



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE
MÉXICO**

**Posgrado en Ciencias de la Tierra
Instituto de Geología**

**Microfacies y paleoambientes en una sección estratigráfica
del Cretácico en el Cañón La Boca, Nuevo León.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS

PRESENTA

CÉSAR AUGUSTO CUAPIO PÉREZ

TUTOR: DR. RICARDO BARRAGAN MANZO.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México por haberme dado la oportunidad de estudiar en sus aulas, por guiarme, enseñarme y permitirme ser parte de ella. Mi respeto, admiración y cariño a esta gran Institución, de la que atesoraré muchos de los mejores recuerdos de mi vida.

Al Instituto de Geología por que a través de su gente y sus instalaciones, pude llevar a cabo este trabajo, gracias a todos los que le conforman.

Al proyecto..... cuyo apoyo fue indispensable para la realización de este trabajo, incluyendo los estudios de campo y de laboratorio.

Al Dr. Ricardo Barragán Manzo por haber dirigido este trabajo, por presentar esa crítica siempre certera y constructiva que derivó en el mejoramiento de este trabajo y en el propio como estudiante y como persona. Gracias por sus consejos DOCj y por haber expresado siempre la confianza en que este trabajo llegaría a buen término.

A la Dra. Elena Centeno García por enseñarme a ver la geología desde un punto de vista diferente, no como una profesión sino como un estilo de vida, por sus enseñanzas y paciencia para transmitir sus conocimientos en campo, por enseñarme a pensar geológicamente y a confiar en mis hipótesis. Desde luego también por haber revisado este trabajo de tesis.

Al Dr. Martin Guerrero Suastegui, por haberme apoyado durante el transcurso de mis estudios, tanto en el aula como en campo, por la sensibilidad y certeza para hacerme llegar sus comentarios respecto a este trabajo. Por sus enseñanzas y por ofrecerme la confianza de preguntarle y resolver dudas, por haberme permitido conocer un poco mas de la geología de la zona de Taxco.

Al Dr. José Manuel Grajales Nishimura por los acertados comentarios, que ayudaron a mejorar en mucho este trabajo, por los debates acerca de los temas de esta tesis, por su tiempo.

Al Dr. José Luis Sánchez Zavala por sus comentarios para mejorar este trabajo.

A la Dra. Carmen Rosales por su desinteresada ayuda en la determinación micropaleontológica sin la cual no hubiese sido posible concretar esta investigación. Gracias.

Al Técnico Marco Argaes, al Ing. José Juan González, al Sr. Hazael García Franco y al Ing. Jesús Moreno Hirashi, por su valiosa ayuda en los trabajos de campo, por la paciencia que tuvieron durante la medición de la sección y la toma de muestras.

A los técnicos Enoch Ortiz, Diego y Joaquín Aparicio de los talleres de laminación, por haberme enseñado la técnica para la elaboración de láminas delgadas, e incluso por ayudarme con algunas.

A los profesores del Posgrado: Dra. Elena Centeno, Dra. Ana Luisa Carreño, Dr. Martín Guerrero, Dr. Ricardo Barragán, Dr. Gustavo Murillo, Dr. Juan Araujo, Dr. Fernando Ortega y a todos aquellos que ayudaron a mi formación durante mi paso por el instituto de Geología.

A María Luisa, Gloria Alba y Gabriela Pantoja, por tantas preguntas y peticiones que les hice por que siempre estuvieron dispuestas a ayudarme. También a Francisco Montaña por haber salvado esta tesis en más de dos ocasiones.

A mis compañeros y amigos del Posgrado que hicieron de este proceso de aprendizaje uno muy agradable y enriquecedor, por impulsarme siempre a continuar en los momentos de cansancio y confusión, por su amistad gracias.

Del Instituto de Geología: Iriliana López Caballero, Pedro Santillán, Rosa Tovar, Antonia López, José Juan González, Octavio Chávez, Lupita Dávalos, Nelda Treviño, Fabián Durán, Sandra Briceño, Berenice Hernández, Guillermo Hernández, Doris Méndez, Judith Callejas, Rodrigo Hernández, Margarita Ramírez, Emilio Estrada, Berlaine Ortega, Daniel Bolaños, Mario Ramos, Sandra Martínez, Rosalba Pérez, Lener Sequeira, Iván Morales y Vicente Páez.

Del Instituto de Geofísica: Augusto Rodríguez, David Blanco, Josué Salazar, Daniel Villanueva, Donají Galindo, Viridiana Vázquez, Valerie Pompa, Cinthya Navarro, Cecilia Limón, Juan Márquez.

A mis amigos de la Facultad de Ingeniería, Geólogos, Geofísicos, Petroleros y Mineros que siempre estuvieron pendientes de este proceso, por los ánimos que me brindaron, Gracias.

A mis profesores y amigos de la Facultad de Ingeniería que a pesar del tiempo transcurrido continuaron apoyándome; Alfredo Victoria, Emiliano Campos, Claudia Mendoza, Gilberto Silva y Juan Carlos Cruz.

A los que no pertenecen a la UNAM pero que siempre se hicieron presentes para animarme e impulsarme; Aldo Vega, Susana Corona, Octavio Rodríguez, Eva Ayala, Nelly Galindo, Martha Malanche, Cecilia Guadarrama y a La Familia González Espinola (Luis, Liliana, Diego, Leonora e Itzel).

A todos los que estuvieron presentes en estos últimos dos años, que si no los he mencionado aquí, me permitan disculparme y agradecerles personalmente.

Dedicatoria

Dedico este trabajo las personas que han sido de gran importancia en mi vida, cuya presencia, motivación diaria, consejos y acciones me llevaron a esforzarme y superarme...

Gracias por apoyarme, gracias eternas por todo el cariño que me han brindado, por la fé y confianza que me han depositado. Es mi turno ahora de corresponderles.

A mis Padres, Melva Pérez Córdova y Julio Cuapio Cortés, cuyos valores y enseñanzas han forjado gran parte de mi carácter, mi vida, mi pensar y mi sentir, a quienes debo lo que soy y a quienes agradezco lo que seré.

Les dedico este trabajo...

Siempre serán los cimientos de mi vida. Gracias por todo, los quiero mucho.

A Wendy, de quien he aprendido mucho tanto en el ámbito personal como en el profesional. Te agradezco tu paciencia, tu fé y tu amor. Te dedico este trabajo, pues en cada día, fuiste mi motivación al inicio y un sueño por alcanzar al final. Gracias amor.

Gracias por su tiempo, el cual correspondí pobremente durante la realización de éste trabajo.

Contenido

INDICE DE FIGURAS	I
RESUMEN	1
ABSTRACT	2
Capítulo uno.	
1. Introducción.	3
1.1 Justificación.	3
1.2 Trabajos previos.	3
1.3 Objetivos.	4
1.3.1 Objetivo general.	4
1.3.2 Objetivos particulares.	4
1.4 Localización geográfica y geológica del área de estudio.	5
1.4.1 Vías de acceso.	5
1.5 Metodología.	6
1.5.1 Revisión y compilación bibliográfica.	6
1.5.2 Medición de la sección estratigráfica y muestreo.	7
1.5.3 Cálculo de espesores.	11
1.5.4 Preparacion y estudio de láminas delgadas.	12
1.6 Metodología para el análisis de microfacies.	12
1.6.1 Análisis de texturas.	13
1.6.2 Microfacies estándar (SMF) y zonas de facies (FZ).	15
1.7 La interpretación paleoambiental.	18
1.7.1 Nivel de energía.	18
1.7.2 Profundidad y topografía marina.	18
1.7.3 Luz.	19
1.7.4 Oxigenación.	19
1.7.5 Temperatura.	20
1.7.6 Salinidad.	21
Capítulo dos.	
2. Marco Geológico.	23
2.1 Paleogeografía y estratigrafía.	23
2.1.1 Basamento.	23
2.1.2 Paleozoico.	24
2.1.3 Permo Triásico.	26
2.1.4 Mesozoico.	26
2.1.4.1 Triásico.	26
2.1.4.2 Jurásico.	27
2.1.4.3 Cretácico Temprano.	30
2.1.4.4 Cretácico Tardío.	32

2.1.5 Cenozoico.	35
------------------	----

Capítulo tres.

