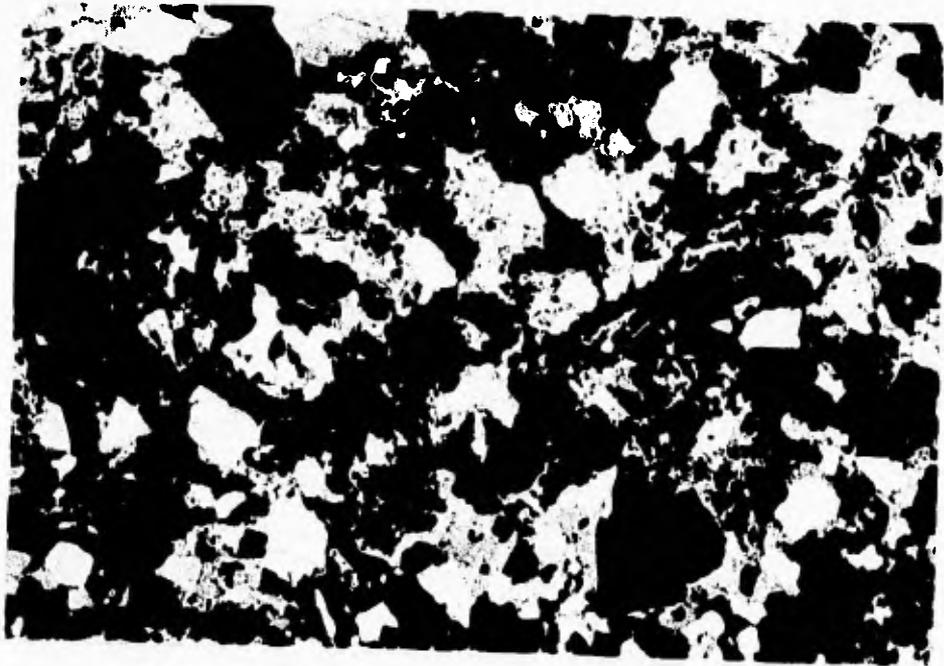
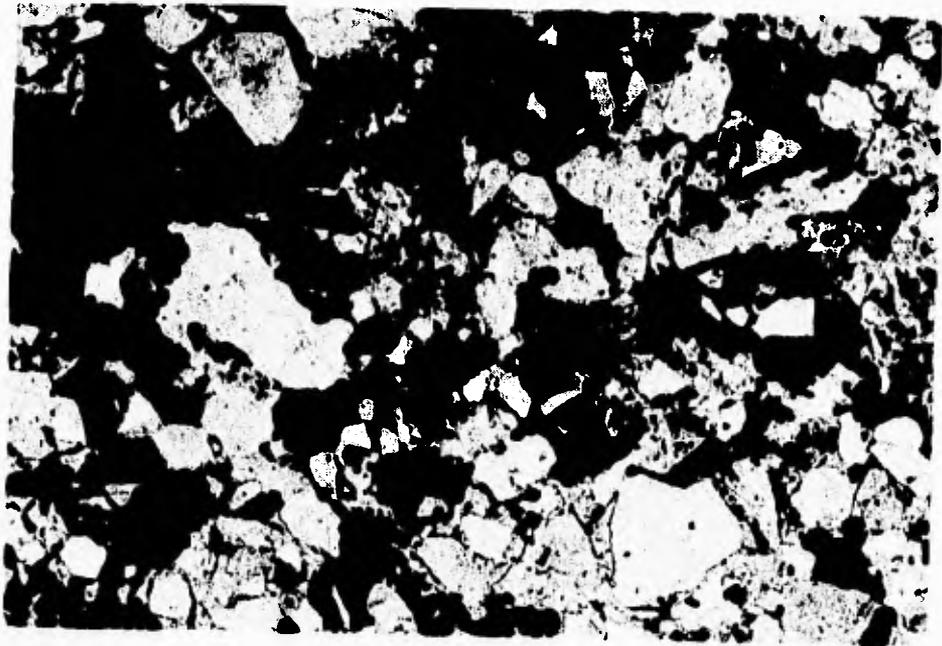
Posición estratigráfica: Esta litofacies se encontró en la parte media de la Sección Hueytlalpan y siempre se ha observado como parte de una secuencia que se hace gruesa hacia la cima. Constituye la parte superior del Miembro Hueytlalpan Inferior.

Muestras: UH94-100, UH94-101, UH94-103, UH94-104, UH94-106, UH94-108.

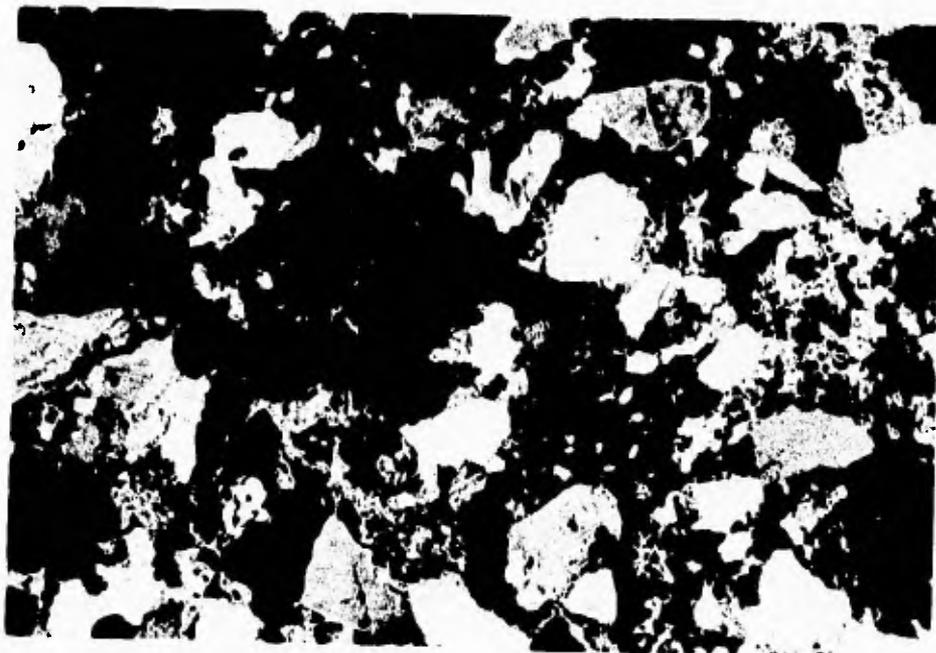
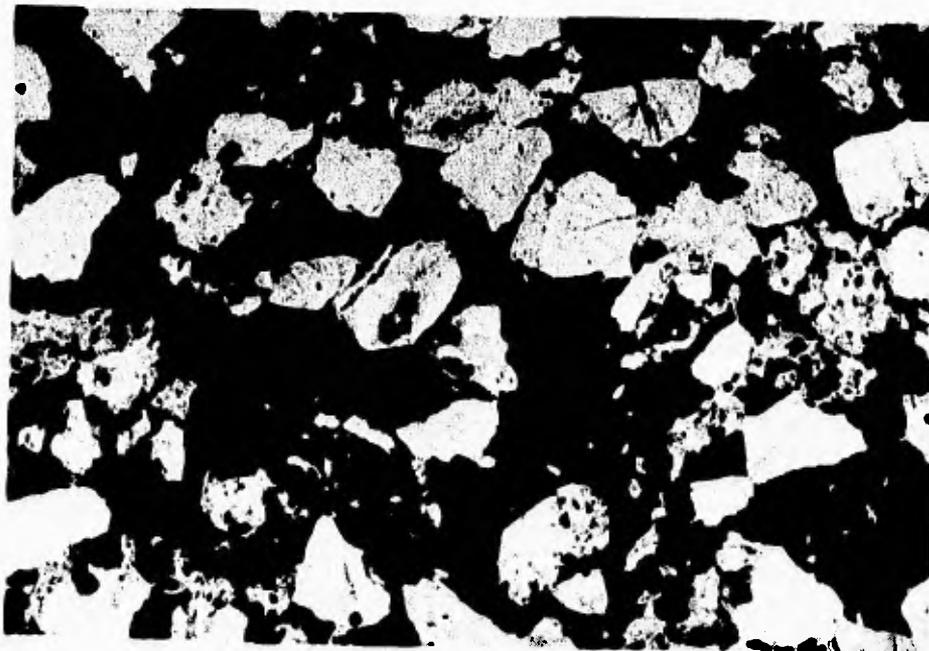
LITOFACIES 18.- Filarenitas calcáreas de finas a gruesas con lentes de conglomerado de gránulos de cuarzo lechoso.

Esta litofacies está representada por filarenitas calcáreas de finas a gruesas e incluso conglomerádicas y que se caracterizan por contener lentes de conglomerado de gránulos y a veces de guijas de cuarzo lechoso bien redondeadas (Figs. 64 y 29). Los gránulos también se encuentran concentrados en laminaciones cruzadas tanto festoneadas como tabulares.

Los estratos son de 0.5 hasta más de 3 m de espesor, siendo en general las rocas de color gris claro a gris verdoso.



*Fig. 63. Lito facies 17. Filarenita media calcárea. Muestra UH94-108. 40x.
Arriba: luz paralela, abajo: nicoles cruzados.*



*Fig. 64. Litofacies 18. Filarenita gruesa calcárea. Muestra U1194-110. 40x.
Arriba: luz paralela, abajo: nicoles cruzados.*

Los fragmentos de roca metamórfica son principalmente de esquistos y cuarzo policristalino, también son comunes los fragmentos de pedernal y raros los fragmentos de calizas (en algunos de los cuales se llegan a observar miliólidos). Las partículas son generalmente de subredondeadas a redondeadas y poseen una clasificación de buena a regular. Las partículas del tamaño de grava generalmente presentan un mejor redondeamiento que las partículas más finas.

Son comunes los fragmentos maderáceos, los cuales en ocasiones se concentran a lo largo de delgadas láminas, como también lo hacen los fragmentos de moluscos.

Es común la bioturbación por galerías y por pistas; en la cima de algunos estratos se presentan rizaduras con crestas ondulantes de 18 cm de longitud de onda. Se observa laminación cruzada tabular y festoneada, y en la base de algunos estratos laminación paralela y marcas de corriente, así como estructuras de canal rellenas de conglomerados de gránulos y guijas de cuarzo lechoso. Algunas guijas dentro de estas estructuras son de hasta 10 cm de longitud.

Interpretación ambiental: La presencia de lentes de conglomerado indica la acción de corrientes confinadas de mayor competencia que el medio de transporte que depositó las areniscas que los contienen. Estas corrientes indican la influencia de procesos fluviales durante el depósito de estos sedimentos.

También las laminaciones cruzadas indican la migración de rizaduras tanto bidimensionales como tridimensionales, pudiendo haber sido producidas las primeras tanto por corrientes como por oleaje y las segundas sólo se forman por la acción de corrientes unidireccionales.

El redondeamiento de las partículas mayores indica un largo período de transporte; el espesor de los estratos indica tasas de depósito muy elevadas, y los fragmentos de roca indican que la fuente principal del sedimento fueron rocas metamórficas de bajo y mediano grado (facies de esquistos verdes).

Los fragmentos maderáceos indican que el sedimento fué transportado desde una fuente continental donde la corriente fluvial pudo incluir, y arrastrar junto con el sedimento, los fragmentos de plantas terrestres.

La notable escasez de organismos indica un ambiente poco propicio para la vida, aunque también pudiera ser que las altas tasas de sedimentación produzcan tal efecto. Si el ambiente era poco propicio para que medraran los organismos, esto pudo deberse a condiciones muy variables en la salinidad, alta energía, aporte de material terrígeno grueso, etc.

De cualquier manera, cualquiera de estas condiciones, aunadas a las características arriba mencionadas indican que el ambiente en el que se depositaron estas rocas fué un delta de grano grueso, en la zona correspondiente a parte del frente deltaico y la planicie deltaica externa, comprendiendo estructuras tales como las barras de desembocadura (estratos masivos de areniscas), parte de los canales distributarios (partes conglomerádicas) y bahías interdistributarias (intervalos de estratos delgados con intercalaciones de litofacies 16 y 17).

Posición estratigráfica: Esta litofacies sólo se observó hacia la parte superior de la secuencia que se hace gruesa hacia la cima y que está representada por la Sección Huaytlalpan. Representa el mayor espesor del Miembro Hueytlalpan Superior de la Formación Mexcala. Esta litofacies se intercala con las rocas de las litofacies 17 y 16 en la parte inferior del intervalo que la comprende y, en la parte superior, se intercala con las rocas de la litofacies 19.

Muestras: UH94-102, UH94-110, UH94-111, UH94-112.

LITOFACIES 19.- Conglomerados ortocuarzíticos y polimicticos de guijas y guijarros

Esta litofacies está representada por conglomerados de guijas y guijarros de cuarzo lechoso y fragmentos de rocas metamórficas (Fig. 65). Estos conglomerados constituyen estratos de 0.5 a 2 m de espesor en los que es común encontrar una gradación de conglomerados en la base a areniscas gruesas y medias en la cima, aunque también se presentan los estratos masivos o en forma de lentes constituyendo el relleno de grandes estructuras de canal. Algunos estratos de conglomerado contienen lentes de arenisca.

Las partículas constituyentes de estas rocas están bien redondeadas, no así la matriz, en la que las partículas tienden a ser subredondeadas. La matriz es generalmente de arenisca gruesa. La clasificación en estas rocas es mala, presentándose guijarros de hasta 10 cm de diámetro.

Además de los fragmentos de rocas metamórficas (esquisto, cuarzo policristalino) también se presentan fragmentos de pedernal y raramente de caliza.

Se logran observar dentro de estas rocas algunos fragmentos de moluscos, en ocasiones silicificados.

Dentro de las estructuras sedimentarias es común encontrar imbricación de los clastos, gradación normal, laminación cruzada tabular y festoneada en las areniscas de la matriz y burdamente en las partes de mayor granulometría.

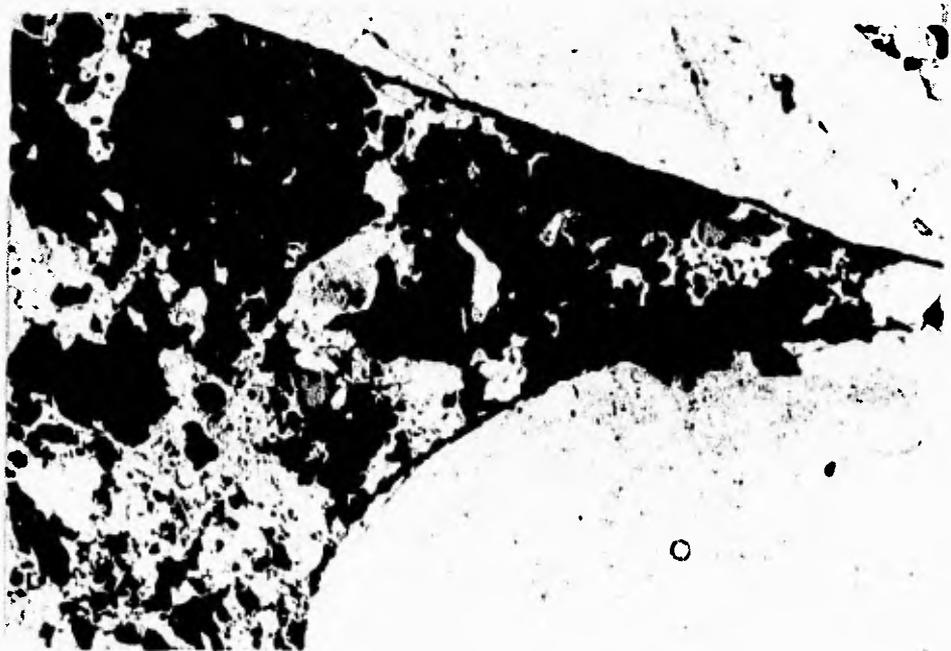


Fig. 65. Litofacies 19. Conglomerado ortocuarcítico de guijas. Muestra UH94-113. 40x.

Interpretación ambiental: La granulometría de las partículas que constituyen estas rocas indican que se depositaron a partir de una corriente de gran competencia. La energía del ambiente, así como estructuras tales como los rellenos de canal, la imbricación y la laminación cruzada festoneada, indican que en el ambiente de depósito actuaban corrientes unidireccionales seguramente de origen fluvial.

La gradación normal indica una disminución gradual de la competencia de las corrientes, que pudo darse cuando la energía de las corrientes durante las grandes avenidas disminuía a medida que el flujo del río retornaba a su gasto normal.

La predominancia de areniscas y conglomerados y la escasez de rocas de grano fino indica que el comportamiento de las corrientes fluviales no permitía la preservación de los sedimentos de grano fino, pudiendo esto haber sido consecuencia de una rápida migración de los canales. El espesor de los estratos y la granulometría de las partículas indican una tasa de depósito elevada a partir de una corriente de gran

competencia, lo cual da una alta probabilidad de que la corriente haya contenido una gran carga de sedimento.

Por las características antes mencionadas y por la secuencia en la que se encuentran estas rocas, el ambiente en el que se infiere se formaron éstas últimas fué un ambiente deltaico en la zona dominada por los procesos fluviales (planicie deltaica) en los que el comportamiento de las corrientes se asemejaba más al que se presenta en las corrientes trenzadas, estando representadas en estas rocas principalmente las facies de canal distributivo.

Esta secuencia no concuerda con las características de los deltas comunes en los que están ausentes los sedimentos de grano grueso (areniscas gruesas y conglomerados) aún en las facies de la planicie deltaica. De los tipos de deltas que poseen sedimentos de grano grueso (*braid deltas* y *fan deltas*, McPherson *et al.*, 1987) el que posee sedimentos conglomerádicos bien redondeados y moderadamente clasificados es el *braid delta* trenzado (McPherson *et al.*, 1987; tipo II de abanico-deltas de Stow, 1986).

Posición estratigráfica: Las rocas de esta litofacies constituyen la parte superior y la cima de la secuencia que se hace gruesa hacia la cima representada por la Sección Hueytlalpan. Estas rocas se intercalan en la parte inferior del intervalo que las contiene con las rocas de la litofacies 18 y más rara vez con las rocas de la litofacies 17. Junto con las rocas de la litofacies 18, estas rocas constituyen el Miembro Hueytlalpan Superior de la Formación Mexcala.

Muestras: UH94-109, UH94-113.

En las figuras 66, 67, 68 y 69 se muestran las columnas sintéticas de las secciones medidas en las que se puede observar la distribución de las litofacies en cada una de ellas.

VI.3. Correlación

La región que comprende el presente estudio ha sido afectada por la actividad tectónica en diferentes eventos desde finales del Cretácico (ver el capítulo IV). Las estructuras más importantes que afectan a la secuencia estudiada y que deben tomarse en cuenta para la correlación son las cabalgaduras, los pliegues cerrados y las grandes fallas de desplazamiento lateral.

Estas estructuras desplazan las diferentes porciones de la secuencia a posiciones muy diferentes a las que se encontraban originalmente por lo que, para hacer la reconstrucción paleoambiental, primero debe hacerse en lo posible una reconstrucción estructural. Si bien ésta última se basa muchas veces en criterios estratigráficos, los criterios que deben tomarse al principio son los criterios netamente mecánicos (direcciones de desplazamiento, porcentaje de acortamiento, etc.).

El acortamiento y la dirección de desplazamiento dentro del área de estudio son principalmente ENE-WSW, siendo el sentido principalmente hacia el ENE (ver capítulo V). Estos desplazamientos produjeron pliegues, fallas inversas y cabalgaduras, que llegaron a sobreponer partes de la secuencia e incluso a dificultar su reconocimiento. Los desplazamientos laterales observados y los inferidos indican que la dirección principal de desplazamiento horizontal fué de E-W.

La dirección del desplazamiento y del acortamiento indican que la posición original de las rocas era más hacia el poniente, idealmente a una distancia cada vez mayor en forma proporcional a la distancia al antepais. Puesto que éste último se encontraba al oriente del área, es de esperarse que las rocas del poniente del área de estudio hayan sufrido un mayor desplazamiento que las que se encuentran al oriente. La magnitud de los desplazamientos no se ha estimado debido a que no existen estudios en el área que hayan arrojado acortamientos cuantificados.

Las consideraciones arriba mencionadas indican que la distancia horizontal entre las secciones estratigráficas medidas fué mayor en una proporción desconocida, aplicándose esto principalmente a la distancia existente entre las secciones medidas en el centro del área (Axaxacoalco y Barranca del Tigre) y las medidas en la parte oriental (Zotoltilán y Hueytlalpan).

Las secciones estratigráficas medidas en el área de estudio se han correlacionado suponiendo que la posición relativa entre ellas se ha mantenido a través de los diferentes eventos de deformación.

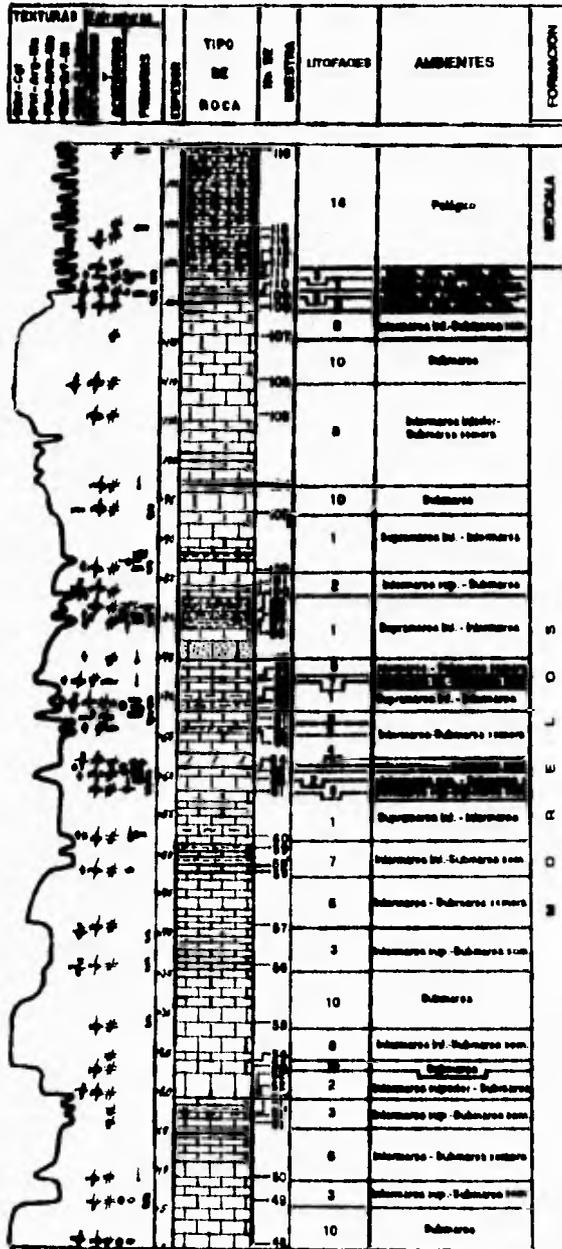


Fig. 66. Distribución de litofacies en la Sección Axaxacoalco.

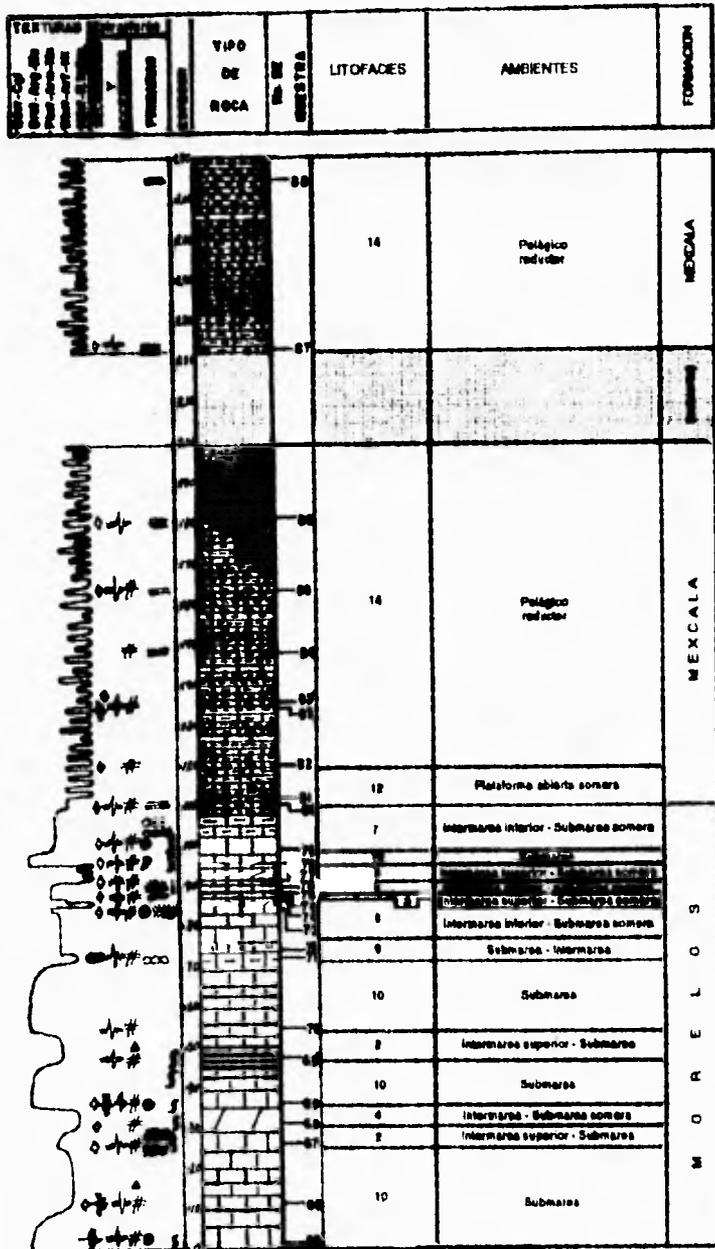


Fig. 67. Distribución de litofacies en la Sección Barranca del Tigre.

