



UNIVERSIDAD NACIONAL,
AVENIDA DE
MEXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

MARCO DE ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS PARA LA
SUCESIÓN SEDIMENTARIA TERRÍGENO-CARBONATADA
DEL PALEOZOICO SUPERIOR DEL ÁREA DE OLINALÁ,
GUERRERO, MÉXICO.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
MAESTRO EN CIENCIAS (ESTRATIGRAFÍA)

P R E S E N T A :
EDGAR JUÁREZ ARRIAGA

DIRECTOR DE TESIS: DR. GUSTAVO MURILLO MUÑETÓN

2006



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: Edgar Juárez Arriaga

FECHA: 12-06-06

FIRMA: _____



**MARCO DE ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS PARA LA
SUCESIÓN SEDIMENTARIA TERRÍGENO-CARBONATADA DEL
PALEOZOICO SUPERIOR DEL ÁREA DE OLINALÁ, GUERRERO,
MÉXICO**

“...MUEVE UNA MANO Y HACE EL MAR, MUEVE OTRA Y HACE EL BOSQUE.
Y CUANDO PASA POR ENCIMA DE NOSOTROS, QUEDAN LAS NUBES,
PEDAZOS DE ALIENTO. DICEN QUE A VECES SE ENFURECE Y HACE TERREMOTOS,
Y MANDA TORMENTAS, CAUDALES DE FUEGO, VIENTOS DESATADOS, AGUAS ALEVOSAS,
CASTIGOS Y DESASTRES. PERO ESTO ES MENTIRA.
ES LA TIERRA QUE CAMBIA –Y SE AGITA Y CRECE – CUANDO DIOS SE ALEJA...”

ME ENCANTA DIOS (FRAGMENTO)
JAIME SABINES

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue posible gracias a la oportunidad que me ha brindado la vida de pertenecer a la Universidad Nacional Autónoma de México, la cual me ha ofrecido los medios y la gente para mi formación humana y profesional.

Agradezco al Dr. Gustavo Tolson Jones, Director del Instituto de Geología de la UNAM, por permitirme el uso de las instalaciones durante el desarrollo de este proyecto, así como por su incondicional apoyo personal brindado a lo largo de estos años. Al CONACyT por la beca otorgada, así como el apoyo brindado a mi candidatura dentro del Programa de Becas Complementarias de la Dirección General de Estudios de Posgrado, gracias a las que obtuve apoyo económico.

Agradezco al Dr. Sergio R. S. Cevallos Ferriz por el apoyo brindado como Jefe del Departamento de Paleontología, pero sobre todo por sus atenciones, las cuales continúan hasta el día de hoy. A la Dra. Ana Bertha Villaseñor Martínez quien actualmente se desempeña como Jefa del Departamento de Paleontología por las facilidades brindadas.

Al Dr. Gustavo Murillo Muñetón del Instituto Mexicano del Petróleo por favorecerme con su asesoría en el desarrollo de esta tesis. Que este trabajo (y de lo que de él resulte) sea motivante y satisfactorio como lo ha sido para mí hasta ahora y, aunque pequeño, sea una manera de expresarle mi gratitud. Agradezco las innumerables charlas y el trabajo de campo donde compartió conmigo su experiencia.

Este trabajo ha sido enriquecido y mejorado de forma inconmensurable por comentarios, sugerencias sobre su contenido y estilo por los Drs. Elena Centeno García, Ana Bertha Villaseñor Martínez, Ricardo Barragán Manzo y Martín Guerrero Suastegui; por quien es ahora el "Sexto Sinodal" Dr. Francisco Sour Tovar, gracias por acceder a la revisión del manuscrito del presente trabajo y al tiempo dedicado a la revisión del material paleontológico; estoy muy agradecido a todos ellos.

Tengo una deuda muy especial con la Dra. Ana Luisa Carreño por la ayuda y consejos brindados a lo largo de estos años. Por la meticulosidad de sus comentarios los cuales fueron fundamentales para el desarrollo de esta investigación, así como por haberse ocupado del texto en diversas etapas de su elaboración. A ella debo el apoyo logístico y humano durante mi estancia en el Instituto de Geología y es sin duda, quien mayormente ha influenciado en mí, y para quien todos mis agradecimientos resultan insuficientes, mil gracias.

Quiero manifestar mi gratitud a quienes formularon comentarios sustanciales sobre partes determinantes del presente trabajo, me refiero a la Dra. Sara Quiroz Barroso del Museo de Paleontología de la Facultad de Ciencias, UNAM, quien realizó la revisión de material paleontológico; al Dr. Javier Helenes Escamilla del Centro de Investigaciones Científicas y Estudios Superiores de Ensenada (CICESE), por su calidez humana y favorecerme con la primicia de su programa SIPGRADE, con el cual realicé las primeras versiones de las columnas estratigráficas de este trabajo.

Hago un reconocimiento especial al M. en C. Luis Antonio Flores de Dios González por conducirme por vez primera al área de estudio. Manifiesto mi gratitud por su saber y ayuda durante una temporada de campo que resultó altamente enriquecedora. Asimismo, reconozco al maestro Flores de Dios la excelente disponibilidad y espíritu de colaboración brindada junto con la Dra. Blanca E. Buitrón Sánchez, por responder generosamente a mis solicitudes de información. De igual manera, al Sr. José Luis Casiano Casiano responsable de la Biblioteca Conjunta de Ciencias de la Tierra de la UNAM y a todo el personal de esta última, por la ayuda y colaboración en la adquisición de material bibliográfico.

A mis colegas y compañeros de campo quienes decididamente abordaron el barco que nos conduciría a la aventura pérmica llamada Olinálá, por su invaluable ayuda y temeridad mostrada en la caza de amonoideos y otros monstruos pérmicos: M en C. Elisa Fitz Díaz e Ing. Antonio Pola Villaseñor, a quienes estoy ciertamente agradecido por la captura (al menos en fotografía) de otros tantos bichos paleozoicos. A la M. en C. Sara Gabriela Guzzi por el apoyo brindado en la más reciente temporada de campo.

Este trabajo tuvo la fortuna de llegar a feliz término gracias al apoyo técnico y a la asesoría de los Sres. Diego Aparicio Aparicio y Enoch Ortiz Montejo, quienes me brindaron todas las facilidades para la preparación del material requerido en la elaboración de esta tesis.

Finalmente, lamento la omisión de los nombres de cualesquier persona e institución que de no ser por las pasadas que nos juega la ingrata memoria, hubiesen sido citadas en estas notas.

Ciudad de México, Octubre de 2005

A mis padres Silvestre Juárez y Ninfa Arriaga por su incondicional apoyo y su inquebrantable voluntad de superación, este trabajo representa un pequeño homenaje por atreverse a soñar. A Miriam y la Familia Bojorge por todo el apoyo y cariño en estos años; a mis familiares y amigos, a todos los que fueron o estuvieron, pero sobre todo a los que todavía son, todavía están, a todos aquellos que no necesitan grabar su nombre en un papel porque lo están en mi corazón... mil y un gracias.

CONTENIDO

ÍNDICE DE TABLAS.....	ii
ÍNDICE DE FIGURAS.....	iii
AGRADECIMIENTOS.....	v
RESUMEN.....	1
ABSTRACT.....	2
1. INTRODUCCIÓN.....	3
1.2. OBJETIVOS.....	4
1.3. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	4
1.4. METODOLOGÍA.....	6
1.4.1. COMPILACIÓN DE LA INFORMACIÓN BIBLIOGRÁFICA.....	6
1.4.2. MEDICIÓN DE SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS.....	6
1.4.3. ANÁLISIS PETROGRÁFICO.....	7
1.4.4. ESTUDIOS PALEONTOLÓGICOS.....	7
1.4.5. INTERPRETACIÓN ESTRATIGRÁFICO-SEDIMENTOLÓGICA.....	7
1.4.6. ESTABLECIMIENTO DEL MARCO DE ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS.....	7
1.5. INTRODUCCIÓN A LA ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS.....	8
1.5.1. CAMBIOS EUSTÁTICOS DURANTE EL PALEOZOICO TARDÍO.....	10
1.5.2. ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS EN SISTEMAS MIXTOS TERRÍGENO-CARBONATADOS.....	12
2. MARCO GEOLÓGICO.....	14
2.1. HISTORIA TECTÓNICA DEL PALEOZOICO TARDÍO DEL SUR DE MÉXICO.....	14
2.2. ESTRATIGRAFÍA LOCAL.....	14
2.3. TRABAJOS PREVIOS: ESTRATIGRAFÍA, AMBIENTE DEPOSITACIONAL Y PALEOGEOGRAFÍA REGIONAL DEL PALEOZOICO SUPERIOR DEL SUR DE MÉXICO.....	17
3. LITOFACIES Y AMBIENTES DE DEPÓSITO DE LA FORMACIÓN OLINALÁ DURANTE EL PÉRMICO SUPERIOR.....	20
3.1. FACIES TERRÍGENAS.....	20
3.1.1. FACIES CONTINENTALES.....	20
3.1.2. FACIES MARINAS.....	31
3.2. FACIES CARBONATADAS.....	36
4. MARCO CRONOESTRATIGRÁFICO DE LA FORMACIÓN OLINALÁ.....	46
4.1. BIOESTRATIGRAFÍA Y EDAD.....	46
4.2. MODELO DE SEDIMENTACIÓN.....	48
5. MARCO DE ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS PARA LA FORMACIÓN OLINALÁ.....	54
5.1. RECONOCIMIENTO DE LA CICLICIDAD.....	54
5.1.1. SECUENCIA DEPOSITACIONAL UNO (SD-1).....	56
5.1.2. SECUENCIA DEPOSITACIONAL DOS (SD-2).....	57
5.1.3. SECUENCIA DEPOSITACIONAL TRES (SD-3).....	58
5.1.4. CICLICIDAD DE MENOR JERARQUÍA (CUARTO Y QUINTO ORDEN) RECONOCIDA EN LA FORMACIÓN OLINALÁ.....	60
5.2. CORRELACIÓN DE SECUENCIAS DEPOSITACIONALES.....	62
6. FACTORES QUE CONTROLARON LA SEDIMENTACIÓN DE LA FORMACIÓN OLINALÁ.....	66
6.1. REACOMODO DE PLACAS TECTÓNICAS: FORMACIÓN DEL SUPERCONTINENTE PANGEA.....	66

6.2. CLIMA GLOBAL: DEPÓSITOS FORMADOS DURANTE VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR DE GRAN AMPLITUD (GLACIO-EUSTASIA).....	67
6.3. TRANSICIÓN ORGÁNICA DE UN PERIODO DE GLACIACIÓN A UNO DE INVERNADERO....	68
6.4. CAMBIOS EUSTÁTICOS DEL NIVEL DEL MAR.....	69
6.5. RÉGIMEN OCEANOGRÁFICO LOCAL.....	69
7. CONCLUSIONES.....	71
8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	73
9. APÉNDICE.....	84

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1. JERARQUÍAS (ÓRDENES) DE CAMBIO DEL NIVEL DEL MAR.....	11
TABLA 2. DIVISIONES CRONOESTRATIGRÁFICAS Y RADIOMÉTRICAS (GRADSTEIN ET AL., 2004) PARA EL PÉRMICO.....	12
TABLA 3. FACIES DE LA FORMACIÓN OLINALÁ (FACIES TERRÍGENAS).....	22
TABLA 4. FACIES DE LA FORMACIÓN OLINALÁ (FACIES CARBONATADAS).....	23

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. UBICACIÓN Y ACCESO A LAS SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS MEDIDAS EN LOS ALREDEDORES DEL POBLADO DE OLINALÁ, GUERRERO.....	5
FIGURA 2. TRACTOS DE SISTEMAS DEPOSITACIONALES Y SUS ELEMENTOS CONSTITUYENTES PARA UN SISTEMA DE RAMPA CARBONATADA.....	9
FIGURA 3. PLANO GEOLÓGICO DE LA REGIÓN DE OLINALÁ, GRO., DONDE SE ILUSTR A FORMACIÓN OLINALÁ.....	16
FIGURA 4. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA SIMPLIFICADA DE LA FORMACIÓN OLINALÁ.....	21
FIGURA 5. FACIES DE ARENISCAS CONGLOMERÁTICAS.....	25
FIGURA 6. FACIES DE CONGLOMERADOS POLIMÍCTICOS.....	26
FIGURA 7. FACIES DE CONGLOMERADO DE CUARZO Y CRINOIDEOS.....	28
FIGURA 8. FACIES DE CUARZOARENITAS.....	30
FIGURA 9. FACIES DE ARENISCAS BIOTURBADAS.....	32
FIGURA 10. FACIES DE LUTITAS MARINAS.....	34
FIGURA 11. FACIES DE LUTITAS MARINAS (CONTINUACIÓN).....	35
FIGURA 12. BIOHERMAS DE ALGAS ROJAS CORALINÁCEAS.....	37
FIGURA 13. FACIES DE PACKSTONE/GRAINSTONE DE CRINOIDEOS-BRIOZOARIOS- BRAQUIÓPODOS.....	38
FIGURA 14. FACIES DE PACKSTONE/GRAINSTONE DE CRINOIDEOS-BRIOZOARIOS- BRAQUIÓPODOS (CONTINUACIÓN).....	40
FIGURA 15. FACIES DE WACKESTONE/PACKSTONE DE FUSULÍNIDOS.....	42
FIGURA 16. FACIES DE PACKSTONE ARCILLOSO DE BRAQUIÓPODOS.....	44
FIGURA 17. FACIES DE WACKESTONE DE RADIOLARIOS.....	45
FIGURA 18. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA SIMPLIFICADA DE LA FORMACIÓN OLINALÁ Y SUS RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS CON LAS UNIDADES QUE LE SUBYACEN Y SOBREYACEN.....	47
FIGURA 19. MODELO DE SEDIMENTACIÓN DE DESCENSO DEL NIVEL RELATIVO DEL MAR (LS), PARA LA FORMACIÓN OLINALÁ.....	50
FIGURA 20. MODELO DE SEDIMENTACIÓN EN UN ESTADÍO DEL NIVEL DEL MAR ALTO (HS), PARA LA FORMACIÓN OLINALÁ.....	52
FIGURA 21. SECUENCIAS DEPOSITACIONALES DE TERCER ORDEN IDENTIFICADAS EN LA FORMACIÓN OLINALÁ.....	59

FIGURA 22. CICLICIDAD DE MENOR JERARQUÍA (CUARTO ORDEN) IDENTIFICADA EN LAS SECUENCIAS DE TERCER ORDEN DE LA FORMACIÓN OLINALÁ.....	61
FIGURA 23. CICLICIDAD DE MENOR JERARQUÍA (QUINTO ORDEN) IDENTIFICADA EN LAS SECUENCIAS DE TERCER ORDEN DE LA FORMACIÓN OLINALÁ.....	63
FIGURA 24. CURVA EUSTÁTICA DE LA VARIACIÓN DEL NIVEL DEL MAR PARA DEPÓSITOS DE PLATAFORMA DEL PÉRMICO.....	65

RESUMEN

En las cercanías del poblado de Olinalá, en el noreste del estado de Guerrero, aflora una sucesión sedimentaria terrígena-carbonatada de edad Pérmico Superior, denominada Formación Olinalá. El máximo espesor documentado para esta unidad litoestratigráfica es de aproximadamente 900 m. Los análisis estratigráfico, de facies y petrográfico detallados en las secciones Olinalá y Nemotitlán indican que esta sucesión sedimentaria corresponde a un sistema de rampa carbonatada homoclinal con influencia siliciclástica, desarrollado en condiciones marinas tropicales. La Formación Olinalá consiste de una amplia diversidad de facies terrígenas (continentales y marinas) y carbonatadas (marinas), cuyos ambientes de depósito varían de fluviales, margen de rampa, costeros a plataforma externa. De acuerdo con el tipo y patrón de apilamiento de facies, contenido fósil, espesor de estratos, ambiente de depósito e identificación de discordancias, se reconocieron tres secuencias depositacionales de tercer orden denominadas, de la más antigua a la más joven, SD-1, SD-2 y SD-3. Se estima que estas tres secuencias depositacionales representan un período de tiempo de 7.6 m.a. Estas secuencias depositacionales se pueden correlacionar con ciclos eustáticos específicos del Pérmico Tardío. La secuencia depositacional SD-1 consiste de depósitos fluviales delgados que representan el tracto de sistemas de descenso (LST), mientras que el tracto de sistemas transgresivo (TST) y el tracto de sistemas de nivel del alto (HST) están dominados por lutitas de plataforma externa con pocas arenas marinas someras. La secuencia depositacional SD-2 está formada por gruesos depósitos fluviales que representan el LST; su TST consiste de lutitas de plataforma externa con pocas arenas marinas someras y su HST está representado predominantemente de facies carbonatadas de margen de rampa. En la secuencia depositacional SD-3 no se identificó el LST; su TST consiste de lutitas de plataforma externa y su HST de facies carbonatadas de margen de plataforma. Asimismo, se documenta la presencia de un prominente relleno de valle de incisión fluvial (el LST de la secuencia SD-2). Además se presenta evidencia de ciclicidad de menor jerarquía, correspondiente a secuencias de alta frecuencia y parasecuencias. Se concluye que la arquitectura estratigráfica de la Formación Olinalá es el resultado de la interacción de diversos factores, principalmente eustasia, tasa de sedimentación, condiciones tectónicas y climas global y local.

ABSTRACT

Nearby the town of Olinalá, in the northeast of the State of Guerrero, a terrigenous-carbonate sedimentary succession of Upper Permian age crops out, named Olinalá Formation. The maximum thickness documented for this lithostratigraphic unit is approximately 900 m. The detailed stratigraphic, facies and petrographic analyses in the Olinalá and Nemotitlán sections indicate that this sedimentary succession corresponds to a homoclinal carbonate ramp system with siliciclastic influence, developed under tropical marine conditions. The Olinalá Formation consists of a wide diversity of continental and marine terrigenous facies and marine carbonate facies, whose depositional environments vary from fluvial, ramp margin, coast to outer platform. Based on facies stacking patterns, fossil content, bed thickness, depositional environment and identification of unconformities, three third-order depositional sequences were recognized named, from the oldest to the youngest, SD-1, SD-2 and SD-3. It is estimated that these three depositional sequences represent a time period of 7.6 m. y. These depositional sequences can be to correlate with specific Late Permian eustatic cycles. The depositional sequence SD-1 consists of thin fluvial deposits that represent the lowstand systems tract (LST), whereas the transgressive systems tract (TST) and the highstand systems tract (HST) are dominated by outer platform shales with minor shallow marine sandstones. The depositional sequence SD-2 is made up of thick fluvial deposits that represent the LST; its TST consists of outer platform shales with a few shallow marine sandstones, whereas its HST is represented dominantly by ramp-margin carbonate facies. In the depositional sequence SD-3, the LST was not identified; its TST consists of outer platform shales and its HST is made up of ramp-margin carbonate facies. Furthermore, it is documented the presence of a prominent incised valley fill (the LST of SD-2). Besides, it is also shown evidence of lower-hierarchy cyclicity corresponding to high frequency sequences and parasequences. It is concluded that the stratigraphic architecture of the Olinalá Formation is the result of the interaction of diverse factors, mainly eustasy, rate of sedimentation, tectonic setting, and global and local climates.

1. INTRODUCCIÓN

Los afloramientos de rocas sedimentarias paleozoicas en México representan un registro escaso, disperso y limitado. Las mejores y más completas exposiciones de estas rocas se encuentran en el norte y noreste de México (Sánchez-Zavala *et al.*, 1999; Vachard *et al.* 2004), mientras que en el sur del país los afloramientos de rocas paleozoicas son más raros y reducidos. Una de estas localidades se encuentra en los alrededores del poblado de Olinalá, al noreste del estado de Guerrero (Figura 1), donde aflora una sucesión sedimentaria terrígeno-carbonatada de edad Pérmico denominada Formación Olinalá (Flores de Dios y Buitrón, 1982; Flores de Dios, 1986) o Formación Los Arcos (Corona-Esquivel, 1983). En esta localidad es posible llevar a cabo trabajos estratigráficos y sedimentológicos detallados debido a su relativa buena exposición y conservación. La deformación tectónica que ha afectado a la Formación Olinalá no es intensa y tanto la geometría de los estratos como las facies se encuentran bien conservadas, por lo que representa un sitio adecuado para comprender parte de los sistemas sedimentarios que se desarrollaron durante el Paleozoico Tardío en esta parte de México. La existencia de exposiciones de roca a través de varios cientos de metros permite la observación bidimensional de las facies presentes en la Formación Olinalá y la definición de su arquitectura estratigráfica interna, así como la inferencia de los factores que controlaron su evolución.

La estratigrafía de esta unidad se conoce por los trabajos realizados por Flores de Dios y Buitrón (1982), Corona-Esquivel (1983; 1985), Flores de Dios (1986) y Vachard *et al.*, (1993; 2004). Sin embargo, estos estudios no incluyen un análisis detallado de la arquitectura de facies la cual es relativamente compleja. Además, actualmente no se ha establecido un marco de Estratigrafía de Secuencias para esta sucesión sedimentaria terrígeno-carbonatada.

La Estratigrafía de Secuencias ha sido aplicada con éxito en el análisis estratigráfico del relleno sedimentario de cuencas desde la década de 1980's (Sarg, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1987; Van Wagoner, 1991; Handford y Loucks, 1994; Izart *et al.*, 1999; Sarg *et al.*, 1999); ya que utiliza un marco cronoestratigráfico que permite separar paquetes sedimentarios cíclicos denominados secuencias depositacionales, las cuales son resultantes de diversos factores, tales como los cambios del nivel relativo de mar, la tasa de sedimentación y el clima, entre otros. Dentro de los sistemas sedimentarios del Paleozoico Superior, las unidades terrígenas, carbonatadas y evaporíticas que constituyen a las formaciones: Tansill, Yates, Seven Rivers, Grayburg, Queen y el Arrecife El Capitán de la Cuenca Pérmica del Este de Texas en los Estados Unidos, representan un sistema sedimentario complejo pero excelentemente expuesto, e incluyen depósitos desde el interior de plataforma hasta de cuenca (Bebout *et al.*, 1990) y equivalente en tiempo a la Formación Olinalá. En el sistema El Capitán, la Estratigrafía de Secuencias se ha aplicado exitosamente para definir de manera más congruente su arquitectura estratigráfica (Mruk y Bebout, 1993; Kirkland *et al.*, 1993; Kerans y Harris, 1993; Kerans y Fitchen, 1995; Harris *et al.*, 1999). Además estas exposiciones de roca representan análogos de esas mismas unidades que se encuentran sepultadas y que son importantes horizontes productores de hidrocarburos, por lo que la Estratigrafía de Secuencias ha funcionado como una herramienta predictiva en actividades de

exploración-producción petrolera (Ward *et al.*, 1986; Van Wagoner, 1991; Bebout y Kerans, 1993; Mazzullo, 1998; Osleger y Tinker, 1999).

1.2. OBJETIVOS

Los principales objetivos del presente trabajo son: 1) revisar y actualizar el conocimiento sobre la estratigrafía y la sedimentología de la Formación Olinalá; 2) determinar las facies presentes dentro de la Formación Olinalá y definir de acuerdo con su arquitectura estratigráfica un modelo de sedimentación para dicha formación; y 3) establecer un marco de Estratigrafía de Secuencias para ese paquete sedimentario terrígeno-carbonatado del Pérmico. El análisis de la ciclicidad identificada dentro de esta sucesión sedimentaria aportará información importante sobre los posibles factores que controlaron dicha ciclicidad. De esta manera, la información generada a partir de esta investigación proporcionará nuevos datos para la comprensión de la evolución geológica del área de estudio y sur de México.

1.3. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra dentro de la región fisiográfica conocida como la Montaña de Guerrero, ubicada al noreste del estado de Guerrero. El acceso a los afloramientos es, desde la Ciudad de México, a través de la Autopista del Sol México-Acapulco hasta llegar a la Ciudad de Chilpancingo. Posteriormente se toma la Carretera Federal No. 93 que conduce a la ciudad de Tlapa de Comonfort, aproximadamente 90 km después se encuentra la desviación hacia Olinalá (Figura 1). Un segundo acceso al área de estudio es desde Puebla por la Carretera Federal No. 140 que conduce a la ciudad de Oaxaca. Antes de llegar al poblado de Acatlán, se toma la desviación hacia Tlapa de Comonfort para posteriormente llegar a la terracería que conduce al poblado de Olinalá.

La sucesión sedimentaria pérmica aflora en los alrededores del poblado de Olinalá (17°45'- 17°49' y 98°41'- 98°45') en el Sinclinal La Carbonera (Corona-Esquivel, 1983). Como resultado del trabajo de campo se midieron a detalle tres secciones estratigráficas: Sección Olinalá, Sección Nemititlán y Sección Xochimilco (Figura 1). La primera fue medida al noreste del poblado de Olinalá, en los afloramientos presentes en los costados de la carretera que conduce al poblado de Limotitlán. La Sección Nemititlán fue medida al sureste del paraje Nemititlán, a unos 3 km al noreste de Olinalá. El acceso a estas localidades es a través de caminos y terracerías que unen los diferentes asentamientos con Olinalá. Ambas secciones están ubicadas sobre el flanco poniente del Sinclinal La Carbonera. En el caso del flanco oriental de esta estructura geológica, las exposiciones de roca son reducidas y frecuentemente cubiertas por cultivos, no obstante la cañada Las Lluvias (en las cercanías del poblado de Xochimilco), presenta algunos afloramientos de facies carbonatadas, por lo que fue medida una sección estratigráfica denominada Xochimilco.

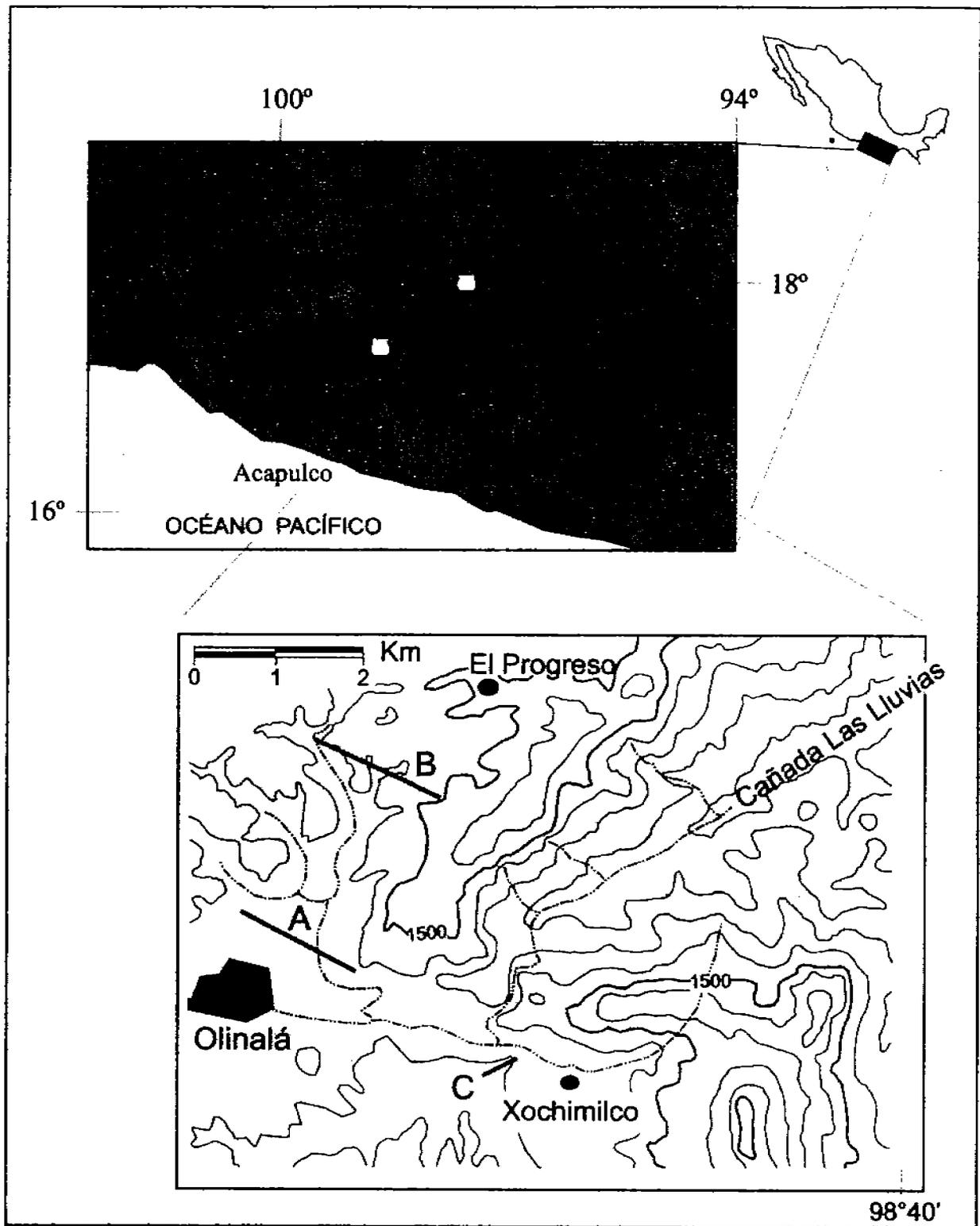


Figura 1. Ubicación de las secciones estratigráficas medidas en los alrededores del poblado de Olinalá, Guerrero. (A) Sección estratigráfica Olinalá; (B) sección estratigráfica Nemotitlán y (C) sección estratigráfica Xochimilco.

1.4. METODOLOGÍA

1.4.1. COMPILACIÓN DE LA INFORMACIÓN BIBLIOGRÁFICA

La primera parte de este estudio consistió en la recopilación y análisis bibliográfico de los trabajos previamente realizados en esta región, consultándose bases de datos especializadas (GEOREF, GEOBASE y TESIUNAM). Dentro de éstos destacan estudios estratigráficos, paleontológicos, sedimentológicos y de geología regional. Asimismo se consultó la carta topográfica Olinalá (INEGI, 2002, carta E14D11, Olinalá 1:50 000) y las fotografías aéreas disponibles para la región (INEGI, 1990, fotografía aérea D. F. 151.78 E14-8 No. 04, Olinalá 1:75 000; INEGI, 1990, fotografía aérea D. F. 151.78 E14-8 No. 05, Olinalá 1:75 000), para conocer el relieve e identificar las principales estructuras geológicas de la región (sistemas de fallas, estructuras de deformación dúctil, etc.).

1.4.2. MEDICIÓN DE SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS

Con base en las prospecciones geológicas realizadas, los estudios previamente elaborados en el área de estudio y el análisis de fotografías aéreas, se localizaron las mejores exposiciones de roca al noreste del poblado de Olinalá (Sección Olinalá), en los alrededores del paraje Nemotitlán (Sección Nemotitlán) y en las cercanías del poblado de Xochimilco (Sección Xochimilco), mostradas en la Figura 1. Las secciones fueron medidas con flexómetro, báculo de Jacob y brújula Brunton. Cada sección fue descrita y muestreada a detalle poniendo especial énfasis en la caracterización, distribución y apilamiento de litofacies, relaciones de contacto entre litofacies (incluyendo discordancias) y estructuras sedimentarias. Las muestras fueron tomadas en función de la variabilidad de las litofacies. Cada una fue numerada, orientada (base y cima) y ubicada geográficamente de tal manera que el muestreo fuese representativo.

La Sección Olinalá tiene un espesor total de ~690 m y representa las mejores exposiciones de las partes inferior y media de la Formación Olinalá (Apéndice A); mientras que la Sección Nemotitlán representa las mejores exposiciones de las porciones media y superior de esta formación y tiene un espesor total de ~860 m (Apéndice A). En ambas secciones la exposición de las rocas es continua, a pesar de ello, en algunos sitios las rocas de la Formación Olinalá se encontraron cubiertas por cultivos y/o aluvión, por lo que la medición de las secciones se realizó en transectos separados entre sí por ~500 m. La Sección Xochimilco corresponde a una sucesión básicamente carbonatada, la cual hacia su parte superior se vuelve arenosa y tiene un espesor de ~26 m. Las relaciones estratigráficas que guardan las rocas que constituyen esta sección con respecto al resto de la formación se desconocen, puesto que tanto su base como su cima se encuentran cubiertas por aluvión. Debido a lo anterior y a la continuidad, exposición y conservación de facies presente en las secciones Olinalá y Nemotitlán, éstas son la base para la interpretación en el presente estudio (Apéndice A), mientras que la Sección Xochimilco constituye un marco de comparación y referencia para las facies carbonatadas que afloran en el resto de las secciones. La información derivada del estudio detallado de las

secciones estratigráficas antes mencionadas, permiten estimar un espesor de ~900m para la Formación Olinalá.

1.4.3. ANÁLISIS PETROGRÁFICO

Se colectaron un total de 150 muestras de las cuales se realizaron 120 láminas delgadas en formato grande (75 x 25 mm) para su estudio petrográfico. Éste se realizó con microscopios petrográficos Olympus BH-2 y BX-51. En el caso de las rocas terrígenas, su clasificación se realizó con base en la descripción del tamaño, forma y tipo de partícula, así como en el porcentaje de matriz y/o cemento. Los parámetros granulométricos tomados en cuenta fueron forma y redondez (Pettijon, 1973).

Para la clasificación de las rocas terrígenas se requirió del cálculo semicuantitativo (estimación visual de las proporciones minerales) de los principales tipos de granos presentes, posteriormente se empleó el esquema de clasificación propuesto por Folk (1974).

El esquema de Dunham (1962) fue utilizado para las rocas carbonatadas por considerarse el más apropiado para el análisis de facies. Se definió la textura depositacional, tipos de constituyentes incluidos, aloquímicos, soporte, matriz y tipos de cementos, así como los rasgos diagenéticos más importantes.

1.4.4. ESTUDIOS PALEONTOLÓGICOS

Durante la medición de las columnas estratigráficas fueron colectados diversos restos fósiles pertenecientes a crinoideos, amonoideos, pelecípodos, gasterópodos, foraminíferos, braquiópodos y restos de plantas, cuyo grado de conservación es moderado a malo, ya que frecuentemente se encuentran fragmentados, incompletos y/o deformados. En el caso de pelecípodos y gasterópodos, el material fue revisado e identificado por Quiroz-Barroso, mientras que los braquiópodos por Sour-Tovar. A partir de la información obtenida del análisis de la fauna fósil presente, se propuso un marco cronoestratigráfico para la Formación Olinalá, el cual se apoyó en los trabajos paleontológicos y bioestratigráficos disponibles para el área de estudio.

1.4.5. INTERPRETACIÓN ESTRATIGRÁFICO-SEDIMENTOLÓGICA

Con base en el análisis de facies y la información paleontológica disponible, se determinó el ambiente de depósito para cada litofacies. Éstas se agruparon de acuerdo a los componentes dominantes en cada una de ellas (carbonatadas y terrígenas) y al ambiente de depósito inferido.

1.4.6. ESTABLECIMIENTO DEL MARCO DE ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS

La identificación de la ciclicidad dentro de esta formación fue establecida con base en el reconocimiento de litofacies, ambiente de depósito, variación del contenido fósil, espesor de los estratos de acuerdo con la clasificación propuesta por Ingram (1954) y Blatt *et al.* (1980), patrones de apilamiento y contactos entre litofacies

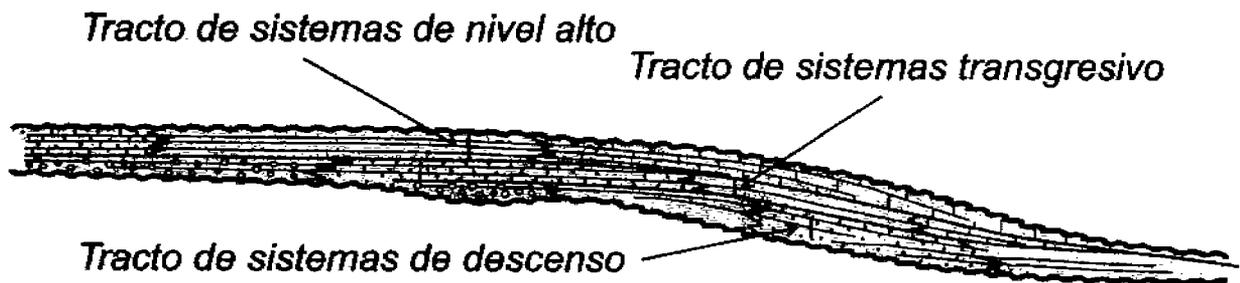
(incluyendo identificación de discordancias). Lo anterior permitió definir el arreglo y los límites de cada secuencia depositacional, así como la evaluación de los factores que controlaron la sedimentación de la Formación Olinalá.

1.5. INTRODUCCIÓN A LA ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS

La concepción y desarrollo de la Estratigrafía de Secuencias hacia finales del siglo pasado, transformó la visión sobre el significado del registro estratigráfico, así como la robustez de los métodos empleados en el análisis de cuencas sedimentarias. La visión estática de la estratigrafía tradicional y la tendencia descriptiva de sus interpretaciones, dieron paso al desarrollo de los conceptos de sistema depositacional y modelos de facies, que sugieren una amplia heterogeneidad de ambientes de depósito e intensa dinámica en la sedimentación.

La publicación de la Memoria 26 de la AAPG (Payton, 1977) revolucionó los conceptos estratigráficos, así como los métodos de adquisición y procesamiento de perfiles sísmicos, sentando las bases para su interpretación estratigráfica. Payton (1977) reconoció al reflector sísmico como una superficie depositacional y por tanto, como líneas de tiempo a partir de las cuales pueden reconocerse unidades sismoestratigráficas. De acuerdo a Vail *et al.* (1977) y Mitchum *et al.* (1977), las unidades sismoestratigráficas consisten de secuencias depositacionales, las cuales se definen como una sucesión concordante de estratos genéticamente relacionados, limitados por discordancias o sus relativas disconformidades, por lo que poseen significado cronoestratigráfico. De acuerdo con estos autores, una secuencia depositacional implica un ciclo de ascenso-descenso del nivel relativo del mar y está constituida por trectos de sistemas (*systems tracts*). Estos elementos fueron definidos por Brown y Fisher (1977) como paquetes sedimentarios que representan un grupo de sistemas de depósito contemporáneos, formados en un intervalo de tiempo específico durante un cambio del nivel relativo del mar (Figura 2). Baum y Vail (1988) reconocen cuatro tipos de trectos de sistemas: tracto de sistemas de descenso del nivel relativo del mar (*lowstand systems tracts*), tracto de sistemas de una margen de plataforma (*shelf margin wedge systems tracts*), tracto de sistemas transgresivo (*transgressive systems tracts*) y tracto de sistemas de nivel del mar alto (*highstand systems tracts*).