3. Estratigrafía del área de estudio.	37
3.1 Formación Cupido.	37
3.2 Formación La Peña.	38
3.3 Formación Tamaulipas Superior.	39
3.4 Formación Agua Nueva.	39
3.5 Formación San Felipe.	40

Capítulo cuatro.

4. Resultados.	42
4.1 Unidades litoestratigráficas reconocidas.	42
4.1.1 Formación Cupido.	43
4.1.1.1 Miembro Inferior.	43
4.1.1.2 Miembro Superior.	45
4.1.2 Formación La Peña.	48
4.1.3 Formación Tamaulipas Superior.	49
4.1.4 Formación Agua Nueva.	50
4.1.5 Formación San Felipe.	52
4.2 Distribución litológica.	53
4.3 Aspectos estructurales generales.	54
4.4 Estratigrafía de microfacies.	56
4.4.1 Asociación de microfacies LBK uno.	56
4.4.2 Asociación de microfacies LBK dos.	58
4.4.3 Asociación de microfacies LBK tres.	60
4.4.4 Asociación de microfacies LBK cuatro.	62
4.4.5 Asociación de microfacies LBK cinco.	64
4.4.6 Asociación de microfacies LBK seis.	66
4.4.7 Asociación de microfacies LBK siete.	68
4.5 Determinación micropaleontológica.	70

Capítulo cinco.

5. Discusión	73
5.1 Facies de plataforma abierta (Asociación de microfacies LBK uno).	73
5.2 Facies postarrecifal a margen de plataforma abierta (Asociación de microfacies LBK dos).	74
5.3 Facies de margen de plataforma (Asociación de microfacies LBK tres).	74
5.4 Facies de bancos de grainstones en margen arrecifal (Asociación de microfacies LBK cuatro).	74
5.5 Facies de pie de talud (Asociación de microfacies LBK cinco).	75

5.6 Facies de transición de pie de talud a plataforma profunda (Asociación de microfacies LBK seis).	75
5.7 Facies de cuenca o plataforma profunda (Asociación de micorfacies LBK siete).	76
5.8 Evolución paleoambiental.	76
5.8.1 Barremiano a Aptiano.	77
5.8.2 Aptiano a Albiano.	78
5.8.3 Cenomaniano.	80
5.8.4 Turoniano-Coniaciano.	81
5.9 Variaciones en el nivel relativo del mar.	83
5.10 Cabalgadura.	85
5. Conclusiones	87
6. Referencias	89
7. Apéndice uno. Poligonal abierta detallada con ubicación de muestras.	99
8. Apéndice dos. Tabla con datos de estaciones, distancias y rumbos para poligonal. Ángulos necesarios para obtener espesores y espesores por intervalo.	106
9. Apéndice tres. Columna litoestratigráfica de microfacies y cronoestratigráfica.	112

Índice de figuras

Figura 1. Croquis de localización del área de estudio. (A) Localización nacional; (B) Vías de acceso y localización estatal; (C) Localización del cañón La Boca.	6
Figura 2. Toma de mediciones para cada lado de la poligonal.	8
Figura 3. Poligonal abierta completa a escala.	10
Figura 4. Relaciones trigonométricas entre, rumbo, echado [α], rumbo del echado, proyección horizontal del rumbo del echado [Y], lado de la poligonal [X], ángulo [B] entre [Y] y [X], espesor de estratos [Z].	11
Figura 5. Clasificación propuesta por Dunham (1962), con base en textura, fábrica y tipo de granos.	14
Figura 6. Clasificación propuesta por Embry y Klovan (1971), a partir del estudio de calizas arrecifales del Devónico.	15
Figura 7. Distribución de las 26 de microfacies estándar (SMF) definidas por Flügel (2004) dentro de las 10 zonas de facies (FZ) definidas por Wilson (1975) y Schlager (2002), para el modelo de plataforma carbonatada bordeada.	17
Figura 8. Se muestra los rangos de salinidad que pueden tolerar algunos organismos comunes en estudios de microfacies.	22
Figura 9. Distribución actual de terrenos tectonoestratigráficos en el país y las estructuras por las que han sido ligadas. Se observa la distribución del microcontinente Oaxaquia que constituye el basamento de los Terrenos Sierra Madre y Coahuila.	26
Figura 10. Configuración tectónica para el Triásico Tardío a Jurásico Temprano dónde se muestra la ubicación de los Terrenos Coahuila, Sierra Madre y Maya.	28
Figura 11. Paleogeografía del noreste de México durante el Kimmerigiano. A. Península de Aldama, B. Isla de la Mula, C. Isla de Coahuila, D. Isla Lampazos. E. Isla Picachos.	30
Figura 12. Paleogeografía del Hauteriviano a Aptiano temprano. A. Península de Aldama, B. Isla de Coahuila.	31
Figura 13. Paleogeografía del Albiano. Los elementos someros están bordeados por estructuras arrecifales. A. Laguna de Maverick. B. Laguna de Paila, C. Arrecife de Monclova, D. Arrecife del Topo.	33

Figura 14. Paleogeografía del Turoniano. No ya existen elementos positivos.	34
Figura 15. Columna cronoestratigráfica del noreste de México. Contiene a las unidades de mayor distribución y sus respectivos cambios de facies.	35
Figura 16. Esquema que explica la variación de espesores de la Formación La Peña, dependiendo del espacio de acomodo disponible.	38
Figura 17. Columna estratigráfica esquemática, de las formaciones que se han estudiado previamente en las cercanías del área de estudio.	41
Figura 18. Imágenes de afloramiento de la Formación Cupido, Miembro Inferior.	44
Figura 19. Imágenes de afloramiento de la Formación Cupido Miembro Superior	46
Figura 20. Texturas que se presentan en la parte alta de la Formación Cupido Miembro Superior.	47
Figura 21. Imágenes de afloramiento de la zona de transición entre las formaciones Cupido y La Peña.	47
Figura 22. Imágenes de afloramiento de la Formación La Peña.	48
Figura 23. Estilo particular de plegamiento de la Formación La Peña.	49
Figura 24. Imágenes de afloramiento de la Formación Tamaulipas Superior.	50
Figura 25. Imágenes de afloramiento de la Formación Agua Nueva.	51
Figura 26. Imágenes de afloramiento de la Formación San Felipe.	52
Figura 27. Mapa Geológico de la sección estudiada en el Cañón La Boca.	53
Figura 28. Sección esquemática del caminamiento en el Cañón La Boca, se muestra la distribución de formaciones.	55
Figura 29. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK uno.	57
Figura 30. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK uno.	58
Figura 31. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK dos.	59
Figura 32. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK dos.	60
Figura 33. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK tres.	61
Figura 34. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK tres.	62