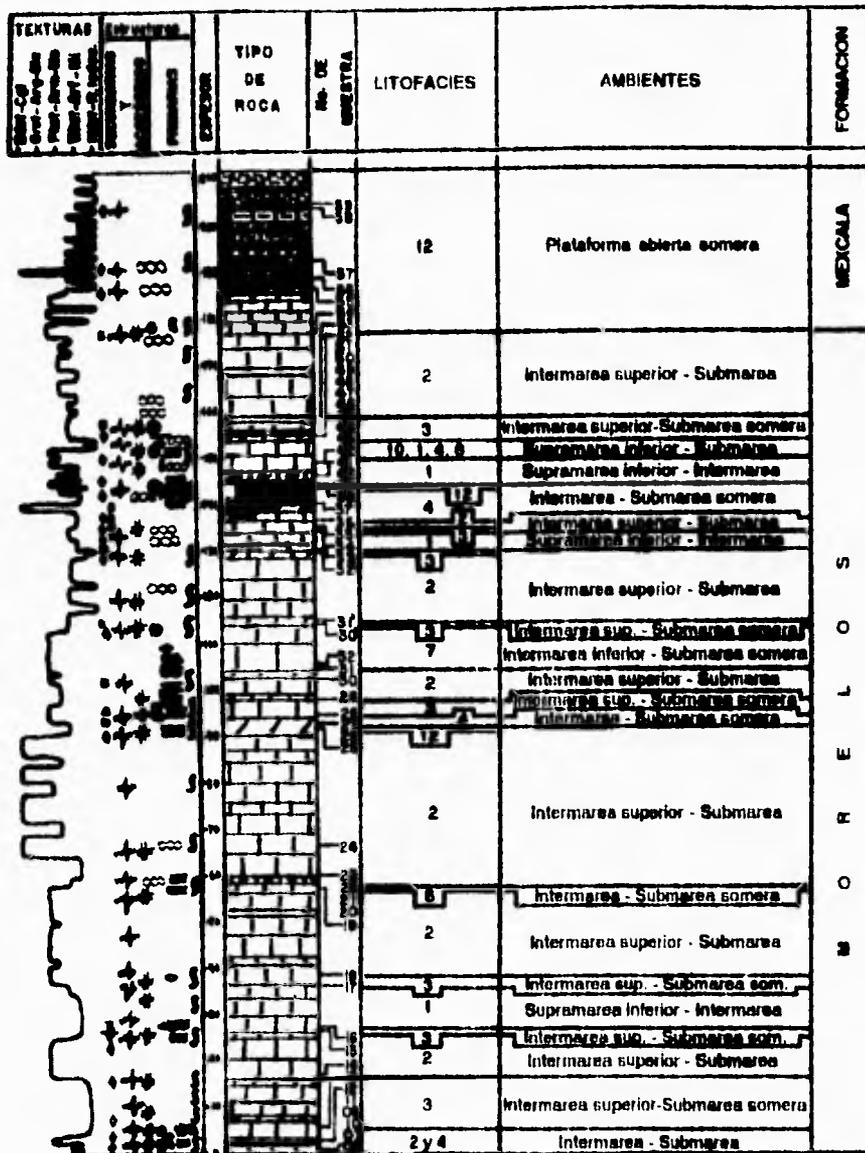


Fig. 68. Distribución de litofacies en la Sección Zotoluilán (parte inferior).

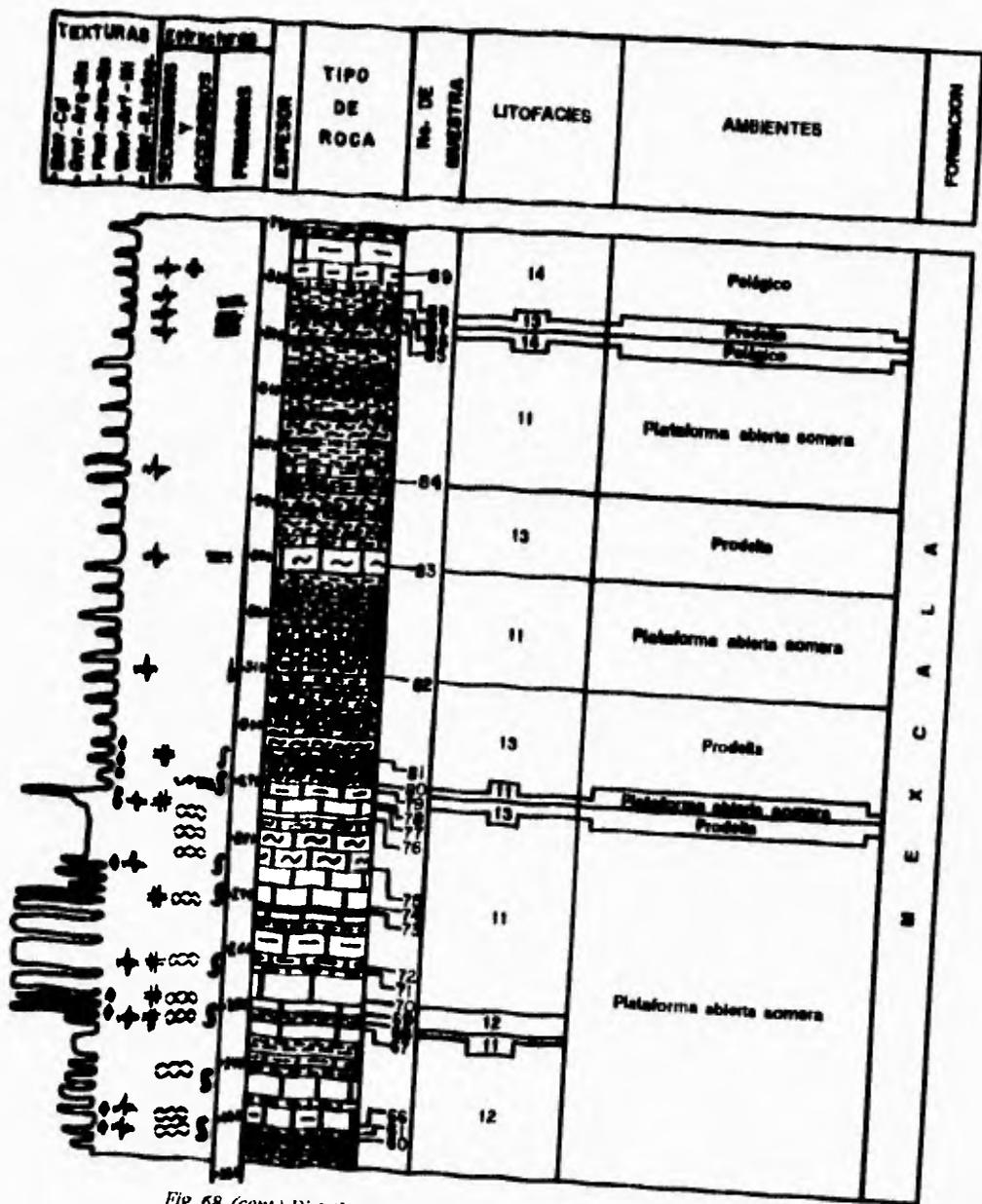


Fig. 68. (cont.) Distribución de litofacies en la Sección Zototitlán (parte superior).

La permanencia de la posición relativa entre las secciones de la parte central del área de estudio se infiere a partir de los siguientes criterios:

Entre las secciones Barranca del Tigre y Axaxacoalco se tienen pliegues con una orientación casi norte-sur que son afectados por fallas laterales, normales e inversas.

Los pliegues observables son en general abiertos, por lo que su influencia con respecto a las secciones fué el de acortar la distancia entre ellas.

Las fallas laterales observadas e inferidas son de pequeños desplazamientos tanto dextrales como sinistralas, no lográndose observar la predominancia de ninguno de los dos sentidos. La dirección de estos desplazamientos indica que el movimiento relativo que se pudo haber producido entre estas secciones fué en un sentido WNW-ESE. Sin embargo, no se logra apreciar ningún rasgo que acuse desplazamientos laterales de consideración.

Las fallas normales observadas e inferidas más importantes entre estas secciones tienen una dirección WNW-ESE, con caldas tanto al NE como al SW. Estas estructuras no afectan de otra forma la posición relativa de las secciones más que aumentando ligeramente la distancia entre ellas.

Las fallas inversas observadas son en general de pequeña magnitud y poco desplazamiento, generalmente con el plano inclinado hacia el WSW. El alto ángulo de estas estructuras impide que afecten a la posición relativa de las secciones de otra manera más que acortando la distancia entre ellas.

La única cabalgadura observada entre estas dos secciones (ver mapa anexo) tiene un plano inclinado ligeramente hacia el oeste. Si esta cabalgadura se proyecta hacia la Sección Barranca del Tigre, el plano pasa por abajo, quedando esta sección en el bloque de arriba. Haciendo lo mismo hacia la Sección Axaxacoalco, ésta queda por abajo del plano, en el bloque de piso. Esta posición de las secciones con respecto a la cabalgadura indicaría que la distancia entre ellas fué acortada por esta estructura, manteniéndose su posición relativa.

Asimismo, la posición de las secciones de la parte central con respecto a la Sección Zotoltilán, con la cual se correlacionaron, se infiere que se ha mantenido debido a que en la zona de Zotoltilán los pliegues y cabalgaduras tienen una vergencia hacia el poniente, las fallas laterales observadas tienen una dirección casi norte-sur y las normales una orientación E-W, por lo que la distancia entre estas secciones sólo pudo haberse acortado y quizás aumentado a causa de los movimientos laterales.

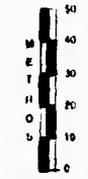
En cuanto a la posición relativa de la Sección Hueytlalpan con respecto a las demás secciones, se ha observado que las rocas de los miembros Hueytlalpan Inferior y Superior se encuentran comúnmente hacia la parte oriental y suroriental del área, siempre sobreyaciendo a una potente secuencia de arcillitas y limolitas calcáreas del miembro Hueytlalpan Inferior, sumamente deformadas y muy similares a las rocas a las que pasa la Sección Zotoltilán más arriba de donde fué posible medir.

Las secciones que se correlacionaron entre sí fueron las secciones Axaxacoalco, Barranca del Tigre y Zotoltilán (ver figura 70). La Sección Hueytlalpan no se pudo correlacionar debido a que fué medida en una secuencia de rocas que sobreyace a las rocas en las que se midieron las demás secciones.

Las secciones Axaxacoalco, Barranca del Tigre y Zotoltilán se midieron en rocas de la cima de la Formación Morelos y de la base de la Formación Mexcala. El nivel de correlación cronoestratigráfica entre estas secciones fué el límite entre el Cenomaniano y el Turoniano, el cual prácticamente coincide en las tres secciones con el límite entre las formaciones involucradas. Este límite está definido por un aumento en el contenido de arcilla de las calizas y la intercalación de arcillitas y limolitas, un adelgazamiento de los estratos, y la presencia de fauna de condiciones marinas abiertas.

La Formación Morelos en las secciones medidas comprende rocas de plataforma interna del Cenomaniano Superior (Aguilera-Franco, comunicación personal) en las que las facies más someras (supramarea-intermarea) predominan en Zotoltilán mientras que las de mayor profundidad son más comunes en Barranca del Tigre. En Axaxacoalco se observaron tanto facies someras como profundas no siendo notable la predominancia de ninguna de ellas.

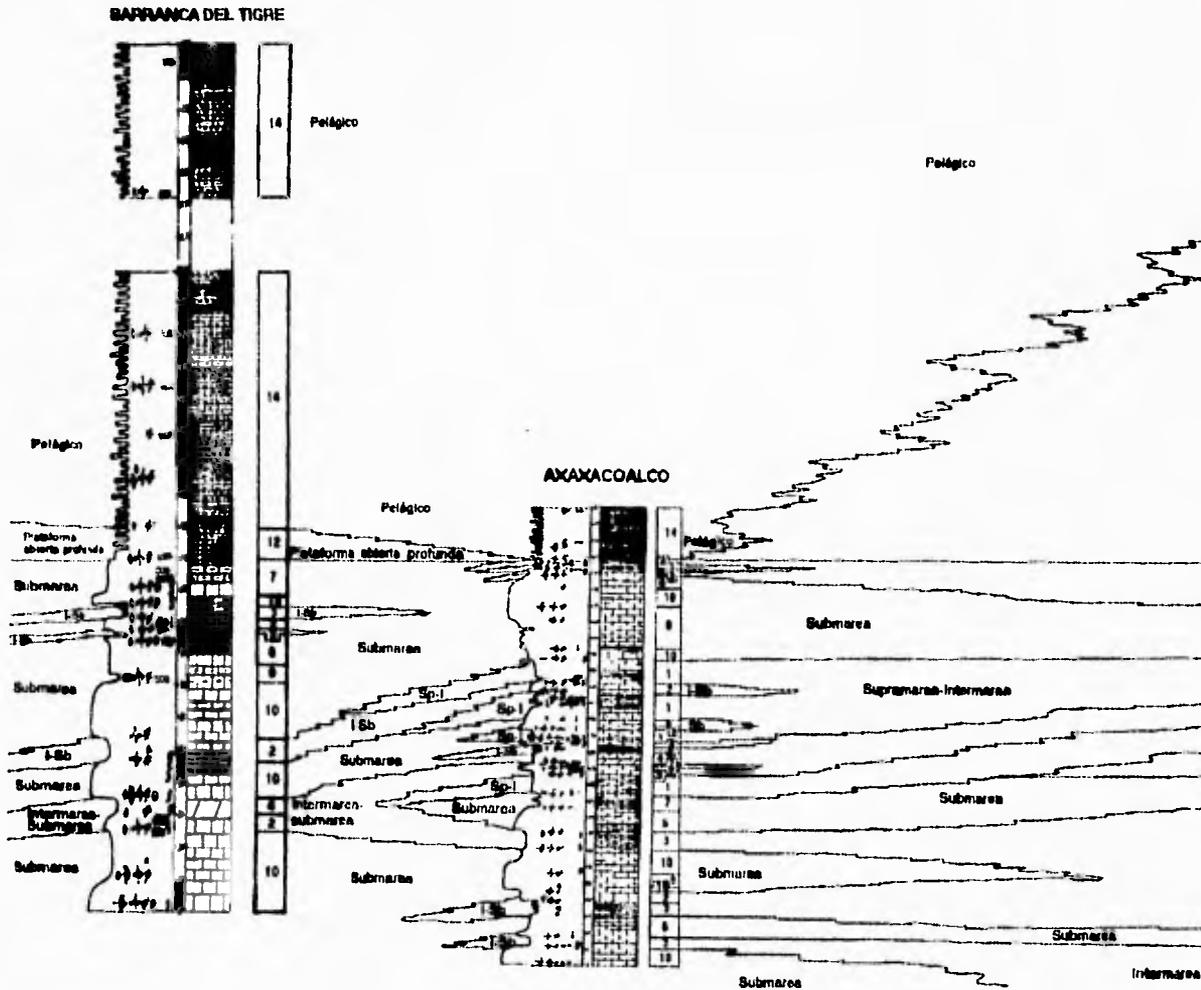
En la correlación de las rocas de plataforma interna se consideró principalmente la sucesión de litofacies observadas, dándose prioridad a las secuencias de litofacies detectadas en más de una sección.



La distancia horizontal no está a escala

Unión Estadística Romana
Tercer Profesional, 1995

Plenio de Roca
Frente de la roca
Profilo



En la Sección Barranca del Tigre el paso de la Formación Morelos a la Formación Mexcala comprende un intervalo de calizas nodulares similares a las observadas al mismo nivel en la Sección Zotoltilán, las cuales se han interpretado como de un ambiente de plataforma abierta en ambas secciones. Estas rocas sólo constituyen un espesor pequeño en la Sección Barranca del Tigre mientras que son muy potentes en Zotoltilán. Estas rocas pasan posteriormente a rocas con abundante fauna planctónica formadas en un ambiente pelágico.

A diferencia de las otras dos secciones, en Axaxacoalco no se observaron rocas de plataforma abierta, sino que las rocas de plataforma interna son sobreyacidas directamente por rocas pelágicas.

Las rocas de la Sección Hueytlalpan constituyen una secuencia clástica que se hace gruesa hacia la cima y que se ha interpretado como producto de la progradación de un delta. Su edad se desconoce; sin embargo, por correlación con otras rocas similares en la misma región probablemente sean de edad coniaciana-santoniana (Aguilera-Franco, comunicación personal). Su posición estratigráfica se infiere a partir de varios aspectos que se enuncian a continuación.

Las rocas que constituyen la Sección Hueytlalpan siempre han sido observadas sobreyaciendo a potentes secuencias de arcillitas, limolitas y areniscas de la Formación Mexcala (miembro Hueytlalpan Inferior). Las rocas que les sobreyacen, cuando están presentes, son areniscas y limolitas de color pardo rojizo que han sido reportadas dentro del Terciario del área de estudio y de zonas adyacentes (Salinas-Prieto, 1986).

Por otra parte, la fauna encontrada en la base de la Sección Hueytlalpan únicamente fué observada en la parte superior de la Sección Zotoltilán.

Un aspecto importante de la cima de esta secuencia es que marca un cambio importante en las condiciones de depósito de los sedimentos. Las características de estas rocas (no registradas en ninguna de las secciones que se presentan en este trabajo) indican que tanto las condiciones físicas y de proveniencia, como las condiciones químicas del ambiente de depósito, variaron sustancialmente.

VI.4. Evolución sedimentológica y paleoambiental

La historia sedimentaria del área de estudio empieza probablemente en las edades Aptiana-Albiana, con el depósito de la secuencia evaporítica de la Formación Huitzuco en un sabkha marino (Fig. 71-A) situado entre una plataforma que se desarrolló al oeste y noroeste (Fm. Acahuizotla y Fm. Morelos, fuera del área de estudio) y una planicie costera desarrollada al este (Formación Zicapa, fuera del área de estudio).

Este sabkha era invadido esporádicamente por aguas marinas, probablemente durante tormentas o cambios del nivel del mar de quinto o cuarto orden, que permitían el depósito de estratos individuales o pequeños intervalos de intercalaciones de calizas y yesos.

Durante la edad Albiana, a consecuencia de la gran transgresión que inicia con esta edad y que alcanza su máximo en el límite de las edades Cenomaniana-Turoniana, el sabkha fué transgredido de oeste a este por la plataforma, iniciando el depósito sobre las evaporitas de una potente secuencia de calizas. Así dió inicio el depósito de la secuencia más representativa de la Cuenca Guerrero-Morelos, el cual finalizó aproximadamente en el límite de las edades Cenomaniana-Turoniana.

Las secciones estudiadas durante este trabajo comprenden rocas del Cenomaniano Superior al Turoniano Medio y probablemente del Coniaciano-Santoniano, por lo que se tratará principalmente la evolución sedimentológica en los tiempos de su depósito.

En la edad Cenomaniana Tardia (Fig. 71-B), toda el área se encontraba bajo condiciones de plataforma interna.

Hacia el occidente (Barranca del Tigre) se presentaba principalmente la zona de submarea, con algunos crecimientos de rudistas en parches y bancos de arenas carbonatadas. Tanto los crecimientos orgánicos como los bancos de arena permitían la existencia de zonas protegidas en las que se depositaban sedimentos predominantemente micríticos.

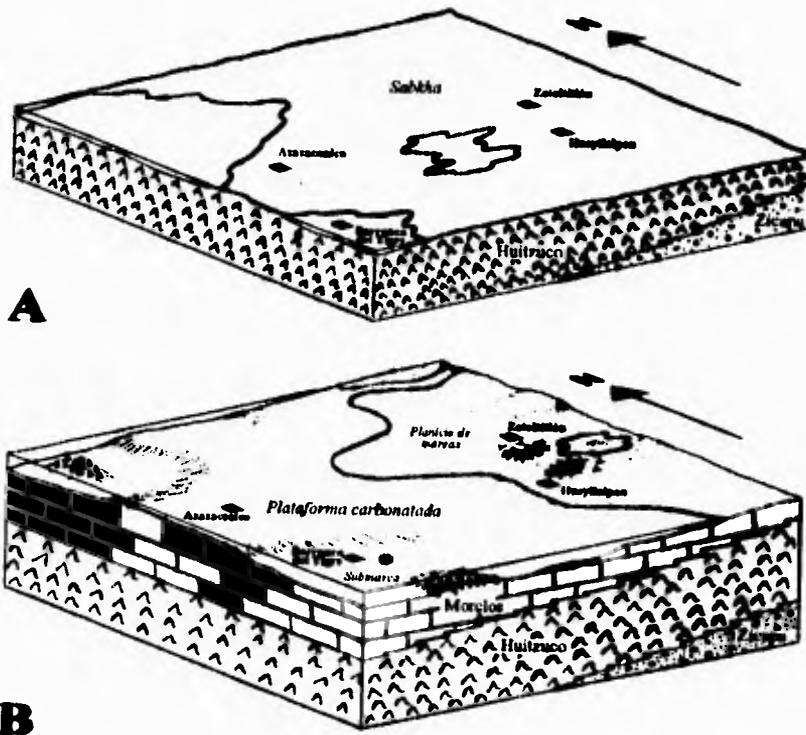


Fig. 71. Evolución paleoambiental. A.-Aptiana-Albiana Temprana, B.- Cenomaniana Tardía.

Hacia el oriente (región de Zototitlán) y parcialmente también en el centro del área (región de Axaxacoalco), se presentaban condiciones de intermarea y más rara vez de supramarea, en la que los sedimentos llegaban a estar expuestos subaeradamente y el depósito de sedimento se producía principalmente durante las mareas altas o por eventos periódicos tales como las tormentas. Bajo estas condiciones, el material clástico (limo y arcilla) transportado por el viento y depositado en estas zonas quedaba menos diluido en los sedimentos carbonatados que bajo condiciones de submarea, donde la intensa producción de carbonato de calcio hacía insignificante la proporción de material terrígeno contenido en las rocas.

La existencia de facies de intermarea-supramarea en la Sección Axaxacoalco y su ausencia en la Sección Barranca del Tigre, hace suponer la existencia de un relieve dentro de la plataforma, probablemente producido por las diferentes tasas de depósito en los diferentes subambientes de la plataforma (crecimientos orgánicos, bancos de arena, zonas protegidas, etc) en las que las partes con mayor acumulación de sedimentos quedaban expuestas en las regresiones de corto plazo. Otra causa del relieve dentro de la plataforma pudo ser una subsidencia diferencial en sus diferentes partes o por fallamiento normal de pequeños bloques; sin embargo, durante el desarrollo del presente estudio no se observaron depósitos indicativos de la existencia de escarpes dentro de la plataforma (brechas, turbiditas, fallas sinsedimentarias, etc.).

En la parte suroccidental (sección Barranca del Tigre) quedó registrada la influencia distal de vulcanismo un tiempo antes del final de la edad Cenomaniana. El hecho de no haberse detectado rocas

con influencia volcánica en las demás secciones podría indicar que el vulcanismo ocurrió hacia el oeste o suroeste del área de estudio.

Cabe notar que durante toda la edad Cenomaniana hubo un equilibrio aproximado entre la tasa de subsidencia y la tasa de sedimentación sobre la plataforma (si bien hace falta estudiar a detalle el comportamiento del borde de la plataforma y la migración de las facies). Esto se debe a que las plataformas carbonatadas pueden crecer más rápido de lo que se requiere para mantener el equilibrio con la subsidencia y las elevaciones del nivel del mar (Schlager, 1981).

Al final de la edad Cenomaniana en la parte centro-occidental del área de estudio (región de Axaxacoalco y Barranca del Tigre), la sedimentación de plataforma interna se vio interrumpida drásticamente para dar paso en algunos lugares (Barranca del Tigre) a un corto período de sedimentación en condiciones de plataforma abierta y luego a una sedimentación pelágica, mientras que en otros (Axaxacoalco) directamente a una sedimentación pelágica (fig. 72-A). Al mismo tiempo, en la parte oriental (región de Zotoltilán), también cambian las condiciones de sedimentación de una plataforma interna restringida a condiciones de plataforma abierta somera. En esta parte, estas condiciones prevalecen durante más tiempo que en las zonas de la parte occidental donde también se presentan condiciones de plataforma abierta.

Lo que es notable, en forma general en toda el área, es un cambio en las condiciones a las que se efectúa el depósito, el cual coincide con el pico de la transgresión cretácica reportada por varios autores para el límite de las edades Cenomaniana-Turoniana (Uličny *et al.*, 1993; Ross y Skelton, 1993; Segura *et al.*, 1993; Peryt y Wyrwicka, 1993; Jarvis *et al.*, 1988; Hart *et al.*, 1993; Hardenbol *et al.*, 1993; Hancock, 1993; Caus *et al.*, 1993) (ver Fig. 73).

En la parte central y occidental (Axaxacoalco y Barranca del Tigre) es evidente un ahogamiento de la plataforma para este tiempo. Este ahogamiento se debió probablemente a la acción conjunta de un evento anóxico provocado por la transgresión, la subsidencia normal de la cuenca y la elevación del nivel del mar.

Las elevaciones del nivel del mar durante las transgresiones de largo plazo son lentas en comparación con las tasas de acumulación de sedimento en las plataformas carbonatadas (Schlager, 1981), de tal manera que el ahogamiento de una plataforma obedece a dos factores fundamentales: 1) una repentina elevación del nivel del mar que lleve a la plataforma por debajo de la zona fótica, ó 2) el deterioro del ambiente de tal manera que se produzcan sobre la plataforma condiciones adversas que dañen a los organismos bentónicos productores de carbonato de calcio (Schlager, 1981; Ross y Skelton, 1993).

Durante las transgresiones, grandes áreas anteriormente ocupadas por las planicies costeras son invadidas por el agua marina, aumentando considerablemente el área y el volumen de mares someros epicontinentales y marginales favorables para la vida, lo cual es acompañado de un incremento en la actividad orgánica y por ende en la producción de carbono orgánico (Schlanger y Jenkyns, 1976; Demaison y Moore, 1980). La demanda de oxígeno en el agua está relacionada con la actividad orgánica superficial, mientras que el suministro de oxígeno depende de la circulación del agua, la cual está gobernada por los patrones climáticos globales y por la fuerza de Coriolis. Un consumo de oxígeno adicional a la cantidad utilizada por los organismos vivientes se produce durante la degradación bacteriana de la materia orgánica. Este proceso de oxidación se ilustra por la siguiente reacción: $(CH_2O) + O_2 \rightarrow CO_2 + H_2O$ (Demaison y Moore, 1980). Aunado a esto, la mayor equidad del clima global existente durante el Cretácico impedía la existencia de un patrón de corrientes oceánicas que distribuyera el agua oxigenada de las regiones polares (Schlanger y Jenkyns, 1976, Francis y Frakes, 1993). El resultado de estos procesos durante las transgresiones es la disminución del oxígeno disuelto en el agua de mar, principalmente en aquellas capas en las que la demanda es mayor que el suministro, lo que da origen a una capa de agua con una cantidad mínima de oxígeno. Esta capa de mínimo oxígeno (Schlanger y Jenkyns, 1976) puede encontrarse entre menos de 100 y hasta 1200 m de profundidad.

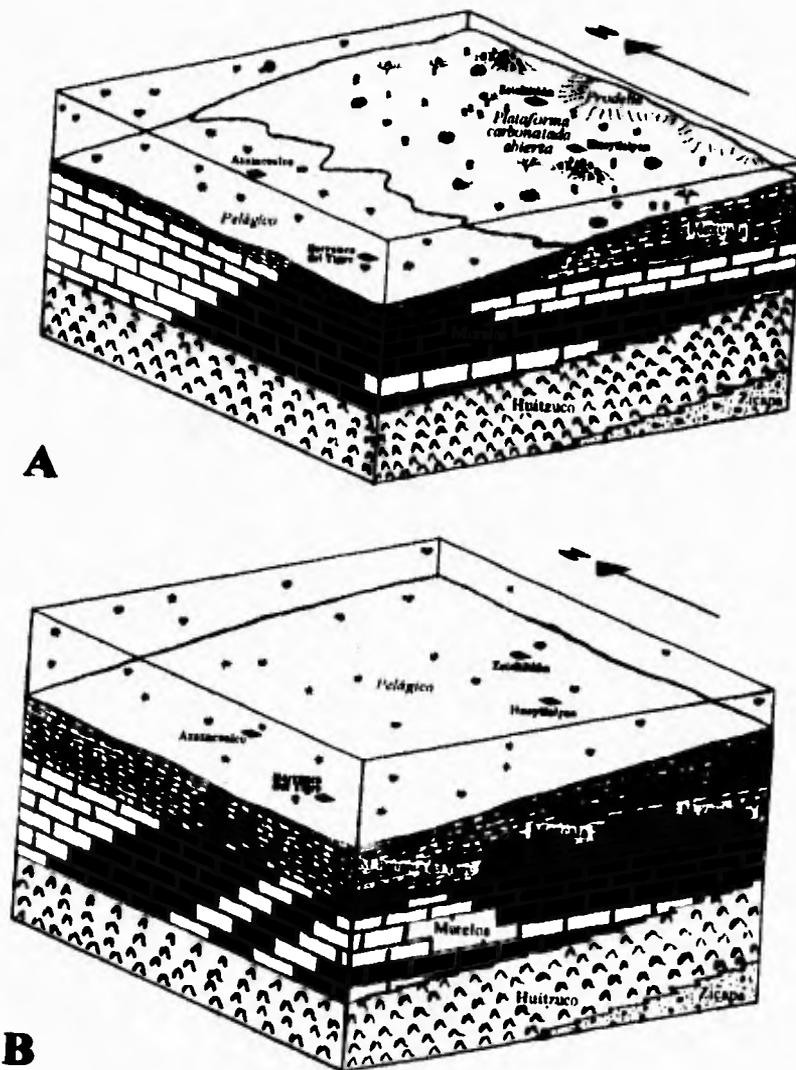


Fig. 72. Evolución paleoambiental. A.- Turoniana Temprana, B.- Turoniana Media-Tardía.