La identificación de una secuencia depositacional y sus correspondientes discordancias pueden ser reconocidas local, regional e incluso globalmente (Vail, *et al.*, 1977; Ross y Ross, 1988). Estos autores consideran que las secuencias depositacionales son controladas por cambios eustáticos del nivel del mar, subsidencia, tectónica, tasa de sedimentación y clima. En este sentido, la parte somera de la plataforma sufre las mayores oscilaciones del ambiente marino y por tanto, tiene los mejores registros de las variaciones del nivel del mar (Plint *et al.*, 1992). El reconocimiento de las secuencias depositacionales se basa en la interpretación de los ambientes de depósito, cambios de facies, la identificación de discordancias y el establecimiento de las relaciones espacio-temporales de los estratos (Ross y Ross, 1988).



Curva eustática

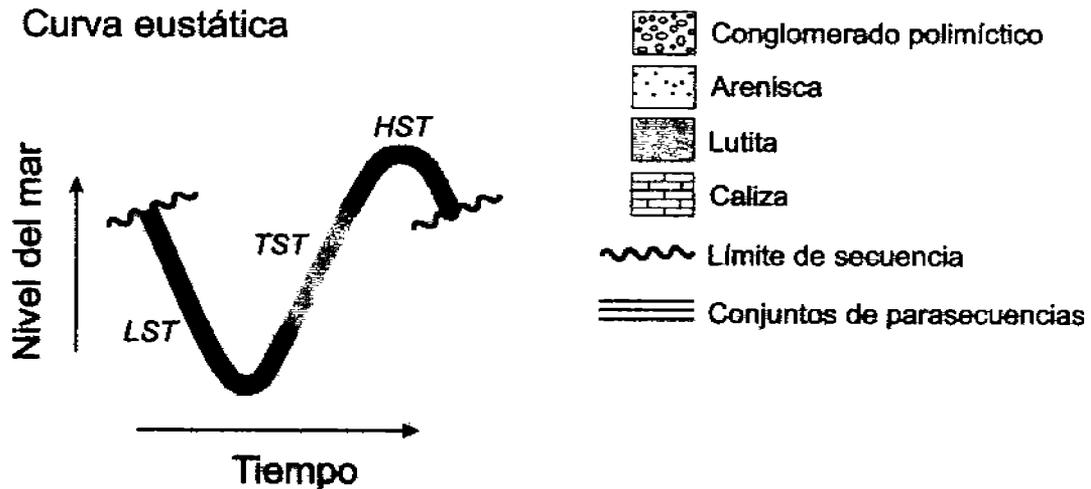


Figura 2. Tractos de sistemas (*systems tracts*) y sus elementos constituyentes para un sistema de rampa carbonatada, de acuerdo con Handford and Loucks (1993). Leyenda: LST: tracto de sistemas de descenso; TST: tracto de sistemas transgresivo; HST, tracto de sistemas de nivel alto.

La evidencia de cambios del nivel relativo del mar simultáneos a escala global, se basa en la similitud de la arquitectura depositacional presente en muchos de los depósitos del Fanerozoico en diferentes márgenes continentales y, a que las magnitudes de los mismos son generalmente similares (Vail *et al.*, 1977). A partir de estas consideraciones, estos autores construyeron las primeras curvas globales de variación del nivel del mar, con las que la sucesión de facies y sistemas depositacionales de una cuenca en particular se pueden predecir. Posamentier *et al.*, (1988) introdujeron los conceptos de espacio de acomodación y de parasecuencia (Figura 2). Con ello se estableció el carácter cíclico de la sedimentación, permitiendo el establecimiento de jerarquías de eventos, estratos y conjunto de estratos con un significado genético-temporal. De acuerdo con Vail *et al.* (1977) y Goldhammer *et al.* (1990; 1993), la jerarquía de la ciclicidad muestra un patrón de ciclos superpuestos con un promedio de frecuencia en los órdenes de magnitud de 400–200 m.a., 100–10 m.a., 10–1 m.a., 0.5–0.2 m.a. y 0.2–0.01 m.a. (ciclicidad de primero, segundo, tercero, cuarto y quinto orden respectivamente) (Tabla 1).

La Estratigrafía de Secuencias es una metodología multidisciplinaria útil para el análisis de paquetes sedimentarios que permite la identificación de superficies estratigráficamente importantes y eventos dentro de un marco cronoestratigráfico, así como el reconocimiento de episodios de sedimentación dependientes del espacio (Emery, 1997). Estas disciplinas incluyen la estratigrafía, la sedimentología, la paleontología y la petrografía, entre otras. El modelo generado a partir de esta metodología permite la representación de los trectos de sistema, resumiendo los patrones de acumulación y geometrías de los depósitos en respuesta a los cambios del nivel relativo del mar.

1.5.1. CAMBIOS EUSTÁTICOS DURANTE EL PALEOZOICO TARDÍO

Los cambios eustáticos del nivel del mar ocurridos durante el Paleozoico Temprano están poco documentados y la mayor parte de los datos disponibles provienen de la estratigrafía de Norteamérica (Vail *et al.*, 1977). En general, durante el Paleozoico Temprano los cambios eustáticos del nivel del mar parecen ocurrir en lapsos más prolongados y ser de mayor duración (7 – 15 m.a) que los eventos ocurridos durante el Paleozoico Tardío (Carbonífero-Pérmico), que en promedio aparecen en un rango de 1.2 – 4 m.a. (Ross y Ross, 1988). De acuerdo con estos autores, las variaciones del nivel del mar durante el Paleozoico Tardío se reconocen principalmente en depósitos de plataformas desarrolladas en antiguos cratones. Las variaciones del nivel del mar registradas en dichas plataformas, muestran un cambio gradual de depósitos marinos durante el Pérmico Inferior, a depósitos predominantemente no marinos en el Pérmico Superior (Ross y Ross, 1988). De acuerdo a Ross y Ross (1988) existe una tendencia general en el Pérmico Temprano al desarrollo gradual de estructuras que se oponían al oleaje formadas por comunidades productoras de carbonatos (comunidades arrecifales). Dichas estructuras fueron cementadas principalmente por braquiópodos especializados, mientras que las comunidades monticulares constituidas por briozoarios y esponjas también fueron comunes. Estos organismos llegaron a formar comunidades arrecifales con un relieve topográfico considerable durante el Pérmico Tardío constituyendo un cambio biótico considerable. Al tiempo que estas comunidades

arrecifales se establecían, ocurrían importantes ajustes tectónicos en el Supercontinente Pangea (Pérmico Temprano).

Tabla 1. Jerarquías (órdenes) de cambio del nivel del mar (modificado de Vail *et al.*, 1977; Goldhammer *et al.*, 1990; 1993).

Tipo	Duración (m.a.)	Origen
Ciclos de Primer orden	200-400	Reorganización mayor de placas tectónicas: colisión continental, ascenso del nivel del mar (formación de Pangea); separación de supercontinentes (rompimiento de la Pangea), descenso del nivel del mar.
Ciclos de Segundo orden	10-100	Probablemente asociados a cambios en el volumen de expansión de cordilleras meso-oceánicas.
Ciclos de Tercer orden	1-10	Glacioeustasia a escala no global, o bien por periodos cortos; volcanismo activo o rápida expansión del piso marino (ascenso); estabilidad tectónica o expansión lenta del piso marino; cambios episódicos en el campo de esfuerzo horizontal dentro de placas, incremento en la subsidencia.
Ciclos de Cuarto orden	0.2-0.5	Asociados a los ciclos de Milankovitch; en periodos de glaciación (<i>icehouse</i>), la amplitud de los cambios del nivel del mar es alta (>100 m), mientras que en periodos de invernadero (<i>greenhouse</i>), la amplitud de los cambios del nivel del mar es baja (1-10 m).
Ciclos Quinto orden	0.01-0.2	Asociados a los ciclos de Milankovitch.

Regionalmente, la formación de altos estructurales y su erosión aumentaron el aporte de sedimentos clásticos, modificando los patrones de sedimentación. Los sistemas arrecifales presentes en las plataformas carbonatadas que se desarrollaron durante el Pérmico Temprano en Kansas, Oklahoma y el sureste de Nuevo México, fueron sepultados por depósitos clásticos y evaporitas durante el Pérmico Tardío (Ross y Ross, 1988).

Los fuertes cambios en los patrones de circulación marina, temperatura, concentración de oxígeno en la atmósfera, tectónicos y glaciación global, ocurridos durante el Pérmico, generaron que las costas este y oeste de Pangea tuvieran faunas marinas someras fuertemente endémicas (Ross y Ross, 1988; Chumakov y Zharkov, 2002). Este hecho aunado a la escasez de fósiles durante el Pérmico Superior, particularmente en la región del Tethys, dificultan la correlación entre

ambas costas así como el reconocimiento de las secuencias depositacionales (Ross y Ross, 1988). No obstante, estos autores proponen la existencia de cuatro secuencias depositacionales para el Wordiano, cuatro para el Capitaneano, una para el Wuchiapingiano y dos para el Changhsingiano, aunque se desconoce si son resultado de eustasia y la magnitud de sus efectos (Tabla 2).

1.5.2. ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS EN SISTEMAS MIXTOS TERRÍGENO-CARBONATADOS

Los conceptos estratigráficos dentro del marco de esta metodología fueron desarrollados a partir de los principios aplicados inicialmente a sistemas terrígenos por Vail *et al.* (1977) y Van Wagoner *et al.* (1988). El estudio y análisis de relleno de cuencas en sistemas carbonatados han sido desarrollados a partir de la modificación y/o adaptación de dicha metodología (Mitchum y Van Wagoner, 1991). En general,

Tabla 2. Divisiones cronoestratigráficas y radiométricas (Gradstein *et al.*, 2004) para el Pérmico.

PERMICO	Etapas Norteamericanas		Etapas Europeas		Carta Estratigráfica Internacional		
		Ochoano		Tatarian	Lopingiano	Changhsingiano	
					Wuchiapingiano	253.8±0.7	
		Capitaneano			Capitaneano	260.4±0.7	
	Guadalupeano	Wordiano	Kazaniano		Guadalupeano Wordiano	265.8±0.7	
		Roadiano	Ufimiano		Roadiano	268.0±0.7	
	Leonardiano	Cathedraliano	Kunguriano		Kunguriano	270.6±0.7	
		Hessiano	Sakmario		Artinskiano	275.6±0.7	
	Wolfcampiano	Lenoxiano	Artinskiano	Cisuraliano	Sakmario	284.4±0.7	
		Nealiano	Asseliano		Asseliano	294.6±0.8	
						298.0±0.8	

los factores que controlan los ambientes terrígenos y carbonatados después del depósito son similares, debido a que su desarrollo está dado por los mismos controles hidrodinámicos, tales como, procesos depositacionales y erosivos controlados por eustasia, subsidencia tectónica, tasa de sedimentación y clima (Jones y Desrochers, 1992). El transporte y depósito son similares al presentado por las partículas siliciclásticas con una amplia variedad de texturas, pero difiriendo de éstas cuando los sedimentos carbonatados son sujetos a la erosión subaérea, pues inicia la disolución de sus constituyentes dando como resultado una asociación de estratos característica. Depósitos terrígenos y carbonatados presentan las mismas relaciones concordantes, discordantes y límites de secuencia entre los cuerpos de roca (Mitchum y Van Wagoner, 1991; Jones y Desrochers, 1992). No obstante existen factores que difieren en uno y otro sistema, como lo es la capacidad de los sedimentos carbonatados de generarse y acumularse *in situ*, a partir de organismos constructores (Goldhammer *et al.*, 1990; Handford y Loucks, 1994). De acuerdo con

Jones y Desrochers (1992), los cambios en el nivel del mar modifican el sitio de sedimentación de un lugar a otro en los sistemas terrígenos, mientras que en los sistemas carbonatados dichas variaciones determinan la existencia y salud de la fábrica de carbonatos, por lo que afectan la dinámica de la sedimentación. De hecho la máxima producción y exportación hacia la cuenca de sedimentos carbonatados ocurren durante los periodos de nivel del mar alto, cuando la plataforma se encuentra inundada y muy saludable (Handford y Loucks, 1994). En esta etapa se presentan las condiciones de salinidad, temperatura, luz, profundidad, etc., adecuadas para el desarrollo de los organismos productores de CaCO_3 . En los sistemas carbonatados, la profundidad constituye uno de los principales factores que controlan su desarrollo, puesto que su ubicación dentro de la zona fótica, permite que los carbonatos precipiten y sean fijados más rápido por plantas y animales. A diferencia de los carbonatos, los sedimentos clásticos no tienen una limitante de profundidad y pueden depositarse en cualquier sitio, de acuerdo al área fuente (Handford y Loucks, 1994).

Cuando los sedimentos quedan expuestos, los depósitos clásticos tienden a litificarse en cientos o miles de años, a diferencia de algunos depósitos carbonatados que desde su inicio constituyen estructuras bien consolidadas. Esta diferencia hace que el intemperismo químico actúe principalmente en los carbonatos, generando porosidad por disolución, más que denudación de la superficie como sucede en los depósitos terrígenos (Handford y Loucks, 1994). Estos procesos afectan la arquitectura de un sistema deposicional a otro, pues durante los eventos de descenso del nivel del mar, la erosión de los sedimentos clásticos generalmente precede los depósitos de nivel del mar alto. Mientras que los sedimentos carbonatados, sufren una rápida litificación y de acuerdo con Handford y Loucks (1994), el desarrollo de superficies endurecidas (*hardgrounds*) protege los depósitos de nivel del mar alto, cuando el nivel del mar inicia su descenso y el fondo marino es afectado por el oleaje. Además de estos factores, la morfología, la ubicación del sistema (latitud), el tiempo de desarrollo de las plataformas durante periodos de glaciación (*icehouse*) o invernadero (*greenhouse*) y el tiempo de duración de los ciclos del nivel del mar, controlan la fábrica, sedimentación, depósito y litificación de los carbonatos (Jones y Desrochers, 1992; Handford y Loucks, 1994).

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. HISTORIA TECTÓNICA DEL PALEOZOICO TARDÍO DEL SUR DE MÉXICO

La historia geológica así como la configuración paleogeográfica del sur de México durante el Paleozoico Tardío son complejas (Ortega-Gutiérrez, 1978; Sedlock *et al.*, 1993; Vachard *et al.*, 2004). La mayoría de los modelos paleogeográficos que reconstruyen al Supercontinente Pangea, muestra un solapamiento del Sur de México y Sudamérica, sugiriendo una posición geográfica diferente para la mayor parte de México durante el Paleozoico (Bullard *et al.*, 1965; Pindell y Dewey, 1982; Zharkov y Chumakov, 2001; Chumakov y Zharkov, 2002). Dentro de un contexto global, durante el Pérmico el área de estudio estuvo ubicada en la porción centro-oeste del Supercontinente Pangea, el cual de acuerdo a la reconstrucción paleogeográfica realizada por Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez (2002) estuvo conformada por bloques que actualmente constituyen el sur de México y Centroamérica. De acuerdo a estos autores esta porción de Pangea sufrió fuertes procesos magmáticos y metamórficos relacionados a eventos orogénicos mayores. No obstante, la deformación de las rocas que constituyen la Formación Olinalá como resultado de dichos eventos tectónicos, no es intensa y tanto la geometría de los estratos como las facies se encuentran bien conservadas, por lo que representa un sitio adecuado para el estudio de los sistemas sedimentarios que se desarrollaron durante el Paleozoico Tardío en el sur de México. Recientemente, Esquivel-Macías *et al.* (2004) propusieron con base en la afinidad faunística (crinoideos), una relación entre la franja paleozoica centro-oriental de México y la paleocuenca de Ouachita (este de Estados Unidos).

2.2. ESTRATIGRAFÍA LOCAL

El área de estudio queda comprendida dentro del Terreno Mixteco (Campa y Coney, 1983) cuyo basamento está formado por rocas metamórficas del Complejo Acatlán. La distribución de la Formación Olinalá está restringida a una franja angosta relacionada con el Sinclinal La Carbonera, en cuyo flanco occidental se presentan las mejores exposiciones de roca de esta formación (Figura 3). En las cercanías del poblado de Olinalá, la Formación Olinalá sobreyace discordantemente a rocas verdes de aspecto masivo altamente cizalladas con varias generaciones de pseudotaquillitas. La relación de contacto entre la Formación Olinalá y el Complejo Acatlán es discordante, aunque localmente el contacto se encuentra afectado por fallamiento normal.

La Formación Olinalá está cubierta en discordancia por la Formación Las Lluvias (Corona-Esquivel, 1983). A su vez, esta unidad es sobreyacida discordantemente por el Conglomerado Cualac (Alencaster, 1963; Corona-Esquivel, 1983), la cual se encuentra sobreyacida concordantemente por el Grupo Tecocoyunca (Alencaster,

1963; Flores de Dios y Buitrón, 1982; Corona-Esquivel, 1983). Las principales unidades litoestratigráficas que afloran en el área de estudio son mostradas en la Figura 3 y son descritas brevemente a continuación.

Complejo Acatlán

Esta unidad fue inicialmente descrita por Ordóñez (1906) como Formación Acatlán, posteriormente, esta unidad fue estudiada por Jenny (1933), Salas (1949), Fries (1960), Rodríguez-Torres (1970) y fue formalmente definida por Ortega-Gutiérrez (1978) como Complejo Acatlán. Más tarde, Ortega-Gutiérrez (1993) modifica su descripción inicial y dentro de un marco tectonoestratigráfico reconoce seis unidades: Formación Cosoltepec, Rocas verdes Inopilco, Rocas eclogíticas Piaxtla, Granitoides Esperanza, remanentes del Complejo Oaxaqueño y Formación Tecomate. Actualmente, se le asigna al Complejo Acatlán una edad de Ordovícico Tardío-Devónico Tardío (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Sánchez-Zavala *et al.*, 1999) y está dividido estructuralmente en dos grupos Petlalcingo y Piaxtla (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Ramírez-Espinosa, 2001). Dentro del área de estudio, el Complejo Acatlán presenta una litología y grado de metamorfismo variables que incluyen pizarras, esquistos, filitas y cuarcitas. Esta unidad aflora al noroeste, oeste y sureste del poblado de Olinalá (Figura 3).

Ignimbrita Las Lluvias

Esta unidad fue definida formalmente por Corona-Esquivel (1983) y está formada por rocas piroclásticas de composición ácida a intermedia, de edad Triásico-Jurásico Medio (Corona-Esquivel, 1983; García-Díaz *et al.*, 2000). Esta unidad aflora a lo largo del flanco noroccidental del Sinclinal de la Carbonera (Figura 3).

Conglomerado Cualac

Esta unidad fue descrita inicialmente por Guzmán (1950); posteriormente, Erben (1956) la designó como Conglomerado Cualac, al que consideró como depósitos fluviales de edad Jurásico Medio (Figura 3). Debido a su resistencia a la erosión, esta unidad se encuentra en las partes más elevadas dentro del área de estudio y se distribuye a través de las estructuras más importantes, las cuales corresponden al flanco noroccidental del Sinclinal de La Carbonera y al Anticlinal del Cerro Cualac (Corona-Esquivel, 1983). Esta unidad está constituida por conglomerado de matriz cuarcítica, compuesto principalmente por guijarros de cuarzo lechoso y en menor cantidad por guijarros de mica-esquisto, gneiss e ignimbrita (Corona-Esquivel, 1983). Las similitudes litológicas y relaciones de contacto condujeron a Alencaster (1963), proponer que el Conglomerado Cualac forma parte del Grupo Tecocoyunca.

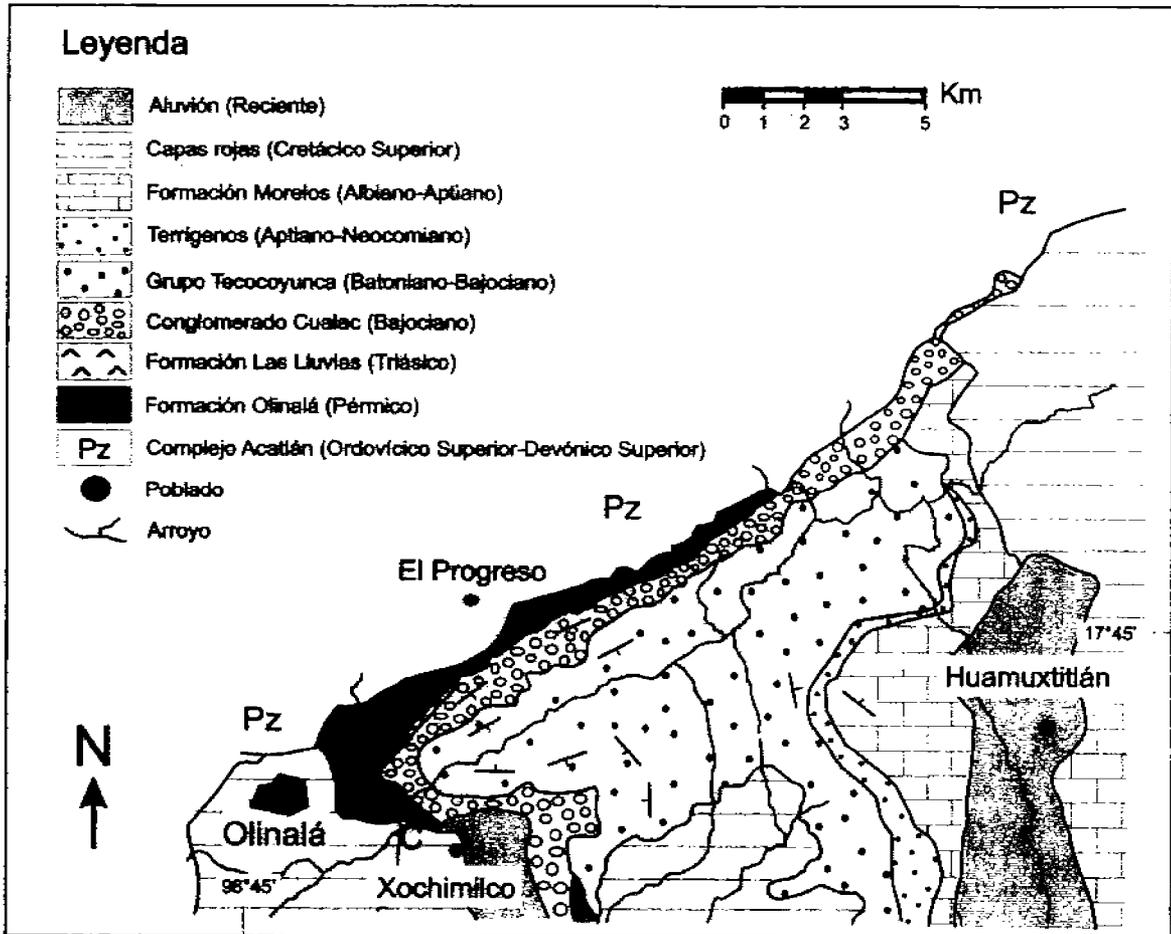


Figura 3. Plano Geológico de la región de Olinalá, Gro. La Formación Olinalá del Pérmico consiste de una delgada franja sedimentaria orientada NW-SE que sobryace el margen occidental del Complejo Acatlán (Paleozoico Inferior). (A) Sección estratigráfica Olinalá, (B) sección estratigráfica Nemotlán y (C) sección estratigráfica Xochimilco (de Flores de Dios y Buitrón, 1982).

Grupo Tecocoyunca

Las formaciones que conforman el Grupo Tecocoyunca han sido estudiadas por Burckhardt (1927), Jenny (1933), Guzmán (1950) y Alencaster (1963), entre otros. Erben (1956) designa a las formaciones Zorrillo (Bajociano Temprano), Taberna (Batoniano Medio), Simón (Batoniano Medio), Otatera (Batoniano Tardío) y Yucuñuti (Calloviano) como parte del Grupo Tecocoyunca, el cual corresponde a una sucesión sedimentaria continental y marina del Jurásico Medio. La parte inferior de este Grupo es de origen continental, mientras que en su parte media existen intercalaciones de ambientes transicionales, su parte superior está formada por depósitos marinos (Alencaster, 1963; Erben, 1956). El Grupo Tecocoyunca está formado en su parte inferior por conglomerado y arenisca, mientras que hacia su cima por limonita y lutita, las cuales contienen abundante flora y fauna. Esta unidad aflora al noreste del área de estudio y es mostrada en la Figura 3.

2.3. TRABAJOS PREVIOS: ESTRATIGRAFÍA, AMBIENTE DEPOSITACIONAL Y PALEOGEOGRAFÍA REGIONAL DEL PALEOZOICO SUPERIOR DEL SUR DE MÉXICO

Los primeros trabajos geológicos del área de Olinalá corresponden a los desarrollados por Jenny (1933), Salas (1949) y Guzmán (1950); quienes describieron los principales rasgos geológicos y unidades litológicas. Estos autores reportaron y cartografiaron una sucesión de depósitos marinos que inicialmente fueron considerados como parte de la Formación Rosario (Grupo Consuelo) del Jurásico Inferior. Posteriormente, Alencaster (1963) describió y determinó los pelecípodos del noroeste de Oaxaca y noreste de Guerrero, e incluyó las rocas de la Formación Olinalá dentro de la Formación Huajuapán de edad terciaria. Los primeros trabajos estratigráficos fueron realizados por Guzmán (1950) y Quezada-Muñetón (1970) y estuvieron dirigidos a definir la importancia económico-petrolera de la región. En dichos trabajos las rocas terrígenas y carbonatadas que afloran en los alrededores de Olinalá fueron inicialmente asignadas al Jurásico Inferior y Jurásico Superior-Cretácico, respectivamente, (Quezada-Muñetón, 1970; Consejo de Recursos Minerales *in* Flores de Dios y Buitrón, 1982). Hasta ese entonces no se habían identificado rocas sedimentarias paleozoicas en esta región.

A principios de la década de 1980's se reconocieron por vez primera rocas terrígenas y carbonatadas de edad paleozoica en el área de Olinalá. Flores de Dios y Buitrón (1982) y Flores de Dios (1986) establecen las relaciones estratigráficas de la Formación Olinalá. Estos autores describieron a la Formación Olinalá como una sucesión sedimentaria continua, con una base constituida por un conglomerado polimíctico que pasa transicionalmente a limolita, la cual se intercala con arenisca. Sobreyacen a estos depósitos rocas carbonatadas que a su vez pasan transicionalmente a rocas clásticas finas. Asimismo, establecen inicialmente una edad de Pensilvánico-Pérmico con base en los crinoideos *Cyclocaudex costatus* Moore y Jeffords, *Heterostelechus jeffords* Miller; los amonoideos *Agathiceras freschi*, *Stacheoceras rothi*, *Waagenoceras* sp.; los braquiópodos *Dictyoclostus depressus* Cooper, *Wellerella* sp., *Cancriella* sp., *Composita* sp. y *Paranorella* sp., así

como por la posición estratigráfica que mantiene con respecto a la Formación Las Lluvias del Triásico que le sobreyace discordantemente.

El primer reporte de carácter formal de estas rocas paleozoicas fue presentado por Corona-Esquivel (1983) quién describió la estratigrafía de la región entre los poblados de Olinalá y Tecocoyunca, Guerrero. Posteriormente Corona-Esquivel (1985), realizó trabajos estratigráficos entre Olinalá y Huamuxtitlán, Gro., asignando una edad de Pérmico Superior a las rocas de la Formación Olinalá basado en el conjunto fósil reconocido. Corona-Esquivel (1983) determinó un origen sedimentario marino y litoral para esta unidad, reconociendo siete unidades litoestratigráficas: 1) conglomerado poligenético, 2) lutita-limolita intercalada con areniscas, 3) conglomerado poligenético-arenisca de grano medio a grueso, 4) limolita, 5) caliza, 6) alternancia de arenisca-lutita y 7) arenisca con fragmentos carbonosos-lutita. Este autor concluye que estas facies se formaron en un ambiente semejante al de una bahía, con sedimentación desde continental deltáica hasta de plataforma y de arrecife. De acuerdo a Corona-Esquivel (1985) existen evidencias de transgresiones marinas bajo un régimen oscilatorio en un mar tropical, reflejado por el depósito de rocas clásticas finas cubriendo la sucesión carbonatada. Este autor reporta una edad del Pérmico para la formación de acuerdo con los amonoideos *Paraceltites elegans* Girty, *Pseudogastrioceras altudense* Böse y *Stacheoceras tomanskyae* Miller y Furnish. Asimismo, considera que la asociación fósil reportada por Flores de Dios y Buitrón (1982), corresponde exclusivamente al Pérmico.

Los trabajos paleontológicos desarrollados en el área de estudio se han enfocado a describir la fauna y a establecer sus afinidades paleogeográficas, entre ellos destacan Esquivel-Macías (1996), López-López (1997) y Esquivel-Macías et al. (2004). Esquivel-Macías (1996), asigna una edad de Pérmico Temprano basándose en la presencia del crinoideo *Pentaridica pentagonalis* y los braquiópodos *Tomioopsis kumpani*, *Wellerella* cf. *W. lemasi minor*, *Martinia* sp., *Dielasma* cf. *D. spatulatum?*, *Paramarginifera* sp. y *Linoproductus* sp., determinando facies de barrera arenosa de borde de plataforma. Esquivel-Macías et al. (2004) dan a conocer por primera vez el registro de dieciocho especies de crinoideos para México, provenientes de las formaciones Patlanoaya (Missisíppico), Del Monte (Pensilvánico) y Olinalá (Pérmico). A partir de la relación que estas especies guardan con las reportadas para el este de Estados Unidos, Esquivel-Macías et al. (2004) proponen la unidad biogeográfica del sur de México con la cuenca Ouachita, E. U. A., dicha propuesta se basa en la similitud faunística existente entre ambos conjuntos de crinoideos.

Los estudios paleobotánicos más destacados corresponden a los realizados por Silva-Pineda (1991) y Silva-Pineda et al. (1998; 2000) quienes reportan restos de licopodiales (*Pecopteris* sp.), equisetales y coníferas (*Neuropteris* sp. y *Taeniopteris* sp.), asociados a *Paranorella imperialis* Cloud confirmando la edad pérmica para la base de la Formación Olinalá.

Los principales trabajos bioestratigráficos fueron realizados en la década de 1990's. González-Arreola et al. (1994) reportan un conjunto faunístico para esta formación que incluye amonoideos, braquiópodos, gasterópodos, pelecípodos, nautiloideos, conuláridos y crinoideos, asignando una edad de Pérmico Medio basada en los amonoideos *Paraceltites elegans* Girty, *Waagenoceras dieneri* Bose, *Pseudogastrioceras rodanse* Bose y *Stacheoceras toumanskyae* Miller y Furnish.

Vachard *et al.* (1993) identificaron en la Formación Olinalá dos "miembros" terrígenos y uno carbonatado, reconociendo las siguientes unidades; 1) un "megaconglomerado masivo" con clastos del Acatlán, 2) lutitas negras con amonoideos; 3) areniscas estuarinas con braquiópodos y restos de plantas terrestres; 4) depósitos carbonatados constituidos por a) boundstones estromatolíticos tipo LLH, b) rudstone con *Polydiexodina* y c) biohermas (*build-ups*); y 5) lutitas con escasos amonoideos. Estos autores incluyen además descripciones de asociaciones de algas y foraminíferos. Destaca la presencia de *Tubiphytes obscurus* Maslov, *Parachaetetes* sp. y *Aelisaccus* sp., así como los microforaminíferos y macroforaminíferos (fusulínidos): *Schubertella* ex gr. *australis* Thompson y Miller, *Codonofusiella extensa* Skinner y Wilder, *Rausarella erratica* Dunbar y *Parafusulina bosei* Dunbar y Skinner y *Polydiexodina* sp. Con esta información paleontológica, Vachard *et al.* (1993) asignan una edad mínima de Capitaniano para el miembro carbonatado de la Formación Olinalá. Asimismo, infieren que los estratos que subyacen las facies con amonoideos (*Waagenoceras* sp.) corresponden al Wordiano. A partir de estos estudios Vachard *et al.* (2004) plantearon la posibilidad de la existencia de condiciones ambientales similares a las presentadas en el margen de plataforma Yates-Capitan (Arrecife Capitan).

Los biohermas reportados por Vachard *et al.* (1993) fueron definidos por Flores de Dios *et al.*, (2000) como montículos de lodo carbonatado. Estos autores proponen que las rocas de la Formación Olinalá corresponden a una rampa carbonatada, la cual cubre una sucesión siliciclástica de frente deltáico y de prodelta por contacto erosional. Estas condiciones de depósito fueron inferidas por Silva *et al.* (1998; 2000), quienes apoyados en la presencia de arenisca laminar de grano fino en estratos medianos y la presencia de plantas pobremente conservadas, fueron interpretadas como el resultado de su transporte por corrientes fluviales y, asignaron un subambiente deltáico subacuoso en la parte inferior de la formación. De acuerdo a estos autores, los depósitos de grainstone/packstone de crinoideos, gasterópodos y esponjas corresponden a la rampa interna; mientras que la interstratificación de depósitos carbonatados (wackestone/packstone de crinoideos, briozoarios, pelecípodos, braquiópodos y foraminíferos) y terrígenos (litarenitas y sublitarenitas) caracterizan la parte media. Los depósitos de rampa externa consisten de acuerdo a estos autores, a montículos lodosos carbonatados de *Tubiphytes* y esponjas calcáreas. Gutiérrez-Quinto (2002) estudió el miembro carbonatado de la formación, reconociendo tres asociaciones de facies, atribuyéndolos a depósitos de plataforma interna con parches y montículos arrecifales y de plataforma marginal con depósito de bancos de arenas carbonatadas. Finalmente, Buitrón *et al.* (1997; 2005) sugieren la existencia de una zona de planicie deltáica basados en la asociación de braquiópodos y plantas presente en la base de la Formación Olinalá.

3. LITOFACIES Y AMBIENTES DE DEPÓSITO DE LA FORMACIÓN OLINALÁ DURANTE EL PÉRMICO SUPERIOR

La Formación Olinalá representa un sistema depositacional terrígeno-carbonatado estratigráficamente complejo. Las diversas facies de esta formación están bien expuestas en las secciones Olinalá y Nemotitlán, las cuales permitieron la construcción de una columna estratigráfica compuesta para la Formación Olinalá y representan un sistema de depósito mixto (Figura 4), que de acuerdo con los estudios bioestratigráficos realizados por Vachard *et al.* (1993) y Vachard *et al.* (2004), corresponden a depósitos de edad Guadalupeano (Wordiano-Capitaneano). A partir de este capítulo son utilizadas las unidades cronoestratigráficas y geocronológicas (Tabla 2), sugeridas en el Código de Nomenclatura Estratigráfica 1983 (Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica, 1984), por considerarse las más adecuadas para el propósito del presente estudio. Las edades radiométricas empleadas para el Pérmico en este trabajo corresponden a los datos recién ajustados por Gradstein *et al.* (2004). De acuerdo al análisis estratigráfico realizado, se reconocieron dos grandes grupos de facies: terrígenas y carbonatadas (Tablas 3 y 4, respectivamente). Las facies terrígenas se dividen en dos subgrupos: continentales y marinas e incluyen las facies de areniscas conglomeráticas, conglomerados polimícticos, cuarzoarenitas, conglomerados de cuarzo-crinoideos, areniscas bioturbadas y lutitas marinas. Las facies carbonatadas marinas se subdividen en someras y profundas, estando representadas por biohermas de algas rojas coralíneas, packstone arcilloso de braquiópodos, wackestone/ packstone de fusulinidos, packstone/grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos y wackestone de radiolarios. En las Tablas 3 y 4 se resumen las características de las facies presentes en la Formación Olinalá.

3.1. FACIES TERRÍGENAS

3.1.1. FACIES CONTINENTALES

Areniscas conglomeráticas

Características de campo. Esta facies se presenta en la base de la sección Olinalá su contacto inferior con las rocas metamórficas del Complejo Acatlán se encuentra afectado por fallamiento de tipo normal. Están cubiertas concordantemente por las facies de lutitas marinas. En la Sección Olinalá las facies de areniscas conglomeráticas sobreyace concordantemente y de forma transicional a las facies de conglomerados polimícticos (descrito más adelante). Las facies de areniscas conglomeráticas consisten de areniscas de grano fino a mediano (150 μm), amarillas a gris medio, moderadamente a bien clasificadas en estratos medianos a gruesos (Figura 5 A).