Figura 35. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK cuatro.	63
Figura 36. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK cuatro.	64
Figura 37. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK cinco.	65
Figura 38. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK cinco.	66
Figura 39. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK seis.	67
Figura 40. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK seis.	68
Figura 41. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK siete.	69
Figura 42. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK siete.	70
Figura 43. Comparación entre texturas wackestone y contenido aloquímico, dentro de las formaciones La Peña, Tamaulipas Superior y Cupido.	80
Figura 44. Evidencias de niveles con oxigenación deficiente observados en láminas delgadas.	82
Figura 45. Curva que representa paleo profundidades relativas según la alternancia de asociaciones de microfacies de las rocas estudiadas en el cañón La Boca y; curva de cambios del nivel del mar propuesta por Haq et al., (1988).	84
Figura 46. Fotografía aérea regional donde se muestran dos cabalgaduras, propuestas por Padilla y Sánchez (1982), también lineamento formado por el limbo inferior del anticlinal recostado que sobrepone a las formaciones Cupido y La Peña sobre la Formación San Felipe, a través de la cabalgadura que se propone en este trabajo.	86
Apéndice uno. Poligonal abierta con ubicación de muestras, 1 de 6.	100
Apéndice uno. Poligonal abierta con ubicación de muestras, 2 de 6.	101
Apéndice uno. Poligonal abierta con ubicación de muestras, 3 de 6.	102
Apéndice uno. Poligonal abierta con ubicación de muestras, 4 de 6.	103
Apéndice uno. Poligonal abierta con ubicación de muestras, 5 de 6.	104
Apéndice uno. Poligonal abierta con ubicación de muestras, 6 de 6.	105
Apéndice dos. Tabla con datos de estaciones, distancias y rumbos para poligonal y ángulos necesarios para obtener espesores y espesores por intervalo.	106

Apéndice tres. Columna litoestratigráfica, de facies y cronoestratigráfica, 1 de 5.	113
Apéndice tres. Columna litoestratigráfica, de facies y cronoestratigráfica, 2 de 5.	114
Apéndice tres. Columna litoestratigráfica, de facies y cronoestratigráfica, 3 de 5.	115
Apéndice tres. Columna litoestratigráfica, de facies y cronoestratigráfica, 4 de 5.	116
Apéndice tres. Columna litoestratigráfica, de facies y cronoestratigráfica, 5 de 5.	117

RESUMEN

El objeto central de esta investigación es conocer la evolución paleoambiental y las condiciones de depósito de las rocas carbonatadas Cretácicas que se alojan en el cañón La Boca, a través de un análisis de microfácies. El cañón La Boca se ubica en el Municipio de Santiago en Nuevo León, México. Las microfácies fueron definidas de acuerdo con sus características texturales, evaluación cualitativa de aloquímicos y ortoquímicos.

Se definieron siete asociaciones de microfácies que se alternan, en ocasiones cíclicamente, en las cinco formaciones que fueron reconocidas. Las cuatro primeras se alojan dentro de la Formación Cupido (FC), la quinta dentro de la Formación La Peña (FLP), y las dos últimas alternan cíclicamente dentro de las formaciones Tamaulipas Superior (FTS), Agua Nueva (FAN) y San Felipe (FSF). Estas asociaciones en general constan de: 1) Microfácies de mudstones a wackestones de bioclastos y pellets que se depositan en una plataforma abierta por debajo del nivel base del oleaje (LBK uno), 2) Microfácies de packstones de pellets y bioclastos de grano fino que se depositan en una zona post arrecifal a margen de plataforma abierta (LBK dos), 3) Microfácies de grainstones de pellets, intraclastos y cortoides que se depositan en una zona de margen de plataforma dentro del nivel base del oleaje (LBK tres), 4) Microfácies de rudstones y floatstones de fragmentos de rudistas y gasterópodos que se depositan cerca de un margen arrecifal (LBK cuatro), 5) Microfácies de wackestones de foraminíferos planctónicos y bentónicos con colomiélidos que se depositan al pie de un talud (LBK cinco), 6) Microfácies de wackestones de foraminíferos planctónicos y radiolarios que se deposita en zona transicional entre el pie de talud y la plataforma profunda (LBK seis), 7) Microfácies de wackestones y mudstones de foraminíferos planctónicos y radiolarios con abundante materia orgánica, que se depositan en una cuenca o plataforma profunda (LBK siete).

Las microfácies determinadas permiten realizar las siguientes interpretaciones. En el Miembro Superior de la FC se encontraron 8 abatimientos del nivel del mar que pueden considerarse como normales durante el desarrollo de una plataforma, pero también como eventos que antecedieron a la transgresión que la ahogó y permitió el depósito de la FLP. Contrario a lo mencionado por otros autores, en el área de estudio se reconoció a la FLP, constando de un depósito tardío de su miembro superior que se evidencia por una microfácies peculiar (wackestone de foraminíferos planctónicos y bentónicos con colomiélidos) y por ligeros cambios en el espesor de los estratos. La ausencia de su miembro inferior puede ser consecuencia de tres factores; que no se haya depositado en el área de estudio debido a condiciones paleotopográficas particulares, que exista una paraconformidad o, que se encuentre como una sección condensada no muestreada.

Sobreyaciendo a la FLP se ubicó a las microfácies de la FTS que evidencian el inicio de ambientes de cuenca profunda, condiciones que continuaron durante el depósito de las unidades FAN y FSF. Las microfácies cíclicas de las unidades FTS, FAN y FSF se relacionan con niveles altos y bajos de oxigenación. Los intervalos con oxigenación deficiente se evidencian por horizontes con abundante materia orgánica y biolaminación.

Los cambios batimétricos mostrados en las microfácies en ocasiones responden a cambios eustáticos y en otras a condiciones internas de la cuenca en estudio.

Abstract

The main target of this investigation is to know about the paleoenvironmental evolution and depositional conditions of the Cretaceous carbonate rocks embraced by the La Boca canyon, based on a microfacies analysis. The La Boca Canyon is located in the Santiago Municipality in Nuevo Leon, Mexico. The microfacies were defined according to their textural features, as well as their qualitative evaluation of allochemical and orthochemical components.

In this work, seven microfacies associations were defined, sometimes alternating cyclically within the five formations that were recognized. The first four are found within the Cupido Formation (CF), the fifth within the La Peña Formation (LPF), and the last one is embraced by the Tamaulipas Superior (TSF), the Agua Nueva (ANF) and the San Felipe (SFF) formations. These associations generally are made of: 1) Microfacies of mudstones to wackestones with bioclastos and pellets, that are deposited in an open platform below the fair weather base level (LBK one), 2) Microfacies of fine grained packstones with pellets and bioclastos deposited in a postreef to open platform margin zone (LBK two); 3) Microfacies of grainstones with pellets, intraclasts and cortoids deposited in a platform margin zone within the intertidal level (LBK three); 4) Microfacies of rudstones and floatstones made of rudists and gastropod shells deposited near a reef margin (LBK four); 5) Microfacies of wackestones with planktonic and benthonic foraminifera and colomiellids deposited near the toe of slope (LBK five) 6) Microfacies of wackestones with planktonic foraminifera, radiolarians deposited in a transitional zone between the toe of slope and deep platform (LBK six), 7) Microfacies of wackestones and mudstones with planktonic foraminifera and radiolarians containing abundant organic matter deposited in a deep platform or basin (LBK seven).

The microfacies identified allow to make the following interpretations. Within the Upper Member of the CF 8 sea level abatements were found which can be considered as normal processes during a platform development, but likewise as events that precede the transgressive event that drown the platform and allowed the deposition of the LPF. In opposition to what has been mentioned by other authors, the LPF was recognized in the area of study, and represents a late deposit of its Upper Member identified by a peculiar microfacies (wackestones with planktonic and benthonic foraminifera and colomiellids), and by discreet thickness changes in their strata. The absence of its Lower Member could be the consequence of three factors; the member was not deposited in the study area due to particular paleotopographic features; the presence of a paraconformity or, that this deposit exists and was not sampled because it is a condensed deposit.

Overlaying the LPF, the microfacies of the TSF were settled, displaying the beginning of the deep basin environments, conditions that continue during the deposit of the ANF and the SFF. The cyclic microfacies within the TSF, ANF, and SFF units are related to high and low oxygenation levels. The intervals with deficiencies in the oxygen levels are made evident by layers with high content organic matter and biolamination.

The bathimetric shifts displayed by the microfacies, can be either the response to eustatic changes or to inner conditions of the studied basin on a local extent.

Capítulo uno

Introducción

1. Introducción

1.1 Justificación

El presente trabajo atiende a la necesidad de aportar información que coadyuve al mejor entendimiento de los eventos regionales ocurridos durante el periodo Cretácico en el noreste de México, con base en el estudio de una sección estratigráfica en el cañón La Boca, en el estado de Nuevo León.