En los inicios de la edad Turoniana, la transgresión cretácica alcanza su máxima elevación, avanzando la línea de costa hacia el oriente del área de estudio, con lo cual la capa de mínimo-oxígeno pudo incidir sobre la parte occidental de la plataforma. Si las concentraciones de oxígeno eran menores a 0.7 ml/l, la biomasa de metazoarios bentónicos y la mayoría de los protozoarios aeróbicos se vió disminuida drásticamente (Demaison y Moore, 1980), con lo cual la producción de carbonato de calcio

decreció considerablemente y por lo tanto la acreción de la plataforma carbonatada no pudo igualar el efecto conjunto de la elevación del nivel del mar y la subsidencia normal de la plataforma. Si la plataforma llegó a estar por debajo de la zona fótica, incluso los vegetales (principalmente las algas calcáreas fotosintéticas) dejaron de contribuir a la formación de carbonato de calcio.

Este fenómeno afectó principalmente a la sedimentación en la parte occidental del área de estudio (secciones Axaxacoalco y Barranca del Tigre), donde se produjo un ahogamiento brusco e irreversible; sin embargo, sus efectos también quedaron registrados en la parte oriental (Sección Zotoltitlán), donde a consecuencia del ahogamiento de la parte occidental de la antigua plataforma, donde predominaban las facies de submarea, la plataforma remanente de la parte oriental quedó temporalmente bajo condiciones marinas abiertas. La producción de carbonato de calcio se redujo a tal grado que durante algún tiempo predominó la sedimentación clástica fina en facies hemipelágicas. No obstante, en esta parte las condiciones carbonatadas se reestablecieron hacia el final de la edad Turoniana Temprana presentándose importantes crecimientos de rudistas.

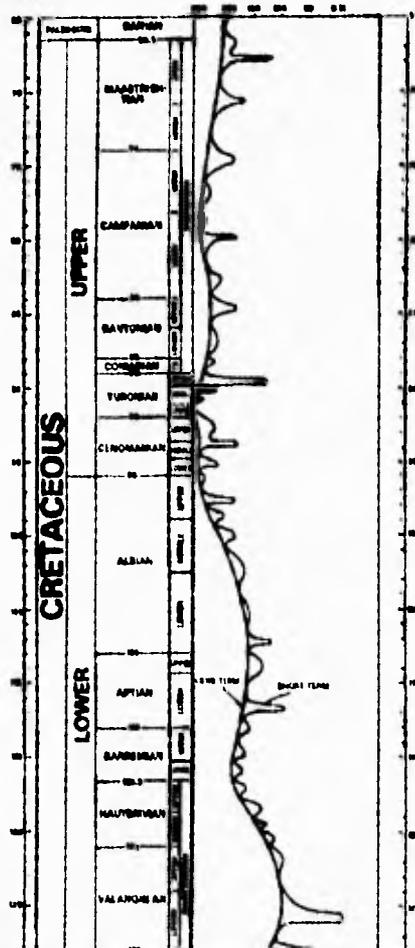


Fig. 73. Curvas eustáticas para el Cretácico (de Haq et al., 1988).

Al mismo tiempo, se efectuaba el depósito de material terrígeno en sistemas deltaicos que se desarrollaron al oriente y que en el área de estudio sólo depositaron pequeños intervalos de facies distales de prodelta, intercalados con los depósitos de plataforma abierta.

Con la continuación de la transgresión durante la edad Turoniana, incluso la región de Zotótitlán fué afectada y al final de la Turoniana Temprana e inicios de la Turoniana Media (Fig. 72-B) la sedimentación pelágica predominó en la mayor parte del área, siendo probablemente las partes más orientales y hacia el oriente del área de estudio las que no se vieron transgredidas por las condiciones pelágicas.

Al mismo tiempo que ocurría la transgresión, el componente clástico llegó a ser importante en las rocas a partir de la edad Turoniana. Esto fué resultado de dos procesos fundamentales: 1) la disminución en la producción de carbonato de calcio que provocó que el material terrígeno que normalmente era aportado a la plataforma ocupara una mayor proporción de los sedimentos, y 2) un aumento real en el aporte de material terrígeno al dar inicio el levantamiento de algunas zonas continentales. Este material clástico era transportado por corrientes fluviales que desembocaban en alguna parte de la plataforma y era distribuido por las corrientes costeras. Con el avance de la transgresión, la fuente del material terrígeno que dió lugar a algunos estratos limo-arenosos sobre la plataforma (Sección Zotótitlán) en la edad Turoniana Temprana se recorrió hacia el este, con lo que únicamente el material más fino con algunos fragmentos maderáceos alcanzó la zona de Zotótitlán para el tiempo en el que la cuenca incidió sobre la plataforma, mientras que a las partes más alejadas de las costas (secciones Axaxacoalco y Barranca del Tigre) sólo llegó el material arcilloso más fino.

Tomando en cuenta la superposición estratigráfica de la Sección Hueytlalpan con respecto a la Sección Zotótitlán con un intervalo faltante entre las dos, se puede inferir una secuencia de eventos que lleven a la progradación deltaica registrada en la Sección Hueytlalpan.

Debido al número de factores que pudieron haber estado involucrados durante la regresión del Cretácico Tardío (tasa de subsidencia, tasa de sedimentación, disminución del nivel del mar, etc.) y a la falta de registro estratigráfico, mucho de lo que se diga de lo ocurrido entre la máxima transgresión y la progradación deltaica se infiere de observaciones no sistemáticas en el campo.

Una vez que la transgresión tuvo su máximo desarrollo llegando a constituir extensos mares epicontinentales, la regresión del Cretácico Tardío produjo nuevamente la disminución de la profundidad del ambiente de depósito. La actividad tectónica recientemente iniciada pudo asimismo producir el mismo efecto al empezar a levantar zonas continentales adyacentes a estos mares e incluso zonas marinas, ésto último evidenciado por la presencia de fragmentos de rocas marinas del Cenomaniano en las rocas clásticas turonianas y post-turonianas.

El aporte de material terrígeno llegó a ser predominante probablemente a fines de la edad Turoniana e inicios de la Coniaciana debido a la erosión de las zonas en levantamiento. La sedimentación pasó entonces a ser predominantemente clástica.

Así, estas pequeñas cuencas marinas epicontinentales empezaron a ser llenadas por material clástico proveniente principalmente de las zonas continentales situadas al oriente. Este material clástico era aportado por las corrientes fluviales que desembocaban en estos mares, cada una de ellas constituyendo sistemas deltaicos de diferentes magnitudes.

Los sedimentos más finos eran distribuidos por las corrientes en la mayor parte de la cuenca, mientras que los sedimentos gruesos se acumulaban principalmente cerca de las desembocaduras, como sucedió en la parte oriental del área de estudio (región de Hueytlalpan).

A medida que los deltas progradaban (Coniaciana-Santoniana?, Fig. 74) los sedimentos limosos y arenosos llegaron a depositarse en toda el área de estudio, transportados por las corrientes marinas, corrientes de turbidez, flujos de granos, etc.; mientras tanto en la parte oriental y suroriental de área de estudio se depositaban los sedimentos gruesos de planicies deltaicas, indicando que al menos en estas zonas los deltas se desarrollaron casi por completo, mientras que en las partes centrales y occidentales estos depósitos no se reconocieron durante este trabajo.

Después de la progradación de los deltas, probablemente en tiempos post-santonianos, en la parte oriental del área (región de Hueytlalpan) disminuyó considerablemente el aporte de material grueso (grava) y continuaron depositándose preferencialmente areniscas y limolitas.

Para este tiempo, los comunes fragmentos de calizas en los componentes de las areniscas rojas que sobreyacen a los conglomerados indican que las calizas cretácicas se vieron sujetas a una mayor erosión, lo que indica levantamientos en algunas zonas que anteriormente estuvieron bajo condiciones de plataforma.

Además de los cambios sufridos en las condiciones energéticas del ambiente, también las condiciones químicas cambiaron de ligeramente reductoras a oxidantes.

Los sedimentos fueron posiblemente depositados en sistemas fluviales de poca pendiente, en los que esporádicamente la energía de la corriente aumentaba su competencia y depositaba capas de grava.

Para el Terciario, la actividad tectónica levantó y deformó la zona, sometiéndola a una intensa erosión que enmascaró y en muchas partes borró las relaciones estratigráficas de las diferentes unidades.

El depósito de los sedimentos terciarios se produjo principalmente en los depocentros originados por los bloques caídos de fallas normales producidas tanto por esfuerzos tensionales como por esfuerzos cortantes.

Desde fines del Plioceno a la actualidad ha habido un levantamiento general del área dando lugar a una profundización de los cauces de los ríos, siendo las condiciones primordialmente erosivas desde entonces.

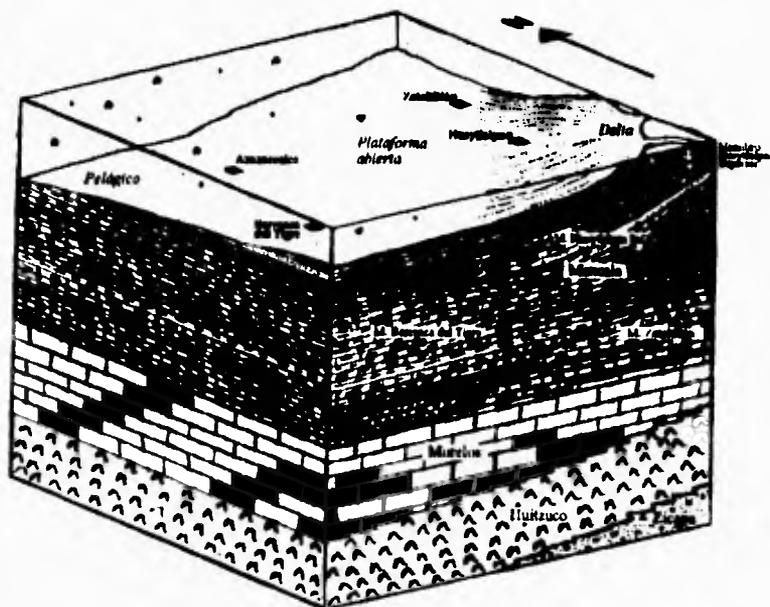


Fig. 74. Evolución paleoambiental. Coniaciana-Santoniana?

VII

CONCLUSIONES

- Estratigráficas

- En la parte superior de la Formación Morelos (Cenomaniano Superior) de la Sección Barranca del Tigre se observó un pequeño intervalo con influencia volcánica (muestras UH93-71 y UH93-72, litofacies 9), que pudiera servir como horizonte de correlación de comprobarse su existencia regional.

- En el área de estudio el contacto entre las Formaciones Morelos y Mexcala es transicional, no obstante el paso de una a otra se produce en un rango de algunos metros (4-8 m) y está caracterizado por un aumento en la arcillosidad de las calizas, la disminución en el espesor de los estratos y la presencia de fauna pelágica y bentónica de condiciones marinas abiertas. El contacto entre estas formaciones prácticamente coincide con el límite Cenomaniano-Turoniano.

- La Formación Cuautla (Fries, 1960), en el área de estudio, no se encuentra entre las Formaciones Morelos y Mexcala. Las rocas más parecidas a esta formación son las del Miembro Zotoltilán de la Formación Mexcala; sin embargo, este miembro presenta un importante contenido de material arcilloso en las calizas, además de intercalaciones de arcillitas y algunas limolitas, no presenta pedernal y no contiene partículas producidas por la erosión de la Formación Morelos.

- En el área de estudio, pueden distinguirse cuatro miembros dentro de la Formación Mexcala, cuyas características litológicas son: 1) calizas arcillosas nodulares y arcillitas calcáreas (Miembro Zotoltilán) con abundante macrofauna bentónica y calcisferúlidos, 2) calizas arcillosas de foraminíferos planctónicos y arcillitas calcáreas (Miembro Barranca del Tigre), 3) arcillitas, limolitas y arcillitas calcáreas (Miembro Hueytlalpan Inferior), y 4) areniscas calcáreas y conglomerados de cuarzo lechoso (Miembro Hueytlalpan Superior).

- Evolución sedimentológica y paleoambiental

- En el área de estudio se tienen calizas de plataforma restringida de edad cenomaniana tardía (Fm. Morelos) sobreyacidas en el occidente directamente por calizas y arcillitas pelágicas de edad turoniana temprana (Fm. Mexcala, Miembro Barranca del Tigre), mientras que en el oriente son sobreyacidas por calizas arcillosas, arcillitas y limolitas de plataforma abierta y prodelta de la misma edad (Fm. Mexcala, Miembro Zotoltilán) que posteriormente (Turoniano Medio basal) pasan también a calizas arcillosas y arcillitas pelágicas. Estas rocas pelágicas son sobreyacidas por rocas terrígenas a las cuales pasan transicionalmente (Turoniano Superior-Coniaciano?). Estas rocas son inicialmente arcillitas y limolitas (Fm. Mexcala, Miembro Hueytlalpan Inferior), haciéndose comunes las areniscas a medida que se asciende estratigráficamente para, finalmente (probablemente Coniaciano-Santoniano), pasar a areniscas conglomerádicas y conglomerados ortocuarcíticos (Fm. Mexcala, Miembro Hueytlalpan Superior) al final de una secuencia que se hace gruesa hacia la cima.

- Ambientalmente, durante la edad Cenomaniana Tardía se tenía establecida un plataforma restringida en la que la parte occidental se mantenía comúnmente bajo condiciones de submarea y en algunas partes de intermarea-supramarea mientras que en la parte oriental predominaban las condiciones de intermarea-supramarea que temporalmente cambiaban a submarea. Al final de la edad Cenomaniana e inicios de la Turoniana, la producción de carbonato de calcio en la plataforma fué mermada drásticamente de tal manera que la elevación del nivel del mar aunada a la subsidencia normal de la plataforma provocaron su ahogamiento, primero en la parte occidental y posteriormente en la parte oriental. Con el ahogamiento de la parte occidental de la plataforma, la parte oriental quedó expuesta a condiciones marinas abiertas hasta que, finalmente (edad Turoniana Media), también fué ahogada. Posteriormente al establecimiento de las condiciones pelágicas, los materiales terrígenos provenientes de sistemas deltaicos desarrollados en la parte oriental empezaron a azolvar la cuenca

(Coniaciana-Santoniana?). En la parte oriental del área, se observa el paso a condiciones netamente continentales probablemente hacia el final de Cretácico (post-Santoniana).

- El ahogamiento de la plataforma carbonatada a finales de la edad Cenomaniana e inicios de la Turoniana se debió muy posiblemente a que durante el pico de la transgresión cretácica, alcanzado en este tiempo, la gran proliferación de organismos en los mares someros, así como la degradación de la materia orgánica producida dió lugar a una demanda tal de oxígeno que las aguas marinas de la plataforma se volvieron anóxicas ($<0.5 \text{ mlO}_2/\text{l}$). Bajo estas condiciones, perecieron los organismos bentónicos y la producción de carbonato de calcio disminuyó notablemente, de tal manera que la tasa de acumulación de sedimento sobre la plataforma fué rebasada por el efecto conjunto de la elevación del nivel del mar y de la subsidencia. Este efecto ha sido reportado en varias partes del mundo y en algunas partes de México, en los que se han encontrado sedimentos ricos en materia orgánica, los cuales se acumulan propiamente durante las condiciones de anoxia.

- Por las condiciones tectónicas y ambientales a las que se vió sujeta desde la edad Cenomaniana hasta la Turoniana Media, la plataforma interna cenomaniana evoluciona de manera distinta dependiendo de su posición geográfica: a una plataforma ahogada en la parte occidental para toda la Turoniana y, en la parte oriental, primero a una plataforma abierta para la Turoniana Temprana y, posteriormente, a una plataforma ahogada para toda la Turoniana Media.

- La erosión de la secuencia carbonatada albiana-cenomaniana así como de los terrenos metamórficos de la parte oriental de Guerrero y de Oaxaca empieza a ser registrada en los sedimentos clásticos a partir de la edad Coniaciana-Santoniana?, de lo que se infiere que el levantamiento de la secuencia ya estaba activa desde ese tiempo.

- Los depósitos terrígenos de la Formación Mexcala se interpretan como depósitos deltaicos en los que las partes finas de la base representan los depósitos más distales del prodelta; la alternancia de lutitas, arcillitas, limolitas y areniscas que constituyen el mayor espesor de esta formación representan los depósitos de prodelta en donde son comunes las corrientes de turbidez; las partes más arenosas con estratos gruesos de areniscas con laminaciones cruzadas tabulares y festoneadas representan las facies del frente deltaico, y las areniscas conglomerádicas y los conglomerados de la cima así como los intervalos de rocas lodosas intercalados entre estas rocas representan depósitos de barras, bancos, canales distributarios y bahías interdistributarias de la planicie deltaica.

- Potencial económico

- En el área de estudio son raras las manifestaciones superficiales de hidrocarburos, restringiéndose a impregnaciones de aceite pesado en estilolitas y algunas fracturas.

- Las rocas con mayor potencial generador en la secuencia estudiada son las del Miembro Barranca del Tigre de la Formación Mexcala. En estas rocas se observó un considerable contenido de materia orgánica; sin embargo, en esta área no se han hecho estudios para determinar qué zonas pudieron alcanzar la ventana de generación y, en caso de haber sucedido así, dónde fueron almacenados los hidrocarburos. La impregnación presente en algunas estilolitas indica que en alguna parte de la secuencia hubo generación; sin embargo, no se tienen datos que indiquen su proveniencia ni en qué proporción fueron generados.

- El contenido de materia orgánica en estas rocas se debe principalmente a que su depósito se produjo muy probablemente bajo condiciones reductoras asociadas al evento anóxico mundial ocurrido a finales de la edad Cenomaniana y principios de la Turoniana debido al mayor avance de la transgresión cretácica.

- La secuencia de rocas producidas por el ahogamiento de la plataforma da lugar a que las calizas de plataforma tengan potencial como rocas almacenadoras al ser sobreyacidas por calizas arcillosas y arcillitas pelágicas que funcionarían como rocas sello, constituyendo en conjunto una excelente trampa estratigráfica.

APENDICES

A. Petrografía

A continuación se presenta la descripción petrográfica de cada una de las muestras colectadas en las secciones estratigráficas medidas.

Los números que aparecen con los tipos de partículas se refieren al porcentaje aproximado de cada uno de estos tipos en la muestra. De acuerdo a su abundancia relativa, los bioclastos son considerados en tres rangos: abundantes, comunes y raros. Las letras F y E se utilizan para calificar a los bioclastos y significan fragmentados y enteros, respectivamente; se utiliza F/E cuando los bioclastos a los que se está haciendo referencia se encuentran principalmente fragmentados y E/F cuando la mayoría están enteros.

En las dolomías, se pone entre paréntesis la clasificación textural inferida de la roca reemplazada.

A.1. Sección Axacoalco

Formación Morelos

UH93-48 Floatstone de fragmentos de moluscos con matriz de packstone-grainstone de fragmentos de moluscos. Bioclastos 75, intraclastos 1, micrita 24. De los bioclastos son abundantes los moluscos (principalmente rudistas F, gasterópodos E/F, raros cefalópodos F); comunes los fragmentos de equinodermos, las algas rojas (F/E), los foraminíferos bentónicos (textuláridos F, miliólidos E, rotálidos F/E) y los braquiópodos (F), y raras las algas verdes (dasicladáceas F, otras E/F) y los ostrácodos. Ambiente: Plataforma interna, submarea, restricción parcial. Fósiles reconocidos: *Cuneolina* cf. *pavonia*, *Pseudolituonella* sp., *Dicyclina schlumbergeri*, *Quinqueloculina* sp., *Spiroloculina* sp., *Neomeris cretacea*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Pienina oblonga*, *Marinella lugeoni*, *Cayeuxia kurdistanensis*, *Acicularia endoi*. Estructuras geopetales y de ojo de pájaro. En el corte algunos gasterópodos aparecen completos. La mayoría de los bioclastos están abrasionados. Algunas de las algas rojas se encuentran sobre los fragmentos de moluscos. Estilolitas amplias y agudas muy finas. Fracturas paralelas.

UH93-49 Wackestone de foraminíferos bentónicos. Bioclastos 30, intraclastos 10, cuarzo 1, micrita 59. Son abundantes los foraminíferos bentónicos (miliólidos E/F, rotálidos F/E, textuláridos F); comunes los ostrácodos (F/E), los fragmentos de moluscos, y las espículas de esponja y son raros los fragmentos de equinodermos y las algas (dasicladáceas E, otras E). Ambiente: Plataforma interna, submarea, restricción parcial. Fósiles reconocidos: *Biplanata peneropliformis*, *Cuneolina pavonia*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Spiroloculina cretacea*, *Pseudolituonella reicheli*, *Nezzazatinella picardi*, *Quinqueloculina* sp., *Pseudorhapydionina laurimensis*, *Triloculina* sp., *Charentia cuvillieri*, *Murgina apulla*, *Nummoloculina heimi*, *N. regularis*, *Nezzazata conica*, *Acicularia endoi*, *Neomeris cretacea*, *Salpingoporella* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Intensa bioturbación por galerías, estructuras geopetales y de ojo de pájaro. Dolomitización en las zonas bioturbadas. El cuarzo se presenta en pequeños granos muy diseminado.

UH93-50 Grainstone-packstone de foraminíferos bentónicos e intraclastos. Bioclastos 60, intraclastos 20, ooides 5, pellas fecales 2, cementante 10, micrita 3. Son abundantes los foraminíferos bentónicos (miliólidos E/F, textuláridos F/E, rotálidos F/E) y los fragmentos de moluscos, comunes los fragmentos de equinodermos y raras las algas verdes (F). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea somera, restricción parcial, banco de arenas calcáreas o canal de marea. Fósiles reconocidos: *Nezzazatinella picardi*, *Pseudolituonella reicheli*, *Pseudorhapydionina laurimensis*, *Biconcava bentoni*, *Triloculina* sp., *Biplanata peneropliformis*, *Cuneolina pavonia*, *Charentia cuvillieri*, *Quinqueloculina* sp., *Dicyclina schlumbergeri*, *Valvulina* sp., *Nummoloculina heimi*, *Spiroloculina cretacea*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Silicificación incipiente en pequeñas cavidades de disolución. Algunos fragmentos de moluscos se presentan como cortoides.

UH93-51' Wackestone-mudstone arcilloso de foraminíferos bentónicos. Bioclastos 20, intraclastos 1, micrita 65, arcilla 13 y materia orgánica 1. Son abundantes los foraminíferos bentónicos (textuláridos E/F, miliólidos F/E, rotálidos F, otros F), comunes las algas verdes (E) y raros los ostrácodos (F/E).

Ambiente: Plataforma interna, submarea, condiciones restringidas. Fósiles reconocidos: *Nezzazatinella picardi*, *Glomospira* sp., *Triloculina* sp., *Pseudorhapydionina laurinensis*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Cuneolina pavonia*, *Biplanata peneropliformis*, *Nummoloculina heimi*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*.

UH93-52 Packstone de foraminíferos bentónicos e intraclastos. Bioclastos 40, intraclastos 20, peloides 8, pellas fecales 2, micrita 30. Son abundantes los foraminíferos bentónicos (miliólidos E/F, textuláridos F/E, otros F), comunes los fragmentos de moluscos y los de equinodermos y raros los ostrácodos (F). **Ambiente:** Plataforma interna, submarea, restricción parcial. Fósiles reconocidos: *Dicyclina schlumbergeri*, *Pseudorhapydionina laurinensis*, *Biconcava bentori*, *Biplanata peneropliformis*, *Quinqueloculina* sp., *Spiroloculina cretacea*, *Cuneolina pavonia*, *Charentia cuvillieri*. Cuarzo autígeno.

UH93-52' Wackestone-packstone de foraminíferos bentónicos. No se hizo lámina delgada.

UH93-53 Floatstone de fragmentos de moluscos con matriz de packstone de fragmentos de moluscos. Bioclastos 65, intraclastos 15, micrita 20. Son abundantes los fragmentos de moluscos (pelecípodos, gasterópodos, cefalópodos), comunes los fragmentos de equinodermos y foraminíferos bentónicos (miliólidos F, rotálidos F/E, otros F) y raras las algas rojas, las algas verdes (dasicladáceas F), las espículas de esponja y los calcisferúlidos (E). **Ambiente:** Plataforma interna, submarea, restricción parcial. Fósiles reconocidos: *Pseudolituonella reicheli*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Pienina oblonga*, *Cayeuxia* sp., *Bouenia pigmaea*, *Acicularia endoi*, *Permocalculus* sp. Hay hidrocarburos en las estilolitas. Cementación en estilolitas con cristales alargados en la dirección de los esfuerzos.

UH93-54 Rudstone de fragmentos de moluscos con matriz de grainstone de fragmentos de moluscos. Bioclastos 80, intraclastos 10, ooides 5, cementante 5. Son abundantes los fragmentos de moluscos (pelecípodos, gasterópodos, cefalópodos), comunes los fragmentos de equinodermos y los foraminíferos bentónicos (miliólidos F, textuláridos F, rotálidos F, otros F), y raras las algas rojas (F) y verdes (F) y las espículas de esponja. **Ambiente:** Plataforma interna, submarea somera, banco de arenas esqueléticas. Fósiles reconocidos: *Cuneolina pavonia*, *Nezzazata simplex*, *Quinqueloculina* sp., *Spiroloculina* sp., *Biplanata peneropliformis*, *Pienina oblonga*, *Permocalculus* sp., *Acicularia* sp., *Didemnooides moreti*. Hidrocarburos entre el cementante. Algunos bioclastos como cortoides.

UH93-55 Floatstone de fragmentos de moluscos y capas de wackestone-packstone de fragmentos de moluscos. Bioclastos 35, intraclastos 5, micrita 60. Abundantes fragmentos de moluscos, comunes ostrácodos (F/E) y raras algas verdes (dasicladáceas F, otras E) y foraminíferos bentónicos (textuláridos E/F, rotálidos E/F). **Ambiente:** Plataforma interna, submarea, restricción parcial. Fósiles reconocidos: *Pseudolituonella reicheli*, *Nezzazata simplex*, *Praechrysalidina infracretacea*, *Spiroloculina* sp., *Pienina oblonga*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Presión-solución intensa, estilolitas subparalelas en un patrón de estilonodular a estilobrechoide. Hidrocarburos en las estilolitas.