La facies contiene abundantes lentes conglomeráticas de ~1 a 3 m de longitud, constituidos por guijas de cuarzo, granito, esquisto y feldespato potásico bien redondeadas de 0.5 a 1 cm, así como algunos fragmentos de cuarzo de ~3 cm de

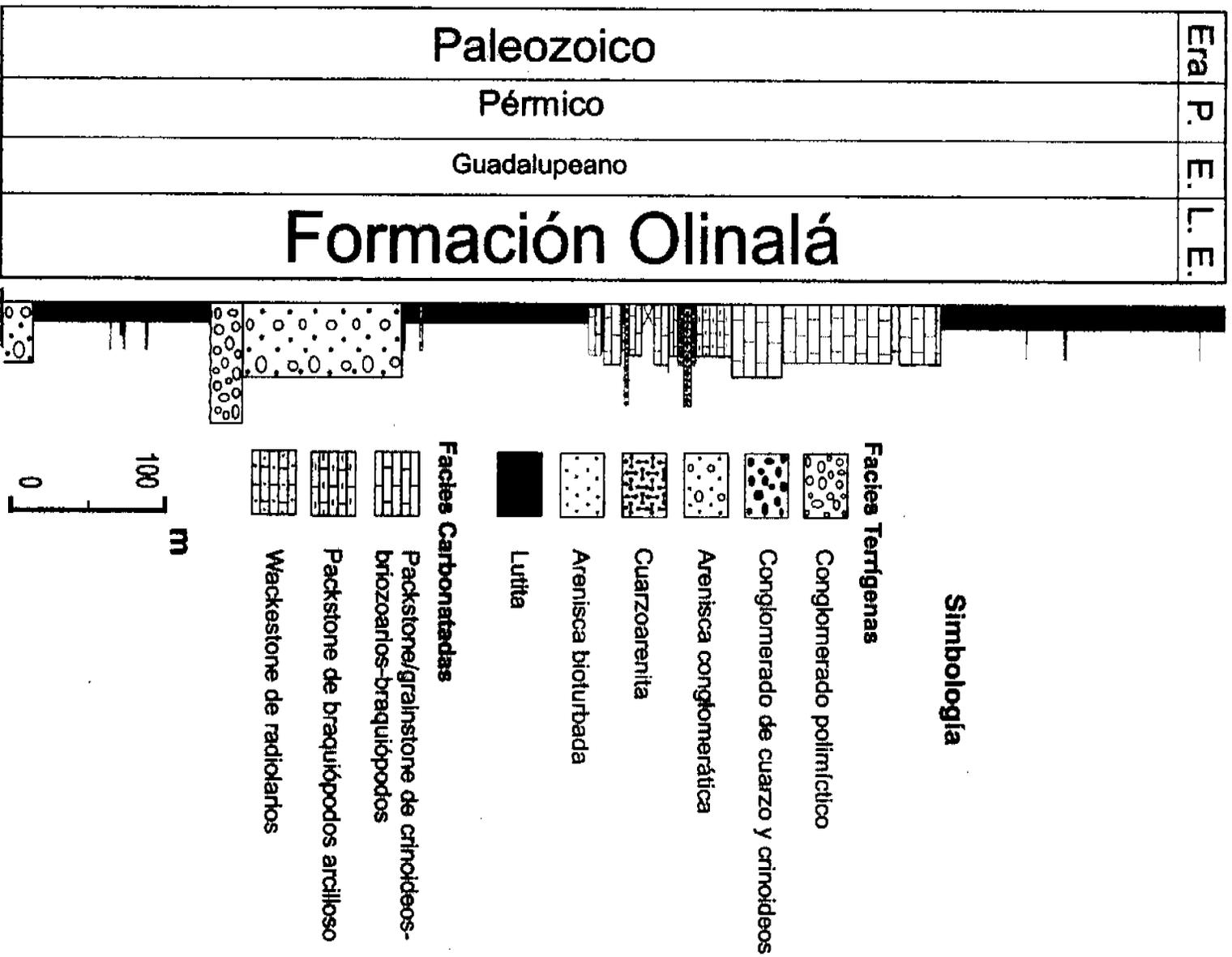


Figura 4. Columna estratigráfica simplificada de la Formación Olinalá. De acuerdo con las mediciones detalladas y relaciones de campo se estima un espesor de aproximadamente 860 m.

Tabla 3. Facies de la Formación Olinalá (Facies terrígenas).

Facies	Tamaño de grano y grado de selección	Estructuras sedimentarias	Constituyentes carbonatados	Constituyentes terrígenos	Ambiente de depósito
Areniscas conglomeráticas	Mediano a muy grueso, mal clasificada	Lentes conglomeráticos de cuarzo (1-1.5 m); lentes de arenisca y conglomeráticos (~1-3 m); gradación normal e inversa; estratificación cruzada festonada. Capas delgadas a medianas, tabulares		Arenas a guijas subangulosas a subredondeadas de cuarzo, microclina, ortoclasa, plagioclasa sódica, andesita, filita, rocas silicificadas, gneis, esquisto, moscovita, biotita y circón detrítico	Fluvial
Conglomerados polimícticos	Fino a muy grueso, pobremente clasificado	Lentes de arenisca de grano fino a mediano; Imbricación de clastos. Capas delgadas, lenticulares		Guijas subredondeadas a bien redondeadas de cuarzo, cuarcita, esquisto, filita, granito, arenisca y roca verde	Fluvial
Cuarzoarenitas	Mediano a muy grueso, moderadamente seleccionado	Capas lenticulares o tabulares delgadas a medianas		Arenas a gravas finas angulosas a redondeadas de cuarzo; en menor medida microclina y minerales arcillosos	Fluvial o costero
Areniscas bloturbadas	Fino a grueso pobre a moderadamente seleccionado	Horizonte de arenisca (~2 cm); <i>Planolites</i> , <i>Thalassinoides</i> . Capas delgadas a medianas, lenticulares	Bioclastos de moluscos y crinoideos	Arenas subangulosas a subredondeadas de cuarzo, microclina, ortoclasa, plagioclasa sódica, esquisto, lutita, limolita, moscovita, biotita	<i>Shoreface</i> (Cara de costa)
Lutitas marinas	Muy fino y muy bien seleccionada	Laminación fina, concreciones elípticas y discoidales; <i>concretion-hosted shell clusters</i> , estructuras <i>cone-in-cone</i> , bioturbación. Capas delgadas, tabulares	Braquióodos, pelecípodos (<i>Anthraconeilo</i> sp), amonoides: <i>Agathiceras roti</i> , <i>Stacheoceras freschi</i> y <i>Waagenoceras</i> sp.,	Minerales arcillosos, en menor medida limo de cuarzo	Plataforma externa

Tabla 4. Facies de la Formación Olinalá (Facies carbonatadas).

Facies	Tamaño de grano y grado de selección	Estructuras sedimentarias	Constituyentes carbonatados	Constituyentes terrígenos	Ambiente de depósito
Biohermas de algas rojas coralíneas	Fino, bien seleccionado	Bioturbación, bioherma	Bioclastos de crinoideos, braquiópodos, moluscos y briozoarios: <i>Fistulipora</i> sp., <i>Megacanthopora</i> sp.	Arenas y limos subangulosos a subredondeados de cuarzo	Submarea
Packstone/ grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos	Mediano a grueso, pobre a moderadamente seleccionada	Capas delgadas a medias, tabulares, bioturbación. "Acumulaciones de <i>Tubiphytes</i> "	Bioclastos de crinoideos, braquiópodos, briozoarios (<i>Fistulipora</i> sp., <i>Meekopora</i> sp., <i>Megacanthopora</i> , sp.), <i>Tubiphytes</i> sp., pelecípodos, microforaminíferos, ostrácodos, trilobites, esponjas calcáreas, <i>Girvanella</i>	Limo y arena subangulosos a bien redondeados de cuarzo, en menor medida limo de origen lítico	Submarea
Wackestone/ packstone de fusulinidos	Mediano a grueso, moderadamente seleccionada	Capas delgadas, lenticulares	Bioclastos de fusulinidos, crinoideos, briozoarios (<i>Fistulipora</i> sp.), moluscos, braquiópodos, ostrácodos, <i>Tubiphytes</i> sp.	Limo subredondeado de cuarzo	Submarea
Packstone/ de braquiópodos arcilloso	Mediano a grueso, moderadamente seleccionado	Capas delgadas a medianas, tabulares. Laminación	Braquiópodos, trilobites, crinoideos, briozoarios (<i>Fistulipora</i> sp.), gasterópodos	Limo subanguloso de cuarzo	Submarea
Wackestone de radiolarios	Muy bien clasificado	Capas lenticulares, delgadas. Laminación fina. Bioturbación	Radiolarios y calciesferas	Minerales arcillosos	Plataforma externa

diámetro (Figura 5 B). Localmente presentan gradación normal que va de arenisca de grano medio a gravas finas con estratificación cruzada festonada (Figura 5 C-D).

Petrografía. Esta facies presenta textura clástica psammítica y están constituidas por granos subangulosos a subredondeados cuyo eje mayor es de ~150 μm ; están dominadas por cuarzo mono- y policristalino, es último de posible origen metamórfico, feldespatos (microclina, ortoclasa y plagioclasa sódica) y en menor proporción por fragmentos líticos (andesita, filita y rocas silicificadas). Los minerales pesados corresponden a muscovita, biotita y circón detrítico. Los contactos entre los granos son longitudinales lo cual sugiere compactación, probablemente mecánica (Figura 5 E-F).

Contiene hematita como cementante, la cual probablemente se introdujo a la roca a través de las fracturas que la afectan. De acuerdo con la clasificación de Folk (1974), estas areniscas corresponden a arcosas maduras variando localmente a litarenitas feldespáticas conglomeráticas submaduras.

Ambiente de depósito. El tamaño de grano, carácter conglomerático, ausencia de fósiles marinos, color, geometría de los estratos y contactos a través de superficies erosionales, sugieren un origen fluvial para esta facies. La gran cantidad de cuarzo, feldespatos y micas, indica que los componentes de esta facies se derivaron de rocas metamórficas del Complejo Acatlán y de cuerpos intrusivos graníticos que actualmente sólo afloran al norte del poblado de El Progreso (Guerrero-Suastegui, com. escrita, 2005).

Conglomerados polimícticos

Características de campo. Esta facies se encuentra en la parte inferior de las Secciones Olinalá y Nematitlán; sobreyace por superficie altamente irregular a facies de lutitas marinas (Figura 6, descrita más adelante) y es sobreyacida concordantemente por las facies de areniscas conglomeráticas fluviales. En la Sección Olinalá esta facies consiste de conglomerados polimícticos rojizos pobremente clasificados, con contactos tangenciales y longitudinales, constituidos por clastos subangulosos a bien redondeados de 1 a 15 cm de diámetro, dominados por cuarzo mono- y policristalino (metamórfico), cuarcita, esquisto, filita, granito, arenisca y roca verde, soportados por una matriz polimodal (Figura 6 B-D). Ocasionalmente presenta lentes de arenisca de grano fino a mediano. En la Sección Nematitlán esta facies es de carácter oligomíctico, café rojizas, pobremente clasificadas, presente en estratos medianos a gruesos, masivos; constituido por guijas de cuarzo y granito subredondeados a bien redondeados del tamaño de arena muy gruesa a grava fina (0.5-2.5 cm de diámetro), algunos de los cuales presentan imbricación (Figura 6 E).

Petrografía. Esta facies corresponde a rocas clásticas rudíticas dominadas por detritos subredondeados >1cm diámetro. Los componentes consisten de cuarzo mono- y policristalino (probablemente metamórfico), fragmentos líticos (esquisto y rocas verdes) y en menor proporción microclina, ortoclasa y plagioclasa sódica (Figura 6 F). Los minerales pesados corresponden a moscovita, biotita y circón detrítico. Los contactos entre los granos son longitudinales lo que sugiere un sepultamiento rápido y compactación mecánica; en ocasiones los clastos están soportados por una matriz de clorita (esmectita?).

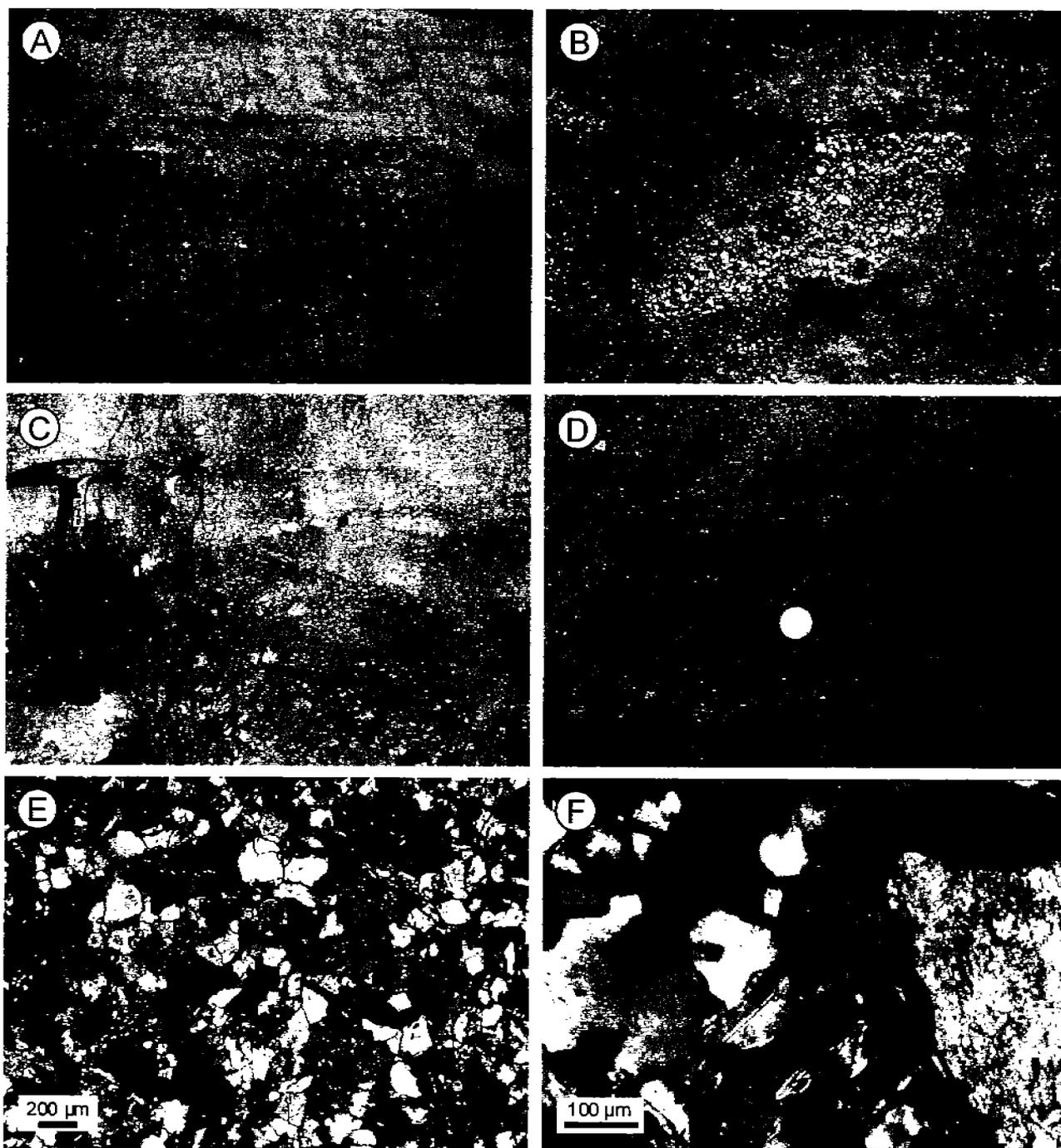


Figura 5. Facies de areniscas conglomeráticas. (A), (B), (C) y (D), Afloramiento de estas facies en la Sección Olinalá. (B) Lentes de conglomerado de guijas de cuarzo vistas en planta. (C) Note la estratificación festonada; (D) detalle. (E) y (F) Fotomicrografías de estas facies; note la abundancia de detritos de cuarzo, la presencia de feldspatos y de minerales arcillosos. Estas facies se interpretan como depósitos fluviales.

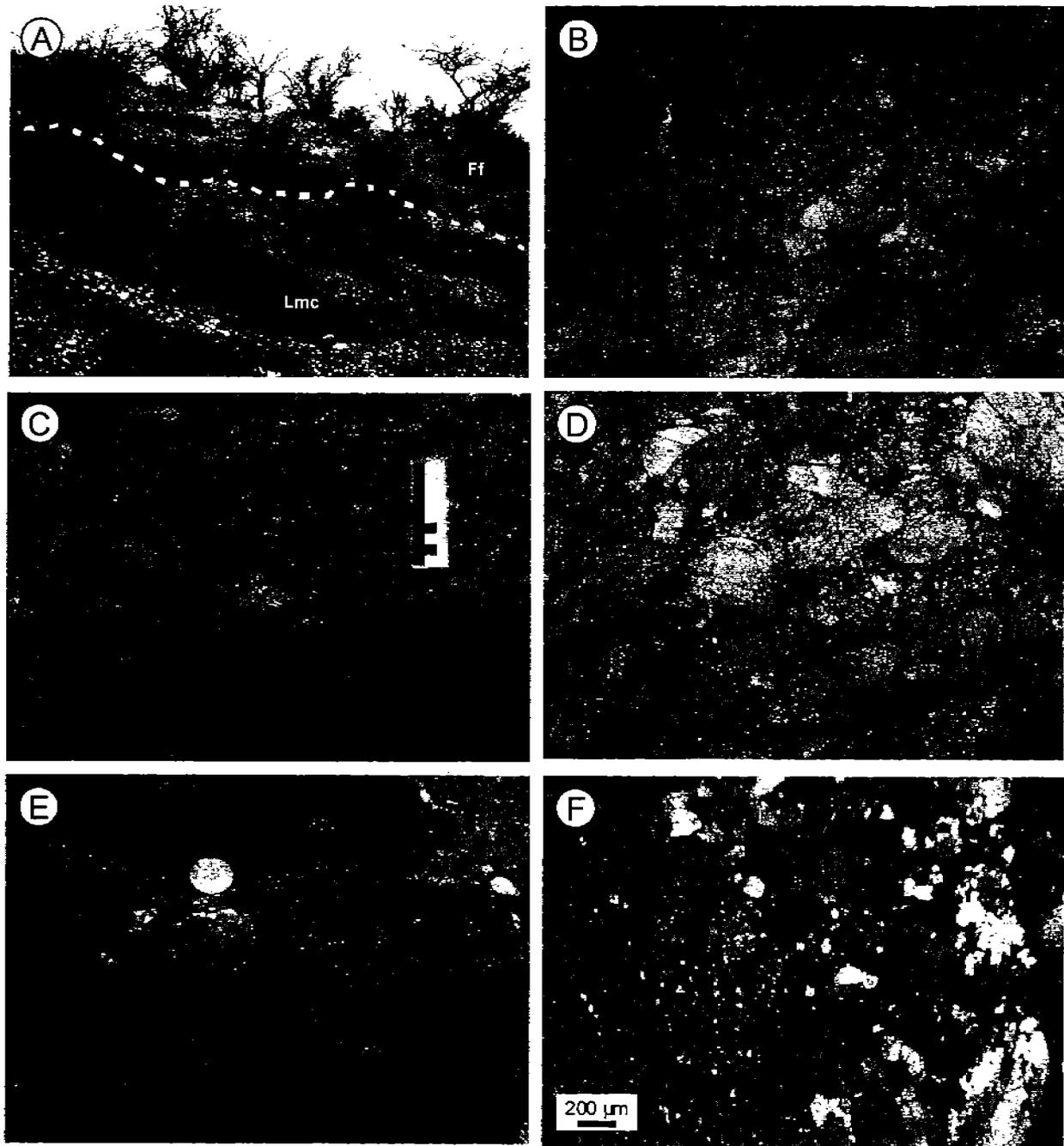


Figura 6. Facies de conglomerados polimícticos. (A), (B), (C), (D) y (E), afloramientos de esta facies en la Sección Olinalá; (A) observe la prominente discordancia que pone en contacto lutitas marinas de plataforma externa (Lmc) con facies continentales fluviales (Ff). (B) y (C) Note la variedad de tipo y tamaño de clastos; (D) imbricación de clastos discreta, común en esta facies; (E) variación lateral de estas facies a carácter oligomíctico en la Sección Olinalá. (F) Fotomicrografía de esta facies; note la abundancia de detritos de cuarzo policristalino y de rocas metamórficas (esquistos). Esta facies se interpretan como depósitos fluviales.

Ambiente de depósito. Las estructuras sedimentarias (lentes conglomeráticos, imbricación), color, composición de las gravas, relaciones estratigráficas y la ausencia de fósiles marinos indican que estas facies representan depósitos fluviales. Estas rocas se depositaron durante etapas de descenso del nivel del mar, cuando la plataforma continental quedó expuesta. Las relaciones estratigráficas indican claramente que estas facies representan un relleno de valle de incisión fluvial (Figura 6 A). Sucesiones de facies similares son descritas en la cuenca de Taoudeni, en el oeste de África por Benan y Deynoux (1998) y en una rampa con sedimentación mixta en Kentucky–Ohio, desarrollada durante el Ordovícico Superior (McLaughlin *et al.*, 2004).

Conglomerados de cuarzo y crinoideos

Características de campo. Esta facies sólo aflora en la parte media de la Sección Olinalá (Apéndice A). Se encuentra sobreyaciendo por discordancia erosiva, facies de lutitas marinas y subyace de manera concordante a facies de packstone/grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos. Corresponde a conglomerados rojizos, pobremente clasificados, con estratificación cruzada festonada (Figura 7 A-B), presentes en estratos medianos a gruesos dominados por gravas finas a medianas subangulosas a subredondeadas (0.5 - 2 cm de longitud del eje mayor) de cuarzo y bioclastos de crinoideos (Figura 7 C)

Petrografía. Esta facies presenta textura clástica rudítica y está dominada por gravas finas de cuarzo mono- y policristalino, así como por placas de crinoideos con huellas de abrasión intensa, lo que sugiere condiciones de alta energía durante su depósito. En menor proporción se compone de ortoclasa y plagioclasa sódica. Los minerales pesados corresponden a moscovita, biotita y circón detrítico. Los granos se encuentran soportados por una matriz arenosa de composición similar al conglomerado (Figura 7 D-E).

Ambiente de depósito. Las estructuras sedimentarias, color, composición de las gravas y relaciones estratigráficas sugieren un origen fluvial. Estas rocas se depositaron durante etapas de descenso del nivel del mar, cuando la plataforma continental quedó expuesta y fue erosionada por sistemas fluviales, lo cual permitió la incorporación de material marino (fragmentos de crinoideos).

Cuarzoarenitas

Características de campo. Esta facies se presenta bien expuesta en la parte media de la Sección Olinalá, donde está intercalada con la facies de packstone arenoso de crinoideos-briozoarios-braquiópodos y packstone arcilloso de braquiópodos. Corresponde a areniscas de grano mediano a grueso de color amarillo claro a blanco, masivas, moderadamente clasificadas, presentes en estratos delgados a medianos (Figura 8 A-B). Se encuentra constituida por granos subredondeados de cuarzo. De manera local varía transicionalmente a conglomerado oligomictico, dominado por gravas finas a medianas subangulosas a subredondeadas (~1 cm de diámetro).

Petrografía. Esta facies exhibe una textura clástica psammítica moderadamente clasificada, dominada por cuarzo mono- y policristalino (metamórfico) de 0.3-0.4 mm de diámetro y, en menor cantidad por minerales arcillosos.

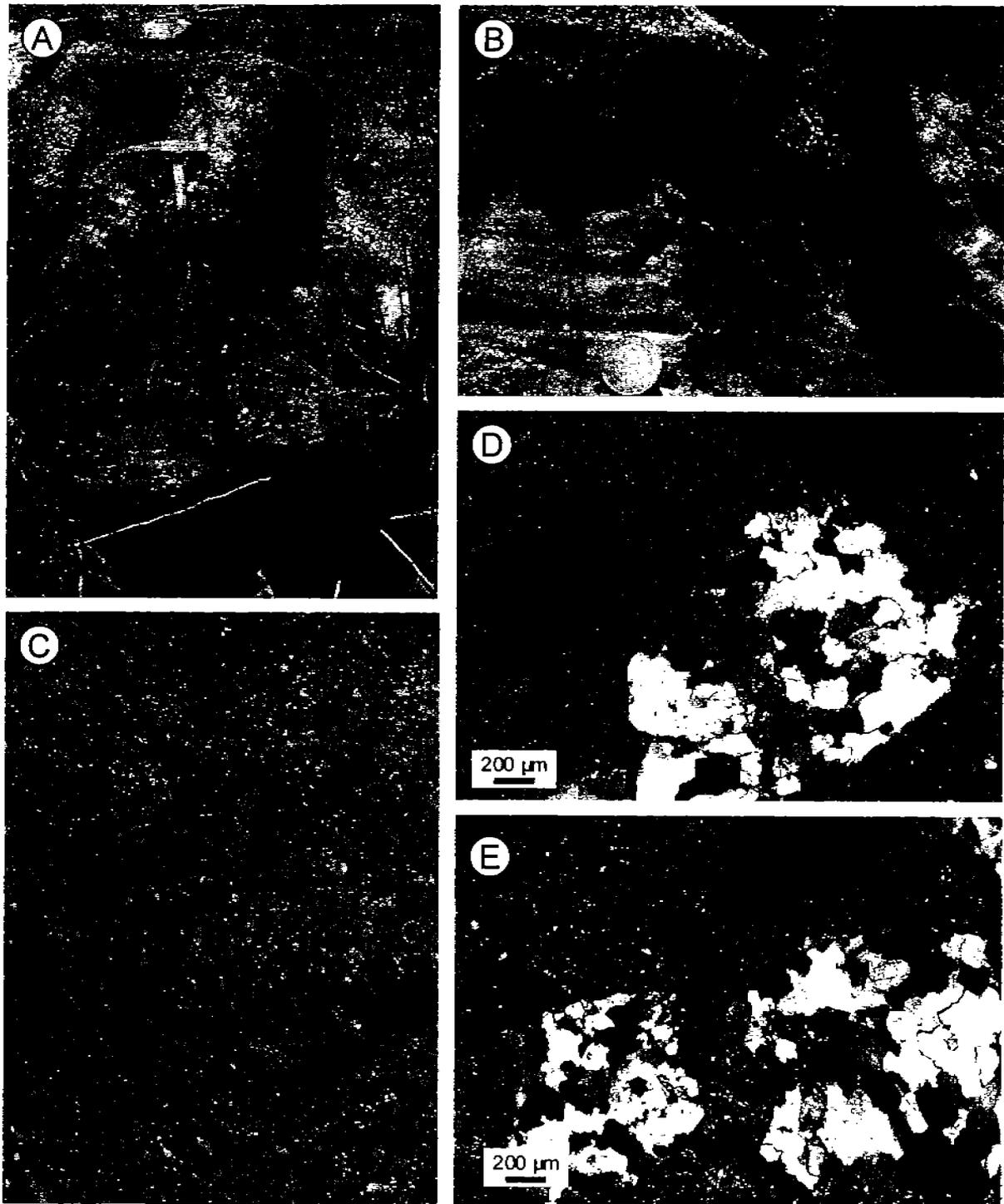


Figura 7. Facies de conglomerados de cuarzo y crinoideos. (A), (B) y (C), Afloramiento de esta facies en la Sección Olinalá; (B) estratificación festonada. (C) Abundancia de detritos de cuarzo y fragmentos de crinoideos en esta facies, vista en planta. (D) y (E) Fotomicrografías de esta facies; se observan abundantes detritos de cuarzo policristalino y de placas de crinoideos. Esta facies se interpreta como depósitos fluviales, con material marino incorporado.

Los granos presentan contactos cóncavo-convexos, suturados y en menor medida longitudinales, lo cual indica compactación mecánica y disolución por presión. De acuerdo con la clasificación de Folk (1974) estas facies corresponden a una cuarzoarenita submadura a madura (Figura 8 C-D).

Ambiente de depósito. El carácter conglomerático hacia la parte media de esta facies, ausencia de fósiles marinos, relaciones de contacto entre los estratos que forman estas facies, sugieren un origen fluvial. Los detritos que componen estas facies se derivaron a partir de rocas metamórficas seguramente pertenecientes al Complejo Acatlán.

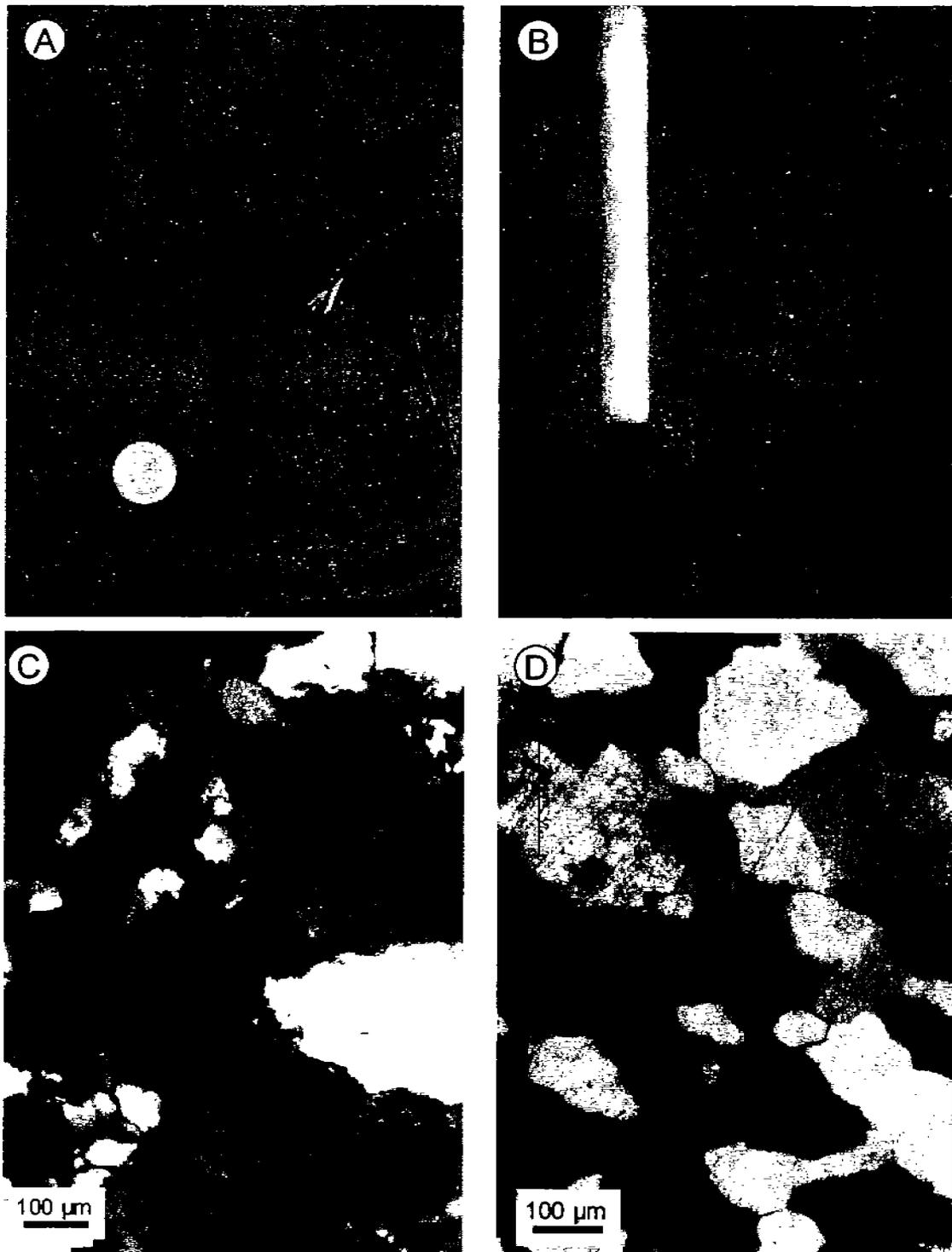


Figura 8. Facies de cuarzoarenitas. (A) y (B), Afloramiento de esta facies en la Sección Olinalá; (B) detalle. (C) y (D) Fotomicrografías de esta facies; observe la abundancia de detritos de cuarzo (>90%), los cuales presentan suturación entre granos (nícoles cruzados). Esta facies se interpreta como depósitos fluviales acumulados cerca de la costa.

3.1.2. FACIES MARINAS

Areniscas bioturbadas

Características de campo. La facies de arenisca bioturbada se observa en las secciones Olinalá y Nemoitlán y está intercalada con facies de lutitas marinas negras de plataforma externa (descritas más adelante). Corresponden a areniscas de grano fino a mediano, amarillas y gris medio, moderada a pobremente clasificadas, presentes en capas delgadas a medianas, con base y cima ligeramente irregulares entre los estratos (Figura 9 A-B). Localmente pueden presentar horizontes de ~2 cm de espesor constituidos por arenisca de grano muy grueso en la parte media de los estratos (Figura 9 C). Contienen en algunas porciones galerías cilíndricas a subcilíndricas, horizontales a ligeramente inclinadas, de 1 a 1.5 cm de diámetro en forma de "Y" y una longitud de 20 a 30 centímetros, la cual puede ser atribuida al icnogénero *Thalassinoides* (Figura 9 D-E). La presencia de este icnogénero sugiere condiciones someras, de calma, con flujos esporádicos de material, sobre un fondo suave arenoso. Cercana a esta facies se encontró un bloque rodado con una alta densidad de galerías cilíndricas, lisas, serpenteantes de dimensión y configuración variables. La bioturbación presente en ese bloque puede atribuirse a *Planolites*, el cual corresponde a estructuras producidas por organismos endobiontes (*bottom-feeders*), probablemente infaunales como gusanos y poliquetos (Pemberton *et al.*, 2001). También se encontraron bloques rodados con marcas de desgaste (*flute and crescent casts*) cercanos a esta facies, aunque tampoco pudieron ser ubicados dentro de una unidad específica.

Petrografía. Esta facies exhibe textura clástica psammítica de grano mediano a grueso (~200-500 μm de diámetro), moderadamente clasificadas, constituidas por granos subangulosos a subredondeados. Los detritos consisten principalmente de cuarzo mono- y policristalino (probablemente metamórfico), feldespatos (microclina, ortoclasa y plagioclasa sódica) y en menor proporción fragmentos de esquistos, esporádicos restos de lutita, limolita y placas de crinoideos. Muscovita, biotita (en algunos casos cloritizada) y circón detrítico constituyen los minerales pesados. Los contactos entre las arenas son longitudinales a ligeramente cóncavo-convexos y sugieren un rápido sepultamiento y compactación mecánica (Figura 9 F). Es común la presencia de clorita como cemento, representando ~5% del volumen de la roca. De acuerdo con la clasificación de Folk (1974) esta facies corresponde a una arcosa madura.

Ambiente de depósito. Los icnofósiles reconocidos, color, constituyentes y relaciones estratigráficas indican que estas facies corresponden a depósitos marinos someros. La presencia de *Thalassinoides* sugiere condiciones marinas someras (Pemberton *et al.*, 2001), atribuidas a crustáceos del tipo de los anomuros comúnmente presentes desde la zona de *shoreface* (cara de costa) a la costa, es decir, por arriba del nivel del oleaje normal. De acuerdo con Pemberton *et al.* (2001), este icnogénero puede formar parte de la icnofacies de *Glossifungites* o de *Cruziana* características de un ambiente de *shoreface* a costafuera, respectivamente.

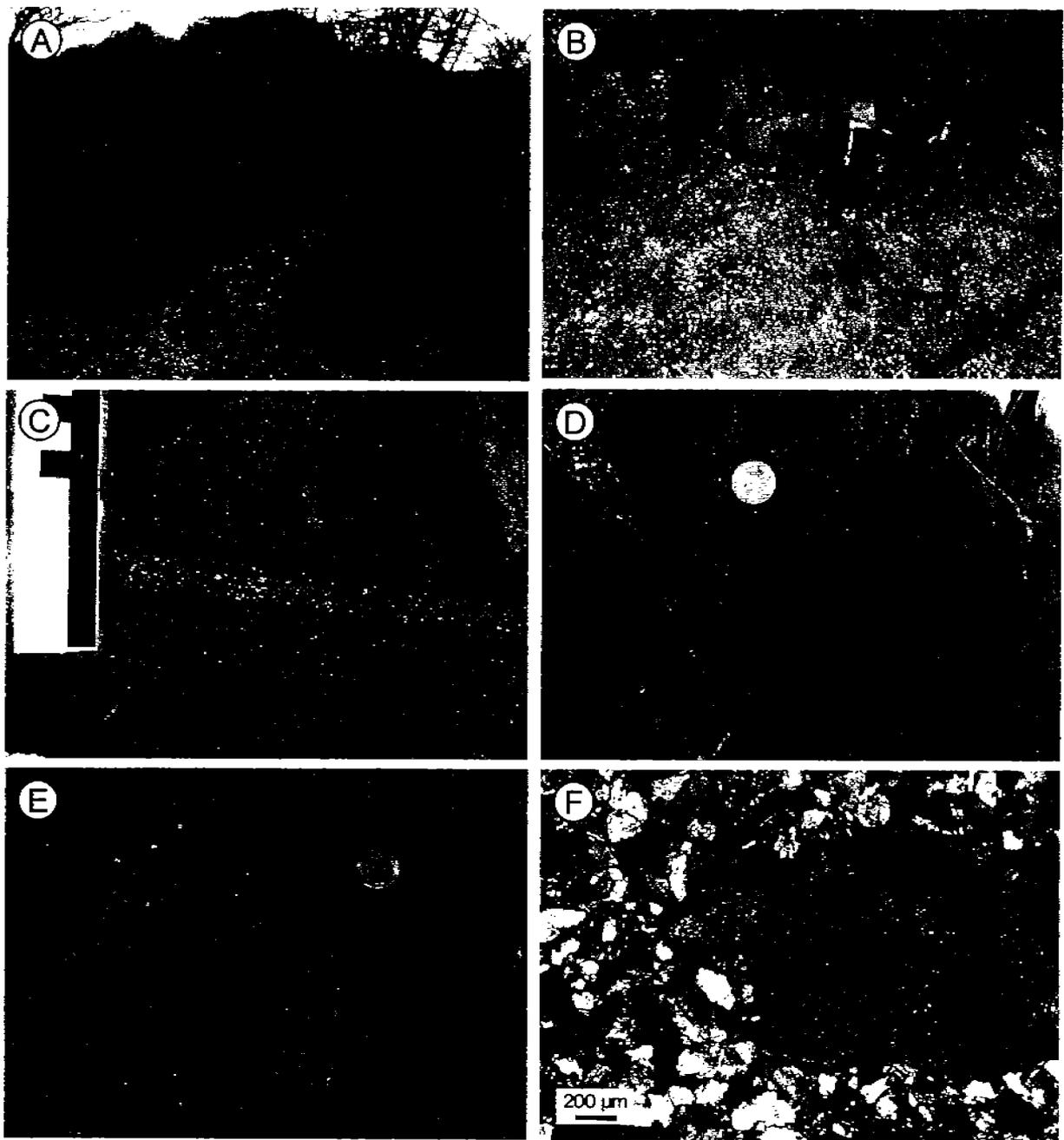


Figura 9. Facies de areniscas bioturbadas. (A), (B), (C), (D) y (E) afloramiento de esta facies en la Sección Olinalá. (A) vista en planta; (B) estratificación delgada; (C) horizonte de arenisca gruesa presente al interior del estrato (la escala equivale a 10 cm). (D) y (E) Galerías atribuidas a *Thalassinoides* sp. vistas en planta. (F) Fotomicrografía de esta facies (nícoles cruzados); note la abundancia de detritos de cuarzo mono- y policristalino, feldespatos y de placas de crinoideos. Esta facies corresponde a depósitos marinos de *shoreface* (cara de costa).