Encuentra su justificación después de una revisión bibliográfica de la información disponible, denotando siempre su importancia como estudios pioneros y pretendiendo subsanar las imprecisiones u omisiones detectadas. Por otro lado, los estudios de análisis de microfácies son de gran importancia para el caso de las rocas carbonatadas y su interpretación paleoambiental. La integración de ésta información y de las características litológicas macroscópicas permite entender el entorno ambiental Cretácico en el área de estudio y su evolución temporal.

Específicamente en el cañón La Boca se han publicado solamente tres trabajos diseñados bajo una notoria directriz biológica. Se considera necesario retomar esta información poniendo atención a puntos susceptibles de reinterpretarse y profundizarse, integrándola y complementándola con datos sedimentológicos, de microfácies, litológicos, estructurales y paleoambientales.

Así mismo se considera que del universo de publicaciones sobre la estratigrafía Cretácica en la Sierra Madre Oriental, son pocas las que se diseñan para verificar variaciones geológicas de pequeña escala con la finalidad de realizar una interpretación de orden regional, como lo es el presente trabajo.

1.2 Trabajos previos

En el Noreste de México, se han hecho trabajos diversos, principalmente cartográficos, impulsados en muchas ocasiones por la prospección de hidrocarburos.

Los primeros reconocimientos estratigráficos de gran escala en el noreste de México son en general textos que describen litotipos, para este trabajo se citaron los de Imlay (1937); Imlay (1936); Stephenson (1922); y Jeffreys (1910), quienes definen a las formaciones Cupido, La Peña, Tamaulipas Superior – Agua Nueva y San Felipe, respectivamente. Son también de gran importancia las aportaciones bioestratigráficas y paleontológicas hechas por Bonet (1956), dada la extensa presencia de ambientes marinos que imperaron el noreste de México para el Jurásico y Cretácico.

También se encuentran trabajos de orden regional como los realizados por Barker (1941) y De Cserna (1956) donde incluyen análisis estructurales y tectónicos de zonas aledañas al área de

estudio. Longoria (1977; 1984), realiza el análisis de la paleobiota planctónica en láminas delgadas. Padilla y Sánchez (1982 y 1985), estudia la evolución geológica en la región de Concepción del Oro, Linares, Saltillo y Monterrey, y las estructuras asociadas a la curvatura de Monterrey.

Específicamente en el cañón La Boca se han realizado cuatro estudios pioneros. El trabajo de Eguiluz de Antuñano (1990), estudió las rocas cerca del poblado de San Isidro para tratar de ubicar una discordancia a la cima de la Formación Cupido, los restantes se hicieron con un claro objetivo bioestratigráfico arrojando resultados muy similares, estos son: Flores-Herrera, (1995), Longoria, et al. (1996); y Ángeles-Villeda, et al., (2005). Los autores de éstos últimos trabajos tomaron muestras a intervalos muy amplios, lo que impidió el reconocimiento de cambios relativos del nivel del mar y eventos de menor escala. Por lo anterior en éste trabajo se realizó un análisis de microfacies con muestras tomadas a intervalos cortos para replantear facies y establecer nuevas asociaciones.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

El objetivo principal de este trabajo es reconstruir las características de depósito que persistieron para las diversas litologías que afloran en el área de estudio, con base en la interpretación de las características texturales de las muestras colectadas, es decir, a través de un análisis de microfacies detallado.

Con los resultados de éste trabajo se pretende aportar más información para el mejor entendimiento de la evolución paleoambiental y estratigráfica del Noreste de México durante el Cretácico.

1.3.2 Objetivos particulares

Como objetivos particulares se tienen:

- Integrar toda la información recabada de diversas fuentes, de campo y de laboratorio.
- Agrupar litologías en formaciones y estimar sus espesores.
- Observar y describir la deformación que afecta a la sección medida con el fin de evitar repeticiones en el muestreo y también para justificar la presencia o ausencia de facies.
- Reconocer las microfacies y en su caso establecer asociaciones de ellas, acotando y reconociendo sus límites dentro de la sección.
- Construir una columna estratigráfica detallada incluyendo atributos litológicos, cronológicos y de facies.

1.4 Localización geográfica y geológica del área de estudio

La sección de estudio se ubica en el cañón La Boca dentro del municipio de Santiago en el estado de Nuevo León, sobre el camino que conecta a los poblados de El Cercado y San Isidro, y que llega hasta Laguna de Sánchez (Figura 1).

La sección en estudio se levantó a partir del punto ubicado por las coordenadas UTM:

$$X = 0368408, Y = 2807489, Z = 1890$$

Y finaliza en el punto ubicado por:

$$X = 0368321, Y = 2805178, Z = 1640$$

El punto inicial se dispuso en la parte central de un anticlinal, expresamente donde el echado de las capas es igual a cero, mientras que el final se establece a la entrada del poblado de San Isidro donde afloran las capas más recientes de la estructura. La sección estratigráfica se levantó en dirección sur (Figura 1).

El cañón La Boca en conjunto con el de El Álamo definen al cerro Agua Fría. Ambos cruzan transversalmente el anticlinal de Santiago. Dicho anticlinal tiene su eje orientado en dirección NW-SE, siendo parte de morfoestructuras de sierras paralelas, bifurcadas y alargadas. Según Longoria (1994), este anticlinal pertenece al Cinturón Transverso Victoria del segmento de la Cordillera Mexicana, dentro de la Sierra Madre Oriental (Longoria, et al., 1996).

De acuerdo a su origen geológico, morfología distintiva y litología, el área de estudio se ubica en la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental (INEGI, 2008a); según las características distintivas de su basamento y su estratigrafía además de sus límites tectónicos se ubica dentro del terreno tectonoestratigráfico Sierra Madre (Campa y Coney, 1983) o bien dentro del Coahuiltecano según Sedlock, et al., (1993).

1.4.1 Vías de acceso

El cañón La Boca tiene dos únicos accesos por vías secundarias; siendo el primero a través de la carretera libre que va de Linares a Monterrey. En el poblado de Santiago se toma la desviación hacia El Cercado y Laguna de Sánchez. A partir de este punto en línea recta hay una distancia de 17 km en dirección SW.

El segundo acceso es a través de la autopista Matehuala – Saltillo tomando la desviación a la altura de Los Chorros hacia el poblado de Los Lirios y hasta el entronque San Isidro - Laguna de Sánchez, recorriendo a partir de este punto 49 kilómetros en dirección este (Figura 1).

