



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO DE DOS EVENTOS DE PROFUNDIZACIÓN EN LA PLATAFORMA CARBONATADA DE ACTOPAN DURANTE EL APTIANO-CENOMANIANO, EDO. DE HIDALGO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

JUAN MANUEL LEÓN FRANCISCO

TUTOR PRINCIPAL

DR. GUSTAVO MURILLO MUÑETÓN (Instituto Mexicano Del Petróleo)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

DR. RICARDO BARRAGÁN MANZO (Instituto de Geología, UNAM)

DRA. ANA LUISA CARREÑO (Instituto de Geología, UNAM)

DR. JOAQUÍN EDUARDO AGUAYO CAMARGO (Facultad de Ingeniería, UNAM)

DRA. CLAUDIA CRISTINA MENDOZA ROSALES (Facultad de Ingeniería, UNAM)

MÉXICO D.F., MAYO DE 2015



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO DE DOS EVENTOS DE PROFUNDIZACIÓN EN LA PLATAFORMA CARBONATADA DE ACTOPAN DURANTE EL CRETÁCICO TEMPRANO Y TARDÍO, EDO. DE HIDALGO.

CONTENIDO

DEDICATORIA Y AGRADECIMIENTOS	i
RESUMEN	iii
ABSTRACT	v
LISTA DE FIGURAS Y TABLAS	vii
CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Objetivo	2
1.2 Localización del área de estudio	2
1.3 Métodos	5
1.4 Trabajos previos.....	8
CAPÍTULO II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	10
2.1 Estratigrafía.....	12
2.2 Tectónica	22
CAPÍTULO III. MARCO GEOLÓGICO LOCAL	23
3.1 Estratigrafía	24
3.2 Tectónica	29
CAPÍTULO IV. FACIES SEDIMENTARIAS	30
4.1 Facies de la Sección Tordillo.....	30
4.2 Facies de la Sección La Flor.....	66
CAPÍTULO V. ASOCIACIONES DE FACIES	73
5.1 Ciclos de somerización hacia arriba.....	73
5.2 Ciclos de profundización.....	76
CAPÍTULO VI. MARCO BIOCRONOESTRATIGRÁFICO	81
6.1 Marco cronoestratigráfico regional	81
6.2 Bioestratigrafía	82

CAPÍTULO VII. FACTORES QUE CONTROLARON LA SEDIMENTACIÓN DE LA PLATAFORMA DE ACTOPAN	96
CAPÍTULO VIII. DISCUSIÓN.....	100
CAPÍTULO IX. CONCLUSIONES.....	106
REFERENCIAS	109
ÁPENDICE.....	129

Dedicatoria

Este trabajo es para las personas que hacen mi viaje más ligero.

Gracias por compartir momentos de su vida conmigo:

Berenice, Diana, Griselda, Gustavo, Mara,

Mariana, Nidia, Omar, Priscila.

AGRADECIMIENTOS

Al CONACyT por la beca otorgada que permitió llevar a cabo este trabajo.

Al Dr. Gustavo Murillo, gracias por la confianza, por su paciencia, por el tiempo para asesorarme y por los regaños que guiaron mi formación. Ha marcado favorable y significativamente mi forma de trabajar, muchas gracias.

A la Mtra. Sonia Franco, por su apoyo, su tiempo y el conocimiento compartido.

Al jurado que revisó mi tesis, por sus comentarios y sugerencias que mejoraron este trabajo, muchas gracias Dra. Ana Luisa Carreño, Dra. Claudia Mendoza, Dr. Ricardo Barragán y Dr. Eduardo Aguayo.

A mis colegas del IMP que su amistad y apoyo me motivaron siempre, Griselda, Diana, Josefina.

A las personas que contribuyeron a este trabajo, muchas gracias Griselda Abascal, Mariana Castillo, Berenice Zapata, Priscila Medina.

RESUMEN

La Plataforma de Actopan, expuesta en las cercanías de Actopan, en el Estado de Hidalgo, es parte de un sistema de plataformas carbonatadas desarrolladas extensamente en México durante el Cretácico. A pesar de los excelentes afloramientos y el fácil acceso, la Plataforma de Actopan es poco conocida. En este estudio se realizó un análisis estratigráfico-sedimentológico detallado de dos secciones diacrónicas, denominadas Tordillo y La Flor. La Sección Tordillo tiene un espesor de 345 m y se sitúa en la parte suroccidental de la plataforma en las inmediaciones del poblado Jagüey Blanco. Esta sección comprende 198 m en su parte inferior de la Formación El Abra y consiste de una sucesión sedimentaria de facies carbonatadas marinas de aguas someras. Estas facies incluyen: boundstone de criptoalgalaminitas, mudstone/wackestone de foraminíferos bentónicos-fragmentos de moluscos, packstone/grainstone de peloides-foraminíferos bentónicos, packstone de oncoides, boundstone de *Chondrodonta* sp.-requiénidos, y mudstone/wackestone de equinodermos-fragmentos de moluscos-foraminíferos bentónicos. Estas facies son típicas de interior de plataforma e indicativas de ambientes de: intermarea, laguna y parches arrecifales. Adicionalmente, estas facies se apilan sistemáticamente formando ciclos carbonatados de submarea y perimarea cuyo espesor varía de 1 a 10 m. Su contenido fosilífero permitió definir una edad de Barremiano al Aptiano para la Formación El Abra en esta localidad. Continuando con la Sección Tordillo, la Formación El Abra está cubierta gradualmente por una sucesión sedimentaria carbonatada marina de aguas profundas, cuyo contenido micropaleontológico indica una edad del Aptiano tardío, documentada por primera vez en la Plataforma de Actopan. Este paquete sedimentario es cronoestratigráficamente equivalente a la Formación La Peña del noreste de México. Esta unidad pasa normalmente a carbonatos de grano fino y grueso formados por facies pelágicas, turbiditas y brechas calcáreas, cuyo depósito fue inducido principalmente por gravedad en condiciones profundas. El contenido micropaleontológico pelágico de este intervalo sugiere una edad del Albiano temprano-medio, de ahí que este horizonte

puede ser correlacionado con la Formación Tamabra.

La Sección La Flor tiene un espesor de 45 m y se encuentra en las cercanías del poblado La Flor en la parte noreste de la Plataforma de Actopan. La parte inferior de la sección corresponde a 28 m de grainstone de bioclastos que representan un banco de arenas carbonatadas de margen de plataforma y constituyen la cima de la Formación El Abra. Esta unidad está cubierta normalmente por 17 m de capas delgadas de la Formación Agua Nueva, la cual consiste de facies carbonatadas con abundante pedernal diagenético. La bien preservada laminación de esta unidad, su color gris oscuro y su contenido micropaleontológico sugieren un ambiente marino profundo desarrollado en el Cenomaniano tardío.

El estudio detallado de estas dos secciones estratigráficas permitió documentar dos eventos transgresivos importantes que afectaron a la Plataforma de Actopan. El primer evento corresponde al Aptiano tardío, no había sido reportado previamente en esta plataforma y coincide en tiempo con el evento anóxico OAE1a documentado en el noreste de México. Esto permite suponer que la transgresión marina fue global, afectando inclusive a la Plataforma de Actopan, sin embargo, las características sedimentológicas y paleontológicas de las facies equivalentes a la Formación La Peña representativas de ese evento transgresivo, sugieren condiciones relativamente oxigenadas. Por lo que la plataforma carbonatada no sufrió un completo ahogamiento y se re-estableció durante el Albiano, teniendo su mayor productividad durante el Albiano-Cenomaniano. El segundo evento transgresivo que afectó a la Plataforma de Actopan y que prácticamente la ahogó ocurrió durante el Cenomaniano tardío y coincide con el evento anóxico OAE2, identificado en otras plataformas carbonatadas del centro y sur de México. Este evento está representado por las facies de la Formación Agua Nueva de la Sección La Flor.

ABSTRACT

The Actopan Platform cropping out nearby Actopan, Hidalgo State, is part of a system of carbonate platforms developed extensively in Mexico during Cretaceous time. In spite of the superb outcrops and the easy access, the Actopan Platform is poorly known. In this study, a detailed stratigraphic-sedimentologic analysis of two diachronic sections named Tordillo and La Flor was conducted. The Tordillo Section is 345 m thick and is located in the southwestern part of the Actopan Platform nearby the Jagüey Blanco town. The lower part of this section consists of 198 m of the El Abra Formation and is represented by a sedimentary succession of shallow-water carbonate facies. These facies include: criptalgal laminite boundstone, benthic foraminifer-mollusk fragment mudstone/wackestone, peloidal-benthic foraminifer packstone/grainstone, oncoid packstone, *Chondrodonta* sp.-requieniid boundstone, and echinoderm-mollusk fragment-benthic foraminifer mudstone/wackestone. These facies are typical of an inner-platform setting and indicative of intertidal, lagoonal, and reef patches depositional environments. Furthermore, these facies stack systematically forming peritidal and subtidal carbonate cycles whose thickness varies from 1 m to 10 m. Their fossiliferous content allowed to define a Barremian to Aptian age for the El Abra Formation at this location. Following with the Tordillo Section, the Formación El Abra is overlaid gradually by a deep-water marine carbonate sedimentary succession whose microfossiliferous content indicates a late Aptian age, documented by the first time in the Actopan Platform. This sedimentary package is chronostratigraphically equivalent to the La Peña Formation in northeastern Mexico. This unit passes normally to fine- and very coarse-grained carbonates consisting of pelagic facies, carbonate turbidites, and calcareous breccias whose deposit was induced mainly by gravity under deep conditions. The pelagic micropaleontologic association in this interval suggests a early-middle Albian age, hence this horizon can be correlated with the Tamabra Formation.

The La Flor Section is 45 m thick and is located nearby the La Flor village in the

northeastern part of the Actopan Platform. The lower part of the section corresponds to 28 m of skeletal grainstones that represent a platform-margin carbonate sand shoal and constitutes the top of the El Abra Formation. This unit is overlain normally by 17 m of thin beds of the Agua Nueva Formation consisting of carbonate facies with abundant diagenetic chert. The well-preserved lamination, its dark gray color, and its pelagic micropaleontologic content suggest a deep water marine setting for this unit developed during late Cenomanian time.

The detailed study of these stratigraphic sections allowed to document two important transgressive events that affected the Actopan Platform. The first event corresponds to the late Aptian and has not been reported previously in this platform. It coincides in time with the OAE1a anoxic event, documented in northern Mexico. This allows to presume that the marine transgression was of global scale affecting including the Actopan Platform. However, the sedimentological and micropaleontological characteristics of the Peña Formation-equivalent facies representative of this transgressive event suggest relatively oxygenated conditions. Therefore, the carbonate platform was not completely drowned and was re-established during the Albian having its major productivity during the Albian-Cenomanian. The second transgressive event that affected the Actopan Platform and practically drowned it occurred during the late Cenomanian and coincides with the OAE2 identified in other carbonate platforms from central and southern Mexico. This event is represented by the facies of the Agua Nueva Formation in the La Flor Section.

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

Figura 1.1. Localización del área de estudio, la Plataforma de Actopan se ubica en la porción sureste de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.....	3
Figura 1.2. Localización de las dos secciones estratigráficas estudiadas en la Plataforma de Actopan.....	4
Figura 1.3. Secciones medidas en la Plataforma de Actopan.....	5
Figura 2.1. Columna geológica de la Plataforma Valles-San Luis Potosí en su parte central y en sus márgenes occidental y oriental.....	11
Figura 3.1. Columna geológica de las rocas expuestas en el área de Ixmiquilpan, Edo. de Hidalgo.....	24
Figura 3.2. Mapa geológico del área de estudio.....	28
Figura 4.1. Facies de boundstone criptoalgalaminitas.....	33
Figura 4.2. Facies de mudstone/wackestone de foraminíferos bentónicos-fragmentos de moluscos.....	36
Figura 4.3. Fotomicrografías de la facies de mudstone/wackestone de foraminíferos bentónicos-fragmentos de moluscos.....	37
Figura 4.4. Facies de packstone/grainstone de peloides-foraminíferos bentónicos.....	39
Figura 4.5. Fotomicrografías de la facies de packstone/grainstone de peloides-foraminíferos bentónicos.....	40
Figura 4.6. Facies de boundstone de <i>Chondrodonta</i> sp.-requiénidos.....	42
Figura 4.7. Fotomicrografías de la facies de boundstone de <i>Chondrodonta</i> sp.-requiénidos.....	43
Figura 4.8. Facies packstone de oncoides.....	45
Figura 4.9. Facies de mudstone/wackestone de equinodermos-fragmentos de moluscos-foraminíferos bentónicos.....	47
Figura 4.10. Fotomicrografías de la facies de mudstone/wackestone de equinodermos-fragmentos de moluscos-foraminíferos bentónicos.....	48

Figura 4.11. Facies de mudstone/wackestone de foraminíferos planctónicos-foraminíferos bentónicos.....	50
Figura 4.12. Fotomicrografías de la facies de mudstone/wackestone de foraminíferos planctónicos-foraminíferos bentónicos.....	51
Figura 4.13. Facies de wackestone de colomiélidos-foraminíferos planctónicos.....	53
Figura 4.14. Fotomicrografías de la facies de wackestone de colomiélidos-foraminíferos planctónicos.....	54
Figura 4.15. Facies de wackestone de calciesferas-foraminíferos planctónicos...	56
Figura 4.16. Fotomicrografías de la facies de wackestone de calciesferas-foraminíferos planctónicos.....	57
Figura 4.17. Facies de turbiditas calcáreas.....	60
Figura 4.18. Fotomicrografías de la facies de turbiditas calcáreas.....	61
Figura 4.19. Facies de brechas calcáreas.....	64
Figura. 4.20. Mosaico de fotomicrografías de la facies de brechas calcáreas.....	65
Figura 4.21. Facies de grainstone de bioclastos.....	68
Figura 4.22. Fotomicrografías de la facies de grainstone de bioclastos.....	69
Figura 4.23. Facies de wackestone de foraminíferos planctónicos-calciesferas...	71
Figura 4.24. Fotomicrografías de la facies de wackestone de foraminíferos planctónicos-calciesferas.....	72
Figura 5.1. Ciclos de somerización hacia arriba y su posible modelo de depósito.....	75
Figura 5.2. Ciclos de profundización y su posible modelo de depósito.....	78
Figura 5.3. Ciclos profundos y su posible modelo de depósito.....	79
Figura 5.4. Ciclos profundos de talud.....	80
Figura. 6.1. Distribución de las especies estudiadas en la Sección Tordillo del Barremiano al Albiano medio.....	83

Figura. 6.2. Contenido microfósil de edad Barremiano-Aptiano de la Sección Tordillo.....	86
Figura. 6.2 Contenido microfósil de edad Barremiano-Aptiano de la Sección Tordillo (Continuación).....	87
Figura. 6.3. Contenido microfósil de edad Aptiano tardío de la Sección Tordillo.....	89
Figura. 6.4. Contenido microfósil de edad Albiano temprano de la Sección Tordillo.....	91
Figura. 6.5. Contenido microfósil de edad Albiano medio de la Sección Tordillo.....	94
Figura. 6.6. Contenido microfósil de edad Cenomaniano tardío de la Sección La Flor.....	95
Figura 7.2. Curva paleobatimétrica de la Sección Tordillo y su correlación con las curvas del norte de México de Lehmann <i>et al.</i> (2000) y la curva eustática de Haq <i>et al.</i> (1988).....	98
Figura 8.1. Posible evolución de la Plataforma de Actopan, del Barremiano al Turoniano.....	104
Figura 8.2. Columna estratigráfica propuesta para el área de Actopan-Ixmiquilpan, Hgo., y su comparación con la columna estratigráfica del margen oriental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.....	105
Tabla. 4.1. Resumen de las facies carbonatadas de la Sección Tordillo en la Plataforma de Actopan.....	31
Tabla. 4.2. Resumen de las facies carbonatadas de la Sección La Flor en la Plataforma de Actopan.....	66

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

El estudio de los procesos físicos, químicos y biológicos que se llevan a cabo en los sistemas carbonatados, ofrece importante información acerca de su evolución (Tucker y Wright, 1990). Esta información se refleja en las facies sedimentarias y en sus geometrías particulares, según el tipo de arquitectura estratigráfica de la plataforma carbonatada (e.g. aislada, rampa, bordeada, etc.). Una plataforma carbonatada se caracteriza por un sistema de depósito que desarrolla un relieve constructivo sobre el piso marino y está bordeado hacia la costa por sedimentos marinos marginales o continentales (Arh, 1973; Wilson, 1975; Read, 1985).

Numerosas plataformas carbonatadas se desarrollaron en el Cretácico por la combinación de condiciones favorables. La temperatura cálida (principalmente condiciones de invernadero o *greenhouse*), estabilidad tectónica, oxigenación, salinidad, nutrientes, etc, favorecieron el entorno del Mar de Tetis (Wilson, 1990; Winterer, 1991; Simo *et al.*, 1993; Bilotte, 1993). En la parte oeste del Mar de Tetis, se desarrollaron las grandes plataformas carbonatadas de México (Frakes, 1979), entre las que sobresalen, de norte a sur: la Plataforma de Coahuila, la Faja de Oro o Plataforma de Tuxpan, la Plataforma de Valles-San Luis Potosí, el Banco El Doctor, la Plataforma Guerrero-Morelos, la Plataforma de Actopan, la Plataforma Artesa-Mundo Nuevo y el sistema Sierra Madre, principalmente. La Plataforma de Actopan es el objeto de este trabajo.

El desarrollo de los sistemas carbonatados depende de los factores que controlan la fábrica de carbonatos. Entre estos factores se encuentran: la temperatura, batimetría, iluminación, clima, aporte clástico, nutrientes, salinidad, tectónica y los cambios del nivel relativo del mar (James y Bourque, 1992; Jones y Desroches, 1992; Walker y James, 1992; Schlager, 2003). Cualquier aumento en el nivel relativo del mar, se refleja en las variaciones texturales y composicionales de los carbonatos. Las transgresiones marinas, bajo circunstancias particulares representan una amenaza para las plataformas, porque pueden terminar con la

fábrica de carbonatos cuando la plataforma se profundiza más allá de la zona fótica (Schlager, 1981; Schlanger *et al.* 1987; Schlager, 1989; Catuneanu, 2006).

La Plataforma de Actopan del Albiano-Cenomaniano ha sido estudiada pobremente. Este cuerpo carbonatado situado en la parte centro oriental de México registró al menos dos eventos de profundización, uno en el Aptiano superior y otro en el límite Cenomaniano-Turoniano.

1.1 OBJETIVO

Documentar los eventos de profundización de la Plataforma de Actopan, en el estado de Hidalgo, durante el Aptiano-Cenomaniano a través de análisis sedimentológico, estratigráfico y micropaleontológico, estableciendo un análisis de facies detallado, un marco cronoestratigráfico y un modelo sedimentario que ilustre la evolución de la Plataforma de Actopan durante el Barremiano-Cenomaniano.

1.2 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La Plataforma de Actopan se ubica en la región centro-oriental de México, al occidente del municipio de Actopan, Edo. de Hidalgo. Este sistema carbonatado se localiza al oeste de la Sierra Madre Oriental y abarca un área aproximada de 2,500 km². Se prolonga dirección NW-SE alrededor de 150 km y de 7 a 15 km en dirección W-E (Fig. 1.1). En esta plataforma se midieron dos secciones estratigráficas nombradas La Flor y Tordillo, ubicadas entre los municipios de Progreso de Obregón, Ixmiquilpan y Actopan, en el Valle del Mezquital. Las coordenadas geográficas del área son: 20°15' y 20°28' de latitud Norte, 99°02' y 99°14' de longitud Oeste.

Estas dos secciones estratigráficas se localizan a 45 km al NE de la Ciudad de Pachuca, Hgo., y a 95 km al N-NW de la Ciudad de México. La Sección La Flor se

localiza adyacente a la carretera Actopan-Ixmiquilpan, en la comunidad de La Flor; mientras que la Sección Tordillo se ubica en las inmediaciones de la comunidad de Jagüey Blanco aproximadamente 6 km al NE de Progreso de Obregón, Hgo. (Fig. 1.2).

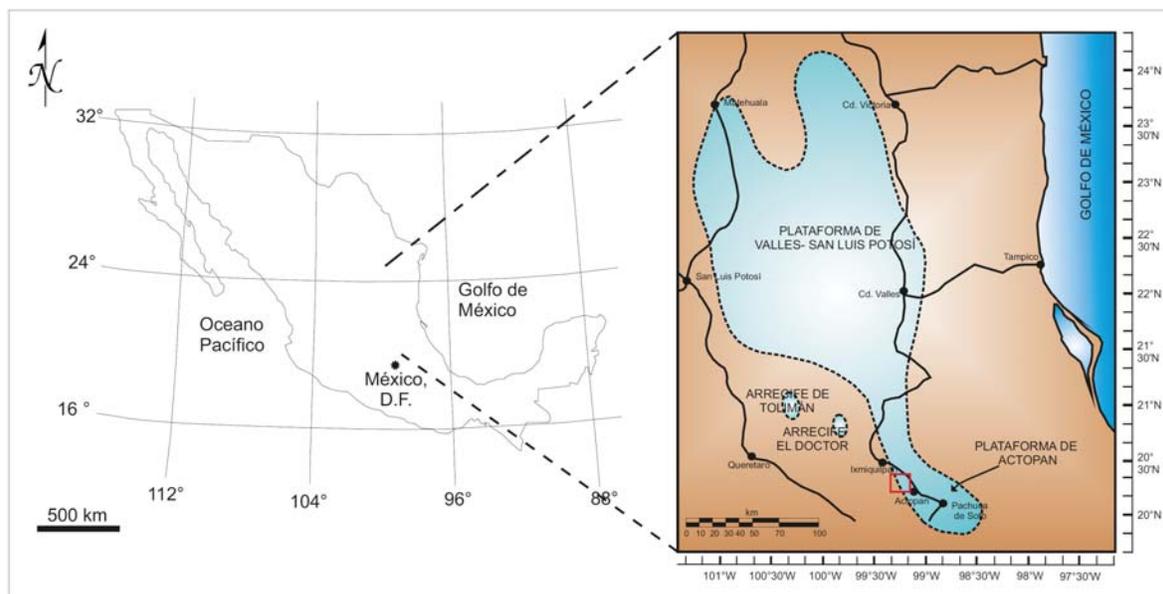


Figura 1.1. Localización del área de estudio. La Plataforma de Actopan se ubica al sureste de la Plataforma Valles-San Luis Potosí. Tomado de Carrillo-Bravo, 1971; Tarango, 2003 y Carrasco-V. *et al.*, 2004.

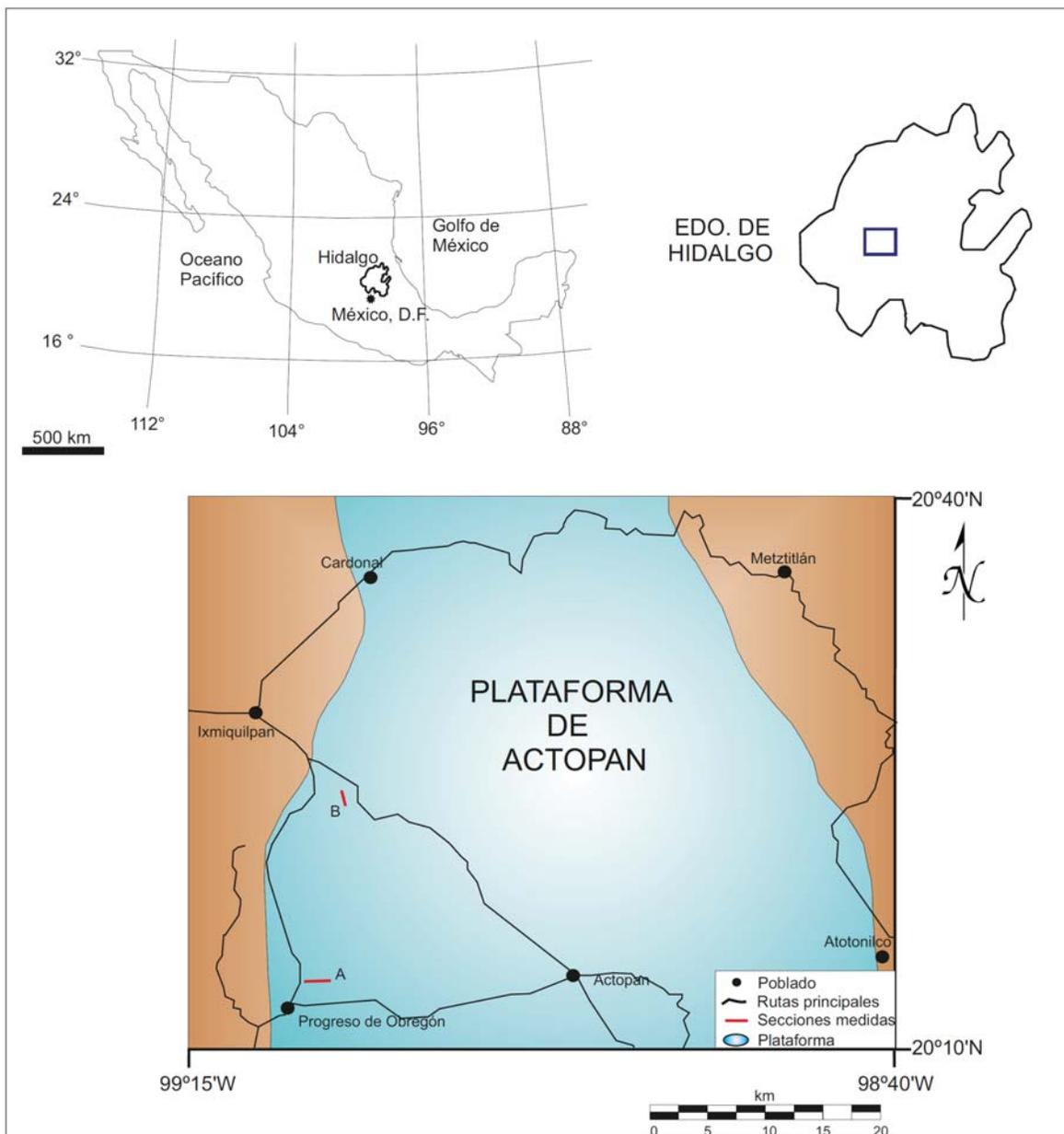


Figura 1.2. Localización de las dos secciones estratigráficas estudiadas en la Plataforma de Actopan. Modificada de Carrasco-V. *et al.*, 2004. (A) Sección Tordillo y (B) Sección La Flor.

1.3 METODOS

Para alcanzar el objetivo de esta investigación se compiló la bibliografía existente del área de estudio y se seleccionaron las dos mejores secciones estratigráficas donde quedaron registrados los eventos transgresivos que afectaron a la Plataforma de Actopan. Se midieron las secciones, se realizó el análisis petrográfico detallado de las muestras de roca, se hizo el estudio micropaleontológico, se interpretaron las facies y sus asociaciones y se establecieron los modelos de depósito.

Medición de secciones estratigráficas

De acuerdo a trabajos previos se visitaron varias localidades y se seleccionaron dos secciones estratigráficas que representan la transición de facies carbonatadas marinas someras a facies carbonatadas marinas profundas (Fig. 1.3). Las dos secciones se midieron a detalle utilizando el “báculo de Jacob”, brújula tipo Brunton y flexómetro. Con base en el cambio vertical de las litofacies, se colectaron muestras aproximadamente cada 40 cm para de tener un control estratigráfico detallado. Se documentaron los tipos de facies y sus texturas depositacionales de acuerdo a la clasificación de calizas marinas de Dunham (1962), tipos de contactos, componentes carbonatados orgánicos e inorgánicos, cambios de facies y principales rasgos diagenéticos (e.g., dolomitización, compactación, disolución, etc.).

En la Sección Tordillo afloran de forma discontinua o con intervalos cubiertos, rocas carbonatadas de facies de aguas someras reportadas formalmente como la Formación El Abra (Tarango, 2003). Estas facies subyacen normalmente a facies carbonatadas marinas de aguas profundas consideradas como parte de la Formación Agua Nueva (Tarango, 2003). La Sección Tordillo tiene un espesor de 345 m y se colectaron 243 muestras de roca. En la base de la Sección La Flor afloran de forma continua y bien expuesta rocas carbonatadas marinas someras de la Formación El Abra representadas por un banco masivo de arenas

carbonatadas (Carrasco-V., 1971). Estas facies subyacen normalmente a facies carbonatadas marinas de aguas profundas de la Formación Agua Nueva (Tarango, 2003). En la Sección La Flor se midieron 48.5 m y se colectaron 67 muestras de roca. Las secciones estratigráficas completas se incluyen en el Apéndice.

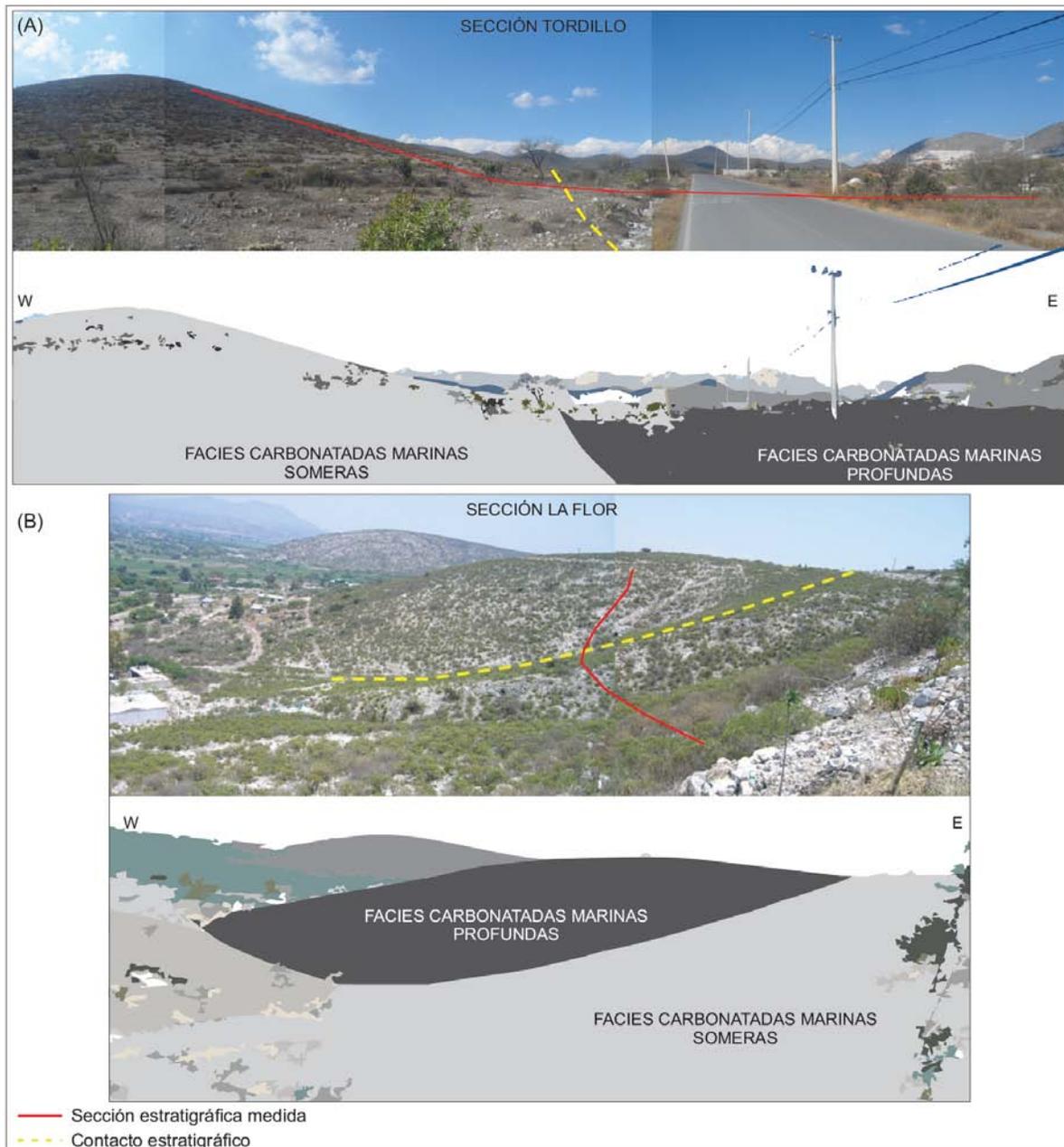


Figura 1.3. Secciones estratigráficas medidas en la Plataforma de Actopan. (A) Sección Tordillo de 345 m de longitud, ubicada en la comunidad de Jagüey Blanco, al NE de Progreso de Obregón, Hgo. (B) Sección La Flor de 48.5 m de longitud, localizada en la comunidad de La Flor, al SE de Ixmiquilpan, Hgo.

Análisis petrográfico

Se seleccionaron las muestras más representativas de acuerdo a las facies observadas en campo y se elaboraron 136 láminas delgadas. Cuando fue necesario, para fines bioestratigráficos, se hicieron dos láminas delgadas de algunas de las muestras que contenían microfósiles bien preservados. Se realizó el estudio petrográfico de las secciones delgadas utilizando microscopios petrográficos con cámara integrada. Para esta actividad se empleó también la clasificación de Dunham (1962); se documentaron los componentes carbonatados orgánicos e inorgánicos, el contenido de matriz y tipos de cementos. Además se documentaron las características diagenéticas, incluidas: dolomitización, porosidad, silicificación, micritización, dedolomitización, etc. Cuando fue posible se describieron estructuras sedimentarias observadas en el microscopio tales como bioturbación y laminación. Se tomaron fotomicrografías de las principales características de cada muestra.

Estudio micropaleontológico

Se realizó el estudio micropaleontológico con ayuda de la M. en C. Sonia Franco Navarrete de las secciones delgadas de muestras representativas. Esta actividad se enfocó en la identificación de microfósiles bentónicos y planctónicos, principalmente foraminíferos, colomiélidos y calciesferúlidos que permitieron proponer un marco bio-cronoestratigráfico. Se establecieron las primeras y últimas apariciones de algunas especies de microfósiles planctónicos y de manera cualitativa, se estimó su abundancia (abundante, común y rara). En la Sección Tordillo el análisis micropaleontológico presentó una buena resolución en las facies pelágicas debido a que presentan la mayor cantidad de especies índice planctónicas. Se establecieron asociaciones de especies para obtener una mejor resolución de la edad de la roca. El análisis micropaleontológico en la Sección La Flor sólo se realizó en la cima de la sección, que consiste de facies pelágicas que incluye organismos planctónicos índices. En la base de esta sección, que consiste

de facies de aguas someras de la Formación El Abra no se identificaron especies índice, por lo que su edad se establece con base en su posición estratigráfica.

Análisis de facies

Con base en el análisis petrográfico y paleontológico se establecieron 14 facies carbonatadas marinas (12 facies en la Sección Tordillo y 2 facies en la Sección La Flor), agrupadas de acuerdo a su textura, componentes orgánicos e inorgánicos, estructuras sedimentarias y características diagenéticas. La distribución vertical de estas facies permitió agruparlas en asociaciones de facies para determinados tiempos, estas asociaciones indican dos eventos de transgresión marina que afectaron a la Plataforma de Actopan. Es importante remarcar que uno de estos eventos ocurrido en el Cretácico Inferior se documenta por primera vez para la Plataforma de Actopan como resultado del análisis detallado realizado en este estudio.

1.4 TRABAJOS PREVIOS

Las plataformas carbonatadas cretácicas de México han sido muy estudiadas, principalmente por su importancia petrolera, ya que gran cantidad de yacimientos de hidrocarburos se ha encontrado en estos sistemas. Numerosos trabajos han aportado valiosa información acerca de la evolución de las plataformas cretácicas de México (Goldhammer y Johnson, 2001; Fries, 1960; Carrillo-Bravo, 1971; Wilson y Ward, 1993; Hernández-Romano, 1999), sin embargo, todavía existen zonas poco conocidas como es el caso de la Plataforma de Actopan.

Los primeros datos en que se incluye la zona de este estudio provienen de los trabajos exploratorios que Pemex desarrolló a principios de 1962 en la región centro y centro-oriental de México. Carrillo-Bravo (1971) denominó Plataforma de Valles-San Luis Potosí a una extensa unidad paleogeográfica de rocas

carbonatadas cretácicas que cubren parte de los estados de Tamaulipas, San Luis Potosí, Querétaro e Hidalgo. En los primeros estudios de la Plataforma de Valles-San Luis Potosí se ubica a la Plataforma de Actopan como una extensión de la misma (Wilson y Ward, 1993; Carrillo-Bravo, 1969; Basáñez-Loyola *et al.*, 1993). Sin embargo, Wilson (1975) denomina a la Plataforma de Actopan como Banco de Actopan y la considera como una construcción carbonatada separada de la Plataforma de Valles-San Luis Potosí. Carrasco-V. (1970) estudió a la Plataforma Valles-San Luis Potosí en diferentes localidades y concluyó que es discontinua hacia el sur, por lo que introdujo el nombre de Plataforma de Actopan a la porción de la plataforma ubicada al sur de Zimapán y en los alrededores del municipio de Actopan en el Estado de Hidalgo. Carrasco-V. (1971) realizó estudios sedimentológicos-estratigráficos a detalle de facies del Albiano- Cenomaniano de la Formación El Abra en la Plataforma de Actopan.

Tarango realizó estudios en los setentas (Tarango, 2003) de geología superficial donde documentó la estratigrafía y sedimentología del corredor Actopan-Ixmiquilpan. Este autor concluyó que el área está representada por rocas carbonatadas de plataforma y de cuenca de edad Albiano-Turoniano y por rocas sedimentarias lacustres y volcánicas del Terciario. El mismo Tarango (2003) realizó excursiones de geología de campo a la Plataforma de Actopan en los últimos años como parte del entrenamiento para personal de Pemex. Carrasco-V. *et al.*, (2004) y Carrasco-V. (2005) estudió a detalle un sistema de paleokarst que se desarrolló en esta plataforma durante el Albiano-Cenomaniano. Recientemente se han reportado estudios sedimentológicos y estratigráficos en esta plataforma, en los que se documentan secuencias terrígeno-carbonatadas y carbonatadas del Cretácico Inferior, (Abascal-Hernández y Murillo-Muñetón, 2013; León-Francisco *et al.*, 2013; Abascal-Hernández, 2014). Existen afloramientos cuya edad no habían sido reportadas con anterioridad, como se documenta en el presente trabajo.

CAPÍTULO II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La Plataforma de Actopan se considera la extensión sur de la Plataforma Valles-San Luis Potosí y forma parte de los sistemas carbonatados desarrollados extensamente en México durante el Cretácico (Carrasco-V., 1970, 1971). Carrillo-Bravo (1971) estudió ampliamente y definió formalmente a la Plataforma Valles-San Luis Potosí utilizando información de subsuelo y afloramientos. La mayor parte de la Plataforma Valles-San Luis Potosí se localiza dentro de la Sierra Madre Oriental y sus límites este y oeste corresponden a la Cuenca Tampico-Misantla y al Altiplano Mexicano, respectivamente. Esta gran plataforma carbonatada tiene una longitud aproximada de 450 km con una orientación NW-SE, una anchura promedio de 200 km y una superficie de más de 48,000 km² (Carrillo-Bravo, 1971). La Plataforma Valles-San Luis Potosí es de tipo aislada y se desarrolló en el flanco SW de la cresta tectónica con dirección N-NW (Carrillo-Bravo, 1961). Este sistema carbonatado se desarrolló sobre un elemento paleogeográfico mesozoico formado durante la Orogenia Permo-Triásica (Carrillo-Bravo, 1971). La estratigrafía de este paleoelemento comprende rocas pre-mesozoicas y rocas mesozoicas, incluidas las rocas carbonatadas cretácicas de plataforma, que predominan. También se tienen rocas del Cenozoico que constituyen cuerpos intrusivos, derrames volcánicos y rocas sedimentarias continentales (Fig. 2.1).