La presencia de placas de crinoideos confirma la influencia marina de esta unidad dentro de la zona de *shoreface*.

Lutitas marinas

Características de campo. La facies de lutitas marinas representa la facies más abundante en la Formación Olinalá, presentándose tanto en la base como en la cima de la formación (Apéndice A). Consiste de lutitas grises a negras, finamente laminadas, con alto contenido de biotita hacia la base. Presentan estratificación delgada, con raras a abundantes concreciones elipsoidales y/o discoidales (2-4 cm), cuyo eje mayor generalmente es paralelo a la estratificación (Figura 10 A-D). Dichas estructuras están constituidas por lutita y/o arenisca de grano muy fino, las cuales presentan bandeamiento concéntrico de capas rojas, amarillas y cafés (Figura 11 A). En algunos casos, las concreciones constituyen estructuras bien consolidadas que intemperizan a pardo rojizo. Algunas concreciones contienen pelecípodos articulados (0.4-0.9 cm) pertenecientes a *Anthraconeilo* sp. (Apéndice B), cuyo alcance estratigráfico es del Ordovícico al Mesozoico (Quiroz-Barroso, com. escrita, 2005). Este tipo de concreciones son similares a estructuras tipo *concretion-hosted shell clusters* (Apéndice B), presentes comúnmente en lutitas y limolitas mesozoicas (Tsujiita, 1995; McBride *et al.*, 2003). Vachard *et al.* (1993) colectaron dentro de estas capas amonoideos (*Agathiceras rotii*, *Stacheoceras freschi* y *Waagenoceras* sp.), braquiódos y pelecípodos. Localmente existen algunos horizontes de caliza limosa o limolita calcárea negra, bioturbada y fuertemente dolomitizada, lo que dificulta la identificación de su textura depositacional original. En esta unidad se encuentran intercaladas abundantes acumulaciones de estructuras cónicas sobrepuestas unas sobre otras, en un arreglo vertical y agrupados en capas delgadas (~30 cm) o presentes en los bordes de grandes concreciones cuyo eje mayor mide entre 30-40 cm (Figura 11 B). Dichas estructuras individualmente miden 2.5 cm de ancho por 3 cm de alto y se encuentran orientadas perpendicularmente a las superficies de estratificación. El análisis petrográfico de estas rocas muestra el crecimiento de cristales fibrosos de calcita. De acuerdo a los criterios antes mencionados, pueden clasificarse como estructuras "cono sobre cono" (*cone-in-cone*; Boggs; 1995). En ocasiones estas estructuras forman, junto con concreciones calcáreas de ~20 a ~50 cm de eje mayor, horizontes bien definidos con una continuidad lateral de varias centenas de metros (Figura 10 A-B). Localmente estas facies pueden presentar un mayor contenido de limos, así como acumulaciones importantes de amonoideos o braquiópodos (Figura 11 D-E).

Petrografía. Esta facies presenta textura clástica pelítica y consiste de minerales arcillosos y en ocasiones contiene abundantes limos de cuarzo subangulosos a subredondeados de 40 a 50 μ m de diámetro. Se observa frecuentemente laminación fina, aunque en ocasiones esta estructura se encuentra alterada por bioturbación.

Ambiente de depósito. Las estructuras sedimentarias (laminación fina, concreciones tipo *concretion-hosted shell clusters*), tamaño de grano, color, composición de la facies, contenido fósil y relaciones estratigráficas sugieren un depósito en condiciones profundas de plataforma externa (cuenca?), es decir, por debajo del nivel del oleaje normal. Depósitos similares han sido reportados por Tsujita (1995) en la Formación Bearpaw, al sur de la provincia de Alberta, Canadá; Nielsen y Hanken (2002) en la Formación Ravnefeld, Groelandia; Krajewski y Luks

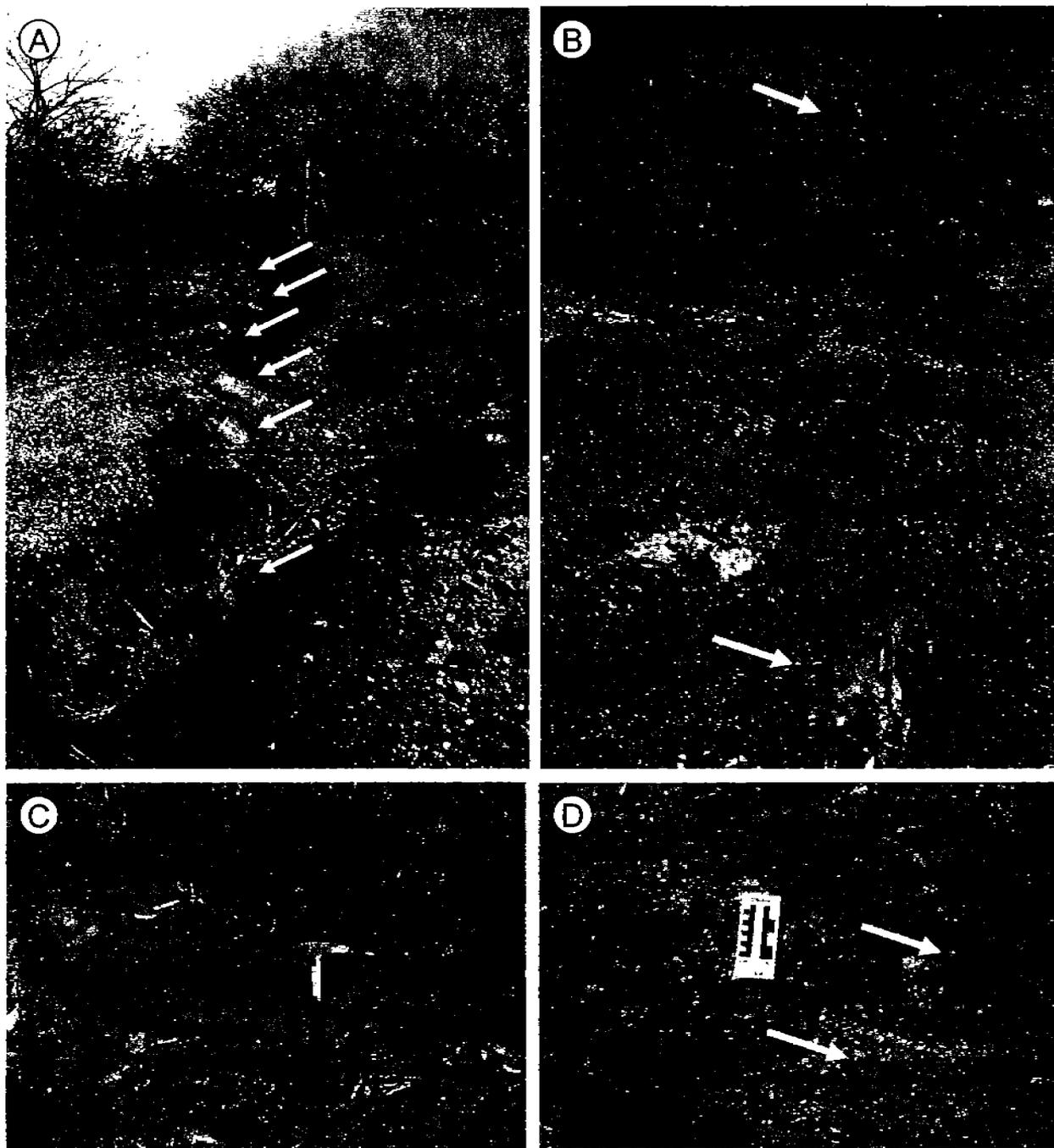


Figura 10. Facies de lutitas marinas. (A), (B), (C) y (D) Afloramiento de esta facies en las secciones Olinalá y Nemotitlán; (A) horizonte rico en concreciones (flechas) en el centro de la imagen (Sección Olinalá). (B) Afloramiento en la Sección Nemotitlán, observe lentes discretos de arenisca (flechas) en la parte superior derecha. (C) y (D) Estratificación delgada y abundancia de concreciones (flechas) que caracterizan localmente esta facies.

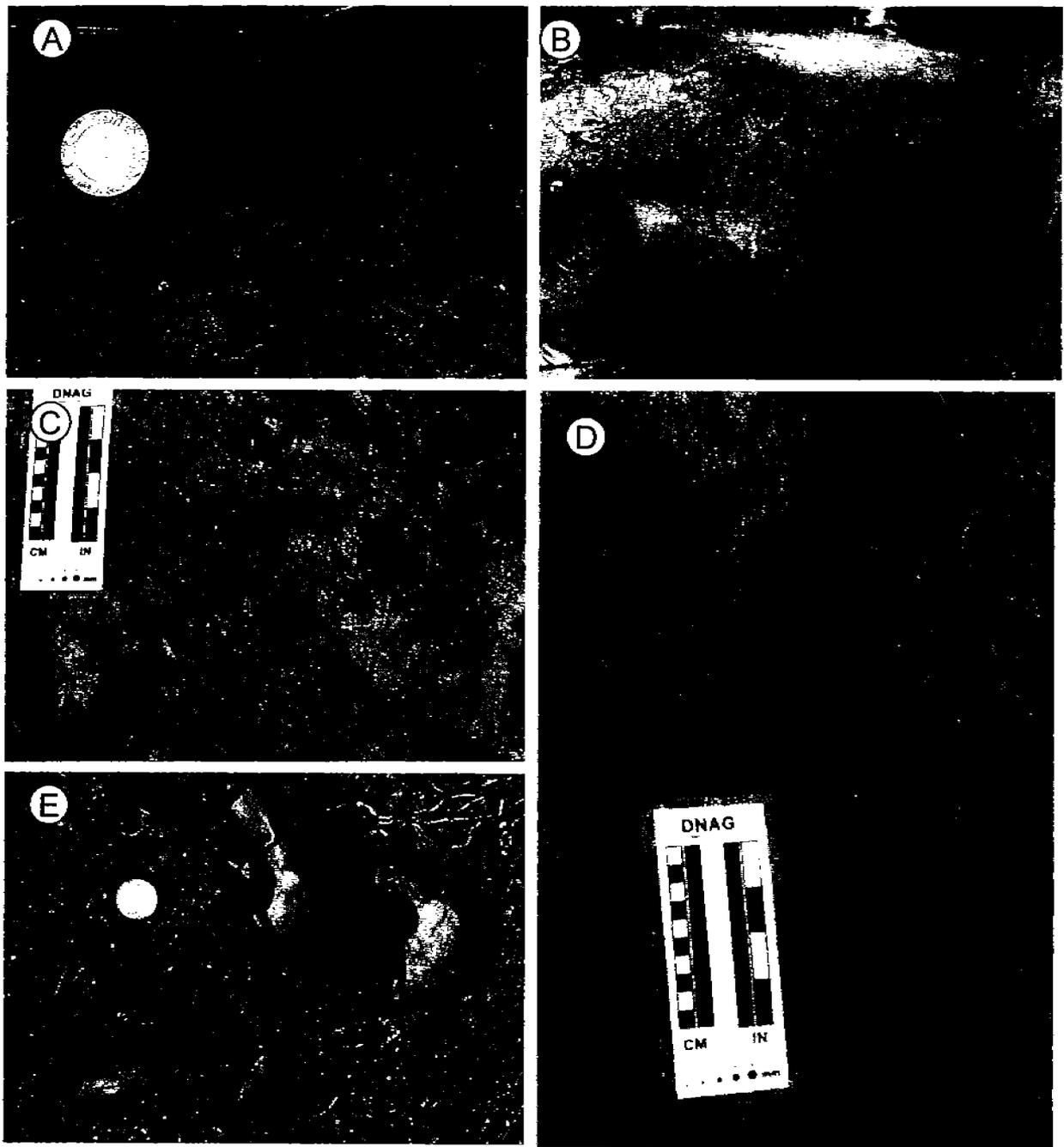


Figura 11. Facies de lutitas marinas. (A), (B), (C), (D) y (E), Afloramiento de esta facies en las secciones Olinalá y Nemotitlán. (A) Concreciones con anillos concéntricos, estructuras típicas en la parte inferior de la Formación Olinalá. (B) Estructuras cono sobre cono (*cone-in-cone*), abundantes en la parte inferior de esta formación. Fauna presente en esta facies: (C) pelecípodos, (D) braquiópodos y (E) amonoideos; este conjunto fósil indica condiciones de mar abierto durante su depósito, probablemente plataforma externa.

(2003) en la Formación Carolinéfjellet, en el archipiélago noruego de Spitsbergen; Zaton y Marynowski (2004) en el centro sur de Polonia y McLaughlin *et al.* (2004) en un sistema de rampa en Kentucky-Ohio, Estados Unidos de América.

3.2. FACIES CARBONATADAS

Biohermas de algas rojas coralináceas

Características de campo. La porción media de la Sección Nemoitlán presenta la mejor exposición de esta facies, las cuales presentan estructura tabular o cómica (8-20 cm de longitud) finamente laminadas, presentes a lo largo de varias decenas de metros (Figura 12 A-B).

Petrografía. Esta facies presenta láminas de espesor muy variable y de aspecto contorsionado (Figura 12 C-D), contiene abundantes esponjas calcáreas y briozoarios incrustantes (*Fistulipora* sp. y *Meekanthopora* sp.) asociados. Estas estructuras suelen encontrarse bioturbadas y en ocasiones rellenas por limo de cuarzo mono- y policristalino (Figura 12 E-F), menos frecuente es la presencia de fragmentos de crinoideos y espinas de braquiópodos (prodúctidos).

Ambiente de depósito. Los biohermas de algas rojas coralináceas consisten de organismos incrustantes que crecen en forma de placas muy irregulares de aspecto contorsionado (Figura 11 C-D). Estas algas corresponden a *Archaeolithophyllum lamellosum*, las cuales han sido documentadas en la Caliza Hueco del Pérmico en Nuevo México, Estados Unidos (Scholle y Scholle, 2003). El desarrollo vertical de estas estructuras y la ausencia de estructuras sedimentarias de desgaste y/o abrasión, indica un depósito *in situ* de esta facies. La continuidad lateral de esta facies, abundancia y sus relaciones estratigráficas, sugieren un ambiente de depósito dentro de la cresta de rampa, probablemente en condiciones energéticas altas a moderadas pues no existe remoción de estas estructuras.

Packstone/grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos

Características de campo. Esta facies está presente en todas las secciones medidas en la Formación Olinalá y representa la facies composicional y texturalmente más diversa. Se encuentra sobreyaciendo discordantemente a las facies de lutitas marinas de plataforma externa y subyace de manera también discordante a estas mismas facies. Esta facies exhibe estratificación delgada a mediana, moderada a pobremente clasificada, de tono gris medio (Figura 13 A). Se encuentra dominada por bioclastos de crinoideos, briozoarios, braquiópodos y en menor medida por esponjas calcáreas (Figura 13 B-E).

Petrografía. Esta facies está dominada por bioclastos de crinoideos, briozoarios rombopóridos (*Megacanthopora* sp.), briozoarios incrustantes fragmentados e *in situ* (*Fistulipora* sp., y *Meekanthopora* sp.), braquiópodos (puntuados, impuntuados y pseudopuntuados), gasterópodos, pelecípodos, microforaminíferos (endotéridos; Guerrero-Suastegui, com. escrita, 2005), ostrácodos, en menor cantidad trilobites, esponjas calcáreas y calcimicrobios (*Girvanella*(?), *Epiphyton*(?), *Tubiphytes* sp.), Figuras 13 B-E y 14 A-D. También se observan estructuras geopetales y pellets. En la Sección Nemoitlán estas facies presentan comúnmente cemento de calcita

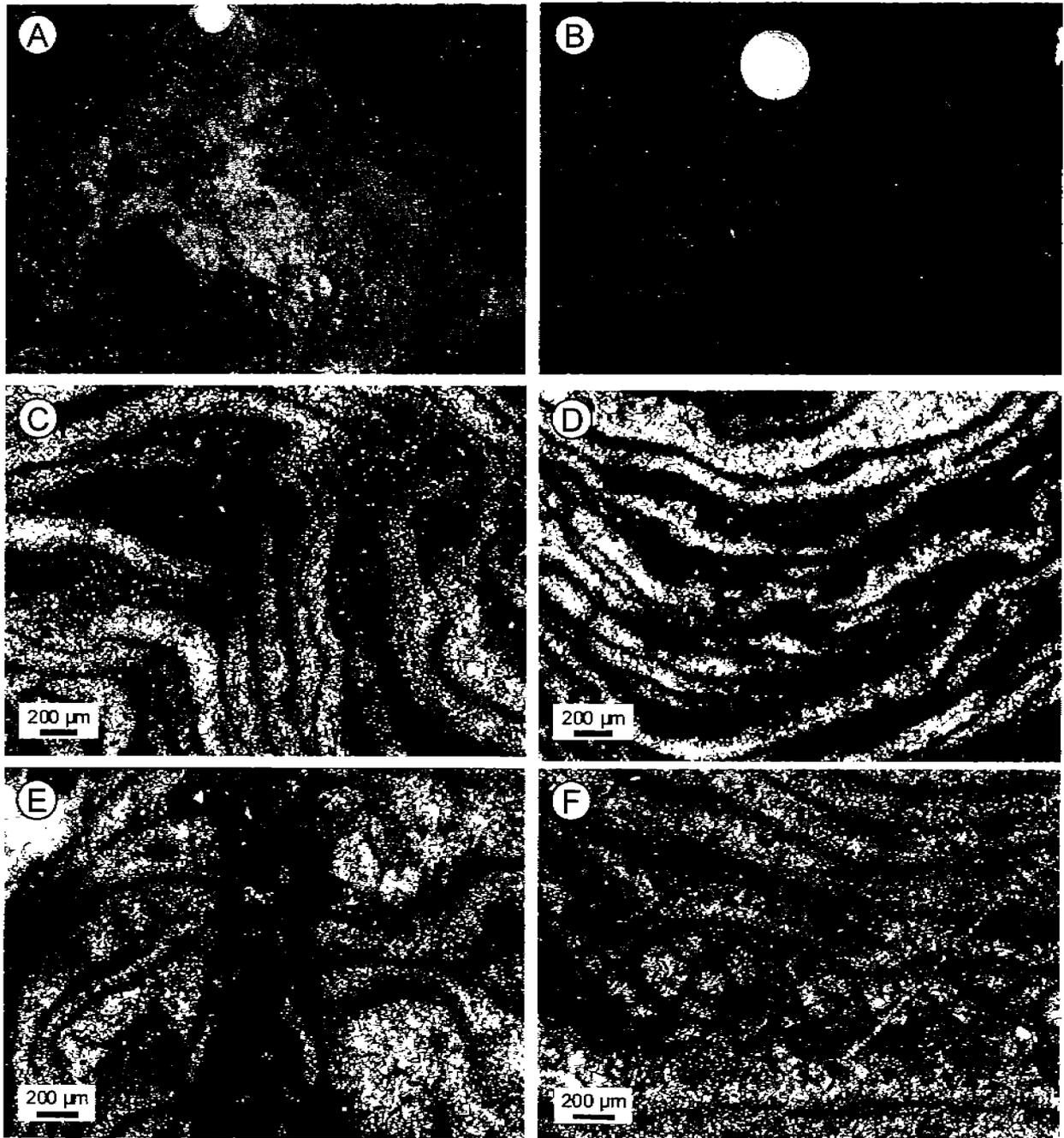


Figura 12. Biohermas de algas rojas coralináceas. (A) y (B), Afloramiento de estas facies en la Sección Nemotitlán. (C), (D), (E) y (F) Fotomicrografías de estos cuerpos carbonatados constituidos predominantemente por *Archaeolithophyllum* sp. (nícoles cruzados). (C) y (D) note la irregularidad y la poca homogeneidad de la laminación. (E) Bioturbación; (F) briozoario incrustante (*Meekanthopora* sp.). Estas facies se interpretan como parches arrecifales de tamaño pequeño localizados en un ambiente de moderada a alta energía (cresta de rampa).

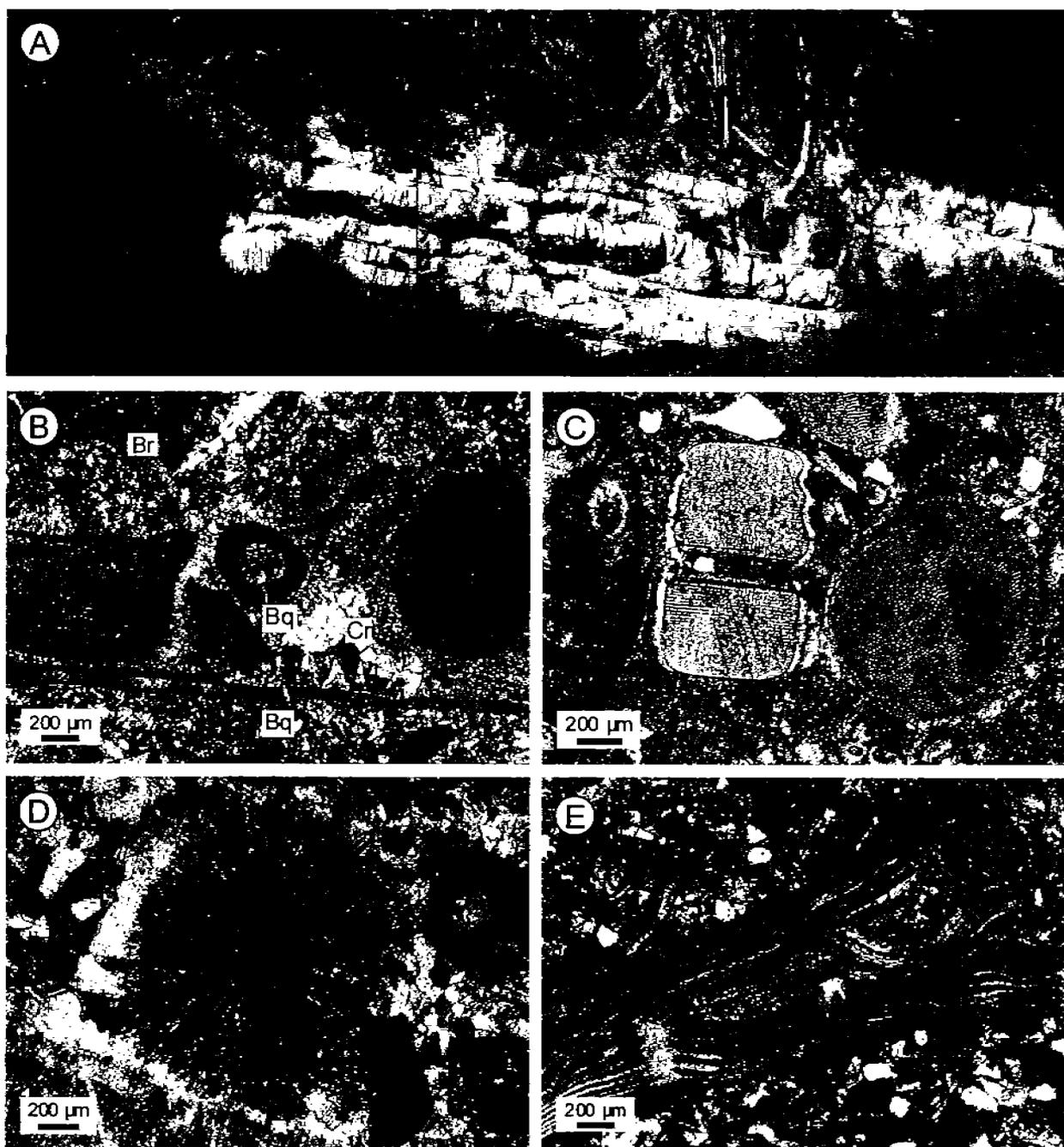


Figura 13. Facies de packstone/grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos. (A) Afloramiento de esta facies en la Sección Xochimilco. (B), (C), (D) y (E) Fotomicrografías de esta facies (nícoles cruzados). (B) Packstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos; Bq: braquiópodo, Br: briozoario y Cr: crinoideo. (C) Observe la abundancia de placas de crinoideos, las cuales constituyen los principales componentes de esta facies; (D) briozoario (corte transversal) y (E) braquiópodo pseudopuntuado (corte longitudinal).

isopaca, así como estructuras tabulares de *Tubiphytes* sp. situadas en la base de estratos delgados.

Las estructuras constituidas por *Tubiphytes* forman una masa compacta que en ocasiones está asociada a briozoarios incrustantes (*Fistulipora* sp.), estando comúnmente horadada (Figura 14 A-B). Contiene abundante limo y arena mediana, angulosos a bien redondeados de esquisto, cuarzo mono- y policristalino. En general los granos (bioclastos y detritos) presentan evidencia de abrasión. Localmente se presenta bioturbación intensa, la cual modifica la textura depositacional original. Esta facies varía en las secciones Olinalá y Nemotitlán a packstone limo-arenoso, dominado por una combinación de crinoideos-briozoarios-braquiópodos. En la Sección Xochimilco esta facies consiste de dolograinstone, dominado por bioclastos de crinoideos y en menor proporción de braquiópodos (prodúctidos, puntuados e impuntuados), moluscos y briozoarios (*Megacanthopora* sp., *Fistulipora* sp.), afectados por diversos grados de dolomitización (Figura 14 E-F). Es común la existencia de fantasmas de bioclastos, así como crecimiento sintaxial en placas de crinoideos y espinas de equinodermos (Figura 13 E). Los cristales de dolomita son euhedrales a subhedrales de grano fino a grueso; en ocasiones este proceso fue tan intenso que impide el reconocimiento de la textura depositacional original (Figura 14 F). Es común la suturación de granos y la presencia de microestilolitas.

Ambiente de depósito. Variaciones semejantes en la diversidad de los bioclastos han sido documentados en la Cuenca de Sverdrup por Morin *et al.* (1994), quienes las atribuyen a distintos niveles de restricción de circulación marina. De acuerdo con la variación de las texturas depositacionales en esta facies, las condiciones energéticas durante el depósito fueron variables (baja a alta energía). Los depósitos de grainstone/packstone arenosos, generalmente presentan bioclastos con huellas de abrasión, así como una ligera orientación de granos carbonatados (moderada energía), lo cual es apoyado localmente por la abundancia de organismos incrustantes (*Fistulipora* sp. y *Meekanthopora* sp.). Estos depósitos contrastan con los de packstone/wackestone limosos, sin estructuras de corriente o desgaste y con bioclastos sin fuerte abrasión (baja energía). Por otro lado, las estructuras constituidas por *Tubiphytes* sp. son comunes en sistemas carbonatados pérmicos (Toomey, 1991; Mruk y Bebout, 1993; Kirkland *et al.*, 1993; Kerans y Harris, 1993; Senowbari-Daryan y Flügel, 1993; Morin *et al.*, 1994; Weidlich y Bernecker, 2003), sin embargo siempre son reportados fragmentos aislados. Facies dominadas por *Tubiphytes* han sido reportadas en las formaciones Canyon Fiord, Belcher Channel, Antoinette, Mount Bayley, Tanquary y Nansen, en la subcuenca de Fosheim-Hamilton en el Archipiélago Ártico Canadiense, las cuales de acuerdo con Morin *et al.* (1994) corresponden a biohermas depositados dentro de la rampa media. La fauna presente en esta facies (crinoideos, moluscos, braquiópodos, briozoarios y microforaminíferos) indica condiciones marinas normales y aguas cálidas, probablemente en ambientes tropicales o subtropicales (Ross y Ross, 1988; McLaughlin *et al.*, 2004); aunque los briozoarios son indicadores de aguas templadas, probablemente habitaron aguas cercanas a 50 m de profundidad dentro de la rampa media (Morin, *et al.*, 1994). La presencia de microestilolitas y granos suturados sugieren procesos de disolución por presión, resultantes de la compactación por sepultamiento. De acuerdo con lo anterior, estos depósitos

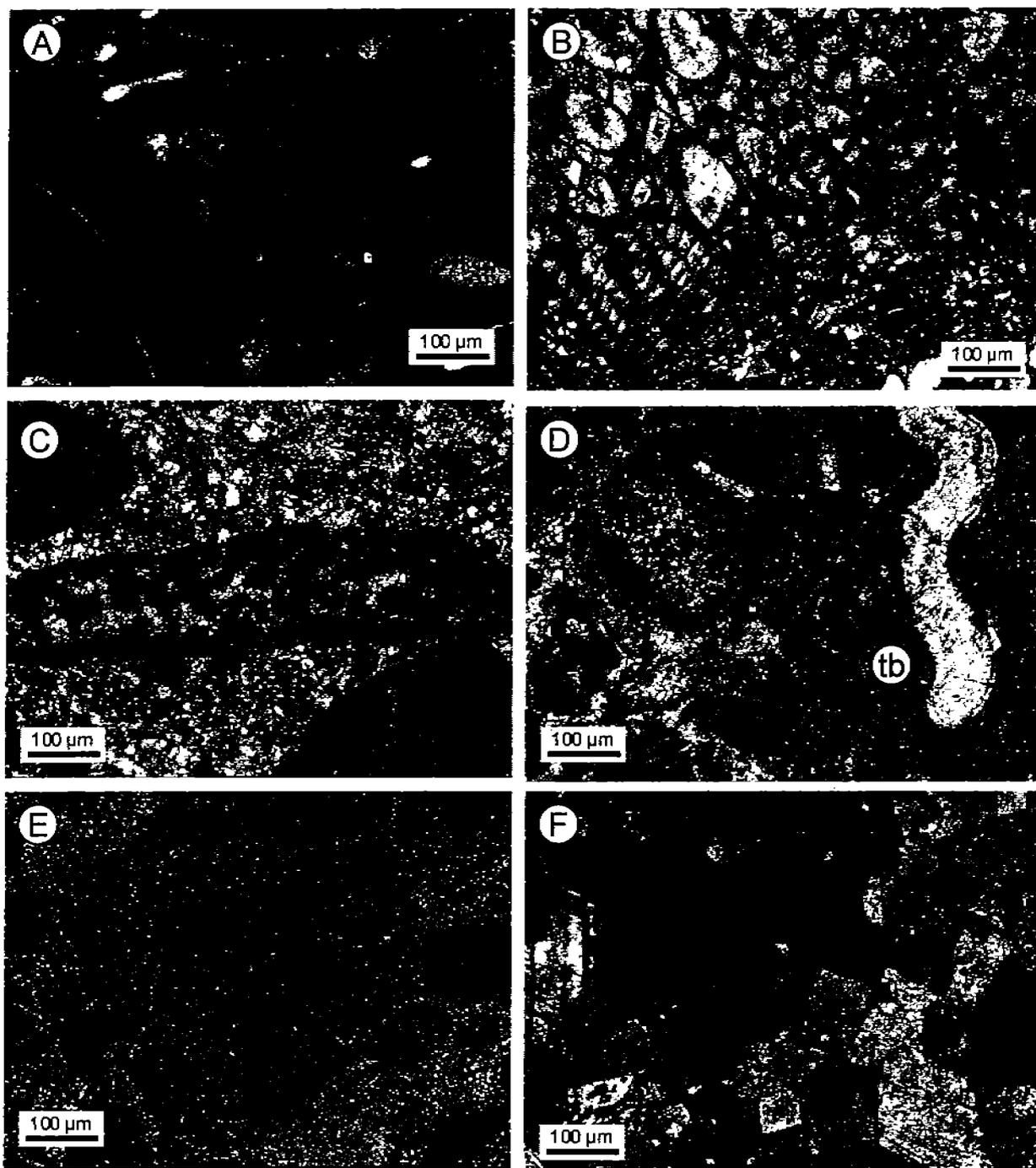


Figura 14. Facies de packstone/grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos. (A), (B), (C), (D), (E) y (F), fotomicrografías de esta facies (nícoles cruzados). (A) *Tubiphytes* sp.; (B) *Fistulipora* sp.; (C) esponja calcárea; (D) fragmentos de trilobites (tb). (E) Crecimiento sintaxial en una espícula de equinodermo. (F) Cristales de dolomita euhedral. Esta facies corresponde a bancos de arenas carbonatadas acumuladas en condiciones de alta energía (cresta de rampa).

corresponden a bancos de arenas carbonatadas acumuladas en la cresta de la rampa.

Wackestone/packstone de fusulinidos

Características de campo. Esta facies sólo se encuentra presente en la Sección Nemotitlán, está intercalada con facies de packstone/grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos. Corresponde a un cuerpo lenticular con estratificación delgada (0.2 m) de tono gris oscuro. El eje mayor de los fusulinidos es paralelo a la estratificación (Figura 15 A-B).

Petrografía. Esta facies está dominada por los fusulinidos *Parafusulina* sp. y *Polydiexodina* sp. y, en menor cantidad por bioclastos de crinoideos, briozoarios incrustantes (*Fistulipora* sp.), moluscos, espinas de productidos y equinodermos, *Tubiphytes* y ostrácodos. (Figura 15 C-D). Contiene abundantes limos de cuarzo monocristalino con extinción ondulante, angulosos a subangulosos. Presenta calcita en bloque relleno de las cámaras de fusulinidos. De acuerdo con la clasificación de Dunham (1962) esta facies corresponde a un wackestone/packstone de fusulinidos.

Ambiente de depósito. La geometría del estrato, relaciones estratigráficas, composición y contenido fósil sugieren un depósito dentro de la plataforma interna. Los requerimientos ambientales de los fusulinidos indican condiciones marinas normales en aguas tropicales o subtropicales y profundidades menores a 10 m (Ross y Ross, 1988; Morin *et al.*, 1994). Facies similares han sido documentadas por Morin *et al.* (1994) en la Cuenca de Sverdrup, a las cuales asignaron un ambiente de depósito de plataforma abierta, donde existieron condiciones favorables para el desarrollo de estos organismos. Lo anterior junto con la abundancia de detritos de cuarzo, sugiere que estos depósitos ocurrieron durante una etapa de ascenso del nivel del mar cuando la plataforma se encontraba inundada, como es inferido en la Cuenca de Sverdrup por McLaughlin *et al.* (2004). Pettijohn, *et al.* (1987), sugieren que la abundancia de detritos de cuarzo dentro de depósitos carbonatados someros, está vinculada a la presencia de elementos positivos dentro del continente, los cuales son erosionados y los detritos generados depositados en la zona somera de la costa.

La presencia de cuarzo metamórfico en esta facies, sugiere la presencia de elementos positivos probablemente pertenecientes al Complejo Acatlán. La presencia de *Parafusulina* sp. y *Polydiexodina* sp. (Ross y Ross, 1988; Vachard *et al.*, 1993; 2004) permite asignar a estas facies y a esta parte de la Formación Olinalá una edad de Capitaniano.

Packstone arcilloso de braquiópodos

Características de campo. La mejor exposición de estas facies se presenta en la parte media de la Sección Olinalá, mientras que en la Sección Nemotitlán varía a wackestone limoso de braquiópodos-pelecípodos. Sobreyace concordantemente a la facies de areniscas bioturbadas y cambia gradualmente a facies de packstone/grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos. Esta facies se presenta en estratos delgados a medianos, laminados, de tono gris oscuro a pardo. Se caracteriza por su abundante contenido fósil, el cual está dominado por ejemplares bien conservados de braquiópodos pertenecientes a las familias Echinoconchidae, Productidae, Athyrididae y Dielasmatidae, las cuales fueron abundantes durante el

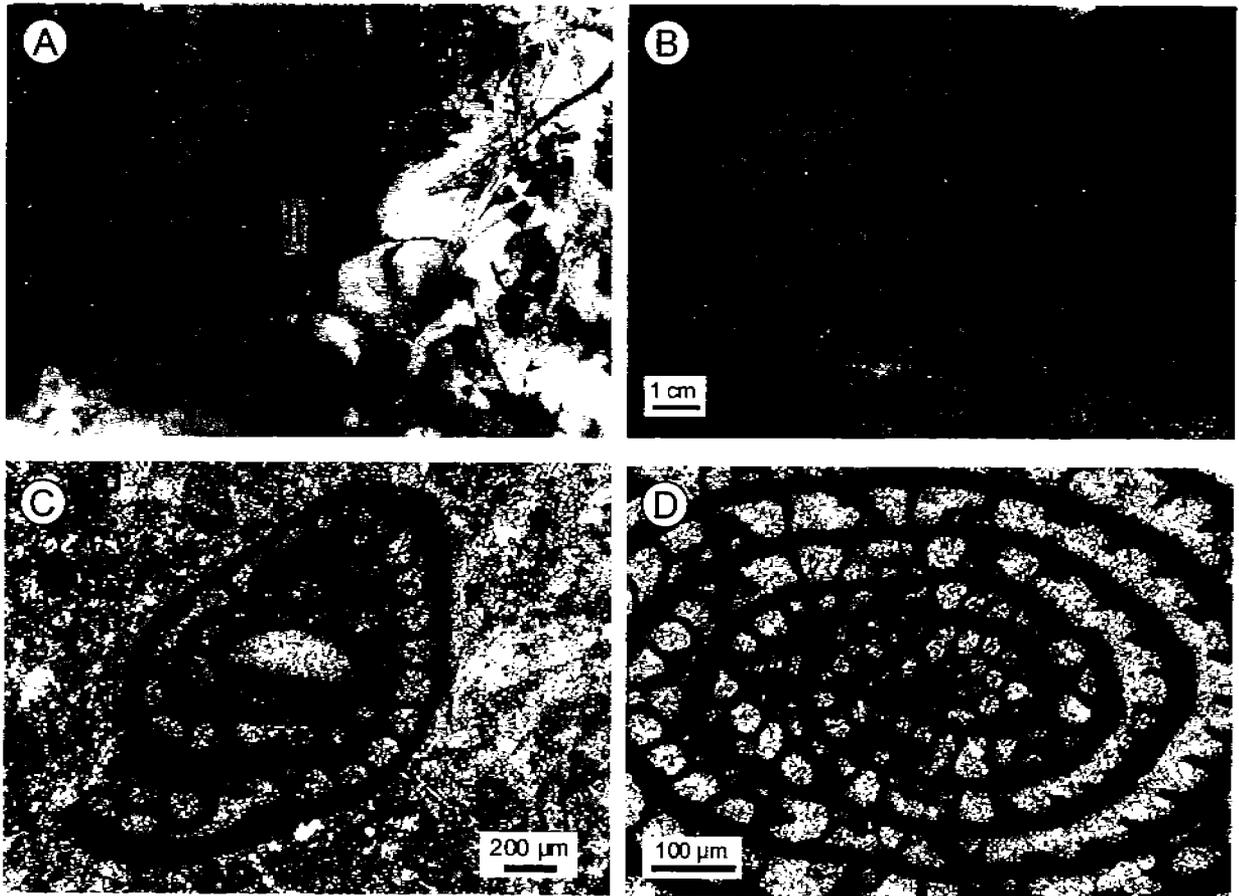


Figura 15. Facies de wackestone/packstone de fusulínidos. (A) y (B), afloramiento de esta facies en la Sección Nemotitlán; (B) detalle. (C) y (D) fotomicrografías de esta facies (nícoles cruzados); *Parafusulina* sp., género que permite asignar una edad de Capitaniano a esta parte de la formación. Esta facies corresponde probablemente a depósitos de plataforma interna.