UH93-56 Wackestone-packstone de foraminíferos bentónicos e intraclastos. Bioclastos 40, intraclastos 15, pellas fecales 5, micrita 40. Abundantes foraminíferos bentónicos (textuláridos E/F, miliólidos E/F, rotálidos F/E, otros E), comunes fragmentos de moluscos y ostrácodos F/E, y raras algas verdes (F/E). **Ambiente:** Plataforma interna, submarea, restricción parcial. Fósiles reconocidos: *Dicyclina schlumbergeri*, *Pseudorhapydionina laurinensis*, valvulinídeos, *Nezzazatinella picardi*, *Derventina* sp., *Trochospira avimelechi*, *Biconcava bentori*, *Cuneolina pavonia*, *Biplanata peneropliformis*, *Nummoloculina heimi*, *Spiroloculina cretacea*, *Glomospira* sp., *Praechrysalidina infracretacea*, *Charentia cuvillieri*, *Quinqueloculina* sp., *Favreina* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Los fragmentos de moluscos se encuentran redondeados. Hay zonas con concentraciones de foraminíferos bentónicos. Estilolitas litostáticas y tectónicas, las primeras en un patrón anastomosado. Algunas estilolitas tienen cementación dentro de ellas con cristales alargados en la dirección de los esfuerzos.

UH93-57 Grainstone de miliólidos. Bioclastos 80, intraclastos 5, ooides 2, pellas fecales 1, peloides 3, cementante 9. Son abundantes los foraminíferos bentónicos (miliólidos E/F, textuláridos E/F, rotálidos F/E, otros F/E), son comunes los moluscos (pelecípodos F, gasterópodos F) y raras las algas verdes

(dasicladáceas F/E, otras F). Algunos fragmentos de moluscos (raros) son mayores a 2 mm. Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea somera, restricción parcial, banco de arenas carbonatadas. Fósiles reconocidos: *Pseudorhapydionina laurinsensis*, *Nummuloculina heimi*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Cuneolina pavonia*, *Trochospira avnimelechi*, *Nezzazatinella picardi*, *Triloculina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Spiroloculina cretacea*, *Biplanata peneropliformis*, *Merlingina cretacea*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Los fragmentos de moluscos están abrasionados.

UH93-58 Packstone-wackestone de peloides y bioclastos. Peloides 30, bioclastos 20, intraclastos 10, pellas fecales 5, micrita 35. Son comunes los foraminíferos bentónicos (miliólidos E, otros F/E) y los ostrácodos (F/E) y raros los fragmentos de moluscos F y las algas verdes (E/F). Ambiente: Plataforma interna, intermarea, condiciones restringidas. Dolomita: 10%, idiótópica. Fósiles reconocidos: *Quinqueloculina* sp., *Spiroloculina* sp., *Glomospira* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Estructuras de ojo de pájaro. En la parte superior se presenta silicificación que aumenta hacia la cima (contacto con material arcilloso).

UH93-58' Lutita calcárea. No se hizo lámina delgada

UH93-59 Arcillita calcárea. No se hizo lámina delgada

UH93-60 Wackestone limoarcilloso de intraclastos y ostrácodos. Intraclastos 25, bioclastos 15, peloides 5, cuarzo 5, micrita 45, arcilla 5. Son abundantes los ostrácodos (F/E), comunes los foraminíferos bentónicos (miliólidos E/F, otros E) y raros los fragmentos de moluscos. Ambiente: Plataforma interna, intermarea, condiciones restringidas. Dolomita: 35%, xenotópica. Laminación resaltada por la presión-solución litostática. Algunas láminas tienen más ostrácodos que otras. Oxidación concentrada alrededor de cuerpos micríticos y dentro de ellos. Silicificación y dolomitización principalmente en estilolitas. Algunas fracturas dolomitizadas.

UH93-61 Wackestone de foraminíferos bentónicos y ostrácodos. Bioclastos 25, intraclastos 10, micrita 65. Son comunes los foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E, textuláridos F/E, rotálidos F/E, otros F/E), los ostrácodos (F/E) y los moluscos (pelecípodos F, gasterópodos F), y raros los fragmentos de equinodermos y las algas verdes (dasicladáceas F, otras F). Ambiente: Plataforma interna, submarea, condiciones restringidas. Fósiles reconocidos: *Nezzazata simplex*, *Trochospira avnimelechi*, *Pseudorhapydionina laurinsensis*, *Chrysalidina gradata*, *Biconcava bentori*, *Quinqueloculina* sp., *Praechrysalidina infracretacea*, *Cuneolina pavonia*, *Pseudolituonella reicheli*, *Spiroloculina* sp., *Spiroloculina cretacea*, *Nezzazatinella picardi*, *Biplanata peneropliformis*, *Merlingina cretacea*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Estilolitas con hidrocarburos y otras sin ellos.

UH93-62 Parte inferior: wackestone-packstone de ostrácodos y peloides. Bioclastos 20, peloides 20, intraclastos 10, micrita 50. Abundantes ostrácodos (F/E), comunes foraminíferos bentónicos (textuláridos F/E, miliólidos E/F, rotálidos E) y raros fragmentos de moluscos y algas verdes (F). Parte superior: packstone-grainstone de peloides. Peloides 60, intraclastos 10, bioclastos 5, cementante 15, micrita 10. Raros ostrácodos (F), foraminíferos bentónicos (miliólidos E/F, otros F/E), fragmentos de moluscos y algas verdes (F). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea somera, condiciones restringidas. Fósiles reconocidos: *Quinqueloculina* sp., *Nummuloculina heimi*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Estructuras de ojo de pájaro, laminación cruzada.

UH93-63 Packstone-grainstone de miliólidos y peloides. Bioclastos 40, peloides 30, intraclastos 10, micrita 10, cementante 10. Abundantes foraminíferos bentónicos (miliólidos E/F, otros E/F), comunes fragmentos de pelecípodos, ostrácodos (F) y raras algas verdes (dasicladáceas F, otras F). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea somera, condiciones restringidas. Dolomita: 30%, micro y meso dolomita xenotópica. Fósiles reconocidos: *Nummuloculina heimi*, *Biconcava bentori*, *mesolamfnidos*, *Cyclogyra* sp., *Trochospira avnimelechi*, *Biplanata peneropliformis*, *Pseudorhapydionina laurinsensis*, *Quinqueloculina* sp., *Cuneolina pavonia*, *Salpingoporella* sp., *Nezzazatinella picardi*, *Spiroloculina cretacea*, *Nummuloculina regularis*, *Chrysalidina gradata*, *Merlingina cretacea*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Dolomitización principalmente en la matriz. Fracturamiento y silicificación incipiente.

UH93-64 Microdolomía (mudstone-wackestone de intraclastos). Intraclastos 10, bioclastos 5, micrita 85. Raros fragmentos de pelecípodos y foraminíferos bentónicos (rotálidos F, otros F). Ambiente: **Plataforma interna, intermarea, condiciones restringidas.** Dolomita: 70%, idiotópica. Fósiles reconocidos: *Merlingina cretacea*.

UH93-89 Arcillita calcareo-arenosa. Fragmentos de roca 20, bioclastos 10, cuarzo 5, arcilla 60, micrita 5. Son comunes los foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E, rotálidos E, otros F) y raros los ostrácodos (F), los fragmentos de moluscos y los calciferúlidos (E). Entre los fragmentos de roca se encuentran calizas (C), dolomía (R), esquistos (R) y cuarzo policristalino (R). Ambiente: **Plataforma interna, intermarea-submarea, restricción moderada.** Dolomita: 5% euhedral reemplazada por sílice. Fósiles reconocidos: *Nezzazatinella picardi*, *Spiroloculina* sp., *Pithonella ovalis*. Algunos fragmentos de roca sólo tienen silicificado el contorno. Las conchas de algunos organismos están silicificadas total o parcialmente. Fragmentos de roca y cuarzo de angulosos a subangulosos.

UH93-90 Arcillita limosa. No se hizo lámina delgada

UH93-91 Packstone-grainstone de foraminíferos bentónicos. Bioclastos 55, intraclastos 10, peloides 10, ooides 1, pellas focales 1, feldespatos 1, cuarzo 1, cementante 15, micrita 6. Son abundantes los foraminíferos bentónicos (miliólidos E/F, rotálidos E, otros F/E), comunes los moluscos (pelecípodos F, gasterópodos F) y raros los ostrácodos (F). Ambiente: **Plataforma interna, intermarea-submarea somera, restricción parcial.** Dolomita: 10%, xenotópica diseminada. Fósiles reconocidos: *Quinqueloculina* sp., *Biplanata peneropliformis*, *Nezzazatinella picardi*, *Nezzazata conica*, *Cuneolina pavonia*, *Pseudolituonella reicheli*, *Pseudorhapydionina laurinsensis*, *Spiroloculina cretacea*, *Cyclogyra* sp., *Nezzazata simplex*, *Merlingina cretacea*. Estilolitas de picos amplios que se concentran en la bioturbación. Las partículas de cuarzo y feldespatos son de angulosas a subangulosas. Silicificación alrededor de algunas partículas.

UH93-92 Wackestone arcilloso de intraclastos. Intraclastos 30, bioclastos 5, feldespatos 1, arcilla 15, micrita 49. Son raros los bioclastos siendo principalmente fragmentos de moluscos y foraminíferos bentónicos (miliólidos F, rotálidos E). Ambiente: **Plataforma interna, intermarea, condiciones restringidas.** Hay láminas con partículas de granulometría mayor. Laminación paralela y subparalela (ondulante).

UH93-93 Wackestone arcilloso de bioclastos e intraclastos. Bioclastos 20, intraclastos 15, cuarzo 1, feldespato 1, arcilla 8, cementante 5, micrita 50. Son comunes los ostrácodos (F/E), los fragmentos de moluscos, los foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E, texturados F/E, rotálidos F/E, otros F/E) y raras las algas verdes (F/E). Ambiente: **Plataforma interna, intermarea, condiciones restringidas.** Fósiles reconocidos: *Nezzazatinella picardi*, *Valvulina* sp., haplofrágnidos, *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Laminación paralela, estructuras geopetales, bioturbación por galerías, estilolitas en un patrón anastomosado horizontal. Alternancia de intervalos de diferente granulometría. Dolomitización en la bioturbación. Estilolitas verticales con hidrocarburos.

UH93-93' Wackestone-packstone de ostrácodos, fragmentos de moluscos e intraclastos. Bioclastos 30, intraclastos 15, fragmentos de roca 1, cuarzo 1, cementante 5, micrita 48. Son abundantes los ostrácodos (F), comunes los fragmentos de moluscos y los foraminíferos bentónicos (miliólidos E, rotálidos E, otros E) y raras las algas verdes (F), calciferúlidos (E/F) y los foraminíferos planctónicos (F). Ambiente: **Plataforma interna, intermarea-supramarea, restricción parcial.** Dolomita: 10%, xenotópica. Fósiles reconocidos: *Cuneolina* sp., *Nezzazatinella picardi*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Pithonella ovalis*. Cuarzo anguloso. Estilolitas en un patrón laminado horizontal. Bioturbación por galerías. Estilolitas verticales con hidrocarburos y con cementación en ellas con cristales alargados en la dirección de los esfuerzos.

UH93-94 Grainstone-packstone de foraminíferos bentónicos e intraclastos. Bioclastos 40, intraclastos 30, peloides 10, cementante 15, micrita 5. Abundantes foraminíferos bentónicos (texturados F/E, miliólidos F, otros F/E), fragmentos de moluscos comunes y raras las algas verdes (F). Ambiente:

Plataforma interna, internarea-submarea somera, restricción parcial. Fósiles reconocidos: *Nezzazatinella picardi*, *Valvulamina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Nezzazata conica*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Gradación normal.

UH93-94' Packstone-grainstone de peloides y foraminíferos bentónicos. Peloides 35, bioclastos 20, pellas fecales 10, intraclastos 10, cuarzo 1, cementante 15, micrita 9. Son comunes los foraminíferos bentónicos (texturados F/E, rotalidos F, otros F/E) y los fragmentos de moluscos y raras las algas verdes (dasieladáceas F, otras F). Ambiente: Plataforma interna, internarea-submarea somera, condiciones restringidas. Dolomita: 10%, xenotópica. Fósiles reconocidos: *Valvulamina* sp., *Nezzazatinella picardi*, peneróplidos, *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Pedernal por reemplazamiento, hay cuarzo microcristalino y calcedonia (largo-rápida), también hay cuarzo detrítico. Dentro del nódulo de pedernal se observan foraminíferos reemplazados.

UH93-95 Packstone arenoso de intraclastos. Intraclastos 55, fragmentos de roca 10, bioclastos 10, cuarzo 10, feldespatos 3, biotita 1, ooides 1, cementante 5, micrita 5. Son comunes los fragmentos de moluscos; raros los foraminíferos bentónicos (F/E), las algas verdes (F) y los fragmentos de equinodermos. Clásticos angulosos a subangulosos. Ambiente: Plataforma interna, internarea-submarea somera, restricción parcial, banco de arenas carbonatadas. Fósiles reconocidos: *Pithonella ovalis*, *Stomiosphaera sphaerica*. Pseudomorfos de calcita que reemplaza a dolomita zoneada.

UH93-96 Arcillita limo-calcárea. Cuarzo 5, feldespatos 5, micas 3, bioclastos 2, arcilla 80, micrita 5. Raros fragmentos de moluscos. Cuarzos angulosos. Ambiente: Plataforma interna, internarea-supramarea. Dolomita: 15%, idiotópica. Dolomitización mayor hacia la parte superior. Laminación paralela.

UH93-97 Packstone-wackestone arcilloarenoso de intraclastos. Intraclastos 30, cuarzo 20, bioclastos 5, fragmentos de roca 1, arcilla 20, micrita 24. Son raros los fragmentos de moluscos, foraminíferos bentónicos (miliólidos F, otros F) y los ostrácodos (F/E). Ambiente: Plataforma interna, internarea, condiciones restringidas. Dolomitización y silicificación acentuadas. La mayoría de las conchas y testas están reemplazadas por sílice así como la parte externa de algunos intraclastos. Laminación paralela y subparalela (ondulante). Hacia la parte superior aumenta la micrita y disminuye la arcilla. Cuarzo policristalino.

UH93-98 Wackestone-packstone arenoso de intraclastos. Intraclastos 15, bioclastos 10, cuarzo 10, feldespatos 4, fragmentos de roca 5, ooides 1, micrita 55. Son comunes los fragmentos de moluscos; raros los foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E, rotalidos F, otros F/E) y las espículas de esponjas. Ambiente: Plataforma interna, internarea-supramarea, condiciones restringidas. Dolomita: 5%, xenotópica. Cuarzo anguloso, ondulante y policristalino. Fragmentos de pedernal. Algunas testas están reemplazadas por sílice. Intervalos de granulometría más gruesa. Bioturbación por galerías, laminación, grietas de desecación.

UH93-99 Wackestone-mudstone limo-arenoso de intraclastos. Intraclastos 10, bioclastos 5, cuarzo 5, micrita 80. Son comunes los ostrácodos (F/E) y raros los fragmentos de moluscos. Ambiente: Plataforma interna, internarea, condiciones restringidas. Dolomita: 20%, xenotópica. Estructuras geopetales y de ojo de pájaro. Estructuras de ojo de pájaro rellenas con cristales de cuarzo. Cuarzo ondulante. Limonita concentrada en algunas bandas.

UH93-100 Wackestone limoso de ostrácodos con una capa de mudstone. Cuarzo 20, bioclastos 15, micrita 65. Abundantes ostrácodos (F/E) y comunes foraminíferos bentónicos (F/E). Ambiente: Plataforma interna, internarea, condiciones restringidas. Marcas de carga en la parte superior de la capa clara de mudstone. La mayoría de las conchas de ostrácodos están silicificadas. Cuarzo ondulante y de extinción recta (predomina éste último). Hay intervalos con más cuarzo y otros con menos. En la capa micrítica hay pequeños fragmentos del material suprayacente.

UH93-101 Packstone-wackestone de foraminíferos bentónicos y peloides. Bioclastos 35, peloides 20, intraclastos 8, cuarzo 2, cementante 5, micrita 30. Son comunes los fragmentos de moluscos

(pelecípodos, gasterópodos), los foraminíferos bentónicos (textuláridos E/F, miliólidos F/E, rotálidos F/E) y las algas verdes (dasieladáceas F, otras F/E), y raros los fragmentos de equinodermos. Ambiente: **Plataforma interna, intermarea-supramarea, condiciones restringidas.** Dolomita: 10%, **euhedral diseminada, zoneada.** Fósiles reconocidos: *Dicyclina schlumbergeri*, *Pseudolituonella reicheli*, *Cuneolina pavonia*, valvulaminidos, *Nezzazata simplex*, *Spiroloculina* sp., *Nezzazinella picardi*, *Cilindroporella* cf. *sudgeni*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Estilolitas tectónicas silicificadas. La silicificación casi es exclusiva de las estilolitas.

UH93-102 Wackestone de intraclastos y ostrácodos. Intraclastos 15, bioclastos 10, cuarzo 5, fragmentos de roca 5, micrita 65. Son comunes los ostrácodos (F/E) y raros los fragmentos de moluscos y los fragmentos de equinodermos y los calciferúlidos (E/F). Ambiente: **Plataforma interna, intermarea, restricción parcial.** Dolomita: 10%, **idiotópica diseminada.** Bioturbación por galerías. **Laminación en la parte superior.** Estilolitas litostáticas en un patrón estilonodular. **La mayor parte de las conchas de ostrácodos están silicificadas.** Laminaciones con más cuarzo. **Cuarzo de extinción recta y ondulante.**

UH93-103 Wackestone-packstone de fragmentos de moluscos. Bioclastos 30, intraclastos 10, cuarzo 2, micrita 58. Son abundantes los fragmentos de moluscos (pelecípodos, gasterópodos), comunes los foraminíferos bentónicos (miliólidos E/F, textuláridos E/F, rotálidos F) y los fragmentos de equinodermos, son raras las algas verdes (dasieladáceas F), los ostrácodos (F) y los foraminíferos planctónicos (globigerinidos E/F). Ambiente: **Plataforma interna, submarea, restricción parcial.** Fósiles reconocidos: *Bishopella ornelasae*, *Hedbergella* sp., *Nezzazinella picardi*, *Charentia cuvillieri*, *Saccocoma* sp., *Nezzazata simplex*. Escasas partículas son mayores a 2 mm. Estilolitas en un patrón estilobrechoide. Silicificación casi exclusiva de las estilolitas.

UH93-104 Packstone-grainstone de intraclastos y foraminíferos bentónicos. Intraclastos 40, bioclastos 28, peloides 5, ooides 2, cementante 5, micrita 20. Son abundantes los fragmentos de moluscos y los foraminíferos bentónicos (textuláridos E/F, miliólidos F/E, otros F/E), son raros los fragmentos de algas rojas, de algas verdes. Ambiente: **Plataforma interna, intermarea-submarea somera, condiciones restringidas.** Fósiles reconocidos: *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Cuneolina pavonia*.

UH93-105 Rudstone de fragmentos de moluscos con matriz de packstone-grainstone de fragmentos de moluscos e intraclastos. Bioclastos 58, intraclastos 15, peloides 5, ooides 2, cementante 10, micrita 10. Son abundantes los moluscos (F/E), raros los foraminíferos bentónicos (miliólidos E). Ambiente: **Plataforma interna, intermarea-submarea somera, condiciones restringidas.** Algunos fragmentos de conchas están parcialmente silicificados. Algunos bioclastos se presentan como cortoides.

UH93-106 Floatstone de fragmentos de moluscos con matriz de packstone-grainstone de fragmentos de moluscos e intraclastos. Bioclastos 58, intraclastos 15, peloides 5, ooides 1, cuarzo 1, cementante 13, micrita 7. Son muy abundantes los moluscos (F/E), son comunes los foraminíferos bentónicos (textuláridos E/F, miliólidos E/F) y raros los calciferúlidos (E). Ambiente: **Plataforma interna, submarea, restricción parcial.** Hay conchas enteras de más de 3 cm. Las conchas están parcialmente silicificadas con calceolonia. Algunos bioclastos se presentan como cortoides.

UH93-107 Rudstone de fragmentos de moluscos con matriz de grainstone-packstone de fragmentos de moluscos. Bioclastos 53, intraclastos 15, peloides 10, ooides 2, cementante 15, micrita 5. Los moluscos son muy abundantes (F/E), son comunes los foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E, textuláridos F/E). Los fragmentos más grandes son de 4 a 6 mm, son abundantes. Ambiente: **Plataforma interna, submarea somera, restricción parcial.** Algunos bioclastos se presentan como cortoides. Silicificación parcial de las conchas.

UH93-108 Wackestone-packstone de foraminíferos bentónicos y algas. Bioclastos 30, intraclastos 15, pellas fecales 3, cuarzo 2, cementante 10, micrita 40. Son abundantes los moluscos (pelecípodos F, gasterópodos E/F), comunes los foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E, rotálidos F) y los ostrácodos (F), y son raras las algas verdes (dasieladáceas F, otras E) y los foraminíferos planctónicos (E/F). Ambiente: **Plataforma interna, submarea, condiciones restringidas.** Fósiles reconocidos:

Thaumatoporella parvovesiculifera. Cuarzo de tamaño de limo. Silicificación principalmente en las estilolitas. Cuarzo de extinción recta y ondulante.

UH93-109 Packstone de intraclastos. Intraclastos 60, bioclastos 15, cuarzo 1, cementante 5, micrita 19. Son comunes los foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E, textuláridos F/E), los fragmentos de moluscos, los ostrácodos (F) y los corales (F), y raras las algas verdes (dasieladáceas F, otras F/E). Ambiente: Plataforma interna, intermarea, restricción parcial. Fósiles reconocidos: *Nezzatinella picardi*, *Prechrysalidina infracretacea*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, valvulaminidos. Estructuras de ojo de pájaro, bioturbación por galerías. Predomina el cuarzo ondulante. Estilolitas en un patrón estilonodular.

UH93-110' Mudstone-wackestone arcilloso de ostrácodos. Bioclastos 15, cuarzo 10, micrita 65, arcilla 10. Son abundantes los ostrácodos (F/E), comunes los fragmentos de moluscos y raros los foraminíferos bentónicos (F). Plataforma interna, intermarea, condiciones restringidas. La mayor parte de las conchas de ostrácodos están silicificadas. Hay algunos horizontes con más óxidos de hierro.

UH93-111 Mudstone arcilloso de intraclastos, ostrácodos y fragmentos de moluscos. Intraclastos 10, bioclastos 6, cuarzo 3, fragmentos de roca (esquisto) 1, micrita 60, arcilla 20. Son comunes los ostrácodos (F/E), los fragmentos de moluscos y los calcisferúlidos (E), raros los foraminíferos bentónicos (miliólidos E/F) y las algas verdes (F). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea, condiciones restringidas. Fósiles reconocidos: *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Calcisphaerula innominata*, *Pithonella ovalis*, *Riserella rablingae*. Las conchas de ostrácodos están silicificadas.

UH93-112 Wackestone-packstone de intraclastos. Peloides 40, bioclastos 5, cuarzo 1, cementante 9, micrita 45. Son comunes los ostrácodos (E/F) y los foraminíferos bentónicos (textuláridos F/E, miliólidos F/E) y raros los fragmentos de moluscos, las algas verdes (F) y los foraminíferos planctónicos (F). Ambiente: Plataforma interna, intermarea, condiciones restringidas. Secuencia diagenética. Dolomita: 5%. Fósiles reconocidos: *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Acicularia* sp. Bioturbación por galerías, estructuras de ojo de pájaro.

Formación Mexcala

UH93-113 Packstone-wackestone arcilloso de globigerínidos. Bioclastos 50, cuarzo 2, intraclastos 1, micrita 27, arcilla 20. Abundantes globigerínidos (F/E) y fragmentos de moluscos, raros fragmentos de equinodermos. Ambiente: Pelágico oxidante. Fósiles reconocidos: *Whiteinella archaeocretacea*, *W. paradubia*, *W. aprica*, *W. baltica*, *W. gigantea*, *W. cf. holzli*, *W. inornata*, *Heterohelix moremani*, *Hedbergella* sp., *H. amabilis*, *H. delrioensis*, *Helvetoglobotruncana helvetica*, *H. praehelvetica*, *Dicarinella* sp., *M. renzi*, *Loeblichella coarctata*, *Watznaueria barnesae*, *Zygodiscus* sp., *Z. diplogrammus*, *Z. bicrepticus*, *Z. minimus*, *Biscutum blacki*, *Tranolithus orionathus*, *Cretarhabdus ficulus*, *Thoracosphaera* sp., *Rhagodiscus asper*, *Cribrosphaerella erenbergi*, *Parhabdolithus erenbergi*, *Lithraphidites carniolensi*, *Predicosphaera cretacea*, *Eiffelithus* sp., *E. gorkae*, *Lithastrinus floralis*, *L. moratus*. Cuarzo predominantemente ondulante. Algunas testas están silicificadas.

UH93-114 Wackestone arcilloso de globigerínidos. Bioclastos 30, intraclastos 10, cuarzo 1, micrita 30, arcilla 29. Los globigerínidos son muy abundantes (E/F), son comunes los fragmentos de moluscos, los calcisferúlidos (E) y raros los fragmentos de equinodermos. Ambiente: Pelágico oxidante.

UH93-115 Packstone-wackestone arcilloso de calcisferúlidos. Bioclastos 60, cuarzo 1, micrita 20, arcilla 14, materia orgánica 5. Son abundantes los calcisferúlidos (E), son comunes los foraminíferos planctónicos (globigerínidos E), los fragmentos de equinodermos, los radiolarios (E) y los fragmentos de moluscos. Ambiente: Pelágico reductor. Fósiles reconocidos: *Pithonella ovalis*, *Heterohelix* sp., saccocómidos.

UH93-116 Wackestone-packstone de globigerínidos. Bioclastos 40, intraclastos 5, cuarzo 1, micrita 34, arcilla 20. Son abundantes los foraminíferos planctónicos (globigerínidos F/E) y comunes los fragmentos de moluscos. Ambiente: Pelágico oxidante. Laminación paralela.

A.2. Sección Barranca del Tigre

Formación Morelos

UH93-65 Floatstone de fragmentos de rudistas con matriz de wackestone-packstone de fragmentos de moluscos. Bioclastos 35, intraclastos 10, pseudointraclastos 4, pellas fecales 1, micrita 45, cementante 5. Son abundantes los fragmentos de moluscos (rudistas) y raros los fragmentos de braquiópodos, los fragmentos de equinodermos, los foraminíferos bentónicos (textuláridos E/F, rotálidos F), las algas verdes (dasicladáceas F), los ostrácodos (F) y los calcisferúlidos (E). Ambiente: Plataforma interna, submarea, restricción parcial. Fósiles reconocidos: *Neomeris cretacea*, *Ptenina oblonga*, *Pithonella ovalis*. Silicificación parcial de algunos fragmentos de rudistas; las inclusiones de calcita dentro del cuarzo de reemplazamiento conservan la estructura original del molusco. Cuarzo autígeno subhedral. Extinción ondulante del cuarzo de reemplazamiento. Estructuras geopetales en los tubos de los rudistas.