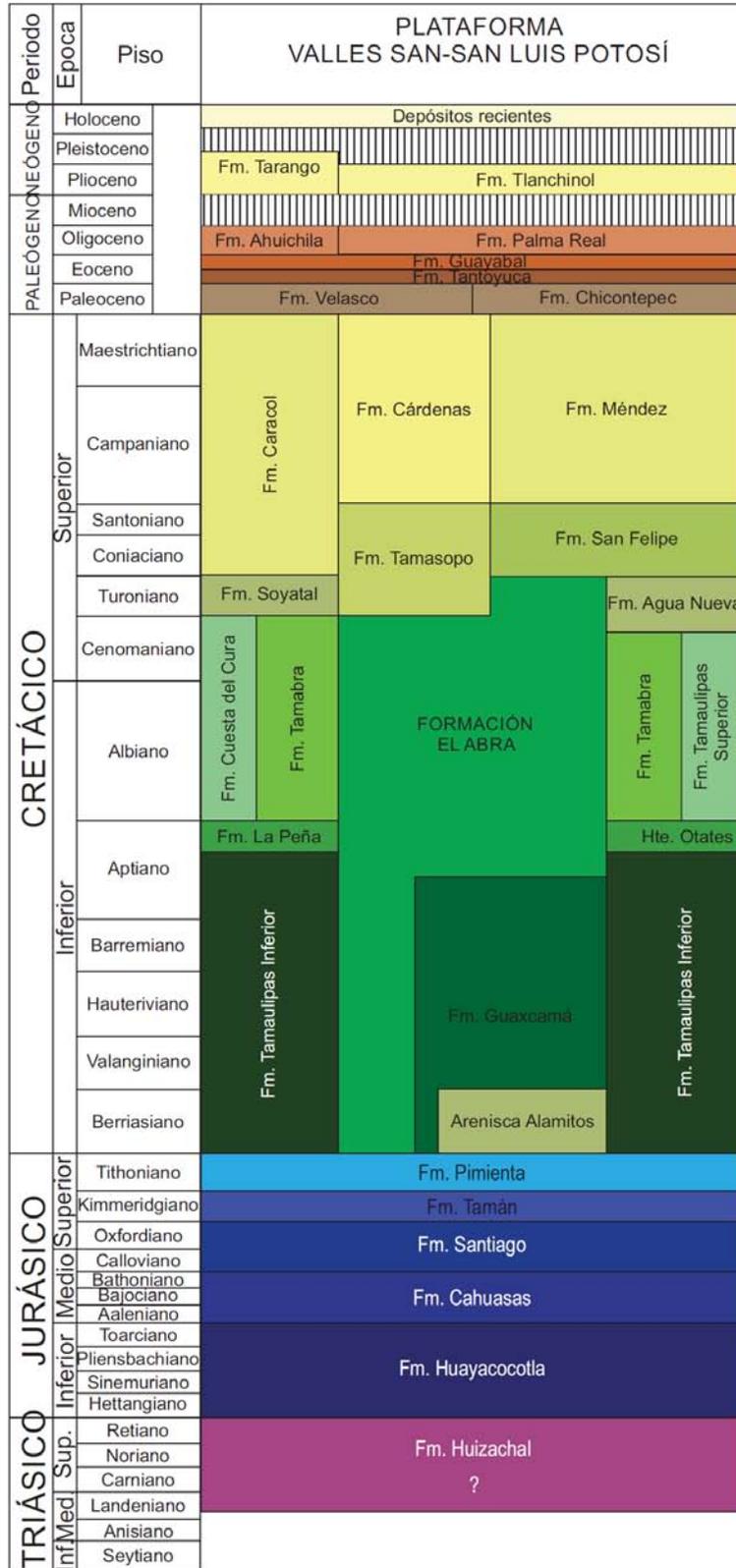


Figura 2.1. Columna geológica de la Plataforma Valles – San Luis Potosí en su parte central y en sus márgenes occidental y oriental (Carrillo-Bravo, 1971; Cantú-Chapa, 1971; Aguayo-Camargo, 1998; López-Doncel, 2003).

2.1 ESTRATIGRAFÍA

A continuación se describe de manera sucinta la estratigrafía de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.

Precámbrico y Paleozoico Superior

El basamento cristalino de la Plataforma Valles-San Luis Potosí consiste de rocas del Precámbrico y Paleozoico Superior. Las primeras corresponden a esquistos y gneises precámbricos y las segundas a esquistos (Carrillo-Bravo, 1961, 1965; Córdoba, 1965; Viniegra, 1963).

Mesozoico

Triásico

Formación Huizachal. Las rocas más antiguas del Mesozoico son de tipo sedimentario clástico y corresponden a la Formación Huizachal, Esta unidad consiste de limolitas, areniscas y conglomerados depositados en fosas o medios grabens en ambientes continentales, incluidos lacustres. Esta formación está expuesta en el área de Miquihuana, Tamps., y se tiene bien documentada en el subsuelo, como es el caso de los pozos Agua Nueva-1 y Guaxcamá-1 (Carrillo-Bravo, 1971). La edad de esta formación se considera Triásico Medio-Tardío, establecida por posición estratigráfica y contenido de palinomorfos (Carrillo-Bravo, 1961; Rueda-Gaxiola *et al.*, 1989, Rubio-Cisneros *et al.*, 2011).

Jurásico

Formación Huyacocotla. Definida originalmente por Imlay *et al.* (1948) está expuesta en la parte oriental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí. Consiste de conglomerados con escasos lentes calcáreos en la base, los cuales pasan hacia arriba a intercalaciones de calizas, areniscas calcáreas y lutitas carbonosas (Carrillo-Bravo, 1965). El espesor varía de 500 a más de 1000 m (Carrillo-Bravo, 1965; Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998). La edad de la Formación Huayacocotla es Jurásico Temprano (Sinemuriano-Pliensbachiano) y se estableció de acuerdo a su contenido fósil marino (Carrillo-Bravo, 1965; Salvador, 1991; Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998).

Formación Cahuasas. Descrita originalmente por Carrillo-Bravo (1965) en su localidad tipo en las inmediaciones del poblado Cahuasas, Hgo. Litológicamente, está constituida por una sucesión de limolitas, areniscas y conglomerados de color rojo que indican un ambiente de depósito continental. El espesor de esta unidad es muy variado, de escasos metros hasta 1200 m en su localidad tipo (Carrillo-Bravo, 1965; Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998). Se le ha asignado una edad del Jurásico Medio (Aaleniano-Bathoniano) por posición estratigráfica (Carrillo-Bravo, 1965; Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998).

Formación Santiago. Esta unidad consiste de una sucesión sedimentaria marina de lutitas, lutitas calcáreas y calizas arcillosas con abundantes nódulos de pedernal, definida formalmente por Cantú-Chapa (1969). Su localidad tipo se encuentra en las inmediaciones del poblado Tamán, S.L.P., a lo largo del Río Santiago; el cual se localiza al occidente de la ciudad Tamazunchale, S.L.P. El espesor de esta formación varía de 105 a 160 m en las localidades de San Luis Potosí, Hidalgo y Puebla. Especies de amonitas sugieren una edad del Calloviano Medio-Oxfordiano Tardío para esta unidad litoestratigráfica (Cantú-Chapa, 1969, 1984).

Formación Tamán. Esta sucesión sedimentaria marina fue descrita por primera vez por Heim (1926), quien después la nombró formalmente (Heim, 1940). Su localidad tipo se encuentra en las inmediaciones de Tamán, S.L.P. y consiste de una alternancia de calizas y lutitas negras y limolitas (Cantú-Chapa, 1984; Pessagno *et al.*, 1987). El espesor de esta unidad va de 150 a 700 m (Pedrazini y Basañez-Loyola, 1978; Suter, 1990). La edad de esta unidad es del Kimmeridgiano al Tithoniano, de acuerdo a su contenido de amonitas (Cantú-Chapa, 1971, 1984).

Formación Chipoco. Esta unidad fue nombrada por Hermoso De La Torre y Martínez-Pérez (1972), quienes proponen su localidad tipo en las cercanías del poblado Chipoco, Pue. Esta formación consiste en su parte basal de una alternancia de areniscas conglomeráticas y horizontes calcáreos oolíticos; mientras que su parte media y superior están dominadas por calizas oolíticas y fosilíferas (Hermoso De La Torre y Martínez-Pérez, 1972; Aguayo-Camargo, 1977). Su espesor varía de 120 a 480 m (Aguayo-Camargo, 1977). Con base en el contenido paleontológico, se le ha asignado una edad del Kimmeridgiano-Tithoniano (Cantú-Chapa, 1971; Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998)

Formación Pimienta. Heim (1926) utilizó el termino Serie Pimienta para una sucesión de calizas densas negras en capas delgadas con capas de pedernal negro; sugiere un espesor de 200 m. Esta formación está constituida por calizas micríticas arcillosas de estratificación delgada con intercalaciones de lutita de color gris oscuro, capas delgadas de bentonita y lentes de pedernal (Cantú-Chapa, 1984). Su espesor varía de 100 a 600 m (Pedrazini y Basañez, 1978; Suter, 1990). La edad de esta unidad es Tithoniano con base en fósiles índice (Cantú-Chapa, 1971; López-Caballero, 2006).

Cretácico

La Plataforma Valles-San Luis Potosí es un sistema sedimentario cretácico predominantemente carbonatado (Carrillo-Bravo, 1969, 1971; Carrasco-V., 1977; Basáñez-Loyola *et al.*, 1993; Aguayo-Camargo, 1998; López-Doncel, 2003). Sin embargo, en sus inicios durante el Cretácico Temprano (Berriasiano) se depositaron sedimentos terrígenos denominados Arenisca Alamitos, producto de la erosión de las rocas del Jurásico Medio-Superior (Basáñez-Loyola *et al.*, 1993). La Formación El Abra, unidad representativa de la Plataforma Valles-San Luis Potosí se depositó del Valanginiano al Turoniano (Basáñez-Loyola *et al.*, 1993), teniendo su mayor desarrollo en el Albiano-Cenomaniano. Durante este período se depositaron en los márgenes de la plataforma las formaciones Tamaulipas Inferior, Tamabra, Cuesta del Cura y Tamaulipas Superior (Carrillo-Bravo, 1971). Adicionalmente, dentro de la plataforma se acumuló un paquete importante de evaporitas denominado Formación Guaxcamá. Las unidades que sobreyacen a la Formación El Abra son las formaciones Agua Nueva, Soyatal y Tamasopo depositadas en el Cretácico Tardío. Posteriormente ocurrió el depósito de las formaciones San Felipe, Cárdenas, Caracol y Méndez. A continuación se describe, también de manera breve, cada una de estas unidades.

Arenisca Alamitos. Carrillo-Bravo (1971) reporta una sucesión terrígena cretácica en el pozo Guaxcamá-1. Celestino (1982) definió como Arenisca Alamitos a una sucesión de areniscas y conglomerados expuesta en un restringido afloramiento en Jaral, S.L.P. Basáñez-Loyola *et al.* (1993) documentan a la Arenisca Alamitos en los pozos Agua Nueva-1 y Pérez-1 perforados en la Plataforma Valles-San Luis Potosí. El espesor de esta unidad varía de 8 m en afloramiento a 199 m en el subsuelo (Celestino, 1982). Esta unidad se correlaciona con la Formación Tamaulipas Inferior hacia el Este y Oeste de la plataforma; su contacto superior es concordante con las formaciones El Abra y Guaxcamá. Por posición estratigráfica, se le ha asignado una edad del Berriasiano (Basáñez-Loyola *et al.*, 1993).

Formación Guaxcamá. Estas evaporitas fueron denominadas por Martínez (1965) como una sucesión de estratos bien definidos formados por yeso y anhidrita con intercalaciones ocasionales de calizas y dolomías expuestas en las inmediaciones del poblado Guaxcamá, S.L.P. De acuerdo a Carrillo-Bravo (1971), el espesor de esta formación en su localidad tipo es mayor a 300 m. Por su contenido faunístico, se ha determinado una edad Hauteriviano-Aptiano a esta unidad (Aguilar, 1984); sin embargo, Carrillo-Bravo (1971) considera que su límite inferior es Berriasiano. Esta unidad subyace concordantemente a la Formación El Abra y se correlaciona lateralmente con la Formación Tamaulipas Inferior.

Formación Tamaulipas Inferior. Esta unidad fue definida originalmente por Muir (1936) como una sucesión sedimentaria de calizas de estratificación mediana con nódulos y lentes de pedernal. Ocasionalmente, presenta intercalaciones de lutitas (Carrillo-Bravo, 1965; Longoria, 1975). Contiene abundante microfósiles planctónicos (Castro y Martínez, 1977; Martínez y Bello, 1977), lo que indica condiciones de mar abierto. Su espesor varía de decenas de metros a más de 600 m (Santamaría-Orozco *et al.*, 1992) y su edad es Berriasiano-Aptiano tardío (Castro y Martínez, 1977; Longoria, 1975). Esta unidad se correlaciona en su parte basal con las formaciones Guaxcamá y El Abra.

Formación La Peña. Humphrey (1949) describe originalmente a la Formación La Peña como una intercalación de margas de color gris y calizas de color gris claro a gris oscuro. Cuapio-Pérez (2009) la describe como wackestone y mudstone de color gris, con intercalaciones de láminas de caliza arcillosa, lutita calcárea y lentes de pedernal. El espesor de la Formación La Peña es muy variado, desde escasos metros hasta 450 m en su localidad tipo (Imlay, 1936, Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Su edad corresponde al Aptiano tardío de acuerdo a su contenido en amonitas y microfósiles (Lehmann *et al.*, 1999). Se distribuye en la porción norte y noreste de México, en el sur se llega a extender a la porción centro-noroccidental de la Mesa Central de México (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982, López-Doncel y Navarro-Moctezuma, 2007).

Horizonte Otates. Este cuerpo es descrito por Longoria (1975) en el cañón de Otates, Tamps., como una caliza negra carbonosa con microfacies de micrita fosilífera y biomicrita. Su espesor tiene un promedio de 10 m, rara vez superior a los 20 m (Carrillo-Bravo, 1961, Longoria, 1975). Se encuentran de forma concordante con la Formación Tamaulipas Inferior, por su posición estratigráfica y contenido fósil se le ha asignado una edad del Aptiano tardío (Longoria, 1975 y Lehmann *et al.*, 1999). El Horizonte Otates es el equivalente de la Formación La Peña pero depositada en condiciones de cuenca, es decir más profundas.

Formación El Abra. Esta unidad representa la máxima expresión de rocas de la Plataforma Valles-San Luis Potosí. Fue nombrada por primera vez por Garfias (1915 *en* Carrillo-Bravo, 1971) como Caliza El Abra y se utilizó por primera vez para las calizas de la Faja de Oro por Powers (1925 *en* Carrillo-Bravo, 1971). Kellum (1930) aplica formalmente el término de formación; mientras Muir (1936) utiliza el nombre de Formación El Abra para referirse a sus dos miembros, la facies Taninul y El Abra (Bonet, 1956; Carrillo-Bravo, 1971; Aguayo-Camargo, 1998; Carrasco-V., 1970; Enos, 1974; Minero *et al.*, 1983; Johnson *et al.*, 1988).

Aguayo-Camargo (1998) describe al Miembro Taninul como una asociación de litofacies de rudistas, corales y calcarenitas de margen de plataforma. Las facies de este miembro interpretadas como un ambiente arrecifal y se ha reconocido dos zonas, la primera corresponde a la zona de arrecife de margen de plataforma y la segunda al frente arrecifal. La facies de la zona lagunar conocida como Miembro El Abra es descrita por Carrillo-Bravo (1971) como capas bien estratificadas, de mudstone hasta grainstone gris claro, con espesores promedio que varían de 30 cm a 5 m de espesor.

El máximo espesor reportado para la Formación El Abra es de 2720 m en el pozo Colmena-101, sin embargo, la mayoría de los reportes de geología superficial presentan un espesor promedio de aproximadamente 2000 m (Básañez-Loyola *et*

al., 1993). Esta unidad se correlaciona en su facies de cuenca con las formaciones Tamaulipas Superior, Tamabra y Cuesta del Cura y en su parte basal con las formaciones La Peña y Otates.

La edad de la Formación El Abra ha sido controvertida. Los primeros reportes la ubican en el Albiano-Cenomaniano inferior (Muir, 1936) y estudios su parte oriental la ubican hasta el Turoniano (Aguayo-Camargo, 1998). Alencáster *et al.*, (1999) registra edades por contenido fósil del Coniaciano-Santoniano. El análisis bioestratigráfico realizado por Basáñez-Loyola *et al.*, (1993) tanto a macrofósiles como microfósiles en rocas expuestas y en el subsuelo (pozos Pérez-1 y Tolentino-1), ubican a la formación desde el Valanginiano, sin embargo, menciona que la edad de mayor desarrollo de la Formación El Abra es Albiano-Cenomaniano.

Formación Tamaulipas Superior. Esta unidad descrita formalmente por Muir (1936) representa rocas carbonatadas típicas de cuenca. Se ha descrito como mudstone y wackestone laminadas y bien estratificadas, cuyos espesores oscilan entre 20 y 60 cm (Castro y Martínez, 1977). De acuerdo con Carrasco-V., (1977), estas rocas presentan microgradación y son interpretadas como flujos de masa dentro de la cuenca y es común la presencia de estructuras tipo *boudinage* y nódulos de pedernal. Hacia la cima de la unidad se encuentran de forma alternada calizas y lutitas, horizontes de margas y bentonita. De acuerdo a Muir (1936) su espesor varía entre 130 y 210 m. Por su contenido microfósil, se ha definido una edad Albiano temprano-Cenomaniano de acuerdo a Castro y Martínez (1977) y Martínez y Bello (1977). Se correlaciona con las formaciones Tamabra y El Abra hacia condiciones más someras en el noreste de México y es equivalente hacia condiciones de mayor batimetría con la Formación Cuesta del Cura.

Formación Tamabra. Esta unidad fue introducida por Heim (1940) para las rocas de la zona de transición entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca del Oriente de México, la cual corresponde a depósitos de talud de ésta (Suter, 1990; López-Doncel, 2003). En la porción central de la margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, esta unidad está constituida de intercalaciones de mudstone y wackestone en estratos delgados a medianos, presentan laminación y pequeños lentes, nódulos y delgadas capas de pedernal; también es común la presencia de horizontes interestratificados delgados a gruesos de grainstone y packstone, los cuales muestran una gradación normal (López-Doncel, 2003). Un tercer tipo de depósito consiste en sucesiones de capas gruesas a masivas gris claro de floatstone y rudstone derivados del borde de la plataforma. Hacia la margen oriental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, Carrasco-V. (1977) la describe como una serie de calizas autóctonas de cuenca con foraminíferos pelágicos, las cuales se interestratifican con calizas alóctonas, laminadas y gradadas, depósitos turbidíticos calcáreos, flujos de escombros, brechas calcáreas masivas y localmente bloques exóticos. Su espesor varía entre 37 y 200 m (Becerra, 1970; López-Doncel, 2003). De acuerdo a su contenido microfósil, su edad se asigna al Albiano temprano-Cenomaniano, sin embargo, en algunas zonas de los campos de Poza Rica puede llegar al Turoniano (Becerra, 1970; Basáñez-Loyola *et al.*, 1993).

Formación Cuesta del Cura. Propuesta por Imlay (1936), consiste de una sucesión de calizas con intercalaciones arcillosas y bandas de pedernal, cuyos estratos varían de delgados a medianos. Esta formación corresponde a facies de cuenca profunda, la cual se correlaciona en edad con la Formación Tamaulipas Superior y con las formaciones Tamabra y El Abra. Su espesor varía de 34 a 400 m (Ledezma-Guerrero, 1967; Ángeles-Villeda *et al.*, 2005). Su contenido fósil y posición estratigráfica indican una edad Albiano-Cenomaniano (Pantoja-Alor, 1962; Tardy *et al.*, 1975; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Arvizu-Gutiérrez, 2006).

Formación Agua Nueva. Esta unidad fue descrita originalmente por Stephenson (1922, *en* Muir 1936), consiste de calizas negras, localmente bituminosas, depositadas en un ambiente marino profundo. Bello (1978) la describe como una caliza criptocristalina de color gris y microcristalina café claro, compacta y ligeramente arcillosa; con capas de lutita negra, bentonita y nódulos de pedernal. Su espesor es muy variado, se ha reportado entre 20 a 240 m (Carrillo-Bravo, 1971; López-Ramos, 1979). Con base en su contenido fósil se ha asignado una edad Cenomaniano tardío-Turoniano (Blanco-Piñón *et al.*, 2014). La Formación Agua Nueva sobreyace a la Formación El Abra y representan el inicio del ahogamiento de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.

Formación Tamasopo. Esta formación fue definida formalmente por Carrillo-Bravo (1971) como calizas de grano fino, calizas arcillosas nodulares y calizas arrecifales, que afloran en el área de Tamasopo, S.L.P. sobre gran parte de la Plataforma Valles-San Luis Potosí. Se ha diferenciado en dos miembros, el inferior de composición calcáreo-arcillosa y el superior calcáreo (Santamaría-Orozco *et al.*, 1990 y Basañez-Loyola *et al.*, 1993). De acuerdo con Carrillo-Bravo (1971), el espesor de esta unidad varía entre 60 y 200 m. Su edad es Turoniano-Santoniano de acuerdo a su contenido fósil y posición estratigráfica (Carrillo-Bravo, 1971).

Formación San Felipe. Propuesta formalmente por Muir (1936), esta unidad consiste de calizas arcillosas en estratos delgados con intercalaciones frecuentes de lutitas calcáreas y bentonita. El espesor de esta unidad es muy variado, de 20 a 250 m (Bello, 1978; Montañez, *et al.*, 2000). Por el contenido paleontológico y sus relaciones estratigráficas se le ha asignado una edad del Coniaciano-Santoniano (Pessagno, 1967; Aguilar, 1984).

Formación Caracol. Descrita originalmente por Imlay (1937), esta formación consiste de una sucesión irregular de lutitas, areniscas y calizas con interestratificaciones de tobas. Se distribuye ampliamente hacia el borde

occidental de la plataforma y parte media la Cuenca de la Mesa Central. Su espesor es muy variado, se ha reportado de 300 a 1500 m (Rogers *et al.*, 1961; Clemons y McLeroy, 1962) y de acuerdo a su contenido fósil su edad se considera del Coniaciano al Maastrichtiano (Imlay, 1937; Pantoja-Alor, 1962).

Formación Méndez. Jeffreys (1910, *en* Palmer, 1927) describió originalmente a esta formación y consiste de lutitas, margas y algunas capas irregulares de arenisca y caliza, alternadas comúnmente con capas delgadas de bentonita. De acuerdo a Carrillo-Bravo (1971), su espesor varía de 100 a 1000 m. Su edad corresponde al Campaniano-Maastrichtiano con base en su contenido faunístico y posición estratigráfica (Carrillo-Bravo, 1971; Aranda-Manteca y Stinnesbeck, 1993).

Formación Cárdenas. Imlay (1944) define formalmente a esta unidad y la describe como una sucesión de lutitas, limolitas, lutitas calcáreas y alternancia de areniscas calcáreas. Su espesor varía de decenas de metros a 1055 m (Myers, 1968). De acuerdo a su contenido faunístico y posición estratigráfica, se le asigna una edad Campaniano-Maastrichtiano (Carrillo-Bravo, 1971). Estas rocas se han interpretado como facies terrígeno-regresivas en el área central de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Basáñez-Loyola *et al.*, 1993).

Cenozoico.

Son restringidas las zonas donde afloran rocas de esta edad, la mayoría de ellas corresponde a depósitos recientes o rocas sedimentarias continentales. Son comunes las rocas ígneas que están intrusionando a la sucesión mesozoica, las cuales presentan distintas composiciones (sienítica, monzonítica y granodiorítica), también, los derrames volcánicos de composición basáltica de gran espesor (Carrillo-Bravo, 1971; Aguayo-Camargo, 1998; López-Doncel, 2003). Se presentan de forma restringida rocas sedimentarias continentales de las formaciones Tarango

y Ahuichila; y marinas de las formaciones Tantoyuca, Guayabal, Palma Real y Tlanchinol; así como depósitos recientes (Carrillo-Bravo, 1971; López-Doncel, 2003; Tarango, 2003).

2.2 TECTÓNICA

El basamento pre-Mesozoico consiste de rocas ígneas y metamórficas, las cuales fueron plegadas y falladas en el Triásico Superior y Jurásico Inferior, resultando en una serie de estructuras *horst* y *grabens*, las cuales se extienden a lo largo del oriente de México, de Tamaulipas a Yucatán producto de la apertura del Golfo de México (Murray, 1961). La evolución de un estado *post-rift* dio como resultado un margen pasivo, donde la tasa de subsidencia tectónica era relativamente uniforme (McKenzie, 1978; Pitman, 1978; Steckler y Watts, 1982). El depósito de sedimentos marinos someros estuvo controlado principalmente por fallamiento normal, por lo tanto, una subsidencia continua de la plataforma causó que la Formación El Abra se depositara como facies carbonatadas marinas someras, alcanzando alrededor de 1800 m de espesor hacia el oriente de la plataforma. La Formación El Abra fue depositada en un bloque levantado, mientras que en el bloque caído se depositaron las formaciones Tamaulipas Inferior, Cuesta del Cura, Tamabra y la Formación Agua Nueva hacia el Albiano-Turoniano (Aguayo-Camargo, 1998).

CAPÍTULO III. MARCO GEOLÓGICO LOCAL

El área de estudio se localiza en la Plataforma de Actopan y forma parte del Valle del Mezquital, el cual se sitúa al oeste de la provincia de la Sierra Madre Oriental. La morfología del área de estudio consiste de pliegues orientados aproximadamente norte-sur, formados por sucesiones marinas y continentales, terrígenas y calcáreas deformadas durante la Orogenia Laramide. Esos pliegues están separados por valles aluviales y llanuras formadas a partir de antiguas cuencas lacustres (Tarango, 2003).

Las rocas expuestas en la Plataforma de Actopan van del Cretácico Inferior al Reciente (Fig. 3.1). Las más antiguas corresponden a facies terrígenas continentales y marinas de la Formación Santuario, las cuales gradúan a la sucesión carbonatada marina de la Formación El Abra y sus equivalentes Tamabra y Cuesta de Cura, que a su vez subyacen a sedimentos carbonatados arcillosos de las formaciones Agua Nueva y Soyatal del Cretácico Superior (Carrasco-V., 1971; Tarango, 2003; Carrasco-V. *et al.*, 2004; Abascal-Hernández y Murillo-Muñetón, 2013; Abascal-Hernández, 2014). El Cretácico está cubierto en discordancia angular por rocas sedimentarias terrígenas lacustres de la Formación Tarango del Cenozoico, que subyacen en algunas zonas a derrames ígneos basálticos (Fig. 3.1). Es importante señalar que Pemex en 1962 perforó el Pozo Ixmiquilpan-1, al suroeste de la Plataforma de Actopan y alcanzó rocas Jurásicas (Formación Las Trancas) y posiblemente rocas Triásicas (Formación Huizachal; Tarango, 2003). Se desconoce si la Plataforma de Actopan sea continúa en su parte sur, debido a la cubierta de rocas volcánicas y sedimentarias del Cenozoico (Campos-Enríquez *et al.*, 2000; Quintanar *et al.*, 2004).

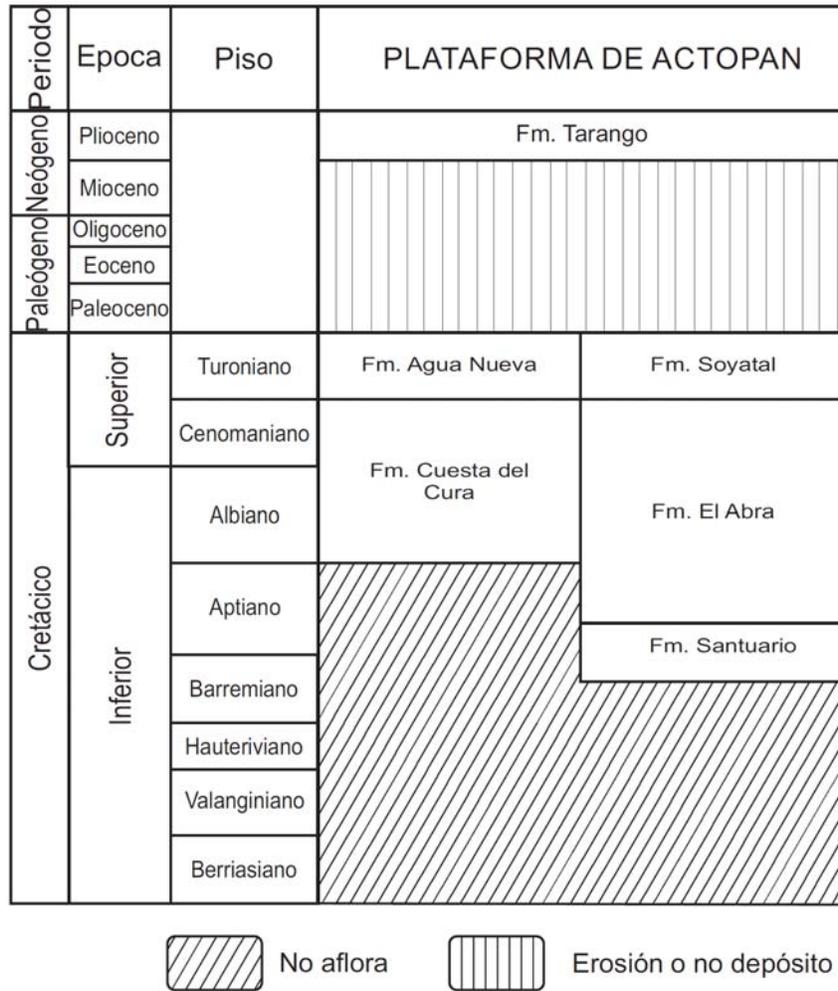


Figura 3.1. Columna geológica de las rocas expuestas en el área de Ixmiquilpan, Hgo. Modificado de Tarango (2003).

3.1 ESTRATIGRAFÍA

A continuación se describen las unidades litoestratigráficas expuestas en la Plataforma de Actopan.

Formación Santuario. Está unidad fue definida por Segerstrom (1962) como una sucesión de sedimentos arcillo-arenosos con intercalaciones de rocas

carbonatadas de edad Aptiano, las cuales consisten de areniscas y limolitas líticas, wackestone y packstone de foraminíferos bentónicos. Su localidad tipo se localiza en las inmediaciones del poblado Santuario, situado aproximadamente a 22 km al noreste de Ixmiquilpan, Hgo. Sin embargo, las rocas mapeadas en el área de estudio como Formación Santuario corresponden a una sucesión sedimentaria de facies terrígenas fluviales y marino deltaicas intercaladas con calizas de plataforma interna (Abascal-Hernández y Murillo-Muñetón, 2013). Esta formación se encuentra distribuida escasamente al sur de la zona de estudio y su edad ha sido definida como Barremiano tardío (Abascal-Hernández, 2014).

Formación El Abra

Las rocas más distintivas y predominantes del área corresponden a las facies carbonatadas de la Formación El Abra que constituyen la Plataforma de Actopan. Las facies de este sistema sedimentario consisten principalmente de depósitos de plataforma interna, esencialmente lagunares. También se tienen documentadas facies de margen de plataforma hacia la parte norte. Las facies lagunares consisten de wackestone a grainstone, con frecuentes boundstone de rudistas y ocasionalmente boundstone de estromatolitos (Carrasco-V., 1971; Carrasco-V. *et al.*, 2004; Tarango, 2003; León-Francisco *et al.*, 2013; Abascal-Hernández y Murillo-Muñetón, 2013; Abascal-Hernández, 2014). Las facies de margen de plataforma consisten de grainstones y rudstones (Carrasco-V., 1970). La edad de la Formación El Abra en esta área es Albiano-Cenomaniano (Aguayo-Camargo, 1975, 1998; Alencáster y Aguilar-Pérez, 1995). Sin embargo, recientemente se ha documentado que su edad se extiende hasta el Barremiano tardío (León-Francisco *et al.*, 2013; Abascal y Murillo-Muñetón, 2013; Abascal-Hernández, 2014).

Formación Cuesta del Cura

Esta unidad está expuesta al W-NE del área de estudio. De acuerdo a Tarango (2003) consiste de una sucesión sedimentaria marina de aguas profundas de mudstone y wackestone. En estas facies son comunes nódulos, lentes y bandas de pedernal negro. Adicionalmente, se tienen intercalaciones de capas delgadas a muy gruesas de packstone-grainstone de bioclastos de rudistas, gasterópodos, algas, corales y microfósiles planctónicos. Tarango (2003) reporta raros lentes de brechas calcáreas de 0.5 a 5 m de espesor compuestas por fragmentos de calizas alóctonas de ambientes someros. Las facies detríticas corresponden a depósitos inducidos por gravedad, principalmente turbiditas calcáreas. Estas facies de grano grueso son equivalentes a la Formación Tamabra de la Plataforma Valles San Luis Potosí.

Formación Soyatal

Esta unidad está restringida y pobremente expuesta en la parte central de la Plataforma de Actopan, al sur del poblado La Flor, Hgo. Está constituida de un paquete de mudstone arcilloso gris oscuro a verdoso, de estratificación mediana, con intercalaciones de lutitas calcáreas gris oscuro. Una característica para distinguir a esta formación fácilmente en el campo es su color amarillo ocre por meteorización. De acuerdo al contenido microfósil, Tarango (2003) le asigna una edad del Turoniano.

Formación Agua Nueva

Esta unidad aflora escasamente en el centro de la Plataforma de Actopan. Está formada por una sucesión de mudstone-wackestone de microfósiles planctónicos en capas delgadas, gris oscuro verdoso ligeramente arcilloso. Es común la

laminación, los nódulos, lentes y bandas de pedernal que ocasionalmente alternan con capas de packstone de bioclastos ligeramente dolomitizados. De acuerdo al contenido micropaleontológico, su edad es Turoniano (Tarango, 2003).

Formación Tarango

Esta formación está distribuida ampliamente en la Plataforma de Actopan y consiste de intercalaciones de areniscas y conglomerados pobremente cementados, en capas delgadas a gruesas, lentes de conglomerados, calizas, tobas y ceniza volcánica, así como escasas capas de basalto, (Cervantes-Medel y Armienta, 2004). El color de estos depósitos es distintivamente blanco y corresponden a facies lacustres, cuya edad ha sido definida como Pleistoceno con base en su contenido de vertebrados fósiles (Castillo-Cerón *et al.*, 1996).

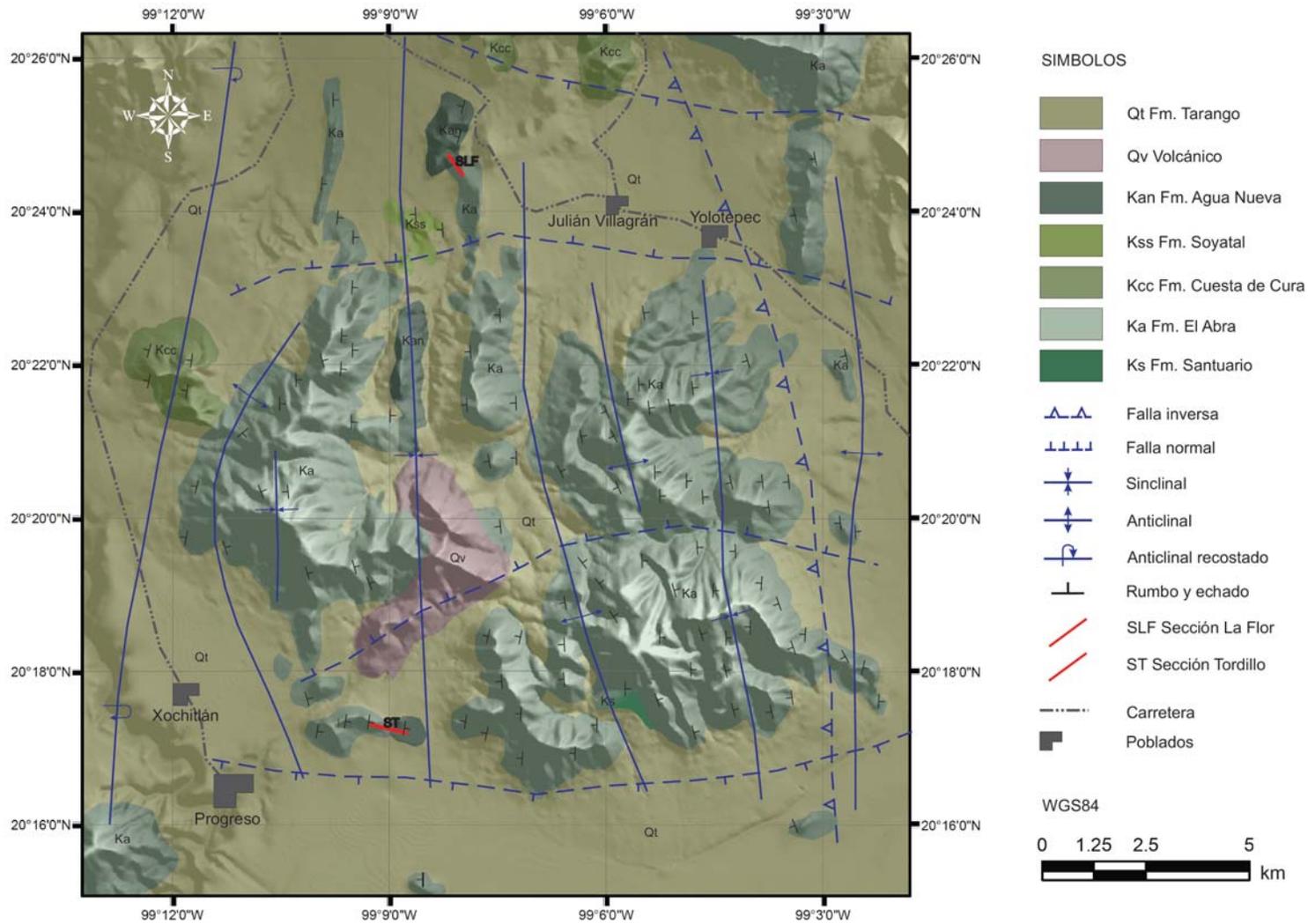


Figura 3.2. Mapa geológico del área de estudio. Modificado de Tarango (2003).

3.2 TECTÓNICA

El marco tectónico de la Plataforma de Actopan ha sido estudiado escasamente. El evento más distintivo en esta área corresponde a la compresión tectónica asociada a la Orogenia Larámide, que afectó la estratigrafía pre-Cenozoica y dos fases distensivas durante el Cenozoico. A continuación se describen brevemente estas fases tectónicas:

- a) Fase compresiva de edad laramídica que originó pliegues anticlinales y sinclinales simétricos, cuyos ejes están orientados N-S y NE-SW; así como cabalgaduras con esfuerzos de dirección W-E. Esto explica la orientación general N-S de los ejes anticlinales y sinclinales de las estructuras (Carrillo-Martínez *et al.*, 2001; Tarango, 2003).
- b) Fase distensiva post-orogénica del Eoceno-Oligoceno que formó depresiones tectónicas, incluido el Graben del Mezquital, en los que se depositaron sucesiones continentales clásticas (Campos-Enríquez *et al.*, 2000).
- c) Fase distensiva del Plioceno-Pleistoceno en la que se formaron bloques tectónicos por fallamiento normal con rumbo W-E. Esta distensión en sentido N-S facilitó la extrusión de los derrames basálticos y lo que a su vez permitió el depósito de la Formación Tarango (Campos-Enríquez *et al.*, 2000).

CAPÍTULO IV. FACIES SEDIMENTARIAS

Se realizó el análisis sedimentológico-estratigráfico de dos secciones en la Plataforma de Actopan en las que se presentan dos eventos transgresivos de diferente edad. En la Sección Tordillo se identificaron 11 facies carbonatadas de ambientes de aguas someras a profundas, con un rango cronoestratigráfico del Barremiano al Albiano medio (Tabla 4.1). Mientras que en la Sección La Flor se reconocieron 2 facies carbonatadas de aguas someras y profundas, con un rango cronoestratigráfico del Cenomaniano medio-tardío (4.2). Estas facies se describen a continuación.

4.1 FACIES DE LA SECCIÓN TORDILLO

Las facies identificadas en esta sección son las siguientes:

- Boundstone de criptoalgalaminitas.
- Mudstone/wackestone de foraminíferos bentónicos-fragmentos de moluscos.
- Packstone/grainstone de peloides-foraminíferos bentónicos.
- Boundstone de *Chondrodonta* sp.-requiénidos.
- Packstone de oncoides.
- Mudstone/wackestone de equinodermos-fragmentos de moluscos-foraminíferos bentónicos.
- Mudstone/wackestone de foraminíferos planctónicos-foraminíferos bentónicos.
- Wackestone de colomiélidos-foraminíferos planctónicos.
- Wackestone de calciesferas-foraminíferos planctónicos.
- Turbiditas calcáreas.
- Brechas calcáreas.