Paleozoico Medio y Superior (Ross y Ross, 1988; Sour-Tovar, com. escrita, 2005); así como por pelecípodos y gasterópodos (Figura 16 A-B). En la Sección Nemotitán, esta facies está dominada por bioclastos de braquiópodos, bivalvos y crinoideos (Figura 16 C-D).

Petrografía. Esta facies consiste predominantemente de bioclastos de braquiópodos, crinoideos, espinas de productidos y equinodermos, briozoarios incrustantes (*Fistulipora* sp.), gasterópodos y microforaminíferos, con matriz de micrita y minerales arcillosos. Esta facies contiene abundante materia orgánica oxidada y limos angulosos a subredondeados de cuarzo monocristalino con extinción ondulante. De acuerdo con la clasificación de Dunham (1962) esta facies corresponde a un packstone/grainstone de braquiópodos arcilloso (Figura 16 C-D).

Ambiente de depósito. Estructuras sedimentarias, relaciones estratigráficas y contenido fósil, sugieren un ambiente de depósito de mar abierto. Los organismos identificados, particularmente *Waagenoconcha* sp. (Echinoconchidae) habitaron plataformas carbonatadas someras durante el Paleozoico (Sour-Tovar, 2005, com. escrita) Apéndice B. Mientras que la presencia de limo y laminación delgada sugiere condiciones de moderada a baja energía, probablemente sobre el nivel base del oleaje normal, lo cual es coherente con la información proporcionada por *Waagenoconcha* sp.

Wackestone de radiolarios

Características de campo. La facies de wackestone de radiolarios se presenta en la base de las secciones Olinalá y Nemotitán intercalada con la *facies de lutitas marinas*. Corresponde a capas delgadas en escala decimétrica, de tono gris oscuro a negro (Figura 17 A). En ocasiones forma concreciones calcáreas discoidales cuyo eje mayor es ~50 cm y son perpendiculares a la superficie de estratificación.

Petrografía. Esta facies está constituida por lodo carbonatado finamente laminado y con un alto contenido de materia orgánica oxidada, radiolarios y calciesferas, estas últimas suelen estar piritizadas (Figura 17 B-E). En ocasiones presenta rastros de bioturbación y fracturas rellenas de cuarzo y/o calcita. De acuerdo con la clasificación de Dunham (1962) esta facies corresponde a un wackestone de radiolarios (Figura 17 B).

Ambiente de depósito. Las estructuras sedimentarias, alto contenido de materia orgánica, contenido fósil y las relaciones estratigráficas de esta facies indican condiciones de depósito en un ambiente marino relativamente profundo. La presencia de abundantes elementos piritizados sugiere condiciones euxínicas y de baja energía en la columna de agua durante su depósito (Nielsen y Hanken, 2002; McLaughlin *et al.*, 2004), probablemente dentro de la plataforma externa. Estas rocas se depositaron durante etapas de ascenso del nivel del mar, cuando la plataforma continental fue inundada. Estas facies podrían corresponder a secciones condensadas, debido a su alto contenido fósil, gran contenido de materia orgánica, pequeño espesor (~15 cm), además de este tipo de horizontes son comunes dentro de depósitos de costafuera (mar abierto) y, preceden a acumulaciones de nivel del mar alto. Desafortunadamente, la hipótesis anterior no puede ser corroborada, puesto que se carece de un marco cronoestratigráfico de alta resolución, imprescindible para definir una sección condensada.

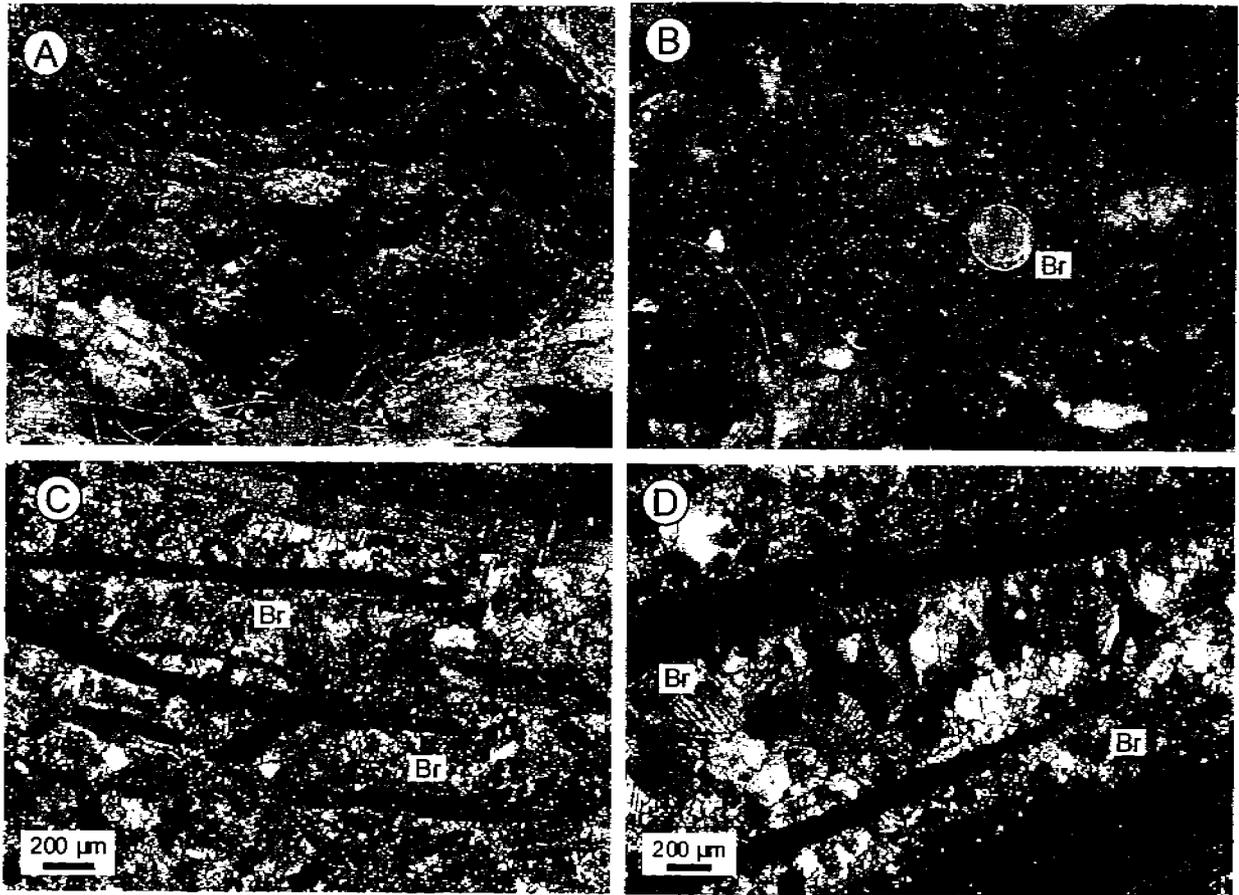


Figura 16. Facies de packstone arcilloso de braquiópodos. (A) y (B), afloramiento de esta facies en la Sección Nemotitlán. (A) Estratificación delgada; (B) detalle de esta facies; (Br) braquiópodo. (C) y (D) Fotomicrografías de esta facies (nícoles cruzados); observe la abundancia de fragmentos de concha de braquiópodos (Br). Esta facies corresponde a depósitos relativamente someros de mar abierto.

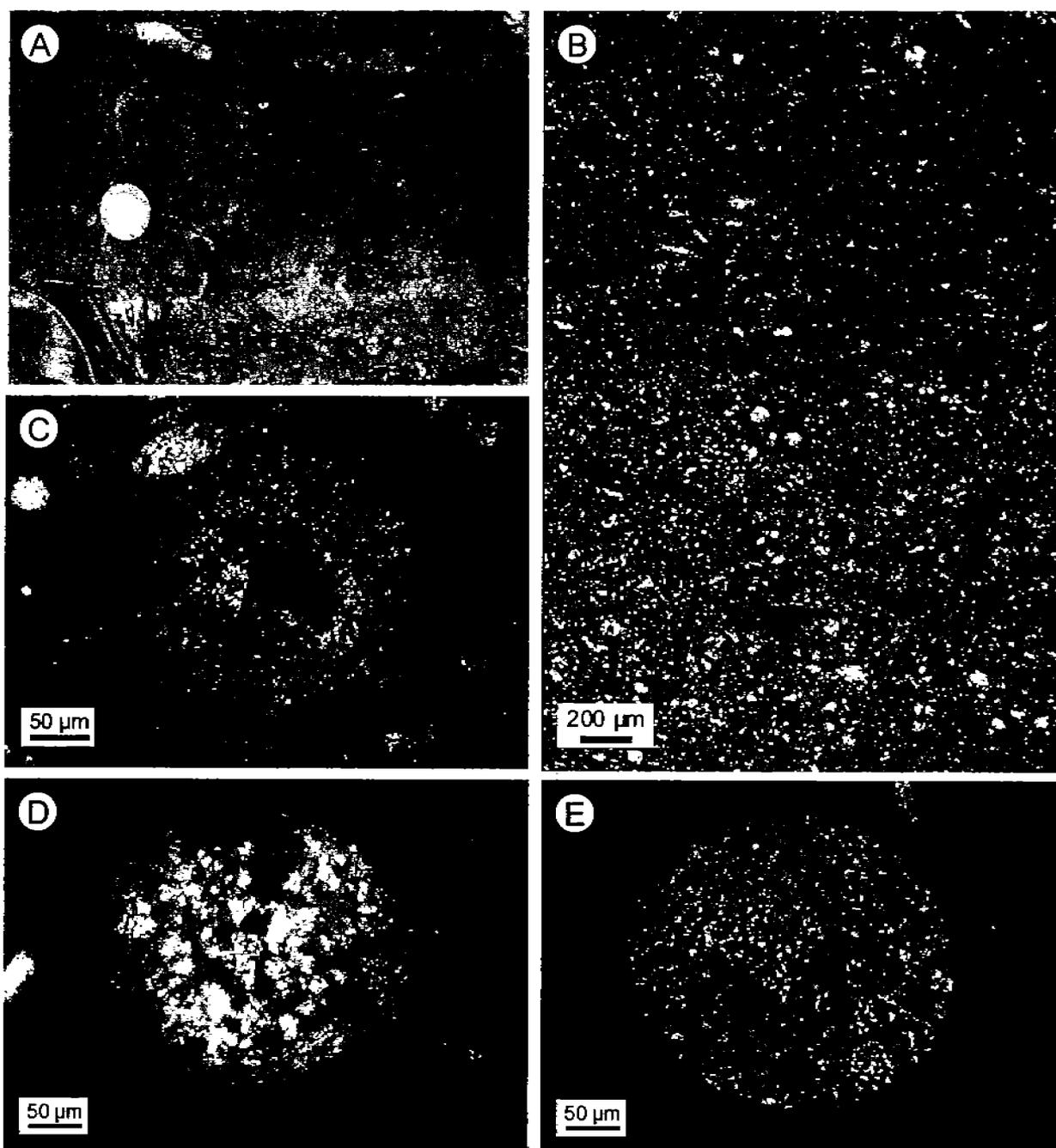


Figura 17. Facies de wackestone de radiolarios. (A) afloramiento de esta facies en la Sección Olinalá; note el espesor delgado del estrato que compone esta facies. (B), (C), (D) y (E) Fotomicrografías de esta facies (nícoles cruzados); (B) textura; (C) y (D) radiolarios; (E) calciesfera.

4. MARCO CRONOESTRATIGRÁFICO DE LA FORMACIÓN OLINALÁ

4.1. BIOESTRATIGRAFÍA Y EDAD

Flores de Dios y Buitrón (1982) fueron los primeros en asignar una edad Pensilvánico-Pérmico a la Formación Olinalá, de acuerdo con el contenido fósil y las relaciones estratigráficas que guarda dicha formación con las unidades que le subyacen y sobreyacen, Complejo Acatlán (Ordovícico Tardío-Devónico Tardío) e Ignimbrita Las Lluvias (Triásico), respectivamente. Posteriormente, Corona-Esquivel (1983; 1985), Silva-Pineda *et al.* (1991; 1998; 2000), González-Arreola *et al.* (1994), Esquivel-Macias (1996), Vachard *et al.* (1993; 2004), restringieron la edad de la Formación Olinalá al Pérmico. Vachard *et al.* (2004) propusieron una edad de Wordiano para las capas de lutita inferiores basados en la presencia del amonoideo *Waagenoceras* sp., aunque si bien esta especie puede ser encontrada en el Roadiano (Villaseñor-Martínez, com. pers., 2005); mientras que a la parte carbonatada asignan una edad de Capitaniano de acuerdo con la presencia de los fusulínidos *Polydiexodina* sp. y *Codonofusiella extensa*.

A pesar de que la Formación Olinalá contiene una abundante y variada biota fósil, los ejemplares colectados para este trabajo no permitieron el establecimiento de un marco cronoestratigráfico de alta resolución debido a la ausencia de fósiles índice en la base y cima de la formación. Lo anterior es coherente con los datos presentados por Ross y Ross (1988), quienes reportan escasez de fósiles índice durante el Pérmico Superior. Dentro de los grupos presentes más destacados se encuentran crinoideos, amonoideos, foraminíferos, pelecípodos, gasterópodos, briozoarios, calcimicrobios (*Tubiphytes* sp.), braquiópodos y artrópodos (ostrácodos y trilobites). Se identificaron de cuatro familias de pelecípodos (Nuculidae, Malletidae, Myalinidae y Nuculanidae), una de gasterópodos (Bellerophonitidae) y cuatro de braquiópodos (Echinoconchidae, Productidae, Athyrididae y Dielasmatidae), así como el reconocimiento de varios géneros (Quiroz-Barroso, com. escrita, 2005). No obstante, la mayoría de los ejemplares reconocidos tienen un alcance estratigráfico amplio, por lo que su valor estratigráfico es restringido. Los géneros *Waagenoceras* (amonoideo) y los fusulínidos *Parafusulina* y *Polydiexodina* permiten restringir, de acuerdo con los datos publicados (Vachard *et al.*, 1993 y Vachard *et al.*, 2004), la edad de la Formación Olinalá al Wordiano (en la base) y Capitaniano (hacia la parte media); sin embargo, estos autores no precisan su posición estratigráfica dentro de la formación, por lo que las interpretaciones hechas a partir de esta información son consideradas con cautela (Figura 18). De acuerdo con lo anterior y con base en los datos bioestratigráficos disponibles a la fecha, puede inferirse que la Formación Olinalá se depositó durante parte del Guadalupeano, entre 268 m.a y 260.4 m.a. equivalente al Wordiano y Capitaniano, respectivamente.

La edad absoluta de la Formación Olinalá se desconoce, pues como se mencionó anteriormente, no pudo establecerse un marco bioestratigráfico de alta resolución. No obstante, el límite cronoestratigráfico inferior está dado por la discordancia que

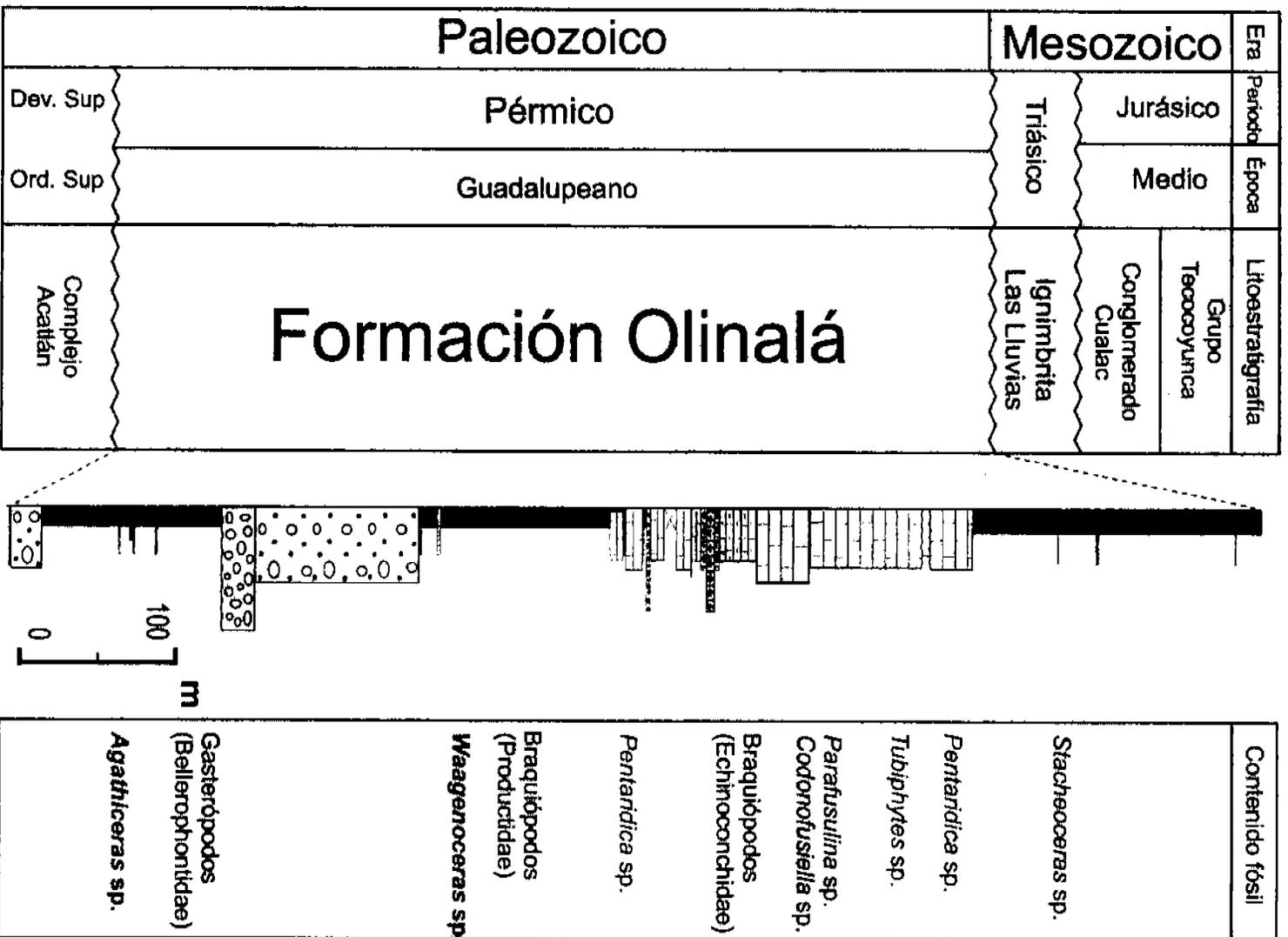


Figura 18. Columna estratigráfica simplificada de la Formación Olinalá y sus relaciones estratigráficas con las unidades que le subyacen y sobreyacen. La columna de la derecha muestra de manera general la ubicación de los fósiles colectados por el autor y por otros autores (negritas). Los datos derivados de estos últimos deben ser tomados con reserva, puesto que su posición estratigráfica no es dada con precisión.

separa a las rocas metamórficas del Complejo Acatlán de los depósitos sedimentarios de la Formación Olinalá, misma que es definida como el límite inferior de esta sucesión sedimentaria pérmica (Figura 18). Esta discordancia suele estar cubierta o bien, afectada por fallamiento, sin embargo dicha discordancia se observa en la Barranca Coyomitla (Guerrero-Suastegui, com. escrita, 2005). La discordancia angular que guarda la Formación Olinalá con respecto a la Ignimbrita Las Lluvias que le sobreyace, corresponde al límite cronoestratigráfico superior. (Figura 18).

A pesar de lo anterior, pueden reconocerse dos marcadores estratigráficos relevantes. El primero de ellos corresponde a un paquete de conglomerados polimícticos y areniscas conglomeráticas fluviales de espesor considerable, presente en la parte inferior de esta formación, ya que se observa a lo largo de varios kilómetros (Figura 18). Un segundo marcador estratigráfico corresponde a una acumulación distintiva de concreciones con amonoideos presente en la parte superior de la formación (Apéndice A). A pesar de que puede reconocerse a través de varias centenas de metros, sólo se reporta para la Sección Nemotitlán. Los elementos estratigráficos registrados en las secciones Olinalá y Nemotitlán permitieron la correlación de facies (patrones de apilamiento y ciclos) de la Formación Olinalá.

4.2. MODELO DE SEDIMENTACIÓN

Las rocas que constituyen la Formación Olinalá no presentan grandes exposiciones laterales, existiendo además amplias áreas cubiertas por cultivos y aluvión, lo cual dificulta la documentación de su evolución estratigráfica. A pesar de ello, las relaciones de facies y la geometría de los estratos permiten definir la arquitectura estratigráfica de la formación, así como inferir los factores que controlaron su evolución. Aunque el área ha sido ampliamente estudiada desde la década de 1980, recientemente han sido propuestos modelos de sedimentación para la Formación Olinalá. Flores de Dios *et al.* (2000) y Silva-Pineda *et al.* (2003), han propuesto que las rocas pertenecientes a esta formación corresponden a depósitos de rampa media y externa. Gutiérrez-Quinto (2002) estudió las rocas carbonatadas de esta formación y propuso con base en las facies reconocidas un sistema de plataforma carbonatada con desarrollo de parches arrecifales. Sin embargo, el análisis de facies y el estudio petrográfico realizado en el presente trabajo indican el desarrollo de un sistema de depósito mixto, mientras que la ausencia de facies arrecifales, cambios de facies abruptas de aguas someras a profundas y de depósitos de talud, apoyan un sistema deposicional de rampa, probablemente tipo homoclinal. Lo anterior concuerda con los cambios transicionales de facies de rampa somera a cuenca reportados en otros sistemas de rampa por Ahr (1985), Read (1985), Tucker (1990, 2003), Burchette y Wright (1992), y que son observados en esta sucesión sedimentaria.

El modelo de depósito general para la Formación Olinalá se presenta en las Figuras 19 y 20. En el primer modelo (Figura 19), se muestra la distribución de facies en una rampa mixta idealizada (básicamente terrígena), durante un periodo tectónicamente estable y un tiempo de descenso del nivel relativo del mar. Durante

este periodo la plataforma continental queda expuesta y es erosionada por los sistemas fluviales regionales.

El segundo modelo (Figura 20), presenta la distribución de facies ocurrida en este sistema en condiciones tectónicamente estables y un tiempo de ascenso del nivel relativo del mar, que permitieron el desarrollo de una fábrica de carbonatos saludable con una gran diversidad biótica. De acuerdo con Ahr (1985), Jones y Desrochers (1992) y Morin *et al.* (1994), la distribución de las facies en estos sistemas está dado por la morfología de la plataforma continental, el nivel base del oleaje normal y de tormenta así como por el alcance de la zona fótica.

De acuerdo con lo anterior, en el modelo depositacional de la Formación Olinalá durante un tiempo de descenso del nivel relativo del mar, las facies se distribuyeron como se muestra en la Figura 19 y se describen a continuación: 1) facies fluviales que erosionaron los depósitos marinos previamente acumulados sobre la plataforma continental y que quedaron expuestos, depositándose sobre ellos paquetes fluviales (facies de conglomerados polimícticos y de areniscas conglomeráticas) cuyos componentes se derivaron del Complejo Acatlán e incluso rocas (cuerpos plutónicos granitoides) que actualmente sólo afloran en una pequeña parte al norte de la región. Lo anterior puede ser inferido a partir de la abundancia de detritos de cuarzo metamórfico, feldespatos, micas, rocas verdes, granito y en menor medida por detritos de milonita, los cuales corresponden a la fracción dominante que constituye las facies terrígenas. 2) Areniscas bioturbadas por crustáceos del tipo de los anomuros (camarones y cangrejos), comúnmente presentes en la zona cercana a la costa (*shoreface*). Estos depósitos arenosos fueron inicialmente transportados por los sistemas fluviales y posteriormente redispersados por corrientes marinas. La baja densidad de *Thalassinoides* sugiere que los organismos formadores de estas estructuras colonizaron de manera oportunista sustratos removidos después de la ocurrencia de flujos de material, debido al aporte de nutrientes que generan estos eventos. 3) Depósitos de plataforma externa constituidos principalmente por lutitas marinas intercaladas con capas delgadas de arcosas y litarenitas, probablemente derivadas de flujos de material hacia la cuenca. 4) Hacia las zonas más profundas ocurriría la formación de concreciones calcáreas dentro de los cuerpos de lutita.

Posteriormente, ocurre el desplazamiento de la línea de costa y de las facies marinas someras hacia el continente registrando un evento transgresivo, debido a un aumento en el nivel relativo del mar. Los depósitos ocurridos durante este periodo constituyen el tracto de sistemas transgresivo (TST), cuyo inicio está marcado por la dislocación de facies de areniscas conglomeráticas fluviales y facies de lutitas marinas de plataforma externa en la parte inferior de la Formación Olinalá, constituyendo el primero de los tres TST reconocidos para la Formación Olinalá. Dislocaciones de facies similares marcan el inicio del segundo y tercer TST, hacia la parte media y superior de esta formación, respectivamente. Durante condiciones de nivel relativo del mar alto (*highstand*) se favoreció el establecimiento de una fábrica de carbonatos con componentes diversos y abundantes. La distribución de facies en esta fábrica estuvo controlada principalmente por la morfología de la plataforma, el clima y el nivel base del oleaje normal y de tormenta, en tanto que no existe evidencia sobre la influencia que habrían tenido estos últimos eventos.

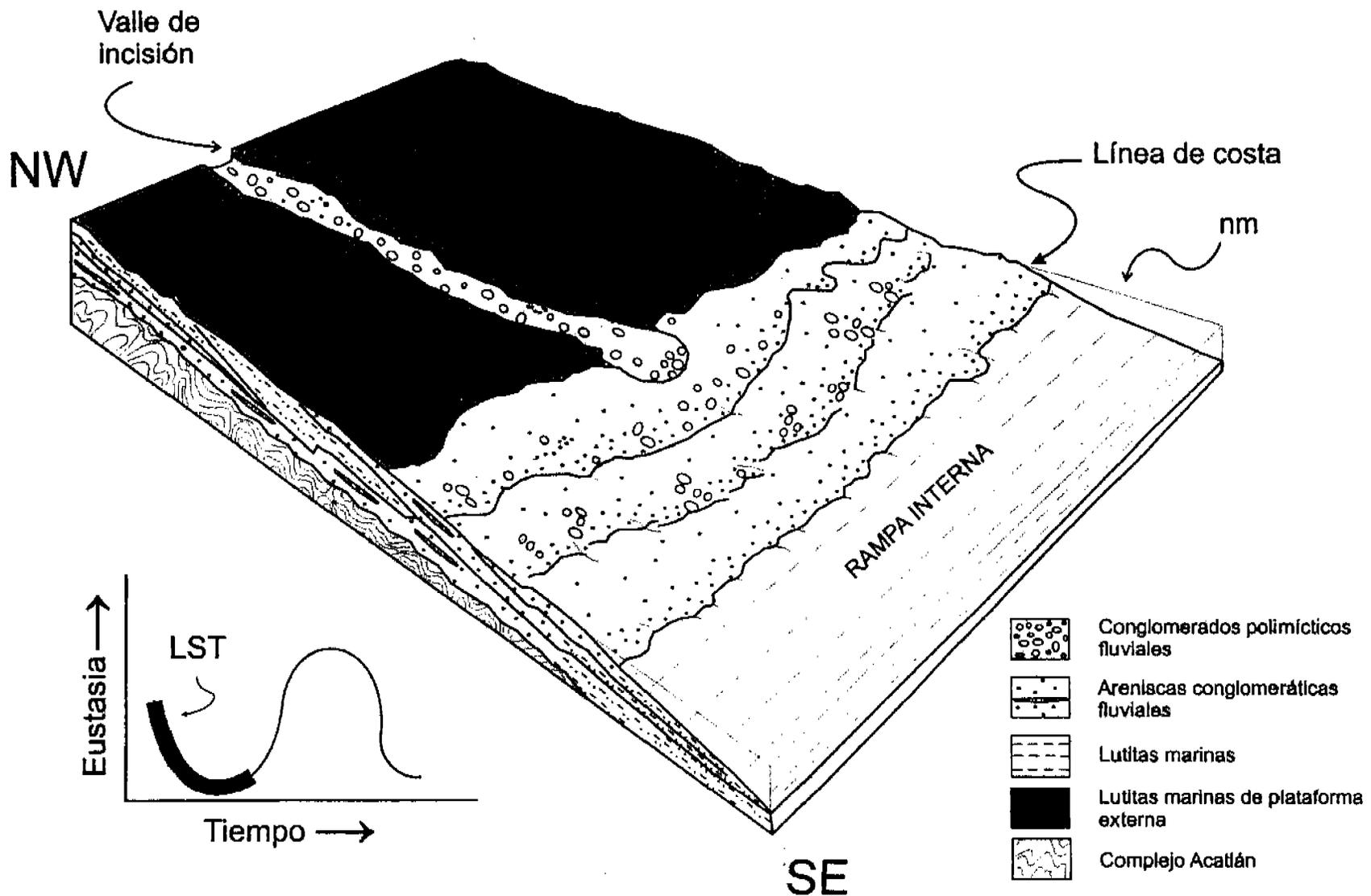


Figura 19. Modelo de sedimentación de descenso del nivel relativo del mar para la Formación Olinálá. El modelo muestra la distribución de facies en una rampa mixta idealizada. Se ilustra cómo los sistemas fluviales cortan facies de lutitas marinas de plataforma externa, formando un valle de incisión fluvial. (LST) Tracto de sistemas de descenso del nivel del mar.

De acuerdo con lo antes mencionado, la distribución de facies se muestra en la Figura 20 y se describe a continuación: 1) Desarrollo de bancos de arenas carbonatadas (packstone/grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos), los cuales formaban un tracto de alta energía posiblemente de manera continua. De acuerdo con la información disponible, se desconoce si detrás de la faja de arenas carbonatadas existía un cuerpo de agua protegido (laguna); ya que no se encontraron evidencias estratigráficas dentro de la Formación Olinalá de facies típicas de rampa interna (por ej. ciclos de submarea o perimarea), como las que han sido reportadas en otros sistemas del Pérmico (Grupos Artesia, Carlsbad y Chase, formaciones Fasken del Grupo Wristen, Fusselman, San Andrés, Brushy Canyon y el Sistema El Capitan). La intensa abrasión de bioclastos, la ausencia de lodo carbonatado, variación en la diversidad de bioclastos y abundancia de briozoarios incrustantes (*Fistulipora* sp. y *Meekanthopora* sp.), sugieren condiciones energéticas altas a moderadas. Así, estas facies representan el margen o cresta de un sistema de rampa. De acuerdo con la variación de las texturas depositacionales presentes en estas rocas, las condiciones energéticas durante el depósito fueron variables, probablemente como consecuencia de variaciones en la circulación marina dentro de la rampa interna. 2) Depósitos de fusulínidos se acumularon posiblemente dentro de la rampa interna, donde predominaron condiciones de temperatura, nutrientes y profundidad (~10 m o menos), adecuados para el desarrollo de estos organismos. Esta facies podría ser la única facies de rampa interna documentada en este trabajo. 3) Pequeños biohermas constituidos por *Archaeolithoporella* y en menor medida por briozoarios incrustantes (*Fistulipora* sp. y *Meekanthopora* sp.) y esponjas calcáreas, y de manera menos frecuente biohermas constituidos por *Tubiphytes* y otros organismos incrustantes, pudieron desarrollarse en condiciones relativamente someras y de alta energía, aunque estas facies no fueron volumétricamente importantes. 4) La acumulación de bioclastos y lodo carbonatado (facies de wackestone/packstone) se llevó a cabo en condiciones relativamente profundas, dentro de la rampa media. 5) Durante un lapso de la evolución de este sistema ocurrió un aumento en el influjo de detritos que afectó de manera importante a la fábrica de carbonatos, disminuyendo la diversidad de la misma, el cual está representado por la facies de packstone/grainstone limoso de braquiópodos. En este periodo la fábrica de carbonatos estuvo dominada por braquiópodos, moluscos y briozoarios. 6) En la rampa externa ocurrió la acumulación de rocas clásticas finas (lutitas/limolitas laminadas), y la formación de concreciones calcáreas, algunas con alto contenido de radiolarios y calciesferas, así como de estructuras *cone-in-cone* depositadas dentro la plataforma externa (Figura 20).

La diversidad de biota presente en las facies carbonatadas (crinoideos, moluscos, braquiópodos, microforaminíferos y briozoarios), así como la presencia de fusulínidos indican condiciones marinas normales y aguas cálidas, probablemente en ambientes tropicales (Ross y Ross, 1988; McLaughlin *et al.*, 2004). A pesar de que las faunas pérmicas marinas no son comunes ni abundantes dentro del registro geológico (Ross y Ross, 1988), los depósitos presentes al sureste de los Estados Unidos, representan un caso excepcional. El complejo arrecifal pérmico Arrecife El Capitan, ha sido estudiado desde principios del siglo pasado y puede ser considerado un sistema depositacional bien conocido, por lo que es un modelo de referencia obligado (Babcock, 1974; Yurewicz, 1977 *in* Toomey, 1991; Ward *et al.*, 1986; Van Wagoner,

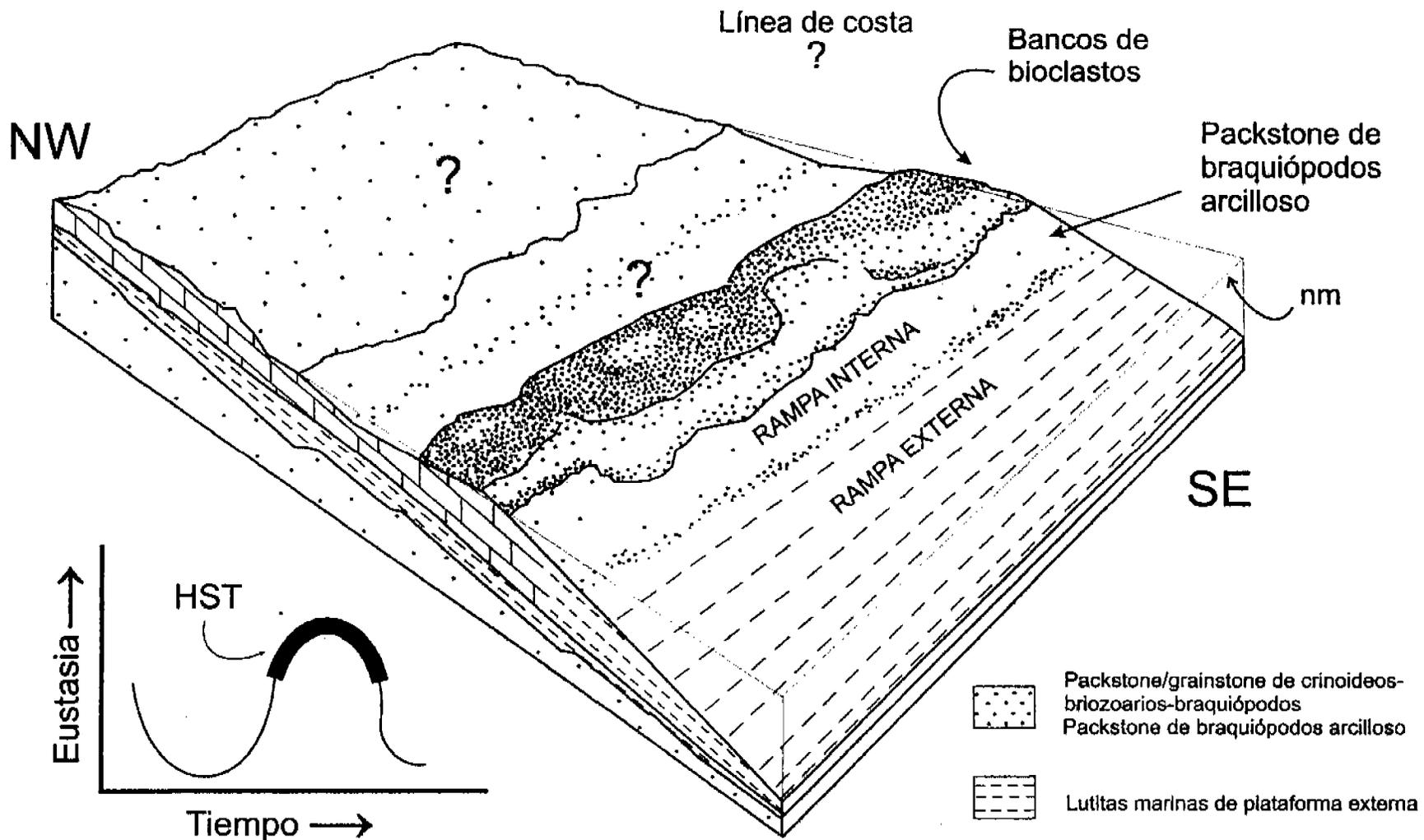


Figura 20. Modelo de sedimentación para la Formación Olinalá durante tiempo de nivel alto (*highstand*). El modelo muestra la distribución de facies en una rampa mixta idealizada. Las facies de *gst/pst* de bioclastos representan el tracto de margen de plataforma (cresta de rampa); sin embargo, de acuerdo con las exposiciones en la Formación Olinalá se desconoce si existía un cuerpo de agua protegido (laguna o rampa interna), ya que no se observaron facies cíclicas de interior de plataforma, comunes en otros sistemas pérmicos (por ej. sistema El Capitan, Kerans y Fitch, 1995).