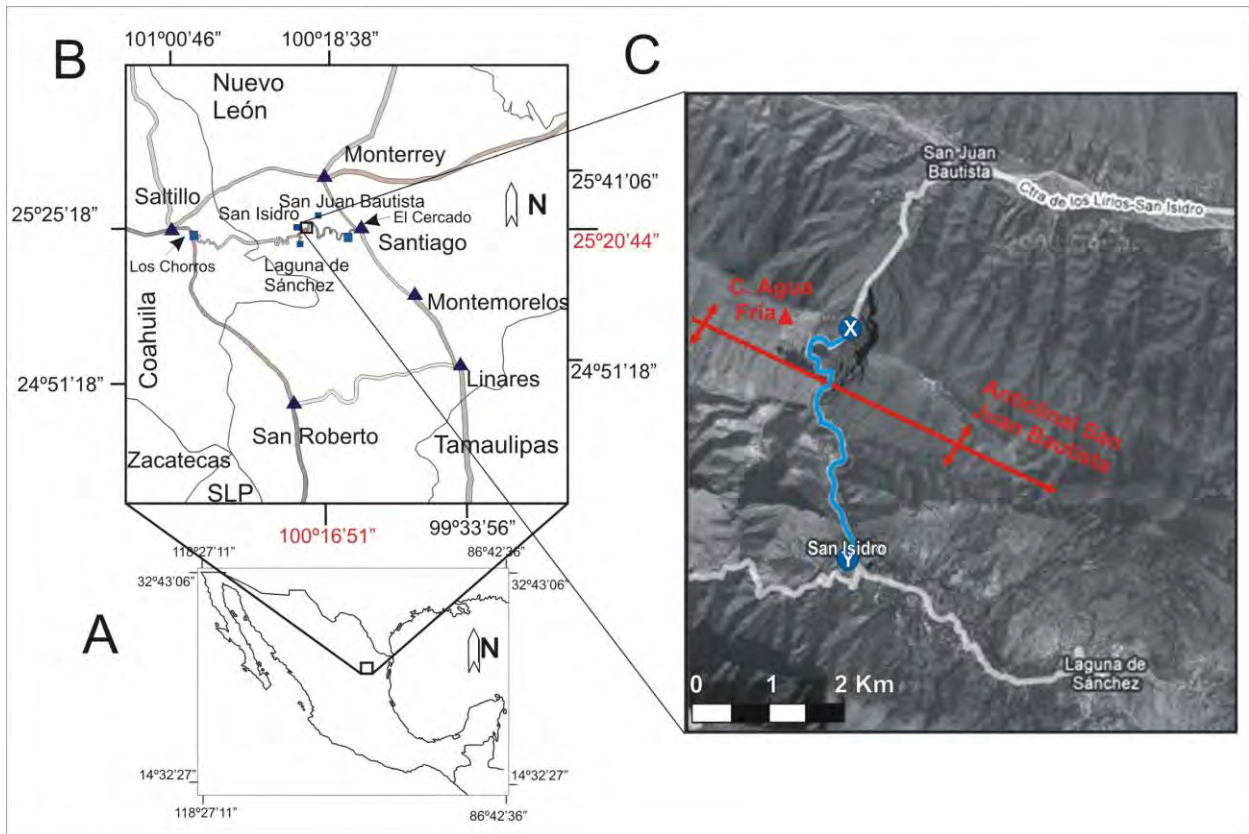


Figura 1. Croquis de localización del área de estudio. (A) Localización nacional; (B) Vías de acceso y localización estatal. Las coordenadas en color rojo corresponden a la ubicación del centro del anticlinal de San Juan Bautista en el Cañón La Boca; (C) Localización del cañón La Boca. La sección estudiada se realizó sobre el camino que conecta a los poblados de San Juan y San Isidro; X = Inicio de la poligonal, Y = Fin de la poligonal, la línea azul describe la trayectoria. Ortofoto tomada de visualizador de ortofotos, INEGI (2008b).

1.5 Metodología

1.5.1. Revisión y compilación bibliográfica

Se recabó la mayor cantidad de bibliografía posible y se dio especial importancia a la que versa sobre el Noreste de México durante el Cretácico, considerando también las condiciones geológicas previas y posteriores a este periodo.

Se documentó acerca de varios temas geológicos entre ellos: cartografía, morfología, sedimentología, litoestratigrafía, bioestratigrafía, entorno tectónico regional y local, geología estructural, tipos de basamento, procesos de levantamiento y hundimiento, eventos transgresivos y regresivos, paleogeografía, etc. Se dió especial énfasis a las formaciones definidas para el noreste de México sus relaciones verticales y sus correspondencias laterales.

Se hizo un análisis de las diversas y contrastantes hipótesis acerca de la evolución geológica del noreste del país. En este trabajo se incluye una síntesis de los trabajos consultados, un marco

geológico y tectónico regional, un análisis paleogeográfico y estratigráfico, y la síntesis de la estratigrafía local.

Para el trabajo de campo se compiló información acerca de métodos de levantamiento geológico, técnicas de muestreo, construcción de columnas estratigráficas y de análisis estratigráfico. En la búsqueda y presentación de resultados se utilizó información acerca del método del análisis de microfacies, que incluye la técnica de elaboración de láminas delgadas, la de identificación de texturas y clasificación de rocas carbonatadas, sobre el significado de aloquímicos orgánicos e inorgánicos y las proporciones en que se encuentran, sobre el concepto de microfacies estándar, entre otros.

Finalmente, se consultaron textos que ayudaron a interpretar los resultados desde el punto de vista paleoambiental. Esto permitió revisar y replantear las hipótesis hechas por otros autores y evaluar la contribución de este trabajo al estado del arte del entendimiento geológico del noreste de México.

1.5.2 Medición de la sección estratigráfica y muestreo

Dadas las condiciones topográficas que se presentan en el cañón La Boca, se seleccionó el método de levantamiento de poligonal abierta.

Para crear una poligonal es necesario construir segmentos rectos con características bien controladas. Estos segmentos constituyen la poligonal, si el extremo inicial y final no ocupan la misma posición se le llama poligonal abierta.

Este método es especialmente útil en la construcción de secciones y columnas estratigráficas, para la medición de espesores en paquetes sedimentarios y volcanosedimentarios. Adicionalmente se pueden incluir descripciones litológicas, biológicas, ejes de pliegues, fallas, fracturas, etc. Para esta poligonación deben establecerse estaciones, que son los puntos donde se unen dos segmentos y entre ellos no deben existir obstáculos físicos. Luego, a partir de cada estación se traza un segmento, conocido como “lado de la poligonal”, del que se mide longitud y dirección (Figura 2).

En este caso particular, la medición de la longitud de cada segmento se hizo con cinta, procurando distancias promedio de 10 y 20 m, aunque algunos fueron diferentes dependiendo de la monotonía de las capas, de la facilidad de asentar líneas rectas o de la exposición de las rocas. Para medir la orientación del segmento con respecto al norte se utilizó una brújula Brunton con lo que además pueden obtenerse los ángulos de variación entre los segmentos. Una vez construida la poligonal se confirmó la ubicación de algunos de sus segmentos con GPS.

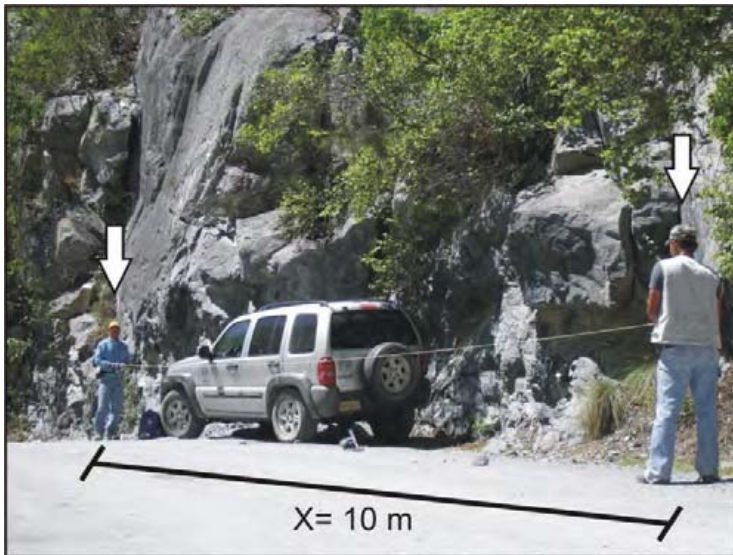


Figura 2. Toma de mediciones para cada lado de la poligonal, las flechas indican las estaciones y la línea negra representa un segmento con distancia y orientación. Estos constituyen la poligonal abierta.