CAPÍTULO IV | FACIES SEDIMENTARIAS

FACIES SEDIMENTARIAS, SECCIÓN TORDILLO					
FACIES	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	COLOR AL FRESCO	TIPOS DE GRANOS CARBONATADOS	AMBIENTE DE DEPÓSITO	EDAD
Boundstone de criptoalgalaminitas	Laminación subparalela-irregular, estratificación delgada.	Gris-café oscuro.	Peloides y bioclastos micritizados.	Ambiente marino muy somero de baja energía del oleaje. Plataforma interna, posible intermarea .	Barremiano - Aptiano
Mudstone/wackestone de foraminíferos bentónicos-fragmentos de moluscos	Intensa bioturbación <i>Thalassinoides</i> sp., estratificación mediana-gruesa.	Gris a gris oscuro.	Diversos foraminíferos bentónicos, ostrácodos, bivalvos, rudistas, escasos gasterópodos y peloides.	Ambiente marino somero de baja energía del oleaje, debajo del límite normal del oleaje. Plataforma interna.	
Packstone/grainstone de peloides-foraminíferos bentónicos	Estratificación gruesa-muy gruesa, escasa bioturbación <i>Thalassinoides</i> sp.	Gris claro a gris medio.	Peloides, intraclastos, foraminíferos bentónicos, ostrácodos, requiénidos, <i>Chondrodonta</i> sp., algas verdes dacycladaceas, encrustantes.	Ambiente marino somero de condiciones de moderada a alta energía del oleaje. Plataforma interna.	
Boundstone de <i>Chondrodonta</i> sp.-requiénidos	Posición de crecimiento, estratificación delgada-gruesa.	Gris claro.	<i>Chondrodonta</i> sp., requiénidos, peloides, intraclastos, foraminíferos bentónicos, encrustantes.	Ambiente marino somero de condiciones hidrodinámicas moderadas, con eventuales episodios de alta energía. Plataforma interna.	
Packstone de oncoides	Estratificación delgada.	Gris café.	Encrustantes (<i>Bacinella irregularis</i> , <i>Lithocodium aggregatum</i>), foraminíferos bentónicos, fragmentos de rudistas y bivalvos, esponjas calcáreas, briozoarios, peloides.	Ambiente marino de condiciones hidrodinámicas moderadas, aguas bien oxigenadas. Plataforma interna	
Mudstone-wackestone de equinodermos-fragmentos de moluscos-foraminíferos bentónicos	Común bioturbación, geopetal, estratificación gruesa.	Gris medio a gris oscuro.	Equinodermos (espinas de equinoideos y placas de crinoideos), fragmentos de rudistas, foraminíferos bentónicos, ostrácodos, encrustantes, serpulidos.	Ambiente marino de condiciones hidrodinámicas moderadas, aguas moderadamente oxigenadas. Ambiente de depósito relativamente profundo.	
Mudstone/wackestone de foraminíferos planctónicos-foraminíferos bentónicos	Laminación plana y paralela, escasa bioturbación, capas medianas.	Gris medio a gris oscuro.	Foraminíferos planctónicos (<i>Globigerinelloides</i>), foraminíferos bentónicos, radiolarios.	Las partículas esqueléticas de esta facies sugieren condiciones de depósito dentro de un ambiente marino relativamente profundo.	Aptiano tardío
Wackestone de colomiélidos-foraminíferos planctónicos	Bioturbación moderada, estratificación delgada.	Gris medio a gris oscuro.	Colomiélidos, foraminíferos planctónicos, foraminíferos bentónicos, microcalamoides, calcisferas.	Las partículas esqueléticas de estas facies sugieren condiciones de depósito dentro de un ambiente marino profundo.	Albiano temprano
Wackestone de calcisferas-foraminíferos planctónicos	Estratificación delgada.	Gris medio a gris oscuro.	Calcisferas, foraminíferos planctónicos, foraminíferos bentónicos.	Las partículas esqueléticas de estas facies sugieren condiciones de depósito dentro de un ambiente marino profundo. Talud	Albiano medio
Turbiditas calcáreas	Base erosiva, gradación, laminación plana y paralela, estratificación delgada.	Gris claro en la base a gris oscuro en la cima de la sucesión.	Calcisferas, foraminíferos planctónicos, foraminíferos bentónicos, fragmentos de molusco, peloides, ooides.	Las características texturales sugieren que esta facies se originaron por corrientes turbidíticas de baja densidad. Talud.	
Brechas calcáreas	Estratificación muy gruesa, imbricación, gradación, fallamiento sinsedimentario.	Gris claro a gris oscuro, predomina gris oscuro.	Bioclastos (gasterópodos, bivalvos, rudistas), extraclastos e intraclastos.	Las características texturales sugieren que fueron depositados por flujos de masa submarinos. Talud.	

Tabla. 4.1. Resumen de las facies carbonatadas de la Sección Tordillo en la Plataforma de Actopan.

Boundstone de criptoalgalaminitas

Esta facies es de color gris oscuro, se presenta en capas delgadas 5-20 cm. Consiste de láminas subparalelas a irregulares (Fig. 4.1A). Frecuentemente está dolomitizada exhibiendo un color gris-café (Fig. 4.1B y C). Esta facies es poco común en la sección estudiada.

Descripción petrográfica: Esta facies está formada por láminas irregulares de micrita densa (Fig. 4.1D), recristalizada en la mayoría de los casos. Se distingue comunes peloides y escasos fragmentos de bioclastos, principalmente fragmentos de moluscos y foraminíferos bentónicos. En algunos casos se observa cristales euhedrales de pirita oxidados e hidrocarburos. Cuando está ligeramente dolomitizada presenta cristales grandes de dolomita circundados por matriz de micrita; cuando está totalmente dolomitizada consiste de un mosaico xenotópico de grano fino.

Interpretación. Estas facies corresponden a depósitos carbonatados microbianos. Este tipo de depósitos orgánicos ocurren en diversos ambientes, desde aguas someras hasta aguas relativamente profundas (plataforma externa), donde las cianobacterias se encargan de atrapar y unir a otros componentes carbonatados (Shinn, 1986; Demicco y Hardie, 1994). Debido a que se presentan en cuerpos extensos, por el tipo de bioclastos que contienen y por la asociación de facies, ya que se ubican en la cima de ciclos carbonatados, se interpretan como facies de intermarea a posible supramarea (Kerans y Fitchen, 1995 y Lehmann *et al.*, 2000).

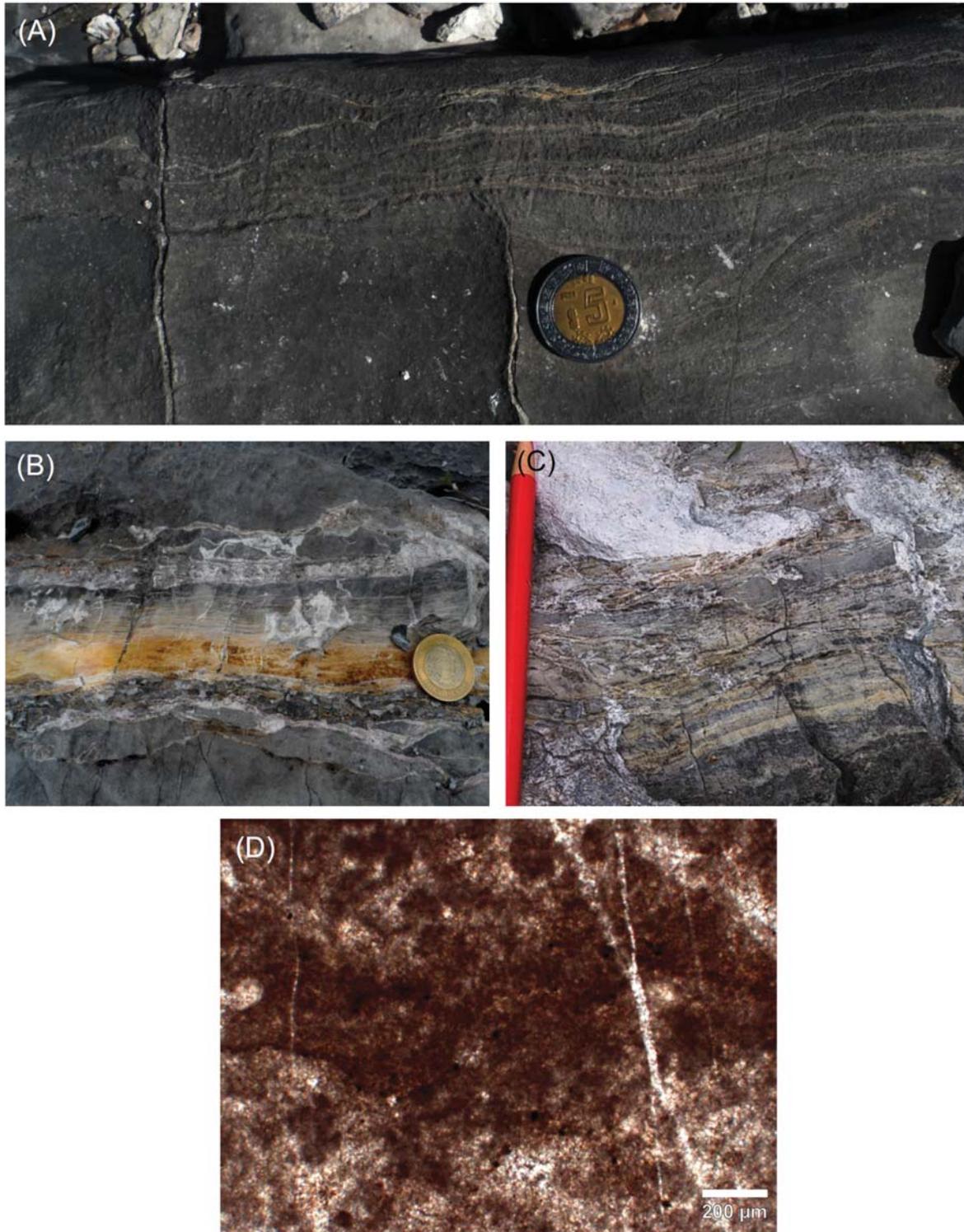


Figura 4.1. Facies de boundstone criptoalgalaminitas. (A) Fotografía de afloramiento que muestra la laminación irregular producida por las cianobacterias. (B) y (C) Fotos de detalle que exhiben a esta facies con dolomitización y meteorización. (D) Fotomicrografía que muestra laminación irregular de micrita, pobremente conservada por la intensa recristalización, nícoles paralelos.

Mudstone/wackestone de foraminíferos bentónicos-fragmentos de moluscos

Esta facies es la más representativa de la Sección Tordillo, es de color gris medio a gris oscuro y se presentan en capas medianas a gruesas (0.3-1.5 m) (Fig. 4.2). La intensa bioturbación de tipo *Thalassinoides* sp. en esta facies es distintiva, en algunas ocasiones se distinguen galerías de forma horizontal (Fig. 4.2). Ocasionalmente, se observa capas y nódulos de pedernal negro de hasta 5 cm de espesor. Esporádicamente, contienen fragmentos de rudistas y bivalvos, principalmente *Toucasia* sp. y *Chondrodonda* sp. Raramente, se presentan estratos completamente dolomitizados, de color gris claro y con intenso fracturamiento perpendicular a la estratificación.

Descripción petrográfica: Esta facies presenta texturas que varían de mudstone a wackestone, predominando la última. Se distingue bioturbación moderada a intensa. Contiene abundantes foraminíferos bentónicos y fragmentos de moluscos, principalmente bivalvos, rudistas y escasos gasterópodos (Fig. 4.3). En menor cantidad están presentes algas dasicladáceas y ostrácodos. Se distinguen comunes peloides esféricos a elipsoidales. Se identificaron los siguientes foraminíferos bentónicos en esta facies: *Choffatella decipiens*, *Rumanoloculina minima*, *Pseudonummoloculina* sp., *Vercosella wintereri*, *Istriloculina* sp., *Mayncina bulgarica*, *Debarina hahounerensis*, *Cuneolina parva*, *Praechrysalidina infracretacea*, *Lenticulina* sp., *Charentia evoluta*, *Nezzazata isabellae*, y *Pseudocyclammia* sp. También se encuentran las siguientes algas calcáreas dasicladáceas: *Salpingoporella dinarica*, *Salpingoporella annulata*, *Salpingoporella muehlbergii* y *Salpingoporella melitae*.

Generalmente, la matriz exhibe un grado de recristalización de moderado a alto. Son comunes las estilolitas e hidrocarburos relleno de éstas y distribuidas erráticamente. Esta facies presenta dolomitización escasa a intensa, en el primer caso se encuentra afectando galerías y estilolitas, y ligeramente la matriz. Cuando esta facies está completamente dolomitizada consiste de un mosaico xenotópico

de grano fino.

Interpretación. El color, el contenido fósil, la bioturbación, la estratificación gruesa y la textura de estas facies indican condiciones de sedimentación de submarea somera. La presencia de fragmentos de moluscos como *Chondrodonta* sp. y rudistas y de foraminíferos bentónicos, sugieren un ambiente de plataforma interna, típicamente lagunar (Malchus, *et al.*, 1995; Lehmann, *et al.*, 1999; Murillo-Muñetón, 1999). La bioturbación tanto vertical como horizontal probablemente representa cambios relativos en la energía del oleaje, lo que afectaba las condiciones de oxigenación (Selvius y Wilson, 1985; Flügel 2004; Husinec y Sokač, 2006).



Figura 4.2. Facies de mudstone/wackestone de foraminíferos bentónicos-fragmentos de moluscos. (A) Afloramiento de estratos medianos a gruesos, intensamente bioturbados. (B) y (C) Detalle de la intensa bioturbación tipo *Thalassinoides* sp., con galerías verticales y horizontales con respecto a la estratificación.

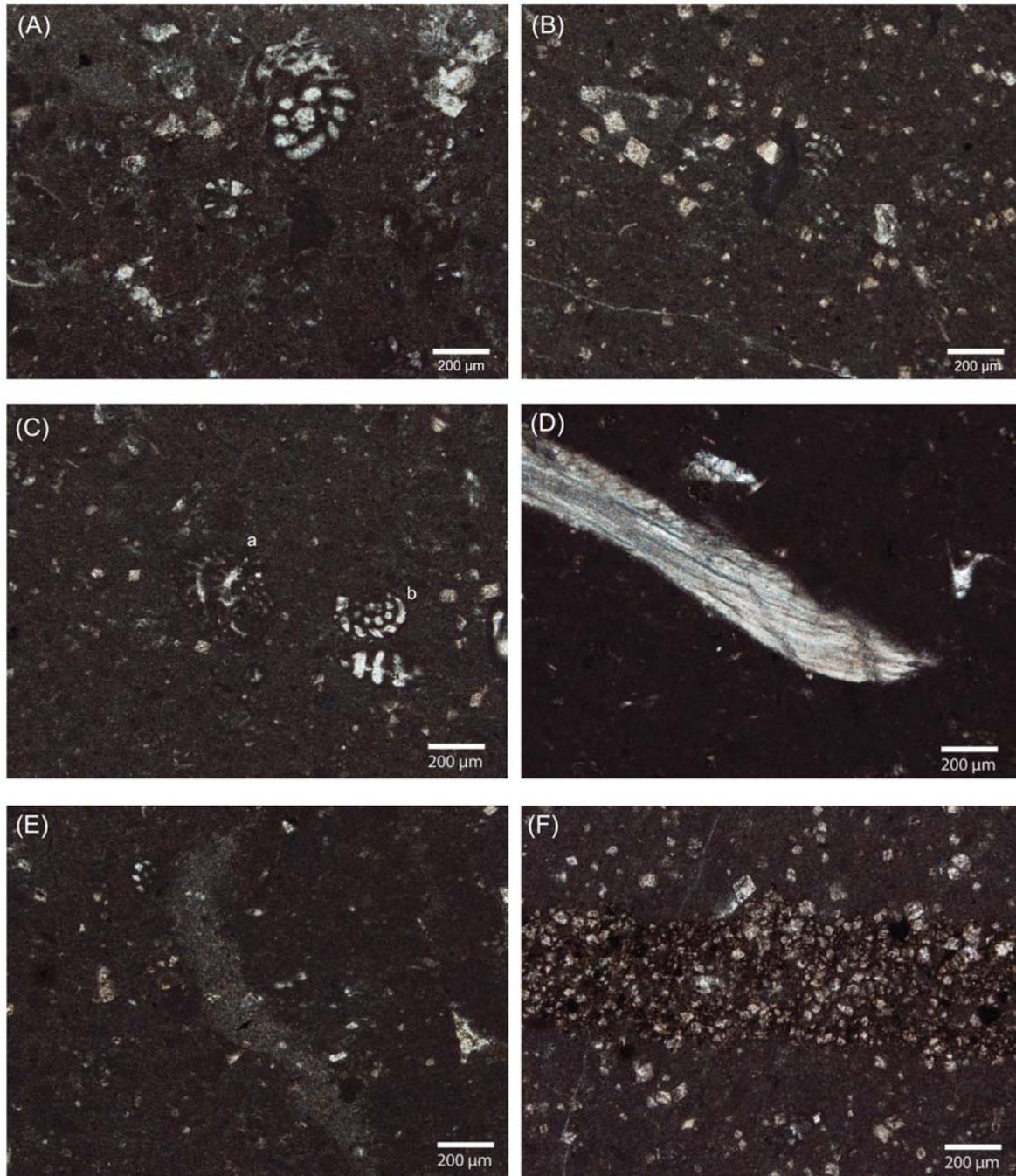


Figura 4.3. Fotomicrografías de la facies de mudstone/wackestone de foraminíferos bentónicos-fragmentos de moluscos. (A) Wackestone de foraminíferos bentónicos (*Mayncina bulgarica* al centro). (B) Wackestone con comunes cristales euhedrales de dolomita (*Verscosella* sp. al centro). (C) Wackestone con foraminíferos bentónicos (a: *Choffatella decipiens* y b: *Charentia evoluta*). (D) Mudstone con fragmento de molusco. (E) Wackestone con galería café claro, con escasos fragmentos de moluscos y textuláridos de crecimiento espiral. (F) Wackestone con horizonte rico en hidrocarburo y abundantes cristales euhedrales de dolomita. Todas las fotomicrografías son con nícoles paralelos.

Packstone/grainstone de peloides-foraminíferos bentónicos

Esta facies es la segunda más abundante de la Sección Tordillo, es de color gris claro a medio, ocurre en capas gruesas a muy gruesas, de hasta 2 m de espesor (Fig. 4.4). Ocasionalmente, exhibe escasa bioturbación en la base de las capas. Son comunes los fragmentos de moluscos, principalmente rudistas y *Chondrodonta* sp.

Descripción petrográfica: Esta facies es principalmente packstone, varía a packstone-grainstone y esporádicamente grainstone. Se caracteriza por la abundancia de peloides y moderados intraclastos. Es común la presencia de: foraminíferos bentónicos incluidos miliólidos y textuláridos; fragmentos de moluscos, principalmente rudistas y *Chondrodonta* sp. y valvas desarticuladas de ostrácodos (Fig. 4.5). Se presentan escasas algas verdes dasicladáceas entre las que se distinguen *Salpingoporella melitae* y además ocurre *Bacinella irregularis*. En algunos casos, los peloides en las porciones de grainstone están deformados por compactación mecánica. Son comunes las estilolitas rellenas de hidrocarburos; esporádicamente se presentan cristales de dolomita euhedrales, asociadas a los hidrocarburos.

Interpretación. El color, el contenido fósil, la textura, espesor de las capas y la escasa presencia de lodo carbonatado sugieren condiciones de moderada a alta energía durante el depósito. La presencia esporádica de textura grainstone indica pequeños eventos de condiciones hidrodinámicas agitadas. La abundancia y diversidad de foraminíferos bentónicos y de fragmentos de *Chondrodonta* sp. y rudistas, representan condiciones de salinidad normal y buena oxigenación (Selvius y Wilson, 1985; Flügel 2004; Husinec y Sokač, 2006). La textura y las características de los granos carbonatados indican condiciones de depósito por encima del nivel del oleaje normal, en un ambiente de interior de plataforma, posiblemente lagunar.



Figura 4.4. Afloramiento de la facies de packstone/grainstone de peloides-foraminíferos bentónicos en capas medianas a gruesas de color gris claro a gris medio (A y B).

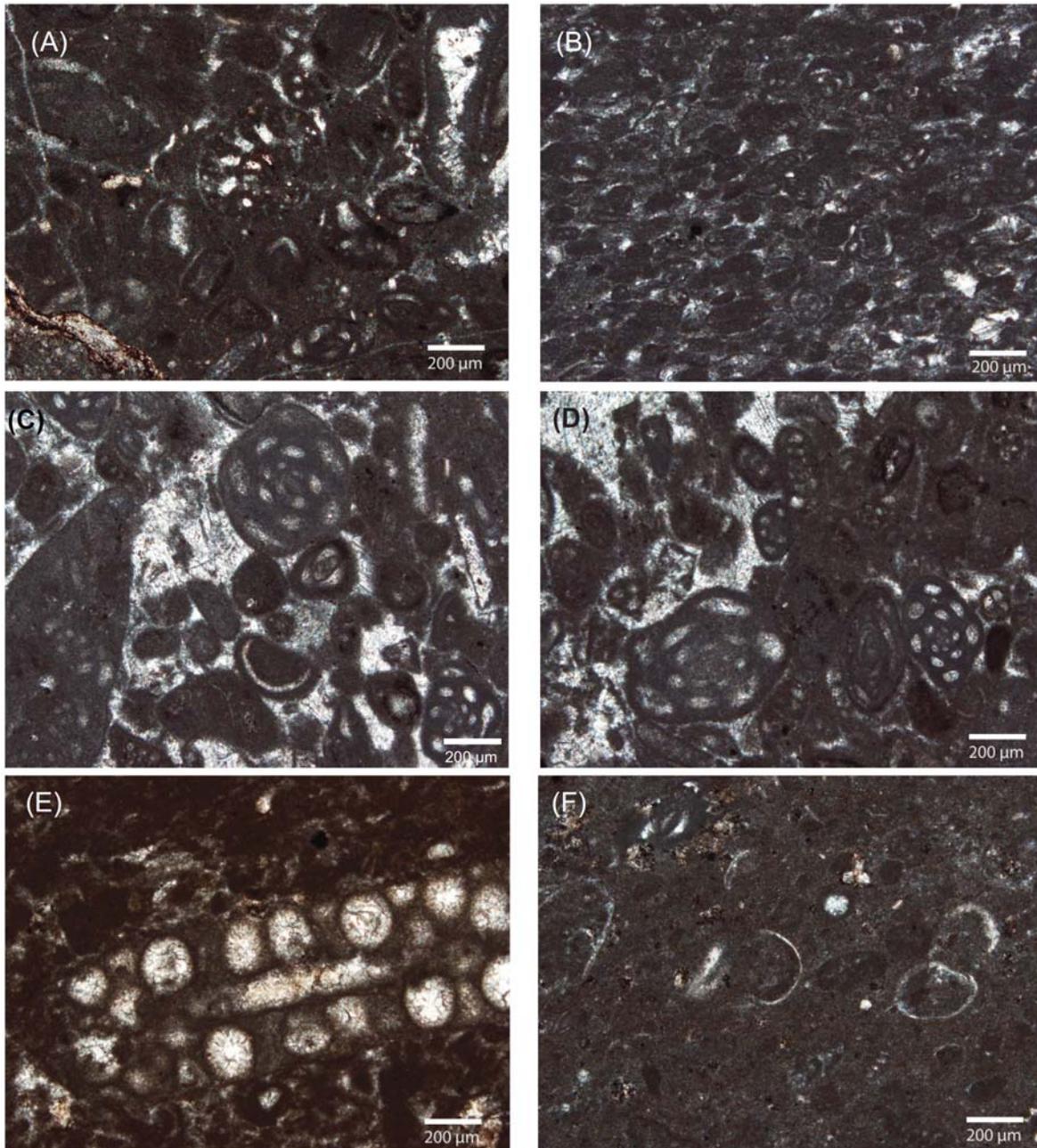


Figura 4.5. Fotomicrografías de la facies de packstone/grainstone de peloides-foraminíferos bentónicos. (A) Packstone con *Choffatella decipiens* en el centro. (B) Packstone/grainstone de peloides-foraminíferos bentónicos. (C) Grainstone con abundantes miliólidos cementadas por calcita en bloque. (D) Grainstone-packstone de miliólidos y peloides. (E) Packstone con alga verde dasicladácea (*Salpingoporella melitae*), rodeada por peloides. (F) Packstone de peloides y bioclastos, con comunes otrácodos y miliólidos. Todas las fotomicrografías son con nícoles paralelos.

Boundstone de *Chondrodonta* sp.-requiénidos

La ocurrencia de esta facies es común en la Sección Tordillo, es de color gris claro a medio, los estratos varían de delgados a gruesos (35 cm a 1 m). Raras veces se presentan nódulos y capas delgadas de pedernal negro. Se distingue por abundancia de moluscos, principalmente *Chondrodonta* sp.; comúnmente en posición de crecimiento con una longitud de hasta 20 cm. También se presentan horizontes delgados, que varían de 20 a 40 cm de espesor, de requiénidos del género *Toucasia* sp. (Fig. 4.6). Ocasionalmente, esta facies se encuentra dolomitizada, en las cuales se tiene un intenso fracturamiento perpendicular a la estratificación.

Descripción petrográfica: Esta facies exhibe textura boundstone y está dominada por fragmentos de moluscos, contenidos en una matriz de textura wackestone a packstone de peloides, comunes foraminíferos bentónicos, principalmente texturálidos y escasa *Bacinella irregularis* (Fig. 4.7). Se observa recristalización moderada de la matriz, así como abundantes estilolitas rellenas de hidrocarburos. Se distinguen cristales euhedrales de dolomita en esta facies, concentrados en estilolitas y en menor cantidad esparcidos erráticamente.

Interpretación. La asociación de *Chondrodonta* sp. y *Toucasia* sp., la primera en posición de crecimiento, sugiere condiciones de submarea somera. Este tipo de cuerpos carbonatados ha sido interpretado en diferentes sistemas carbonatados cretácicos en el interior de la plataforma (Wilson, 1975; Wilson y Jordan, 1983; Murillo-Muñetón, 1999; Filkorn, 2002). Adicionalmente, este tipo de crecimientos orgánicos indican condiciones favorables de oxigenación y nutrientes (Malchus *et al.*, 1995, Gómez-Pérez, 1997). La presencia ocasional de rudistas y bivalvos retrabajados representan eventuales episodios de alta energía. La fauna bentónica y la asociación de esta facies sugieren un ambiente de plataforma interna, de tipo lagunar.

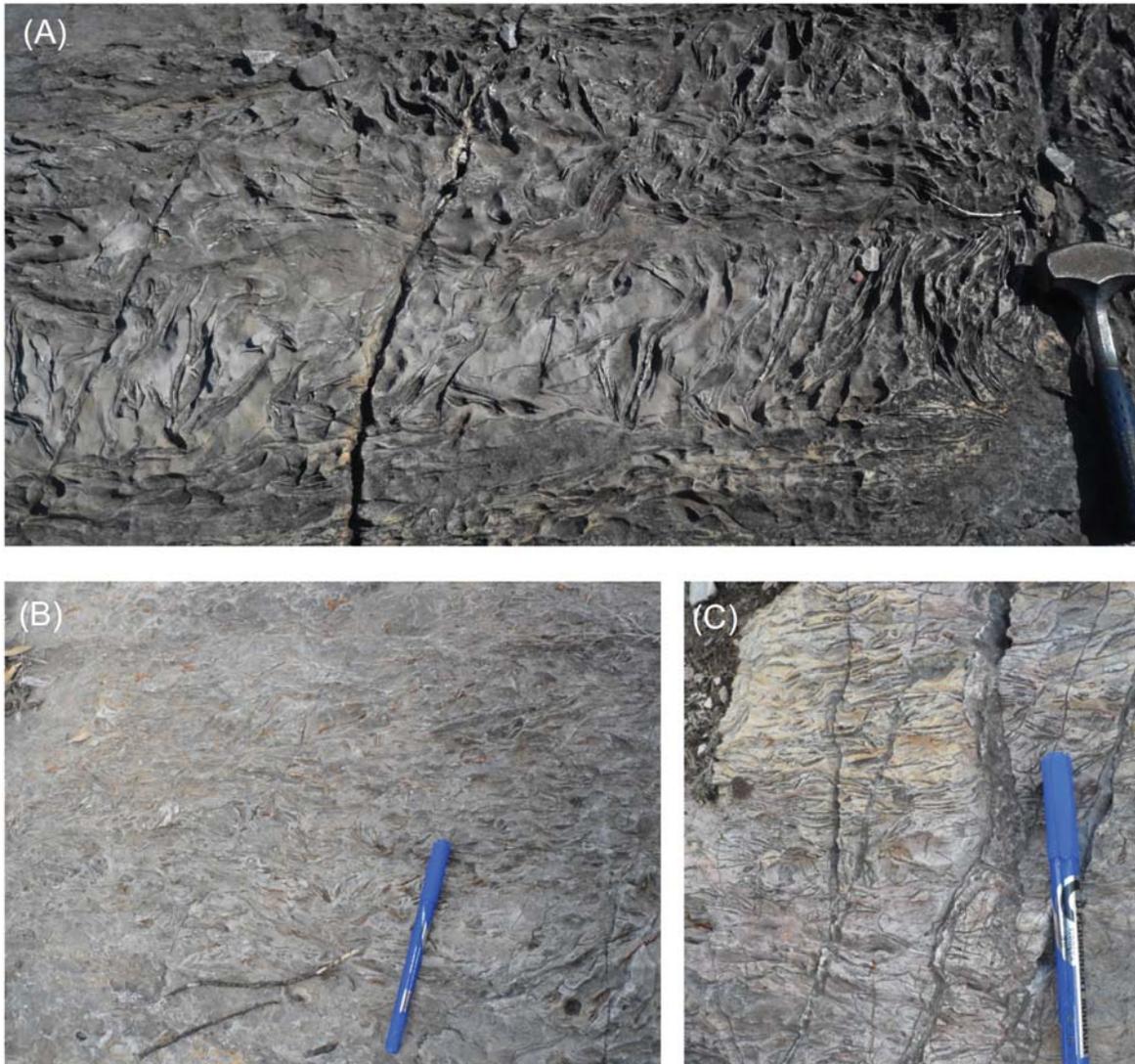


Figura 4.6. Facies de boundstone de *Chondrodonta* sp.-requiñidos. (A) Estrato grueso con abundante *Chondrodontas* sp., en posición de crecimiento, algunos de estos organismos alcanzan longitudes de hasta 20 cm de largo. (B) Asociación *Chondrodonta* sp. y *Toucasia* sp. (C) Boundstone de *Chondrodonta* sp. intensamente dolomitizada.

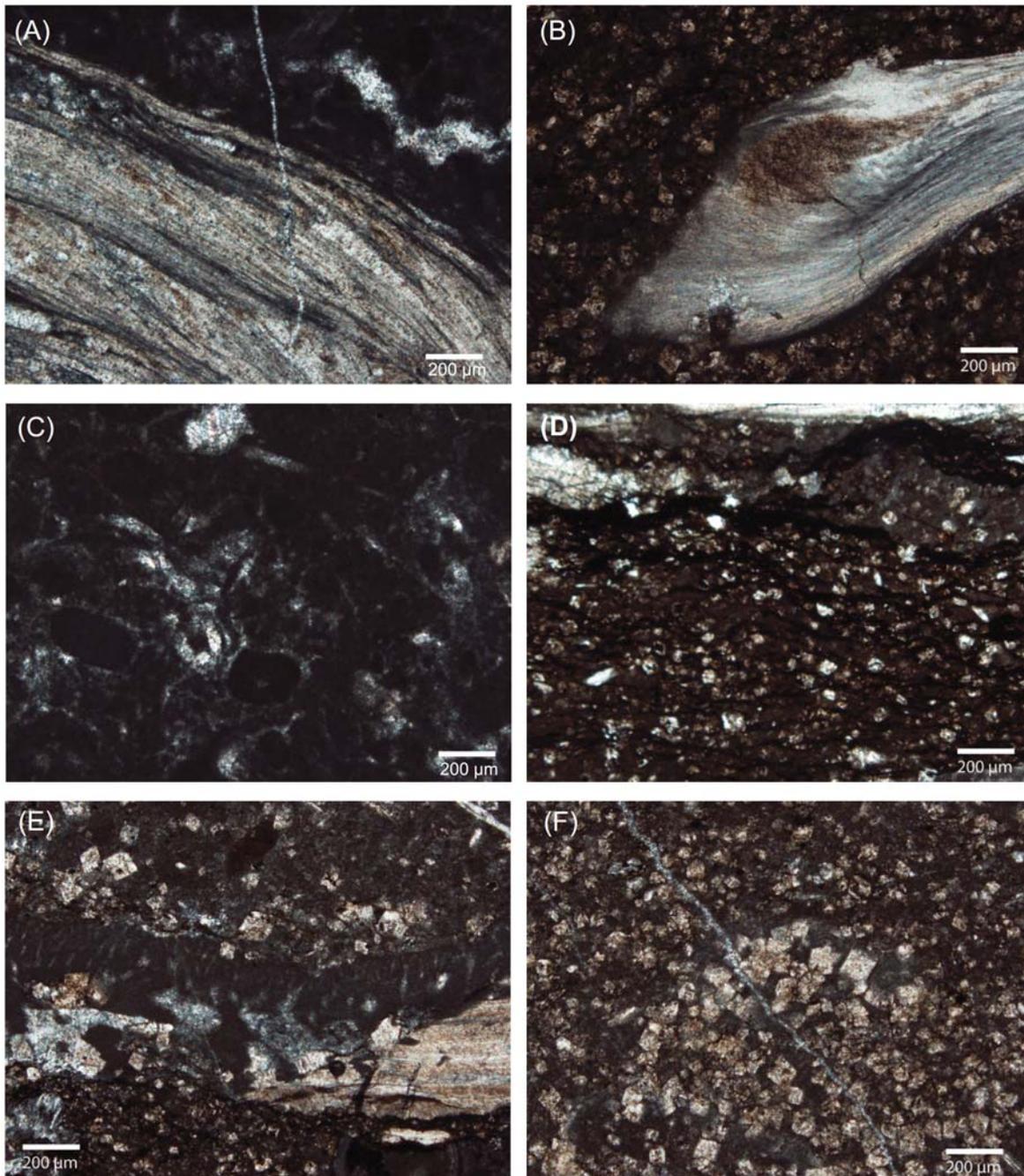


Figura 4.7. Fotomicrografías de la facies de boundstone de *Chondrodonta* sp.-requiénidos. (A) Fragmento de *Chondrodonta* sp., en matriz intensamente recristalizada. (B) *Chondrodonta* sp., en matriz parcialmente dolomitizada y con alta concentración de hidrocarburo. (C) Matriz de textura packstone de peloides, ligeramente recristalizada. (D) Abundante compactación química y alta concentración de hidrocarburo y cristales de dolomita. (E) Fragmentos de moluscos y *Bacinella irregularis* afectados por disolución química. (F) Matriz dolomitizada. Todas las fotomicrografías son con nícoles paralelos.

Packstone de oncoides

Esta facies se presenta esporádicamente en la base de la Sección Tordillo, es de color gris-café y ocurre en estratos delgados de aproximadamente 30 cm de espesor. Se caracteriza por abundantes oncoides de forma elipsoidal, cuya longitud varía de pocos milímetros hasta 5 cm. El núcleo de los oncoides consiste comúnmente de fragmentos de rudistas (Fig. 4.8).

Descripción petrográfica: Esta facies consiste principalmente de oncoides. La mayoría de estos granos carbonatados están formados por *Lithocodium aggregatum* y *Bacinella irregularis*, sólo algunos por láminas de micrita microbiana. Los oncoides se encuentran en una matriz de textura packstone con foraminíferos bentónicos, tipo texturálidos; fragmentos de moluscos, principalmente rudistas y peloides; ocasionalmente se presentan fragmentos de esponjas calcáreas y briozoarios. Estos organismos también se encuentran incrustados en los oncoides.

Interpretación. De acuerdo al color, estructura, textura, la asociación *Bacinella irregularis* – *Lithocodium aggregatum* y otros bioclastos se infiere un ambiente de aguas someras, de condiciones hidrodinámicas bajas a moderadas para esta facies. El desarrollo *Bacinella* – *Lithocodium* sugiere periodos de baja energía, mientras el desarrollo de oncoides de micrita microbiana ocurría en episodios de mayor agitación (Leinfelder *et al.*, 1993; Dupraz y Strasser, 1999; Immenhauser *et al.*, 2005). Facies similares a esta pero más abundantes ocurren en la Formación Cupido del noreste de México (Murillo-Muñetón, 1999). El ambiente de depósito de estas facies se interpreta como interior de plataforma, muy posiblemente lagunar.

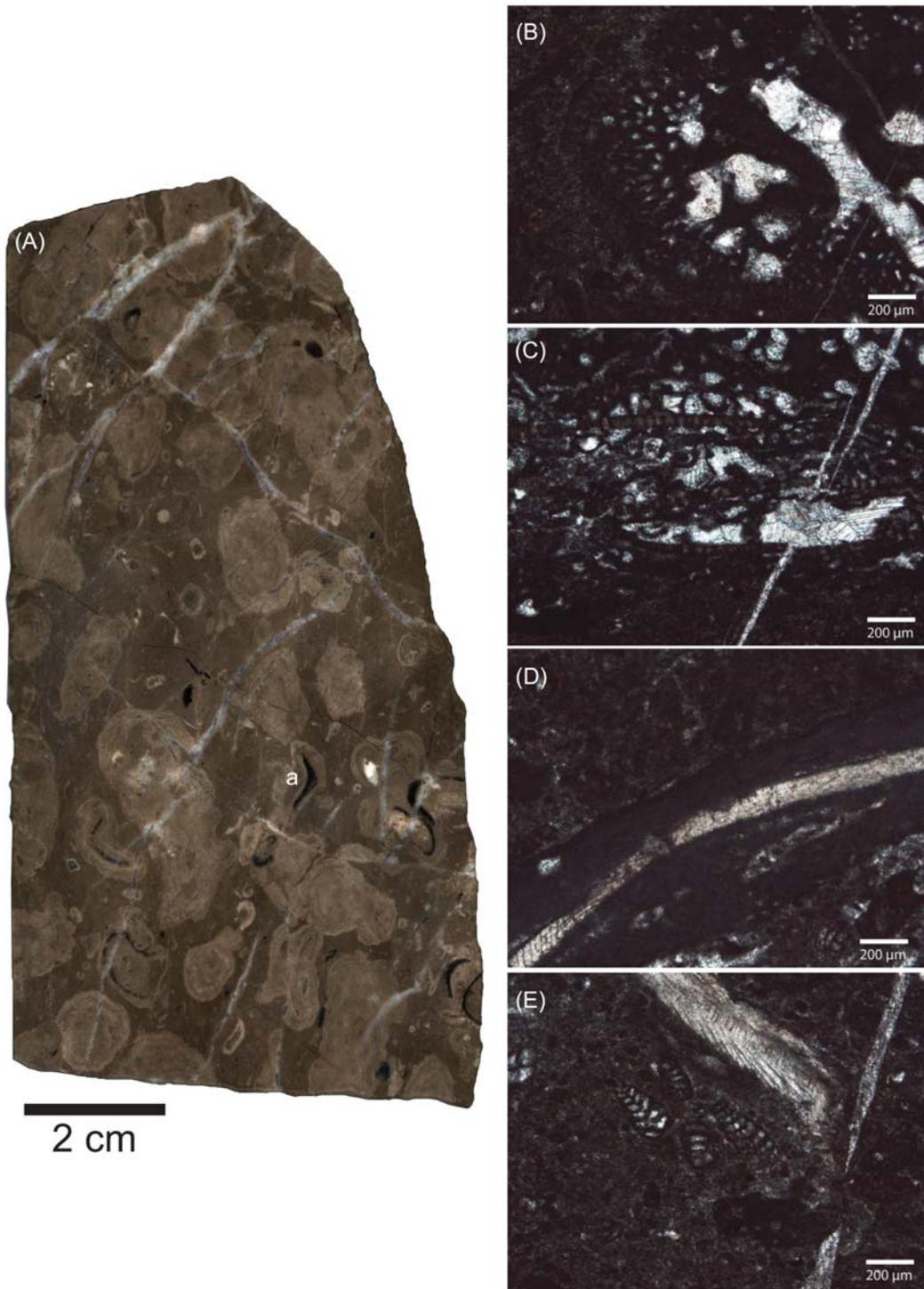


Figura 4.8. Facies packstone de oncoides. (A) Sección pulida con abundantes oncoides de hasta 4 cm de longitud, algunos de ellos con un núcleo de fragmento de rudistas (a). (B) *Lithocodium aggregatum* con pared de agregados de fragmentos de moluscos, cuyos poros están rellenos de calcita en bloque. (C) *Bacinella irregularis* en forma de red micrítica, espacios porosos rellenos por cemento de calcita en bloque. (D) Oncoide de láminas microbianas con núcleo de fragmento de molusco. (E) Matriz de packstone de peloides, foraminíferos bentónicos texturálidos, incluida *Vercosella* sp., y fragmentos de molusco. Todas las fotomicrografías con son nícoles paralelos.

Mudstone/wackestone de equinodermos-fragmentos de moluscos-foraminíferos bentónicos

Esta facies sólo se presenta en la parte media de la Sección Tordillo, es de color gris medio a oscuro, en estratos gruesos cuyo espesor varía de 0.50 a 1 m. Es común la bioturbación a manera de galerías horizontales de hasta 1 cm de diámetro. Ocasionalmente, se observan fragmentos de moluscos de diferentes tamaños (Fig. 4.9). Esta facies está dolomitizada frecuentemente, se distingue por su color gris claro y su intenso fracturamiento.

Descripción petrográfica: Esta facies exhibe una textura mudstone a wackestone y en raras ocasiones packstone. Es característica la presencia de equinodermos, la mayoría son espinas de equinoides y son comunes las placas de crinoides. También se observan fragmentos de moluscos, escasos foraminíferos bentónicos, como miliólidos y texturálidos; ostrácodos desarticulados, serpúlidos y escasa *Bacinella irregularis* (Fig. 4.10). Se aprecia bioturbación de moderada a intensa. Ocasionalmente se distingue estructura geopetal en serpúlidos. Se distinguen abundantes estilolitas rellenas de hidrocarburos, así como cristales euhedrales de dolomita, en ocasiones con su núcleo disuelto. Ocasionalmente esta facies se presenta completamente dolomitizada, exhibiendo una textura xenotópica predominantemente macrocristalina.