1991; Bebout y Kerans, 1993; Kerans y Fitchen, 1995; Mazzullo, 1998; Osleger y Tinker, 1999 y Saller *et al.*, 1999). La Formación Olinalá es equivalente en tiempo a los depósitos de plataforma del Grupo Artesia (formaciones Grayburg, Queen, Seven Rivers, Yates y Transill). No obstante, en el modelo propuesto por Kerans y Fitchen (1995), la evolución de la rampa de San Andres (formaciones San Andres, Victorio Peak Superior, Cutoff y Brushy Canyon), incluye un sistema de rampa carbonatada distalmente escarpada desarrollado durante el Leonardiano – Guadalupeano. Esta condición la hace en términos generales un sistema depositacional similar al presente en la Formación Olinalá, difiriendo básicamente en la topografía de la plataforma continental, lo cual no sólo controla el tipo de facies presentes en uno y otro sistema, sino también su distribución. Esta porción del Arrecife El Capitan contiene una abundante fauna dominada por crinoideos, braquiópodos, pequeños foraminíferos, briozoarios, pelecípodos, pelmatozoarios, algas de afinidad incierta (*Archaeolithoporella*, *Tubiphytes*), corales rugosos, fusulinidos y cefalópodos, fauna muy similar a la existente en la Formación Olinalá. Dicha similitud faunística permite establecer su afinidad con los sistemas desarrollados durante el Pérmico en el cratón euramericano, lo cual es coherente con lo reportado por Esquivel-Macias *et al.* (2004), con base en crinoideos.

El trabajo de campo desarrollado en la parte inferior y media del sistema El Capitan en la década de 1970 (Babcock, 1974 *in* Toomey, 1991; Yurewicz, 1977 *in* Toomey, 1991), permitió determinar que esta parte del Capitan está formada por wackestone/packstone esquelético con parches de boundstone cementados por *Archaeolithoporella* y *Tubiphytes*. Este tipo de depósitos y estructuras también se encuentran presentes dentro de la Formación Olinalá, formando pequeños biohermas contenidos en facies de packstone/grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos.

No obstante, también existen diferencias importantes entre la Formación Olinalá y el sistema El Capitan, como lo es la ausencia de un complejo arrecifal en la Formación Olinalá. Destaca además el espesor aquí reportado para la Formación Olinalá que es de ~860 m, mientras que en el caso del Capitan (inferior y medio) es de sólo 200 m (Babcock, 1974; Yurewicz, 1977 *in* Toomey, 1991). Cabe resaltar que el espesor de la Formación Olinalá resultaría uno de los mayores reportados para un sistema pérmico sólo superado por los 1980 m en la cuenca del Oeste de Texas (Mazzullo y Read, 1989). Toomey (1991) reporta 850 m para la sucesión sedimentaria presente en Djebel Tebaga, Túnez y, los poco más de 670 m para la Formación Khuff, Omán (Weidlich y Bernecker, 2003). Otra diferencia importante es la ausencia de superficies de exposición dentro del Arrecife El Capitan, lo cual sugiere que este sistema se mantuvo continuamente sumergido (Babcock, 1974; Yurewicz, 1977 *in* Toomey, 1991; Kerans y Fitchen, 1995), contrastando con al menos dos eventos de exposición aérea dentro de la Formación Olinalá.

5. MARCO DE ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS PARA LA FORMACIÓN OLINALÁ

Aunque la arquitectura estratigráfica de la Formación Olinalá es compleja, es posible identificar un arreglo sistemático de facies resultante de cambios del nivel relativo del mar, tasa de sedimentación y clima. Es decir, se documentó la repetición de facies dando como resultado ciclicidad o secuencias depositacionales acumuladas durante un ciclo del nivel relativo del mar (descenso, transgresión y tiempo de estadio de nivel alto). Con base en lo anterior, en este apartado se propone un marco de Estratigrafía de Secuencias para la Formación Olinalá. La identificación de las secuencias depositacionales y ciclos de menor jerarquía se basó en: tipos de facies y sus patrones de apilamiento, tipos de contactos entre facies, espesor de la estratificación, presencia de discordancias y contenido fósil. Además se emplearon superficies claves dentro de un contexto de Estratigrafía de Secuencias, las cuales son críticas para la división de la estratigrafía de las rocas pérmicas de la Formación Olinalá, tales como discordancias (límites de secuencia), superficies transgresivas y superficies de máxima inundación marina (Vail *et al.*, 1977; Posamentier *et al.*, 1988; Ross y Ross, 1988, Koerschner y Read, 1989; Walker, 1990; Schlager, 1991; Goldhammer *et al.*, 1993; Friedman y Sanders, 2000). Las secciones Olinalá y Nemotitlán constituyen la base para el establecimiento del marco de Estratigrafía de Secuencias para la Formación Olinalá. El espesor de las secuencias de tercer orden varía de ~141 m a ~500 m; mientras que el espesor de las secuencias de cuarto y parasecuencias varía de 40 – 70 m y de 0.5 – 10m, respectivamente. La mayoría de éstas están ubicadas en la parte media de ambas secciones. Mientras que dentro de la Sección Olinalá la ciclicidad resulta muy evidente, en la Sección Nemotitlán es relativamente complicado identificarla, debido a que existe una variación vertical de facies tan diversa como en la Sección Olinalá. Las secuencias depositacionales de tercer orden identificadas en la Formación Olinalá se muestran en la Figura 21. En orden ascendente, las secuencias de tercer orden presentan un patrón de apilamiento que está formado por tres tractos de sistemas: una parte basal de descenso, una parte transgresiva y una parte de nivel del mar alto. Los ciclos de jerarquías menores (cuarto y quinto orden), es decir secuencias de alta frecuencia y parasecuencias presentes en la Formación Olinalá son ilustradas en la Figura 22.

5.1. RECONOCIMIENTO DE LA CICLICIDAD

De acuerdo con la distribución lateral y vertical de facies, estructuras sedimentarias y contenido fósil, la mayor parte de los depósitos que constituyen la Formación Olinalá representan sedimentos de transición de margen de plataforma (cresta de rampa) a plataforma externa. La posición paleogeográfica de las diversas facies de la Formación Olinalá es lo que hace de esta unidad litoestratigráfica, una excelente localidad para elaborar un marco de Estratigrafía de Secuencias, ya que es precisamente en esta posición donde quedan registrados, de manera más obvia, los cambios del nivel relativo del mar. Los depósitos reconocidos corresponden a facies

de submarea somera de moderada a alta energía, éstas fueron depositadas por encima del nivel base del oleaje normal, en el área de plataforma externa y en ambientes fluviales. Por otro lado, no se identificaron facies típicas de interior de plataforma (laguna y planicies de marea asociadas), que indiquen la presencia de depósitos de rampa interna. Las facies de plataforma interna comúnmente se observan arregladas a manera de ciclos o parasecuencias de perimarea o submarea, por ejemplo en el Pérmico de las Montañas Guadalupe del oeste de Texas y Nuevo México (Bebout y Kerans, 1993; Kerans y Fitchen, 1995) contemporáneo en parte con la Formación Olinalá. Estos ciclos o parasecuencias son comunes en el registro geológico (desde el Precámbrico superior al Fanerozoico). En México se conocen bien dentro de la Formación Zuloaga del Oxfordiano (Goldhammer *et al.*, 1991) y en las formaciones Cupido (Goldhammer *et al.*, 1991; Lehmann *et al.*, 1999; Murillo-Muñetón, 1999) y La Virgen (Hernández-Trejo, 2003) del Cretácico Inferior. Además se conocen dentro de las unidades del Cretácico Medio como las formaciones Acatita (Lehmann *et al.*, 1999) y El Abra (Murillo-Muñetón, com. pers., 2005). Sin embargo, como se mencionó anteriormente las facies de interior de plataforma no se observaron en la Formación Olinalá, siendo incierto si ocurrió su depósito o si fueron erosionadas posteriormente.

De acuerdo con Burchette y Wright (1992), uno de los principales problemas del empleo de la Estratigrafía de Secuencias en los sistemas de rampas carbonatadas, es que no existe una dislocación de facies clara entre los tractos de sistemas de descenso y de nivel del mar alto, debido a la suave pendiente que estos sistemas sedimentarios presentan ($<1^\circ$). Afortunadamente la Formación Olinalá representa un sistema sedimentario mixto (terrígeno-carbonatado). Así, la identificación de las secuencias presentes en la Formación Olinalá se basó en el tipo y espesor de litofacies, patrones de apilamiento y contactos entre facies (incluyendo la identificación de discordancias) y variación en el contenido fósil (Koerschner y Read, 1989; Walker, 1990; Schlager, 1991; Goldhammer *et al.*, 1993; Murillo-Muñetón, 1999; Friedman y Sanders, 2000). Dichas secuencias están constituidas por facies fluviales, submarea somera, *shoreface* (cara de costa) y plataforma externa (Figura 21), las cuales son resultado del ascenso gradual del nivel del mar, un periodo de equilibrio y un descenso del nivel del mar.

La ciclicidad identificada dentro de la Formación Olinalá está constituida por ciclos de diferentes jerarquías. Dentro de esta formación se reconocieron tres secuencias depositacionales mayores, de acuerdo con el marco bioestratigráfico existente hasta la fecha, esas secuencias se depositaron en un lapso de 7.6 m.a. Considerando una tasa de sedimentación uniforme durante todo el depósito de esta formación, cada una de esas secuencias representaría aproximadamente 2 m.a. de depósito. De acuerdo con la clasificación de jerarquías de la ciclicidad propuestas por Vail *et al.* (1977) y Goldhammer *et al.*, (1990; 1993; Tabla 1), esas secuencias de mayor jerarquía corresponden a secuencias de tercer orden (1-10 m.a.); denominadas informalmente en este trabajo de la más antigua a la más joven: SD-1, SD-2 y SD-3. A continuación se describen detalladamente cada una de las secuencias de tercer orden identificadas en la Formación Olinalá.

5.1.1. SECUENCIA DEPOSITACIONAL UNO (SD-1)

Esta secuencia constituye la parte inferior de la Formación Olinalá y corresponde a la secuencia depositacional más antigua. Tiene un espesor máximo de ~141 m, la cual decrece hacia la Sección Nemotitlán (Figura 21). El tracto de sistemas de descenso de esta secuencia consiste de 19 m de depósitos fluviales (facies de areniscas conglomeráticas rojizas fluviales), los cuales están en contacto por falla o cubren discordantemente al Complejo Acatlán. El tracto de sistemas transgresivo está constituido por depósitos terrígenos, principalmente facies de lutitas marinas negras de plataforma externa y en menor proporción por facies de areniscas bioturbadas grises aparentemente de *shoreface*, que en su conjunto corresponden a 60.5 m de espesor. Este depósito de lutitas marca la primera gran transgresión marina del Pérmico sobre la masa continental que constituía el Complejo Acatlán. El tracto de sistemas de nivel alto consiste de 61.5 m de depósitos de plataforma externa formados por facies de lutitas marinas de plataforma externa y wackestone de radiolarios. Este tracto de sistemas no se encuentra completo, ya que fue erosionado por sistemas fluviales durante el subsecuente descenso del nivel relativo del mar (Figura 21). Las facies de wackestone de radiolarios suelen estar relacionadas con estructuras tipo *cone-in-cone*. Dichas estructuras han sido reportadas en la Formación Ashville (Cretácico medio), en Saskatchewan, Canadá y la Formación Floris (Pensilvánico Medio), en Iowa, Estados Unidos. Phillips *et al.* (2005) proponen el origen de las estructuras *cone-in-cone* a partir de la relación entre la recarga de acuíferos continentales y su influencia en los sistemas acuíferos costeros, que conducen agua dulce hacia la cuenca, durante periodos de *highstand*. De acuerdo con estos autores la descarga submarina de fluidos ricos en carbonato, induce en la precipitación de cementos de calcita fibrosos, llevando a la formación de estructuras *cone-in-cone* dentro de un horizonte con valor estratigráfico significativo. Debido a lo anterior, los horizontes definidos por estructuras *cone-in-cone*, se interpretan como parte del *highstand*. El punto de inflexión del tracto de sistemas transgresivo al tracto de sistemas de nivel alto está dentro de la facies de wackestone de radiolarios, la cual contiene la superficie de inundación máxima de la plataforma continental y por lo tanto de esta secuencia. Ambos tractos de sistemas transgresivo y de nivel alto presentan pequeñas oscilaciones del nivel del mar que correspondan a ciclicidad de menor jerarquía (parasecuencias), mostrada en las Figuras 22 y 23.

El límite inferior de la secuencia está definido por el contacto con el Complejo Acatlán, mientras que el límite de secuencia superior (LS1) está definido por una discordancia en la que la facies de lutitas marinas negras de plataforma externa subyacen a depósitos fluviales (conglomerados polimícticos y areniscas conglomeráticas) que representan un relleno de valle de incisión fluvial de la secuencia sobreyacente. Este tipo de relaciones estratigráficas son generadas a partir de la erosión de la plataforma llevada a cabo por sistemas fluviales en respuesta al descenso del nivel del mar constituyendo un prominente valle de incisión fluvial (Figura 21).

5.1.2. SECUENCIA DEPOSITACIONAL DOS (SD-2)

Esta secuencia tiene un espesor máximo de ~500 m, el cual aumenta hacia la Sección Nematitlán (Figura 21). Dentro de la Sección Olinalá, esta secuencia muestra una mayor variación de facies, donde el tracto de sistemas de descenso está constituido por ~ 130 m de depósitos fluviales formados por facies de conglomerados polimícticos y areniscas conglomeráticas de color rosado, amarillo y rojizo. Estos depósitos representan un excelente e ilustrativo ejemplo de un valle de incisión fluvial de edad pérmica en el sureste de México. Su desarrollo ocurrió durante un descenso del nivel relativo del mar, el cual fue originado por un descenso de tercer orden que expuso tanto la parte somera como la porción externa profunda de la rampa terrígena-carbonatada. Subsecuentemente, los sistemas fluviales erosionaron la plataforma formando trincheras (valles fluviales), rellenas predominantemente de gravas y arenas derivadas principalmente del Complejo Acatlán y de cuerpos plutónicos de edad pre-Pérmico Superior no aflorantes en el área. La superficie fuertemente erosiva e irregular así como el carácter acanalado de los depósitos fluviales, confirman esta interpretación. Cabe señalar que la profundidad de este valle de incisión fluvial fue de al menos el espesor de los depósitos de conglomerados polimícticos y areniscas conglomeráticas, es decir, 130 m. El tracto de sistemas transgresivo tiene un espesor de ~143 m y está compuesto predominantemente por depósitos de plataforma externa formados por facies de lutitas marinas negras. Dentro de esta porción sólo se reconocieron cuatro parasecuencias (Figura 23). El tracto de sistemas de nivel alto de esta secuencia tiene su mayor espesor dentro de la Sección Nematitlán, donde consiste de ~262 m de depósitos predominantemente de margen o cresta de rampa que consisten de facies de packstone/grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos, packstone/ grainstone de braquiópodos arcilloso y escasos horizontes de wackestone/packstone de fusulínidos, estos últimos considerados como las únicas posibles facies de interior de plataforma. La parte inferior del tracto de sistemas de nivel alto incluye una parte de las facies de lutitas marinas negras de plataforma externa (Figura 21). Dentro de la Sección Olinalá este tracto de sistemas consiste de ~113 m de depósitos carbonatados de cresta de rampa (packstone/grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos) y una proporción menor de lutitas marinas negras (Figura 21). En la parte superior de este tracto de sistemas se presentan oscilaciones en el registro estratigráfico que sugieren variaciones del nivel relativo del mar, pero que no modifican el patrón de apilamiento de facies general. Éstos corresponden a dos secuencias de alta frecuencia (cuarto orden) y tres parasecuencias (quinto orden) (Figuras 22 y 23, respectivamente). La superficie de máxima inundación marina, es decir el punto de inflexión del tracto de sistemas transgresivo al tracto de sistemas de nivel alto queda comprendido dentro de la facies de lutitas marinas negras de plataforma externa, caracterizadas por un alto contenido fósil y concentración de materia orgánica en un horizonte de pocos metros de espesor, por lo que podría corresponder a una sección condensada, sin embargo, esto sólo puede ser confirmado con un marco cronoestratigráfico de alta resolución.

El límite de secuencia inferior está marcado por la discordancia erosiva descrita anteriormente, la cual pone en contacto el tracto de sistemas de nivel alto de la

secuencia depositacional SD-1 con las facies continentales fluviales que constituyen el tracto de sistemas de descenso del nivel del mar (LST) de la presente secuencia. De acuerdo con estas características, la superficie que pone en contacto ambas litologías constituye un límite de secuencia (Van Wagoner *et al.*, 1988; Ross y Ross, 1988). El límite superior de esta secuencia está definido por un cambio de facies brusco entre el tracto de sistemas de nivel de mar alto de la secuencia depositacional SD-2 (facies de packstone/grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos) y el tracto transgresivo de la secuencia depositacional SD-3 (facies de lutitas marinas negras de costafuera/ cuenca). En este caso el límite de secuencia coincide también con la superficie transgresiva de la secuencia sobreyacente (Figura 21).

5.1.3. SECUENCIA DEPOSITACIONAL TRES (SD-3)

Esta secuencia tiene un espesor máximo de ~200 m, el cual decrece hacia la Sección Olinalá. No fue posible distinguir el tracto de sistemas de descenso en esta secuencia depositacional (Figura 21). Es posible que este tracto de sistemas, si fue de origen fluvial no esté presente en esta parte de la sección debido a cambios en el curso de los ríos, o bien, a que haya sido incluido como parte del tracto de sistemas de nivel alto subyacente y debido que no hubo una dislocación de facies importante no pudo ser separado, como ocurre frecuentemente en los sistemas de rampas (Burchette y Wright, 1992). Dentro de la Sección Olinalá el tracto de sistemas transgresivo está constituido por ~128 m de depósitos de lutitas marinas de plataforma externa, mientras que en la Sección Nemoitlán presenta un espesor de ~200 m, donde consiste de lutitas marinas negras de plataforma externa. El tracto de sistemas de nivel alto de esta secuencia depositacional sólo se encuentra en la Sección Olinalá y, al parecer está erosionado dentro de la Sección Nemoitlán, el cual consiste de ~30 m de packstone/grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos. El límite inferior de la secuencia SD-3 está dado por un cambio de facies brusco entre el tracto de sistemas de nivel de mar alto (HST) de la secuencia SD-2 (facies de packstone/grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos) y el tracto transgresivo (TST) de esta secuencia (lutitas marinas de plataforma externa). El límite superior de esta secuencia depositacional no puede ser determinado con certeza debido a que se encuentra incompleta, pues la parte superior del tracto de sistemas de nivel del mar alto, al parecer fue erosionada. Debido a lo anterior, la discordancia entre las rocas sedimentarias pérmicas de la Formación Olinalá y las pertenecientes a la Ignimbrita Las Lluvias (Triásico), constituye el límite superior de la Formación Olinalá, pero se desconoce si lo es también de la secuencia depositacional SD-3. (Figura 21).

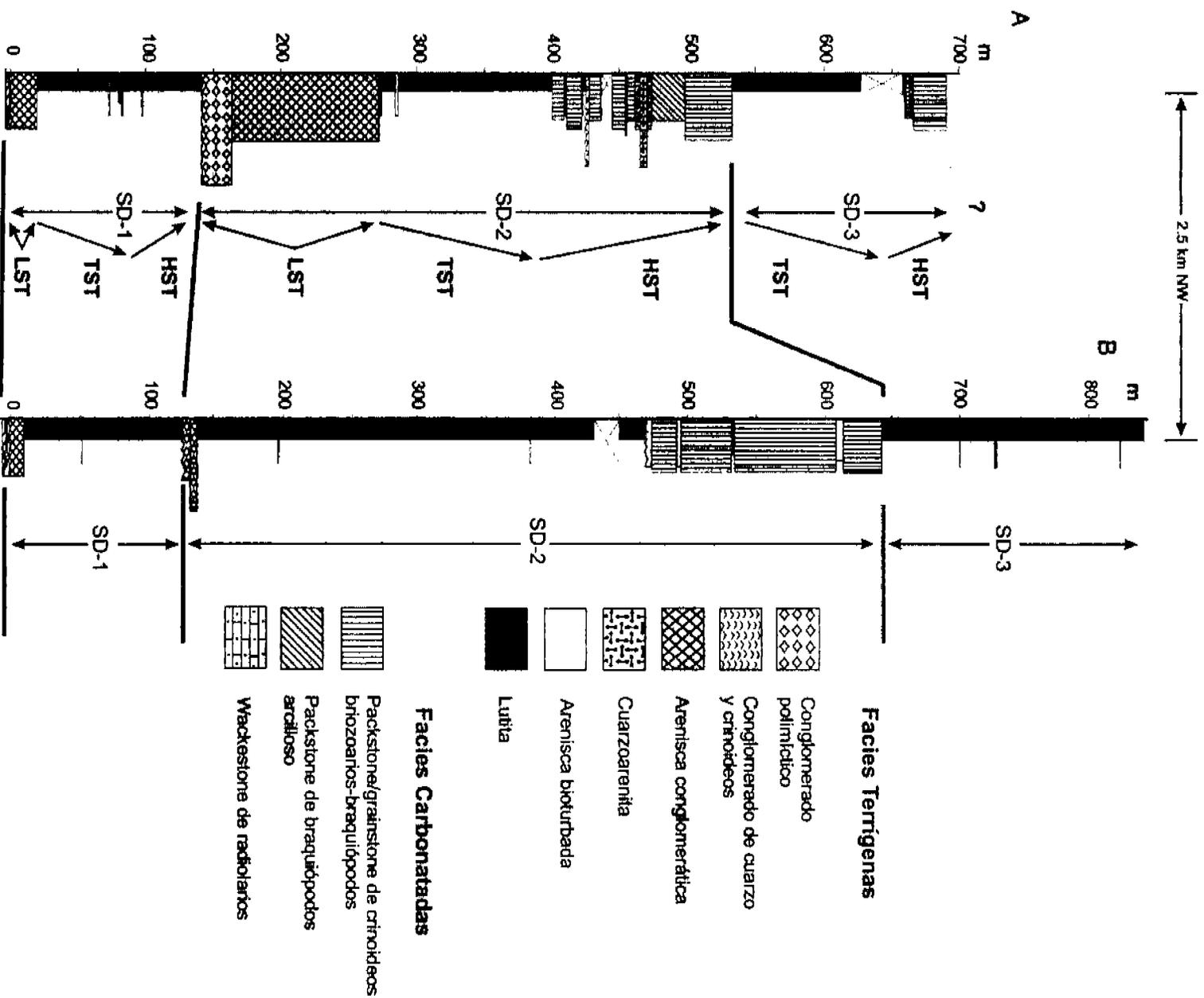


Figura 21. Secuencias deposicionales de tercer orden identificadas en la Formación Olinalá. La ciclicidad reconocida dentro de esta formación resulta más evidente dentro de la Sección Olinalá (A), puesto que existe una mayor variación vertical de facies que en la Sección Nemotitlán (B).

5.1.4. CICLICIDAD DE MENOR JERARQUÍA (CUARTO Y QUINTO ORDEN) RECONOCIDA EN LA FORMACIÓN OLINALÁ

Dentro de las secuencias depositacionales de tercer orden, es posible reconocer localmente patrones que corresponden a ciclicidad de menor jerarquía (cuarto y quinto orden). Esta ciclicidad corresponde a ascensos y descensos de menor magnitud y/o duración del nivel relativo del mar, la cual resulta más evidente en la Sección Olinalá que en la Sección Nemoitlán, debido a la mayor variabilidad de facies presente en esa sección (Figuras 22 y 23). La magnitud asignada a dicha ciclicidad fue establecida con base en los factores que controlaron la sedimentación de esta formación (Capítulo 6). Dentro de la Formación Olinalá se presentan varios tipos de secuencia, entre los que destacan ciclos dominados por facies terrígenas y ciclos mixtos terrígeno-carbonatados. Se reconocieron 16 ciclos de cuarto y quinto orden denominados en este trabajo del más antiguo al más reciente: C-1, C-2, C-3, etc. Se identificaron seis ciclos de quinto orden (C-1, C-2, C-3, C-4, C-5 y C-6) en la secuencia depositacional SD-1, cinco ciclos de quinto orden (C-7, C-8, C-9, C-10 y C-11) y dos ciclos de cuarto orden (C-13 y C-14) en la secuencia depositacional SD-2 y finalmente, dos ciclos de quinto orden (C-15 y C-16) en la secuencia depositacional SD-3; dicha ciclicidad es descrita detalladamente a continuación.

En la parte media de la secuencia depositacional SD-1 se presentan seis ciclos de ~1 a 11 m de espesor, los cuales se consideran como parasecuencias (ciclicidad de quinto orden) y, son mostradas en la Figura 23. Dichos ciclos están formados por una parte transgresiva (facies de lutitas marinas negras de plataforma externa) y una porción progradante (facies de areniscas bioturbadas de *shoreface*). En el caso del ciclo C-3 la facies de wackestone de radiolarios contiene a la superficie de máxima inundación marina del ciclo (msf). Este tipo de ciclicidad de menor jerarquía también puede reconocerse en las secuencias depositacionales SD-2 y SD-3, donde se presentan parasecuencias de ~0.5 a ~2 m de espesor (C-7, C-8, C-9, C-14 y C-15), mostradas en la Figura 23. Al igual que los ciclos antes descritos, están formados por una parte transgresiva (facies de lutitas marinas negras de plataforma externa) y una porción regresiva (facies de areniscas bioturbadas de *shoreface*).

Dos ciclos mixtos terrígeno-carbonatados de ~10m de espesor y correspondientes a parasecuencias (ciclicidad de quinto orden), están presentes en la parte superior de la secuencia depositacional SD-2 (C-10 y C-11). Dichos ciclos están compuestos por una porción transgresiva (facies de lutitas marinas negras de costafuera) y por una parte regresiva (facies de packstone/grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos) y, son mostrados en la Figura 23. Un tercer ciclo mixto (C-12) tiene un espesor de ~2 m y está constituido por una parte transgresiva (facies de lutitas marinas negras de plataforma externa), la cual se encuentra erosionada por la facies de conglomerado de cuarzo-crinoideos fluviales perteneciente a la porción de tiempo de descenso del nivel relativo del mar de mayor jerarquía, es decir un ciclo de cuarto orden (Figuras 22 y 23).

En la parte superior de la secuencia depositacional (SD-2), también se identificaron dos ciclos mixtos terrígeno-carbonatados (C-13 y C-14) cuyo espesor varía de ~40 a 70 m respectivamente, los cuales se interpretan como secuencias de cuarto orden (secuencias de alta frecuencia) y, se muestran en la Figura 22.

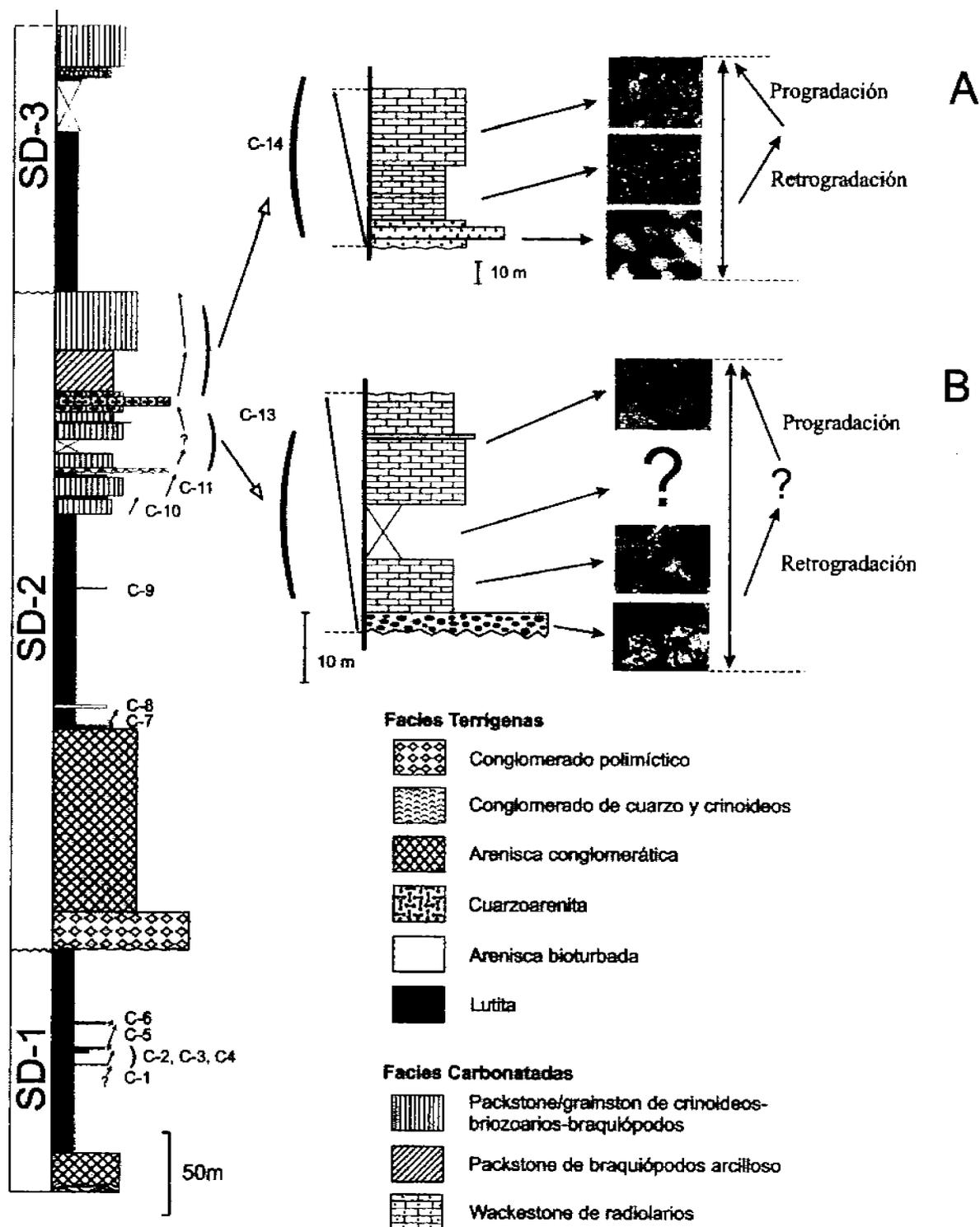


Figura 22. Ciclicidad de menor jerarquía (secuencias de cuarto orden), identificadas dentro de las secuencias de tercer orden de la Formación Olinatá. (A) y (B) Secuencias de cuarto orden (0.5-0.2 m.a.); SD, secuencia depositacional.

Estos ciclos están constituidos por facies de conglomerados de cuarzo-crinoideos fluviales y son interpretados como el LST de esta secuencia de alta frecuencia. Los depósitos fluviales erosionaron los sedimentos marinos previamente depositados (los bancos de packstone/grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos), que quedaron expuestos durante el tiempo de descenso del nivel relativo del mar. Los depósitos formados durante esta etapa, corresponden a rellenos fluviales de pequeña magnitud (1-12 m), constituidos por depósitos de conglomerado de cuarzo y crinoideos (Figura 22). La porción transgresiva está constituida por packstone limo-arcilloso de braquiópodos y packstone/grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos (Figura 22). Las superficies erosivas que ponen en contacto las facies correspondientes a la porción transgresiva de un primer ciclo con la regresiva de un segundo (ciclo), representan el límite entre un ciclo y otro.

5.2. CORRELACIÓN DE SECUENCIAS DEPOSITACIONALES

A nivel global, los depósitos marinos del Pérmico Superior son difíciles de correlacionar entre sí, debido a la escasez de este tipo de depósitos, pobre contenido fosilífero y a la existencia de fauna con un marcado provincialismo (incluyendo fusulinidos y algunas familias de amonoideos; Ross y Ross, 1988). Este fenómeno dificulta la correlación entre sucesiones sedimentarias del Pérmico, así como el reconocimiento de secuencias depositacionales (Ross y Ross, 1988). Un problema adicional es que muchos de los ciclos de tercer orden (~ 1 m.a.) se encuentran cercanos o por debajo de los límites de resolución estratigráfica, haciendo difícil restringir con suficiente precisión su edad (Plint *et al.*, 1992). Debido a lo antes planteado, la delimitación de los patrones de apilamiento de facies se basó en la presencia de marcadores estratigráficos, así como en los contactos inferior y superior de la Formación Olinalá con el Complejo Acatlán y la Ignimbrita Las Lluvias, respectivamente. Estos rasgos estratigráficos fueron considerados como límites de secuencia (LS).

En el caso de la arquitectura estratigráfica de la Formación Olinalá, la carencia de un marco bioestratigráfico de alta resolución, no permite correlacionar con certeza las tres secuencias reconocidas con ciclos eustáticos específicos del Pérmico identificados por Ross y Ross (1988), debido a que los límites de dichas secuencias depositacionales no pudieron ser establecidos cronoestratigráficamente con precisión. Ross y Ross (1988) sugieren la existencia de cuatro secuencias depositacionales de tercer orden para el Wordiano y cuatro para el Capitaneano. De acuerdo con lo anterior, la secuencia depositacional SD-1 identificada para la Formación Olinalá, podría ser correlacionada con la cuarta secuencia depositacional de tercer orden propuesta por estos autores para el Wordiano, mientras que las secuencias depositacionales SD-2 y SD-3, corresponderían a las dos primeras secuencias depositacionales del Capitaneano propuestas por Ross y Ross (1988; Figura 24). Esta correlación fue establecida con base en la comparación de la curva eustática para el Paleozoico Superior propuesta por Ross y Ross (1988), en la cual existen 2 ciclos regresivos de tercer orden en la base del Guadalupeano. El primero de ellos, estaría representado en la Formación Olinalá por los depósitos fluviales pertenecientes al tracto de sistemas de descenso de nivel del mar (LST), de la

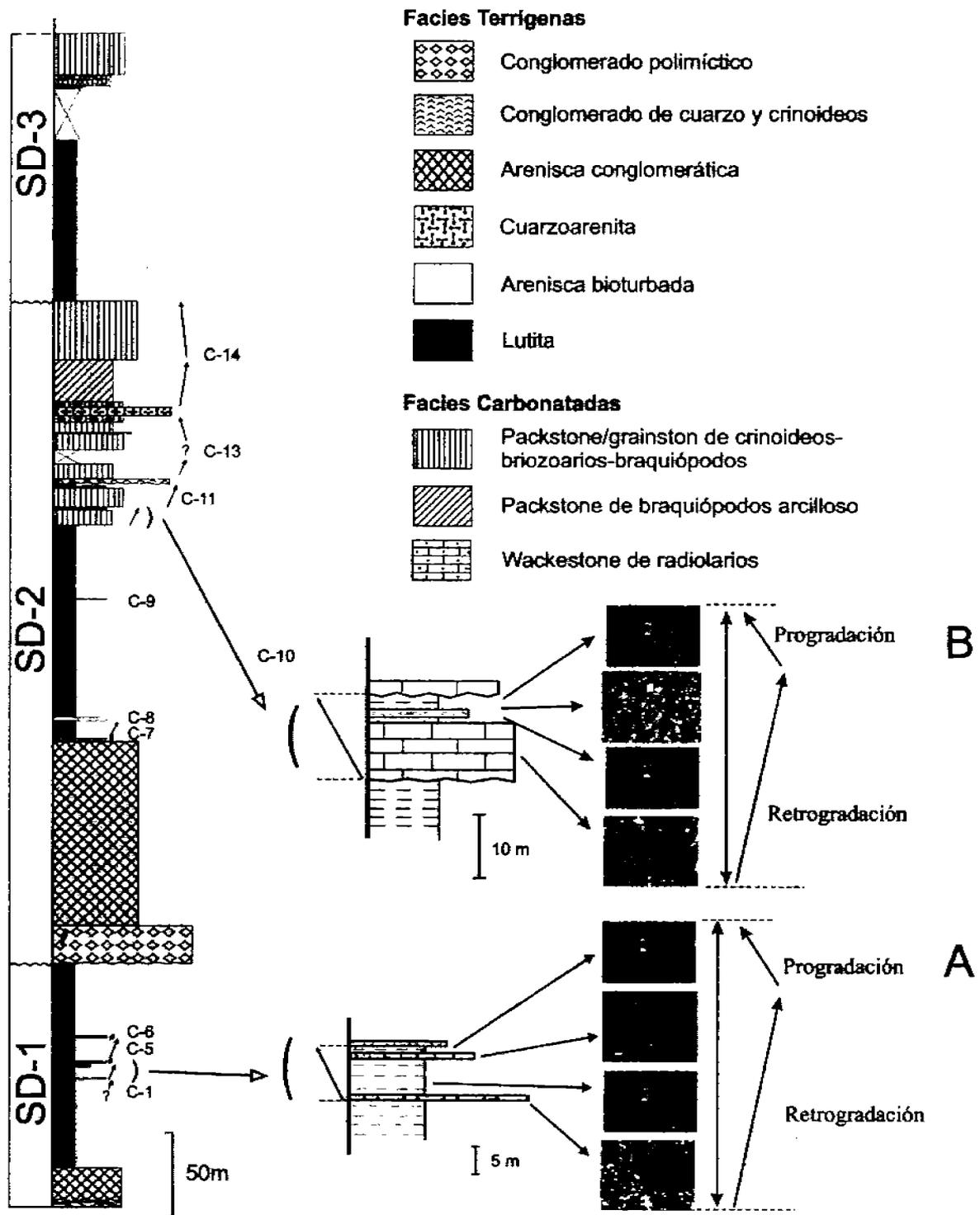


Figura 23. Ciclicidad de menor jerarquía (secuencias de quinto orden), identificadas dentro de las secuencias de tercer orden de la Formación Olinalá. (A) y (B) Parasecuencias (secuencias de quinto orden); SD, secuencia depositacional.

secuencia depositacional SD-1. Mientras que el segundo de ellos (de mayor magnitud), podría estar representado dentro de la Formación Olinalá por el límite de secuencia LS-2 y sus depósitos fluviales asociados (relleno de incisión fluvial), pertenecientes al LST la secuencia depositacional SD-2 (Figura 24).