Para este trabajo se establecieron 196 estaciones, de las cuales se tomaron muestras con control estratigráfico para su posterior análisis de microfacies. Se procuró seleccionar rocas frescas de tamaño suficiente, atendiendo a cambios de color, fauna macroscópica, estructuras sedimentarias, presencia de arcillas o pedernal, cambio de espesores, etc. Además, como sugiere Flügel (2004), se tomaron en cuenta las siguientes consideraciones de campo:

- Que las muestras fueran representativas de la sección levantada.
- Para la investigación inicial se hizo un muestreo con espaciamiento amplio.
- La variabilidad, diversidad y riqueza de datos útiles para el análisis de microfacies puede depender del tamaño de la muestra, a mayor tamaño mayor diversidad.
- Donde los carbonatos presentan texturas que sugieren un depósito en ambientes de cuenca, el muestreo se hizo espaciadamente asumiendo que las condiciones de depósito son monótonas.
- Se muestreó en capas con colores, texturas y contenido fósil conspicuo.
- Las capas intercaladas con los carbonatos también se muestrearon.
- Se tomaron muestras con macrofósiles.

A cada intervalo se le asignó una nomenclatura formada por las literales LB abreviación de “La Boca”, acompañada por el número de la estación antecedente. Las muestras tomadas en cada intervalo son denotadas con la nomenclatura mencionada más su ubicación precisa dentro del intervalo, notada en metros a partir de la estación anterior; de este modo las muestras tienen las claves:

LB57 + 5 ***LB165 +18*** ***LB163+8.5*** ***LB184 +3.***

Fue necesario tomar muestras en un cañón paralelo al de La Boca llamado “El Cañoncito” con el fin de subsanar los intervalos cubiertos, éstas tienen la siguiente clave:

LBCI abreviación de “La Boca, Cañoncito, uno”.

En general, no se colectaron muestras en intervalos cubiertos, tampoco donde prevalecieran los mismos estratos (echado bajo). Se tomaron de una a cuatro muestras por intervalo no cubierto. En las capas que mostraban deformación intensa haciendo difícil su seguimiento se muestreó sistemáticamente (muestras colectadas a intervalos iguales), mientras que donde se consideraron masivos o muy gruesos se realizó un muestreo estratificado (al menos dos muestras por estrato).

En la figura 3, se presenta la poligonal abierta completa, la poligonal de detalle se puede consultar en el Apéndice uno.

En el Apéndice dos se muestra una tabla con las estaciones de la poligonal, la distancia medida entre ellas y el rumbo para cada lado. Respecto a los estratos se muestran rumbos y echados, intervalos plegados, cubiertos y aquellos de los que no fue posible tomar datos.

También se muestran los datos sobre los ángulos necesarios para obtener los espesores, mediante el uso de una fórmula trigonométrica, y finalmente el espesor real de los estratos a cada segmento de la poligonal (Ver Apéndice tres).

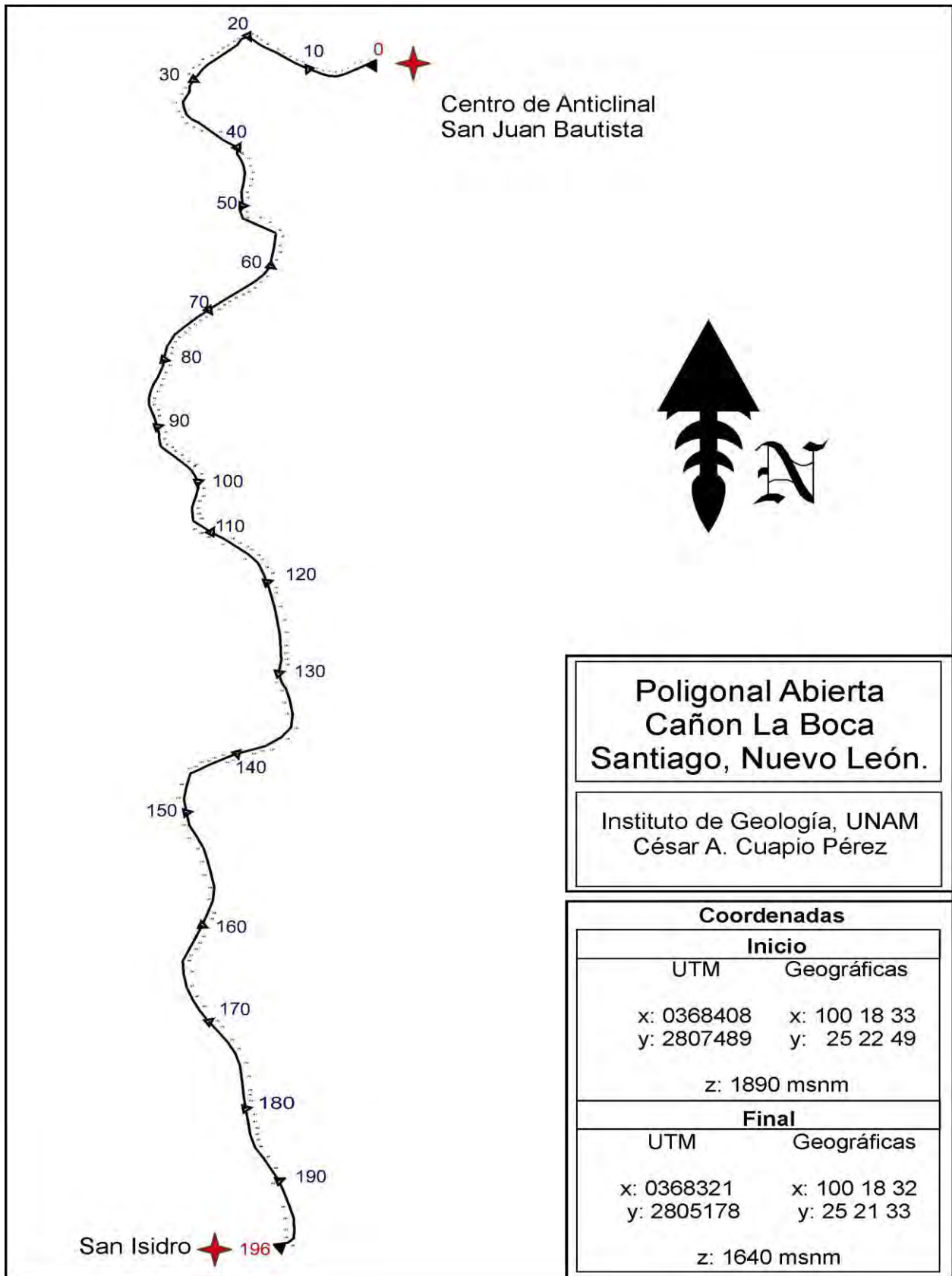


Figura 3. Poligonal abierta completa a escala. Se muestra coordenadas de punto inicial y final.

1.5.3 Cálculo de espesores

En el método propuesto por Compton en 1983, se sugiere que la medición de los estratos debe hacerse en dirección al rumbo del echado, sin embargo las características del cañón impidieron que los lados de la poligonal puedan ser paralelos a éste. A partir su método se propone en este trabajo otra ecuación que permite eliminar ese factor de error en la medición.

El cálculo de espesores se realizó con una fórmula trigonométrica donde se considera el echado real y el ángulo que se forma entre el rumbo de la capa y el rumbo del segmento de la poligonal. (Ver Apéndice dos). La fórmula es:

$$z = (x \cos \beta)(\text{Sen } \alpha)$$

Donde:

z = Espesor de estratos.

x = Distancia entre estaciones.

β = Ángulo entre la proyección del echado real sobre la horizontal y la dirección de cada segmento de la poligonal.

α = Echado real.

Se deduce de la (Figura 4).