Interpretación: Debido al color, la textura e intensidad de bioturbación, esta facies se interpreta como de condiciones marinas de baja energía (Flügel 2004; Husinec y Sokač, 2006). Hernández-Romano (1999) estudió una facies similar en la Plataforma Morelos-Guerrero e indica que la asociación pobre de fósiles sugieren condiciones de baja oxigenación y oligotróficas. Esta facies se encuentra en la transición de las facies someras a profundas de la Sección Tordillo, por lo que se infiere que fueron depositadas probablemente en condiciones relativamente profundas.



Figura 4.9. Facies de mudstone/wackestone de equinodermos-fragmentos de moluscos-foraminíferos bentónicos. Afloramiento en capas medianas a gruesas, color gris medio con común bioturbación en forma horizontal. (A y B).

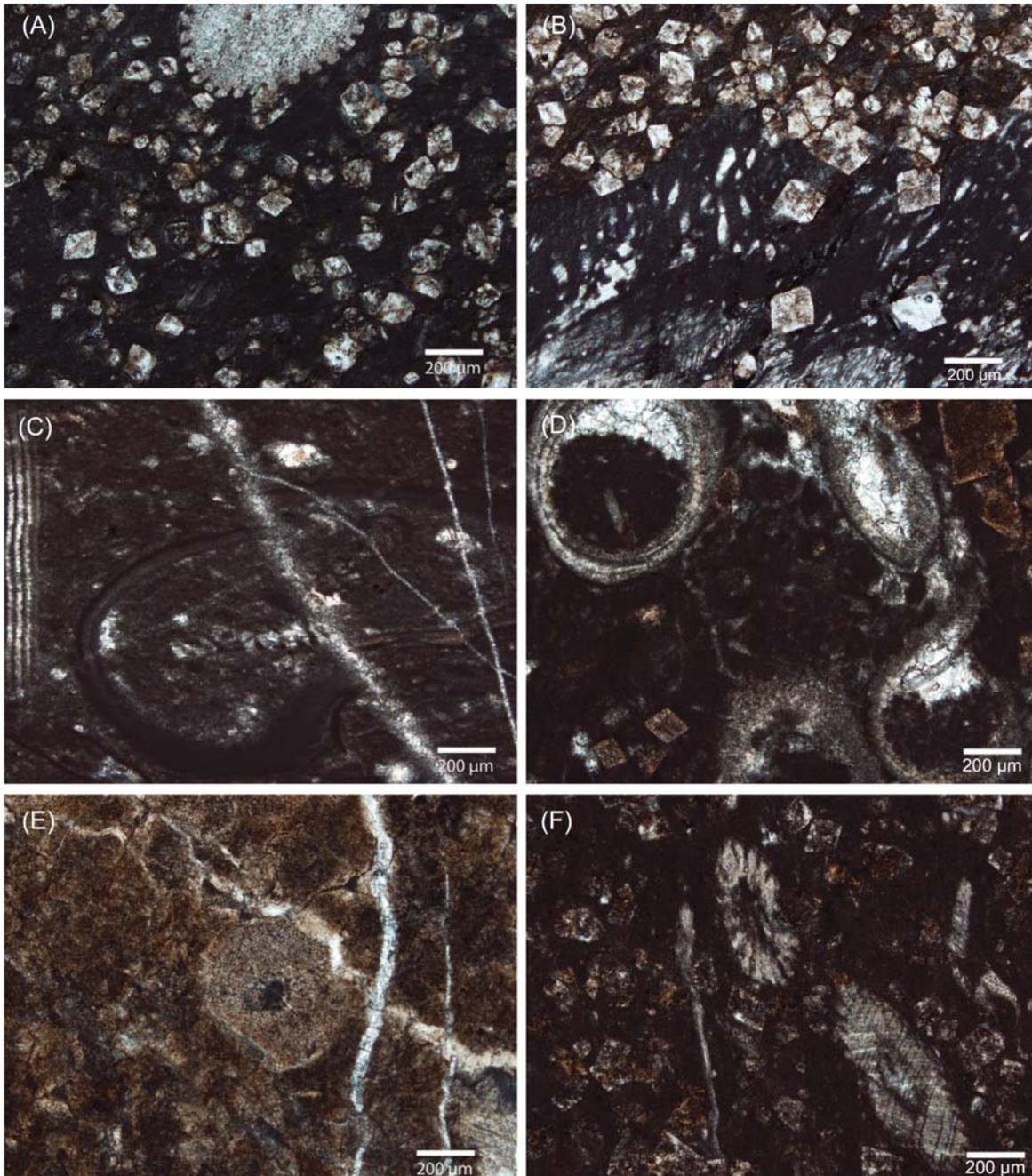


Figura 4.10. Fotomicrografías de la facies de mudstone/wackestone de equinodermos-fragmentos de moluscos-foraminíferos bentónicos. (A) Wackestone parcialmente dolomitizado, se aprecian cristales de dolomita euهدral y una espina de equinodermo. (B) Wackestone con *Bacinella irregularis* parcialmente dolomitizado y con abundantes estilolitas e hidrocarburo. (C) Wackestone con serpúlido dislocado por una fractura rellena de cemento de calcita en bloque. (D) Serpúlidos con estructura geopetal. (E) Placa de equinodermo en matriz dolomitizada con fracturas rellenas de cemento de calcita. (F) Wackestone parcialmente dolomitizado con espinas de equinodermos. Todas las fotomicrografías son con nícoles paralelos.

Mudstone/wackestone de foraminíferos planctónicos-foraminíferos bentónicos

Esta facies se presenta de forma restringida en la parte superior de la Sección Tordillo, es de color gris medio a oscuro y ocurre en capas medianas a gruesas que varían de 40 a 90 cm de espesor (Fig. 4.11). Una característica distintiva es su laminación formada por una alternancia de láminas color gris medio y láminas gris oscuro. Exhibe muy escasa bioturbación, comunes lentes de pedernal negro de hasta 15 cm de espesor y dolomitización de moderada a intensa.

Descripción petrográfica: Esta facies muestra textura predominante de wackestone y ocasionalmente mudstone. Sobresale la presencia de foraminíferos planctónicos, los cuales en los primeros estratos son escasos y tienden a aumentar hacia la cima de la sección. También contiene foraminíferos bentónicos del tipo miliólidos y texturálidos, sin embargo, hacia la cima de la sección tienden a disminuir. Se presentan esporádicos intervalos sólo de radiolarios y espículas de esponja (Fig. 4.12). Los foraminíferos planctónicos corresponden a *Globigerinelloides barri* y *Globigerinelloides ferreolensis*. Se distinguen estilolitas rellenas de hidrocarburos; silicificación, cristales de cuarzo autigénico y dolomitización. Esta última es intensa en algunas capas y en otras se presenta sólo como cristales euhedrales esparcidos erráticamente.

Interpretación. El color, la textura, la laminación, la escasa bioturbación y los componentes fósiles, principalmente foraminíferos planctónicos, en esta facies sugieren condiciones de depósito de aguas relativamente profundas, por debajo del nivel del oleaje normal (Wilson, 1967; Flügel, 2004). El contenido de foraminíferos bentónicos, los cuales presentan una proporción aproximada de 35% con respecto a los foraminíferos planctónicos, sugiere que estas facies se depositaron en condiciones de mar abierto (Murray, 1991).



Figura 4.11. Facies de mudstone/wackestone de foraminíferos planctónicos-foraminíferos bentónicos. (A) y (B) Afloramientos que muestra estratos medianos a gruesos y laminación característica de esta facies.

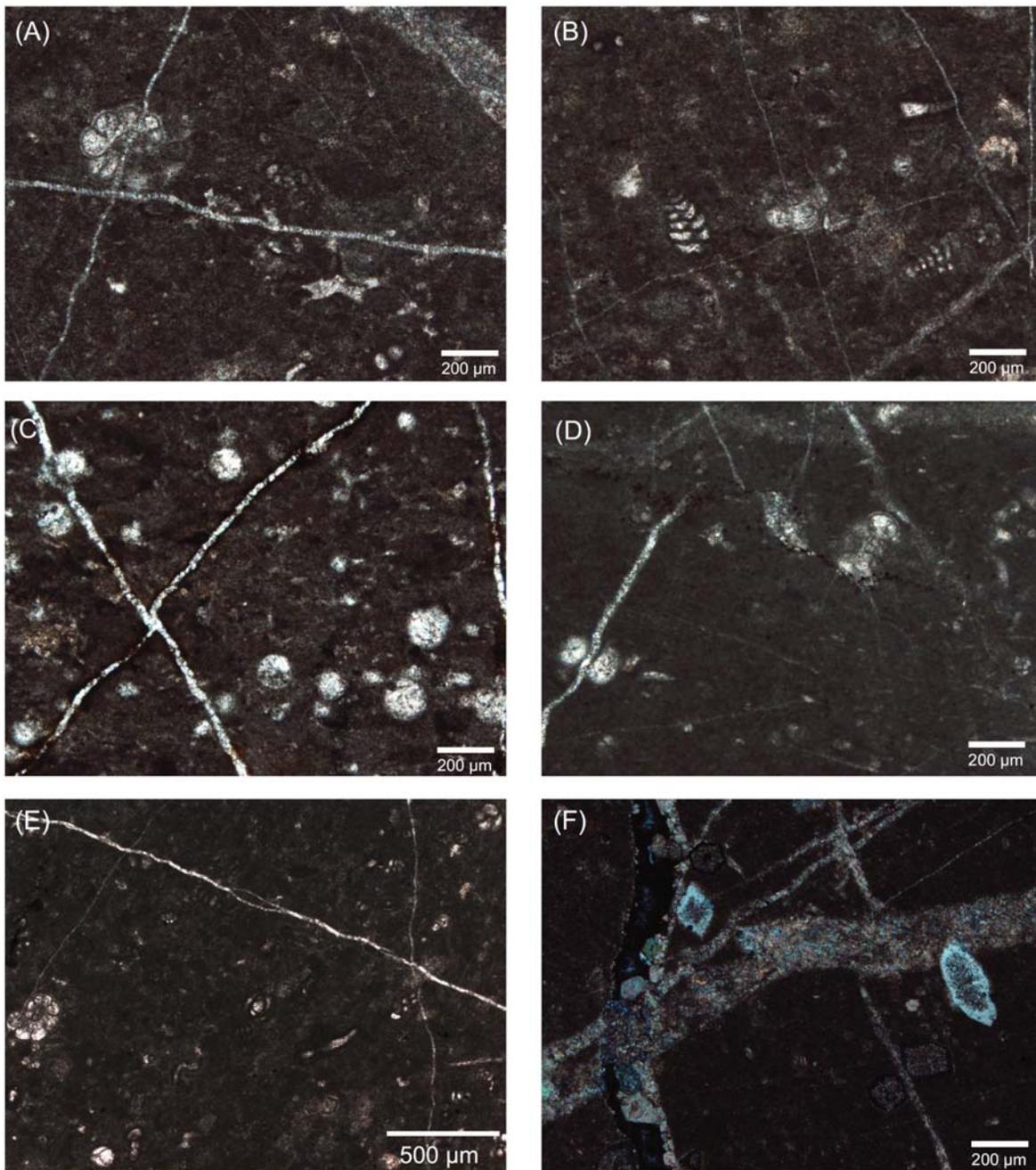


Figura 4.12. Fotomicrografías de la facies de mudstone/wackestone de foraminíferos planctónicos-foraminíferos bentónicos. (A) Wackestone recrystalizado con *Globigerinelloides ferreolensis* afectado por una fractura rellena de calcita. (B) Wackestone recrystalizado con foraminíferos bentónicos textuláridos. (C) Wackestone de radiolarios calcitizados. (D) Wackestone con *Globigerinelloides barri* afectado por una estilolita rellena de hidrocarburo. (E) Wackestone de foraminíferos planctónicos y foraminíferos bentónicos. (F) Mudstone fuertemente fracturado con cristales de cuarzo autigénico calcitizados. Todas las fotomicrografías son con nícoles paralelos, sólo (F) es con nícoles cruzados.

Wackestone de colomiélidos-foraminíferos planctónicos

Esta facies es común en la parte superior de la Sección Tordillo, es de color gris medio a oscuro, se presenta en capas delgadas de hasta 20 cm de espesor. Contiene esporádicos nódulos de pedernal negro, ocasionalmente bioturbación y escasa dolomitización (Fig. 4.13).

Descripción petrográfica: Esta facies exhibe textura wackestone y está dominada por microfósiles planctónicos y escasos bentónicos (Fig. 4.14). Contiene abundantes colomiélidos, siendo los más comunes *Colomiella recta* y *C. mexicana*, así como esporádica *C. coahuilensis*. Los foraminíferos planctónicos también son frecuentes, sobresale *Favusella washitensis* y esporádicas hedbergellas. Otros organismos planctónicos que ocurren son *Microcalamoides diversus* y *Cadosina* sp. Se presentan escasos foraminíferos bentónicos, principalmente miliolidos y texturálidos, incluidos *Debarina hahounerensis* y *Lenticulina* sp.

Interpretación. La textura, color, estructuras y contenido microfósilífero predominantemente planctónico en esta facies es indicativo de condiciones de depósito marinas profundas, por debajo de la zona fótica y por debajo del nivel del oleaje normal (Wilson, 1967; Flügel, 2004). Es la primera vez que este tipo de facies se documenta en la Plataforma de Actopan; sin embargo, es común en la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Wilson y Ward, 1993; Basáñez-Loyola *et al.*, 1993; López-Doncel, 2003).



Figura 4.13. Facies de wackestone de colomiélidos-foraminíferos planctónicos. Afloramiento de capas delgadas de hasta 20 cm de espesor con esporádicos nódulos de pedernal negro (A y B).

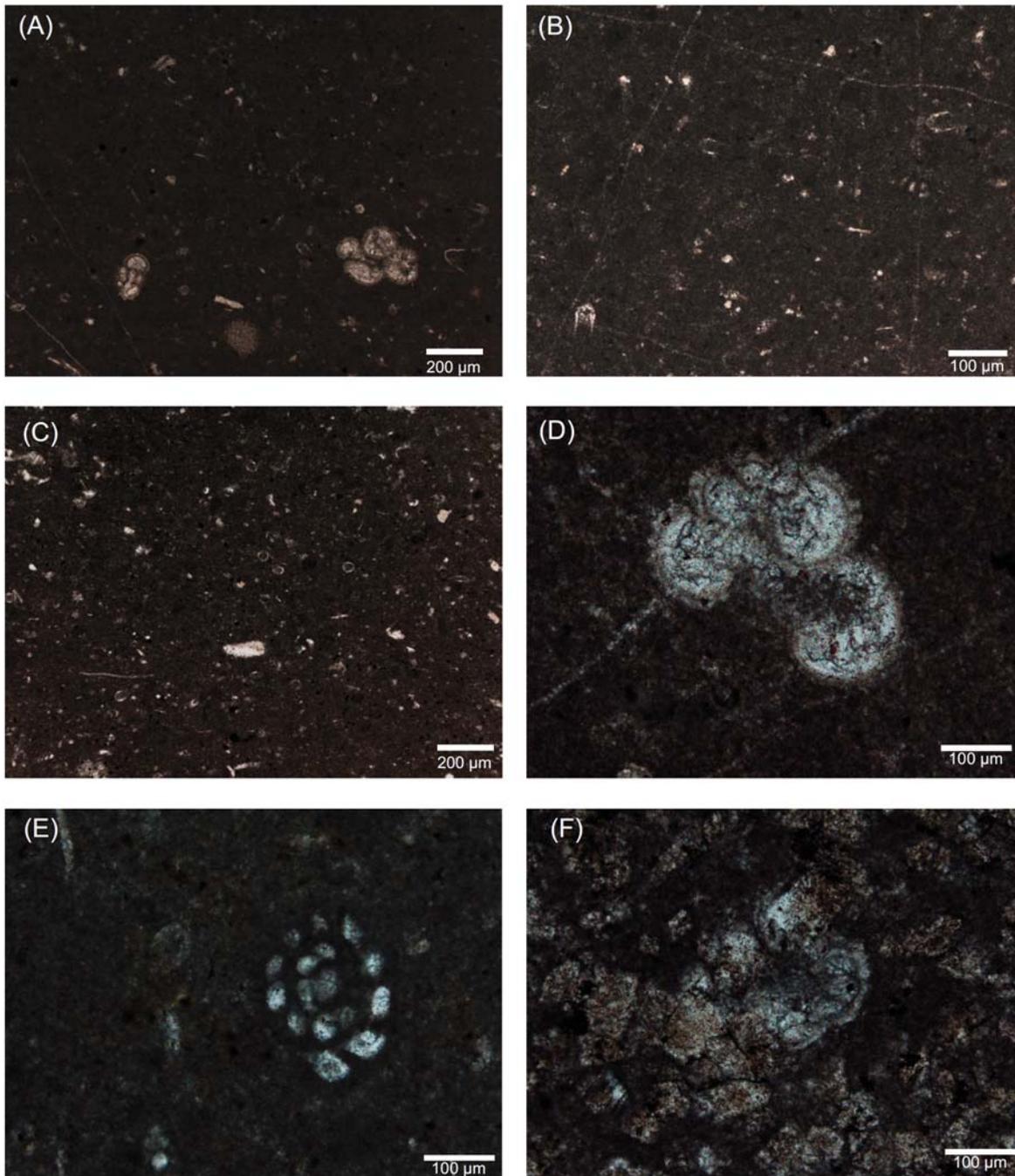


Figura 4.14. Fotomicrografías de la facies de wackestone de colomiélidos-foraminíferos planctónicos. (A) Wackestone de colomiélidos-foraminíferos planctónicos. (B) Wackestone de colomiélidos, se distingue abundante *Collomiela recta*. (C) Wackestone de colomiélidos y comunes fragmentos de molusco. (D) *Favusella washitensis*, foraminífero planctónico. (E) *Debarina hahounerensis*, foraminífero bentónico, (F) Foraminífero planctónico afectado por dolomitización. Todas las fotomicrografías son con nícoles paralelos.

Wackestone de calciesferas-foraminíferos planctónicos

Esta facies es común en la cima de la Sección Tordillo, es de color gris medio a oscuro y se encuentran en estratos delgados a medianos, cuyo espesor varía de 10 a 40 cm (Fig. 4.15). Esta facies se encuentra intercalada con la facies de turbiditas calcáreas y brechas calcáreas, las cuales se describen posteriormente. Frecuentemente está dolomitizada.

Descripción petrográfica: La textura depositacional en esta facies varía de wackestone a packstone. Se distingue por la presencia de calciesferas asociadas a foraminíferos planctónicos y escasos a comunes foraminíferos bentónicos (Fig. 4.16). Las calciesferas están representadas por *Calcisphaerula innominata* y *Bishopella ornelaseae*; mientras que los foraminíferos planctónicos corresponden a *Hedbergella trocoidea*, *Hedbergella delrioensis* y *Favusella washitensis*. Los foraminíferos bentónicos son principalmente milólidos y texturálidos. Esta facies exhibe dolomitización moderada afectando a la matriz, también contiene hidrocarburos distribuidos erráticamente.

Interpretación. El color, la textura, el contenido fósil y las facies asociadas indican que esta facies se depositó por debajo de la zona fótica y por debajo de la base del oleaje normal (Masters y Scott, 1978; Dias-Brito, 1997; Flügel, 2004). Debido a su distribución con las facies de turbiditas calcáreas y brechas calcáreas, se interpreta que estas rocas se depositaron en cortos periodos de estabilidad posteriores al depósito de turbiditas calcáreas en el talud.



Figura 4.15. Facies de wackestone de calciesferas-foraminíferos planctónicos. (A) y (B) Afloramiento de esta facies en capas delgadas de aproximadamente 10 cm de espesor, limitados en su base y cima por la facies de turbiditas calcáreas.

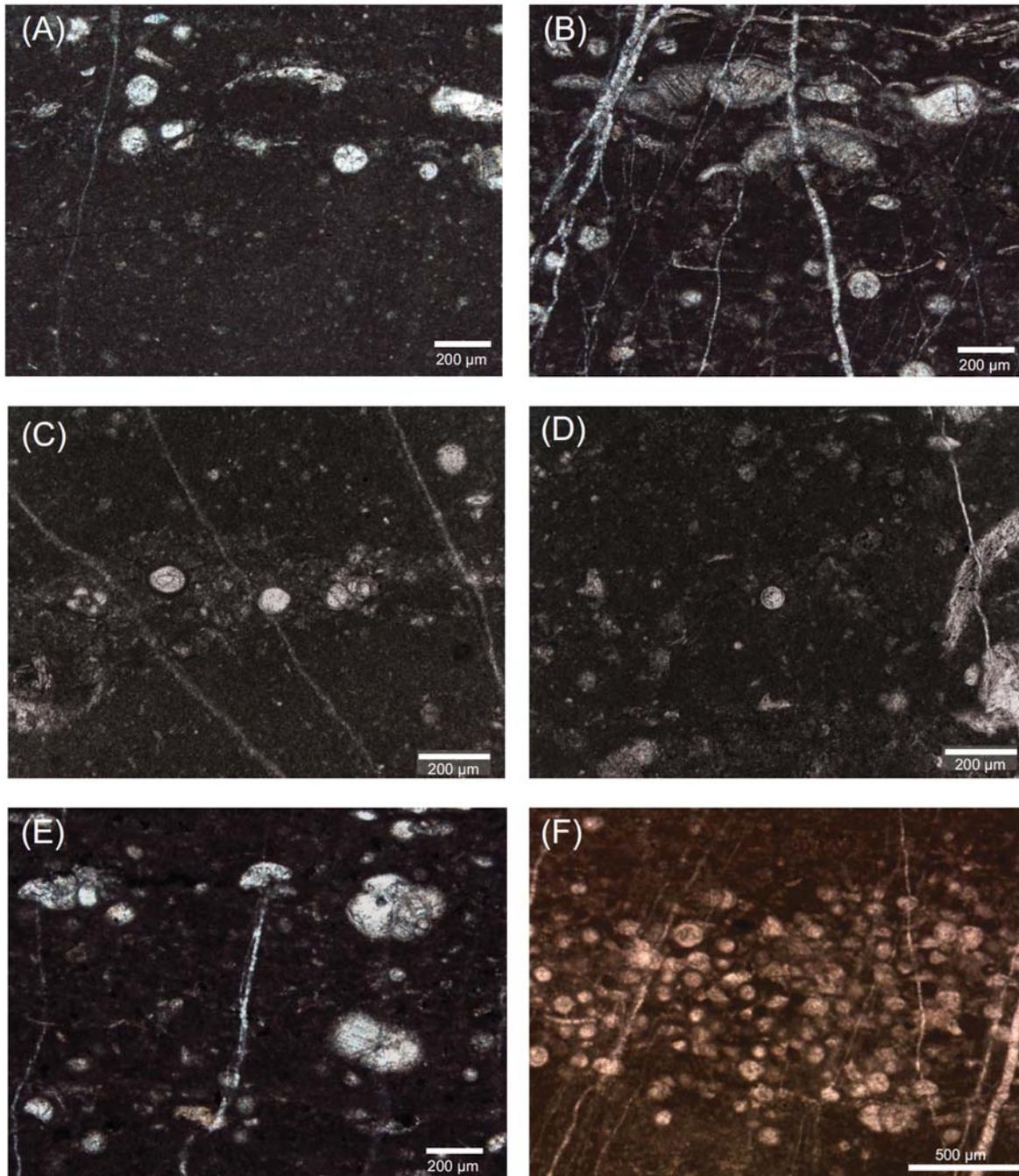


Figura 4.16. Fotomicrografías de la facies de wackestone de calciesferas-foraminíferos planctónicos. (A) Wackestone ligeramente recrystalizada con común *Calcisphaerula innominata*. (B) Wackestone de foraminíferos planctónicos con recrystalización moderada. (C) Calciesferas, foraminíferos planctónico y foraminífero bentónico. (D) *Calcisphaerula innominata* al centro. (E) Wackestone con abundantes hedbergellas y ligera impregnación de hidrocarburo. (F) Horizonte con abundantes calciesferas. Todas las fotomicrografías son con nicoles paralelos.

Turbiditas calcáreas

Esta facies es común en la cima de la Sección Tordillo, se presenta en estratos delgados que muestran estructura gradada; el color de la base de cada capa es gris claro y gradúa a gris oscuro hacia su parte superior. El espesor de estos depósitos varía de 15 a 50 cm (Fig. 4.17). La textura interna de las capas varía hacia arriba de grainstone a wackestone y ocasionalmente a mudstone. Se encuentran intercaladas con las brechas calcáreas masivas y con la facies de wackestone de calciesferas-foraminíferos planctónicos. Frecuentemente está dolomitizada e intensamente fracturada, las fracturas generalmente son perpendiculares a la estratificación.

Descripción petrográfica: La textura de esta facies gradúa de grainstone a wackestone y esporádicamente mudstone. Los intervalos de grainstone están formados por ooides, peloides, foraminíferos bentónicos, ostrácodos, fragmentos de moluscos y pocos foraminíferos planctónicos. La base de estos horizontes se caracteriza por ser una superficie irregular que sobreyace a las porciones de wackestone. Los horizontes de grainstone pasan normalmente hacia arriba a packstone/wackestone; estos últimos consisten de peloides y escasos foraminíferos bentónicos y planctónicos. La cima de la sucesión corresponde a wackestone laminado, dominado por calciesferas y foraminíferos planctónicos (Fig. 4.18). Estos consisten de *Calcisphaerula innominata*, *Bishopella ornelaseae*, *Hedbergella trocoidea*, *Hedbergella delrioensis* y comúnmente *Favusella washitensis*.

Interpretación. La asociación fósil y la estructura gradada en esta facies indican condiciones de depósitos inducidos por gravedad. La base irregular de esta facies se interpreta como una superficie erosiva resultante de una corriente de turbidez. Bouma (1962) introdujo la secuencia que lleva su mismo nombre, Secuencia Bouma, como depósitos asociados a corrientes de turbidez de baja densidad. Esta secuencia tiene típicamente una superficie basal erosiva y consiste de cinco

intervalos: Ta, Tb, Tc, Td y Te (Bouma, 1962). Sin embargo, en la naturaleza la Secuencia Bouma rara vez se presenta completa, usualmente faltan algunos intervalos. En el caso de la facies en discusión, consiste de los intervalos Ta, Td y Te y ocasionalmente Tb, Td y Te. El intervalo Ta, corresponde al grainstone de ooides, peloides, calciesferas y foraminíferos, con su base típicamente erosiva. El intervalo Td consiste del horizonte de packstone/wackestone de peloides y foraminíferos finamente laminado. Mientras el intervalo Te, corresponde al horizonte de mudstone. Cuando se presenta el intervalo Tb consiste de un packstone/grainstone con laminación bien definida. De acuerdo a lo anterior, esta facies se interpreta como depósitos de corriente de turbidez de baja densidad (Tucker y Wright, 1990); las secuencias Bouma incompletas indica condiciones de talud de escarpe suave (Walker, 1967).



Figura 4.17. Facies de turbiditas calcáreas. (A) Afloramiento que muestra la sucesión de la facies de turbiditas calcáreas intercalada con la facies de wackestone de calciesferas-foraminíferos planctónicos. (B) Detalles de las turbiditas calcáreas que exhibe dolomitización en su base. (C) Detalle de una sucesión turbidítica que exhibe los intervalos Tb, Td y Te.

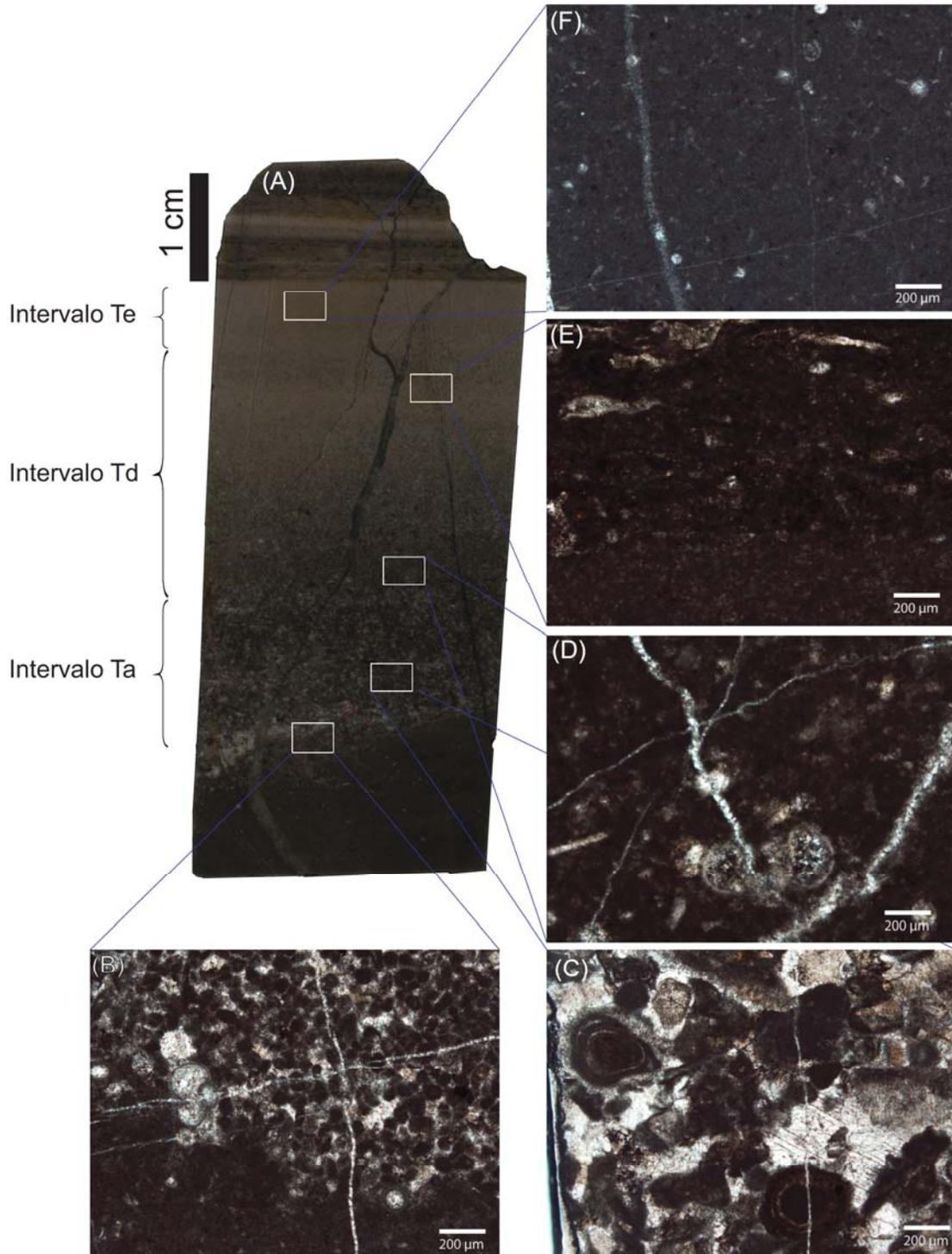


Figura 4.18. Fotomicrografías de la facies de turbiditas calcáreas. (A) Sección pulida de una sucesión turbidítica que muestra los intervalos A, D y E de la Secuencia Bouma. (B) Intervalo A: contacto erosivo entre un mudstone y grainstone de peloides, ooides, foraminíferos planctónicos y calciesferas. (C) Intervalo Ta: grainstone, con escasos ooides unidos por calcita en bloque. (D) Intervalo Td: wackestone con comunes foraminíferos planctónicos. (E) Intervalo Te: wackestone con laminación sutil y moderado hidrocarburo. (F) Mudstone con escasos bioclastos, principalmente calciesferas. Todas las fotomicrografías son con nícoles paralelos.

Brechas calcáreas

Esta facies ocurre esencialmente en la cima de la Sección Tordillo, se presenta en estratos masivos de hasta 3 m de espesor. Se encuentra intercalada con las facies de turbiditas calcáreas y wackestone de calciesferas-foraminíferos planctónicos. Frecuentemente, los depósitos de brecha calcárea truncan a los estratos delgados de turbiditas calcáreas y wackestone de calciesferas-foraminíferos planctónicos de forma abrupta y además presentan fallamiento sinsedimentario exhibiendo crecimiento. Las brechas calcáreas son pobremente clasificadas y su soporte consiste de litoclastos subangulosos a subredondeados gris claro a negro, predominando gris oscuro. El diámetro de los fragmentos varía de milímetros a 15 cm de longitud; algunos son alargados, redondeados y exhiben imbricación. En estos litoclastos se distinguen fragmentos de moluscos incluidos rudistas, gasterópodos y bivalvos. Sobresalen bloques de derrumbes, algunos con estructuras tipo *slumps*, de hasta 50 cm de longitud, formados de capas delgadas de wackestone (Fig. 4.19). Algunos de los fragmentos carbonatados corresponden a intraclastos derivados de estos derrumbes. Eventualmente, se aprecian fragmentos individuales de rudistas y otros moluscos en estas brechas.

Descripción petrográfica: Los litoclastos de esta facies presentan un rango amplio de texturas: wackestone de foraminíferos planctónicos, grainstone de bioclastos, principalmente moluscos, como gasterópodos, bivalvos, rudistas y escasos foraminíferos bentónicos y planctónicos (Fig. 4.20). La facies de los derrumbes de *slumps* corresponden a wackestone de foraminíferos planctónicos.

Interpretación. La estructura masiva y textura pobremente clasificada, el tamaño de los litoclastos, sus contactos con las facies en las que se intercalan, sobre todo los contactos abruptos y erosivos sugieren que estas facies son producto de flujos de escombros submarinos, característicos de un ambiente de depósito de talud (McIlreath y James, 1978; Enos y Moore, 1983). Estos flujos son el producto del retrabajo y redepósito de facies carbonatadas de borde de plataforma como lo indica la abundante presencia de fragmentos de moluscos, comúnmente rudistas,

y foraminíferos bentónicos característicos de facies someras. Estas facies se han documentado en la Formación Tamabra del sistema Plataforma Valles-San Luis Potosí (Wilson y Ward, 1993; Basáñez-Loyola *et al.*, 1993; López-Doncel, 2003).



Figura 4.19. Facies de brechas calcáreas. (A) Cima de un depósito de brecha calcárea gruesa cubierta normalmente por capas delgadas de la facies wackestone de calciesferas-foraminíferos

planctónicos. (B) Textura masiva interna de un depósito de brecha: flujo de escombros. (C) Brecha calcárea con fábrica anisotrópica pobremente clasificada formada por litoclastos subangulosos a subredondeados cuya textura varía de wackestone a grainstone. (D) Fallamiento normal sin-sedimentario asociada a crecimiento, se observa que la brecha calcárea compacta a las facies finas en capas delgadas. (E) *Slump*, que consiste de wackestone laminado. (F) Capa masiva de brecha calcárea con clastos angulosos a semi-redondeados, en algunos casos imbricados (clastos color gris claro). (G) Brecha formada por intraclastos de facies finas en capas delgadas, cubierta normalmente por las facies de turbiditas calcáreas. (H) Truncamiento de las facies finas en capas delgadas por el depósito de una brecha calcárea gruesa.

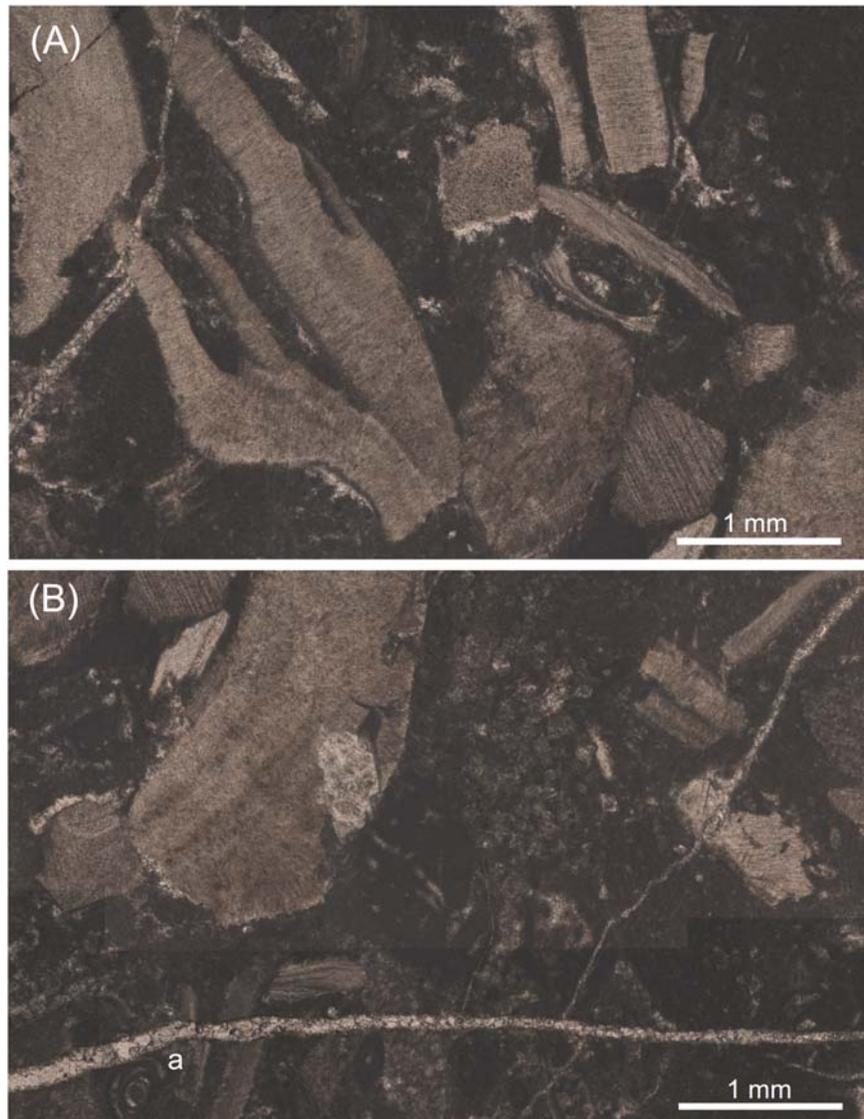


Figura. 4.20. Mosaico de fotomicrografías de la facies de brechas calcáreas. (A) Mosaico de la matriz de brechas calcáreas, la cual consiste de fragmentos de molusco, comunes calciesferas. (B) Matriz de la facies de brechas calcáreas, con abundantes fragmentos de moluscos, moderada dolomitización y escasos foraminíferos bentónicos (a).

4.2 FACIES DE LA SECCIÓN LA FLOR

En la Sección La Flor se identificaron sólo dos tipos de facies de diferentes ambientes de depósito. Estas facies representan la transición de la Formación El Abra a la Formación Agua Nueva, la primera corresponde a grainstone de bioclastos y la segunda a wackestone de foraminíferos planctónicos-calciesferas (Tabla 4.2), las cuales se describen a continuación.

FACIES SEDIMENTARIAS, SECCIÓN LA FLOR					
FACIES	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	COLOR AL FRESCO	TIPOS DE GRANOS	AMBIENTE DEPOSITACIONAL	EDAD
Grainstone de bioclastos	Estratificación muy gruesa.	Gris claro	Bioclastos (gasterópodos, bivalvos, rudistas, foraminíferos bentónicos, algas rojas, briozoarios, crinoideos)	La forma masiva de las capas, la textura, el color, la asociación fósil y la envoltura micrítica de los constituyentes de estas rocas, sugieren condiciones de depósito someras. Borde de plataforma.	Cenomaniano medio
Wackestone foraminíferos planctónicos-calciesferas	Laminación plana y paralela, estratificación delgada.	Gris oscuro	Foraminíferos planctónicos, calciesferas y radiolarios.	La laminación, la fauna planctónica y la ausencia de fauna bentónica, sugieren condiciones de depósito dentro de un ambiente marino profundo, por debajo de la zona fótica y por debajo del nivel de olas de tormenta. Posible cuenca	Cenomaniano tardío

Tabla. 4.2. Resumen de las facies carbonatadas de la Sección La Flor en la Plataforma de Actopan.

Grainstone de bioclastos

Esta facies representa la cima de la Formación El Abra, de la cual se midieron 29 m en la Sección La Flor. Consiste de grainstone de bioclastos masivo, hacia la parte superior se presenta en estratos medianos de 40 cm de espesor; su color es gris claro y cambia gradualmente hacia la cima a gris medio (Fig. 4.21). Se distingue por la presencia de fragmentos de rudistas, otros bivalvos y gasterópodos; en algunas partes estos granos carbonatados alcanzan hasta 10 cm de longitud, por lo que exhibe textura de rudstone.

Descripción petrográfica: La textura predominante de esta facies es grainstone y esporádicamente packstone hacia la cima de la sección. Se caracteriza por la abundancia de fragmentos de moluscos, principalmente bivalvos disueltos. El cemento en estos granos consiste de calcita ecuante en los bordes y calcita en bloque relleno los espacios porosos hacia el centro (Fig. 4.22). Se infiere que la composición mineralógica original de la mayoría de los bioclastos fue aragonita, ya que muchos fueron disueltos. Comúnmente se encuentran preservados foraminíferos bentónicos, rodofitas calcáreas y esporádicamente briozoarios y placas de equinodermos. La mayoría de los bioclastos ocurren como sobres de micrita o cortoides; algunos granos están completamente micritizados. Esta facies presenta recristalización moderada a intensa.