La ciclicidad que compone el tracto de sistemas de descenso de nivel relativo del mar (LST), son facies fluviales (conglomerados polimícticos, areniscas conglomeráticas y conglomerados de cuarzo-crinoideos); en el caso de la secuencia depositacional SD-2, estos depósitos constituyen un relleno de valle de incisión fluvial prominente. En el tracto de sistemas transgresivo (TST), las facies tienden a ser transgresivas y se encuentran constituidas principalmente por lutitas marinas negras de plataforma externa. El tracto de sistemas de nivel alto (HST), está formado por facies de carácter progradante y está constituido predominantemente por facies carbonatadas (packstone/grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos, packstone de braquiópodos arcilloso y wackestone/packstone de fusulinidos), sobre facies fluviales y otros depósitos no marinos (arenisca conglomerática, conglomerado de cuarzo-crinoideos). Finalmente, los ciclos de cuarto y quinto orden tienden a ser dominados por facies transgresivas.

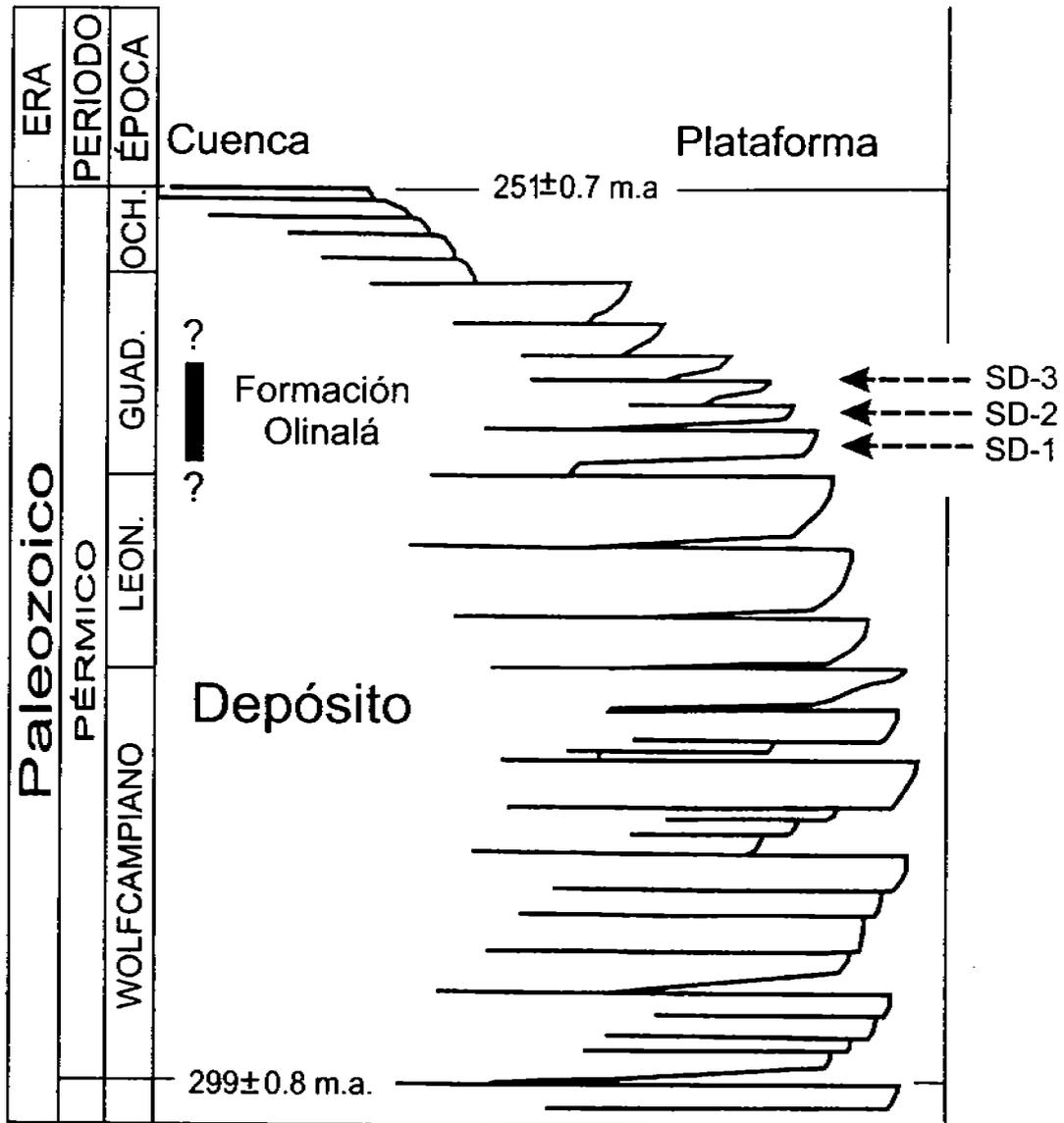


Figura 24. Curva eustática de la variación del nivel del mar para depósitos de plataforma que se desarrollaron durante el Pérmico (modificado de Ross y Ross, 1988). Las flechas indican la posible correlación entre las secuencias depositacionales de tercer orden de la Formación Olinalá (SD-1, SD-2 y SD-3), con ciclos específicos identificados por Ross y Ross (1988). Leon.: Leonardiano; Guad.: Guadalupeano; Och.: Ochoano.

6. FACTORES QUE CONTROLARON LA SEDIMENTACIÓN DE LA FORMACIÓN OLINALÁ

Como se mencionó anteriormente, las facies de la Formación Olinalá se depositaron en un sistema sedimentario mixto terrígeno-carbonatado. Dichas facies varían de continentales (fluviales) a marinas (bancos de arenas carbonatadas de alta energía, terrígenas costeras y terrígenas de plataforma externa). Su arquitectura estratigráfica (distribución tridimensional de facies) estuvo controlada muy posiblemente por la interacción compleja de diversos factores, tales como: reacomodo de placas tectónicas (formación del Supercontinente Pangea), clima global (transición de un tiempo glacial a un tiempo de invernadero), eustasia, tasa de sedimentación y régimen oceanográfico local; aspectos que se discuten a continuación.

6.1. REACOMODO DE PLACAS TECTÓNICAS: FORMACIÓN DEL SUPERCONTINENTE PANGAEA

Durante el Pérmico existió un importante acomodo tectónico que llevó a la formación del Supercontinente Pangea (Vail *et al.*, 1977; Worsley *et al.*, 1984; Ross y Ross, 1988; Zharkov y Chumakov, 2001; Chumakov y Zharkov, 2002). La acreción y separación de supercontinentes son eventos tectónicos de orden mayor a los que se les vincula con la generación de secuencias depositacionales de primer orden. Dichas secuencias tienen una duración de 200 a 400 m.a., mientras que las secuencias depositacionales de segundo orden tienen una duración mayor a 10 m.a., lo cual representa varios órdenes de magnitud que no pueden ser observados en la Formación Olinalá, puesto que esta unidad constituye un depósito de 7.6 m.a. Durante estos eventos orogénicos es común la formación de altos estructurales, cuya erosión originó la formación de sitios fuente de sedimentos clásticos, modificando los patrones de sedimentación locales. Este último fenómeno es evidente en las rocas de la Formación Olinalá, pues su alto contenido en cuarzo metamórfico, feldespatos y micas, sugiere que estos minerales se derivaron de rocas metamórficas del Complejo Acatlán. Dichas rocas seguramente formaron elementos positivos durante el Pérmico, siendo erosionados junto con otras rocas metamórficas y volcánicas (milonitas y granitos), como lo revela el análisis petrográfico realizado en el presente estudio. Aunado a lo anterior los cambios topográficos fueron el resultado de eventos orogénicos locales y regionales, por ejemplo, los causados por la intensa actividad tectónica que afectó el cratón Euriamericano durante el Pérmico (Ross y Ross, 1988). En este sentido, la Formación Olinalá no presenta registros de vulcanismo sinsedimentario, magmatismo y/o fallamiento que sugieran eventos de colisión, por lo que se deduce que esta sucesión sedimentaria se depositó durante un periodo de relativa tranquilidad tectónica.

Se interpreta que la Formación Olinalá, particularmente las facies carbonatadas, se nuclearon sobre una masa continental, como es evidenciado por la naturaleza de los constituyentes terrígenos (fluviales y marinos) que constituyen una gran proporción de su volumen.

6.2. CLIMA GLOBAL: DEPÓSITOS FORMADOS DURANTE VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR DE GRAN AMPLITUD (GLACIO-EUSTASIA)

Durante el Pérmico ocurre la transición de un tiempo de glaciación (*icehouse*) a un tiempo de invernadero (*greenhouse*) de escala mayor (Fischer, 1982; Read, 1995; Chumakov y Zharkov, 2002). Estos periodos de transición se caracterizan por la presencia de fluctuaciones moderadas del nivel del mar (reflejada en ciclicidad cuarto y quinto orden), que producen oscilaciones del nivel marino de 20-50 m. Estos eventos generan depósitos de espesores relativamente importantes y discordancias de carácter regional en la cima de los ciclos. No obstante, el registro estratigráfico presente en la Formación Olinalá (ciclos de cuarto y quinto orden dominados por facies de submarea y limitados por superficies erosivas, la ausencia de ciclos de marea, así como la yuxtaposición de facies de aguas profundas, facies de aguas someras y superficies de exposición subaérea) indica variaciones del nivel del mar de gran amplitud (Read, 1995). Estas fluctuaciones parecen haber caracterizado periodos glaciales globales en los que ocurren fuertes oscilaciones del nivel del mar (60 m a más de 100 m), donde su ascenso es rápido (varios metros/1000 años) y su descenso es probablemente más lento. Durante el Pérmico Temprano existe evidencia de una amplia glaciación que abarcó Gondwana y Angara (Ross y Ross, 1988; Chumakov y Zharkov, 2002; Weidlich y Bernecker, 2003) y aunque la Formación Olinalá presenta una mayor afinidad con Laurasia, el evento glacial ocurrido durante el Pérmico debió haber afectado los patrones de sedimentación en las plataformas continentales a nivel global, pues pudo ser uno de los factores que generaron el descenso del nivel del mar en este tiempo (Ross y Ross, 1988). De acuerdo con estos autores los depósitos ocurridos durante este periodo están constituidos por intervalos ricos en sedimentos clásticos, muchos de ellos transportados por sistemas fluviales como consecuencia de los cambios topográficos y climáticos. En el caso de la Formación Olinalá, las rocas terrígenas corresponden a la porción dominante e incluyen depósitos fluviales (facies de areniscas conglomeráticas, facies de conglomerados polimícticos, facies de conglomerados de cuarzo y crinoideos y facies de cuarzoarenitas), de *shoreface* (facies de arenisca bioturbada) y de costafuera (facies de lutitas marinas de plataforma externa). Volumétricamente, las facies de lutitas marinas de plataforma externa representan los depósitos dominantes, aunque si bien, los depósitos fluviales representan un espesor muy importante, particularmente en la parte inferior de la Formación Olinalá, lo cual pone de manifiesto la influencia que los sistemas fluviales tuvieron en la evolución de esta rampa mixta. De acuerdo con lo anterior, el depósito de la Formación Olinalá ocurrió durante un periodo de transición climática a escala global (de un tiempo de glaciación a un tiempo de invernadero), pero con depósitos marcadamente influenciados por condiciones glaciales como es indicado por el registro estratigráfico. Bajo esta concepción, la ciclicidad de menor jerarquía es asignada en este trabajo a ciclicidad de cuarto y quinto orden, aunque si bien estos ciclos aparentemente representan ciclicidad de tercero y cuarto orden (respectivamente), en un periodo de invernadero (*greenhouse*). Finalmente, la presencia de sistemas fluviales importantes y de posibles eventos de tormenta que afectaron esta sucesión sedimentaria durante varias etapas de su evolución, indican

la predominancia de condiciones calidas durante el depósito de las facies que componen la Formación Olinalá; de ser cierto esto, las facies de interior de plataforma desarrolladas durante el Pérmico Tardío, probablemente no estuvieron constituidas por facies evaporíticas ni ciclos tipo *shabka*, sino por una saludable fábrica de carbonatos.

6.3. TRANSICIÓN ORGÁNICA DE UN PERIODO DE GLACIACIÓN A UNO DE INVERNADERO

A la reorganización climática global siguieron cambios paleogeográficos significativos relacionados con la formación del Supercontinente Pangea y precedieron a la crisis biológica más severa del Fanerozoico ocurrida durante el Pérmico Tardío – Triásico Temprano. La extinción masiva ocurrida cerca del límite Pérmico – Triásico ha sido atribuida a condiciones oceánicas de hipercapnia (Knoll *et al.*, 1996) y anoxia (Isozaki, 1997), volcanismo o el impacto de bólidos (Becker *et al.*, 2001). Recientemente, Berner (2002) ha propuesto perturbaciones de corta duración en el ciclo del carbono, mientras que Weidlich y Bernecker (2003) plantearon la posible relación entre la disminución de oxígeno y eventos de anoxia oceánicos. Dicha disminución de oxígeno en la atmósfera, habría iniciado en el Guadalupeano y aumentado gradualmente hasta el Triásico Temprano (la concentración de oxígeno en la atmósfera llegó a ~15% alrededor del límite Pérmico – Triásico). Este proceso junto con las alteraciones en el ciclo del carbono habrían causado la disminución del ~55% en la diversidad de las comunidades arrecifales y una aparente disminución del ~89% en la producción de carbonatos (Weidlich y Bernecker, 2003). Estos cambios habrían iniciado a finales del Pérmico (Guadalupeano Tardío – Lopingiano Tardío), coincidiendo con el periodo de depósito inferido para la Formación Olinalá. La ausencia de organismos formadores de arrecifes durante este tiempo se considera una causa directa del por qué los carbonatos de la Formación Olinalá desarrollaron una arquitectura tipo rampa homodinal, como ha sido documentado en otros sitios a lo largo del Fanerozoico (Burchette y Wright, 1992). No obstante, los análisis estratigráficos, sedimentológicos y paleontológicos en la Formación Olinalá no permitieron determinar dentro de esta formación, el registro estratigráfico de los eventos globales mencionados. Los datos paleontológicos disponibles, así como el análisis de microfacies realizado, indican que la fábrica de carbonatos que constituye las rocas de la Formación Olinalá, fue prácticamente la misma durante todo el depósito de las mismas. Volumétricamente, las rocas carbonatadas de la Formación Olinalá están dominadas por facies de packstone/grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos y en menor medida por facies de packstone arcilloso de briozoarios, biohermas pequeños de algas rojas coralináceas y las escasas de facies de wackestone de fusulinidos. De acuerdo con lo anterior, no se observa el remplazamiento de comunidades arrecifales por comunidades microbianas como se ha documentado en la Cuenca de Delaware (Weidlich y Bernecker, 2003). De acuerdo con Senowbari-Daryan y Flügel (1993), después de la extinción del Guadalupeano Tardío, en el Lopingiano, la composición de estas comunidades se caracterizó por una gran diversidad de algas coralinas y "calcimicrobios" (*Tubiphytes*), así como un empobrecimiento de braquiópodos rictofénidos y corales (Weidlich y Bernecker, 2003). Aunque no se identificaron facies dominadas por *Tubiphytes* dentro de la Formación Olinalá, es posible que el desarrollo de biohermas

dominados por *Tubiphytes*, haya sucedido durante eventos de disminución de oxígeno y anoxia oceánicos ocurridos durante el Guadalupeano como es propuesto por Weidlich y Bernecker (2003).

6.4. CAMBIOS EUSTÁTICOS DEL NIVEL DEL MAR

Las tres secuencias deposicionales de tercer orden reconocidas dentro de la Formación Olinalá, indican variaciones importantes en el espacio de acomodo, el cual representa básicamente el nivel relativo del mar. Los factores que controlaron fundamentalmente los cambios del nivel relativo del mar y por consecuencia el espacio de acomodo son la subsidencia, la eustasia y en menor medida por compactación litostática (Posamentier *et al.*, 1988; Plint *et al.*, 1992). En el caso de la arquitectura estratigráfica de la Formación Olinalá, se infiere que la secuencia depositacional SD-1 es correspondiente con el último ciclo eustático Wordiano propuesta por Ross y Ross (1988), mientras que las secuencias SD-2 y SD-3 pueden ser correlacionadas con los primeros dos ciclos eustáticos de tercer orden propuestos para el Guadalupeano por estos mismos autores (Figura 24). De esta forma, las secuencias deposicionales de tercer orden identificadas dentro de la Formación Olinalá, pueden ser reconocidas dentro de la curva eustática global propuesta para el Pérmico Superior por Ross y Ross (1988). La arquitectura de facies reconocida, así como el estudio sedimentológico y petrográfico, sugieren que durante el tiempo de depósito de la Formación Olinalá, las condiciones tectónicas locales fueron relativamente estables, por lo que resulta altamente posible, que los cambios eustáticos controlaron mayormente los cambios del nivel relativo del mar. De cualquier manera, la arquitectura estratigráfica relativamente compleja de la Formación Olinalá, se considera que es principalmente el resultado de la interacción de los cambios del nivel relativo del mar y la tasa de sedimentación en tres diferentes escalas.

6.5. RÉGIMEN OCEANOGRÁFICO LOCAL

De acuerdo con la variación de las texturas deposicionales presentes en las facies carbonatadas, las condiciones hidrodinámicas durante su depósito fueron variables. Las facies de packstone/grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos, generalmente presentan bioclastos con huellas de abrasión intensa a moderada, abundancia de organismos incrustantes (*Fistulipora* sp., *Meekanthopora* sp., esponjas calcáreas) y en algunos casos una ligera orientación de granos, representando depósitos de moderada a alta energía. Dichas facies contrastan con los depósitos de packstone/wackestone limo-arenosos de crinoideos-braquiópodos, facies de packstone arcilloso de braquiópodos y facies de wackestone/packstone de fusulínidos sin estructuras de corriente o desgaste y con bioclastos sin fuerte abrasión (baja energía). Las variaciones en la diversidad y abundancia de bioclastos que componen las facies carbonatadas son atribuidas en parte a variaciones en la circulación marina (Morin *et al.*, 1994). Las condiciones hidrodinámicas prevalecientes en cada uno de los ambientes deposicionales desarrollados en este

sistema, constituyeron un control secundario para la sedimentación, el cual fue modificado por la bioturbación producida por organismos en algunos sitios. Las facies de packstone/grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos constituyeron bancos de arenas carbonatadas que probablemente se extendieron por varios kilómetros a lo largo de la región costera (submarea somera), mientras que los biohermas constituidos por *Tubiphytes*, *Achaeolithoporella*, esponjas calcáreas y otros organismos incrustantes, seguramente formaron parches que no interfirieron con los patrones de circulación marina. De acuerdo a la fauna presente (crinoideos, moluscos, braquiópodos, microforaminíferos y briozoarios), se infieren condiciones marinas normales y aguas cálidas, probablemente en ambientes tropicales (Ross y Ross, 1988, McLaughlin *et al.*, 2004).

7. CONCLUSIONES

El trabajo detallado de campo, el análisis de facies, los estudios estratigráficos, sedimentológicos y petrográficos de las rocas pertenecientes a la Formación Olinalá, permitieron llegar a las siguientes conclusiones.

1) Este estudio representa el primer trabajo estratigráfico y sedimentológico enfocado en aplicar la metodología de Estratigrafía de Secuencias de manera integra a la Formación Olinalá, expuesta en los alrededores del poblado de Olinalá, Guerrero.

2) La Formación Olinalá de edad Pérmico Tardío constituye un sistema sedimentario terrígeno-carbonatado, cuya arquitectura estratigráfica sugiere una plataforma carbonatada tipo rampa homoclinal con influencia terrígena (plataforma adyacente al continente), desarrollada en aguas cálidas, posiblemente en un clima tropical bajo condiciones marinas normales, en el oeste del Supercontinente Pangea.

3) La sucesión sedimentaria que constituye la Formación Olinalá consiste de una amplia diversidad de facies terrígenas continentales y marinas y facies carbonatadas marinas. Las facies terrígenas continentales incluyen: conglomerados de cuarzo-crinoideos fluviales, conglomerados polimícticos rojizos fluviales y areniscas conglomeráticas rojizas fluviales. Las facies terrígenas marinas constan de las facies de areniscas bioturbadas costeras (*shoreface*) y lutitas marinas negras de plataforma externa. Finalmente, las facies carbonatadas marinas consisten de biohermas de algas rojas coralináceas (en menor proporción), wackestone/packstone de fusulínidos, packstone/grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos, packstone limoso de braquiópodos y wackestone de radiolarios; cuyos ambientes de depósito varían de cresta de rampa (margen de plataforma) a plataforma externa.

4) Se identificaron 3 secuencias depositacionales de tercer orden en la Formación Olinalá, denominadas de la más antigua a la más joven: SD-1, SD-2 y SD-3. La secuencia depositacional SD-1 cuyo espesor es ~141 m consiste de 19 m de depósitos fluviales que representan el tracto de sistemas de descenso; el tracto de sistemas transgresivo consiste de lutitas marinas negras de plataforma externa; el tracto de sistemas de nivel alto consiste de 61.5 m de depósitos de costafuera formados por lutitas marinas de plataforma externa y wackestone de radiolarios. La secuencia depositacional SD-2 tiene un espesor de hasta ~500 m y está formada de ~130 m de depósitos fluviales que corresponden al tracto de sistemas de descenso; el tracto de sistemas transgresivo tiene un espesor de ~143 m y está compuesto por depósitos de plataforma externa (lutitas marinas negras); el tracto de sistemas de nivel alto consiste predominantemente de ~113 m de depósitos carbonatados de cresta de rampa. La secuencia depositacional SD-3 tiene un espesor de ~200 m, no fue posible distinguir el tracto de sistemas de descenso; el tracto de sistemas transgresivo está constituido por ~128 m de depósitos de lutitas marinas de plataforma externa; mientras que el tracto de sistemas de nivel alto consiste de ~262 m de depósitos carbonatados predominantemente de margen de rampa.

5) El tracto de sistemas de descenso de la secuencia depositacional SD-2 constituye un prominente y espectacular relleno de valle de incisión fluvial de edad

pérmica. Este valle de incisión fluvial desarrolló una profundidad de al menos 130 m. Esta unidad quedó circundada por lutitas marinas de plataforma externa.

6) Existen evidencias de ciclicidad de menor jerarquía (cuarto y quinto orden) dentro de las secuencias depositacionales de tercer orden, las cuales corresponden a secuencias de alta frecuencia y a parasecuencias, respectivamente. Las secuencias de alta frecuencia tienen un espesor que varía de ~40 -70 m y están constituidas por un tracto de descenso del nivel del mar (facies de conglomerados de cuarzo-crinoideos fluviales), una porción transgresiva (packstone-grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos) y un tracto de ascenso del nivel del mar (HST; wackestone-packstone de braquiópodos arcilloso-limoso). Las parasecuencias tienen un espesor de ~1-11 m y están formados por una parte transgresiva (facies de lutitas marinas negras de plataforma externa) y una porción regresiva (facies de areniscas bioturbadas de *shoreface*). Un segundo tipo de parasecuencias está constituido por ciclos mixtos terrígeno-carbonatados de ~10 m de espesor constituidos por una porción transgresiva (lutitas marinas negras de plataforma externa) y por una parte regresiva (packstone-grainstone de crinoideos-briozoarios-braquiópodos).

7) La arquitectura estratigráfica de la Formación Olinalá se considera que es el resultado de la interacción de diversos factores. No obstante, los principales factores que controlaron el depósito de la Formación Olinalá fueron la eustasia, puesto que determinaron los cambios del nivel relativo del mar y por consecuencia el espacio de acomodo. Con base en los datos disponibles, se infiere que las secuencias depositacionales de tercer orden SD-1, SD-2 y SD-3, pueden ser correlacionadas con ciclos eustáticos específicos del Pérmico Superior identificados por Ross y Ross (1988).

8) Los resultados obtenidos en el presente trabajo constituyen una importante contribución para la comprensión de la evolución sedimentaria y estratigráfica de esta porción de México durante el Paleozoico Tardío. Además pueden ser utilizados para comprender unidades paleozoicas análogas sepultadas o expuestas en otras áreas y que en algunas partes del mundo son importantes horizontes productores de hidrocarburos.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ahr, W., 1985, Limestone depositional sequences on shelves and ramps: modern and ancient: *Geology Today*, May-June, 84-89.
- Alencaster, G., 1963, Pelecípodos del Jurásico Medio del Noroeste de Oaxaca y Noroeste de Guerrero: *Inst. Geol. UNAM, Paleontología. Mex. no. 15*, 42 p.
- Baum, G. R., and P. R. Vail, 1988, Sequences stratigraphic concepts applied to Paleogene outcrops. Gulf and Atlantic Basins, *in* C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, and J. C. Van Wagoner, eds., *Sea Level Changes –An Integrated Approach: SEMP Special Publication 42*, p. 309-328.
- Benan, C. A. A., and M. Deynoux, 1998, Facies analysis and sequence stratigraphy of neoproterozoic Platform deposits, in Adrar of Mauritania, Taoudeni basin, West Africa: *Geol Rundsch*, no. 87, p. 283-302.
- Berner, R. A., 2002, Examination of hypotheses for the Permo-Triassic boundary extinction by carbon cycle modeling: *PNAS*, v. 99, no. 7, p. 4172-4177.
- Becker, L., R. J. Poreda, A. G. Hunt, T. E. B. Bunch, and M. R. Rampino, 2001, Impact event at the Permian-Triassic boundary: Evidence from extraterrestrial noble gases in fullerenes: *Science*, v. 291, p. 1530-1533.
- Blatt, A., G. V. Middleton, and B. C. Murray, 1980, Primary Sedimentary Structures, *in* A. Blatt, G. V., Middleton, and B. C., Murray, eds., *Origin of Sedimentary Rocks* 2nd edn. p. 127-205.
- Boggs, S. Jr., 1995, *Principles of sedimentology and stratigraphy*. 2nd edn., Prentice Hall, New Jersey, 576 p.
- Brown, G. L., and W. L. Fisher, 1977, Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazil rift and pull-apart basins, *in* C. E. Payton, ed., *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration: AAPG Memoir 26*, p. 213-248.
- Buitrón-Sánchez, B. E., B. López-López, A. Flores de Dios-González y A. Silva-Pineda, 1997, Estudio biométrico de *Paranorella imperialis* Cloud, 1944 (Brachiopoda-Rhynchonellida) del Pérmico de Olinalá, Guerrero: *II Convención sobre la evolución geológica de México y sus recursos asociados*, Pachuca, Hgo., México. Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, UAEH, Instituto de Geología, UNAM, Resúmenes (Sesiones temáticas), p. 7.

- Buitrón, B. E., A. Silva-Pineda, A. Flores de Dios, and D. Vachard, 2005, New Permian Macrofauna and Macroflora from the Olinalá region, Guerrero State, Mexico: *Ann. Soc. Geol. Du Nord. T. 11* (2^{ème} série), p. 169-176.
- Bullard, E. C., J. E. Everett, and A. G. Smith, 1965, The fit of the continents around the Atlantic: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, ser. A*, v. 258, p. 41-51.
- Burchette, T. P., and V. P. Wright, 1992, Carbonate ramp depositional systems: *Sedimentary Geology*, v. 79, p. 3-57.
- Campa, U. M. F., and P. J., Coney, 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resources distributions of Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040-1051.
- Cantú-Chapa, A., 1987, La bioestratigrafía y la datación de discordancias fanerozoicas en México: *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, v. 1, no. 1, p. 137-158.
- Corona-Esquivel, R., 1983, Estratigrafía de la región de Olinalá-Tecocoyunca, Noreste del Estado de Guerrero: Univ. Nal. Autón. Méx., Instituto de Geología, Revista, vol. 5, no. 1, p. 17-24.
- Corona-Esquivel, R., 1985, Geología de la región comprendida entre Olinalá y Huamuxtitlán, Estado de Guerrero: Univ. Nal. Autón. Méx. Tesis Profesional (M. en C.) Fac. Ciencias, 108 p.
- Chumakov, N. M., and M. A., Zharkov, 2002, Climate during Permian-Triassic Biosphere Reorganization, Article 1: Climate of the Early Permian: *Stratigraphy and Geological Correlation*, v. 10, no. 6, p. 586-602.
- Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture: *in* Classification of Carbonate Rocks, W. E. Ham, H. J. Bissell, R. W. Fairbridge, eds., Elsevier, Amsterdam, p. 87-168.
- Elías-Herrera, M., and F. Ortega-Gutiérrez, 2002, Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications: *Tectonics*, v. 21, no. 3, 19 p.
- Emery, D., 1997, Historical Perspective: *in* Sequence Stratigraphy, D. Emery, and K. Myers, eds., Blackwell Science Ltd., p. 3-10.
- Emery, D., and K. Myers, eds., 1997, Sequence Stratigraphy: Blackwell Science Ltd., 297 p.

- Esquivel-Macías, C., 1996, Invertebrados del Paleozoico Tardío de las regiones de Olinalá, Guerrero y Patlanoaya, Puebla: Tesis profesional, Univ. Nal. Autón. Méx. Facultad de Ciencias, 83 p.
- Esquivel-Macías, C., F. Solís-Marín, y B. E. Buitrón-Sánchez, 2004, Nuevos registros de placas columnares de crinoideos (Echinodermata, Crinoidea) del Paleozoico Superior de México, algunas implicaciones paleobiogeográficas y paleoambientales: *Coloquios de Paleontología*, v. 54, p. 15-23.
- Fischer, A. G., 1982, Long-term climatic oscillations recorded in stratigraphy: *in* *Climate in Earth history*: Washington, National Academy Press, p. 97-104.
- Flores de Dios, A., 1986. Estratigrafía de la Montaña de Guerrero entre los límites con Puebla y Oaxaca: Tesis Profesional. IPN-ESIA, 85 p.
- Flores de Dios, A. y B. E. Buitrón, 1982, Revisión y aportes a la estratigrafía de la Montaña de Guerrero: UAG, Serie Técnico Científica, no. 12, 28 p.
- Flores de Dios, A., D. Vachard, and B. E. Buitrón, 2000, The late Permian sedimentary cover (Olinalá, Ihualtepec and Yododeñe Fms.) of the Zapoteco and Mixteco terranes, Mexico: sedimentological and paleogeographic interpretations: SEPM-IAS Research Conference on Permo-Carboniferous Platform and reefs. p. 65.
- Folk, R. L., 1974, *Petrology of Sedimentary Rocks*: Hemphill's, Austin, Texas, 170 p.
- Friedman, G. M., and J. E. Sanders, 2000, Comments about the relationships between new ideas and geologic terms in stratigraphy and sequence stratigraphy with suggested modifications: *AAPG Bulletin*, v. 84, p. 1274-1280.
- García-Díaz, J. L., M. Tardy, M. F. Campa-Uranga, 2000, Las ignimbritas de Olinalá Guerrero (Sierra Madre del Sur): Testigos de un margen activo continental pacífico durante el Triásico?-Jurásico Medio, 2ª Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, GEOS-Resúmenes y Programa, v. 20 no. 3 p. 329-330.
- Goldhammer, R. K., P. A. Dunn, and L. A. Hardie, 1990, Depositional cycles, composite sea-level changes cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphy forcing: Examples from Alpine Triassic platform carbonates: *GSA Bulletin*, v. 102, p. 535-562.
- Goldhammer, R. K., P. J. Lehmann, R. G. Todd, J. L. Wilson, W. C. Ward, and C. R. Johnson, 1991, *Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, a field guidebook*: Gulf Coast Section SEMP, 85 p.
- Goldhammer, R. K., P. J. Lehmann, and P. A. Dunn, 1993, The origin of high-frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician

- El Paso (G. P. West Texas): constraints from outcrop data and stratigraphic modeling: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 63, p. 318-359.
- González-Arreola, C., A. B. Villaseñor-Martínez, and R. Corona-Esquivel, 1994, Permian fauna of the Los Arcos Formation, Municipality of Olinalá, State of Guerrero, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Biológicas*, v. 11, no. 2, p. 214-221.
- Gradstein, F. M., J. G. Ogg, A. G. Smith, W. Bleeker, and L. J. Lourens, 2004, A new Geologic Time Scale with special reference to Precambrian and Neogene: *Episodes*, v. 27, no. 2, p. 83-100.
- Gutiérrez-Quinto, M. P., 2002, Análisis de facies y microfacies del miembro carbonatado de la formación Olinalá (Pérmico), Edo. De Guerrero: Tesis Profesional. U.A.G. Escuela Regional de Ciencias de Tierra, 109 p.
- Guzmán, E. J., 1950. Geología del noreste de Guerrero: *Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros*, v. 2, p. 95-156.
- Handford, C. R. y R. G. Loucks, 1993, Carbonate Depositional Sequences and Systems Tracts-Responses of Carbonate Platforms to Relative Sea-Level Changes, *in* R. G. Loucks, and J. F. Sarg., *Carbonate Depositional Sequences and Systems Tracts*, AAPG Memoir 57, p. 3-41.
- Harris, P.M., A.H. Saller and J.A. Simo, eds., 1999, *Advances in Carbonate Sequences Stratigraphy: Application to reservoirs, Outcrops and Models*: SEMP Special Publication 63,
- Hernández-Trejo, J. M. 2003, Cicloestratigrafía en un sistema carbonatado-evaporítico del Cretácico Inferior, Formación La Virgen, Noreste de México: IPN. Tesis Profesional (M. en C.), ESIA, Ticomán, 86 p.
- INEGI, 1990; [Fotografía] Olinalá (D.F.151.78 E14-8 No. 04) Guerrero: Secretaría de Programación y Presupuesto, Dirección de Estudios del Territorio Nacional, Fotografía aérea, escala 1:75 000.
- INEGI, 1990; [Fotografía] Olinalá (D.F.151.78 E14-8 No. 05) Guerrero: Secretaría de Programación y Presupuesto, Dirección de Estudios del Territorio Nacional, Fotografía aérea, escala 1:75 000.
- INEGI, 2002; [Hoja] Olinalá (E14D11) Guerrero: Secretaría de Programación y Presupuesto, Dirección de Estudios del Territorio Nacional, Carta Topográfica, escala 1:50 000.
- Ingram, R. L., 1954, Terminology for the Thickness of Stratification and Porting Units in Sedimentary Rocks: *GSA Bulletin*, v. 65, 937-938 (A brief statement on terminology).

- Isozaki, Y., 1997, Permo-Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: Records from lost deep sea: *Science*, v. 276, p. 235-238.
- Izart, A., O. Kossovaya, D. Vachard, and D. Vaslet, 1999, Stratigraphy, sequence stratigraphy of the early Permian along the Kosva River (Gubakha area, Central Urals, Russia): *Bull. Soc. géol. France*, t. 170, no. 6, p. 799-820.
- Jenny, H., 1933, Geological reconnaissance survey of the northeastern part of the State of Guerrero: México, D. F., Cía. Del Petróleo El Águila, S. A. informe (inédito).
- Jones, B., and A. Desrochers, 1992, Shallow Platform Carbonates *in* R. G. Walker, and N. P. James, eds., *Facies Models: Response to sea level change*, Geological Association of Canada, p. 277-301.
- Kerans, C., and W. M. Fitchen, 1995, Sequence Hierarchy and Facies Architecture of a Carbonate-Ramp System: San Andres Formation of Algerita Escarpment and West Guadalupe Mountains, West Texas and New Mexico: Report of Investigations, Bureau of Economic Geology, no. 235, U. S. A. 86 p.
- Kerans, C., and P. M. Harris, 1993, Outer shelf and shelf crest *in* D. G. Bebout, and C. Kerans, eds., *Guide to the Permian Reef Geology Trail, McKittrick Canyon, Guadalupe Mountains National Park, West Texas*: Bureau of Economic Geology, Guidebook 26, p. 32-42.
- Kirkland, B. L., S. A. Longacre, and E. L. Stoudt, 1993, Reef *in* D. G. Bebout, and C. Kerans, eds., *Guide to the Permian Reef Geology Trail, McKittrick Canyon, Guadalupe Mountains National Park, West Texas*: Bureau of Economic Geology, Guidebook 26, p.
- Knoll, A. H., R. K. Bambach, D. E. Canfield, and J. P. Grotzinger, 1996, Comparative Earth history and Late Permian mass extinction: *Science*, v. 273, p. 452-457.
- Koerschner, W. F., and J. F. Read, 1989, Field and modeling studies of Cambrian carbonate cycles Virginia Appalachians: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 59, p. 654-687.
- Krajewsky, K., and B. Luks, 2003, Origin of "cannon-ball" concretions in the Carolinefjellet Formation (Lower Cretaceous), Spitsbergen: *Polish Polar Research*, v. 24, p. 217-242.
- Lehmann, C., D. A. Osleger, and I. P. Montañes, 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico: *GSA Bulletin*, v. 111, p. 1010-1029.