UH93-66 Wackestone-packstone de fragmentos de moluscos, fragmentos de equinodermos, foraminíferos bentónicos e intraclastos. Bioclastos 30, intraclastos 20, micrita 50. Son comunes los fragmentos de moluscos (rudistas, raros de cefalópodos), los fragmentos de equinodermos (principalmente espinas) y algunos foraminíferos bentónicos (textuláridos, E/F, miliólidos F/E, rotálidos F/E, otros F). Son raros los ostrácodos (F/E), los briozoarios (F), las algas verdes (dasicladáceas F, otras F), las espículas de esponja y los calcisferúlidos (F/E). Ambiente: Plataforma interna, submarea, restricción parcial. Fósiles reconocidos: *Nezzazata simplex*, *Quinqueloculina* sp., *Merlingina cretacea*, *Cuneolina pavonia*, *Spiroloculina cretacea*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Biconcava bentoni*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Acicularia endoi*. Pseudomorfo de dolomita en cuarzo. Silicificación parcial de los fragmentos de moluscos; las inclusiones de calcita dentro del cuarzo de reemplazamiento conservan la estructura original del bioclasto. Cuarzo autígeno subhedral.

UH93-67 Packstone-grainstone de foraminíferos bentónicos, peloides y fragmentos de moluscos. Bioclastos 40, peloides 30, pellas fecales 1, micrita 27, cementante 2. Son comunes los fragmentos de moluscos, los ostrácodos (F), los foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E, textuláridos F/E, rotálidos F/E, otros F/E), y raros los calcisferúlidos (F). Ambiente: Plataforma interna, intemarea-submarea somera, restricción moderada. Dolomita: 5%, anhedral diseminada. Fósiles reconocidos: *Pithonella ovalis*, *Favreina* sp.

UH93-68 Mesodolomía idiotópica (wackestone de bioclastos). Bioclastos 20, intraclastos 5, peletoides 5, micrita 65, cementante 5. Comunes fragmentos de moluscos, fragmentos de equinodermos. Ambiente: Plataforma interna, submarea, restricción parcial. Dolomita: 60%, euhedral diseminada y en relleno de cavidades, xenotópica en algunas zonas preferenciales (bioturbación). La primera dolomitización produjo microdolomita de color parduzco y de textura xenotópica afectando principalmente a la matriz y a las partículas de grano fino (intraclastos y peletoides), mientras que la segunda produjo mesodolomía de color blanco y de textura idiotópica que tiene su mayor desarrollo dentro de bioclastos y en el cementante. Los hidrocarburos se encuentran en la porosidad intercrystalina producto de la primera dolomitización.

UH93-69 Boundstone de rudistas con matriz de packstone de fragmentos de moluscos. Bioclastos 45, pellas fecales 10, intraclastos 10, peloides 5, micrita 28, cementante 2. Abundantes rudistas (F/E), comunes fragmentos de equinodermos (principalmente espinas), raras algas verdes (F) y foraminíferos bentónicos (F). Ambiente: Plataforma interna, submarea, restricción parcial, parche arrecifal. Dolomita: 40%, xenotópica reemplazando rudistas e idiotópica como cementante. Dolomitización selectiva de rudistas. Estructuras geopetales.

UH93-69' Packstone de bioclastos y peloides. Bioclastos 30, peloides 30, intraclastos 5, micrita 35. Comunes foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E, textuláridos F, otros F), espículas de esponja, ostrácodos (F/E), fragmentos de moluscos, calcisferúlidos (E) y raros foraminíferos planctónicos (globigerínidos F). Ambiente: Plataforma interna, submarea, restricción parcial. La silicificación produjo nódulos de pedemal. Hay presencia de hidrocarburos en el fracturamiento 3 y en las estilolitas.

UH93-70 Floatstone de fragmentos de moluscos con matriz de packstone-grainstone de fragmentos de moluscos. Bioclastos 65, intraclastos 5, peloides 10, pellas fecales 2, micrita 23. Abundantes fragmentos de moluscos, comunes fragmentos de equinodermos y raras algas verdes (dasicladóceas F). Ambiente: Plataforma interna, submarea, restricción parcial. Cuarzo autígeno subhedral. Los hidrocarburos se encuentran en la primera recristalización y en las estilolitas.

UH93-71 Wackestone arcilloso de foraminíferos bentónicos y fragmentos de moluscos. Bioclastos 25, fragmentos de roca (probablemente volcánica) 5, cuarzo 5, arcilla 25, micrita 40. Son comunes los foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E, textuláridos F, otros F) y los fragmentos de moluscos, fragmentos de equinodermos y ostrácodos (F). Ambiente: Plataforma interna, submarea-intermarea, condiciones restringidas. Las testas de los miliólidos están reemplazadas por un mineral amarillo verdoso microcristalino y por sílice. También hay silicificación parcial en toda la muestra. Pirita diseminada.

UH93-72 Packstone de peloides tobáceo embebido en una toba vítrea de matriz arillocalcárea. El packstone se encuentra constituido por peloides 45, fragmentos de roca y vidrio 10, bioclastos 5, cuarzo 2, feldespatos 1, micrita 37. La toba está compuesta por vidrio 40, cuarzo 10, feldespatos 5, arcilla 30 y micrita 15. Los bioclastos que se lograron reconocer fueron fragmentos de moluscos y foraminíferos bentónicos (F). Las partículas de la toba son angulosas. Ambiente: Plataforma interna, submarea-intermarea, condiciones restringidas. El contacto entre el packstone y la toba es gradual pero del orden de uno o dos milímetros, acentuado por pequeñas estilolitas. El packstone parece estar constituyendo un nódulo carbonatado. Toda la muestra tiene pirita diseminada. El vidrio se encuentra actualmente desvitrificado y se encuentra como sílice (microcristalino) y arcillas (?).

UH93-73 Packstone-grainstone de foraminíferos bentónicos e intraclastos. Bioclastos 40, peloides 10, plasticlastos 15, algalclastos 2, oolitas superficiales 2, pseudointraclastos 1, arcilla 5, micrita 15, cementante 10. Son comunes los fragmentos de moluscos, los foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E, textuláridos F/E, otros F/E), algas verdes (F/E), cianobacterias (F), y raros fragmentos de equinodermos y ostrácodos (F). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea somera, condiciones restringidas. Dolomita: 3%, euhedral diseminada. Fósiles reconocidos: *Dicyclina schlumbergeri*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Estructuras geopetales en cavidades producidas probablemente por disolución (?). Cuarzo autígeno subhedral y en pseudomorfos de dolomita. El sílice ha reemplazado a la dolomita de la primera dolomitización. La segunda dolomitización se produjo preferencialmente a lo largo de las estilolitas.

UH93-74 Wackestone-packstone de ostrácodos. Bioclastos 30, peloides 15, micrita 55. Abundantes ostrácodos (F/E); comunes fragmentos de moluscos y foraminíferos bentónicos (miliólidos E/F, textuláridos F/E, otros F/E); raras espinas de equinodermos. Ambiente: Plataforma interna, submarea-intermarea, condiciones restringidas. Se observan estilolitas horizontales en un patrón estilodular y anastomosado que resaltan la laminación. Cuarzo en pseudomorfos de dolomita.

UH93-75 Packstone-grainstone de intraclastos. Plasticlastos 40, bioclastos 30, peloides 10, micrita 10, cementante 10. Comunes fragmentos de moluscos y fragmentos de equinodermos, raros foraminíferos bentónicos (textuláridos F, otros F). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea somera, canal de marea o banco de arenas carbonatadas. Fósiles reconocidos: *Dicyclina schlumbergeri*. Parte de la dolomita está reemplazada por sílice.

UH93-76 Grainstone-packstone de intraclastos y fragmentos de moluscos. Plasticlastos 40, bioclastos 35, peloides 10, oolitas superficiales 5, micrita 2, cementante 8. Abundantes fragmentos de moluscos (pelecípodos, gasterópodos), comunes foraminíferos bentónicos (textuláridos F, otros F) y fragmentos de equinodermos, y raras algas rojas (F) y cianobacterias (F). Ambiente: Plataforma interna, submarea-intermarea-somera, condiciones restringidas, banco de arenas carbonatadas o canal de marea. En las láminas delgadas se observan dos capas: una con partículas del tamaño de arenas gruesas y otra con partículas del tamaño de arenas medias a finas, separadas por estilolitas. Dolomitización casi exclusiva de las partículas de grano fino (plasticlastos). Laminación cruzada.

UH93-77 Mudstone-wackestone de ostrácodos y foraminíferos bentónicos. Bioclastos 10, pellas fecales 1, micrita 89. Comunes ostrácodos (E/F); raros fragmentos de moluscos (pelecípodos, gasterópodos) y foraminíferos bentónicos (miliólidos E, otros F). Ambiente: Plataforma interna, submarea-intermarea, condiciones restringidas. Dolomita: 5%, idiomórfica diseminada. Estructuras geopetales. Las estilolitas se presentan en un patrón anastomosado. Cuarzo en pseudomorfo de dolomita.

UH93-78 Bafflestone de radiolíticos con matriz de packstone-grainstone de fragmentos de moluscos. Bioclastos 45, plasticlastos 10, algalclastos 10, peloides 5, pseudointraclastos 5, micrita 20, cementante 5. Abundantes fragmentos de moluscos (principalmente rudistas, algunos gasterópodos y cefalópodos) y algas rojas (F); comunes fragmentos de equinodermos; raros foraminíferos bentónicos (textuláridos F, otros F), algas verdes (dasicladáceas F). Ambiente: Plataforma interna, submarea, restricción parcial, parche arrecifal. Fósiles reconocidos: *Cylindroporella* cf. *sudgeni*, *Clypeina* sp., *Salpingoporella* sp. Las algas rojas recubren parcialmente algunos fragmentos de moluscos.

UH93-79 Grainstone-packstone de fragmentos de moluscos, fragmentos de equinodermos y peletoides. Bioclastos 50, peletoides 30, plasticlastos 10, micrita 5, cementante 5. Abundantes fragmentos de moluscos (pelecípodos, gasterópodos, raros cefalópodos), comunes fragmentos de equinodermos y algas rojas (F), raros foraminíferos bentónicos (textuláridos F, otros F/E) y algas verdes (dasicladáceas F). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea somera, restricción parcial, banco de arenas carbonatadas. Fósiles reconocidos: *Cuneolina pavonia*, *Pseudolituonella reicheli*, *Nezzazatinella picardi*, *Biconcava bentoni*, *Peneroplis parvus*, *Stomiosphaera sphaerica*. Estructuras geopetales. Algunos bioclastos se presentan como cortoides. Cuarzo autígeno subhedral y en pseudomorfo de dolomita.

Formación Mexcala

UH93-80 Packstone-wackestone de calcisferúlidos y fragmentos de equinodermos. Bioclastos 45, plasticlastos 10, cuarzo 5, arcilla 5, micrita 30, cementante 5. Abundantes fragmentos de moluscos; comunes calcisferúlidos (E), fragmentos de equinodermos, foraminíferos planctónicos (globigerínidos F/E); raros foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E, textuláridos F, rotálidos F/E, otros F), algas verdes (F) y ostrácodos (F). Ambiente: Plataforma abierta profunda. Fósiles reconocidos: *Navarrella castroi*, *Praechrysalidina infracretacea*, *Hedbergella planispira*, *Calcisphaerula innominata*, *Pithonella ovalis*, *Stomiosphaera sphaerica*, *Heterohelix* sp., *H. moremani*, *Risserella rablingae*, *saccocómidos*. Se observa silicificación aleatoria.

UH93-81 Wackestone-packstone arcilloso de fragmentos de equinodermos, calcisferúlidos, ostrácodos y foraminíferos planctónicos. Bioclastos 40, cuarzo 5, arcilla 10, micrita 45. Abundantes fragmentos de equinodermos (crinoides) y calcisferúlidos (E), comunes foraminíferos planctónicos (globigerínidos F/E, otros F/E), ostrácodos (F), y raros fragmentos de moluscos y foraminíferos bentónicos (textuláridos F, otros F). Ambiente: Plataforma abierta profunda. Dolomita: 15%, subhedral. Fósiles reconocidos: *Stomiosphaera sphaerica*. Algunas testas de globigerínidos están silicificadas.

UH93-82 Wackestone-packstone de fragmentos de moluscos, foraminíferos planctónicos e intraclastos. Bioclastos 30, plasticlastos 18, cuarzo 2, plagioclasas 1, arcilla 5, micrita 44. Abundantes fragmentos de moluscos; comunes foraminíferos planctónicos (globigerínidos F); raros calcisferúlidos (E), fragmentos de equinodermos y ostrácodos (F). Ambiente: Plataforma abierta profunda con fuerte influencia pelágica. Algunas testas de globigerínidos están total o parcialmente silicificadas.

UH93-83 Wackestone-packstone arcilloso de intraclastos, calcisferúlidos y foraminíferos planctónicos. Plasticlastos 25, bioclastos 20, arcilla 10, micrita 45. Abundantes calcisferúlidos (E), comunes foraminíferos planctónicos (globigerínidos E), raros fragmentos de moluscos, ostrácodos (F), fragmentos de equinodermos, radiolarios (E). Ambiente: Pelágico reductor. Algunas testas de globigerínidos parcial o totalmente silicificadas. Algunos intraclastos con materia orgánica.

UH93-84 Packstone-wackestone arcilloso de foraminíferos planctónicos, radiolarios y calcisferúlidos. Bioclastos 55, arcilla 10, micrita 20, materia orgánica 15. Abundantes foraminíferos planctónicos

(globigerínidos E/F) y radiolarios (E), comunes calciferúlidos (E). Ambiente: Pelágico reductor. Fósiles reconocidos: *Whiteinella* cf. *paradubia*, *Clavhedbergella* cf. *simplex*, *Hedbergulla delrioensis*. Algunas testas de globigerínidos parcial o totalmente silicificadas.

UH93-85 Wackestone-packstone de calciferúlidos. Bioclastos 45, plasticlastos 5, arcilla 5, micrita 35, materia orgánica 10. Abundantes calciferúlidos (E); comunes foraminíferos planctónicos (globigerínidos E/F) y radiolarios (E); raros fragmentos de moluscos y fragmentos de equinodermos. Ambiente: Pelágico reductor. Pequeños lentes con intraclastos y mayor concentración de bioclastos. Silicificación parcial o total de algunas testas de globigerínidos.

UH93-86 Packstone-wackestone arcilloso de calciferúlidos, foraminíferos planctónicos y radiolarios. Bioclastos 50, arcilla 15, micrita 25, materia orgánica 10. Abundantes calciferúlidos (E); comunes foraminíferos planctónicos (globigerínidos F/E) y radiolarios (E). Ambiente: Pelágico reductor. Silicificación parcial o total de algunas testas de globigerínidos.

UH93-87 Wackestone arcilloso de foraminíferos planctónicos y calciferúlidos. Bioclastos 35, arcilla 10, micrita 40, materia orgánica 15. Comunes foraminíferos planctónicos (globigerínidos F/E) y calciferúlidos (E). Ambiente: Pelágico reductor.

UH93-88 Wackestone de foraminíferos planctónicos. No se hizo lámina delgada

A.3. Sección Zotoltitlán

Formación Morelos

UH94-07 Wackestone de bioclastos e intraclastos dolomitizado. Bioclastos 20, intraclastos 15, arcilla 5, micrita 60. Son comunes los ostrácodos (F/E), las algas verdes (E) y los miliólidos (E/F) mientras que son raros otros foraminíferos bentónicos (rotálidos, F/E; textuláridos, E) y los foraminíferos planctónicos (F). Ambiente: Plataforma interna, submarea, condiciones restringidas. Dolomita: 25%, euhedral, dispersa y barroca como cementante dentro de fósiles y parcialmente dentro de fracturas. Fósiles reconocidos: *Cuneolina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Color gris claro, intensa bioturbación por galerías y por pistas en la superficie del estrato, estructuras geopetales dentro de algas, estructuras de ojo de pájaro, estilolitas paralelas a la estratificación. Cementante A columnar y fibroso; cementante espático, generalmente calcita, localmente dolomita barroca. Cuarzo autígeno.

UH94-08 Packstone-wackestone de foraminíferos bentónicos e intraclastos. Bioclastos 40, intraclastos 30, arcilla 5, micrita 20, cementante 5. Abundan los foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E, textuláridos E/F, rotálidos E); son comunes las algas verdes y los ostrácodos (E/F), y raros los moluscos (F), los equinodermos (F) y las cianobacterias (F). Ambiente: Plataforma interna, submarea, condiciones restringidas. Fósiles reconocidos: *Dicyclina schlumbergeri*, *Pseudorhaptydionina laurinensis*, *Biplanata peneropliformis*, *Quinqueloculina* sp., *Nezzazulinella picardi*, *Nummoloculina heimi*, *Cuneolina* sp., *Nezzazata convexa*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Color gris oscuro, intensa bioturbación por galerías. Cuarzo autígeno.

UH94-09 Micro-mesodolomía (wackestone-packstone de bioclastos). Bioclastos 25, intraclastos 5, micrita 70. Abundantes algas verdes (E), son comunes los foraminíferos bentónicos (miliólidos E, textuláridos F), los ostrácodos (F) y los moluscos (F). Ambiente: Plataforma interna, submarea-intermarea, condiciones restringidas. Dolomita: 100%, del cual el 50% es xenotópica y el otro 50% idiotópica. Fósiles reconocidos: *Dicyclina schlumbergeri*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Color gris claro, estructuras geopetales, bioturbación por galerías, 'nódulos' de dolomita.

UH94-10 Wackestone-packstone de intraclastos y foraminíferos bentónicos dolomitizado. Intraclastos 30, bioclastos 15, micrita 50, cementante 5. Abundan los foraminíferos bentónicos (miliólidos E/F, textuláridos F, rotálidos E) y son comunes las algas verdes (E/F). Ambiente: Plataforma interna, submarea, condiciones restringidas. Dolomita: 25 %, diseminada y con mayor concentración en zonas más porosas con textura de packstone; dolomita barroca relleno de las cavidades de algunas algas.

Fósiles reconocidos: *Dicyclina schlumbergeri*, *Quinqueloculina* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Color blanquecino, bioturbación por galerías, laminación paralela.

UH94-11 Wackestone de ostrácodos, foraminíferos bentónicos e intraclastos dolomitizado. Bioclastos 25, intraclastos 15, arcilla 5, micrita 55. Son abundantes los ostrácodos (F/E) y los foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E, rotálidos E/F, textuláridos, F), son comunes las algas verdes (dasicladáceas F, otras F/E) y raros los moluscos (F), los equinodermos (F), las espículas de esponja (F) y los foraminíferos planctónicos (E), calciferúlidos (E). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-supramarea, restricción parcial. Dolomita: 35%, del cual el 20% es xenotópica y está diseminada y el restante 15% se encuentra como cementante. Fracturas parcialmente selladas por dolomita barroca. Fósiles reconocidos: *Quinqueloculina* sp., discórbidos, *Nezzazata* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Pithonella ovalis*. Grietas de desecación rellenas por dolomita, bioturbación por galerías, estructuras geopetales, estructuras de ojo de pájaro, estilolitas paralelas a la estratificación.

UH94-12 Packstone-grainstone de foraminíferos bentónicos, algas verdes, ostrácodos e intraclastos. Bioclastos 40, intraclastos 30, peloides 5, arcilla 5, micrita 20. Abundan los foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E, textuláridos F, rotálidos F/E) y las algas verdes (E/F); son comunes los ostrácodos (F) y raros los moluscos (F) y las cianobacterias (F). Ambiente: Plataforma interna, submarea somera-intermarea, restricción parcial. Fósiles reconocidos: *Nummoloculina regularis*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Quinqueloculina* sp., *Nezzazinella picardi*, *Nummoloculina heimi*, *Biplanata peneropliformis*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Laminación cruzada.

UH94-13 Wackestone-mudstone de ostrácodos y foraminíferos bentónicos. Bioclastos 20, peloides 5, intraclastos 1, micrita 74. Son comunes los ostrácodos (F/E) y los foraminíferos bentónicos (rotálidos F/E, miliólidos F/E, textuláridos F), y raras las algas verdes (E), los foraminíferos planctónicos (E) y los calciferúlidos (E). Ambiente: Plataforma interna, submarea, restricción parcial. Dolomita: 10%, subhedral diseminada. Fósiles reconocidos: *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Stomiosphaera sphaerica?*, *Biconcava bentori?*. Estructuras geopetales.

UH94-14 Packstone-grainstone de intraclastos y foraminíferos bentónicos. Intraclastos 40, bioclastos 30, pellas fecales 1, micrita 27, cementante 2. Abundan los foraminíferos bentónicos (miliólidos E/F, textuláridos F/E, rotálidos F/E), y son raras las algas verdes (F/E), los moluscos (F), los equinodermos (F) y los ostrácodos (F). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea somera, condiciones restringidas. Dolomita: 1%, diseminada. Fósiles reconocidos: *Dicyclina schlumbergeri*, *Pseudorhapydionina lauriniensis*, *Nummoloculina heimi*, *Cuneolina* sp., *Biconcava bentori*, *Nezzazata* sp., *Quinqueloculina* sp., *Biplanata peneropliformis*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Cuarzo autígeno.

UH94-15 Wackestone de foraminíferos bentónicos. Bioclastos 25, intraclastos 5, peloides 2, arcilla 3, micrita 65. Abundan los foraminíferos bentónicos (textuláridos F/E, miliólidos F/E, rotálidos F/E), son comunes los ostrácodos (F) y raras las algas verdes (F). Ambiente: Plataforma interna, submarea, condiciones restringidas. Dolomita: 2%, como cementante en cámaras de foraminíferos bentónicos, también se encuentra en fracturas. Fósiles reconocidos: *Nezzazata* sp., *Dicyclina schlumbergeri*, *Nezzazinella picardi*, *Nummoloculina heimi*, *Biconcava bentori*, *Biplanata peneropliformis*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*.

UH94-16 Wackestone de intraclastos y foraminíferos bentónicos con laminaciones de wackestone-packstone de intraclastos y bioclastos. Intraclastos 20, bioclastos 15, arcilla 5, micrita 60. Abundan los foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E, rotálidos E/F) y son raros los ostrácodos (F) y los moluscos (F). Ambiente: Plataforma interna, intermarea, condiciones restringidas. Dolomita: 10 %, diseminada. Fósiles reconocidos: *Biplanata peneropliformis*. Bioturbación por galerías.

UH94-17 Wackestone-packstone de intraclastos, foraminíferos bentónicos y ostrácodos. Intraclastos 20, bioclastos 10, peloides 10, pellas fecales 1, arcilla 5, micrita 43, cementante 1. Son comunes los foraminíferos bentónicos (miliólidos E/F, textuláridos F/E, rotálidos F/E) y los ostrácodos (F) y raros los moluscos (F), algas dasicladáceas (F) y los equinodermos (F). Ambiente: Plataforma interna,

submarea, condiciones restringidas. Fósiles reconocidos: *Biconcava bentori*, *Nezzazata* sp., *Quinqueloculina* sp., *Dicyclina schlumbergeri*, *Biplanata peneropliformis?*, *Permocalculus* sp. Bioturbación por galerías, en las cuales la presión-solución fué más intensa.

UH94-18 Packstone-grainstone de foraminíferos bentónicos e intraclastos. Bioclastos 55, intraclastos 15, peloides 5, micrita 10, cementante 15. Abundan los foraminíferos bentónicos (miliólidos E/F, textuláridos E/F, rotálidos F/E), son comunes los moluscos (pelecípodos F, gasterópodos F) y raros los ostrácodos (F/E), las algas verdes (dasicladáceas F, E/F) y los calcisferúlidos (E). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea somera, restricción parcial. Fósiles reconocidos: *Nummoloculina heimi*, *Pseudorhapydionina dubia*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Quinqueloculina* sp., *Nezzazata* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Pithonella ovalis*. Bioturbación por galerías. Algunos fragmentos de moluscos mayores a 2 mm.

UH94-19 Grainstone-packstone de orbitolínidos e intraclastos. Bioclastos 65, plasticlastos 20, algalclastos 1, cementante 14. Abundan los foraminíferos bentónicos (textuláridos F/E, miliólidos E/F, rotálidos F/E), son comunes los moluscos (F) y raros los equinodermos (F) y las algas verdes (F). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea somera, condiciones restringidas. Fósiles reconocidos: *Dicyclina schlumbergeri*, *Cuneolina* sp., *Pseudorhapydionina laurinensis*, *Quinqueloculina* sp., *Nummoloculina heimi*, *Triloculina* sp.?, *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Algunas conchas de moluscos son delgadas.

UH94-20 Limolita calcárea. No se hizo lámina delgada.

UH94-21 Packstone-wackestone de algas dasicladáceas, foraminíferos bentónicos, fragmentos de moluscos y fragmentos de equinodermos. Bioclastos 40, intraclastos 5, peloides 5, pellas fecales 1, micrita 49. Abundan las algas dasicladáceas (F), son comunes los moluscos (F), los equinodermos (F), los foraminíferos bentónicos (rotálidos F/E, miliólidos F/E, textuláridos F) y raras otras algas verdes (F). Ambiente: Plataforma interna, submarea somera, restricción parcial. Fósiles reconocidos: *Quinqueloculina* sp., *Dicyclina schlumbergeri*, *Pseudorhapydionina laurinensis*, *Biplanata peneropliformis*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Permocalculus* sp.

UH94-22 Packstone-wackestone de foraminíferos bentónicos. Bioclastos 35, intraclastos 10, peloides 5, micrita 50. Abundan los foraminíferos bentónicos (rotálidos F/E, miliólidos F/E, textuláridos F/E), son comunes los moluscos (F) y raros los equinodermos (F), las cianobacterias (F) y las espículas de esponja (E). Ambiente: Plataforma interna, submarea, restricción parcial. Fósiles reconocidos: *Dicyclina schlumbergeri*, *Quinqueloculina* sp., *Nummoloculina heimi*, *Spiroloculina* sp., *Biconcava bentori*.

UH94-23 Wackestone arcilloso de foraminíferos bentónicos, peloides e intraclastos. Bioclastos 20, peloides 10, intraclastos 10, arcilla 9, micrita 50, cementante 1. Abundan los foraminíferos bentónicos (rotálidos F/E, textuláridos F/E, miliólidos F/E, otros F), comunes los moluscos (F) y los ostrácodos (F) y raros los equinodermos (F), los braquiópodos (F) y las algas verdes (E). Ambiente: Plataforma interna, submarea, restricción parcial. Fósiles reconocidos: *Dicyclina schlumbergeri*, *Pseudorhapydionina laurinensis*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Bioturbación por galerías, las cuales están rellenas de packstone de intraclastos y foraminíferos bentónicos.

UH94-24 Floatstone de *Toncasia* con matriz de packstone de bioclastos e intraclastos. Bioclastos 30, intraclastos 30, peloides 10, micrita 30. Abundan los foraminíferos bentónicos (rotálidos F/E, miliólidos F/E, textuláridos F/E, otros F); son comunes los moluscos (F), los equinodermos (F) y los ostrácodos (F), y raras las algas verdes (E) y las cianobacterias (F). Ambiente: Plataforma interna, submarea, restricción parcial. Fósiles reconocidos: *Nezzazata* sp., *Dicyclina schlumbergeri*, *Nezzazatinella picardi*, *Nummoloculina heimi*, *Quinqueloculina* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera*.