Interpretación. La estructura masiva, textura depositacional, el color y el contenido fósil sugieren condiciones de depósito de aguas marinas someras de alta energía. Esta facies se interpreta como cuerpos de arenas carbonatadas típicas del margen de plataforma (Wilson, 1975; Carrasco-V., 1971; Read, 1985, Wilson, 1990; Flügel, 2004). La presencia de abundantes sobres de micrita o cortoides sugieren diagénesis temprana de piso marino debido a micro-organismos endolíticos fotosintéticos en ambientes de aguas cálidas, someras y bien agitadas de margen de plataforma (Bathurst 1975; Ehrlich 1998). La disolución de bioclastos aragoníticos fue causado posiblemente por la influencia de aguas meteóricas,

probablemente durante tiempos cortos de exposición de la plataforma (James y Choquette, 1983, 1984).

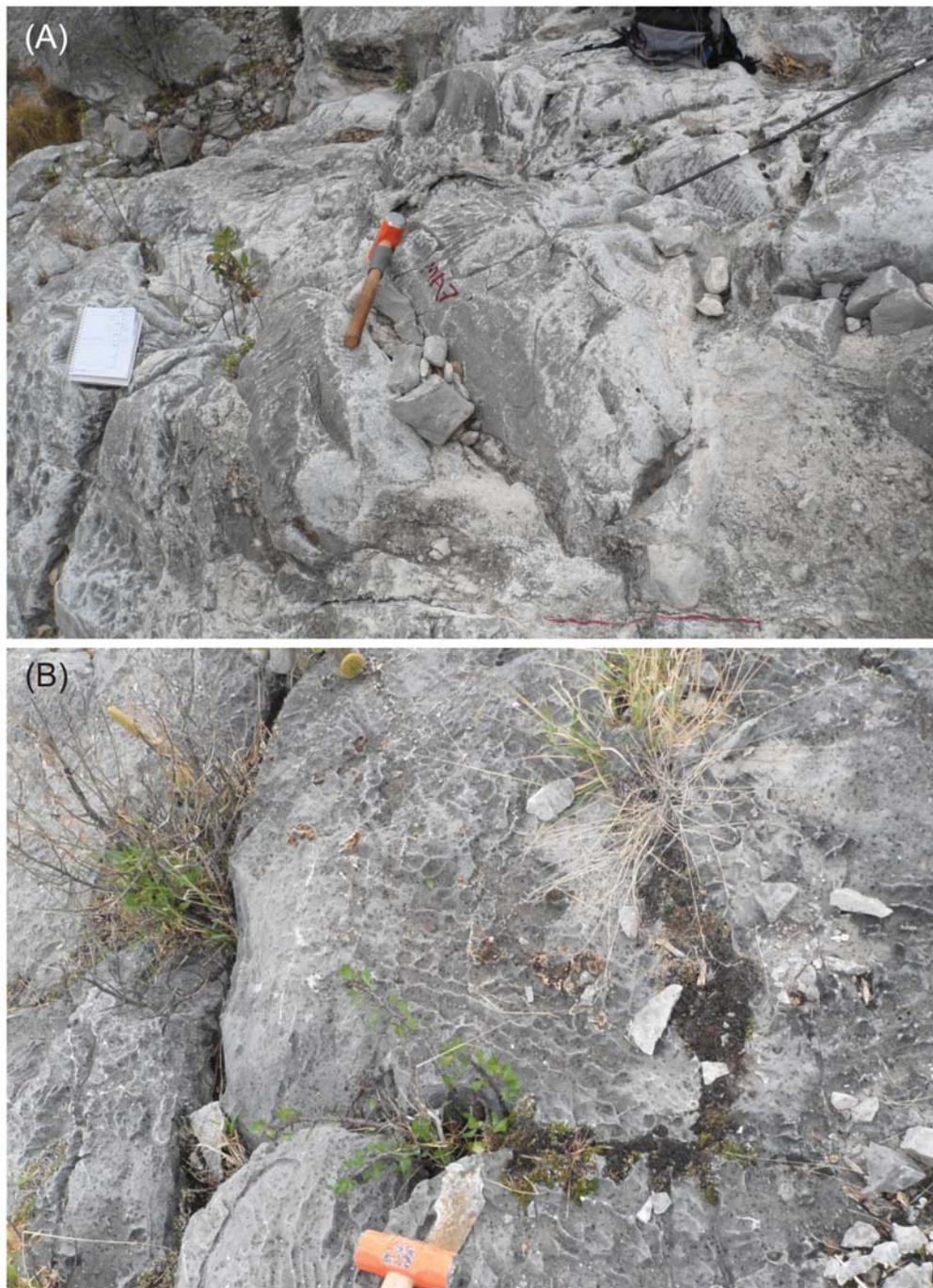


Figura 4.21. Facies grainstone de bioclastos. (A) y (B) Afloramientos de grainstone de bioclastos en capas masivas que constituyeron bancos de arenas carbonatadas.

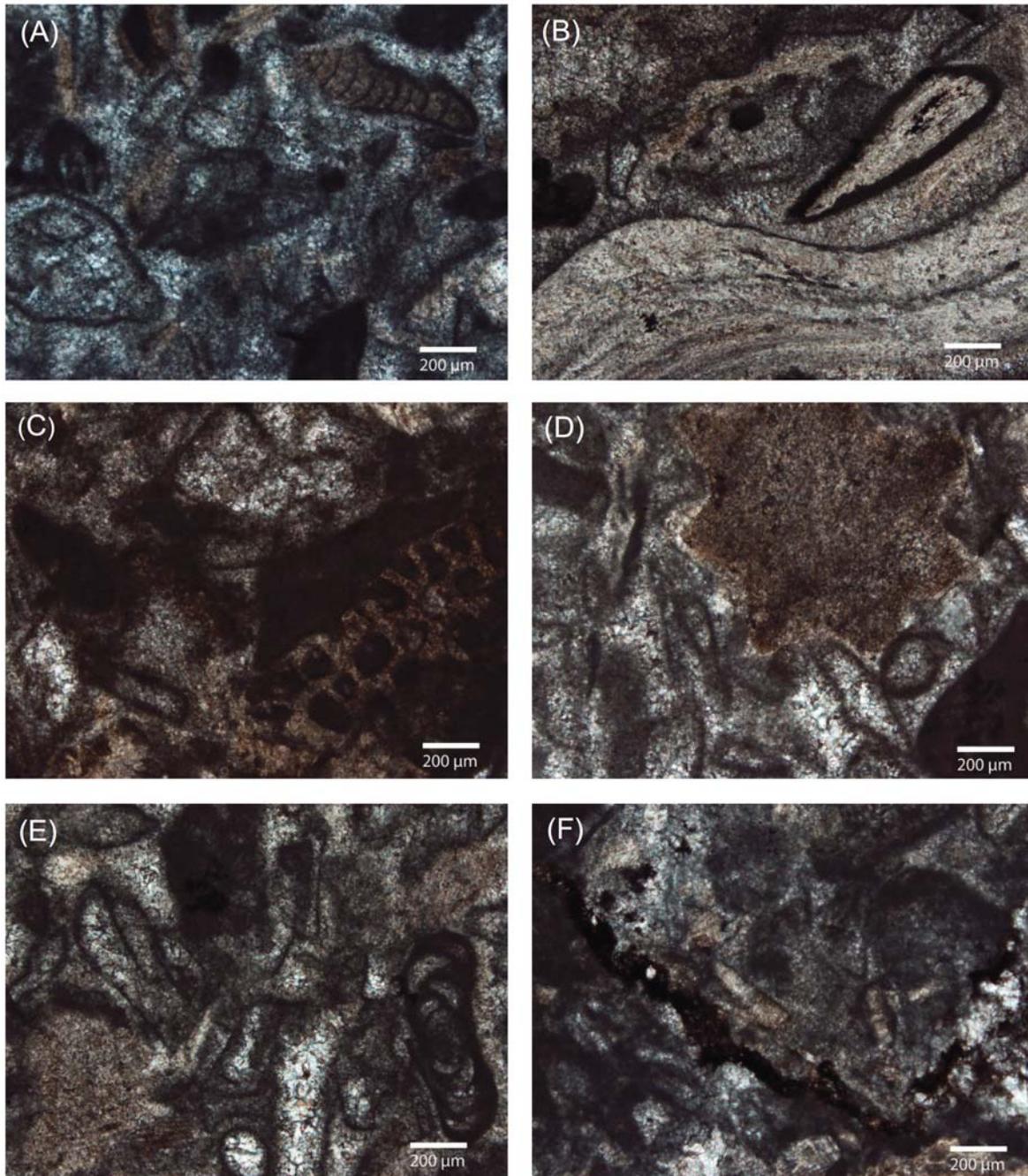


Figura 4.22. Fotomicrografías de la facies de grainstone de bioclastos. (A) Grainstone de moluscos disueltos unidos por cementos de calcita ecuante y en bloque. (B) Fragmentos de moluscos con bordes micritizados representando sobres de micrita o cortoides. (C) Fragmentos de briozooario y moluscos recristalizados. (D) Placa de equinodermo y fragmentos de molusco muy recristalizados. (E) Fragmentos de molusco recristalizados y escasos foraminíferos bentónicos (miliólidos). (F) Disolución química de algunos componentes. Todas las fotomicrografías son con nícoles paralelos.

Wackestone de foraminíferos planctónicos-calciesferas

Estas facies constituyen los últimos 21 m de la Sección La Flor y corresponden a la Formación Agua Nueva. Su color es gris oscuro, se presentan en estratos delgados que varían de 20 a 30 cm de espesor. Esta facies presenta distintivamente laminación plana y paralela (Fig. 4.23). Son comunes las capas de pedernal negro, con espesores promedio de 4 cm. La silicificación en estas rocas es intensa, en algunas ocasiones se presentan lentes brechoides debido al fracturamiento causado por el paso de sílice.

Descripción petrográfica. La textura predominante es wackestone bien laminado, debido a variaciones en el porcentaje de granos carbonatados y presencia de arcilla. Ocasionalmente se presentan láminas de packstone de calciesferas y mudstone (Fig. 4.24). Estas facies exhiben rara bioturbación. Contiene abundantes foraminíferos planctónicos y calciesferas, comunes radiolarios calcitizados, raras espinas de equinodermos y espículas de esponja. Los foraminíferos están representados por *Whiteinella paradubia*, *Whiteinella brittonensis*, *Praeglobotruncana stephani*, *Macroglobigerinelloides caseyi*, *Hedbergella planispira*, *Hedbergella simplex*, *Globigerinelloides* sp. y *Heterohelix* sp. Las calciesferas corresponden a *Pithonella ovalis* y *Calcisphaerula innominata*. Esta facies exhibe recristalización moderada a intensa; así como cristales euhedrales de dolomita esparcidos moderadamente en la matriz. Son comunes las estilolitas rellenas por hidrocarburos, estos también se encuentran esparcidos erráticamente. Se observa silicificación intensa y fracturamiento de moderado a intenso.

Interpretación. El color, la textura, el contenido fósil y la laminación sugieren condiciones de depósito dentro de un ambiente marino profundo, por debajo del nivel del oleaje normal. La bien preservada laminación, la escasa bioturbación y la ausencia de fauna bentónica indican condiciones adversas para la actividad orgánica bentónica, probablemente debido a condiciones temporales o permanentes empobrecidas en oxígeno (Wignall y Hallam, 1991; Allison *et al.*, 1995; Hopf *et al.*, 2001). Las características sedimentológicas y

micropaleontológicas indican un ambiente de mar abierto, posiblemente cuenca.

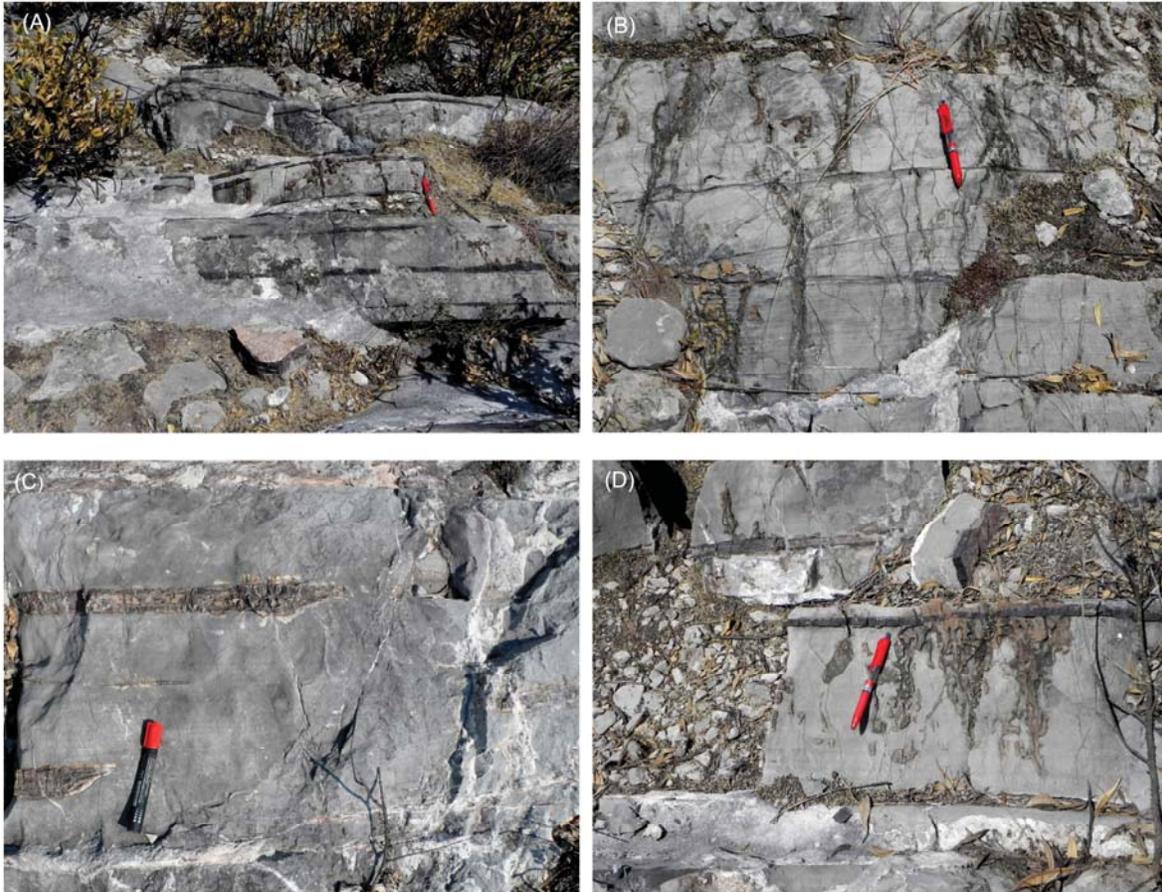


Figura 4.23. Facies de wackestone de foraminíferos planctónicos-calciesferas. (A) y (B) Afloramiento de estratos delgados de aproximadamente 25 cm de espesor, con laminación plana y paralela y horizontes de pedernal. (C) Laminación plana y paralela característica de esta facies, comunes lentes de pedernal. (D) Algunas capas están afectadas por intrusión de sílice.

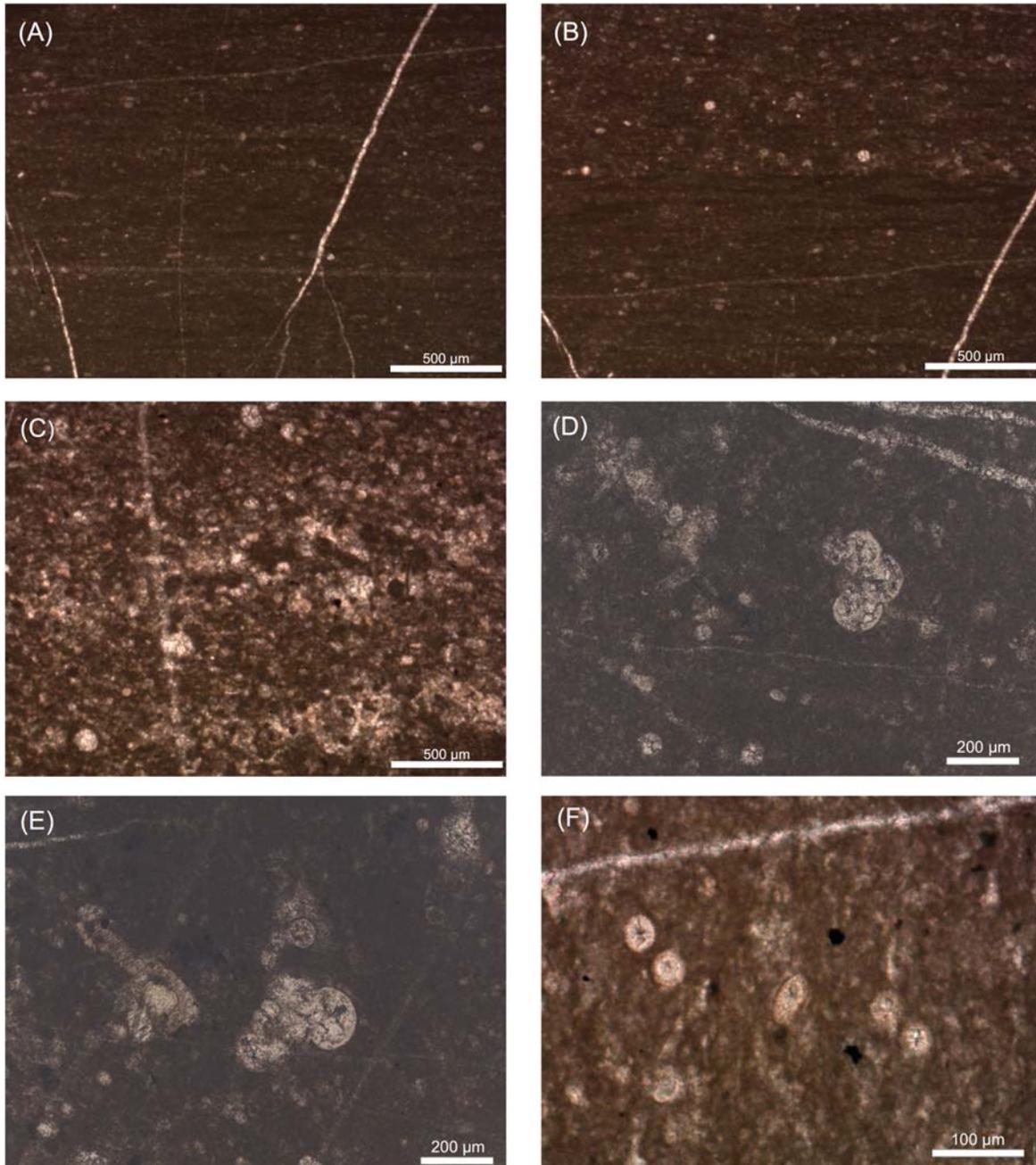


Figura 4.24. Fotomicrografías de la facies de wackestone de foraminíferos planctónicos-calciesferas. A) Mudstone con escasas láminas de arcilla. (B) Mudstone/wackestone, la textura mudstone presenta comunes láminas de arcilla y comunes calciesferas en la parte de wackestone. (C) Packstone de calciesferas, peloides y bioclastos recristalizados. (D) Wackestone de foraminíferos planctónicos y calciesferas. (E) Wackestone de foraminíferos planctónicos con moderada recristalización. (F) Wackestone con comunes *Pithonella ovalis*. Todas las fotomicrografías son con nícoles paralelos.

CAPÍTULO V. ASOCIACIONES DE FACIES

Las facies identificadas en el presente trabajo se pueden agrupar formando asociaciones de facies que aportan información sobre variaciones en los ambientes de depósito. Las asociaciones de facies se reconocen por la expresión vertical de las sucesiones de facies, las cuales son genéticamente relacionadas y repetidas cíclicamente. Los ciclos en el área de estudio están representados principalmente por sucesiones de somerización de escala métrica. Los más definidos corresponden a los ciclos marinos someros de la Sección Tordillo, sin embargo, también se reconocen en las facies marinas profundas. En la Sección Tordillo se pudieron identificar cuatro asociaciones de facies, mientras que en la Sección La Flor se reconoció sólo una. La edad de las facies que constituyen estas asociaciones se discute a detalle en el capítulo siguiente.

5.1 CICLOS DE SOMERIZACIÓN HACIA ARRIBA

Las facies de los primeros 193 m de la Sección Tordillo, se arreglan formando ciclos de somerización hacia arriba (*shallowing-upward cycles*), los cuales se caracterizan por el depósito de facies en condiciones de submarea somera. Las características de estas facies sugieren que se depositaron en un ambiente de interior de plataforma (Fig. 5.1). De acuerdo a la sucesión vertical de estas facies se pueden reconocer ciclos de perimarea y ciclos de submarea.

- Ciclos de perimarea. La mayoría de estos ciclos están constituidos en su parte inferior por la facies de mudstone/wackestone de foraminíferos bentónicos y fragmentos de moluscos, la cual gradúa a la facies de criptoalgalaminitas. En raras ocasiones los ciclos consisten de tres facies apiladas, facies de mudstone/wackestone de foraminíferos bentónicos-fragmentos de molusco en la base, la facies packstone/grainstone de peloides-foraminíferos bentónicos y la facies de criptoalgalaminitas en la cima. Los ciclos de perimarea se presentan sólo en un intervalo de 54 m en

la parte media inferior de la Sección Tordillo. El espesor de estos ciclos varía de 2 a 5 m, con un promedio de 2.5 m. Este tipo de ciclicidad se ha documentado en numerosas plataformas carbonatadas de diferentes edades, incluidos los sistemas sedimentarios carbonatados mexicanos (Wilson, 1975; Goldhammer, 1999; Lehmann *et al.*, 1999; Murillo-Muñetón, 1999; Hernández-Romano, 1999; Abascal-Hernández, 2014). El patrón de apilamiento de estas facies indica variaciones de baja jerarquía en el nivel relativo del mar, en el cual la base de los ciclos sugiere condiciones de laguna de poca profundidad y la parte superior indica condiciones de intermarea a posible supramarea.

- Ciclos de submarea somera. Estos ciclos están formados por dos tipos de asociaciones. La primera consiste de una sucesión de facies que inicia en su base con mudstone/wackestone de foraminíferos bentónicos-fragmentos de moluscos y gradúa a packstone/grainstone de peloides-foraminíferos bentónicos; raramente se encuentra intercalada la facies de packstone de oncoides, o bien, esta marca la cima del ciclo, sin que se presente la facies de packstone/grainstone de peloides-foraminíferos bentónicos. El espesor de estos ciclos varía de 7 a 15 m. Esta asociación se ubica preferentemente en la base de la Sección Tordillo.

La segunda sucesión de facies de submarea somera consiste en su base de mudstone/wackestone de foraminíferos bentónicos-fragmentos de moluscos, gradúa a packstone/grainstone de peloides-foraminíferos bentónicos y termina en su cima en boundstone de *Chondrodonta* sp.-requiñidos. En algunos casos la facies packstone/grainstone de peloides-foraminíferos bentónicos está ausente. El espesor de estos ciclos varía de 2 a 4 m. Esta asociación es recurrente en la base de la sección Tordillo.

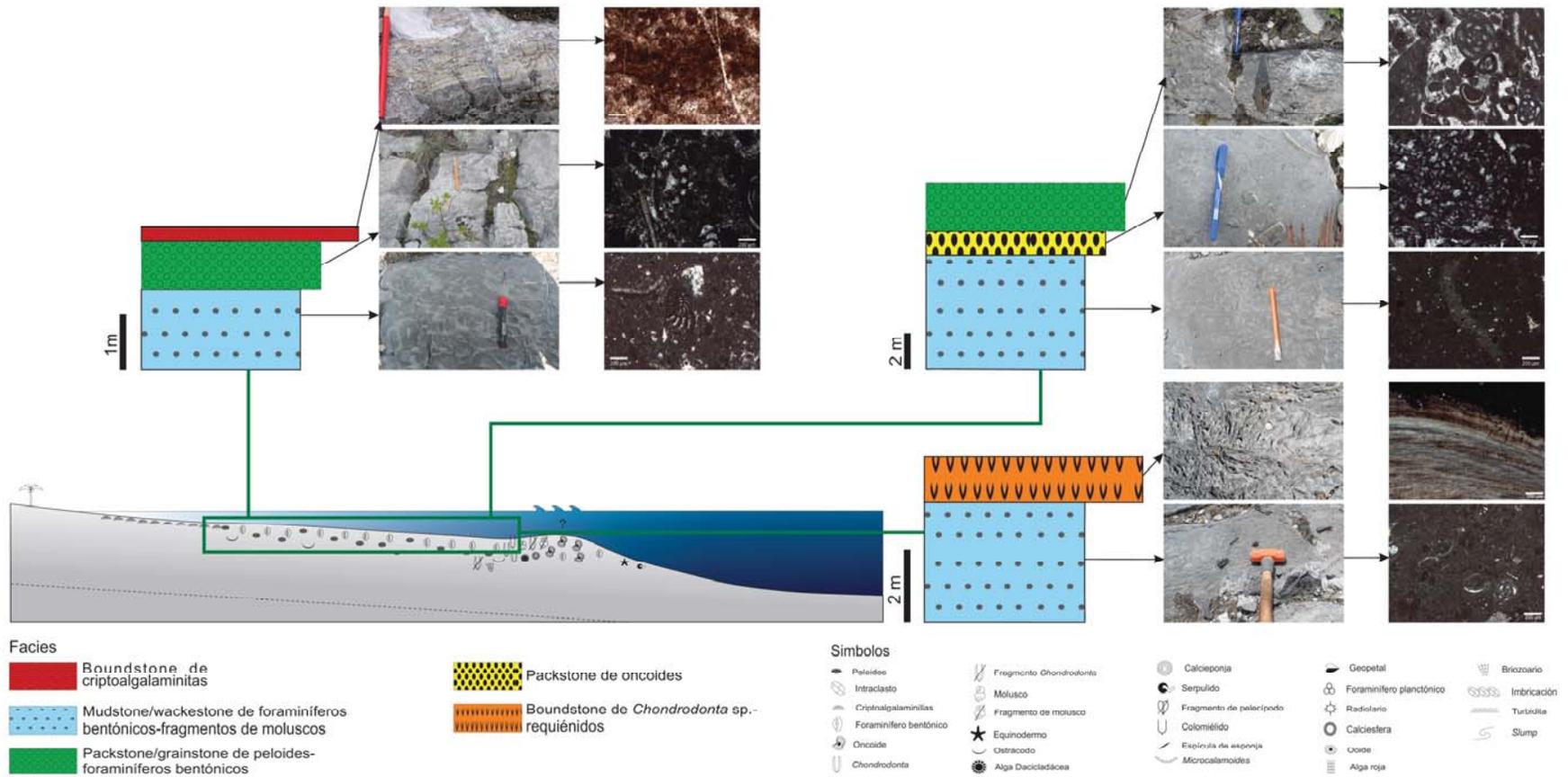


Figura 5.1. Ciclos de somerización hacia arriba y su posible modelo de depósito.

5.2 CICLOS DE PROFUNDIZACIÓN

Estos ciclos se caracterizan por la alternancia de la facies mudstone/wackestone de equinodermos-fragmentos de moluscos-foraminíferos bentónicos y la facies packstone/grainstone de peloides-foraminíferos bentónicos. El contacto entre estas facies es abrupto. Estos ciclos se ubican en la parte media de la Sección Tordillo, con espesor aproximado de 43 m. El espesor individual de estos ciclos varía de 7 a 12 m, con un promedio de 10 m; la base de estos ciclos tiene espesores gruesos mientras que la cima es de espesor delgado, es decir muestran un patrón estrato-decreciente. Estos ciclos representan la transición de las facies de depósito en condiciones someras a relativamente más profundas. Las características sedimentológicas y paleontológicas de estos ciclos sugieren un ambiente de depósito de condiciones relativamente profundas (Fig. 5.2).

Adicionalmente se identificó otra asociación de facies que consiste en la base de mudstone/wackestone de foraminíferos planctónicos-foraminíferos bentónicos y gradúa a wackestone de colomiélidos-foraminíferos planctónicos. Esta asociación representa aproximadamente 102 m de la Sección Tordillo. Estos ciclos son alternancias de wackestone y mudstone, principalmente; su base está formada por capas medianas a gruesas de 50 cm, mientras que su cima consiste de capas de 20 a 30 cm espesor. Esto indica también un patrón estrato-decreciente. Asimismo, se observa una disminución de los fósiles bentónicos y una mayor diversidad de especies planctónicas de base a cima. Debido a las características texturales y faunísticas, esta asociación representa un ambiente de plataforma externa, posiblemente cuenca (Fig. 5.3). En este trabajo es la primera vez que se documentan estas asociaciones de edad Aptiano tardío-Albino temprano en la Plataforma de Actopan.

Finalmente, se tiene una asociación de facies en la cima de la Sección Tordillo, los últimos 46 m, que incluye a la facies de brechas calcáreas, facies de turbiditas

calcáreas y facies mudstone/wackestone de calciesferas-foraminíferos planctónicos. Sin embargo, en algunas ocasiones hacia la base de este intervalo en esta asociación no se presentan las brechas carbonatadas. Los contactos entre estas facies son marcadamente abruptos. El espesor de esta asociación varía de 2.5 a 6 m, con una tendencia a espesores mayores hacia la cima de la sección. Esta asociación corresponde a episodios de inestabilidad del talud, en la que sus componentes del margen e interior de la plataforma fueron exportados hacia el área de plataforma externa (Fig. 5.4).

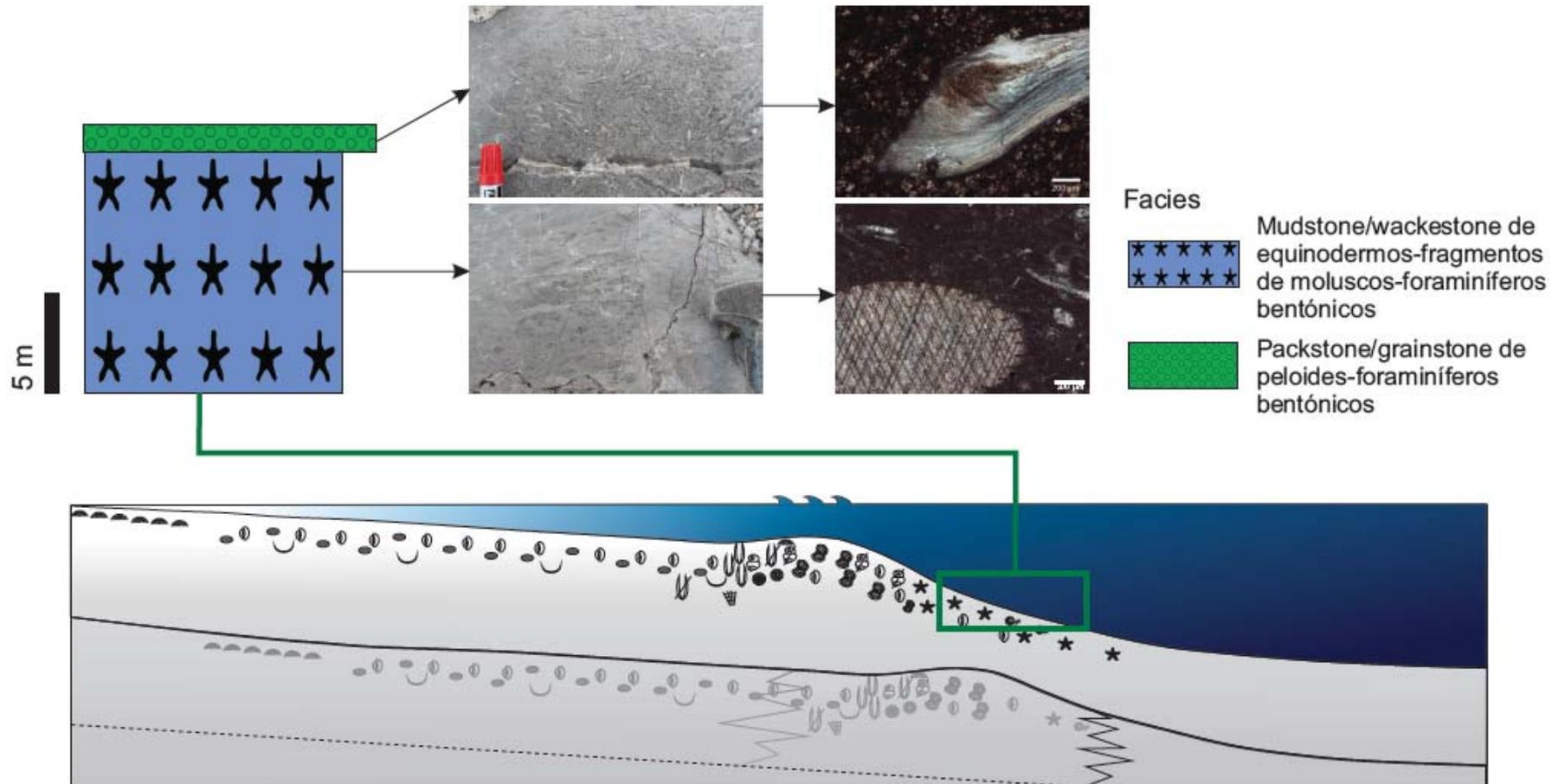


Figura 5.2. Ciclos de profundización y su posible modelo de depósito. Los símbolos se muestran en capítulo anexo.

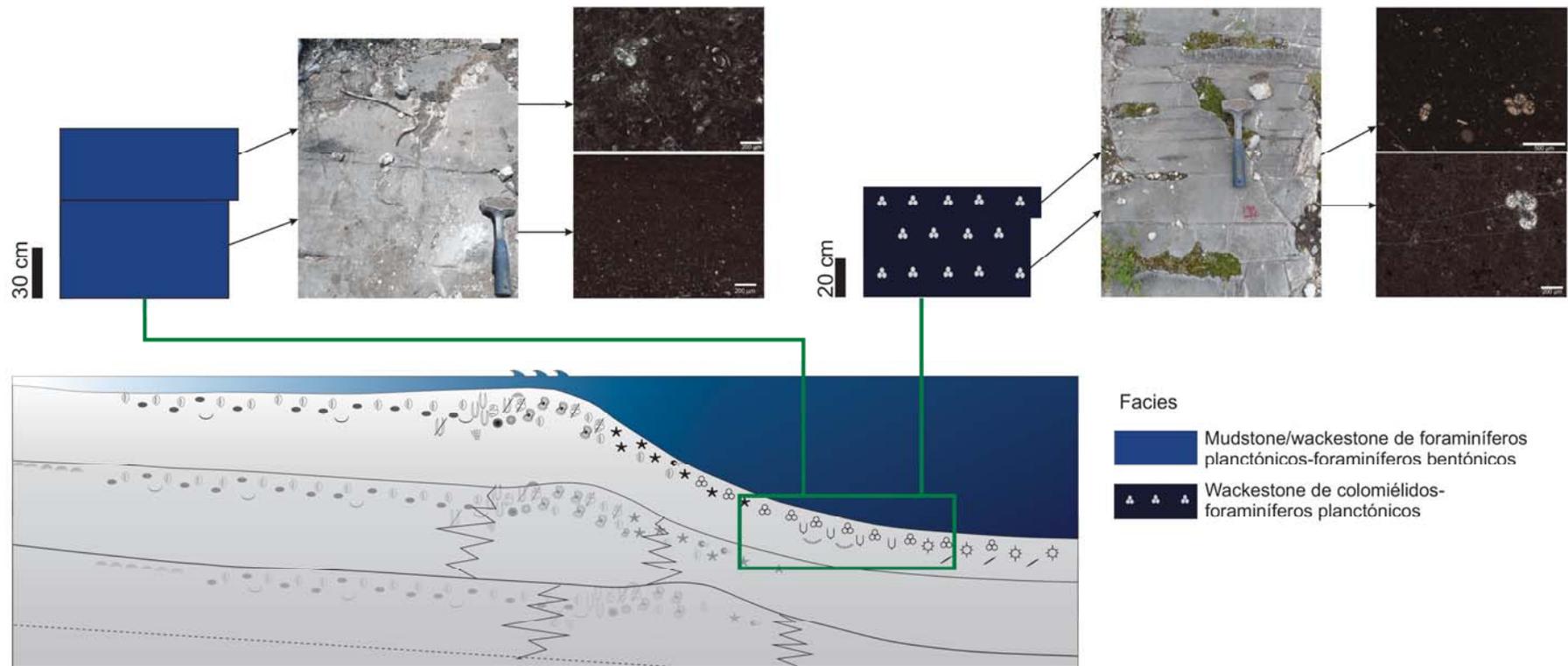


Figura 5.3. Ciclos profundos y su posible modelo de depósito. Los símbolos se muestran en capítulo anexo.

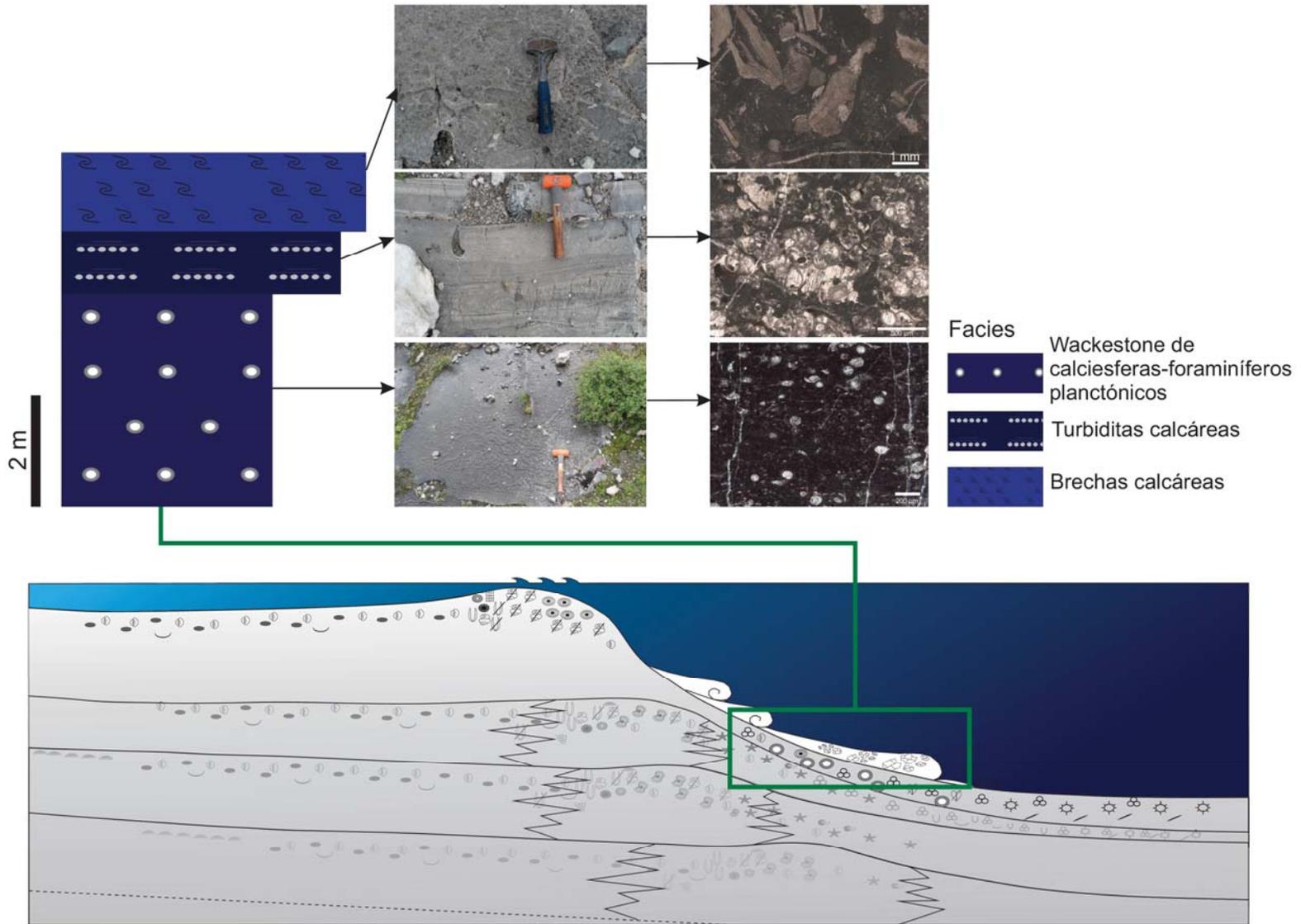


Figura 5.4. Ciclos profundos de talud. Los símbolos se muestran en capítulo anexo.

CAPÍTULO VI. MARCO BIOCRONOESTRATIGRÁFICO

Se estableció un marco cronoestratigráfico de las secciones estudiadas utilizando su contenido fosilífero. El estudio de microfósiles representa una importante herramienta que aporta información paleoecológica y cronoestratigráfica de las rocas sedimentarias. Los foraminíferos bentónicos y planctónicos son los principales fósiles índice de las secciones estratigráficas medidas, sin embargo, también se documentan otros grupos importantes como colomiélidos, calciesferas y algas dasicladáceas.