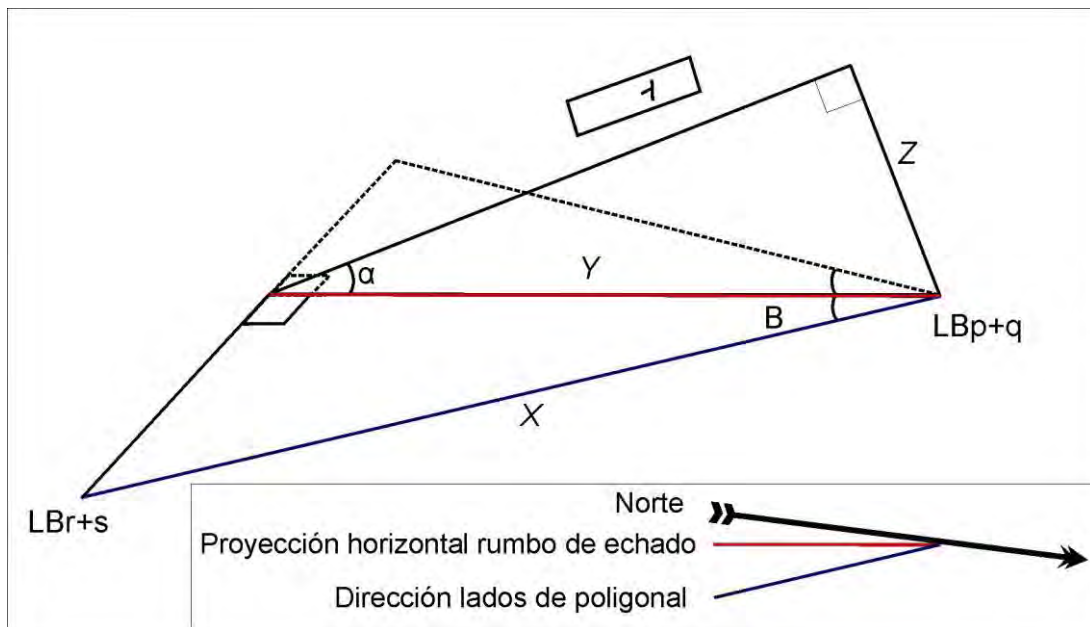


Figura 4. Relaciones trigonométricas entre, rumbo, echado [α], rumbo del echado, proyección horizontal del rumbo del echado [Y], lado de la poligonal [X], ángulo [B] entre [Y] y [X], espesor de estratos [Z]. $LBr+s$ y $LBp+q$ se refieren a estaciones.

1.5.4 Preparación y estudio de láminas delgadas

Dada la gran población de muestras tomadas fue necesario discriminar algunas considerando su homogeneidad en características macroscópicas, en total se analizaron 143 láminas delgadas.

Estas láminas son preparaciones que resultaron de devastar hasta un espesor de 30 μ m las muestras de rocas colectadas. Una vez hechas se estudiaron con ayuda de un microscopio petrográfico de luz transmitida, siendo está la herramienta básica para la clasificación de muestras y del análisis de microfacies.

Los componentes de las láminas se estudiaron con base en la reacción que tienen los minerales cuando la luz pasa a través de ellos. Para este caso particular, la diversidad mineralógica es baja mostrando básicamente variedades policristalinas de la calcita, siendo útil para la distinción de los tipos de testas de los organismos, de los cementantes y de su evolución diagenética. La textura es el aspecto principal que se observó.

En el caso de las muestras consideradas de ambiente profundo, los cortes se hicieron perpendiculares a la estratificación para identificar variaciones discretas del registro estratigráfico. Para las que se consideraron someras el corte fue aleatorio suponiendo que los cambios notables se ubican por el análisis de varias muestras y no por variaciones en una sola. Para los rudstones y floatstones el corte también fue aleatorio y con un espesor mayor con el fin de conservar las conchas de los macrofósiles y los cementantes primarios.

1.6 Metodología para el análisis de microfacies

El objetivo de los estudios de microfacies es la reconstrucción de la historia de depósito de las rocas carbonatadas a través del análisis de características observables en lámina delgada. En general, se basan en métodos de descripción de aloquímicos y ortoquímicos cuya presencia y abundancia están dados por condiciones ambientales específicas.

Posterior al muestreo se procedió a la elaboración de láminas delgadas para su análisis y clasificación siguiendo los lineamientos de Dunham (1962) y de Embry y Klovan (1971). Los carbonatos autóctonos se clasificaron de acuerdo con el tipo de organismo más abundante que les constituye, la textura dominante y el tipo de matriz (Embry y Klovan, 1971). Para los carbonatos alóctonos además de reconocer la textura se debe incluir la abundancia relativa de los diferentes tipos de grano (Dunham, 1962). En ambos casos es importante considerar:

- Tipos de granos esqueléticos, asociaciones de fósiles.
- La posibilidad de redeposito.
- Diferencias en la preservación entre los granos y el relleno con micrita de los intersticios.
- La diagénesis que por un lado puede ocultar la textura original y los tipos de granos, pero también puede ofrecer información sobre el ambiente de depósito.
- Los grupos taxonómicos presentes, su diversidad.

Posteriormente, se utilizó como método guía el propuesto por Flügel (2004) para el análisis de microfácies, en el que además de analizar la textura se debe documentar la presencia de aloquímicos que indiquen ciertos ambientes y profundidades. Estos deben abarcar una extensión temporal y ambiental amplia sin ser específicos de un tiempo dado. El fracturamiento y la compactación diferencial no son criterios útiles.

Una vez que se han definido las microfácies, se crean asociaciones de ellas de modo que en conjunto se puedan ubicar dentro del modelo de topografía marina y zonas de facies (FZ) propuesto por Wilson (1975), diseñada para una plataforma bordeada de ambiente tropical.

Finalmente se procedió a dar una interpretación ambiental a cada una de las FZ obtenidas, interpretando factores como nivel de energía, profundidad, cantidad de luz, salinidad, oxigenación, temperatura, cantidad de nutrientes, etc. Fue importante no solo considerar la información de microfácies, también la obtenida en afloramiento como texturas, microfósiles, estructuras sedimentarias, color de la roca y espesores de estratos.

1.6.1 Análisis de texturas

Fue necesario realizar el análisis textural de cada una de las muestras, observando los criterios sugeridos por Dunham (1962) para carbonatos alóctonos y de Embry y Klovan (1971) para carbonatos autóctonos. En general, los componentes a evaluar en las láminas delgadas son los granos (aloquímicos), la matriz y el cementante (ortoquímicos), sus proporciones y sus relaciones, para identificar si la roca soporta su estructura sobre los granos o si lo hace sobre la matriz.

Es así que se obtienen dos clasificaciones primarias de fábrica útil para la clasificación de Dunham (1962), una lodo soportada donde los aloquímicos son del tamaño de las arenas y están embebidos dentro de una matriz; y otra grano soportada donde los aloquímicos del tamaño de las arenas mantienen contacto entre ellos en sus tres dimensiones y que tienen poco lodo o carecen de él (Figura 5).

Las lodo soportadas se subclasificaron de acuerdo a la cantidad de aloquímicos presentes:

- Mudstones (aloquímicos < a 10%),
- Wackestones (aloquímicos > a 10%);

Las grano soportadas se subclasifican de acuerdo a la presencia de lodo o cementante en los intersticios:

- Packstones (mayor presencia de matriz que cemento)
- Grainstones (presencia de cemento).

Por otro lado, se consideró también la clasificación de Embry y Klovan (1971), cuyos fundamentos fueron propuestos originalmente por Grabau (1904). Dicha clasificación es ampliamente utilizada para el análisis de carbonatos cuya formación tiene un fuerte control de organismos que ligan al sedimento durante el depósito.

Embry y Klovan (1971) propusieron texturas que sustituyen los términos de Biolitita y Boundstone de Folk (1962) y Dunham (1962) respectivamente; con base en tres aspectos (Figuras 5 y 6): Tipo de organismos presentes, abundancia de organismos, forma en que fijan el sedimento. De aquí los términos:

- Framestones: Formada por una densa población de organismos bentónicos sésiles que funcionan como armazón y estructura.
- Bindstones: Los organismos que ligan son tabulares y lamelares, donde la matriz queda atrapada entre ellos por acción mucilagínosa.
- Bafflestones: Los organismos son bentónicos con formas de tallo o cono que permiten el paso del agua a través de ellos atrapando el sedimento.
- Rudstones: Textura granosoportada donde los organismos presentes fueron erosionados y sus componentes mayores a 2 mm redepositados.
- Floatstones: Textura lodosoportada con componentes aloquímicos mayores a 2 mm en una proporción mayor al 10%.