UH94-25 Wackestone-packstone de fragmentos de moluscos y equinodermos, foraminíferos bentónicos, ostrácodos e intraclastos. Bioclastos 20, intraclastos 15, peloides 10, micrita 55. Son

comunes los moluscos (F), los equinodermos (F), los foraminíferos bentónicos (rotálidos F/E, textuláridos E, miliólidos F, otros F) y los ostrácodos (F), y son raras las algas dasicladáceas (F) y las espculas de esponja (E). Ambiente: Plataforma interna, submarea, restricción parcial. Dolomita: 15%, euhedral diseminada. Fósiles reconocidos: *Rhapydionina* sp.?. Bioturbación por galerías.

UH94-26 Micro-mesodolomía arcillosa (wackestone de foraminíferos bentónicos y fragmentos de equinodermos). Bioclastos 20, peloides 10, arcilla 8 y micrita 62. Son comunes los foraminíferos bentónicos (textuláridos E/F, rotálidos F/E), los equinodermos (F) y los moluscos (F), y son raros los ostrácodos (F) y los calcisferúlidos (E). Ambiente: plataforma interna, submarea, restricción parcial. Dolomita: 70%, idiótica. Fósiles reconocidos: *Dicyclina schlumbergeri*.

UH94-27 Micro-mesodolomía (wackestone de bioclastos e intraclastos). Bioclastos 15, intraclastos 10, peloides 5, arcilla 10, micrita 60. Abundan los foraminíferos bentónicos (rotálidos F/E, textuláridos F), son comunes los equinodermos (F) y raros los moluscos (F), las espculas de esponja (E) y las algas verdes (E). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea, restricción parcial. Dolomita: 60%, idiótica inequigranular. Fósiles reconocidos: *Biconcava bentori*, *Pithonella ovalis*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*.

UH94-28 Packstone de intraclastos, foraminíferos bentónicos y ostrácodos. Intraclastos 35, bioclastos 28, peloides 10, pellas fecales 5, arcilla 2, micrita 15, cementante 5. Abundan los foraminíferos bentónicos (rotálidos F/E, miliólidos F/E, otros F), son comunes los ostrácodos (F/E) y raros los equinodermos (F) y los calcisferúlidos (E). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea somera, condiciones restringidas. Dolomita: 10%, parches de microdolomita xenotópica y dolomita barroca como cementante. Fósiles reconocidos: *Quinqueloculina* sp., *Pithonella ovalis*. Estructuras de ojo de pájaro, geopetales y bioturbación por galerías. Pirita diseminada. Impregnación en el segundo fracturamiento.

UH94-29 Packstone de foraminíferos bentónicos e intraclastos dolomitizado. Bioclastos 35, intraclastos 25, arcilla 5, micrita 34, cementante 1. Abundan los foraminíferos bentónicos (textuláridos F/E, rotálidos F/E, miliólidos F/E), son comunes los ostrácodos (F) y raros los moluscos (F) y las algas verdes (dasicladáceas E, otras E). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea somera, condiciones restringidas. Dolomita: 40%, idiótica diseminada y dolomita barroca como cementante en cámaras de foraminíferos. Fósiles reconocidos: *Cuneolina* sp., *Pseudorhapydionina laurinensis*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Merlingina cretacea*, *Biplanata peneropliformis*, *Triloculina* sp., *Nezzazatinella picardi*, *Nezzazata simplex*, *N. conica*, *Nummoloculina heimi*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*.

UH94-30 Packstone-grainstone de foraminíferos bentónicos e intraclastos. Bioclastos 50, intraclastos 15, peloides 10, arcilla 5, micrita 12, cementante 8. Abundan los foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E, textuláridos F, rotálidos F, otros F), son comunes los moluscos (F) y raros los equinodermos (F) y las algas verdes (dasicladáceas F, otras E). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea somera, condiciones restringidas, canal de marea. Fósiles reconocidos: *Biplanata peneropliformis*, *Cuneolina* sp., *Biconcava bentori*, *Spiroloculina regularis*, *Nezzazata* sp.?, *Quinqueloculina* sp., *Triloculina* sp., *Pseudorhapydionina laurinensis*, *Nezzazatinella picardi*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*.

UH94-31 Packstone de foraminíferos bentónicos y peloides. Bioclastos 40, peloides 25, arcilla 5, micrita 29, cementante 1. Abundan los foraminíferos bentónicos (miliólidos E/F, textuláridos F, rotálidos F) y las algas verdes (E/F), y son comunes los ostrácodos (F/E). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea somera, condiciones restringidas. Fósiles reconocidos: *Cuneolina* sp., *Triloculina* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera*.

UH94-32 Packstone-grainstone de peloides, ostrácodos, algas verdes y foraminíferos bentónicos. Peloides 50, bioclastos 20, intraclastos 5, arcilla 5, micrita 10, cementante 10. Abundan los ostrácodos (F/E) y las algas verdes (E/F), son comunes los foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E) y raros los equinodermos (F). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea somera, condiciones

restringidas. Fósiles reconocidos: *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Estructuras de ojo de pájaro y laminación cruzada.

UH94-30' Wackestone-packstone arcilloso de foraminíferos bentónicos. Bioclastos 30, peloides 5, intraclastos 5, arcilla 10, micrita 50. Abundan los foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E, rotálidos F/E, textuláridos F) y los ostrácodos (F), son comunes las algas verdes (E/F) y raras las espiculas de esponja (E). Ambiente: Plataforma interna, submarea, condiciones restringidas. Dolomita: 10%, euhedral diseminada. Fósiles reconocidos: *Pseudorhapydionina laurinenensis*, *Cuneolina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Triloculina* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Estructuras geopetales en algas, bioturbación por galerías, pirita en algunas galerías.

UH94-31' Wackestone-packstone de foraminíferos bentónicos, ostrácodos e intraclastos. Bioclastos 30, intraclastos 10, peloides 15, arcilla 5, micrita 40. Abundan los foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E, rotálidos F/E, textuláridos, F) y los ostrácodos (F), y son raros los calciferúlidos (E) y las algas verdes (F). Ambiente: Plataforma interna, submarea, condiciones restringidas. Fósiles reconocidos: *Cuneolina* sp., *Dicyclina schlumbergeri*, *Triloculina* sp., *Pithonella ovalis*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Estructuras geopetales.

UH94-32' Wackestone-mudstone de intraclastos. Plasticlastos 15, bioclastos 5, peloides 5, algalclastos 1, arcilla 5, micrita 69. Son comunes los foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E) y los ostrácodos (F) y raras las algas verdes (F). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea somera, condiciones restringidas. Secuencia diagenética. Dolomita: 20%, idiótica diseminada. Fósiles reconocidos: *Thaumatoporella parvovesiculifera*.

UH94-33 Wackestone de intraclastos con láminas de packstone de peloides y bioclastos dolomitizado. Plasticlastos 20, bioclastos 7, peloides 5, algalclastos 1, arcilla 2, micrita 65, cementante 1. Son raros los foraminíferos bentónicos (miliólidos F), los ostrácodos (F), los equinodermos (F), las algas verdes (codiáceas F) y las espiculas de esponja (F). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea, condiciones restringidas. Dolomita: 60%, microdolomita xenotópica diseminada. Fósiles reconocidos: *Pseudorhapydionina laurinenensis*. Bioturbación por galerías.

UH94-34 Wackestone-packstone de peloides, foraminíferos bentónicos y ostrácodos. Peloides 25, bioclastos 15, arcilla 2, micrita 58. Son comunes los foraminíferos bentónicos (miliólidos F, rotálidos F, otros F) y los ostrácodos (F/E), y raros los equinodermos (F) y las algas verdes (E). Ambiente: plataforma interna, submarea, condiciones restringidas. Dolomita: 7%, euhedral diseminada. Fósiles reconocidos: *Nezzazata* sp., *Pithonella ovalis*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Pirita diseminada.

UH94-35 Packstone-wackestone de foraminíferos bentónicos e intraclastos. Bioclastos 30, intraclastos 20, peloides 10, arcilla 2, micrita 38. Abundan los foraminíferos bentónicos (rotálidos F/E, miliólidos F/E, textuláridos F) y son raros los braquiópodos (F), los moluscos (F), los equinodermos (F) y las algas dasicladáceas (F). Ambiente: Plataforma interna, submarea, restricción parcial. Dolomita: 10%, euhedral diseminada. Fósiles reconocidos: *Cuneolina* sp., *Spiroloculina simplex*, *Nezzazata* sp., *Pithonella ovalis*.

UH94-36 Microdolomía (mudstone de intraclastos y peloides). Intraclastos 1, peloides 1, bioclastos 1, matriz 97. Son raros los foraminíferos bentónicos (miliólidos F). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea, condiciones restringidas. Dolomita: 100%, xenotópica.

UH94-37 Micro-mesodolomía (wackestone de intraclastos y bioclastos con laminaciones de wackestone-packstone). Intraclastos 25, bioclastos 8, peloides 5, fragmentos de roca 1, cuarzo 1, micrita 60. Son raros los foraminíferos bentónicos (miliólidos F, rotálidos F, textuláridos F), los moluscos (F), los equinodermos (F), los foraminíferos planctónicos (F) y los calciferúlidos (E). Ambiente: plataforma interna, intermarea-submarea, restricción parcial. Dolomita: 90%, de la cual un 60% es xenotópica y un 30% idiótica). Fósiles reconocidos: *Pithonella ovalis*. Laminación.

UH94-38 Packstone de fragmentos de equinodermos e intraclastos. Bioclastos 35, intraclastos 20, peloides 5, ooides 1, pellas fecales 1, cuarzo 2, arcilla 10, micrita 26. Abundantes fragmentos de equinodermos, son comunes los moluscos (F), los foraminíferos bentónicos (miliólidos F, otros F), los ostrácodos (F) y los calcisferúlidos (E), y son raros los foraminíferos planctónicos (F), los briozoarios (F) y las algas dasicladáceas (F). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea, restricción parcial. Dolomita: 5%, euhedral diseminada. Fósiles reconocidos: *Stomiosphaera* sp. Estructuras geopetales y bioturbación por galerías.

UH94-39 Mudstone-wackestone limo-arcilloso de intraclastos dolomitizado. Intraclastos 15, arcilla 15, cuarzo 10, micrita 60. Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea, condiciones restringidas. Dolomita: 70%, idiótópica diseminada.

UH94-40 Grainstone-packstone de intraclastos. Intraclastos 70, bioclastos 10, cuarzo 5, micrita 5, cementante 10. Son raros los moluscos (F), los foraminíferos bentónicos (miliólidos F, rotálidos F) y los calcisferúlidos (E/F). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea, restricción parcial, canal de marea. F. Dolomita: 40%, idiótópica. Fósiles reconocidos: *Pithonella ovalis*, *Bonetacardiella* sp. Laminación paralela, cuarzo metamórfico e ígneo.

UH94-41 Packstone limoso de intraclastos. Intraclastos 50, bioclastos 5, cuarzo 10, arcilla 10, micrita 25. Son comunes los moluscos (F) y los calcisferúlidos (E), y raros los foraminíferos bentónicos (F) y los equinodermos (F). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea, restricción parcial. Dolomita: 20%, idiótópica diseminada. Fósiles reconocidos: *Cuneolina* sp. Laminación paralela. Cuarzo metamórfico policristalino.

UH94-42 Lutita calcárea. No se hizo lámina delgada.

UH94-43 Packstone de peloides en la cima y en la base del estrato un floatstone de *Toucasia* con matriz de wackestone de bioclastos y peloides. Peloides 50, bioclastos 10, arcilla 10, micrita 30. Abundan los ostrácodos (F) y los moluscos (pelecípodos F, gasterópodos F), son comunes los foraminíferos bentónicos (miliólidos F, rotálidos F, textuláridos F) y raros los equinodermos (F), las espículas de esponja (F), las algas verdes (F) y los foraminíferos planctónicos (globigerínidos E). Ambiente: Plataforma interna, submarea, restricción parcial. Dolomita: 10%, euhedral diseminada. Fósiles reconocidos: *Cuneolina* sp., *Nezzazinella picardi*, *Saccocoma* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Algunos fragmentos de moluscos mayores a 2 mm, que en la base su concentración es mayor al 10%. Algunos bioclastos se presentan como cortoides.

UH94-44 Packstone-wackestone de intraclastos, ostrácodos y foraminíferos bentónicos. Intraclastos 30, bioclastos 15, peloides 10, pellas fecales 5, arcilla 5, micrita 35. Abundantes ostrácodos (F), son comunes los foraminíferos bentónicos (miliólidos F, rotálidos F), los moluscos (pelecípodos F, gasterópodos F/E) y raros equinodermos (F) y espículas de esponja (F). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea, restricción parcial. Dolomita: 30%, euhedral diseminada. Silicificación intensa sólo en horizontes con abundantes pellas fecales. Los moluscos son de concha delgada. Cuarzo autígeno. Algunos fragmentos de moluscos mayores a 2 mm.

UH94-45 Microdolomía (wackestone de peloides y foraminíferos bentónicos). Peloides 15, bioclastos 5, matriz 80. Son raros los foraminíferos bentónicos (miliólidos F) y los moluscos (F). Ambiente: Plataforma interna, intermarea, condiciones restringidas. Dolomita: 90%, xenotópica con cristales de mesodolomita idiótópica.

UH94-46 Packstone-grainstone de fragmentos de moluscos. Bioclastos 60, intraclastos 5, peloides 10, ooides 1, cuarzo 2, cementante 22. Abundan los moluscos (pelecípodos F, gasterópodos F/E), son raros los braquiópodos (F), los foraminíferos bentónicos (miliólidos F) y las algas dasicladáceas (F). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea somera, restricción parcial. Dolomita: 10%, dolomita barroca reemplazando selectivamente a algunos bioclastos y como cementante tardío. Estructuras geopetales.

UH94-47 Mesodolomia (wackestone de peloides). Peloides 20, bioclastos 10, matriz 70. Son raros los foraminíferos bentónicos. Ambiente: Plataforma interna, intermarea, condiciones restringidas. Dolomita: 70%, idiótópica zoneada. Laminación.

UH94-48 Mesodolomia (wackestone-mudstone de bioclastos y peloides). Bioclastos 15, peloides 10, matriz 75. Son comunes los foraminíferos bentónicos (miliólidos F, rotálidos F, textuláridos F) y los ostrácodos (F). Ambiente: Plataforma interna: intermarea-submarea, condiciones restringidas. Dolomita: 60%, idiótópica, bioturbación por galerías.

UH94-49 Packstone-grainstone de intraclastos y bioclastos. Intraclastos 35, bioclastos 25, ooides 10, peloides 5, pellas fecales 1, cuarzo 1, micrita 15, cementante 8. Abundan los moluscos (F), son comunes los equinodermos (F), los foraminíferos bentónicos (miliólidos F, textuláridos F), las algas verdes (dasieladáceas F, codiáceas F) y los ostrácodos (F) y son raras las algas rojas (E). Ambiente: Plataforma interna, intermarea-submarea somera, restricción parcial. Dolomita: 10%, idiótópica.

UH94-50 Wackestone-packstone de peloides y foraminíferos bentónicos. Peloides 40, bioclastos 10, arcilla 5, micrita 45. Son comunes los foraminíferos bentónicos (miliólidos E, otros E/F) y los ostrácodos (F), y raros los moluscos (F) y las algas verdes (E). Ambiente: Plataforma interna, intermarea, condiciones restringidas. Dolomita 5%, cuhedral diseminada. Fósiles reconocidos: *Nezzazinella picardi*, *Quinqueloculina* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Charentia* sp. Estructuras de ojo de pájaro, bioturbación por galerías.

UH94-51 Mudstone-wackestone de foraminíferos bentónicos. Bioclastos 10, peloides 5, arcilla 5, micrita 80. Abundan los foraminíferos bentónicos (miliólidos E/F, otros F/E), son comunes los ostrácodos (F/E), los moluscos (F), los equinodermos (F) y raras las algas verdes (E), los foraminíferos planctónicos (F) y las espículas de esponja (E). Ambiente: Plataforma interna, intermarea, restricción parcial. Dolomita: 5%, subhedral. Fósiles reconocidos: *Nezzazata* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Geodites* sp. Estructuras geopetales, de ojo de pájaro y bioturbación por galerías.

UH94-52 Packstone-wackestone de peloides, fragmentos de moluscos y foraminíferos bentónicos. Peloides 30, bioclastos 15, intraclastos 5, ooides 2, cuarzo 2, arcilla 5, micrita 36, cementante 5. Son comunes los moluscos (F) y los foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E, otros F/E), y son raros los equinodermos (F) y los calcisferúlidos (E/F). Ambiente: Plataforma interna, submarea-intermarea, restricción parcial. Dolomita: 10%, idiótópica. Estructuras de ojo de pájaro. Cuarzo policristalino metamórfico e ígneo.

UH94-53 Packstone-wackestone de intraclastos y foraminíferos bentónicos. Intraclastos 40, bioclastos 10, peloides 5, cuarzo 1, arcilla 5, micrita 39. Son comunes los moluscos (F), los foraminíferos bentónicos (miliólidos F, rotálidos F, otros F) y los ostrácodos (F) y raros los equinodermos (F). Ambiente: Plataforma interna, submarea, condiciones restringidas. Dolomita: 40%, idiótópica. Pírita diseminada.

Fonnación Mexcala

UH94-54 Packstone-grainstone de fragmentos de equinodermos, calcisferúlidos y fragmentos de moluscos. Bioclastos 75, intraclastos 2, peloides 1, pellas fecales 1, arcilla 5, micrita 16. Abundan los equinodermos (F/E), los moluscos (pelecípodos F, gasterópodos F) y los calcisferúlidos (E), son comunes las algas dasieladáceas (F) y los foraminíferos bentónicos (miliólidos F, textuláridos F/E), mientras que son raros los corales (E), los braquiópodos (F), las algas rojas (E) y los foraminíferos planctónicos (F). Ambiente: Plataforma abierta somera. Fósiles reconocidos: *Favusella washitensis*. Estructuras geopetales. Algunos fragmentos de braquiópodos mayores a 2 mm. Algunos bioclastos se presentan como cortoides.

UH94-55 Packstone-wackestone arcilloso de calcisferúlidos y fragmentos de equinodermos. Bioclastos 50, cuarzo 2, fragmentos de roca metamórfica 1, arcilla 15, materia orgánica 1, micrita 21. Abundan los calcisferúlidos (E/F), son comunes los equinodermos (F), y raros los moluscos (F), los ostrácodos

(F/E), los foraminíferos bentónicos (miliólidos F/E, rotálidos F) y los foraminíferos planctónicos (globigerinidos E). Ambiente: Plataforma abierta somera. Dolomita: 30%, anhedral diseminada. Fósiles reconocidos: *Pithonella ovalis*, *Hedbergella* sp., *Saccocoma* sp., *Stomiosphaera sphaerica*.

UH94-56 Wackestone-packstone arcilloso de calcisferúlidos. Bioclastos 40, cuarzo 1, arcilla 15, micrita 44. Abundan los calcisferúlidos (E/F), son raros los fragmentos de equinodermos, los ostrácodos (F), los foraminíferos planctónicos (globigerinidos E), los foraminíferos bentónicos (F) y los moluscos (F). Ambiente: Plataforma abierta somera. Dolomita: 25%, anhedral. Fósiles reconocidos: *Pithonella ovalis*, *Stomiosphaera sphaerica*.

UH94-57 Packstone-wackestone arcilloso de calcisferúlidos y fragmentos de equinodermos. Bioclastos 55, pellas fecales 1, fragmentos de roca (metamórfica) 1, cuarzo 1, arcilla 20, micrita 23. Abundan los calcisferúlidos (E), son comunes los equinodermos (F), los moluscos (F) y las espículas de esponja (E) y raros los foraminíferos bentónicos (F/E) y los foraminíferos planctónicos (F/E). Ambiente: Plataforma abierta somera. Dolomita: anhedral 15%. Fósiles reconocidos: *Pithonella ovalis*, *Saccocoma* sp.

UH94-58 Arcillita calcáreo-limosa. Bioclastos 5, cuarzo 10, micrita 20, arcilla 65. Son comunes los fragmentos de equinodermos y los calcisferúlidos (E), y raros los foraminíferos planctónicos (globigerinidos F). Ambiente: Plataforma abierta profunda.

UH94-59 Wackestone arcilloso de calcisferúlidos. Bioclastos 30, cuarzo 1, arcilla 20, micrita 49. Abundantes calcisferúlidos (E), comunes equinodermos (F). Ambiente: Plataforma abierta profunda. Dolomita: 20%, xenotópica. Fósiles reconocidos: *Pithonella ovalis*, *Stomiosphaera sphaerica*. Bioturbación por galerías. Silicificación de algunos calcisferúlidos.

UH94-60 Packstone de bioclastos. No se hizo lámina delgada.

UH94-61 Arcillita calcárea con calcisferúlidos. Arcilla 60, limo 5, micrita 25, bioclastos 10. Raros calcisferúlidos (E), foraminíferos bentónicos (F) y equinodermos (F). Ambiente: Plataforma abierta somera. Cuarzo Igneo. Dolomita: 30% anhedral. Fósiles reconocidos: *Pithonella ovalis*, *Stomiosphaera sphaerica*.

UH94-66 Wackestone-packstone de calcisferúlidos, fragmentos de equinodermos, foraminíferos bentónicos y fragmentos de moluscos. Bioclastos 40, peloides 2, cuarzo 1, arcillita 10, micrita 47. Abundan los calcisferúlidos, son comunes los equinodermos (F), los foraminíferos bentónicos (F/E), los ostrácodos (F) y los moluscos (pelecípodos F, gasterópodos F) y son raros los foraminíferos planctónicos (F). Ambiente: Plataforma abierta somera. Dolomita: 15%, subhedral diseminada. Fósiles reconocidos: *Pithonella ovalis*, *Herbergella* sp. (?)

UH94-67 Floatstone de fragmentos de algas y moluscos con matriz de packstone-wackestone de fragmentos de moluscos. Bioclastos 60, cuarzo 1, arcilla 10, micrita 29. Abundan las algas codiáceas (F) y los moluscos (pelecípodos F, gasterópodos E), son comunes los braquiópodos (F), los equinodermos (F), los foraminíferos bentónicos (F) y los calcisferúlidos (E). Ambiente: Plataforma abierta somera. Albitización notable.

UH94-68 Arcillita calcáreo-limosa con bioclastos. Arcilla 45, limo (cuarzo) 15, bioclastos 4, micrita 36. Raros fragmentos de equinodermos, fragmentos de moluscos y foraminíferos bentónicos (F). Ambiente: Plataforma abierta somera. Dolomita: 30%, xenotópica. Fracturas selladas con sílice.

UH94-69 Floatstone de fragmentos de moluscos con matriz de wackestone de bioclastos. Bioclastos 35, cuarzo 1, arcilla 10, micrita 54. Abundantes fragmentos de moluscos y calcisferúlidos (E/F), son comunes los equinodermos (F), los ostrácodos (F) y los foraminíferos bentónicos (F/E), y son raros los braquiópodos (F), los foraminíferos planctónicos (E) y los corales (E). Ambiente: Plataforma abierta somera. Dolomita: 15%, xenotópica. Fósiles reconocidos: *Pithonella ovalis*, *Stomiosphaera sphaerica*. Plagioclasas prismáticas, fracturas rellenas de sílice.

UH94-70 Limolita calcárea. No se hizo lámina delgada.

UH94-71 Floatstone de fragmentos de ostras con matriz de packstone arcilloso de fragmentos de moluscos. Bioclastos 50, intraclastos 1, cuarzo 5, arcilla 25, micrita 19. Abundan los moluscos (pelecípodos F, gasterópodos F) y las algas verdes (F), son comunes los equinodermos (F), los calcisferúlidos (E) y los foraminíferos bentónicos (F), y raros los foraminíferos planctónicos (globigerínidos F). Ambiente: Plataforma abierta somera. Fósiles reconocidos: *Biplanata peneropliformis* (?).

UH94-72 Floatstone de fragmentos de algas codiáceas y fragmentos de moluscos con matriz de packstone de bioclastos. Bioclastos 70, cuarzo 5, arcilla 10, micrita 15. Abundan las algas verdes (dasicladáceas F, codiáceas F) y los moluscos (F), son comunes los foraminíferos bentónicos (F/E), los equinodermos (F) y los calcisferúlidos (E). Ambiente: Plataforma abierta somera. Fósiles observados: *Biplanata peneropliformis*, *Pithonella ovalis*, *Roventia* sp.

UH94-73 Floatstone de fragmentos de algas y moluscos con matriz de wackestone de bioclastos. Bioclastos 40, peloides 10, cuarzo 2, arcilla 5, micrita 43. Abundan los calcisferúlidos (E), son comunes los fragmentos de moluscos, las algas verdes (codiáceas F) y los equinodermos (F) y son raros los ostrácodos (F) y los foraminíferos bentónicos (F/E). Ambiente: Plataforma abierta somera. Fósiles reconocidos: *Stomiosphaera sphaerica*, *Pithonella ovalis*. Fracturas rellenas de sílice.

UH94-74 Wackestone-packstone limoso de peloides. Peloides 45, bioclastos 10, cuarzo 25, micrita 15, arcilla 5. Son comunes los fragmentos de moluscos y los calcisferúlidos (E/F), y raros los foraminíferos bentónicos (texturados F) y los fragmentos de equinodermos. Ambiente: Plataforma abierta somera. Algunos fragmentos de moluscos mayores a 2 mm.

UH94-75 Wackestone limoso de fragmentos de moluscos, calcisferúlidos y peloides. Bioclastos 10, peloides 9, pellas fecales 1, cuarzo 35, arcilla 10, micrita 35. Son comunes los fragmentos de moluscos y los calcisferúlidos (E/F) y raros los fragmentos de equinodermos, los foraminíferos bentónicos (F) y los ostrácodos (F). Ambiente: Plataforma abierta somera. Dolomita: 20%, idiótopica. Fósiles reconocidos: *Stomiosphaera sphaerica*.

UH94-76 Packstone-wackestone arcillolimoso de fragmentos de moluscos y calcisferúlidos. Bioclastos 40, peloides 10, intraclastos 1, pellas fecales 1, cuarzo 5, arcilla 10, micrita 23. Abundan los fragmentos de moluscos y los calcisferúlidos (E), son comunes los foraminíferos bentónicos (texturados E/F, rotálidos F) y los equinodermos (F) y raros los foraminíferos planctónicos (F), fragmentos de braquiópodos y las algas dasicladáceas (F). Ambiente: Plataforma abierta somera. Dolomita: 25%, subhedral. Fósiles reconocidos: *Stomiosphaera sphaerica*, *Saccocoma* sp. Bioturbación por galerías. Fracturas rellenas de sílice. Pirita diseminada.

UH94-77 Floatstone de fragmentos de moluscos con matriz de packstone de fragmentos de moluscos. Bioclastos 55, peloides 5, pellas fecales 1, ooides 2, cuarzo 5, arcilla 5, micrita 22. Abundan los moluscos (pelecípodos F, gasterópodos F, raros fragmentos de cefalópodos) y los equinodermos (F), son comunes los foraminíferos bentónicos (texturados E/F, rotálidos F) y los calcisferúlidos (E) y son raros los foraminíferos planctónicos (F). Ambiente: Plataforma abierta somera. Fósiles reconocidos: *Chrysalidina gradata*, *Pithonella ovalis*, *Heterohelix* sp., *Stomiosphaera sphaerica*.

UH94-78 Arcillita calcárea. Arcilla 80, cuarzo 5, bioclastos 2, micrita 13. Raros calcisferúlidos (F/E) y foraminíferos planctónicos (F). Ambiente: Prodelta. Neomorfismo agradante.