6.1 MARCO CRONOESTRATIGRÁFICO REGIONAL

El estudio bioestratigráfico de la Sección Tordillo indica edades del Barremiano al Albiano medio. Este rango está representado por la transición de facies carbonatadas marinas someras a facies carbonatadas marinas profundas. Diversos autores han reportado este rango de edad en las plataformas del Norte de México (Conklin y Moore, 1977; Wilson y Piali, 1977; Wilson y Ward, 1993; Lehmann *et al.*, 1998; Goldhammer, 1995, Murillo-Muñetón, 1999; Bralower *et al.*, 1999; Barragán-Manzo y Díaz-Otero, 2004; Barragán-Manzo y Méndez-Franco, 2005; Núñez-Useche, 2011) y en algunas plataformas del centro y sur de México (Basáñez-Loyola *et al.*, 1993; Omaña y Alencáster, 2009; Abascal-Hernández, 2014).

En la Sección La Flor el contenido microfósilífero de la Formación Agua Nueva indica una edad Cenomaniano tardío representado por las facies carbonatadas marinas profundas. La edad de las facies carbonatadas marinas someras de la Formación El Abra es del Cenomaniano (Carrasco-V., 1971 y Carrasco-V. *et al.*,

2004); en este trabajo el contenido fósil no permitió corroborar esta edad.

A continuación se describe el análisis bioestratigráfico realizado en las secciones estratigráficas estudiadas.

6.2 BIOESTRATIGRAFÍA

La bioestratigrafía se basó en un análisis detallado de microfósiles incluidos: foraminíferos bentónicos y planctónicos, colomiélidos, algas dasicladáceas, organismos *incertae sedis* y calciesferas. En la Sección Tordillo se reconocieron cuatro intervalos de edad: Barremiano-Aptiano temprano, Aptiano tardío, Albiano temprano y Albiano medio (Figura 6.1). Es la primera vez que se documenta el Aptiano tardío en esta plataforma. Mientras que la edad de la cima de Sección La Flor, la cual corresponde a la Formación Agua Nueva es Cenomaniano tardío.

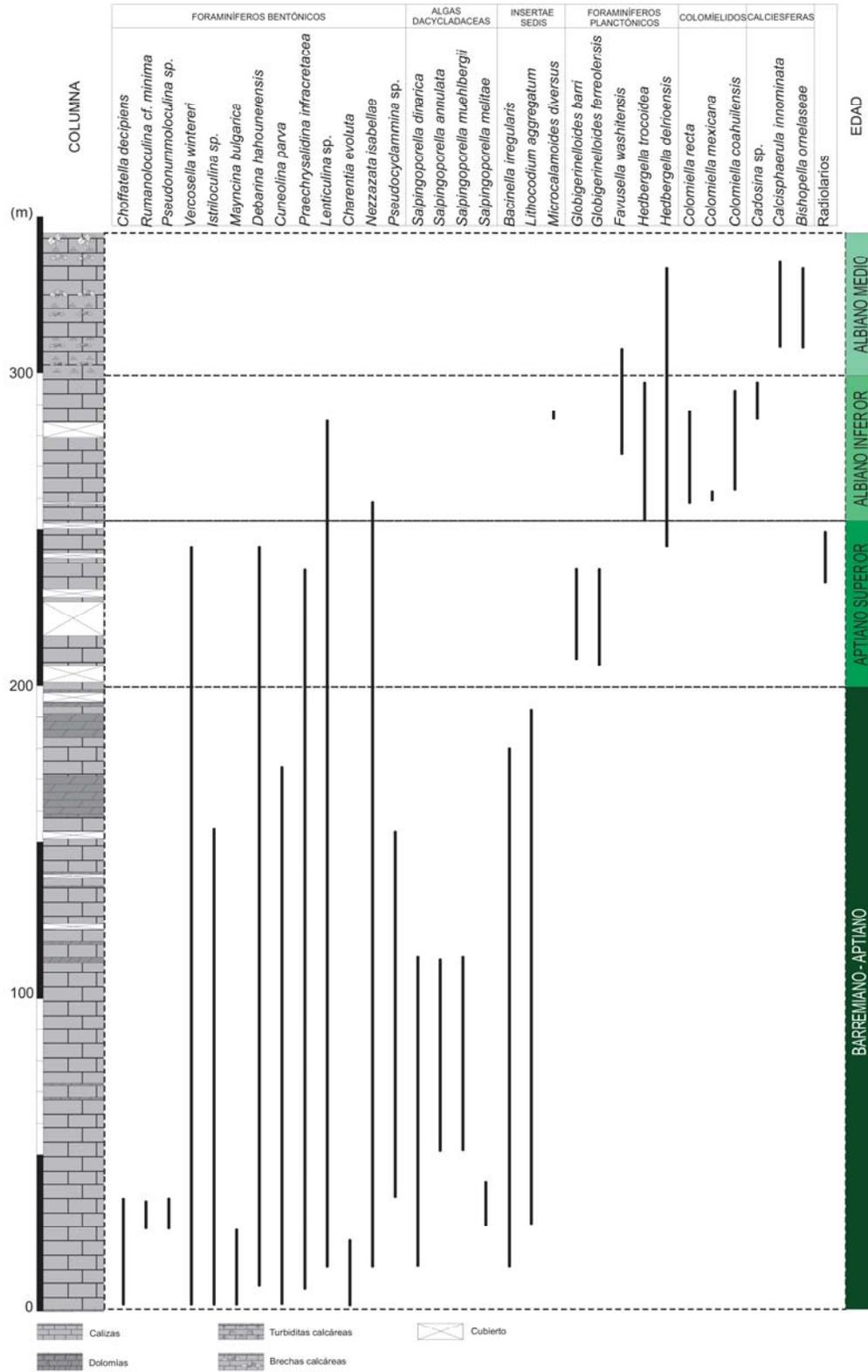


Figura. 6.1. Distribución de los géneros y especies identificadas en la Sección Tordillo del Barremiano al Albiano medio.

SECCIÓN TORDILLO

Barremiano – Aptiano temprano

La asociación fósil en la base de la Sección Tordillo, que va de 0 – 194 m, tiene un rango de edad Barremiano-Aptiano temprano, este intervalo corresponde a facies carbonatadas marinas someras de la Formación El Abra. En general la cantidad de microfósiles varía de escasos a abundantes, sin embargo, en los últimos 35 m éstos casi desaparecen. Los foraminíferos bentónicos persisten a lo largo de todo el intervalo, también se presentan algas verdes dasicladáceas y organismos incrustantes de forma recurrente. Los macrofósiles reconocidos en este intervalo son *Chondrodonta* sp. y *Toucasia* sp., los cuales son comunes en las facies someras de esta sección. Los microfósiles reconocidos para este intervalo de edad son los siguientes (Fig. 6.1 y 6.2):

- *Nezzazata isabellae* Arnaud-Vanneau y Sliter, 1995
- *Choffatella decipiens* Schlumberger, 1904
- *Vercosella wintereri* Arnaud-Vanneau y Sliter, 1995
- *Mayncina bulgarica* Laug, Peybernès y Rey, 1980
- *Debarina hahounerensis* Fourcade, Raoult y Vila, 1972.
- *Cuneolina parva*, Henson, 1948
- *Salpingoporella dinarica* Radoičić, 1959
- *Salpingoporella annulata* Carozzi, 1953
- *Salpingoporella melitae* Radoičić, 1967
- *Salpingoporella muehlbergii* Lorenz, 1902
- *Rumanoloculina minima* Tappan, 1943
- *Praechrysalidina infracretacea* Luperto Sinni, 1979
- *Charentia evoluta* Gorbachik, 1971
- *Lithocodium aggregatum* Elliott, 1956

- *Bacinella irregularis* Radoičić, 1959
- *Pseudonummoloculina* sp.
- *Istriloculina* sp.
- *Lenticulina* sp.
- *Dorothia* sp.
- *Pseudocyclamina* sp.

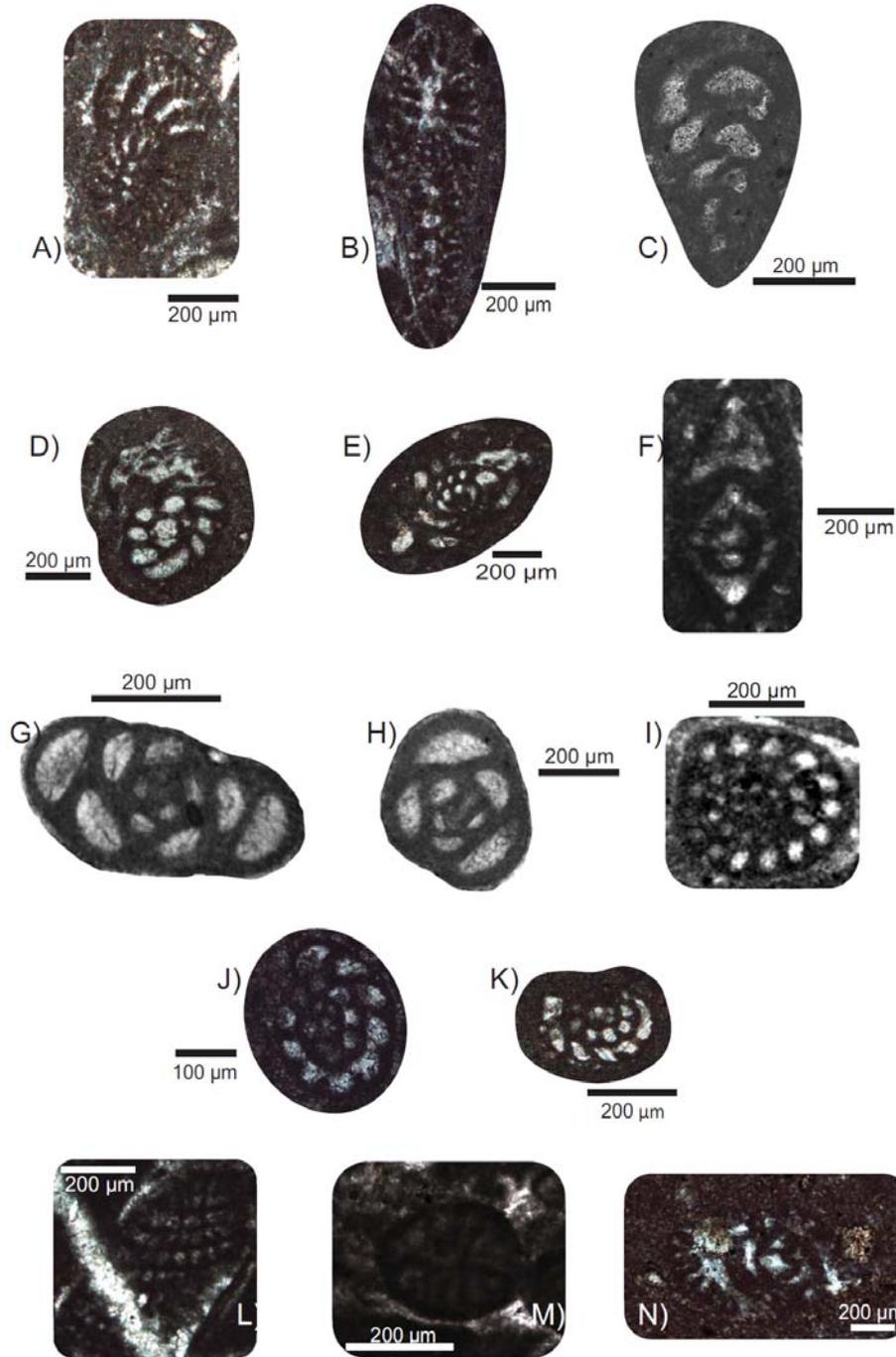


Figura. 6.2. Contenido microfósil de edad Barremiano-Aptiano temprano de la Sección Tordillo. A) *Choffatella decipiens*, corte sagital, B) *Choffatella decipiens*, corte frontal. C) *Praechrysalidina infracretacea*, D) *Mayncina bulgarica*, corte sagital, E) *Mayncina bulgarica*, corte oblicuo, F) *Mayncina bulgarica*, corte frontal. G) *Pseudonummoloculina* sp, H) *Rumanoloculina* cf. *minima*, I) *Dabarina hahounerensis*, J) y K) *Charentia evoluta* L) *Cuneolina parva*, cámaras anchas. M) *Cuneolina* sp., cámaras más anchas que altas. N) *Pseudocyclamina* sp.

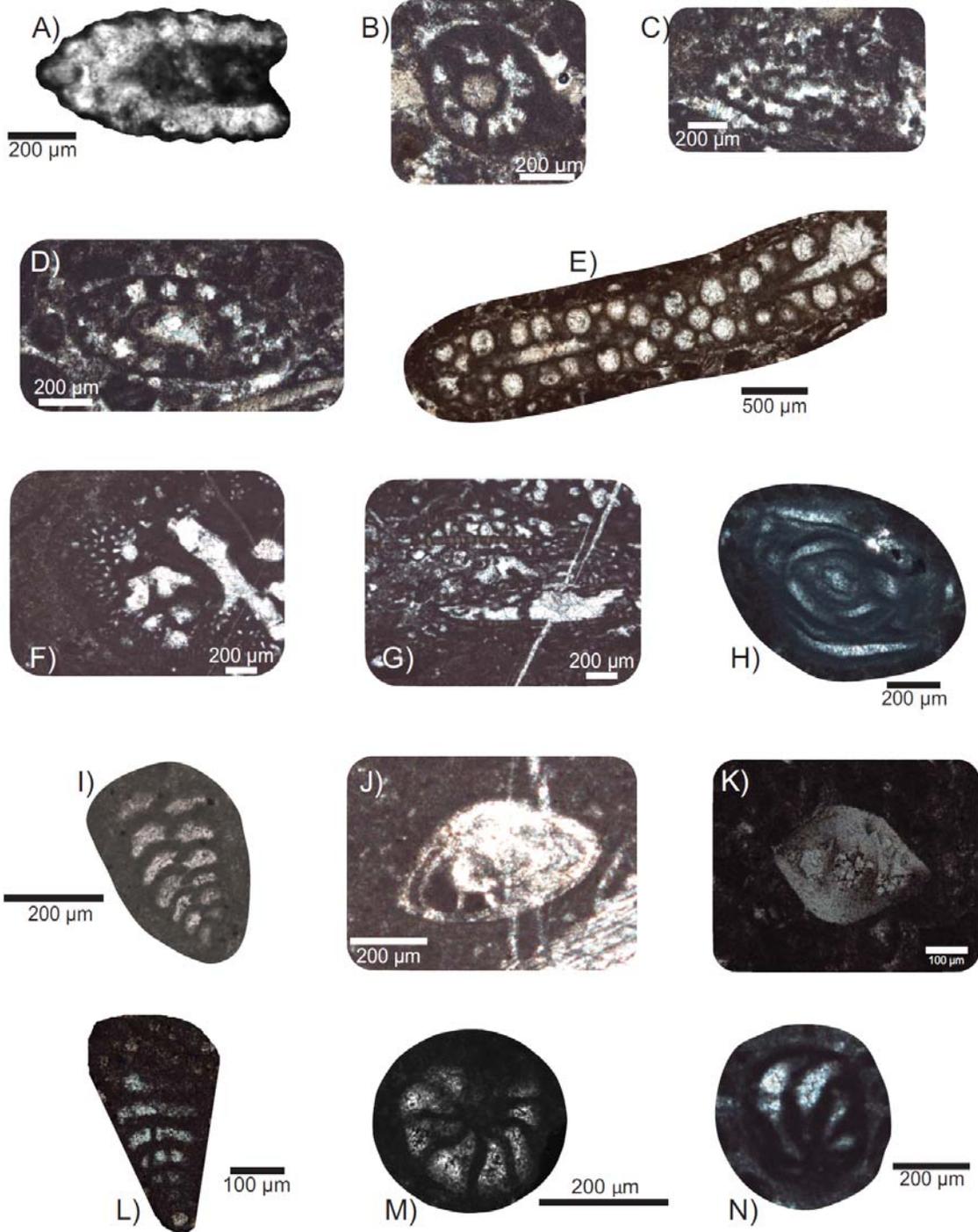


Figura. 6.2 Contenido microfósil de edad BarremianoAptiano temprano de la Sección Tordillo (Continuación). A) *Salpingoporella dinarica*, B) *Salpingoporella anulata*, C) y D) *Salpingoporella muehlbergii*, E) *Salpingoporella melitae*, F) *Bacinella irregularis*, G) *Lithocodium aggregatum*, H) *Istriloculina* sp. I) *Dorothisa* sp. J) y K) *Lenticulina* sp., L) *Vercosella wintereri*, M) y N) *Nezzazata isabellae*.

Aptiano tardío

La asociación microfósil del intervalo de 195-252 m de la Sección Tordillo corresponde al Aptiano tardío. Esta asociación incluye abundantes foraminíferos planctónicos, escasos a comunes foraminíferos bentónicos y en menor cantidad radiolarios y espículas de esponjas totalmente calcitizadas. Aunque los foraminíferos planctónicos indican facies marinas profundas, los foraminíferos bentónicos, principalmente texturálidos biseriales y miliólidos ocurren en casi todo el intervalo. A la cima de este intervalo ocurre una abundancia de radiolarios y espículas de esponjas en el que son ausentes los foraminíferos.

Los organismos reconocidos en este intervalo son los siguientes (Fig.. 6.3):

- *Choffatella decipiens* Schlumberger, 1904
- *Globigerinelloides ferreolensis* Moullade, 1961
- *Globigerinelloides barri* Bolli *et al.*, 1957
- *Vercosella wintereri* Arnaud-Vanneau y Sliter, 1995
- *Debarina hahounerensis* Fourcade, Raoult y Vila, 1972.
- *Nezzazata isabellae* Arnaud-Vanneau y Sliter, 1995
- *Praechrysalidina infracretacea*, Luperto Sinni, 1979

La edad de este intervalo corresponde al Aptiano tardío y se definió por la primera y última aparición de *Globigerinelloides ferreolensis* y *Globigerinelloides barri*. Los primeros *Globigerinelloides* son escasos y pequeños (~100 µm), sin embargo, hacia la cima se vuelven abundantes y de mayor tamaño. Cronoestratigráficamente este intervalo es equivalente a la Formación La Peña del norte de México y al Horizonte Otates (Wilson y Ward, 1993; Basáñez-Loyola *et al.*, 1993; Lehmann *et al.*, 1999).

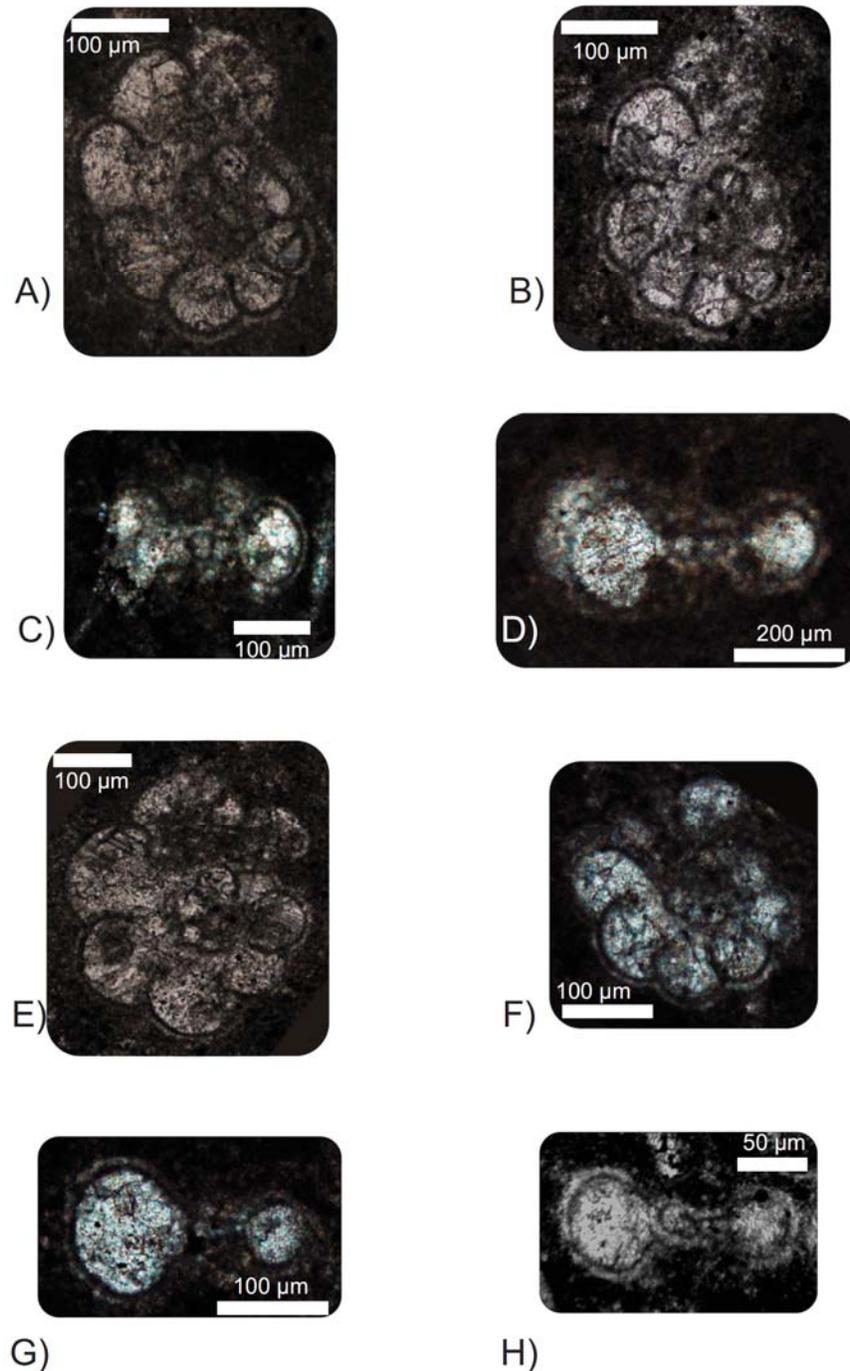


Figura. 6.3. Contenido microfósil de edad Aptiano tardío de la Sección Tordillo. A) y B) *Globigerinelloides ferreolensis*, corte sagital, pared bilaminar, la interior micrítica y la exterior calcítica. C) y D) *Globigerinelloides ferreolensis*, corte frontal, cámaras subsféricas de crecimiento planiespiral. E) y F) *Globigerinelloides barri*, corte sagital, cámaras esféricas, pared bilaminar, la interior micrítica y la exterior calcítica. G) y H) *Globigerinelloides barri*, corte frontal, crecimiento planiespiral.

Albiano temprano

La asociación faunística del intervalo de 252-300 m de la Sección Tordillo es de edad Albiano temprano. Esta asociación incluye a abundantes organismos planctónicos como foraminíferos planctónicos, colomiélidos, calciesferas, *Microcalamoides* sp. y raros foraminíferos bentónicos, principalmente textuláridos biseriales.

Los organismos reconocidos para este intervalo de edad son los siguientes (Fig. 6.4):

- *Favusella washitensis* Carsey, 1926
- *Colomiella recta* Bonet, 1956
- *Colomiella mexicana* Bonet, 1956
- *Colomiella coahuilensis* Trejo, 1975
- *Microcalamoides diversus* Bonet, 1956
- *Nezzazata isabellae* Arnaud-Vanneau y Sliter, 1995
- *Cadosina* sp.
- *Hedbergella* sp.

Esta edad se establece por las primeras y últimas apariciones de *Colomiella recta*, *Colomiella mexicana* y *Colomiella coahuilensis*, así como por la última aparición de *Globigerinelloides barri* y *G. ferreolensis*.

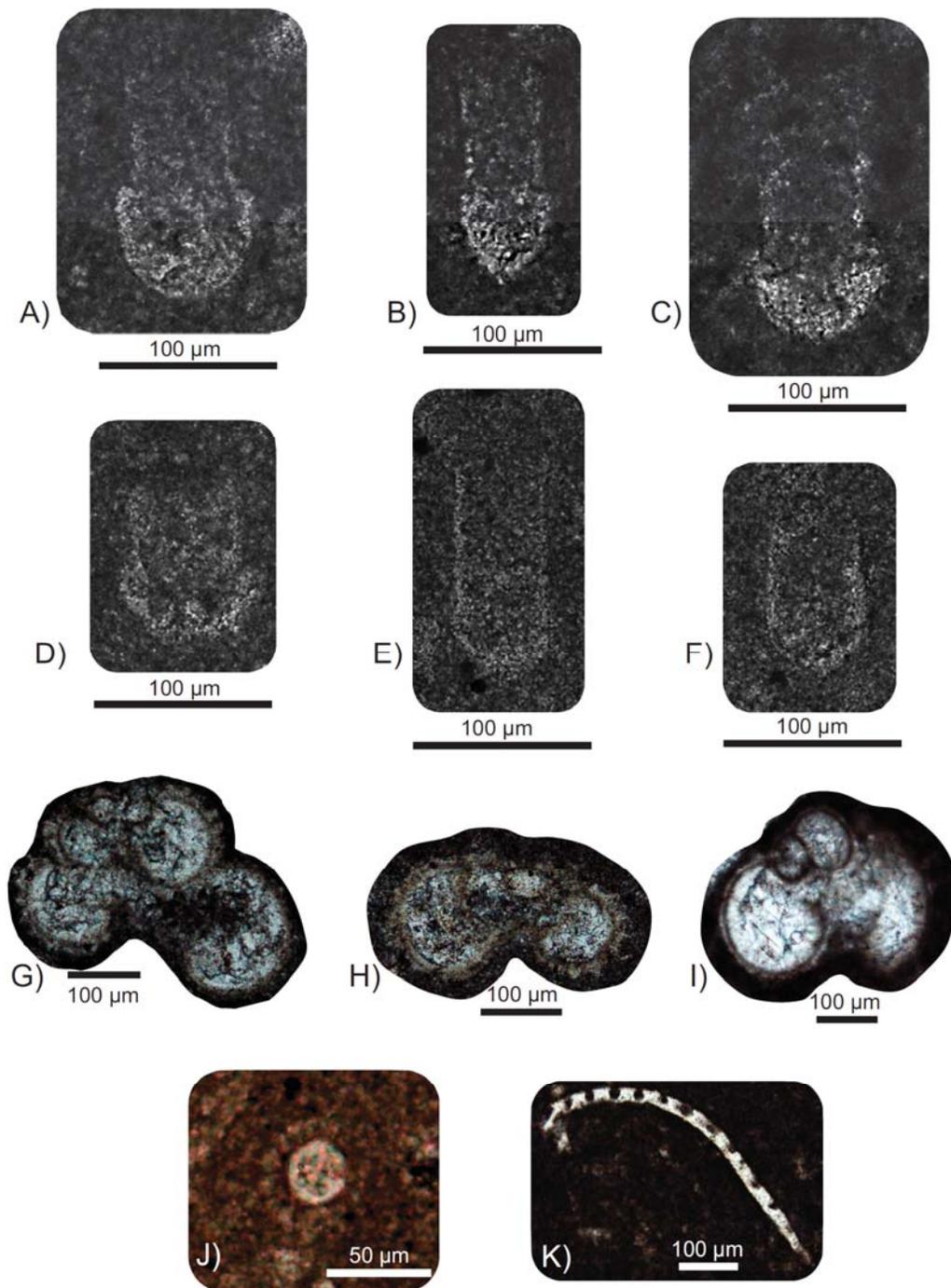


Figura. 6.4. Contenido microfósil de edad Albiano temprano de la Sección Tordillo. (A), (B) y (C) *Collomiela mexicana*, forma normal, semilarga y larga respectivamente. D) *C. coahuilensis*, forma corta, con intensa recrystalización. E) y F) *C. recta*, forma larga y normal. G) y H) *Favusella washitensis*, cámaras esféricas con pared bien ornamentada bilaminar, ligeramente recrystalizados. I) *Hedbergella* sp., cámaras subsféricas rellenas de calcita. J) *Cadosina* sp., núcleo calcítico, pared externa radial ligeramente micritizada. K) *Microcalamoides diversus*.

Albiano medio

La cima de la Sección Tordillo que va de los 300-345 m tiene una asociación microfósil que corresponde al Albiano medio. Este conjunto fósil incluye abundantes organismos planctónicos, como foraminíferos y calciesferas y en menor cantidad organismos bentónicos tales como foraminíferos y fragmentos de moluscos.

Los organismos reconocidos para este intervalo de edad son los siguientes (Fig. 6.5):

- *Calcisphaerula innominata* Bonet, 1956
- *Bishopella ornelaseae* Trejo, 1983
- *Hedbergella trocoidea* Gandolfi, 1942
- *Hedbergella delrioensis* Carsey, 1926
- *Favusella washitensis* Carsey 1926

La edad de este intervalo se define por la aparición de *Bishopella ornelaseae*, la abundancia de *Calcisphaerula innominata* y hedbergellas y la ausencia de collomiélidos.

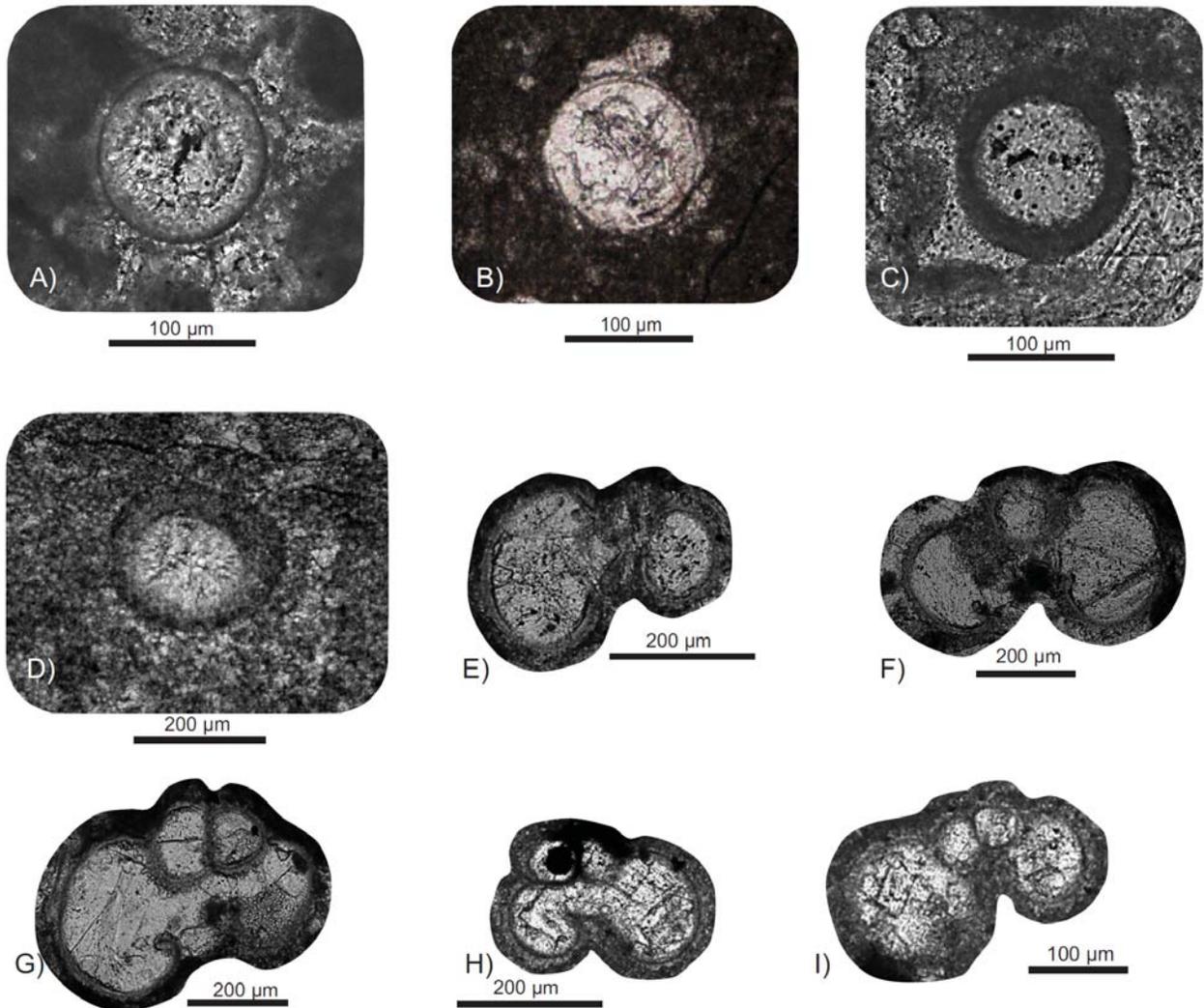


Figura. 6.5. Contenido microfósil de edad Albiano medio de la Sección Tordillo. A) y B) *Calcisphaerula innominata*, C) y D) *Bishopella ornelasea*, pared micrítica. E) y F) *Hedbergella delrioensis*, cámaras esféricas a subsféricas, con su espira ascendente en forma de escalera. G) y H) *Hedbergella trocoidea*, cámaras subsféricas apretadas, rellenas de calcíta espática, en el segundo ejemplar se presenta pirita. I) *Favusella washitensis*, cámaras esféricas, finamente ornamentadas.

SECCIÓN LA FLOR

Cenomaniano tardío

El contenido microfósil del intervalo de la Sección La Flor que va de los 0-28 m de la Formación El Abra está muy afectado por recristalización, debido a esto la identificación de especies no fue posible, su edad se establece por posición estratigráfica en Cenomaniano medio. Para la cima de la sección que va 28-48.5 m que corresponde a la Formación Agua Nueva su contenido microfósil indica edad de Cenomaniano tardío. Este conjunto fósil incluye abundantes foraminíferos planctónicos y calciesferas.

Los organismos reconocidos para este intervalo de edad son los siguientes (Fig. 6.6):

- *Pithonella ovalis* Kaufmann, 1985
- *Calcisphaerula innominata* Bonet, 1956
- *Praeglobotruncana stephani* Gandolfi, 1942
- *Whiteinella paradubia* Sigal, 1952
- *Whiteinella brittonensis* Loeblich y Tappan, 1961
- *Macroglobigerinelloides caseyi* Bolli, Loeblich y Tappan, 1957
- *Hedbergella delrioensis* Carsey, 1926
- *Hedbergella planispira* Tappan, 1940
- *Hedbergella simplex* Morrow, 1934
- *Heterohelix* sp.

La posición estratigráfica y el contenido microfósil permiten asignar a esta sección, un rango de edad del Cenomaniano medio-tardío.

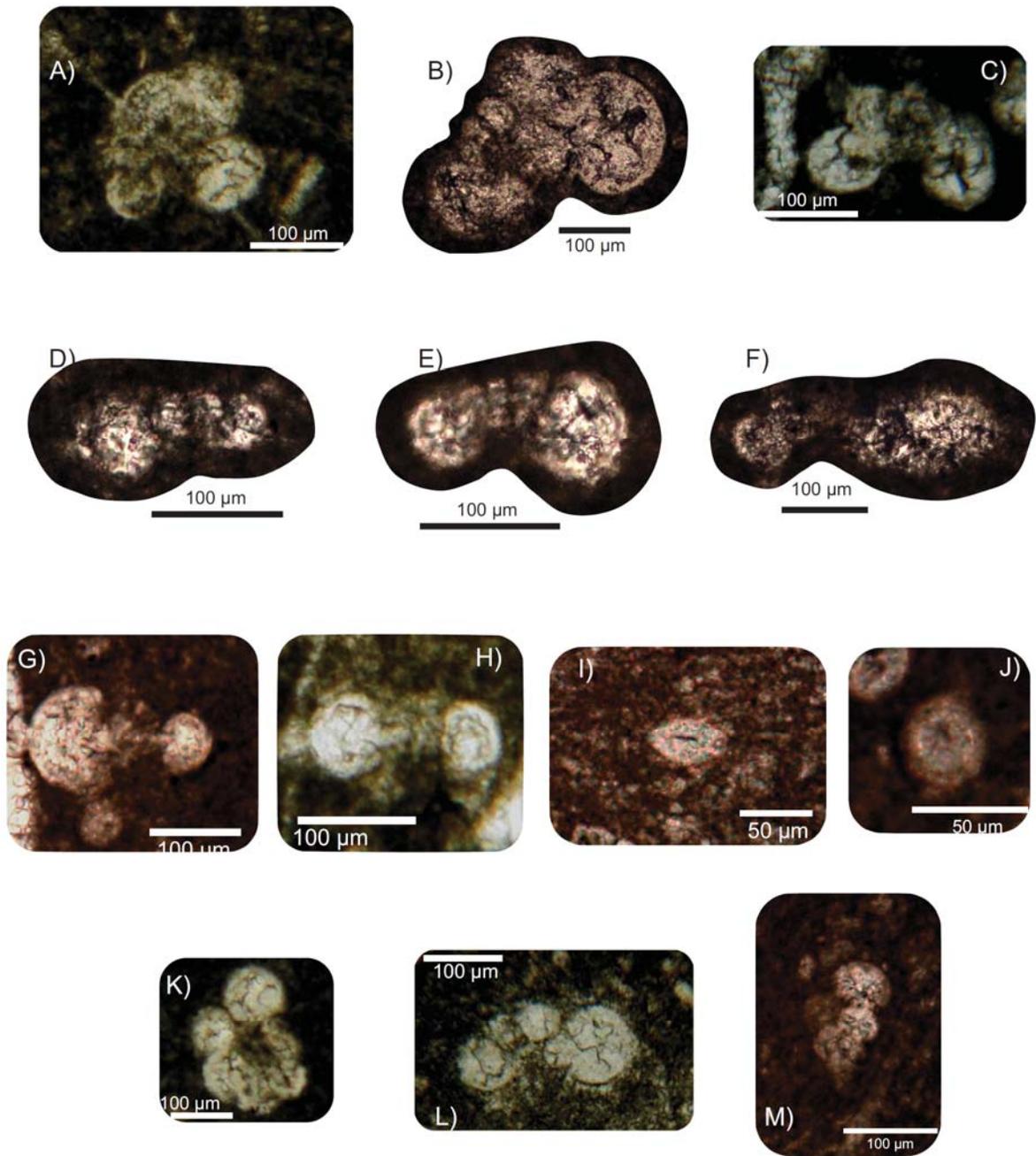


Figura. 6.6. Contenido microfósil de edad Cenomaniano tardío de la Sección La Flor. A) *Whiteinella brittonensis*, B) *W. paradubia*, C) *Praeglobotruncana stephani*, D) y E) *Hedbergella planispira*, espiral plana, cámaras globulares intensamente recristalizadas. F) *H. simplex*, cámaras alargadas y globulosas G) *Macroglobigerinelloides caseyi*, H) *Globigerinelloides* sp., I) *Phitonella ovalis*, corte sagital. J) *Phitonella ovalis* en corte frontal. K) *Hedbergella* sp. L) *Whiteinella* sp., M) *Heterohelix* sp., cámaras globigeriformes con intensa recristalización.

CAPÍTULO VII. FACTORES QUE CONTROLARON LA SEDIMENTACIÓN DE LA PLATAFORMA DE ACTOPAN

La Plataforma de Actopan varía de facies carbonatadas marinas someras a facies carbonatadas marinas profundas durante el Barremiano-Albiano medio en el área estudiada. Estos cambios de facies representan fluctuaciones en los ambientes de depósito, de plataforma interna a plataforma externa. Para el Cenomaniano medio-tardío se presenta un cambio de facies similar que corresponde a la transición de facies de margen de plataforma a facies de cuenca. Estas variaciones en las condiciones de depósito están controlados por diversos factores como la subsidencia, las condiciones oceanográficas, el clima, los factores biológicos y los cambios relativos del mar, entre otros (Sarg, 1988; Jones y Desrochers, 1992)

Después de la etapa de *syn-rift* de la apertura del Golfo de México se establecieron condiciones de estabilidad tectónica durante la etapa de *post-rift* asociada a la subsidencia por enfriamiento litosférico. Esto tuvo como consecuencia un descenso en la tasa de subsidencia significativo lo que permitió el desarrollo de plataformas carbonatadas tanto en el Jurásico Superior como en el Cretácico Inferior (McKenzie, 1978; Pitman, 1978; Steckler y Watts, 1982, Goldhammer y Johnson, 2001, Wilson y Ward, 1993; Murillo-Muñetón, 1999).

Las condiciones de *greenhouse* fueron dominantes durante la mayor parte del Cretácico (Fischer, 1982, Sandberg, 1985; Francis y Frakes, 1992), atribuido principalmente a numerosos episodios de intenso volcanismo (Schlanger y Jenkyns, 1976). Durante el Cretácico Temprano, tiempo en el cual se depositaron las rocas de la Formación El Abra en la base de la Sección Tordillo y sus equivalentes de aguas profundas, el clima era ligeramente más frío al promedio del Cretácico Tardío. Menegatti *et al.* (1998), Pucéat *et al.* (2003), Steuber *et al.* (2005) y Ando *et al.* (2008) han interpretado un cambio en la temperatura global de 20 °C a 25 °C del Berriasiano-Aptiano al Cenomaniano. Esto posiblemente

contribuyó a que durante el Cretácico Temprano las plataformas carbonatadas no desarrollaron importantes márgenes arrecifales como durante el Cretácico Tardío; lo que implicaría sistemas tipo rampa durante el Cretácico Temprano (Burchette y Wright, 1992; Wright y Burchette, 1996).