- López-López, B., 1997. Braquiópodos del Paleozoico Tardío de la región de Olinalá, Estado de Guerrero: Tesis profesional, Univ. Nal. Autón. Méx., Facultad de Ciencias, 50 p.
- Mazzullo, S. J., 1998, Stratigraphic architecture of Lower Permian, cyclic carbonate reservoirs (Chase Group) in the Mid-Continent USA, based on outcrop studies: AAPG Bulletin, v. 82, no. 3, p. 464-483.
- Mazzullo, S. J., and A. M. Read, 1989, Lower Permian platform and basin depositional systems, Northern Midland Basin, Texas, *in* P. D. Crevello, J. L. Wilson, J. F. Sarg, and J. F. Read, eds., Controls on Carbonate Platform and Basin Development, SEMP Special Publication no. 44, p. 305-320.
- McBride, E. F., M. D. Picard, and K. L. Milliken, 2003, Calcite-cemented concretions in Cretaceous Sandstones, Wyoming and Utah, U. S. A.: Journal of Sedimentary Research, v. 73, no. 3; p. 462-483.
- McLaughlin, P. I., C. E. Brett, S. L. Taha, and S. R. Cornell, 2004, High-resolution sequence stratigraphy of a mixed carbonate-siliciclastic, cratonic ramp (Upper Ordovician; Kentucky-Ohio, USA): insights into the relative influence of eustasy and tectonics through analysis of facies gradients: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 210, 267-294 p.
- Mitchum, R. M. Jr., P. R. Vail, and S. Thompson, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis, *in* C. E. Payton, ed., Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration: AAPG Memoir 26, p. 53-62.
- Mitchum, R. M. Jr. and J. C. Van Wagoner, 1991, High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphy evidence of high-frequency eustasy cycles: Sedimentary Geology, v. 70, p. 131-160.
- Morin, J., A. Desrochers, and B. Beauchamp, 1994, Facies analysis of the lower Permian platform carbonates, Sverdrup basin, Canadian arctic archipelago: Facies, no. 31, p. 105-130.
- Mruk, D., and D. G. Bebout, 1993, Slope *in* D. G. Bebout, and C. Kerans, eds., Guide to the Permian Reef Geology Trail, McKittrick Canyon, Guadalupe Mountains National Park, West Texas: Bureau of Economic Geology, Guidebook 26, p. 14-22.
- Murillo-Muñetón, 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.

- Nielsen, J. K. and N. M. Hanken, 2002, Late Permian carbonate concretions in the marine siliciclastic sediments of the Ravnefjeld Formation, East Greenland: *Geology of Greenland Survey Bulletin*, no. 191, p. 126-132.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978, Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca: *Univ. Nal. Autón. Méx., Revista del Instituto de Geología*, v. 2, p. 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., M. Elías-Herrera, M. Reyes-Salas, C. Macías-Romero, and R. López, 1999, Late Ordovician-Early Silurian continental collisional orogeny in Southern Mexico and its Bearing on Gondwana-Laurentia connections: *Geology*, v. 27, no. 8, p. 719-722.
- Osleger, D. A. and S. W. Tinker, 1999, Three-Dimensional Architecture of Upper Permian High-Frequency Sequences, Yates-Capitan Shelf Margin, Permian Basin, USA, *in* P. M. Harris, and J. A. Simo, eds., 1999, *Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy: Application to Reservoirs, Outcrops and Models: Society for Sedimentary Geology, Special Publication no.63, U. S. A.*, p. 169-186.
- Payton, Ch. E., ed., 1977, *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration: AAPG Memoir 26, Tulsa, Oklahoma*, 516 p.
- Pemberton, S.G., M. Spila, A. J. Pulham, T. Saunders, J. A. MacEacher, D. Robbins, and I. K. Sinclair, 2001, *Ichnology and Sedimentology of shallow to Marginal Marine Systems. Ben Nevis and Avalon Reservoir S. Jeanne d'Arc Basin: Geological Association of Canada, Short Course, Notes*, v. 15, 343 p.
- Pettijohn F. J., P. E. Potter, and R. Siever, 1987, *Sand and Sandstones*, 2nd edn., Springer-Verlag, Parte II, Chapter 5: Lithic Arenites and Related Rocks, 156-163.
- Phillips, P. L., T. S. White, B. J. Witzke, G. A. Ludvigson, R. L. Brenner, and J. P. Pope, 2005, Significance of Cone-in-cone structures in marine mudstones: GSA 54th Annual Meeting (March 17-18, 2005) Southeastern Section, Abstracts with Programs, Paper no.15-1. v. 37 no. 2, p. 37.
- Pindell, J. L. and J. F. Dewey, 1982, Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region: *Tectonics*, v. 1, p. 179-212.
- Plint, A. G., N. Eyles, C. H. Eyles, and R. G. Walker, 1992, Control of Sea Level Change *in* Walker, R.G. y James, N.P. (eds.), *Facies Models: Response to sea level change: Geological Association of Canada*, p. 15-25.
- Posamentier, H. W., M. T. Jervey, and P. R. Vail, 1988, Eustatic controls on clastic deposition, I. Conceptual Framework, *in* C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H.W. Posamentier, C. A. Ross, and J. C. Van Wagoner, eds., *Sea Level Changes –An Integrated Approach: SEMP Special Publication 42*, p. 109-124.

- Posamentier, H. W., and P. R. Vail, 1988, Eustatic controls on clastic deposition, II. Sequence and System Tract Models *in* C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, and J. C. Van Wagoner, eds., *Sea Level Changes –An Integrated Approach: SEMP Special Publication 42*, p.125-154.
- Quezada-Muñetón, M., 1970, Prospecto Huamuxtlán, Estado de Guerrero: México, D. F., PEMEX, Inf. Geol. 561, (inédito).
- Ramírez-Espinosa, J., 2001, Tectono-magmatic evolution of the Paleozoic Acatlan Complex in southern Mexico, and its correlation with the Appalachian system: University of Arizona, Tucson, AZ, US (Doctoral), 171 p.
- Read, J. F., 1985, Carbonate platform facies models: AAPG v. 69, p. 1-21.
- Read, J. F., 1995, Overview of carbonate platform sequences, cycle stratigraphy and reservoir in greenhouse and ice-house worlds *in* J. F. Read, C. Kerans, and L. J. Weber, *Milankovitch Sea-Level Changes, Cycles, and Reservoirs on Carbonate Platforms in Greenhouse and Ice-House Worlds: SEMP Short Course Notes 35*, p. 1-102.
- Ross, C. A., and J. R. P. Ross, 1988, Late Paleozoic Transgressive-Regressive Deposition *in* C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, and J. C. Van Wagoner, eds., *Sea Level Changes –An Integrated Approach: SEMP Special Publication 42*, p. 227-247.
- Salas, G. P., 1949, Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca: Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v. 1, p. 79-156.
- Saller, H. A., J. A. D. Dickson, E. T. Rasbury, and R. Toshikazu-Ebato, 1999, Effects of Long-Term Accommodation Change on Short-Term Cycles, Late Paleozoic Platform Limestones, West Texas *in* P. M. Harris, and J. A. Simo, eds., 1999, *Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy: Application to Reservoirs, Outcrops and Models: Society for Sedimentary Geology, Special Publication no.63, U.S.A.*, p. 227-246.
- Sánchez-Zavala, J.L., E. Centeno-García, and F. Ortega-Gutiérrez, 1999, Review of Paleozoic stratigraphy of Mexico and its role in the Gondwana-Laurentia connections, *in* V. A. Ramos, and J. D. Keppie, eds., *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea: Boulder, Colorado, GSA Special Paper 336*.
- 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: SEMP Special Publication 42*, p. 155-181.
- Sarg, J.F., J.R. Markello and L.J. Weber, 1999, The second-order cycle, carbonate-platform growth, and reservoir, source, and trap prediction *in* P.M. Harris, A.H.

- Saller and J.A. Simo, eds., *Advances in Carbonate Sequences Stratigraphy: Application to reservoirs, Outcrops and Models*: SEMP Special Publication 63, p. 11-34.
- Schlager, W., 1991, *Depositional bias and environmental change important factors in sequence stratigraphy*: *Sedimentary Geology*, v. 70, p. 109-130.
- Scholle, P. A., and D. S. Scholle, 2003, *A color guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity and diagenesis*: AAPG Memoir 77, 474 p.
- Sedlock, R. L., F. Ortega-Gutiérrez, and R. C. Speed, 1993, *Tectonostratographic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico*: Boulder, Colorado: GSA Special Paper 278, 153 p.
- Senowbari-Daryan, B., and E. Flügel, 1993, *Tubiphytes* Maslov, an enigmatic fossil: Classification, fossil record and significance through time: Part 1. Discussion of Late Paleozoic material: *Bollettino della Societa Paleontologica Italiana*, Special volume 1, p. 353-382.
- Silva, A., 1991, *Consideraciones sobre los conjuntos paleoflorísticos de México y sus implicaciones paleoclimáticas*: SOMEXPAL, Tercer Congreso Nacional de Paleontología, Resúmenes, p. 64-69.
- Silva, A., B. E. Buitrón y A. Flores de Dios, 1998, *Biota (continental y marina) del Pérmico de la región de Olinalá, estado de Guerrero*: Primera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, resúmenes, p. 55.
- Silva-Pineda, A., B.E. Buitrón-Sánchez y A. Flores de Dios, 2000, *Presencia de coníferas en el Pérmico (Leonardiano) de Calnali, Hgo., Patlanoaya Pue. y Olinalá, Gro.*: 2ª Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, GEOS, Unión Geofísica Mexicana, Resúmenes y Programa, v. 20, no. 3, p. 298-299.
- Silva-Pineda, A., B. Buitrón-Sánchez, J. Arellano-Gil, D. Vachard, and J. Ramírez, 2003, *Permian Continental and Marine Biota of South-Central México: A Synthesis* in C. Bartolini, and R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*: AAPG Memoir 79, p. 462-275.
- Toomey, D., 1991, *Late Permian reefs of southern Tunisia: facies patterns and comparison with the Capitan Reef, southwestern United States*: *Facies*, no. 5, p. 119-146.
- Tsujita, C. J., 1995, *Origin of Concretion-hosted Shell clusters in the Late Cretaceous Bearpaw Formation, Southern Alberta, Canada*: *Palaaios*, v. 10, p. 408-423.

- Tucker, M. E., 1990, Geological background to carbonate sedimentation: *in* Carbonate Sedimentology, M. E. Tucker, and V. P. Wright, eds., Blackwell Scientific Publications, p. 28-69.
- Tucker, M. E., 2003, Mixed Clastic-Carbonate Cycles and Sequences: Quaternary of Egypt and Carboniferous of England: *Geologia Croatica*, v. 1, no. 56, p.19-37.
- Vachard, D., A. Oviedo, A. Flores de Dios, R. Malpica, P. Brunner, M. Guerrero y B. E. Buitrón, 1993, La sección de Olinalá (Gro.) su importancia para el conocimiento del Pérmico de México: Septiembre, *Ann. Soc. Geol. Du Nord*. p. 153-160.
- Vachard, D., A. Flores de Dios, and B. E. Buitrón, 2004, Guadalupian and Lopingian (Middle and Late Permian) deposits from Mexico and Guatemala, a review with new data: *Geobios*, v. 37, p. 99-115.
- Vail, P. R., R. M. Jr. Mitchum, and S., Thompson, 1977, Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level *in* Ch. E. Payton, ed., *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration: AAPG Memoir 26*, p. 83-97.
- Van Wagoner, J.C., P.A. Dunn and L.A. Hardie, 1987, High frequency glacio-eustatic sealevel oscillations with Milankovitch characteristics recorded in Middle Triassic platform carbonates in northern Italy: *American Journal of Science*, vol.287, p. 853-892.
- Van Wagoner, J.C., H.W. Posamentier, R. M. Mitchum, P. R. Vial, J. F. Sarg, T. S. Loutit, and J. Hardenbol, 1988, An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions: *in* C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C., Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, and J. C. Van Wagoner, eds., *Sea-Level Changes: An integrated approach: Tulsa SEPM Special Publication 42*, p. 38-45.
- Van Wagoner, J.C., 1991, High-frequency sequence stratigraphy and facies architecture of the sego sandstone in the book cliffs of western Colorado and eastern Utah *in* J.C. Van Wagoner, C.R. Jones, D.R. Taylor, D. Nummedal, D.C. Jennette and G.W. Riley *Sequence Stratigraphy Applications to Shelf Sandstone Reservoirs: AAPG Field Conference, September 21-28*, p. 1-10.
- Walker, R. G., 1990, Facies modeling and sequence stratigraphy: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, p. 777-786.
- Ward, R. F., C. G. St. C. Kendall, and P. M. Harris, 1986, Upper Permian (Guadalupian) Facies and Their Association with Hydrocarbons-Permian Basin, West Texas and New Mexico: *AAPG Bulletin*, v. 70, no. 3, p. 239-262.
- Weidlich O., and M. Bernecker, 2003, Supersequence and composite sequence carbonate platform growth: Permian and Triassic outcrop data of the Arabian platform and Neo-Tethys: *Sedimentary Geology*, no. 158, p. 87-116.

Worsley, T. M., D. Nance, and J. B. Moody, 1984, Global tectonics and eustasy for the past 2 billion years: *Marine Geology*, v. 58, p. 373-400.

Zatón, M., and L. Marynowski, 2004, Konzentrat-Lagerstätte-type carbonate concretions from the uppermost Bajocian (middle Jurassic) of the Czeszochowa area, South-Central Poland: *Geological Quarterly*, v. 48, no. 4, 339-350.

Zharkov, M. A. and N. M. Chumakov, 2001, Paleogeography and Sedimentation Settings during Permian-Triassic Reorganizations in Biosphere: *Stratigraphy and Geological Correlation*, v. 9, no. 4, p. 340-363.

9. APÉNDICE

APÉNDICE A

COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS DETALLADAS MEDIDAS PARA EL PRESENTE ESTUDIO.

SIMBOLOGÍA UTILIZADA EN LA PRESENTE SECCIÓN.

Granos carbonatados

	Fragmentos de crinoides		Amonoideos
	Espinas de equinodermos		Fragmentos de amonoideos
	Briozoarios		Fusulínidos
	Fragmentos de briozoarios		Fragmentos de trilobites
	Pelecípodos		Ostrácodos
	Fragmentos de pelecípodos		<i>Archaeolithoporella</i>
	Braquiópodos		<i>Tubiphytes</i>
	Fragmentos de braquiópodos		Fragmentos de <i>Tubiphytes</i>
	Gasterópodos		Fragmentos de esponjas calcáreas
	Fragmentos de gasterópodos		Foraminíferos bentónicos
	Radiolarios		Intraclastos

SIMBOLOGÍA UTILIZADA EN LA PRESENTE SECCIÓN.

Estructuras sedimentarias

	Bioturbación
	<i>Thalassinoides</i>
	Concreciones de lutita y/o arena
	Concreciones calcáreas
	Estratificación cruzada
	Gradación normal
	Gradación inversa
	Estilolitas
	Estructuras <i>cone-in-cone</i>

Otros

	Muestra de mano colectada
	Fragmentos vegetales

Abreviaturas

Mst	Mudstone
Wst	Wackestone
Pst	Packstone
Gst	Grainstone
Bst	Bounstone
Lut	Lutita
Ar*	Arenisca
Cg*	Conglomerado

Litología

	Conglomerado
	Arenisca
	Lutita
	Lutita calcárea
	Caliza
	Dolomía
	Complejo Acatlán

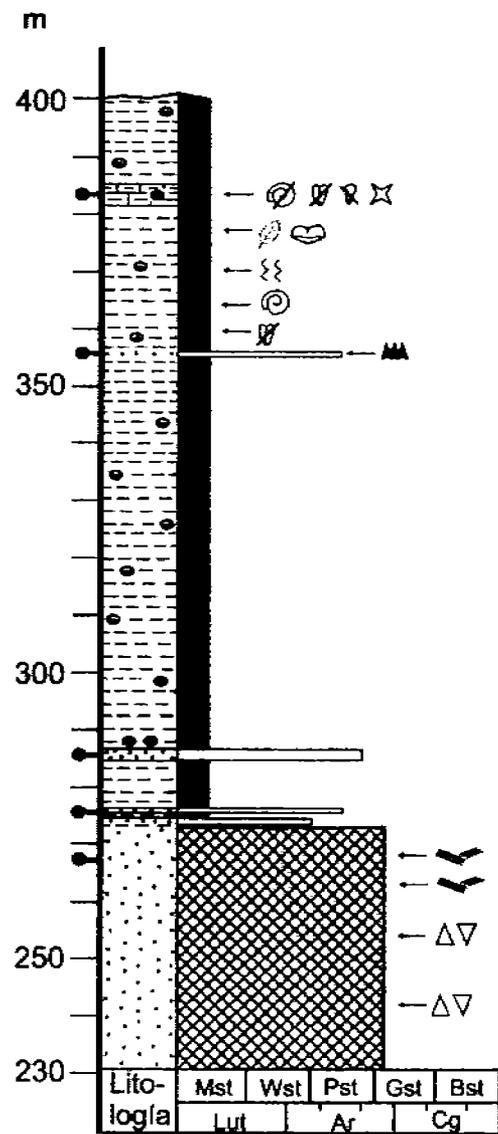
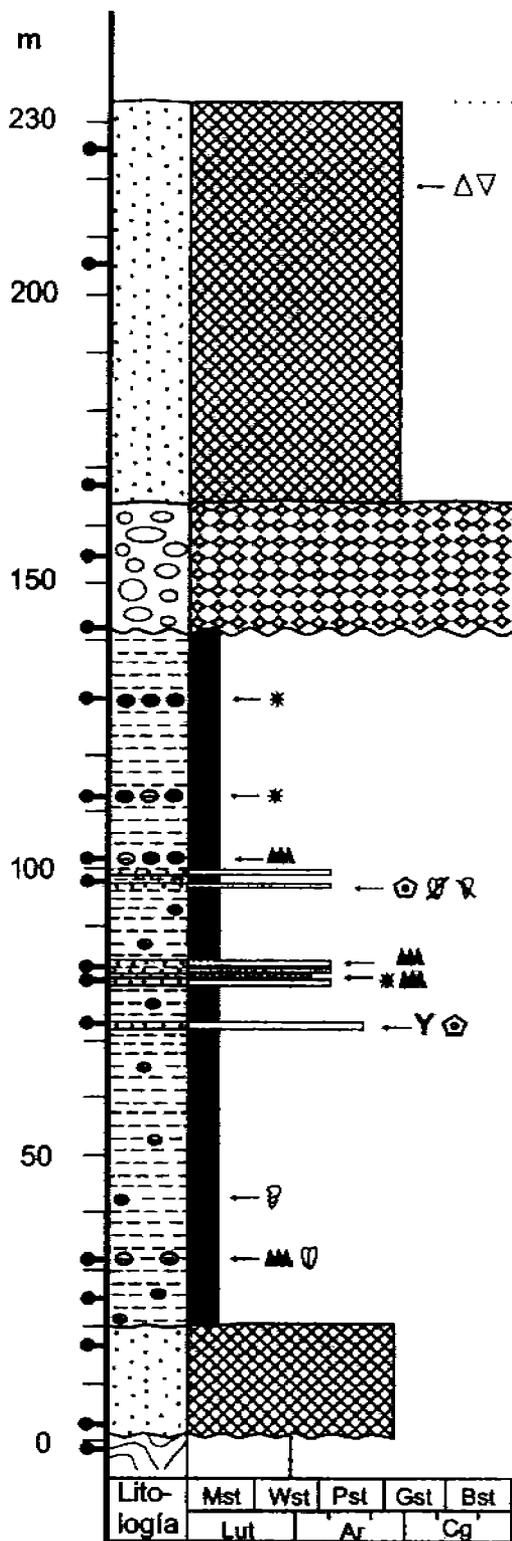
Facies Terrígenas

	Conglomerado polimítico
	Conglomerado de cuarzo y crinoideos
	Arenisca conglomerática
	Cuarzoarenita
	Arenisca bioturbada
	Lutita

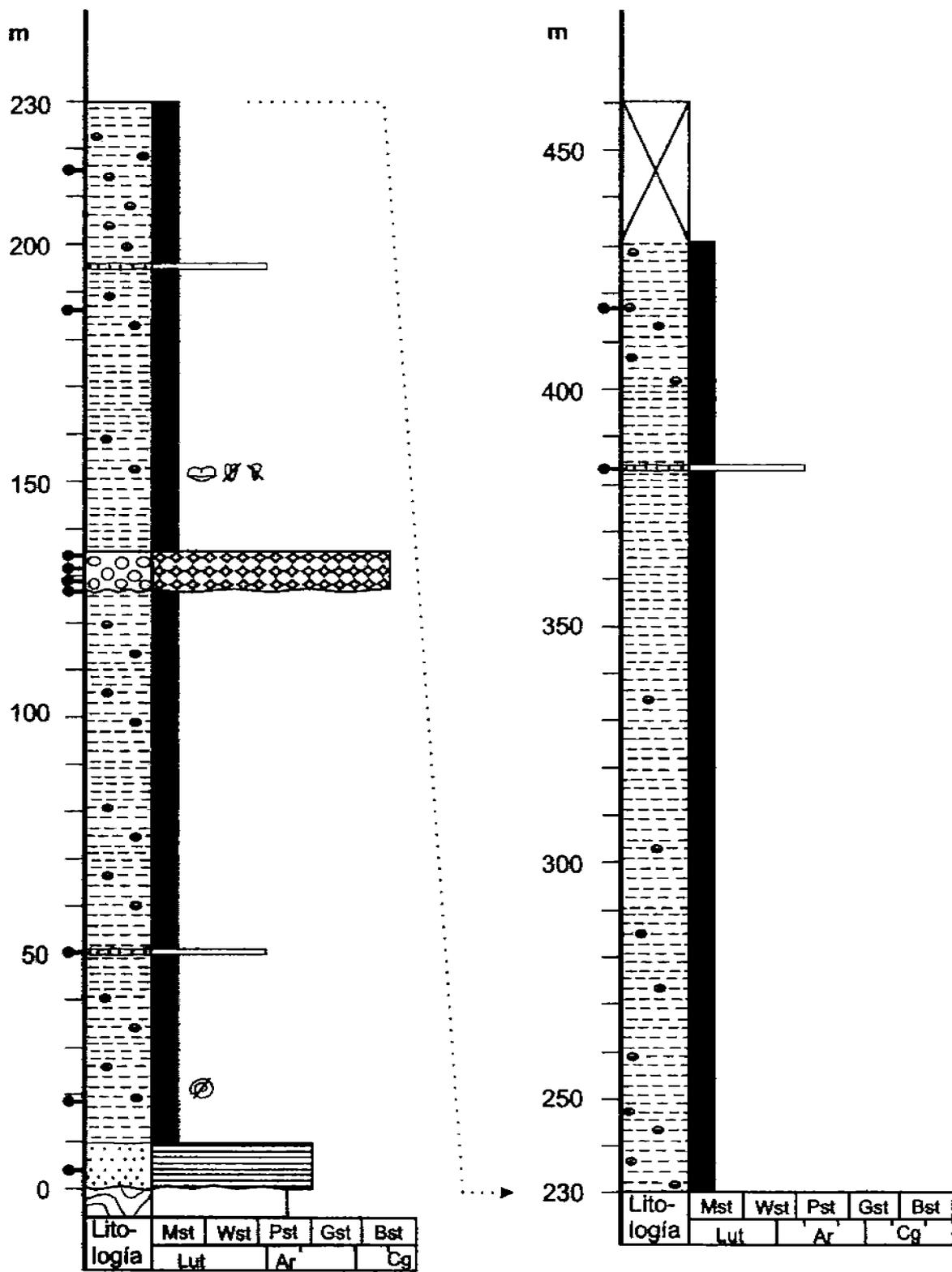
Facies Carbonatadas

	Packstone/grainston de crinoideos-briozoarios-braquiópodos
	Packstone de braquiópodos arcilloso
	Wackestone de radiolarios

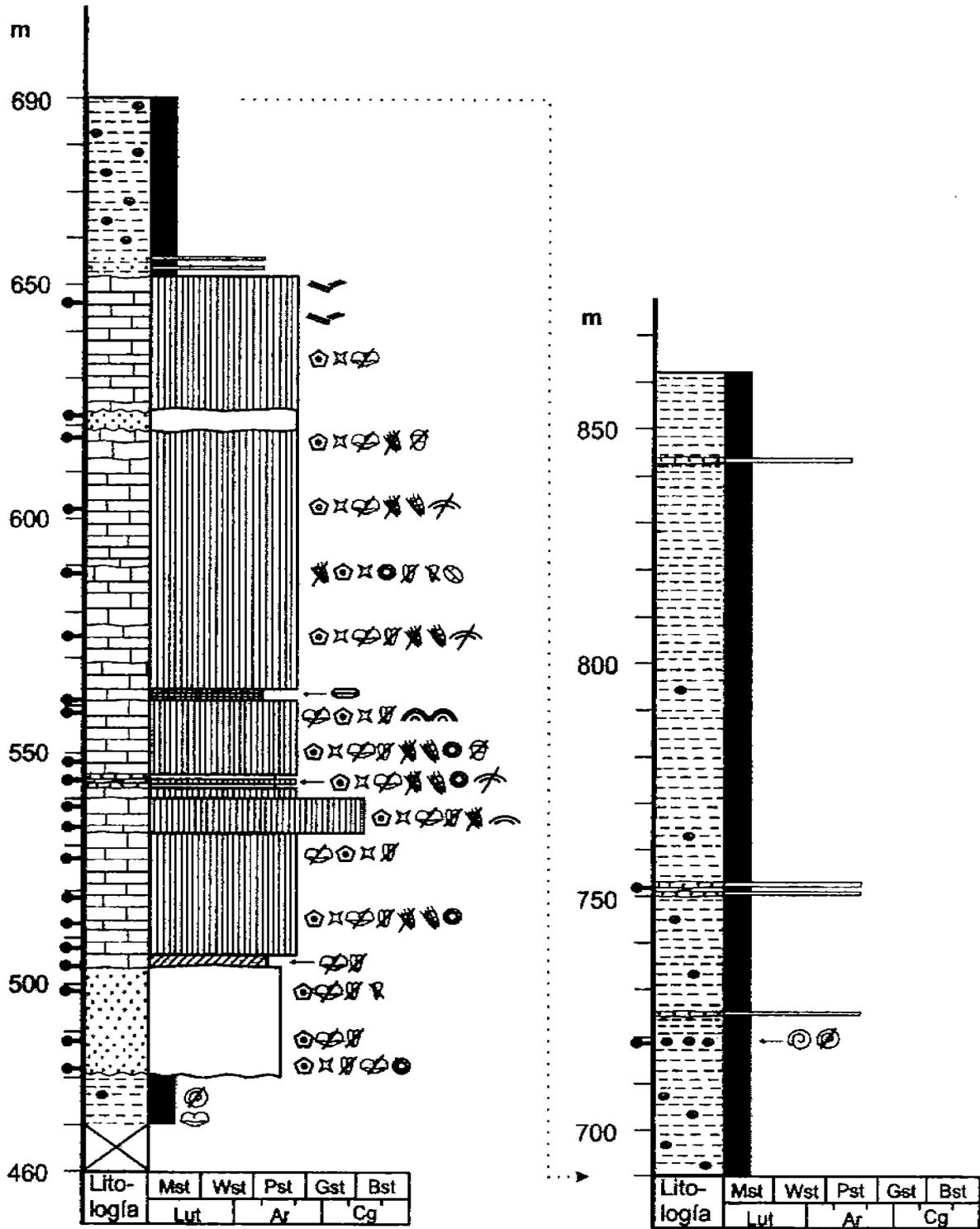
* Cada subdivisión indica aumento en el tamaño de grano: fino, medio y grueso.



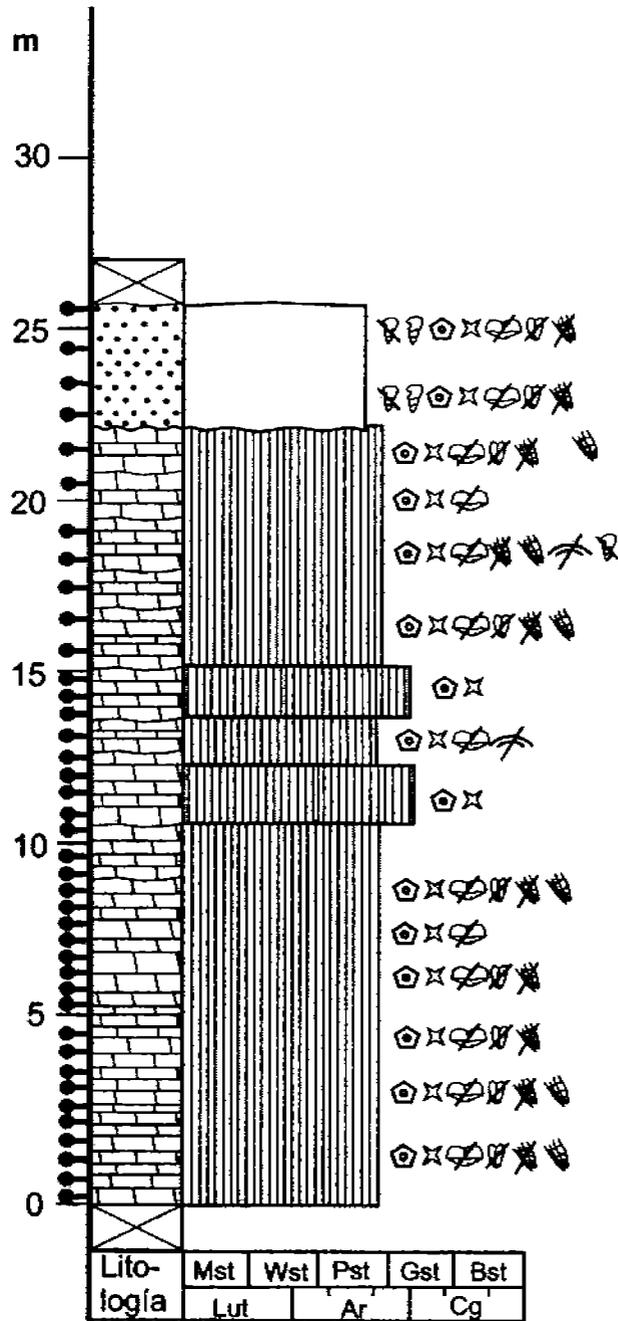
Columna Estratigráfica Olinalá



Columna Estratigráfica Nemotitlán



Columna Estratigráfica Nemotlán

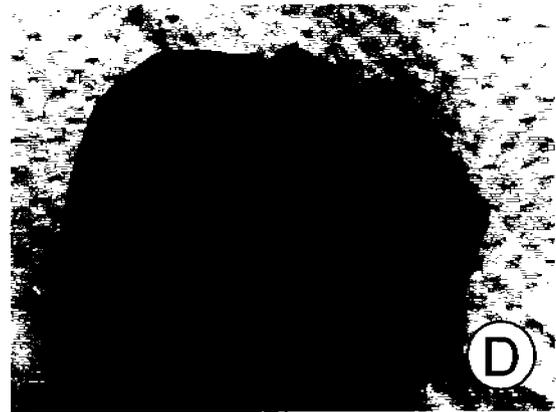
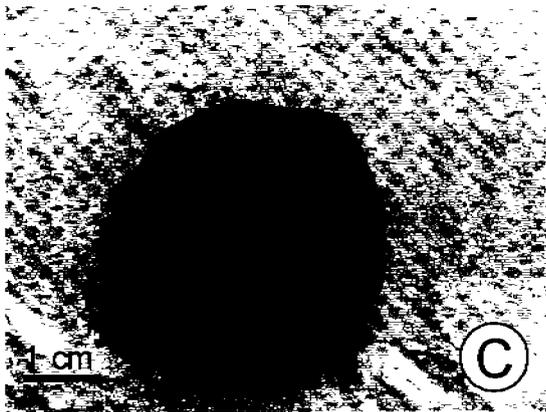
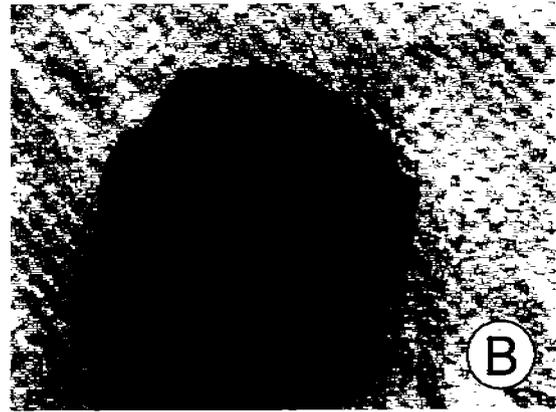
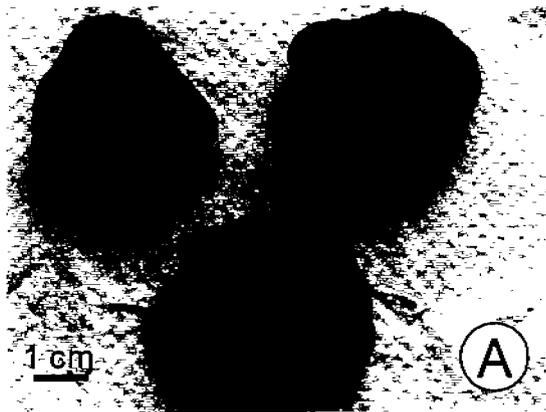


Columna Estratigráfica Xochimilco

APÉNDICE B

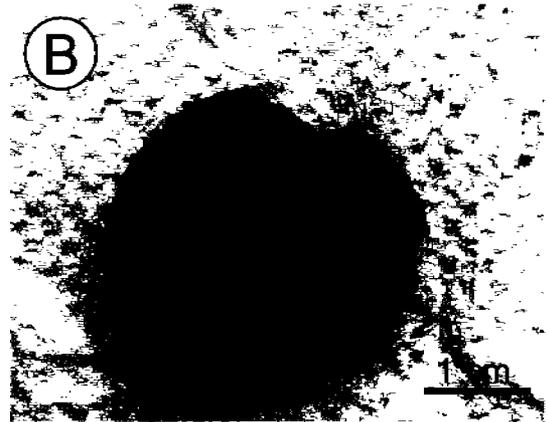
FAUNA FÓSIL COLECTADA EN LA FORMACIÓN OLNALÁ.

LÁMINA 1



- A. Braquiópodos pertenecientes a la familia Echinoconchidae, abundantes durante el Paleozoico Medio y Superior (valva ventral), presentes en la facies de packstone arcilloso de braquiópodos.
- B. Braquiópodo de la familia Echinoconchidae (valva dorsal) recuperados en la facies de packstone arcilloso de braquiópodos.
- C. Braquiópodo de la familia Echinoconchidae (valva ventral) recuperados en la facies de packstone arcilloso de braquiópodos.
- D. Braquiópodo de la familia Echinoconchidae (vista frontal), recuperados en la facies de packstone arcilloso de braquiópodos.

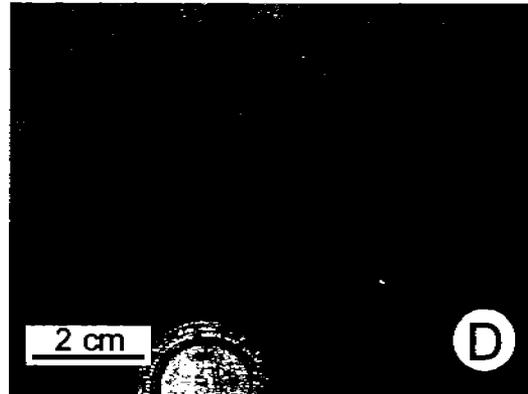
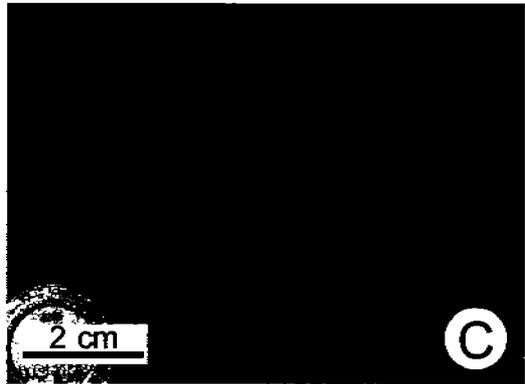
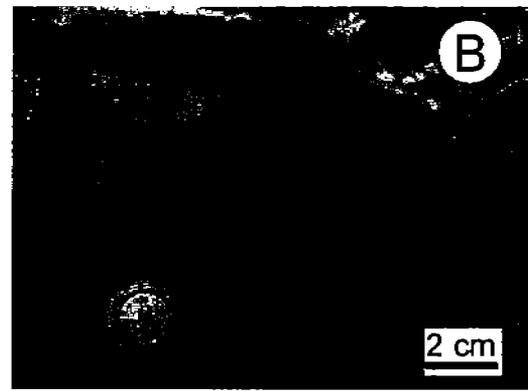
LÁMINA 2



- A. Pelecípodos pertenecientes a la familia Nuculidae, presentes en la facies de lutitas marinas de plataforma externa.
- B. Pelecípodos pertenecientes a la familia Nuculanidae, recuperados en la facies de lutitas marinas de plataforma externa.
- C y D. Pelecípodos pertenecientes al género Anthraconeilo sp. (Ordovícico - Mesozoico), presentes de manera abundante en concreciones limosas, dentro de la facies de lutitas marinas de plataforma externa.

ALGUNAS ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS PRESENTES EN LA FORMACIÓN OLINALÁ

LÁMINA 3



- A y B. Estructura *cone-in-cone*, facies de lutitas marinas negras de plataforma externa.
- C y D. Estructura *cone-in-cone*, facies de lutitas marinas negras de plataforma externa (detalle).
- E. Concreción tipo *concretion-hosted shell clusters*, facies de lutitas marinas negras de plataforma externa.