UH94-79 Mudstone-wackestone de calcisferúlidos y foraminíferos planctónicos arcilloso. Bioclastos 10, peloides 5, cuarzo 2, arcilla 5, micrita 78. Son comunes los calcisferúlidos (E) y los foraminíferos planctónicos (globigerínidos F) y son raros los fragmentos de moluscos, los fragmentos de equinodermos y los foraminíferos bentónicos (F). Ambiente: Plataforma abierta profunda. Dolomita: 20%, xenotópica. Fósiles reconocidos: *Whiteinella* sp., *Heterohelix* sp., *Saccocoma* sp. Bioturbación por galerías. Moluscos de concha delgada.

UH94-80 Limolita calcárea. Cuarzo 50, bioclastos 20, intraclastos 5, peloides 10, cementante 10, arcilla 5. Son comunes los calcisferúlidos (E), los fragmentos de equinodermos y los foraminíferos planctónicos (F) y raros los foraminíferos bentónicos (F) y los fragmentos de moluscos. Ambiente: Prodelta. Fósiles reconocidos: *Risserella rablingae*, *Stomiosphaera sphaerica*. Laminación.

UH94-81 Limolita calcárea. Peloides 20, bioclastos 5, ooides 1, cuarzo 40, matriz 34. Son raros los calcisferúlidos (F), los fragmentos de moluscos y los fragmentos de equinodermos. Ambiente: Prodelta. Fósiles reconocidos: *Pithonella ovalis*.

UH94-82 Packstone-wackestone arenoso de fragmentos de moluscos. Bioclastos 30, oolitas 9, cuarzo 15, agregados 1, arcilla 5, micrita 40. Abundan los moluscos (pelecípodos F, gasterópodos F/E), son comunes los calcisferúlidos (E) y los foraminíferos planctónicos (globigerínidos F) y raros los foraminíferos bentónicos (F). Ambiente: Plataforma abierta somera. Oolitas de colófano, algunas con una capa de calcita columnar alrededor. Cuarzo ígneo. Algunas fragmentos probablemente de glauconita.

UH94-83 Limolita arcillo-calcárea. Cuarzo 50, arcilla 30, micrita 20. Laminación paralela. Cuarzo ígneo, anguloso esférico. Ambiente: Prodelta.

UH94-84 Packstone arenoso de fragmentos de moluscos, fragmentos de equinodermos y foraminíferos bentónicos y calcisferúlidos. Bioclastos 30, peloides 10, intraclastos 5, cuarzo 20, oolitas 1, micrita 34. Abundan los fragmentos de moluscos y los fragmentos de equinodermos, son comunes los foraminíferos bentónicos (E/F) y los calcisferúlidos (E) y raros los foraminíferos planctónicos (globigerínidos F/E). Ambiente: Plataforma abierta somera. Fósiles reconocidos: *Risserella rablingae*, *Pithonella ovalis*, *Planomalina* sp., *Dicarinella* sp., *Globigerineloides* sp.

UH94-85 Arcillita calcárea. Arcilla 50, bioclastos 10, cuarzo 2, micrita 38. Son comunes los foraminíferos planctónicos (globigerínidos F/E). Ambiente: Pelágico.

UH94-86 Arcillita limo-calcárea. Arcilla 60, cuarzo 20, bioclastos 5, micrita 15. Son raros los foraminíferos planctónicos (globigerínidos F/E), los calcisferúlidos (E) y los fragmentos de moluscos. Ambiente: Prodelta. Cuarzo ígneo y metamórfico subanguloso esférico. Presión-solución.

UH94-87 Mudstone-wackestone arcilloso de globigerínidos. Bioclastos 10, cuarzo 2, arcilla 35, micrita 53. Abundan los foraminíferos planctónicos (globigerínidos E/F) y son comunes los calcisferúlidos (E). Ambiente: Pelágico. Fósiles reconocidos: *Hedbergella* sp., *Stomiosphaera* sp. Laminación paralela.

UH94-88 Wackestone de globigerínidos arcillolimoso. Bioclastos 10, arcilla 30, cuarzo 10, micrita 50. Son comunes los foraminíferos planctónicos (globigerínidos E/F) y los fragmentos de moluscos y raras las algas (F). Ambiente: Pelágico. Laminación paralela.

UH94-89 Wackestone arcilloso de foraminíferos planctónicos y calcisferúlidos. Abundan los foraminíferos planctónicos (globigerínidos E/F), son comunes los calcisferúlidos (E/F) y raros los fragmentos de moluscos. Ambiente: Pelágico. Fósiles reconocidos: *Dicarinella* sp., *Hedbergella* sp.

A.4. Sección Hueytlalpan

Formación Mexcala

UH94-90 Limolita calcareo-arenosa. Cuarzo 58, fragmentos de roca 1, feldespatos 1, intraclastos 10, arcilla 10, micrita o cementante 20. Las partículas del tamaño de arena son principalmente cuarzo y fragmentos de roca (metamórfica: esquistos, gneiss), raramente se presentan algunos feldespatos. Los bioclastos son fragmentos de moluscos (R), foraminíferos bentónicos (R-F), ostrácodos (R-E), algas rojas (R-F), calcisferúlidos (R-F) y fragmentos de madera (A). Ambiente: Prodelta. Las partículas son subangulosas con una clasificación muy buena. Fósiles reconocidos: *Stomiosphaera sphaerica*.

UH94-91 Arcillita limo-calcareá. Cuarzo 24, fragmentos de roca 1, arcilla 60, bioclastos 2, intraclastos 3, micrita o cementante 10. Las partículas del tamaño de arena son principalmente cuarzo y algunos fragmentos de roca metamórfica. Los bioclastos son fragmentos de moluscos (R), fragmentos de equinodermos (R) y fragmentos maderáceos (C). Ambiente: Prodelta.

UH94-92 Limolita arcillo-calcareá. Cuarzo 50, fragmentos de roca 1, arcilla 20, peloides 4, bioclastos 1, micrita o cementante 24. Los fragmentos de roca son de origen metamórfico. Los bioclastos observados son ostrácodos (R-F), calciferúlidos (R-E), fragmentos de moluscos (R), fragmentos de equinodermos (R) y fragmentos maderáceos (C). Ambiente: Prodelta.

UH94-93 Cuarzoarenita fina calcareo-limosa. Cuarzo 60, fragmentos de roca 5, bioclastos 5, arcilla 5, cementante 25. Los bioclastos son calciferúlidos (R-E), fragmentos de moluscos (R), fragmentos de equinodermos (R), foraminíferos bentónicos (R-F) y fragmentos maderáceos (C-F). Las partículas son de subangulosas a subredondeadas con una clasificación muy buena. Pirita diseminada. Ambiente: Prodelta.

UH94-94 Cuarzoarenita muy fina calcareo-limosa. Cuarzo 50, fragmentos de roca 14, feldespatos 1, intraclastos 7, bioclastos 3, arcilla 5, cementante 20. Los fragmentos de rocas metamórficas son de esquistos y de cuarzo policristalino. Los feldespatos observados son plagioclasas. Bioclastos: fragmentos de moluscos (R), foraminíferos bentónicos (R-F), calciferúlidos (R-F), foraminíferos planctónicos (R-F), ostrácodos (R-F) y fragmentos de madera (R). Las partículas son en general subangulosas con una buena clasificación. Ambiente: Prodelta.

UH94-95 Limolita arcillo-calcareá. Cuarzo 57, fragmentos de roca 3, peloides 7, bioclastos 3, arcilla 10, cementante 20. Los bioclastos son foraminíferos bentónicos (R-F) y fragmentos de madera (C). Las partículas son subangulosas y tienen una buena clasificación. Presenta laminación paralela dada por variaciones en la granulometría de las partículas. Ambiente: Prodelta.

UH94-96 Cuarzoarenita muy fina calcareo-limosa. Cuarzo 55, fragmentos de roca 10, bioclastos 5, arcilla 10, cementante 20. Los bioclastos son fragmentos de moluscos (R) y fragmentos de madera (C). Las partículas son subangulosas con una buena clasificación. Ambiente: Prodelta.

UH94-97 Cuarzoarenita fina calcareo-arcillosa. Cuarzo 60, fragmentos de roca 15, bioclastos 1, arcilla 10, cementante 14. Los bioclastos son fragmentos de moluscos (R) y fragmentos maderáceos (C). Las partículas son subangulosas y tienen una clasificación de moderada a buena. Ambiente: Frente deltaico.

UH94-98 Cuarzoarenita fina limo-calcareá. Cuarzo 50, fragmentos de roca 20, bioclastos 5, arcilla 15, cementante 10. Las partículas son en general subangulosas con una clasificación de moderada a buena. La muestra presenta laminación paralela. Ambiente: Frente deltaico.

UH94-99 Cuarzoarenita fina limo-calcareá. Cuarzo 65, fragmentos de roca 20, fragmentos de madera 3, arcilla 5, cementante 7. Las partículas son de angulosas a subangulosas con una clasificación de moderada a buena. Ambiente: Frente deltaico.

UH94-100 Grauwaca lítica fina limocalcareá con láminas de limolita areno-calcareá. Cuarzo 60, fragmentos de roca 20, fragmentos leñosos 3, arcilla 7, cementante 10. Los fragmentos de roca son de origen metamórfico. Las partículas son subangulosas y tienen una clasificación moderada. Ambiente: Frente deltaico.

UH94-101 Filarenita fina calcareo-arcillosa. Cuarzo 54, fragmentos de roca 25, bioclastos 1, arcilla 5, cementante 15. Los fragmentos de rocas son de origen metamórfico y raros de rocas sedimentarias. Los bioclastos son fragmentos de moluscos (R), foraminíferos bentónicos (R) y fragmentos de madera (C). Las partículas son en general de subangulosas a subredondeadas y poseen una buena clasificación. Ambiente: Frente deltaico.

UH94-102 Filarenita fina calcárea. Cuarzo 55, fragmentos de roca 35, arcilla 2, cementante 8. Los fragmentos de roca son principalmente de origen metamórfico, con algunos de origen sedimentario. Las partículas son en general de subangulosas a subredondeadas, con una buena clasificación. Ambiente: Frente deltaico.

UH94-103 Filarenita fina calcareoarcillosa. Cuarzo 52, fragmentos de roca 30, fragmentos de madera 3, arcilla 5, cementante 10. Los fragmentos de rocas son principalmente de origen metamórfico, con algunos de origen sedimentario. Las partículas son en general subredondeadas, con una clasificación de moderada a buena. Ambiente: Frente deltaico.

UH94-104 Filarenita muy fina calcárea. Cuarzo 52, fragmentos de roca 30, arcilla 5, cementante 10. Fragmentos deñosos diseminados. Los fragmentos de rocas son de origen metamórfico, con raros fragmentos de roca sedimentaria. En general las partículas son de subredondeadas a subangulosas, con una clasificación buena. Ambiente: Frente deltaico.

UH94-105 Arcillita calcareo-limosa. Cuarzo 5, arcilla 85, micrita 10. Ambiente: Frente deltaico.

UH94-106 Filarenita fina calcárea con láminas limosas. Cuarzo 55, fragmentos de roca 30, bioclastos 1, arcilla 5, cementante 9. Los fragmentos de roca son principalmente de origen metamórfico, con algunos de origen sedimentario. Los bioclastos son foraminíferos bentónicos (R-F/E). Las partículas son en general subangulosas con una buena clasificación. Ambiente: Frente deltaico.

UH94-107 Arcillita calcárea. Cuarzo 2, arcilla 90, micrita o cementante 8. Ambiente: Frente deltaico.

UH94-108 Filarenita media calcárea. Cuarzo 37, fragmentos de roca 50, fragmentos maderáceos 2, arcilla 5, cementante 11. Los fragmentos de roca son principalmente de origen metamórfico, con algunos de origen sedimentario (pedernal, caliza). Las partículas son subangulosas con una clasificación de buena a moderada. Ambiente: Frente deltaico.

UH94-109 Conglomerado ortocuarcítico de guijas. Cuarzo 15, fragmentos de roca 75, fragmentos de moluscos 1, arcilla 4, cementante 5. Los fragmentos de roca están constituidos principalmente por: cuarzo policristalino, y son más raros los fragmentos de esquisto y pedernal. Las partículas grandes tienen una redondez muy buena, y la roca en general tiene una clasificación mala. Los fragmentos de moluscos está silicificados. Ambiente: Canal distributario.

UH94-110 Filarenita media calcárea. Cuarzo 31, fragmentos de roca 50, arcilla 2, cementante 17. Los fragmentos de roca son principalmente de origen metamórfico, con algunos de origen sedimentario (pedernal, caliza). Dentro de éstos últimos se observan algunos fragmentos que contienen miliólidos. En general las partículas son de subredondeadas a redondeadas, con una buena clasificación. Ambiente: Frente deltaico.

UH94-111 Filarenita fina calcárea. Cuarzo 30, fragmentos de roca 55, fragmentos leñosos 2, arcilla 5, cementante 8. Fragmentos de roca de origen metamórfico, con algunos fragmentos de origen sedimentario (pedernal, caliza). Las partículas son de subangulosas a subredondeadas con una buena clasificación. Laminación paralela dada por diferencias en la granulometría de las partículas que las constituyen o por una concentración de los fragmentos de madera. Ambiente: Frente deltaico.

UH94-112 Filarenita fina calcárea. Cuarzo 35, fragmentos de roca 45, fragmentos maderáceos 2, arcilla 5, cementante 13. Fragmentos de roca principalmente de origen metamórfico, con algunos de origen sedimentario (pedernal, caliza). Las partículas son subangulosas y tienen una buena clasificación. Ambiente: Frente deltaico.

UH94-113 Conglomerado ortocuarcítico de guijas. Cuarzo 4, fragmentos de roca 90, arcilla 3, cementante 3. Los fragmentos de roca son principalmente: cuarzo policristalino, pedernal, esquisto y caliza; predominando los primeros. Las partículas son redondeadas y tienen una mala clasificación. Ambiente: Canal distributario.

B.2.2. Clasificación de areniscas

Las areniscas se clasificaron de acuerdo al esquema de Pettijohn (1975), con las subdivisiones de Folk (1974) para las litarenitas.

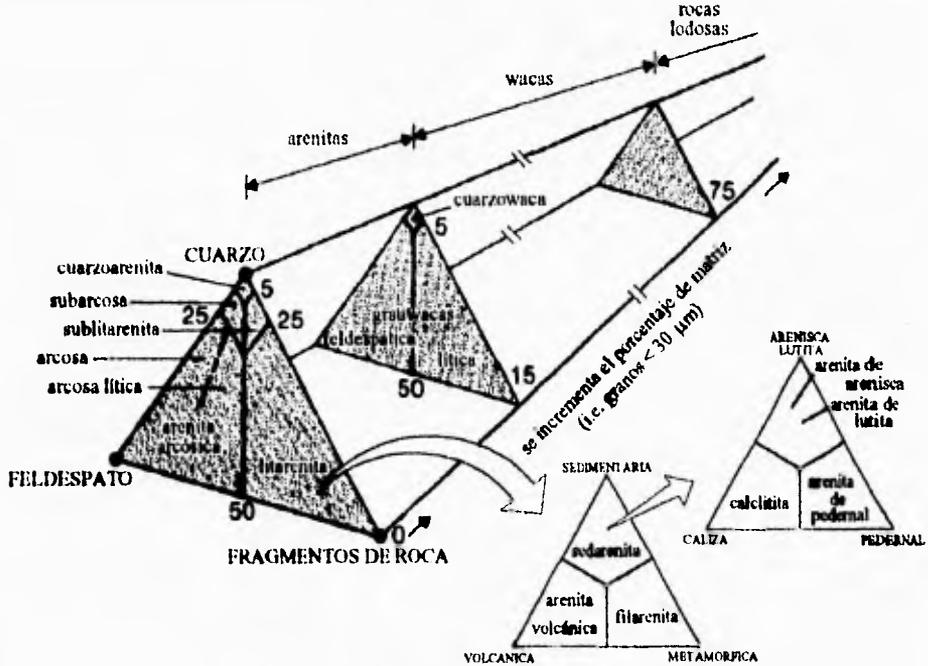


Fig. B.3. Clasificación de areniscas (Pettijohn, 1975, Folk, 1974).

B.2.3. Clasificación de rocas lodosas

En la figura B.4. se muestra la clasificación de rocas lodosas utilizada en este trabajo.

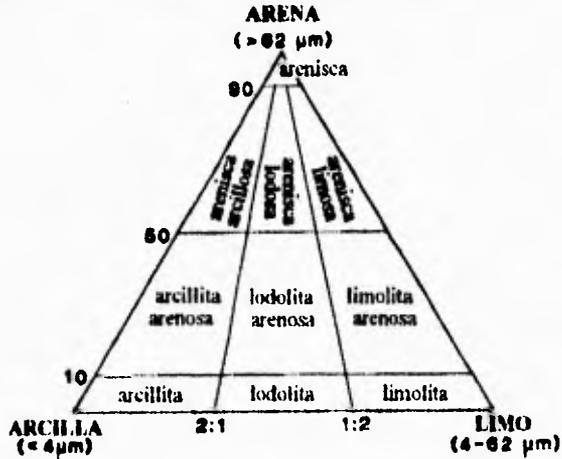
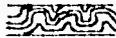
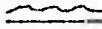
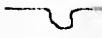


Fig. B.4. Clasificación de rocas lodosas (Folk, 1974).

C. Simbología y abreviaturas

ESTRUCTURAS Y TEXTURAS

	laminación paralela		estructuras de canal
	laminación ondulada		estilolitas bien desarrolladas
	laminación cruzada tabular		estilolitas tectónicas
	laminación cruzada festoneada		estilolitas poco desarrolladas
	laminación convoluta		organismos en posición de crecimiento
	bioturbación		aspecto nodular
	rizaduras		fracturas
	marcas de corriente		dolomitización
	gradación normal		pirita
	gradación inversa		concreciones
	ojo de pájaro		lentes y bandas de pedernal
	estructuras geopetales		nódulos de pedernal
	grietas de desecación		nódulos de carbonato de calcio
	marcas de carga		

TIPO DE ROCA

	caliza		conglomerado
	caliza arcillosa		brecha intraformacional
	caliza limosa		arenisca
	caliza dolomitizada		limolita
	dolomita		lutita, arcillita
	caliza tobácea		

C. Simbología y abreviaturas (continuación)

COLOR

N	negro	G	gris	P	pardo
B	blanco	g	grisáceo	p	parduzco
R	rojo	A	amarillo	V	verde
r	rojizo	a	amarillento	v	verduzco
c	claro	o	oscuro		

COMPONENTES DE LA ROCA

	micrita		cuarzo
	intraclastos		fragmentos de roca
	bioclastos		comonante
	peloides		arcilla
	pelias fecales		materia orgánica
	granos envueltos y ooides		fragmentos de madera

MODIFICADORES DE BIOCLASTOS

	fragmentados		comunes		completos
	raros		abundantes		

BIBLIOGRAFIA

- Achauer, C.W., 1982; **Sabkha anhydrite: the supratidal facies of cyclic deposition in the Upper Minnelusa Formation (Permian), Rozet Fields Area, Powder River Basin, Wyoming**, en: Handford, C.R., Loucks, R.G. y Davies, G.R. (eds.), *Depositional and diagenetic spectra of evaporites- A core workshop*, SEPM Core Workshop No. 3, Calgary, Canada, p. 193-209.
- Bandy, O.L., 1953; **Ecology and paleoecology of some California foraminifera. Part I. The frequency distribution of Recent foraminifera off California**, en: Curtis, D.M. (ed.), 1976; *Depositional Environments and Paleocology: Foraminiferal Paleocology*, SEPM Reprint Series No. 2, p. 13-34.
- Badiozamani, K., 1973; **The Dorag dolomitization model - Application to the Middle Ordovician of Wisconsin**. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 43, No. 4, p. 965-984.
- Barceló-Duarte, J., 1992; **Facies Sedimentológicas en la Cuenca Morelos-Guerrero**, Proyecto de Investigación, Sección de Exploración de Recursos Energéticos del Subsuelo, DEPEI-UNAM, México, 225 p., (inédito).
- Bathurst, R.G.C., 1979; **Carbonate sediments and their diagenesis**, *Developments in Sedimentology 12*, 2nd edition, Elsevier, Amsterdam, 658 p.
- Birkenmajer, K. y Gasinski, M.A., 1992; **Albian and Cenomanian palaeobathymetry in the Pieniny Klippen Belt Basin, Polish Carpathians**, *Cretaceous Research*, Vol. 13, p. 479-485.
- Böhnel, H., Alva-Valdivia, L., González-Huesca, S., Urrutia-Fucugauchi, J. y Morán-Zenteno, D.J., 1989; **Paleomagnetic data and the accretion of the Guerrero Terrane, southern Mexico continental margin**, en: Hillhouse, J.W. (Ed.); *Deep structure and past kinematics of accreted terranes*, American Geophysical Union, *Monograph 50*, p. 73-92.
- Böhnel, H., Morán-Zenteno, D., Schaaf, P. y Urrutia-Fucugauchi, J., 1992; **Paleomagnetic and isotope data from southern Mexico and the controversy over the pre-neogene position of Baja California**, *Geofísica Internacional*, Vol. 31, No. 3, p. 253-261.
- Bohnenberger-Thomas, O., 1955; **Bosquejo Geológico a lo largo de la Carretera Iguala-Chilpancingo, Estado de Guerrero**; Tesis Profesional, Escuela Nacional de Ingenieros, UNAM, México, 61 p., (inédita).
- Bolívar, J.M., 1963; **Geología del area delimitada por El Tomatal, Huitzoco y Mayanacán, Estado de Guerrero**, *Boletín 69*, Instituto de Geología, UNAM, México, D.F., 35 p.
- Brown, W.G., 1975; **Casper Mountain area (Wyoming) -Structural model of Laramide deformation**, *The Am. Assoc. Petr. Geol. Bulletin*, Vol. 59, No. 5, p. 906.
- Butler, G.P., Harris, P.M. y Kendall, C.G.St.C., 1982; **Recent evaporites from the Abu Dhabi coastal flats**, en: Handford, C.R., Loucks, R.G. y Davies, G.R. (eds.), *Depositional and diagenetic spectra of evaporites- A core workshop*, SEPM Core Workshop No. 3, Calgary, Canada, p. 33-64.
- Campa-Uranga, M.F., 1978; **La Evolución Tectónica de Tierra Caliente, Guerrero**, *Boletín de la Soc. Geol. Mexicana*, T. 39, No. 2, p. 52-64.

- Campa-Uranga, M.F., 1984; **Interpretación Tectónica Continental de la Región Mixteca**, *Boletín de la Soc. Geol. Mexicana*, T. 45, No. 1-2, p. 1-5.
- Campa-Uranga, M.F., 1985; **The Mexican thrust belt**, en: Howell, D.G., (Ed.), *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific Region*, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, No. 1, Houston, Texas, p. 299-313.
- Campa, M.F. y Ramírez, J., 1979; **La Evolución Geológica y la Metalogénesis del Noroccidente de Guerrero**, No. 1, *Serie Técnico-Científica*, UAG, México, 101 p.
- Campa, M.F., Ramírez, J., Flores, R. y Coney, P.J., 1980; **Terrenos Tectonoestratigráficos de la Sierra Madre del Sur, Región comprendida entre los Estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos**; No. 10, *Serie Técnico-Científica*, UAG, México, 26 p.
- Carrillo, M. y Suter, M., 1982; **Tectónica de los alrededores de Zimapan, Hidalgo y Querétaro**, en: *Libro Guía de la Excursión Geológica a la Región de Zimapan y Areas Circundantes, Estados de Hidalgo y Querétaro*, Soc. Geol. Mexicana, México, D.F., p. 1-20.
- Caus, E., Gómez-Garrido, A., Simó, A. y Soriano, K., 1993; **Cenomanian-Turonian platform to basin integrated stratigraphy in the South Pyrenees (Spain)**, *Cretaceous Research*, Vol. 14, p. 531-551.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchet, J.P. y Ortega-Gutiérrez, F., 1992; **El complejo metamórfico de Tumbiscatio-Arteaga, Michoacán: Una secuencia oceánica marginal acrecionada**; *Libro de Resúmenes*, XI Convención Geológica Nacional, Veracruz, Ver., México, p. 55-57.
- Centeno-García, E., Coney, P.J., Ruiz, J., Patchet, J. y Ortega-Gutiérrez, F., 1993; **Tectonic significance of the sediments of the Guerrero Terrane from petrographic, trace element, and Nd-isotopic studies**; en: Ortega-Gutiérrez, F., Coney, P.J., Centeno-García, E. y Gómez-Caballero, A.; *Proceedings, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, Guanajuato, México, p. 61-63.
- Comisión Norteamericana sobre Nomenclatura Estratigráfica, 1961; **Código de Nomenclatura Estratigráfica**, Inst. de Geología, UNAM, México, D.F., 23 p.
- Compton, R.R., 1985; **Geology in the field**, John Wiley & Sons, New York, 398 p.
- Conrad, M.A., 1977; **The Lower Cretaceous algae in the area surrounding Geneva (Switzerland): Biostratigraphy and depositional environments**, en: Flügel, E., (Ed.), *Fossil Algae, Recent Results and Developments*; Springer-Verlag, Berlín, p.295-300.
- Corona-Esquivel, R.J.J., 1981; **Estratigrafía de la Región de Ominá-Tecocoyuca, Noreste del Estado de Guerrero**; *Revista, Instituto de Geología*, UNAM, Vol. 5, No. 1, p. 17-24.
- Chávez-Quirarte, R., 1980a; **El Cretácico Superior en el área del Proyecto Hidroeléctrico de San Juan Tetelclago, Guerrero**; en: *Libro-guía de la Excursión Geológica a la Parte Central de la Cuenca del Alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla*, V Convención Geológica Nacional, Soc. Geol. Mexicana, México, p. 55-58.