De acuerdo al análisis de facies es posible interpretar las condiciones paleobatimétricas en las que fueron depositadas las rocas de las secciones estudiadas. Para la Sección Tordillo se construyó una curva paleobatimétrica (Fig. 7.2) utilizando estimaciones cualitativas de la paleo-profundidad del nivel relativo del mar basándose en las interpretaciones hechas para cada facies. Entre los criterios se consideró la textura, estructuras sedimentarias, contenido fósil y asociación de facies. La curva paleobatimétrica muestra los cambios relativos del nivel del mar desde el Barremiano hasta el Albiano medio. En la base de la columna, durante el Barremiano-Aptiano, la paleobatimetría muestra oscilaciones correspondientes a los ciclos descritos previamente. Estas variaciones corresponden al depósito de las asociaciones de facies de perimarea y submarea somera. Al final de este intervalo se observa que la curva tiende a profundizarse, indicado por las facies de mudstone/wackestone de equinodermos-fragmentos de moluscos-foraminíferos bentónicos. Esta tendencia de profundización continúa durante todo el intervalo del Aptiano tardío al Albiano temprano, periodo donde se depositaron las primeras facies dominadas por organismos planctónicos, facies de mudstone/wackestone de foraminíferos planctónicos-foraminíferos bentónicos. La cima de la Sección Tordillo corresponde al Albiano medio y se caracteriza por oscilaciones en la curva paleobatimétrica que corresponden al depósito alternado de las facies de wackestone de calciesferas-foraminíferos planctónicos, brechas calcáreas y turbiditas calcáreas. La comparación de esta curva con la curva elaborada para el norte de México (Lehmann *et al.*, 2000) y la curva eustática de Haq *et al.* (1988) y Haq (2013) de segundo orden muestra una clara correlación para los cambios más significativos del nivel relativo alto y bajo del mar. Esto sugiere que uno de los principales factores que controló la sedimentación de la Plataforma de Actopan fue la eustacia.

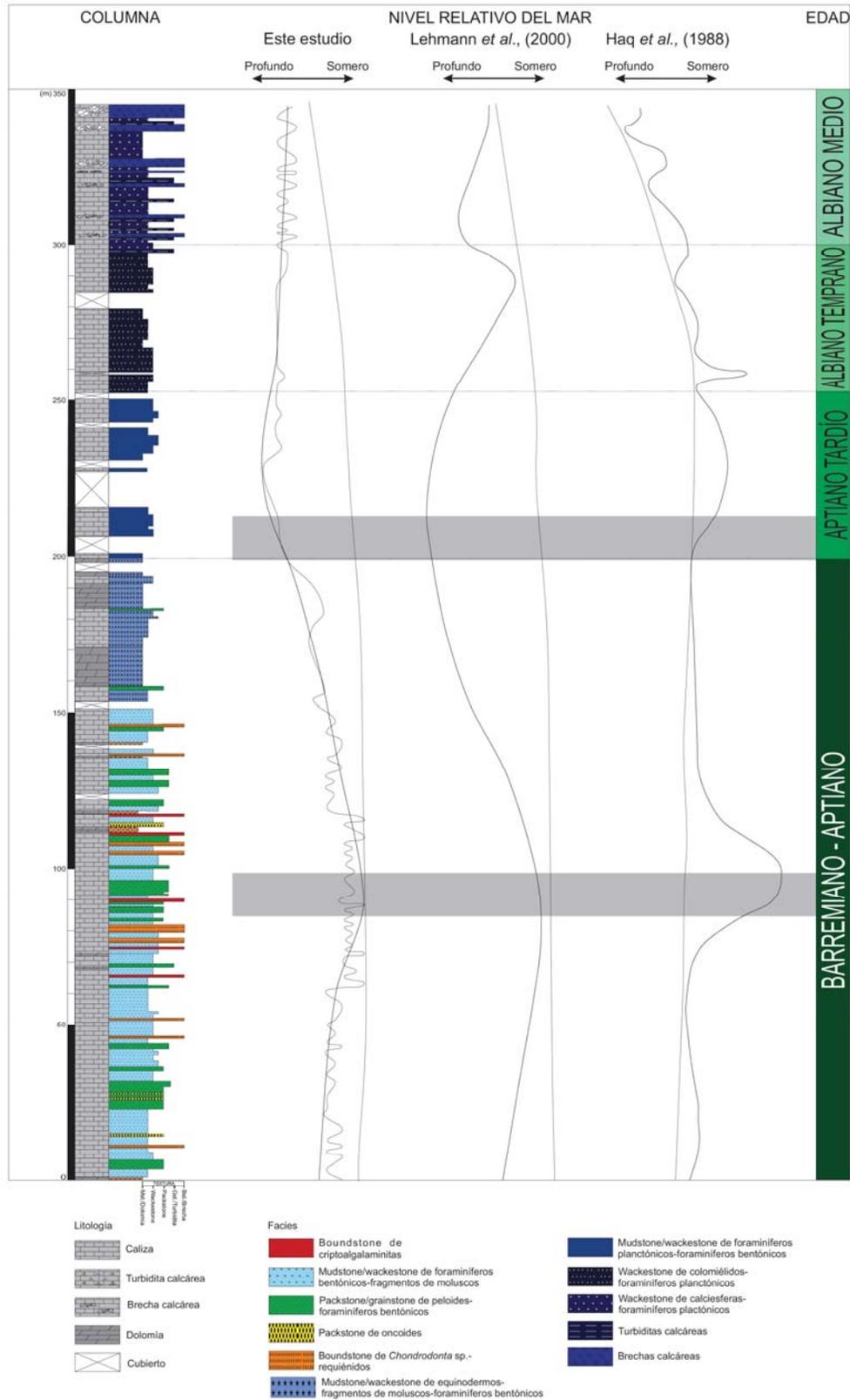


Figura 7.2. Curva paleobatimétrica de la Sección Tordillo y su correlación con las curvas del norte de México de Lehmann (2000) y la curva eustática de Haq *et al.*, (1988).

En la Sección La Flor, la transición de la Formación El Abra a la Formación Agua Nueva representa un evento transgresivo de magnitud importante. Un evento similar ha sido documentado en la Plataforma Morelos-Guerrero (Hernández-Romano, *et al.*, 1997; Hernández-Romano, 1999; Aguilera-Franco y Allison, 2004; Elrick *et al.*, 2009). Probablemente esta transgresión corresponde a un ascenso eustático reportado para este tiempo por Haq *et al.* (1988) y Haq (2013).

Los eventos transgresivos diacrónicos documentados en las dos secciones estudiadas del Aptiano tardío y Cenomaniano tardío coinciden en tiempo con dos de los eventos anóxicos globales más estudiados. Arthur y Schlanger (1979) y Schlanger *et al.* (1987), identifican dos eventos anóxicos que ocurrieron en el Aptiano-Albiano y en el límite Cenomaniano-Turoniano, a los que denominaron OAE1 y OAE2, respectivamente. Estos eventos se caracterizan por sedimentos de color oscuro, ricos en materia orgánica, laminados, sin bioturbación, sin organismos bentónicos, lo que indica condiciones anóxicas durante su depósito (Schlanger *et al.*, 1987). Los OAE se han atribuido a numerosos episodios de intenso vulcanismo durante el Cretácico, el cuál posiblemente fue el detonador del calentamiento global y alteración en los patrones de circulación oceánica (Keller *et al.*, 2011). El OAE1 se caracteriza por presentar cuatro fases separadas de acumulación de materia orgánica durante el Aptiano-Albiano (OAE1a, OAE1b, OAE1c y OAE1d, Arthur *et al.*, 1990; Bralower *et al.*, 1993; Erbacher y Thurow, 1997), pero sólo el OAE1a, durante el Aptiano temprano-tardío, es conocido por tener una extensión global (Sliter, 1989; Bralower *et al.*, 1994). Este evento anóxico se ha reconocido en las plataformas del norte de México (Bralower *et al.*, 1999; Monreal y Longoria, 2000; Leckie, 2002; Li *et al.*, 2008). El OAE2 del límite del Cenomaniano-Turoniano es uno de los eventos más estudiados a nivel mundial (Graciansky *et al.*, 1984; Schlanger *et al.*, 1987; Jarvis *et al.*, 1988; Jenkyns, 1991; Caus *et al.*, 1993; Ross y Skelton, 1993; Hart *et al.*, 1993). Este evento anóxico se ha identificado en las plataformas Morelos-Guerrero y Valles-San Luis Potosí (Hernández-Romano, 1999; Aguilera-Franco y Allison, 2004; Elrick *et al.*, 2009; Omaña, 2011).

CAPÍTULO VIII. DISCUSIÓN

El inicio del Aptiano superior en la Sección Tordillo coincide con la transgresión marina del norte de México, la cual ahogó la Plataforma Cupido (Wilson y Ward, 1993; Lehmann *et al.*, 1999; Lehmann *et al.*, 2000; Goldhammer y Johnson, 2001). En el norte de México esta transgresión corresponde a la transición de la Formación Cupido con la Formación La Peña. El cual se ha interpretado como un límite de secuencia de segundo orden (Goldhammer y Johnson, 2001; Goldhammer, 1999). La excelente correlación de la curva paleobatimétrica de este trabajo, con la curva que definió Lehmann *et al.* (2000) para la estratigrafía del Cretácico en el noreste de México y la curva paleobatimétrica global (Haq *et al.*, 1988; Haq, 2013) para el Aptiano superior, permite suponer que este evento de profundización en la Plataforma de Actopan corresponde con una transgresión marina global. En esta investigación se documenta por primera vez este evento de profundización en esta plataforma; el cual ha sido asociado al evento anóxico OAE 1a en el norte de México (Bralower *et al.*, 1999; Monreal y Longoria, 2000; Leckie, 2002; Li *et al.*, 2008). Sin embargo, recientemente este evento en el norte de México se ha ubicado en la Fm. Tamaulipas Inferior durante el Aptiano temprano (Núñez-Useche *et al.*, 2014). Sin embargo, las características sedimentológicas y paleontológicas de las facies profundas depositadas durante el Aptiano tardío en la Sección Tordillo no presentan las características indicativas a este tipo de eventos. Uno de los rasgos distintivos en facies anóxicas son la ausencia de organismos bentónicos (Schlanger *et al.*, 1987); pero en el Aptiano superior en la Sección Tordillo los organismos bentónicos son escasos y persistentes, los organismos planctónicos abundantes, la materia orgánica es escasa, la laminación es moderada a escasa y la bioturbación común. Debido a esto, posiblemente las condiciones ambientales no fueron completamente anóxicas sino más bien disóxicas, es decir, condiciones relativamente oxigenadas. Esto implica que la Plataforma de Actopan no sufrió un completo ahogamiento y como consecuencia se reestableció durante el Albiano.

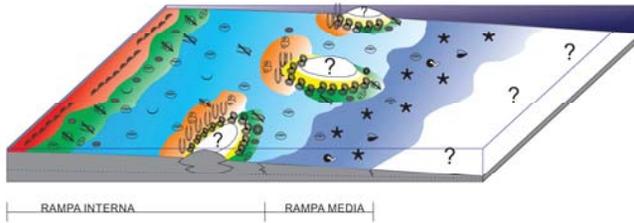
El intervalo Cenomaniano-Turoniano se ha interpretado como uno de los periodos más cálidos en la historia de la Tierra, en el cual ocurrieron cambios bióticos y oceanográficos importantes debido principalmente a los altos niveles de CO₂ atmosférico (Arthur *et al.*, 1985; Gale *et al.*, 2000). Estas condiciones propiciaron un aumento del nivel relativo del mar a nivel global (Haq *et al.*, 1988; Haq, 2013), provocando la inundación de las plataformas de la región del mar de Tetis (Schlager, 1981; Jenkins, 1991). Las características sedimentológicas de las facies profundas de la Formación Agua Nueva en la Sección La Flor, tales como bien preservada y persistente laminación, contenido de materia orgánica relativamente alto, ausencia de bioturbación y dominio de organismos planctónicos corresponden a la descripción de depósito asociado a aguas empobrecidas en oxígeno. Por lo tanto, probablemente uno de los principales factores que causaron el ahogamiento de la Plataforma de Actopan corresponde al evento anóxico del límite Cenomaniano-Turoniano (OAE2).

El análisis de los ambientes del Barremiano-Cenomaniano de las secciones estratigráficas estudiadas, permite proponer la posible evolución de la plataforma de Actopan en el área de estudio (Fig. 8.1). Debido a la exposición incompleta de la facies del Barremiano-Aptiano de esta plataforma, es incierto el perfil depositacional que tuvo en su inicio, es decir, rampa o plataforma bordeada. Se infiere que posiblemente durante el Cretácico Temprano su arquitectura correspondía al de un sistema de rampa. Una rampa carbonata se caracteriza por una pendiente de bajo ángulo, comúnmente $<1^\circ$, en la que no se presenta un quiebre a lo largo del perfil depositacional (Arh, 1973; Read, 1985; Burchette y Wright, 1992). De acuerdo al modelo de Burchette y Wright (1992) una rampa carbonatada puede dividirse en rampa interna, rampa media y rampa externa. Tomando en consideración este modelo, las facies marinas someras del Barremiano al Aptiano inferior de la Formación El Abra en la Sección Tordillo fueron depositadas en la rampa interna, en la parte protegida. Al final del Aptiano inferior se tienen facies que sugieren condiciones relativamente más profundas, que probablemente corresponden a la rampa media. En el Aptiano superior ocurre

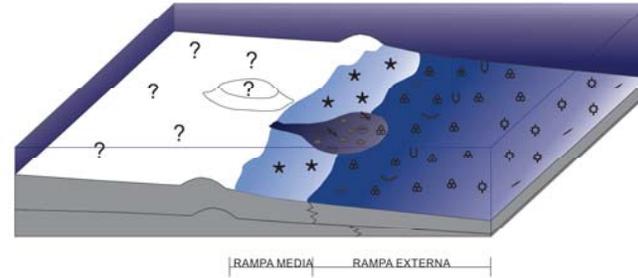
un evento transgresivo en el que se depositan facies carbonatadas marinas profundas y las cuales prevalecen hasta el Albiano inferior, estas facies fueron depositadas en la rampa externa. Debido a que estas facies consisten principalmente de mudstone/wackestone de foraminíferos planctónicos y foraminíferos bentónicos y wackestone de colomiélidos y foraminíferos planctónicos, y típicamente están ausentes facies de grano grueso asociadas a mecanismos inducidos por gravedad, se infiere que no existía un quiebre significativo a lo largo del perfil depositacional de la plataforma.

El escenario anterior cambio de manera notable para las facies durante el Albiano medio las cuales consisten de sedimentos pelágicos asociados a facies inducidas por gravedad, como son turbiditas calcáreas y brechas calcáreas, estas últimas interpretadas como flujos de escombros posiblemente del retrabajo de facies carbonatadas de borde de plataforma. Estas facies gruesas son indicativas de un ambiente de talud, esto indica que para este tiempo la Plataforma de Actopan había desarrollado un margen de plataforma con un quiebre importante en su perfil depositacional. La documentada presencia de facies de la Formación Cuesta del Cura y Tamabra en la parte occidental y noroccidental en la Plataforma de Actopan (Carrasco, V., 1971; Tarango, 2003), las cuales se extienden hasta el Cenomaniano medio, indican indiscutiblemente que este sistema correspondía a una plataforma bordeada. La cual fue ahogada durante la transgresión marina al final del Cenomaniano superior, que resultó en el inicio del depósito de las facies marinas profundas de la Formación Agua Nueva documentadas en la Sección La Flor.

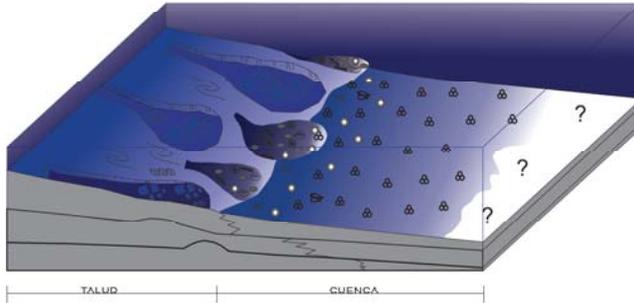
(A) BARREMIANO - APTIANO



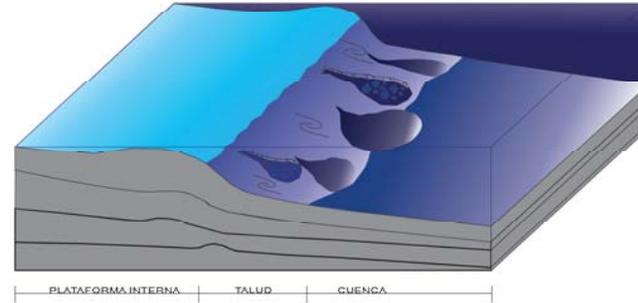
(B) APTIANO TARDÍO- ALBIANO TEMPRANO



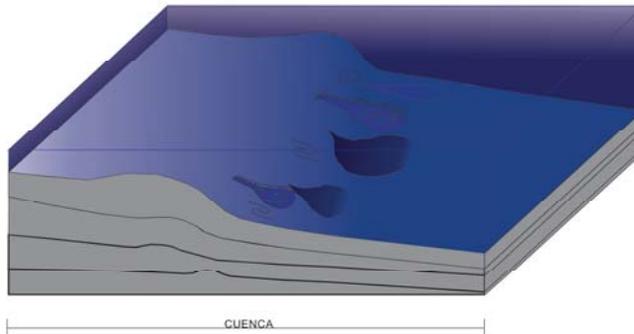
(C) ALBIANO MEDIO



(D) ALBIANO - CENOMANIANO



(E) CENOMANIANO TARDÍO- TURONIANO

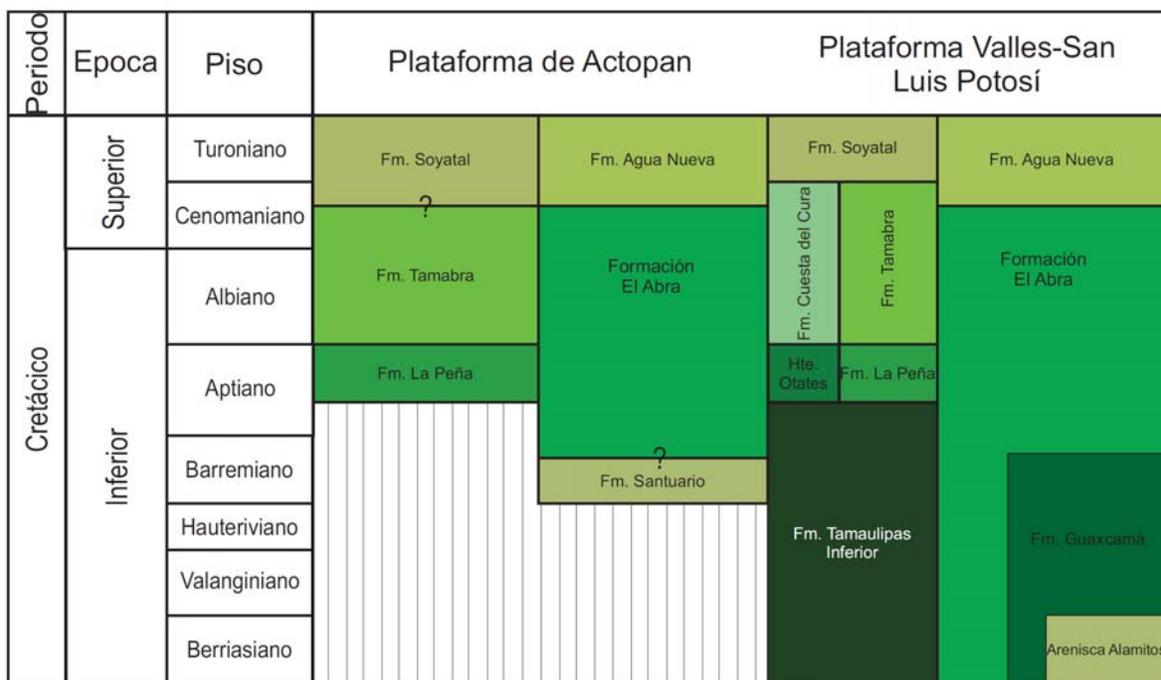


Simbolos

- | | | |
|--------------------------|---------------------------|----------------------------|
| ● Peloides | ○ Ostrácodo | ⊕ Foraminífero planctónico |
| ⊕ Intraclasto | ☀ Alga Dacicladácea | ⊕ Radiolario |
| ⊕ Criptoalgalaminillas | ⊕ Calcieponja | ⊕ Calciesfera |
| ⊕ Foraminífero bentónico | ⊕ Serpulido | ⊕ Ooide |
| ⊕ Oncoide | ⊕ Fragmento de pelecípodo | ⊕ Alga roja |
| ⊕ Chondrodonta | ⊕ Colomielido | ⊕ Briozoario |
| ⊕ Fragmento Chondrodonta | ⊕ Espícula de esponja | ⊕ Imbricación |
| ⊕ Molusco | ⊕ Microcalamoides | ⊕ Turbidita |
| ⊕ Fragmento de molusco | ⊕ Bioturbación | ⊕ Slump |
| ★ Equinodermo | ⊕ Geopetal | |

Figura 8.1. Posible evolución de la Plataforma de Actopan, del Barremiano al Turoniano.

De acuerdo con los resultados de este trabajo, la columna estratigráfica en el área de Actopan-Ixmiquilpan, Hgo., requiere una modificación (Fig. 8.2). La edad de la Formación El Abra se extiende del Barremiano al Cenomaniano medio. Esta formación está cubierta en la Sección Tordillo por facies marinas profundas equivalentes cronoestratigráficamente a la Formación La Peña del Aptiano superior; sin embargo, es continúa en el sur de la plataforma. Este estudio corrobora la presencia de facies carbonatadas marinas profundas que corresponden a la Formación Tamabra del Albiano temprano al Albiano medio, también documentadas por primera vez en la Sección Tordillo.



 No aflora

Figura 8.2. Columna estratigráfica propuesta para el área de Actopan-Ixmiquilpan, Hgo., y su comparación con la columna estratigráfica del margen oriental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.

CAPÍTULO IX. CONCLUSIONES

El estudio estratigráfico y sedimentológico realizado en dos secciones estratigráficas localizadas en el SW y NE de la Plataforma de Actopan, en el estado de Hidalgo, permite concluir lo siguiente.

- La Formación El Abra en la base de la Sección Tordillo, en las inmediaciones del poblado Jagüey Blanco, tiene una edad Barremiano-Aptiano temprano. Lo que implica que la edad de la Formación El Abra en esta área se extiende hasta el Barremiano, por lo tanto, en esta plataforma la edad de la Formación El Abra es Barremiano-Cenomaniano medio.
- Se documenta por primera vez, sobreyaciendo normalmente a la Formación El Abra una sucesión sedimentaria carbonatada de aguas profundas del Aptiano superior. Esta unidad está expuesta en la Sección Tordillo, éste cuerpo carbonatado considerado previamente como Formación Agua Nueva (Cretácico Superior) por algunos autores, en realidad corresponde a una unidad cronoestratigráficamente equivalente a la Formación La Peña del noreste de México.
- Cubriendo normalmente a la unidad equivalente a la Formación La Peña en la Sección Tordillo, se identificó un intervalo carbonatado integrado por facies pelágicas, turbiditas y flujos de escombros de edad de Albiano temprano-medio. Esta unidad era considerada previamente también como Formación Agua Nueva (Cretácico Superior), con la nueva información se correlaciona con la Formación Tamabra.
- La edad de la base de la Formación Agua Nueva en la Sección La Flor, en las cercanías del poblado La Flor, y que cubre normalmente a un cuerpo de arenas carbonatadas de la cima de la Formación El Abra es Cenomaniano tardío.

- Las facies carbonatadas profundas del Aptiano superior, identificadas por primera vez en este trabajo, equivalentes a la Formación La Peña representan una transgresión marina que se correlaciona con una transgresión eustática. Esta transgresión documentada en el norte de México ha sido atribuida al evento anóxico OAE1a. Sin embargo, las facies del Aptiano superior de la Plataforma de Actopan no presentan las características distintivas de depósitos marinos profundos anóxicos.
- Las facies carbonatadas de la Formación Agua Nueva en la Sección La Flor y que cubren a la cima de la Formación El Abra también representan una transgresión eustática del Cenomaniano superior. Esta se correlaciona con la transgresión marina global que se ha documentado en plataformas de centro y sur de México y que es atribuida al evento anóxico OAE2.
- Respecto a la arquitectura de la Plataforma de Actopan durante el Aptiano temprano posiblemente fue una rampa carbonatada, debido a la ausencia de facies gruesas de aguas profundas inducidas por gravedad en la unidad equivalente a la Formación La Peña. Es probable que previamente durante el Barremiano tuviera el mismo perfil depositacional, pero esto es incierto. Sin embargo, con la presencia de abundantes depósitos carbonatados gruesos en la unidad similar a la Formación Tamabra queda claro a que a partir del Albiano la Plataforma de Actopan desarrolló un margen bordeado con un quiebre importante en el talud. Esta arquitectura prevaleció hasta el Cenomaniano medio como se ha documentado previamente por otros autores.

REFERENCIAS

- Abascal-Hernández, 2014, Estratigrafía de secuencias del SW de la plataforma de Actopan del Cretácico Inferior, Estado de Hidalgo: UNAM, tesis de maestría, 173 p.
- Abascal-Hernández, G., Murillo-Muñetón, G., 2013, Preliminary sequence stratigraphy framework of the SW part of the Actopan Platform, Lower Cretaceous, Hidalgo, Mexico: American Geophysical Union, Meeting of The Americas, Cancún, México, Abstract.
- Aguayo-Camargo, J.E., 1975, Sedimentary environments and diagenetic implications of the El Abra Limestone at its type locality, east Mexico: Dallas, Texas, University of Texas at Dallas, Ph. D. dissertation, 159 p.
- Aguayo-Camargo, J.E., 1977, Sedimentación y diagénesis de la Formación "Chipoco" (Jurásico Superior) en afloramientos, estados de Hidalgo y San Luis Potosí: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 9, 11-37.
- Aguayo-Camargo, J.E., 1998, The Middle Cretaceous El Abra Limestone at its type locality (facies, diagenesis and oil emplacement), East Central Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15, 1-8.
- Aguilar, A.R., 1984, Integración Geológica-Geoquímica para determinar posibles áreas de generación de hidrocarburos en la porción centro-oriental de la Zona Norte: Tesis de Maestría, UNAM, 229 p.
- Aguilera-Franco, N., Allison, P., 2004, Events of Cenomanian-Turonian sucesión, southern Mexico: Journal of Iberian Geology, 31, 25-50.
- Alencáster, G., Aguilar-Pérez, J., 1995, Jalpania queretana, a new rudist (Bivalvia-Hippuritaceae) from the mid-Cretaceous of central Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 12, 117-122.
- Alencáster, G., Torres-Hernández, R., Tristán-gonzález, M., Barbosa-Gudiño, R., López-Doncel, R., Pons, J.M., Omaña, L., 1999, El Abra Formation in the western part of the Valles-San Luis Potosí Platform (Mexico): Erlanger Geologische Abhandlungen, 3, 7-8.
- Allison, P.A., Wignall, P.B., Brett, C.E., 1995, Palaeo-oxygenation: effects and recognition. In Marine palaeoenvironmental analysis from fossils: Bosence, D.W. and Allison, P.A., eds., Geological Society, Special Publication 83, 92-112.

- Ando, A., Kaiho, K., Kawahata, H., Kakegawa, T., 2008, Timing and magnitude of early Aptian extreme warming: unraveling primary $\delta^{18}\text{O}$ variation in indurated pelagic carbonates at Deep Sea Drilling Project Site 463, central Pacific Ocean: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 260, 463–476.
- Ángeles-Villeda, M.A., Hinojosa-Espinosa, J.J., López-Oliva, J.G., Valdés-González, A., Livas-Vera, M., 2005, Estratigrafía y microfacies de la parte sur del Cañón La Boca, Santiago, Nuevo León, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, 272-281.
- Aranda-Manteca, F.J., Stinnesbeck W., 1993, Primer registro de Mosasáuridos en el Noreste de México, en Polas, C., Ramírez, J.A., Rangel, M.M., Navarro, I. (Eds), *Actas de Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León*, 8, 1-8.
- Ahr, W.M., 1973, The carbonate ramp: an alternative to the shelf model: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 23, 221-225.
- Arthur, M.A., Schlanger, S. O., 1979, Cretaceous “Oceanic Anoxic Events” as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields: *American Association of Petroleum Geologists*, 63, 870-885.
- Arthur, M.A., Dean, W.E., Schlanger, S.O., 1985, Variations in the global carbon cycle during the Cretaceous relate to climate, volcanism and changes atmospheric CO_2 in Sundquist E.T., Broecker, W.S. (eds.) *The Carbon Cycle and Atmospheric CO_2 , Natural Variations Archean to Present*, American Geophysical Union Monograph, 32, 504-509.
- Arthur, M.A., Jenkyns, H.C., Brumsack, H.J., Schlanger, S.O., 1990, Stratigraphy, geochemistry and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences in Ginsburg, R.N. and Beaudoin, B. (eds) *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*, NATO ASI Series C, 304, 75–119.
- Arvizu-Gutiérrez, I.R., 2006, Paleomagnetismo de rocas jurásicas y cretácicas del Valle San Marcos, Coahuila, México: Centro de Geociencias Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 121 p.
- Barboza-Gudiño, J.R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M., Martínez-Macías, P.R., 2004, Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21, 299-319.
- Barragán-Manzo, R., Díaz-Otero, C., 2004, Análisis de microfacies y datos micropaleontológicos de la transición Barremiano–Aptiano en la Sierra del Rosario, Durango, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21, 247–

259.

- Barragán–Manzo, R., Méndez–Franco, A.L., 2005, Towards a standard ammonite zonation for the Aptian (Lower Cretaceous) of northern Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, 39–47.
- Basáñez-Loyola, M.A., Fernández-Turner, R., Rosales-Domínguez, C., 1993, Cretaceous platform of Valles-San Luis Potosí, northeastern central Mexico: *American Association of Petroleum Geologists*, 56, 51-59.
- Bathurst, R.G.C., 1975, *Carbonate sediments and their diagenesis*. Elsevier, Amsterdam, 658 p.
- Becerra-H., A., 1970, Estudio bioestratigráfico de la Formación Tamabra del Cretácico en el distrito de Poza Rica: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 2, 21-25.
- Bello, M.R., 1978, Estudio estratigráfico de rocas sedimentarias en 13 pozos localizados en la porción meridional de la Faja de Oro: Tesis Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM. 85 p.
- Bilotte, M., 1993, Late Cretaceous reefal platform development in the north-western Pyrenees, France: *American Association of Petroleum Geologists*, 56, 352-353.
- Blanco-Piñón, A., Maurrasse, F. J. M. R., Zavala Díaz-de la Serna, F. J., López-Doncel, R. A., Ángeles-Trigueros, S. A., Hernández-Ávila, J., Juárez Arriaga, E., 2014, Evidencias petrográficas de estructuras de origen algal/bacteriano en carbonatos de la Formación Agua Nueva (Cenomaniano/Turoniano: Cretácico Superior) en Xilitla, SLP México central: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66, 397-412.
- Bonet, F., 1956, Zonificación microfaunística de las Calizas Cretácicas del este de México: *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 8, 389-488.
- Bouma, A.H., 1962, *Sedimentology of some flysch deposits*: Amsterdam, Elsevier, 168 p.
- Bralower, T.J., Sliter, W.V., Arthur, M. A., Leckie, R.M., Allard, D., Schlanger, S.O., 1993, Dysoxic/anoxic episodes in the Aptian-Albian (Early Cretaceous), *in* *The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics and Volcanism*, Geophysical Monograph Series, 77, 5-37.
- Bralower, T. J., Arthur, M. A., Leckie, R.M., Sliter, W. V., Allard, D., Schlanger, S.O., 1994, Timing and paleoceanography of oceanic dysoxia/anoxia in the late

Barremian to early Aptian: *Palaios*, 9, 335-369.

Bralower, T.J., CoBabe, E., Clement, B., W.V. Sliter, C.L. Osburn, Longoria, J., 1999, The record of global change in mid-Cretaceous (Barremian-Albian) sections from the Sierra Madre, northeastern Mexico: *Journal of Foraminiferal Research*, 29, 418–437.

Burchette, T.P., Wright, V.P., 1992, Carbonate ramp depositional systems: *Sedimentary Geology*, 79, 3-57.

Campos-Enríquez, J.O., Rodríguez, M., Delgado-R, O., 2000, Contribution to the tectonics of the central sector of the trans-Mexican Volcanic Belt: *Geology Society of America Special Paper*, 334, 223-235.

Cantú-Chapa, A., 1969, Estratigrafía del Jurásico Medio-Superior del Subsuelo de Poza Rica, Ver. (área de Soledad-Miquetla): *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 1, 3-9.

Cantú-Chapa, A., 1971, La Serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del Centro-Este de México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 3, 17-40.

Cantú-Chapa, A., 1984, El Jurásico Superior de Tamán, San Luis Potosí, Este de México, *in* Perrilliat, M.C. (ed.), *Memoria Tercer Congreso Latinoamericano de Paleontología*, México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 207-215.

Carrasco-V., B.E., 1970, La Formación El Abra (Formación El Doctor) en la Plataforma Valles-San Luis Potosí: *Revista del Instituto mexicano del Petróleo*, 2, 97-99.

Carrasco-V., B.E., 1971, Litofacies de la Formación El Abra en la Plataforma de Actopan, Hidalgo: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 3, 5-26.

Carrasco-V., B.E., 1977, Albian sedimentation of submarine autochthonous and allochthonous carbonates, east edge of the Valles–San Luis Potosi platform, Mexico: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* 25, 263–272.

Carrasco-V., B.E., 2005, Paleokarst en rocas cretácicas de la Plataforma de Actopan, Hidalgo: Tesis de doctorado, UNAM, Posgrado-Ciencias de la Tierra, 134 p.

Carrasco-V., B.E., Morales-Puente, P., Cienfuegos, E., Lozano-Santacruz, R., 2004, Geoquímica de las rocas asociadas al paleokarst cretácico en la Plataforma de Actopan, evolución paleohidrológica: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*,

21, 382-396.

Carrillo-Bravo, J., 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 13, 1-98.

Carrillo-Bravo, J., 1965, Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 17, 73-96.

Carrillo-Bravo, J., 1969, Exploración geológica y posibilidades petroleras de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Sierra Madre Oriental-Altiplano Mexicano), *in* Seminario de Exploración Petrolera, México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, 20 p.

Carrillo-Bravo, J., 1971, La Plataforma Valles-San Luis Potosí: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín, 23, 1-102.

Carrillo-Martínez, M., Valencia, I.J.J., Vázquez, M.E., 2001, Geology of southwestern Sierra Madre Oriental fold and thrust belt, East-central México, a review, *in* Bartolini, C., Buffler, R.T. y Cantú-Chapa, A., Eds: The Western Gulf of México Basin, American Association of Petroleum Geologist, 75, 145-158.

Castillo-Cerón, J., Cabral-Perdomo, M.A., Carranza-Castañeda, O., 1996, Vertebrados fósiles del Estado de Hidalgo: Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, 127 p.

Castro, M.J.T. y Martínez, R.E., 1977, Estudio del Cretácico de la Franja Tamaulipas y Tamabra al SW de la Faja de Oro entre los ríos Nautla y Cazones, *in* Atolón de la Faja de Oro, Etapa estratigráfica y diagenética: Instituto Mexicano del Petróleo Subdirección Tecnológica de Exploración, Informe inédito, 68 p.

Catuneanu, O., 2006, Principles of sequence stratigraphy, Elsevier, 375 p.

Caus, E., Gómez-Garrido, A., Simó A., Soriano, K., 1993, Cenomanian/Turonian platform to basin integrated stratigraphy in the South Pyrenees (Spain): *Cretaceous Research*, 14, 531-551.

Celestino, U.J.L., 1982, Prospecto Alamitos, estudio geológico de detalle: Petróleos Mexicanos, Zona Norte. Informe Geológico, 629, inédito.

Cervantes-Medel, A. Armienta, M.A., 2004, Influence of faulting on groundwater quality in Valle del Mezquital, Mexico: *Geofísica Internacional*, 43, 477-493.

- Clemons, R.E., McLeroy, D.F., 1962, Geology of Torreon and Pedriceñas quadrangles, Coahuila and Durango, Mexico: The University of New Mexico, Master of Science, 171 p.
- Conklin, J., Moore, C.H., 1977, Paleoenvironmental analysis of the Lower Cretaceous Cupido Formation, northeast Mexico, *in* Bebout, D.G., Loucks, R.G. (eds.), Cretaceous carbonates of Texas and Mexico; Application to Subsurface Exploration: Austin, University of Texas, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations, 89, 302–323.
- Córdoba, D. A., 1965, Hoja Apizolaya 13R-1(9) con resumen de la geología de la Hoja Apizolaya, estados de Zacatecas y Durango: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, 1:100000. Un mapa con texto al reverso.
- Cuapio-Pérez, C.A., 2009, Microfacies y paleoambientes en una sección estratigráfica del Cretácico en el Cañón La Boca, Nuevo León: Tesis de Maestría, UNAM, 117 p.
- Demicco, R.V., Hardie, L.A., 1994, Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Atlas Series, 1, 265 p.
- Dias-Brito, D. 1997, Global stratigraphy, palaeoecology and palaeobiogeography of Pithonelloideae (Cretaceous calcispheres): impact on the reconstruction of the Tethys: 18th IAS Regional European Meeting of Sedimentology, Heidelberg, abstract.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rock according to depositional texture, *in* Ham, W.E., Classification of carbonates rocks: American Association of Petroleum Geologists, 1, 108-121.
- Dupraz, C. Strasser, A. 1999, Microbialites and micro-encrusters in shallow coral bioherms (Middle to Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains): *Facies*, 40, 101–130.
- Ehrlich, H.L., 1998, Geomicrobiology: its significance for geology: *Earth-Science Reviews*, 45, 45–60.
- Elrick, M., Molina-Garza, R., Duncanc, R., Snowc, L., 2009, C-isotope stratigraphy and paleoenvironmental changes across OAE2 (mid-Cretaceous) from shallow-water platform carbonates of southern Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, 277, 295-306.
- Enos, P., 1974, Reefs, platforms and basins of middle Cretaceous in northeast Mexico:

American Association of Petroleum Geologists, 58, 800-809.

Enos, P., Moore, C.H., 1983, Fore-reef slope environment, *in* Carbonate depositional environments (Ed. by P.A. Scholle, D.G. Bebout, C.H. Moore): American Association of Petroleum Geologist, 33, 507-537.

Erbacher, J., Thurow, J., 1997, Influence of oceanic anoxic events on the evolution of mid-Cretaceous radiolaria in the North Atlantic and western Tethys: *Marine Micropaleontology*, 30, 139 –158.

Filkorn, H.F., 2002, Rudist bivalves and reef corals in the Lower Cretaceous of southwestern Mexico: tiered coexistence, competition for the same ecologic niche, and facies superposition (resumen): *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 34, 538.

Fischer, A.G., 1982, Long-term climatic oscillations recorded in stratigraphy, *in* Climate in Earth history: Washington, National Academy Press, 97-104.

Flügel, E., 2004, *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*: Springer, 976 p.

Francis, J.E., Frakes, L.A., 1992, Cretaceous climates, *in* Wright, V.P., ed., *Sedimentology review*, Cambridge, Blackwell Scientific Publications, 2-30.

Frakes, L. A., 1979, *Climates Throughout Geologic Time*, Elsevier Science, New York.

Fries, C., Jr., 1960, *Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México*: UNAM, Instituto de Geología, 60, 236 p.

Gale, A.S., Smith, A.B., Monks, N.E.A., Young, J.A., Howard, A., Wray, D.S., Huggett, J.M., 2000, Marine biodiversity through the Late Cenomanian-Early Turonian: paleoceanographic controls and sequence stratigraphy biases: *Journal of Geological Society London*, 157, 745-757.

Goldhammer, R.K., 1995, Geologic field log for the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental in the Monterrey-Salttillo salient: *American Association of Petroleum Geologist, Fieldtrip No. 10*, 18 p.

Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, *in* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*, Boulder, Colorado, EUA, Geological Society of America Special Paper, 340, 1-58.

- Goldhammer, R.K., Johnson, C.A., 2001, Middle Jurassic-Upper Cretaceous Paleogeographic Evolution and Sequence-stratigraphic Framework of the Northwest Gulf of Mexico Rim: American Association of Petroleum Geologist, 75; The Western Gulf of Mexico Basin, Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems, Edited by Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A., 45-81.
- Gómez-Pérez, I., 1997, Constraining shallowing versus deepening upward cycles and their position in a carbonate ramp (Lower Cretaceous, Gorbea, Bizkaia): *Geogaceta*, 22, 77-80.
- Graciansky, P.C., Deroo, G., Herbin, J.P., Montadert, L., Miller, C., Schaaf, A., Sigal, J., 1984, Ocean-wide stagnation episode in the Late Cretaceous: *Nature*, 308, 346–349.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1988, Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change, *in* Sea-Level Changes, An Integrated Approach (Ed. by Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J.V., Ross C.A., Kendall, C.G.St.C), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42, 71-108.
- Haq, B.U., 2014, Cretaceous eustasy revisited: *Global and Planetary Change*, 113, 44-58.
- Hart, M.B., Dodsworth, P., Duane, A.M., 1993, The late Cenomanian event in eastern England: *Cretaceous Research*, 14 , 495 – 508.
- Heim, A., 1926, Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, México): *Eclogae Geologica Helvetiae*, 20, 84-87.
- Heim, A., 1940, The Front Ranges of Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale: *Eclogae Geologica Helvetiae*, 33, 315-352.
- Henson, F.R.S., 1948, New Trochamminidae and Verneuilinidae from the Middle East: *Annals and Magazine of Natural History*, 11, 605-636.
- Hermoso De La Torre, C., Martínez-Pérez, J., 1972, Medición detallada de formaciones del Jurásico Superior en el frente de la Sierra Madre Oriental: *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 24, 45-63.
- Hernández-Romano, U., Aguilera-Franco, N., Martínez-Medrano, M., Barceló-Duarte, J., 1997, Guerrero-Morelos Platform drowning at the Cenomanian-Turonian boundary, Huitziltepec area, Guerrero State, southern Mexico: *Cretaceous Research*, 18, 661-686.