- Chávez-Quirarte, R., 1980b; **Estudio geológico regional y de la boquilla del Proyecto Hidroeléctrico San Juan Tetelcingo, Río Balsas, Estado de Guerrero**; Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, 84 p., (inédita).
- Dávila-Alcocer, V.M., 1974; **Geología del area de Atenango del Río, Estado de Guerrero**; Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 109 p., (inédita).
- Davis, G.H., 1979; **Laramide folding and faulting in southern Arizona**, *American Journal of Science*, Vol. 279, p. 543-569.
- de Csema, Z., 1965; **Reconocimiento Geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero**; *Boletín 62*, Instituto de Geología, UNAM, México, 76 p.
- de Csema, Z., 1981; **Geología regional y sismicidad**, en: Maycotte, J.I., *Geología y Geotecnia del Proyecto Hidroeléctrico El Caracol, Guerrero*, C.F.E., México, D.F., cap. III, p. 23-41.
- de Csema, Z., Palacios-Nieto, M. y Patoja-Alor, J., 1978; **Relaciones de Facies de las Rocas Cretácicas en el Noroeste de Guerrero y en Areas Colindantes de México y Michoacán**, en: Arenal, R. del, (editor); *Libro-guía de la Excursión Geológica a Tierra Caliente, Estados de Guerrero y México*; IV Convención Geológica Nacional, Soc. Geol. Mexicana, México, 53 p.
- de Csema, Z., Ortega-Gutiérrez, F. y Palacios-Nieto, M., 1980; **Reconocimiento Geológico de la Parte Central de la Cuenca del Alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla**; en: *Libro-guía de la Excursión Geológica a la Parte Central de la Cuenca del Alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla*, V Convención Geológica Nacional, Soc. Geol. Mexicana, México, 58 p.
- de Graciansky, P.C., Deroo, G., Herbin, J.P., Montadert, L., Müller, C., Schaaf, A. y Sigal, J., 1984; **Ocean-wide stagnation episode in the late Cretaceous**, *Nature*, Vol. 308, 22 March, p. 346-349.
- Demaison, G.J. y Moore, G.T., 1980; **Anoxic environments and oil source bed genesis**, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 64, No. 8, p. 1179-1209.
- Dunham, R.J., 1962; **Classification of carbonate rocks according to depositional texture**, en: Ham, W.E. (ed.), *Classification of Carbonate Rocks, a symposium*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, p.108-121.
- Elliot, T., 1974; **Interdistributary bay sequences and their genesis**, *Sedimentology*, Vol. 21, p. 611-622.
- Elliot, T., 1978; **Deltas**, en: Reading, H.G., *Sedimentary Environments and Facies*, Elsevier, New York, p. 97-142.
- Elliot, T., 1986; **Deltas**, en: Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*, 2nd ed., Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 113-154.
- Embry III, A.F. y Klovan, J.E., 1971; **A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, N.W.T.**, *Bull. Can. Petr. Geol.*, Vol. 19, No. 4, p. 730-781.
- Ferrusquilla-Villafranca, I., 1976; **Estudios geológico-paleontológicos en la región Mixteca, Pt. 1: Geología del área Tamazulapán-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, México**; *Boletín No. 97*, Instituto de Geología, UNAM, México, 160 p.

- Flores de Dios-González, L.A., 1986; **Estratigrafía de la Montaña de Guerrero en los límites con Puebla y Oaxaca**, Tesis profesional, ESIA-IPN, 85 p.
- Flores de Dios-González, L.A. y Buitrón-Sánchez, B.E., 1982; **Revisión y Aportes a la Estratigrafía de la Montaña de Guerrero**, No. 12, *Serie Técnico Científica*, UAG, México, 28 p.
- Flores de Dios-González, L.A. y Buitrón-Sánchez, B.E., 1984; **Una nueva localidad del Paleozoico Superior de la Región de la Mixteca Oaxaqueña**, en: *Simpósio de la Tectónica de la Mixteca*, *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, Vol. 45, No. 1-2, p. 35-37.
- Flügel, E., 1982; **Microfacies Analysis of Limestones**, Springer-Verlag, Berlin, 633 p.
- Folk, R.L., 1974; **Petrology of Sedimentary Rocks**, Hemphill Publishing Co., Texas, 182 p.
- Francis, J.E. y Frakes, L.A., 1993; **Cretaceous climates**, en: Wright, V.P., (ed.); *Sedimentology Review/1*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 17-30.
- Friedman, G.M., 1982; **Evaporites as source rock for petroleum**, en: Handford, C.R., Loucks, R.G. y Davies, G.R. (eds.), *Depositional and diagenetic spectra of evaporites- A core workshop*, SEPM Core Workshop No. 3, Calgary, Canada, p. 385-395.
- Fries, C., 1960; **Geología del Estado de Morelos y de Partes Adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México**; *Boletín 60*, Instituto de Geología, UNAM, México, 236 p.
- Gawthorpe, R.L., 1987; **Burial dolomitization and porosity development in a mixed carbonate-clastic sequence: an example from the Bowland Basin, northern England**, *Sedimentology*, Vol. 34, p. 533-558.
- Gómez-Rodríguez, R.D., 1991; **Facies Arreclfales del Anticlinorio de Chilacachapa, Estado de Guerrero**; Tesis de Maestría, DEPFI-UNAM, México, 91 p., (inédita).
- González-Pacheco, V.V., 1988; **Estratigrafía y Condiciones Paleoambientales de la Secuencia Cretácica del Área de Atenango del Río, Estado de Guerrero**; Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 102 p., (inédita).
- González-Pacheco, V.V., 1989; **Análisis Granulométrico y de Procedencia de la Secuencia Deltática de la Formación Mexcala en el Área de Atenango del Río, Estado de Guerrero**; Trabajo de Investigación, DEPFI-UNAM, México, 158 p., (inédito).
- González-Pacheco, V.V., 1991; **Evolución sedimentológica y diagénesis del Cretácico de la porción norte del Estado de Guerrero**, Tesis de Maestría, DEPFI-UNAM, 208 p., (inédita).
- González-Partida, E. y Torres-Rodríguez, V., 1988; **Evolución Tectónica de la Porción Centro-Occidental de México y su Relación con los Yacimientos Minerales Asociados**, *Geofísica Internacional*, Vol. 27, No. 4, p. 543-581.
- Gregg, J.M., 1983; **On the formation and occurrence of saddle dolomite -discussion**, *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 53, No. 3, p. 1025-1033.
- Guerrero-Suástegui, M., Talavera Mendoza, O., Ramírez-Espinosa, J. y Rodríguez-F., J., 1993; **Estratigrafía y características de depósito del conjunto petrotectónico de Teloloapan**, 140

- Terreno Guerrero, México;** en: Ortega-Gutiérrez, F., Coney, P.J., Centeno-García, E. y Gómez-Caballero, A.; *Proceedings, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, Guanajuato, México, p. 61-63.
- Guerrero-Suástegui, M., Ramírez-Espinosa, J., Talavera-Mendoza, O. y Campa-Uranga, M.F., 1991; **El desarrollo carbonatado del Cretácico inferior asociado al Arco de Teloloapan, noroccidente del Estado de Guerrero;** en: Rubinovich-Kogan, R. y Carreño, A.L., (eds.), *Memoria*, Convención sobre la Evolución Geológica de México y Primer Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Hgo., México, p. 67-70.
- Guerrero-García, J.C. y Herrero-Bervera, E., 1993; **Timing of breakup and sense of motion along the Pacific margin of southwestern Mexico;** en: Ortega-Gutiérrez, F., Coney, P.J., Centeno-García, E. y Gómez-Caballero, A.; *Proceedings, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, Guanajuato, México, p. 61-63.
- Hancock, J.M., 1993; **Sea-level changes around the Cenomanian-Turonian boundary,** *Cretaceous Research*, Vol. 14, p. 553-562.
- Handford, C.R., 1982; **Terrigenous clastic and evaporite sedimentation in a recent continental-sabkha playa basin, Bristol Dry Lake, California;** en: Handford, C.R., Loucks, R.G. y Davies, G.R. (eds.), *Depositional and diagenetic spectra of evaporites- A core workshop*, SEPM Core Workshop No. 3, Calgary, Canada, p. 65-74.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R., 1988; **Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change;** en: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J.V., Ross, C.A. y Kendall, C.G.St.C., *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*, SEPM Special Publication No. 42, Tulsa, Oklahoma, p. 71-108.
- Hardenbol, J., Caron, M., Amédro, F., Dupuis, C. y Robaszynski, F., 1993; **The Cenomanian-Turonian boundary in central Tunisia in the context of a sequence stratigraphic interpretation,** *Cretaceous Research*, Vol 14, p. 449-454.
- Hardie, L.A., 1986; **Carbonate tidal-flat deposition: Ten basic elements,** en: Warme, J.E. y Shanley, K.W. (eds.), *Carbonate Depositional Environments Modern and Ancient, Part 3: Tidal Flats*, Colorado School of Mines Quarterly, Vol. 81, No. 1, p. 7-35.
- Hart, M.B., Dodsworth, P. y Duane, A.M., 1993; **The late Cenomanian event in eastern England,** *Cretaceous Research*, Vol. 14, p. 495-508.
- Illing, L.V. y Taylor, J.C.M., 1993; **Penecontemporaneous dolomitization in Sabkha Falshakh, Qatar: Evidence from changes in the chemistry of the interstitial brines,** *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 63, No. 6, p. 1042-1048.
- Jarvis, I., Carson, G.A., Cooper, M.K.E., Hart, M.B., Leary, P.N., Tocher, B.A., Horne, D. y Rosenfeld, A., 1988; **Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) oceanic anoxic event,** *Cretaceous Research*, Vol. 9, p. 3-103.
- Jenkyns, H.C., 1986; **Pelagic environments,** en: Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*, Elsevier, New York, p. 97-142.
- Jenkyns, H.C., 1991; **Impact of Cretaceous sea level rise and anoxic events on the Mesozoic carbonate platform of Yugoslavia,** *The AAPG Bulletin*, Vol. 75, No. 6, p. 1007-1017.

- Lasemi, Z., Boardman, M.R. y Sandberg, P.A., 1989; **Cement origin of supratidal dolomite, Andros Island, Bahamas**, *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 59, No. 2, p. 249-257.
- Logan, B.W., Rezak, R. y Ginsburg, R.N., 1964; **Classification and environmental significance of algal stromatolites**, *Journal of Geology*, Vol. 72, No. 1, p. 68-83.
- Loucks, R.G. y Longman, M.W., 1982; **Lower Cretaceous Farry Lake Anhydrite, Fairway Field, east Texas: Product of shallow-subtidal deposition**, en: Handford, C.R., Loucks, R.G. y Davies, G.R. (eds.), *Depositional and diagenetic spectra of evaporites- A core workshop*, SEPM Core Workshop No. 3, Cálgary, Canada, p. 130-173.
- López-Ramos, E., 1983; **Geología de México**, Tercera edición, SEP, Tomo III, México, 453 p.
- López-Sierra, J., 1988; **Evolución Sedimentológica de la Formación Mexcala en la Porción Suroccidental de la Plataforma Guerrero-Morelos, (Secciones Casa Verde y Amatitlán)**; Trabajo de Investigación, DEPTI-UNAM, México, 28 p., (inédito).
- Lugo-Hubp, J., 1990; **El Relieve de la República Mexicana**, *Revista*, Instituto de Geología, UNAM, Vol. 9, No. 1, p. 82-111.
- Kendall, A.C., 1984; **Evaporites**, en: Walker, R.G. (ed.); *Facies Models*, 2nd. edition, Geoscience Canada, Reprint Series 1, p. 259-296.
- Machel, H.G. y Mountjoy, E. W., 1986; **Chemistry and environments of dolomitization - A reappraisal**, *Earth-Science Reviews*, Vol. 23, p. 175-222.
- Machel, H.G. y Mountjoy, E.W., 1990; **Coastal mixing zone dolomite, forward modeling, and massive dolomitization of platform-margin carbonates -discussion**, *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 60, No. 6, p. 1008-1012.
- Maldonado-Leal, M.A., 1985; **Prospecto Chilapa**, Inf. 948, PEMEX, (inédito).
- Martínez-Medrano, M., Barceló-Duarte, J., González-Pacheco, V.V., Hernández-Reyes, M.G., 1992; **Ambientes y facies sedimentarias de la secuencia cretácica en la porción central de la Cuenca Guerrero-Morelos**, XI Convención Geológica Nacional, *Libro de Resúmenes*, Veracruz, Ver., Soc. Geol. Mexicana, p. 111.
- Martínez-Medrano, M., 1994; **Estratigrafía, sedimentación y diagénesis de la secuencia cretácica, en la región de Santa Teresa, Estado de Guerrero**, Tesis profesional, Facultad de Ingeniería-UNAM, 122 p. (inédita).
- McPherson, J.G., Shanmugam, G. y Moiola, R.J., 1987; **Fan-deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas**, *Geol. Soc. Am. Bulletin*, Vol. 99, p. 331-340.
- Meneses-Rocha, J., Monroy-Audelo, M.E. y Gómez-Chavarría, J.C., 1990; **Paleogeografía y posibilidades petroleras del Mesozoico en el sur de México**, en: *Resúmenes*, X Convención Geológica Nacional, Soc. Geol. Mexicana, México, D.F., p. 27.
- Meschede, M., Ratschbacher, L. y Frisch, W., 1993; **Kinematic information from fault-slip data in southern Mexico and along the Motagua-Polochic fault system in Guatemala**, en: Ortega-Gutiérrez, F., Coney, P.J., Centeno-García, E. y Gómez-Caballero, A.; *Proceedings, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, Guanajuato, México, p. 81-85.

- Meschede, M., Ratschbacher, L., Frisch, W., Herrmann, U. y Riller, U., 1992; **Movimientos transtensivos a lo largo del límite norte del Complejo Xolapa: La geodinámica en el sur de México**, en: Resúmenes, *XI Convención Geológica Nacional*, Veracruz, Ver., México, p. 122-123.
- Miall, A.D., 1984; **Deltas**, en: Walker, R.G. (ed.); *Facies Models*, 2nd. edition, Geoscience Canada, Reprint Series 1, p. 259-296.
- Mitchell, J.T., Land, L.S. y Miser, D.E., 1987; **Modern marine dolomite cement in a north Jamaican fringing reef**. *Geology*, Vol. 15, p. 557-560.
- Monod, O. y Busnardo, R., 1993; **A Late Albian ammonite fauna in the carbonate cover of the Teloapan Arc volcanics, Guerrero, México**; en: Ortega-Gutiérrez, F., Coney, P.J., Centeno-García, E. y Gómez-Caballero, A.; *Proceedings, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, Guanajuato, México, p. 90-91.
- Morán-Zenteno, D.J., 1984; **Geología de la República Mexicana**, INEGI-Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 88 p.
- Morán-Zenteno, D.J., 1992; **Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, Estado de Guerrero**; Tesis doctoral, Unidad de los Ciclos Profesional y de Posgrado, Colegio de Ciencias y Humanidades, UNAM, (inédita).
- Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, M.S. y Urrutia-Fucugauchi, J., 1993; **Origin and tectonic relationships of the Xolapa terrane, southwestern Mexico**; en: Ortega-Gutiérrez, F., Coney, P.J., Centeno-García, E. y Gómez-Caballero, A.; *Proceedings, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, Guanajuato, México, p. 97-99.
- Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Solís-Pichardo, G. y Victoria-Morales, A., 1993; **Tectonic relationships of the Xolapa magmatic arc with surrounding terranes of southwestern Mexico**, *American Geophysical Union, Abstract, Fall Meeting*.
- Mörner, N.-A., 1980; **Relative sea-level, tectono-eustasy, geoidal-eustasy and geodynamics during the Cretaceous**, *Cretaceous Research*, Vol. 1, p. 329-340.
- Morrow, D.W., 1982a; **Diagenesis 1. Dolomite - Part 1, Dolomitization and Dolomite Precipitation**, *Geoscience Canada*, Vol. 9, No. 1, p. 5-13.
- Morrow, D.W., 1982b; **Diagenesis 2. Dolomite - Part 2, Dolomitization Models and Ancient Dolostones**, *Geoscience Canada*, Vol. 9, No. 2, p. 95-107.
- Negendank, J.F.W., Böhnel, H., Frank, M., Kratzeisen, M. y Terrel, D., 1993; **Structure and evolution of the continental margin of southern Mexico along the cross-section through the Sierra Madre del Sur, Zihuatanejo-Altamirano, Guerrero**; en: Ortega-Gutiérrez, F., Coney, P.J., Centeno-García, E. y Gómez-Caballero, A.; *Proceedings, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, Guanajuato, México, p. 104-106.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983; **North American Stratigraphic Code**, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 67, No. 5, p. 841-875.
- Olea-Gomezcaña, N., 1965; **Estudio geológico del área de Huitziltepec, Estado de Guerrero**; Tesis Profesional, ESIA-IPN, México, 69 p. (inédita).

- Ontiveros-Tarango, G., 1973; **Estudio estratigráfico de la porción noroccidental de la Cuenca Morelos-Guerrero**, *Boletín, Asoc. Mex. Geol. Petr.*, Vol. 25, p. 189-234.
- Ortega-González, J.V., 1987; **Estudio Sedimentológico de las Rocas del Albano-Cenomaniano en la Porción Suroccidental de la Plataforma Guerrero-Morelos, Estado de Guerrero**; Trabajo de Investigación, DEPFI-UNAM, México, 41 p., (inédito).
- Ortega-Gutiérrez, F., 1980; **Rocas Volcánicas del Maestrichtiano en el Área de San Juan Tetelcingo, Estado de Guerrero**; en: *Libro-guía de la Excursión Geológica a la Parte Central de la Cuenca del Alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla*, V Convención Geológica Nacional, Soc. Geol. Mexicana, México, 58 p.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981; **Metamorphic Belts of Southern Mexico and their Tectonic Significance**, *Geofísica Internacional*, Vol. 20, No. 3, p. 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F. et al., 1992; **Texto Explicativo de la 5 Edición de la Carta Geológica de la República Mexicana Esc. 1:2'000,000**; Instituto de Geología, UNAM-C.R.M.
- Pantoja-Alor, J., 1959; **Estudio geológico de reconocimiento de la región de Huatamo, Estado de Michoacán**, *Boletín, Consejo de Recursos Naturales No Renovables*, No. 50, 36 p.
- Pantoja-Alor, J., 1990; **Redefinición de las unidades estratigráficas de la secuencia mesozoica de la región de Huatamo-Ahamirano, Estados de Michoacán y Guerrero**, X Convención Geológica Nacional, *Libro de Resúmenes*, Soc. Geol. Mex., México, D.F., p. 66.
- Pantoja-Alor, J., 1992; **La Formación Malpaso y su importancia en la estratigrafía del Sur de México**, XI Convención Geológica Nacional, *Libro de Resúmenes*, Soc. Geol. Mex., Veracruz, Ver., p. 149-151.
- Peryt, D. y Wyrwicka, K., 1993, **The Cenomanian/Turonian boundary event in Central Poland**, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*; Vol. 104, p. 185-197.
- Pettijohn, F.J., 1975; **Sedimentary rocks**, 3 edición, Harper and Row, Nueva York, 628 p.
- Qing, H. y Mountjoy, E.W., 1989; **Multistage dolomitization in Rainbow buildups, Middle Devonian Keg River Formation, Alberta, Canada**, *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 59, No. 1, p. 114-126.
- Radke, B.M. y Mathis, R.L., 1980; **On the formation and occurrence of saddle dolomite**, *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 50, No. 4, p. 1149-1168.
- Ramírez-Espinosa, J., 1984; **La Acreción de los Terrenos Mixteco y Oaxaca durante el Cretácico Inferior, Sierra Madre del Sur de México**, *Boletín de la Soc. Geol. Mexicana*, T. 45, No. 1-2, p. 7-19.
- Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrman, U. y Frisch, W., 1991; **Second Look at Suspect Terranes in Southern Mexico**, *Geology*, Vol. 19, No. 12, p. 1233-1236.
- Read, J.F., 1982; **Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: Types, characteristics and Evolution**, *Tectonophysics*, Vol. 81, p. 195-212.

- Read, J.F., 1985; **Carbonate platforms facies models**, *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, Vol. 69, No. 1, p. 1-21.
- Reeckmann, A. y Friedman, G.M., 1982; **Exploration for Carbonate Petroleum Reservoirs**, Elf-Aquitaine, John Wiley & Sons, New York, 213 p.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B., 1980; **Depositional Sedimentary Environments, with reference to terrigenous clastics**, 2nd edition, Springer-Verlag, Berlin, 551 p.
- Ricketts, B.D., 1983; **The evolution of a Middle Precambrian dolostone sequence - A spectrum of dolomitization regimes**, *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 53, No. 2, p. 565-586.
- Riller, U., Ratschbacher, L. y Frisch, W., 1992; **Left-lateral transtension along the Tierra Colorado deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic arc of southern Mexico**, *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 5, p. 237-247.
- Robinson, K.L., Gastil, R.G. y Campa-Uranga, M.F., 1989; **Early Tertiary extension in southwestern Mexico and the exhumation of the Xolapa metamorphic core complex**, *Geol. Soc. Amer., Abstracts with Programs*, Vol. 21, No. 6, p. A92.
- Robinson, K.L., Gastil, R.G. y Girty, M.S., 1990; **Eocene intra-arc transtension: The detachment of the Chortis Block from southwestern Mexico**, *Geol. Soc. Amer., Abstracts with Programs*, Vol. 22, No. 3, p. 78.
- Rosales, E. y Bello-Montoya, R., 1992; **Eventos anóxicos mesozoicos registrados en secuencias adyacentes a la costa del Golfo de México**, en: *Libro de Resúmenes*, XI Convención Geológica Nacional, Soc. Geol. Mexicana, Veracruz, Ver., p. 169-170.
- Ross, D.J. y Skelton, P.W., 1993; **Rudist formations of the Cretaceous: a paleoecological, sedimentological and stratigraphical review**, en: Wright, V.P., (ed.); *Sedimentology Review/1*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 73-91.
- Sabanero-Sosa, M.H., 1990; **La Ruptura del Extremo Austral de la Plataforma Guerrero-Morelos, Determinado por la Acreción Constructiva-Transformante del Terreno Xolapa**; Tesis Profesional, ESIA-IPN, México, 126 p., (inédita).
- Salinas-Prieto, J.C., 1984; **Los Límites Tectónicos Sur y Occidental del Terreno Mixteco**, *Boletín de la Soc. Geol. Mexicana*, T. 45, No. 1-2, p. 73-85.
- Salinas-Prieto, J.C., 1986; **Estudio Geológico de la Porción Occidental de la Región de la Montaña, Estado de Guerrero**; Tesis Profesional, ESIA-IPN, México, 97 p., (inédita).
- Salinas-Prieto, J.C., Monod, O. y Faure, M., 1993; **Deformación dúctil progresiva en el límite oriental del Terreno Guerrero, suroeste de México**, en: Ortega-Gutiérrez, F., Coney, P.J., Centeno-García, E. y Gómez-Caballero, A., *First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, Guanajuato, México, Instituto de Geología, UNAM, p. 130-132.
- Santiago, J., Carrillo-Bravo, J., Martell, B., 1984; **Geología Petrolera de México**, en: *Evaluación de Formaciones*, Schlumberger, p. 1-1-4-36.
- Schlager, W., 1981; **The paradox of drowned reefs and carbonate platforms**, *Geological Society of America Bulletin*, Parte I, Vol. 92, p. 197-211.

- Schlanger, S.O. y Jenkyns, H.C., 1976; **Cretaceous oceanic anoxic events: Causes and consequences**, *Geologie en Mijnbouw*, Vol. 55, No. 3-4, p. 179-184.
- Schreiber, B.C., Roth, M.S. y Helman, M.L., 1982; **Recognition of primary facies characteristics of evaporites and the differentiation of these forms from diagenetic overprints**, en: Handford, C.R., Loucks, R.G. y Davies, G.R. (eds.), *Depositional and diagenetic spectra of evaporites- A core workshop*, SEPM Core Workshop No. 3, Calgary, Canada, p. 1-32.
- Schreiber, B.C., Tucker, M.E. y Till, R., 1986; **Arid shorelines and evaporites**, en: Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*, Elsevier, New York, p. 189-228.
- Segura, M., García, A., García-Hidalgo, J. y Carenas, B., 1993; **The Cenomanian-Turonian transgression in the Iberian Ranges (Spain): depositional sequences and the location of the Cenomanian-Turonian boundary**, *Cretaceous Research*, Vol. 14, p. 519-529.
- Sellwood, B.W., 1986; **Shallow marine carbonate environments**, en: Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*, Elsevier, New York, p. 283-342.
- Shinn, E.A., 1983a; **Tidal Flat Environment**, en: Scholle, P.A., Bebout, D.G. y Moore, C.H. (eds.), *Carbonate Depositional Environments*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 33, p. 171-210.
- Shinn, E.A., 1983b; **Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores, and isocrites: A reevaluation**, *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 53, No. 2, p. 619-628.
- Shinn, E.A., 1986; **Modern carbonate tidal flats: Their diagnostic features**, en: Warne, J.E. y Shanley, K.W. (eds.), *Carbonate Depositional Environments Modern and Ancient, Part 3: Tidal Flats*, Colorado School of Mines Quarterly, Vol. 81, No. 1, p. 7-35.
- Sibley, D.F. y Gregg, J.M., 1987; **Classification of dolomite rock textures**, *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 57, No. 6, p. 967-975.
- Smosna, R. y Warshauer, S.M., 1981; **Rank exposure index on a Silurian carbonate tidal flat**, *Sedimentology*, Vol. 28, p. 723-731.
- Steidtmann, J.R. y Middleton, L.T., 1991; **Fault chronology and uplift history of the southern Wind River Range, Wyoming: Implications for Laramide and post-Laramide deformation in the Rocky Mountain foreland**, *Geol. Soc. Am. Bulletin*, Vol. 103, p. 472-485.
- Stow, D.A.V., 1986; **Deep clastic seas**, en: Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*, 2a ed., Blackwell, p. 399-444.
- Suter, M., 1984; **Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico**, *Geol. Soc. Am. Bulletin*, Vol. 95, p. 1387-1397.
- Tardy, M., Lapierre, H., Boudier, J.L., Coulon, C., Ortiz-Hernández, L.E. e Yta, M., 1992; **Intraoceanic setting of the western Mexico Guerrero terrane-Implications for the Pacific-Tethys geodynamic relationships during the Cretaceous**, *Revista, Inst. de Geología, UNAM*, Vol. 10, No. 2, p. 118-128.

- Tardy, M., Lapiere, H., Boudier, J.L., Yta, M. y Coulon, C., 1991; **The Late Jurassic-Early Cretaceous arc of western Mexico (Guerrero terrane); origin and geodynamic evolution**, en: Rubinovich-Kogan, R. y Carreno, A.L. (eds.), *Memoria de la Convención sobre la Evolución Geológica de México y Primer Congreso Mexicano de Mineralogía*, Pachuca, Hgo., México, p. 213-215.
- Tucker, M.E., 1991 (reimp. 1992); **Sedimentary Petrology**; Blackwell Scientific Publications, Geoscience Texts, Londres, 260 p.
- Tucker, M.E., y Wright, V.P., 1990; **Carbonate Sedimentology**, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 p.
- Ulicny, D., Hladíková J. y Hradecká, L., 1993; **Record of sea-level changes, oxygen depletion and the $\delta^{13}\text{C}$ anomaly across the Cenomanian-Turonian boundary, Bohemian Cretaceous Basin**, *Cretaceous Research*, Vol. 14, p. 211-234.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1988; **Palaeomagnetic study of the Cretaceous Mercos Formation, Guerrero State, southern Mexico**, *Tectonophysics*, Vol. 147, p. 121-125.
- Vélez-Scholvin, D., 1989; **La Cuenca Guerrero: Un Ejemplo de Deformación por Transcurrencia en el Sur de México**, *AIPM, XXVII Congreso Nacional*, Puebla, Pue., México.
- Vélez-Scholvin, D., 1991; **Paleogeografía e Importancia Petrolera del Cretácico Inferior del Centro de México**, *XXX Congreso AIPM*, Villahermosa, Tab., México.
- Von der Borch, C.C. y Lock, D., 1979; **Geological significance of Coorong dolomites**, *Sedimentology*, Vol. 26, p. 813-824.
- Ward, W.C. y Halley, R.B., 1984; **Dolomitization in a mixing zone of near-seawater composition, Late Pleistocene, Northeastern Yucatan Peninsula**, *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 55, No. 3, p. 407-420.
- Wilson, J.L., 1975; **Carbonate Facies in Geologic History**; Springer-Verlag, Berlin, 471 p.
- Wilson, J.L. y Jordan, C., 1983; **Middle Shelf Environment**, en: Scholle, P.A., Bebout, D.G. y Moore, C.H., (eds.), *Carbonate Depositional Environments*, The American Association of Petroleum Geologists Memoir 33, p. 297-343.