- Hernández-Romano, U., 1999, Facies, stratigraphy, and diagenesis of the Cenomanian-Turonian of the Guerrero-Morelos Platform, southern Mexico: University of Reading, Postgraduate Research Institute for Sedimentology, Dissertation PhD, 322 p.
- Hopf, H., Thiel, V., Reitner, J., 2001, An example of black shale development on a carbonate platform (Late Triassic, Seefeld, Austria): *Facies*, 45, 203–210.
- Humphrey, W.E., 1949, Geology of the Sierra de los Muertos area, Mexico (with description of Aptian cephalopods from La Peña Formation): *Geological Society of America Bulletin*, 60, 89-176.
- Husinec A., Sokač B., 2006, Early Cretaceous benthic associations (foraminifera and calcareous algae) of a shallow tropical-water platform environment (Mljet Island, southern Croatia): *Cretaceous Research*, 27, 418-441.
- Imlay, R.W., 1936, Geology of the Western part of the Sierra de Parras: *Geological Society of America Bulletin*, 47, 1091-1152.
- Imlay, R.W., 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 48, 567-630.
- Imlay, R.W., 1944, Cretaceous Formation of Central America and México: *American Association of Petroleum Geologists*, 28, 1077-1195.
- Imlay, R.W., Cepeda D.L.C.E., Álvarez, M., Díaz, G.T., 1948, Stratigraphic relations of certain Jurassic formations in Eastern México: *American Association of Petroleum Geologist*, 2, 1750-1761.
- Immenhauser, A., Hillgärtner, H., Van Betum, E., 2005, Microbial foraminiferal episodes in the Early Aptian of the southern Tethyan margin: ecological significance and possible relation to oceanic anoxic event 1a: *Sedimentology*, 52, 77–99.
- James, N.P., Choquette, P.W., 1983, Diagenesis 6. Limestones-The sea floor diagenetic environment: *Geoscience Canada*, 10, 162-179.
- James, N.P., Choquette, P.W., 1984, Diagenesis 9. Limestones-The meteoric diagenetic environment: *Geoscience Canada*, 11, p. 161-194.
- James, N.P., Bourque, P.A., 1992, Reefs and mounds, *in* Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models, Response to Sea-Level Change*, Geological Association of Canada, 323 – 347.

- Jarvis, I., Carson, G.A., Cooper, M.K.E., Hart, M.B., Leary, P.N., Tocher, B.A., Horne, I., Rosenfeld, A., 1988, Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event: *Cretaceous Research*, 9, 3–103.
- Jenkyns, H.C., 1991, Impact of Cretaceous sea level rise and anoxic events on the Mesozoic carbonate platform of Yugoslavia: *American Association of Petroleum Geologists*, 75, 1007–1017.
- Johnson, C.C., Collins, L.S., Kauffman, E.G., 1988, Rudistid biofacies across the El Abra Formation (late Albian? – early middle Cenomanian) of northeastern Mexico: *Transaction of the 11th Caribbean Geological Conference*, Barbados, 1-12.
- Jones, B., Desrochers, A., 1992, Shallow platform carbonates, *in* *Facies Models, Response to Sea Level Changes* (Ed. by Walker, R.G. and James, N.P.): *Geological Association of Canada*, 277-301.
- Keller, G., Bhowmick, P.K., Upadhyay, H., Dave, A., Reddy, A.N., Jaiprakash, B.C., Adatte, T., 2011, Deccan volcanism linked to the cretaceous-tertiary boundary mass extinction: new evidence from ongc wells in the krishna-godavari basin: *Journal of Geological Society of India*, 78, 399–428.
- Kellum, L.B., 1930, Similarity of surface Geology in front range of Sierra Madre Oriental to subsurface in Mexican south fields: *American Association of Petroleum Geology*, 14, 73 p.
- Kerans C., Fitchen W. M., 1995, Sequence stratigraphy and facies architecture of a carbonate ramp system San Andres Formation of Algerita Escarpment and western Guadalupe Mountains West Texas and New Mexico: *Austin University of Texas Bureau of Economic Geology Report of Investigations*, 235, p. 86.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: San Luis Potosí, México: Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto Técnico, 85, p. 208.
- Leckie, R.M., Bralower, T.J., R. Cashman, 2002, Oceanic events and plankton evolution: Biotic response of tectonic forcing during the mid-Cretaceous: *Paleoceanography*, 17, 1-29.
- Ledezma-Guerrero, O., 1967, Hoja Parras 13R-1(6), Resumen de la Geología de la Hoja Parras: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas de México serie 1:100,000, 1 mapa con texto.
- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, I.P., 1998, Controls on ciclostratigraphy of

Lower Cretaceous carbonates and evaporites, Cupido and Coahuila Platforms, Northeastern Mexico: *Journal of Sedimentary Research*, 68, 1109–1130.

Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, I.P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., Banner, J., 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 111, 1010–1029.

Lehmann, C., Osleger, D., Montañez, I. 2000, Sequence stratigraphy of Lower Cretaceous (Barremian–Albian) Carbonate Platforms of Northeastern Mexico: regional and global correlations: *Journal of sedimentary Research*, 70, 373-391.

Leinfelder, R.R., Nose, M., Schmid, D.U., Werner, W., 1993, Microbial crusts of the Late Jurassic: composition, palaeoecological significance and importance in reef construction: *Facies*, 29, 195–230.

León-Francisco, J.M., Murillo-Muñetón, G., Franco-Navarrete, S.P., 2013, Stratigraphic/sedimentological analysis of a Lower Cretaceous carbonate succession in the Actopan Platform, Hidalgo State, Mexico: documentation on an Early Albian deepening event: American Geophysical Union, Meeting of The Americas, Cancún, México, Abstract.

Li, Y.X., Bralower, T.J., Montanez, I.P., Osleger, D.A., Arthura, M.A., Bice, D.M., Herbert, T.D., Erba, E., Silva, I.P., 2008, Toward an orbital chronology for the early Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE1a, similar to 120 Ma): *Earth and Planetary Science Letters*, 271, 88–100.

Longoria, J.F., 1975, Estratigráfica de la Sierra Comancheana del Noreste de México: Instituto de Geología, UNAM., Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 36, 31-59.

López-Caballero, I., 2006, Estudio bioestratigráfico de la fauna de ammonites del Jurásico Superior del área de Mazatepec, Puebla: México, D.F., Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis, 125 p.

López-Doncel, R., 2003, La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles–San Luis Potosí, centro-noreste de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20, 1–19.

López-Doncel, R., Navarro-Moctezuma, A., 2007, Estudio estratigráfico-microfacial de los depósitos del Aptiano – Albiano inferior en la porción occidental de San Luis Potosí, centro-oriente de México y su relación con la incipiente Plataforma Valles-San Luis Potosí: *GEOS*, 27, p. 108.

- López-Ramos, E., 1979, Geología de México: Tomo II, 2da. Edición, México, D.F., 454 p.
- Malchus, N., Pons, J.M., Salas, R., 1995, Rudist distribution in the lower Aptian shallow platform of La Mola de Xert, eastern Iberian range, NE Spain: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12, 224-235.
- Menegatti, A.P., Weissert, H., Brown, R.S., Tyson, R.V., Farrimond, P., Strasser, A., Caron, M., 1998, High-resolution $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy through the early Aptian "livello Selli" of the Alpine Tethys: *Paleoceanography*, 13, 530–545.
- Martínez, P.J., 1965, Exploración geológica del área San Francisco - El Estribo, S. L. P.: Petróleos Mexicanos, Zona Norte, Informe Geológico. No 516, inédito.
- Martínez, R.E., Bello, M.R., 1977, Estudio del Cretácico de la Franja Tamaulipas y Tamabra al Norte Poniente de la Faja de Oro, entre el Río Cazonos y el Estero La Laja, in *Atolón de la Faja de Oro. Etapa estratigráfica y diagenética*: Instituto Mexicano del Petróleo Subdirección Tecnológica de Exploración, Informe inédito, 110 p.
- Masters, B.A. Scott, R.W., 1978, Microstructure, affinities and systematics of Cretaceous calcispheres: *Micropaleontology*, 24, 210-221.
- McKenzie, D.P., 1978, Some remarks on the development of sedimentary basins: *Earth and Planetary Science Letters*, 40, 25-32.
- McIlreath, I.A., N.P. James, 1978, Facies models; 13, carbonate slopes: *Geoscience Canada*, 5, 189-199.
- Minero C.J., Enos P., Aguayo-Camargo, J.E., 1983, Sedimentation and Diagenesis of Mid-Cretaceous Platform Margin, East-Central Mexico: Dallas Geological Society, 168 p.
- Monreal, R., Longoria, J.F., 2000, Stratigraphy and structure of the Lower Cretaceous of Lampazos, Sonora, (northwest Mexico) and its relationship to the Gulf Coast succession: *American Association of Petroleum Geologist*, 84, 1811– 1831.
- Montañez C.A., Ramírez G.J.G., Escalante M.J.C., Luévano A., López L.M., 2000, Carta Geológico-Minera Concepción del Oro, G14-10, Escala 1:250,000, Estados de Coahuila y Nuevo León, Informe técnico.
- Muir, J.M., 1936, Geology of the Tampico Region: *American Association of Petroleum Geologist*, Tulsa, Oklahoma, U.S.A., 280 p.

- Murillo-Muñeton, G., 1999, Stratigraphic architecture, platform evolution and mud-mound development in the Lower Cupido Formation (Lower Cretaceous), northeastern México: Ph. D. dissertation, Texas A&M University, College station, 153 p.
- Murray, G.E., 1961, Geology of the Atlantic and Gulf coastal province of North America: New York, Harper and Bros., 692 p.
- Murray, J.W., 1991, Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera. Longman, Harlow.
- Myers, R.L., 1968, Biostratigraphy of the Cárdenas Formation (Upper Cretaceous) San Luis Potosí, México: Paleontología Mexicana, 24, 8-31.
- Núñez-Useche, F., 2011, Análisis de microfacies y dinámica paleoambiental del lapso Barremiano-Albiano en el este del estado de Durango: Tesis Maestría, UNAM. 133 p.
- Núñez-Useche, F., Barragán, R., Moreno-Bedmar, J. A., Canet, C., 2014, Mexican archives for the major Cretaceous Oceanic Anoxic Events: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 66, 491-505.
- Ochoa-Camarillo, H., Buitrón, B.E., Silva-Pineda, A., 1998, Contribución al conocimiento de la bioestratigrafía, paleoecología y tectónica del Jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15, 57-63.
- Omaña, L., Alencáster G., 2009, Lower Aptian shallow-water benthic foraminiferal assemblage from the Chilacachapa range in the Guerrero-Morelos Platform, south Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 26, 575-586.
- Omaña, L., 2011, Bioestratigrafía, Paleoecología y Paleobiogeografía del Cretácico Superior con base en foraminíferos de la parte occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, México; Tesis de Doctorado, UNAM.
- Palmer, R.H., 1927, Geology of eastern Hidalgo and adjacent parts of Veracruz, Mexico: American Association of Petroleum Geologists, 11, 1173-1220.
- Pantoja-Alor, J., 1962, Hoja San Pedro del Gallo 13R-k(3), Resumen de la Geología de la Hoja San Pedro del Gallo: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas de México serie 1:100,000, 1 mapa con texto.
- Pedrazini, C., Basáñez-Loyola, M.A., 1978, Sedimentación del Jurásico Medio-Superior

en el Anticlinorio de Huayacocotla-Cuenca de Chicontepec, estados de Hidalgo y Veracruz, México: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 10, 6-24.

Pessagno, E.A., Jr., 1967, Upper Cretaceous Biostratigraphy in Mexico: Geological Society of America, 33-50.

Pessagno, E.A., Jr., Longoria, J.F., MacLeod, N., Six, W.M., 1987, Studies of North American Jurassic Radiolaria: Part. I. Upper Jurassic (Kimmeridgian-Upper Tithonian) Pantanellidae from the Taman Formation, East-Central Mexico: Tectonostratigraphic, Chronostratigraphic, and Phylogenetic implications: Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication, 23, 1-51.

Pitman, W.C. III, 1978, Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins: Geological Society of America Bulletin, 89, 1389-1403.

Pucéat, E., Lécuyer, C., Sheppard, S.M.F., Dromart, G., Reboulet, S., Grandjean, P., 2003, Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels: Paleocyanography, 18, 7-12.

Quintanar, L., Rodríguez-González, M., Campos-Enríquez, O., 2004, A shallow crustal earthquake doublet from the trans-Mexican volcanic belt (central Mexico): Bulletin of the Seismological Society of America, 94, 845-855.

Read, J.F., 1985, Carbonate platform facies models: American Association of Petroleum Geologist, 69, 1-21.

Rogers, C.L., De Cerna, Z., Van Vloten, R., Talavera-A. E., Ojeda-R., J., 1961, Reconocimiento geológico y depósitos de fosfatos del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí: Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Boletín, 56, 322 p.

Ross, D.J. Skelton, P.W., 1993, Rudist formations of the Cretaceous :a paleoecological, sedimentological and stratigraphical review: Sedimentology Review (ed. Wright, V.P.), 73-91.

Rubio-Cisneros, I. I., Ramírez-Fernández, J. A., García-Obregón, R., 2011, Análisis preliminar de procedencia de rocas clásticas jurásicas del valle de Huizachal, Sierra Madre Oriental: Influencia del vulcanismo sinsedimentario y el basamento cristalino: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63, 137-156.

Rueda-Gaxiola, J.E, López-Ocampo., M.A., Dueñas, J.L., Rodríguez-Benítez., 1989, Investigación palinoestratigráfica en la Región de Huizachal-Peregrina, Tamaulipas: Proyecto C-3503, Subdirección Tecnológica de Exploración, Instituto Mexicano del Petróleo, 1-255.

- Salvador, A., 1991, Triassic-Jurassic, *in* Salvador, A., ed. The Gulf of Mexico Basin: The Geology of North America, 131-180.
- Sandberg, P., 1985, Aragonite cements and their occurrence in ancient limestone, *in* Schneidermann, N., Harris, P.M., eds., Carbonate cements: SEPM Special Publication, 36, 33-57.
- Santamaría-Orozco, D., Arenas, P. R., Escamilla, H., 1990, Normalización de la Nomenclatura Estratigráfica en las Cuencas Mesozoicas de México (Etapa I: Zona Norte. Cretácico): Instituto Mexicano del Petróleo Proyecto CAO-3052, 140 p, Inédito.
- Sarg, J.F., 1988, Carbonate sequence stratigraphy, *in* C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner, eds., Sea-level changes: an integrated approach: SEPM Special Publication 42, 155-181.
- Schlager, W., 1981, The paradox of drowned reefs and carbonate platforms: Geological Society of America Bulletin, 92, 197–211.
- Schlager, W., 1989, Drowning unconformities in carbonate platforms, *in* Controls on carbonate platforms and basin development (eds Crevello, P.D., Wilson, J.L., Sarg, J.F. and Read, J.F.), SEPM Special Publication, 44, 15–25.
- Schlager, W., 2003, Benthic carbonate factories of the Phanerozoic: International Journal of Earth Sciences, 2, 445-464.
- Schlanger, S.O., Jenkyns, H.C., 1976, Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences: Geologie en Mijnbouw, 55, 179–184.
- Schlanger, S.O., Arthur, M.A., Jenkyns, H.C., Scholle, P.A., 1987, The Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event, stratigraphy and distribution of organic-rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion, *in* Marine petroleum source rocks (eds Brooks, J., Fleet, A.J.), Geological Society, London, Special Publication, 26, 371–399.
- Seagerstrom, K., 1962, Geology of south-central Hidalgo and northeastern Mexico: United State Geological Survey Bulletin, 1104, 87–162.
- Selvius, D.B., Wilson, J.L., 1985, Lithostratigraphy and algal–foraminiferal biostratigraphy of the Cupido Formation, Lower Cretaceous, northeast Mexico, *in* Perkins, B.F., Martin, G.B. (eds.), Habitat of oil and gas in the Gulf Coast, Proceedings of the Fourth Annual Research Conference, Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, 285–312.

- Shinn, E.A., 1986, Modern carbonate tidal flats: their diagnostic features: Quarterly Journal of Colorado School of Mines, 81, 7-35.
- Simó, J. A., 1993, Cretaceous carbonate platforms and stratigraphic sequences, south central Pyrenees, Spain: American Association of Petroleum Geologists, 56, 325-342.
- Sliter, W.V., 1989, Aptian anoxia in the Pacific basin: Geology, 17, 909 – 912.
- Steckler, M.S., Watts, A.B., 1982, Subsidence history and tectonic evolution of Atlantic-type continental margins, *in* Scrutton, R.A., ed., Dynamics of passive margin, Geodynamics Series, American Geophysical Union and Geological Society of America, 6, 184-196.
- Steuber, T., Rauch, M., Masse, J.P., Graaf, J., Malkoč, M., 2005, Low latitude seasonality of Cretaceous temperatures in warm and cold episodes: Nature, 437, 1341–1344.
- Suter, M., 1990, Geología de la hoja Tamazunchale, Estado de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí, Escala 1: 100,000: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, 22, 55 p.
- Tarango, G., 2003, Libreto-Guía: Actopan-Ixmiquilpan-Progreso-Actopan, Hgo.: Proyecto Brigada Escuela de Geociencias, PEMEX Exploración y Producción – IPN, ESIA, Ciencias de la Tierra.
- Tardy, M., Longoria, J.F., Martínez-Reyes, J., Mitre-Salazar, L.M., Patiño, A.M., Padilla, S.R., Ramírez, R.C., 1975, Observaciones generales sobre la estructura de la Sierra Madre Oriental: La aloctonía del conjunto cadena alta altiplano central, entre Torreón, Coahuila y San Luis Potosí, S.L.P. México: Revista del Instituto de Geología, 75, 1-11.
- Tucker, M.E., Wright, V.P., 1990, Carbonate sedimentology: Blackwell, Oxford, 482 p.
- Viniegra, F., 1963, Geología Del Maziso de Teziutlán y de la cuenca cenozoica de Veracruz: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 18, 145-171.
- Walker, R.G., 1967, Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments: Journal of Sedimentary Petrology, 37, 25-43.
- Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), 1992, Facies Models-Response to Sea Level Change:

Geological Association of Canada, Toronto, 1-409.

- Wright, V.P., Burchette, T.P., 1996, Shallow-water carbonate environments. In *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy* (Ed. by H.G. Reading), 3rd Ed., Blackwell, Oxford, 325-394.
- Wignall, P.B., Hallam, A., 1991, Biofacies, stratigraphic distribution and depositional models of British onshore Jurassic black shales, *in* *Modern and ancient continental shelf anoxia* (Tyson, R.V. and Pearson, T.H., eds.): Geological Society of London, Special Publication, 58, 291-309.
- Wilson, J.L., 1967, Cyclic and reciprocal sedimentation in Virgilian strata of southern New Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 78, 805- 818.
- Wilson, J.L., 1975, *Carbonate Facies in Geologic History* New York: Springer Verlag, 471 p.
- Wilson, J.L., 1990, Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in Mexico-review, *in* Tucker, M., Wilson, J.L., Crevello, P.D., Sarg, J.F., Read, J.F. (eds.) *Carbonate Platform Facies. Sequence and Evolution*, International Association of Sedimentologist Special Publication, 9, 235-255.
- Wilson, J.L., Piali, G., 1977, A Lower Cretaceous shelf margin in northern Mexico, *in* *Bebout, D.G., Loucks, R.G. (eds.), Cretaceous carbonates of Texas and Mexico: Applications to subsurface exploration: Austin, University of Texas, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations, 89, 286–294.*
- Wilson, J.L., Jordan, C., 1983, Middle shelf environment, *in* Scholle, P.A., Bedout, D.G., Moore, C.H. (eds.), *Carbonate Depositional Environments*, American Association of Petroleum Geologists, 33, 297–343.
- Wilson, J.L., Ward, W.C., 1993, Early Cretaceous carbonate platforms of northeastern and east-central Mexico. *in* *Cretaceous Carbonate Platforms* (Ed. by J.A. Simo, R.W. Scott and J.P. Masse): American Association of Petroleum Geologist, 56, 35-49.
- Winterer, E.L., 1991, The Tethyan Pacific during Late Jurassic and Cretaceous times: *Paeogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 87, 253-256.

ANEXO

Simbolos

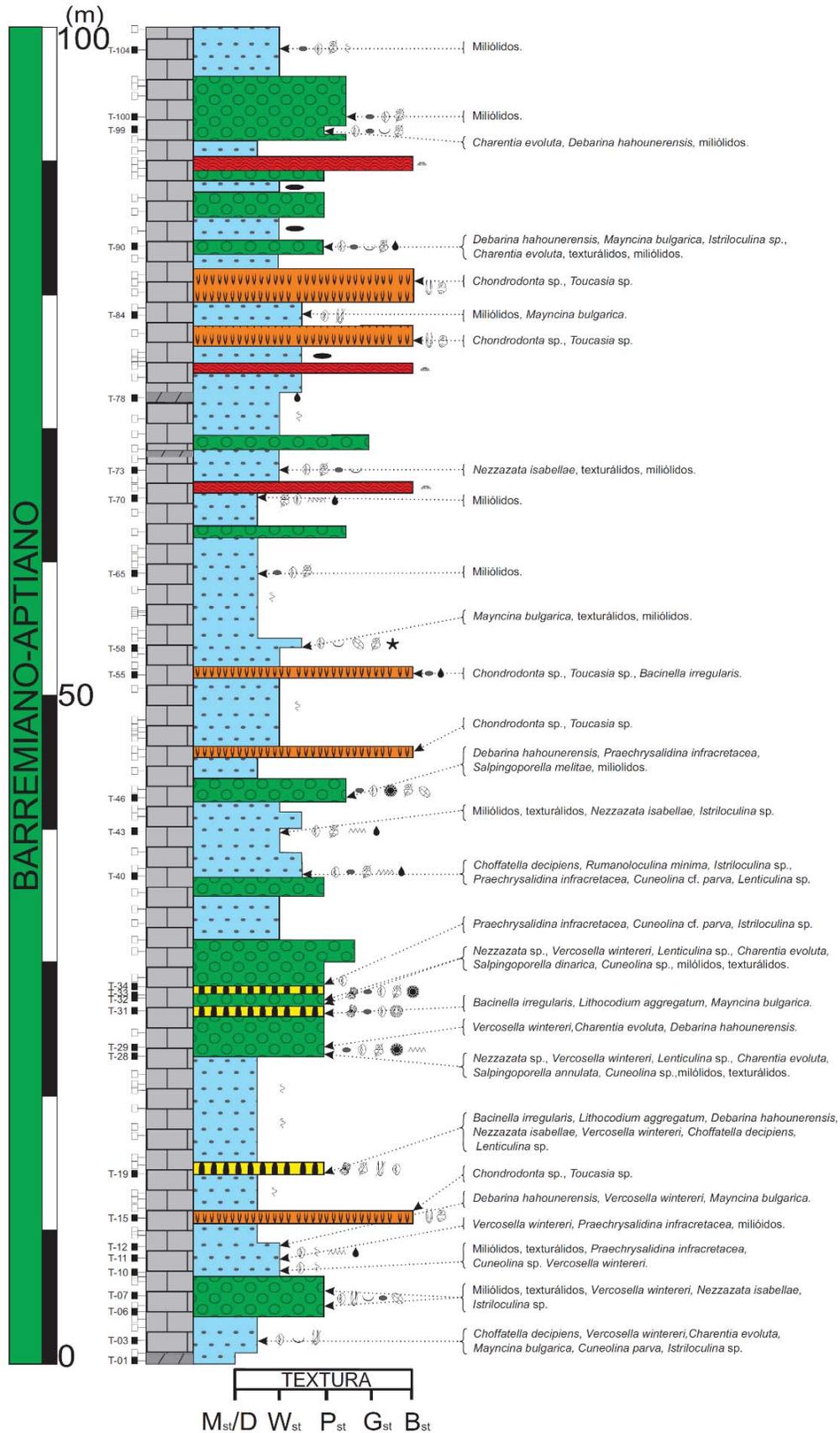
Peloides	Calciesponja	Imbricación
Intraclasto	Serpulido	Gradación
Criptoalgalaminillas	Fragmento de pelecípodo	Slump
Foraminifero bentónico	Colomiélido	Bioturbación
Oncoide	Espícula de esponja	Geopetal
<i>Chondrodonta</i> sp.	Microcalamoides	Estilolita
Fragmento <i>Chondrodonta</i> sp.	Foraminifero planctónico	Estratificación cruzada
Molusco	Radiolario	Pedernal
Fragmento de molusco	Calciesfera	Hidrocarburo
Equinodermo	Ooide	Muestra de mano
Ostrácodo	Alga roja	Muestra de sección delgada
Alga Dacicladácea	Briozoario	

Litología

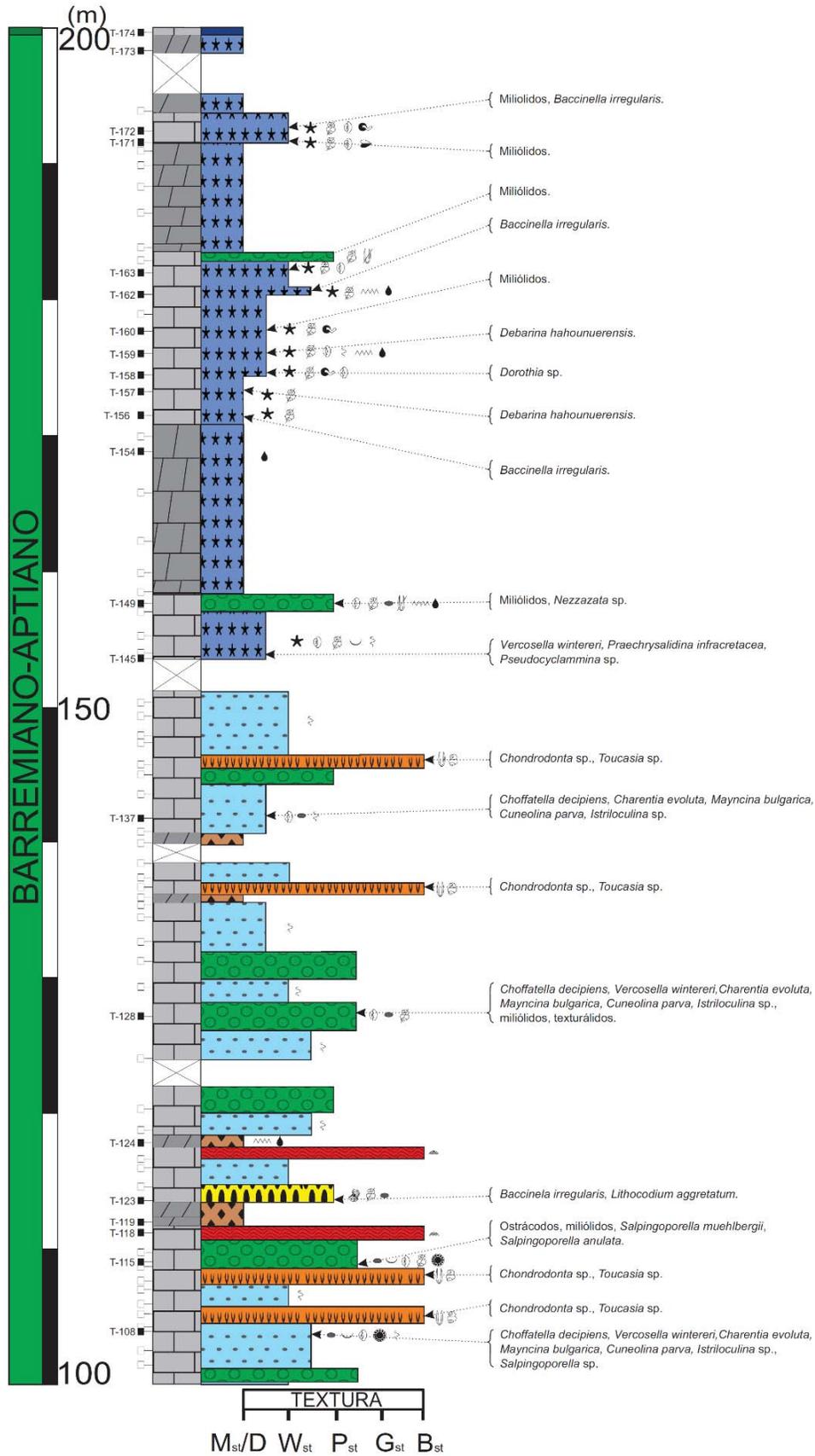
Caliza	Arenas carbonatadas	M _{st} Mudstone	B _{st} Boundstone
Turbidita calcárea	Dolomía	W _{st} Wackestone	D Dolomía
Brecha calcárea	Cubierto	P _{st} Packstone	T Turbidita
		G _{st} Grainstone	B _r Brecha

Facies

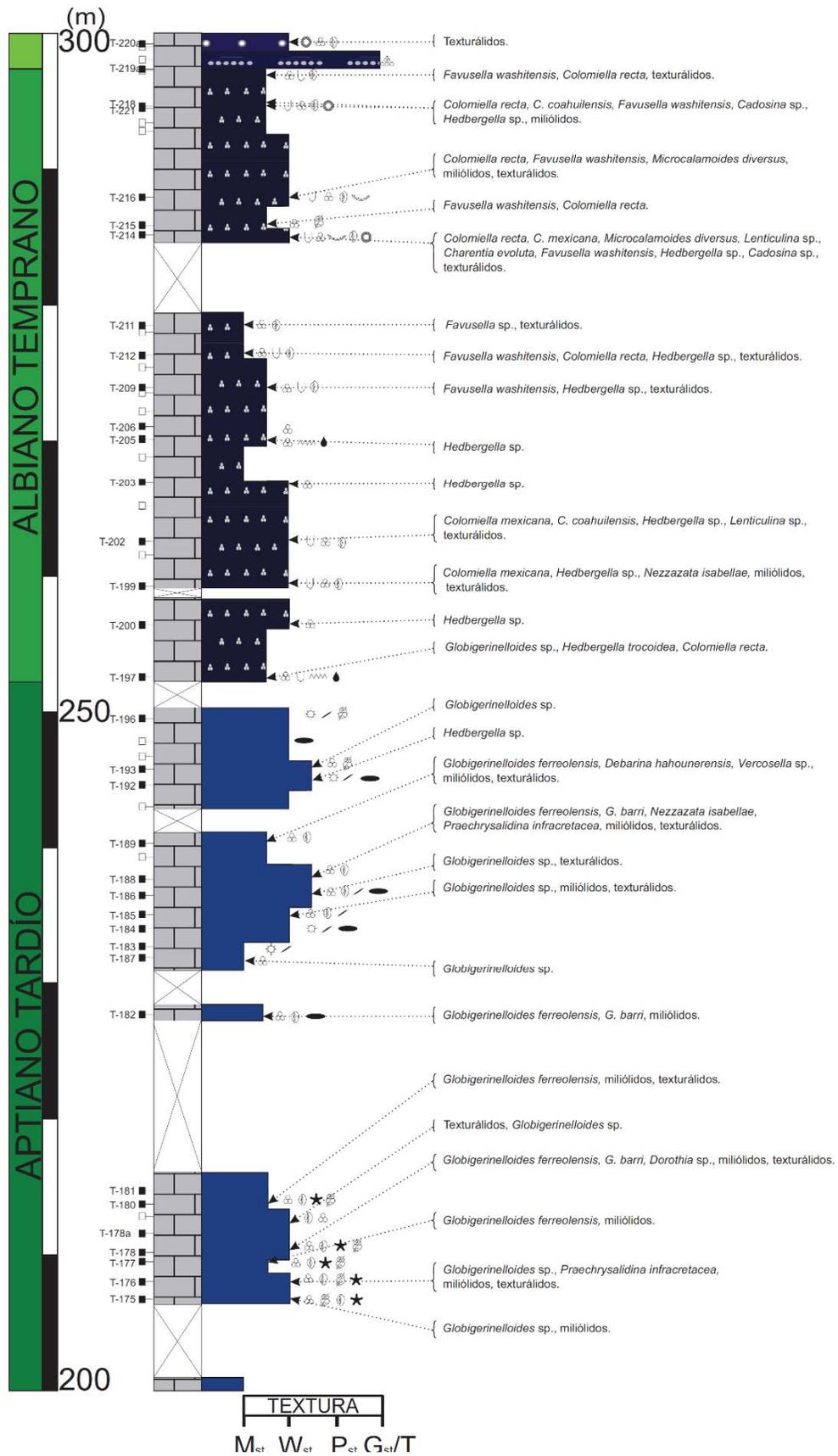
Boundstone de criptoalgalaminitas	Mudstone/wackestone de foraminiferos planctónicos-foraminiferos bentónicos
Mudstone/wackestone de foraminiferos bentónicos-fragmentos de moluscos	Wackestone de colomiélidos-foraminiferos planctónicos
Packstone/grainstone de peloides-foraminiferos bentónicos	Wackestone de calciesferas-foraminiferos planctónicos
Packstone de oncoides	Turbiditas calcáreas
Boundstone de <i>Chondrodonta</i> sp. y requiéndidos	Brechas calcáreas
Mudstone/wackestone de equinodermos-fragmentos de moluscos-foraminiferos bentónicos	Wackestone de foraminiferos planctónicos-calciesferas
Grainstone de bioclastos	



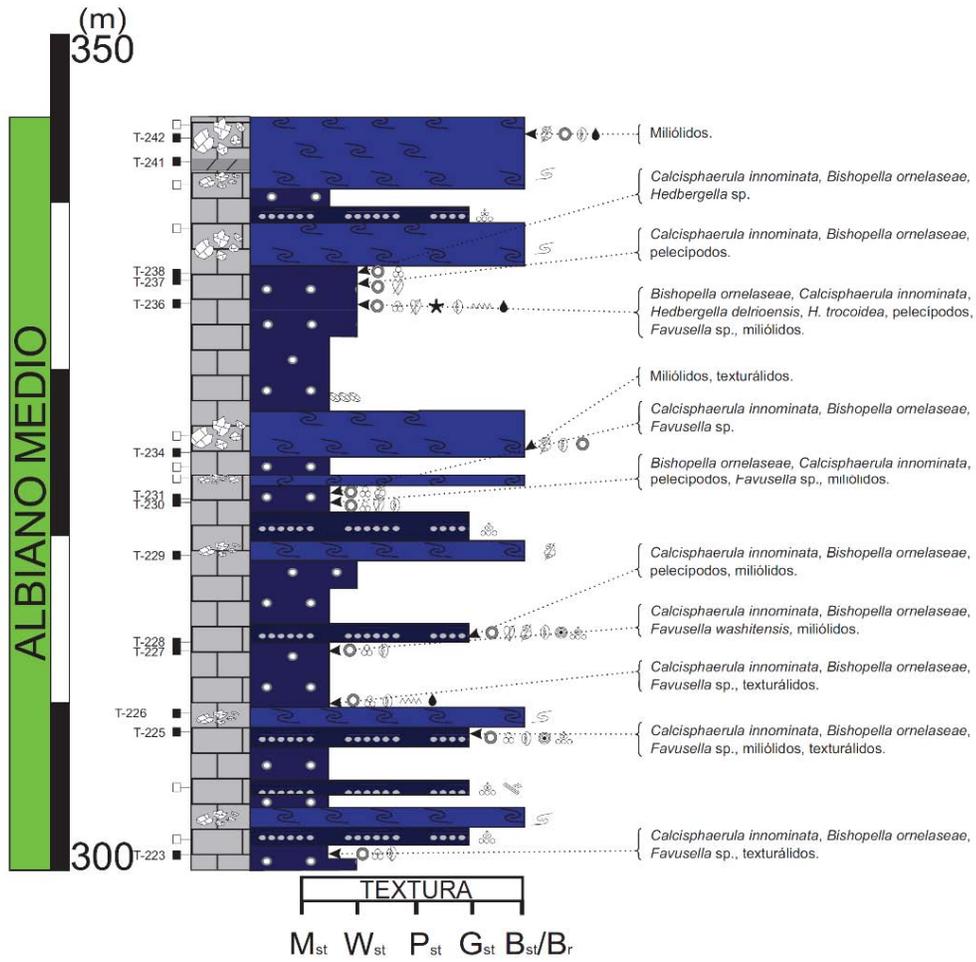
Sección Tordillo (a), Plataforma de Actopan, Hidalgo.



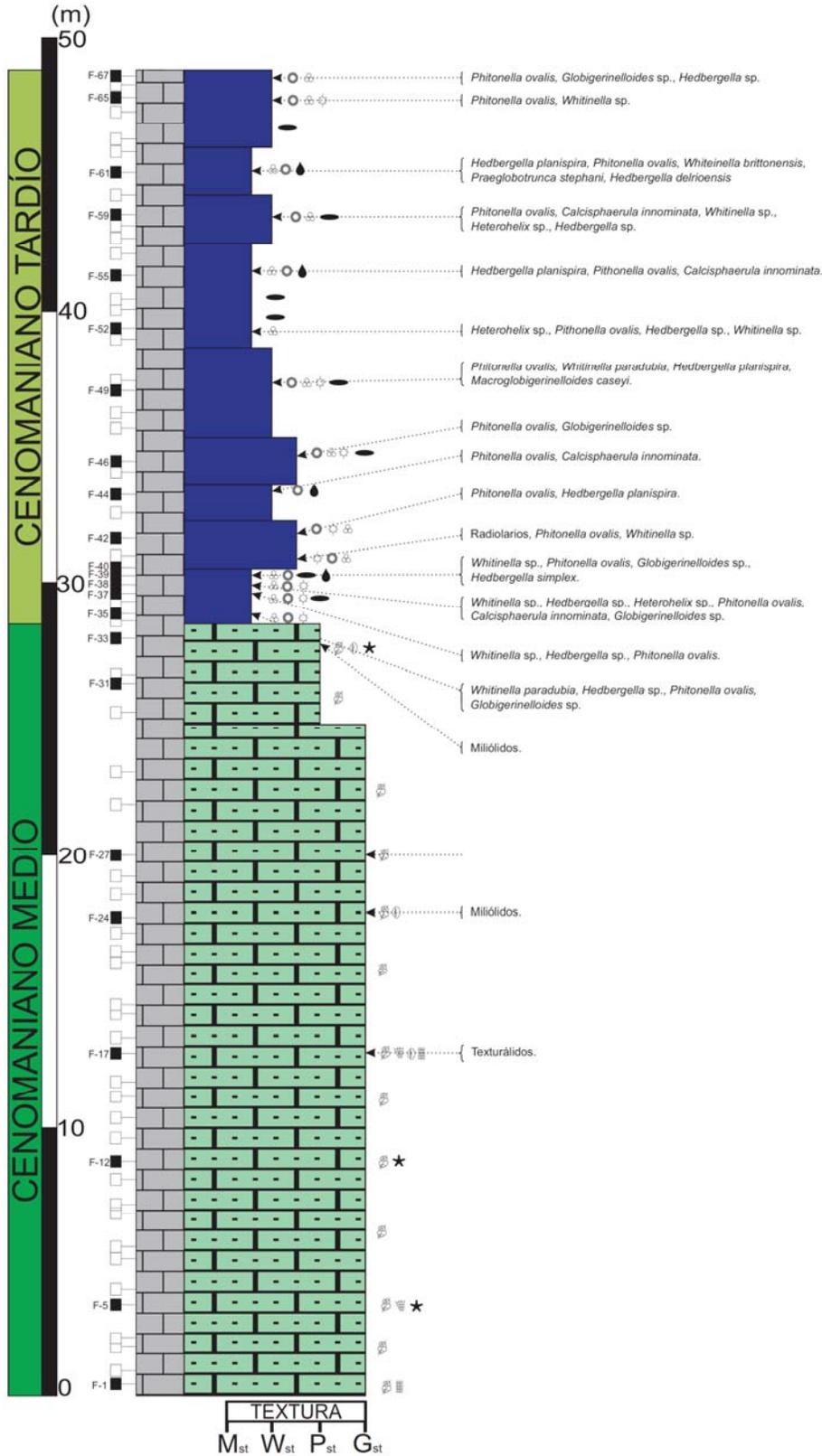
Sección Tordillo (b), Plataforma de Actopan, Hidalgo.



Sección Tordillo (c), Plataforma de Actopan, Hidalgo.



Sección Tordillo (d), Plataforma de Actopan, Hidalgo.



Sección La Flor, Plataforma de Actopan, Hidalgo.