Los últimos dos términos fueron utilizados en este trabajo, su importancia reside en que estas texturas ofrecieron indicios paleoambientales y en algunos casos implicaron procesos de erosión y transporte. Las demás se definieron brevemente aquí como parte del marco teórico.






Matriz de carbonatos finos		Esparita		Cementante esparita	Bioconstrucción
Lodosoportado		Granosoportado			
Mudstone	Wackestone	Packstone		Grainstone	Boundstone
					
Folk (1962) Aloquímicos <1% 1-10%	10-50%	>50%			Biolitita
Fosilífero Micrita	Esparcido Biomícrita	Empaquetado	Pobremente lavado	Bioesparita	

Figura 5. Clasificación propuesta por Dunham (1962), con base en textura, fábrica y tipo de granos. Esta clasificación constituye la base del análisis de microfácies. Citada en Flügel (2004), Tomada de Dunham (1962).

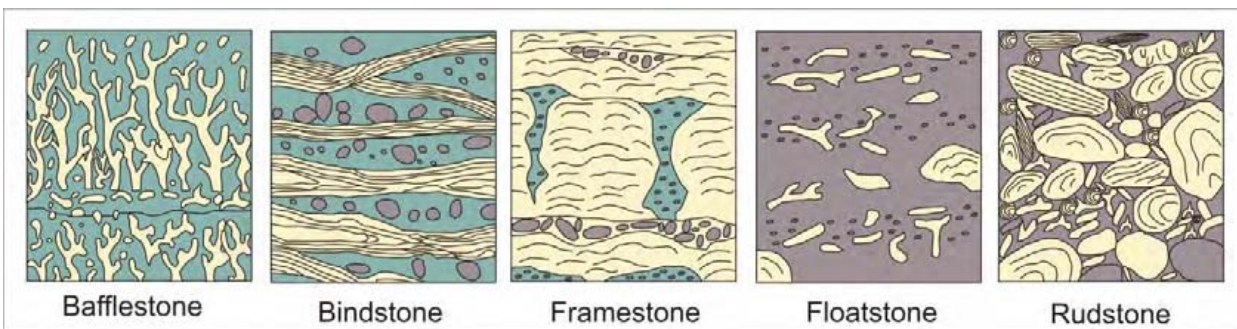


Figura 6. Clasificación propuesta por Embry y Klovan (1971), a partir del estudio de calizas arrecifales del Devónico. Constituye una extensión para los términos de biolitita y boundstone de Folk (1962) y Dunham (1962), respectivamente; con base en el tipo de organismo que liga al sedimento y como lo hace. Citada en Flügel (2004), tomada de Embry y Klovan (1971).

1.6.2 Microfacies estándar (SMF) y zonas de facies (FZ)

El método de análisis de microfacies y el concepto de microfacies estándar (SMF) fueron propuestos originalmente para carbonatos de plataforma y arrecifales del Triásico Tardío en 1972 por Eric Flügel, siendo aplicable a carbonatos de todas las edades. Las modificaciones más recientes las realizó el mismo autor en 2004, y son las que sirvieron como guía en éste trabajo.

El concepto de microfacies estándar (SMF) incluye categorías de rocas con constituyentes simples fácilmente distinguibles. Para el análisis de frecuencia de éstos constituyentes no es necesario hacer un análisis cuantitativo sino más bien cualitativo

Las SMF fueron definidas a partir de modelos de plataforma carbonatada bordeada con arrecifes, de aguas tibias en latitud tropical, por lo que su distribución depende de la topografía marina. Para el caso en que se trate de una rampa carbonatada o una plataforma epéirica, las SMF pueden adaptarse. Las SMF no pueden aplicarse a ambientes fríos, debido a la ausencia muchos granos esqueléticos, de granos agregados y por la escasa cementación.

Flügel (2004) define 26 microfacies estándar con sus respectivas subdivisiones, a continuación una descripción breve de las microfacies estándar:

- *SMF1*: Wackestone a packstone de espiculitas, a menudo con matriz del tamaño de limos. En ocasiones con bioturbación.
- *SMF2*: Calcisiltita microbioclástica peloidal, con fabricas finas de grainstones y packstones.
- *SMF3*: Mudstone y wackestone pelágico. Tiene abundantes microfósiles pelágicos. Se subdivide de acuerdo con los organismos planctónicos presentes.
- *SMF4*: Microbrecha, packstone o rudstone bioclástico o litoclástico.
- *SMF5*: Grainstone, rudstone, packstone, floatstone o brecha, con bioclastos alóctonos con biota derivada de arrecifes.
- *SMF6*: Rudstone arrecifal con un empaque muy apretado.

- *SMF7*: Boundstone orgánico. Se subdivide de acuerdo con la forma en la que actúan los organismos constructores arrecifales y su relación con otros organismos.
- *SMF8*: Wackestone y floatstone con fósiles completos. Epibiota y endobiota bien preservada.
- *SMF9*: Wackestone bioclástico abundantemente bioturbado.
- *SMF10*: Packstone y wackestone bioclástico con granos esqueléticos rotos y retrabajados.
- *SMF11*: Grainstone bioclástico. Los granos están revestidos.
- *SMF12*: Calizas con concentraciones de conchas. Se subdivide de acuerdo con el tipo de conchas de los organismos que se presentan.
- *SMF13*: Rudstone y grainstone de oncoides.
- *SMF14*: Depósitos concentrados de grano grueso.
- *SMF15*: Oolitas, comúnmente grainstones aunque también wackestones. Se subdivide según la estructura que presenten los ooides.
- *SMF16*: Grainstone y packstone de peloides. Se subdivide en laminada y no laminada.
- *SMF17*: Grainstone con granos agregados, por ejemplo; grapestones.
- *SMF18*: Grainstone y packstone bioclástico con abundantes foraminíferos bentónicos o algas verdes calcáreas constructores de roca. Se subdivide según los grupos presentes.
- *SMF19*: Bindstone densamente laminado.
- *SMF20*: Boundstone o bindstone laminado y estromatolítico.
- *SMF21*: Packstone a bindstone fenestral. Se subdivide de acuerdo con los tipos de orificios fenestrales y la acción que tuvieron los calcimicrobios.
- *SMF22*: Floatstone a wackestone de oncoides.
- *SMF23*: Micrita a microesparita homogénea no laminada, sin fósiles.
- *SMF24*: Floatstone, rudstone a brecha litoclástica.
- *SMF25*: Mudstone con evaporitas laminadas.
- *SMF26*: Rudstone a packstone de pisoides.

Finalmente a cada una de las microfacies estándar se le asocia con una o varias zonas de facies específicas, (Figura 7). La discriminación entre zonas de facies depende de factores como:

- Granos esqueléticos y aloquímicos en general.
- Asociaciones de facies.

Wilson (1975) define zonas de facies (FZ) que abarcan todo el perfil batimétrico, luego es modificada por Schlager (2002) y establece 10 zonas de facies que incluyen ambientes kársticos y pedogenéticos:

- *FZ1*: A. mar profundo, B. cuenca cratónica de aguas profundas.
- *FZ2*: Plataforma profunda.
- *FZ3*: Pie de talud y talud, (margen de plataforma profunda).
- *FZ4*: Talud.
- *FZ5*: Margen arrecifal y de plataforma.
- *FZ6*: Margen de plataforma y bancos de arena.
- *FZ7*: Plataforma interior, marina abierta.

- **FZ8:** Plataforma interior, marina restringida.
- **FZ9:** A. Plataforma interior evaporítica árida, B. Plataforma interior húmeda y salobre.
- **FZ10:** Calizas con influencia meteórica. Ambiente húmedo o árido con exposición subaérea. Paleokarst, caliche, etc.

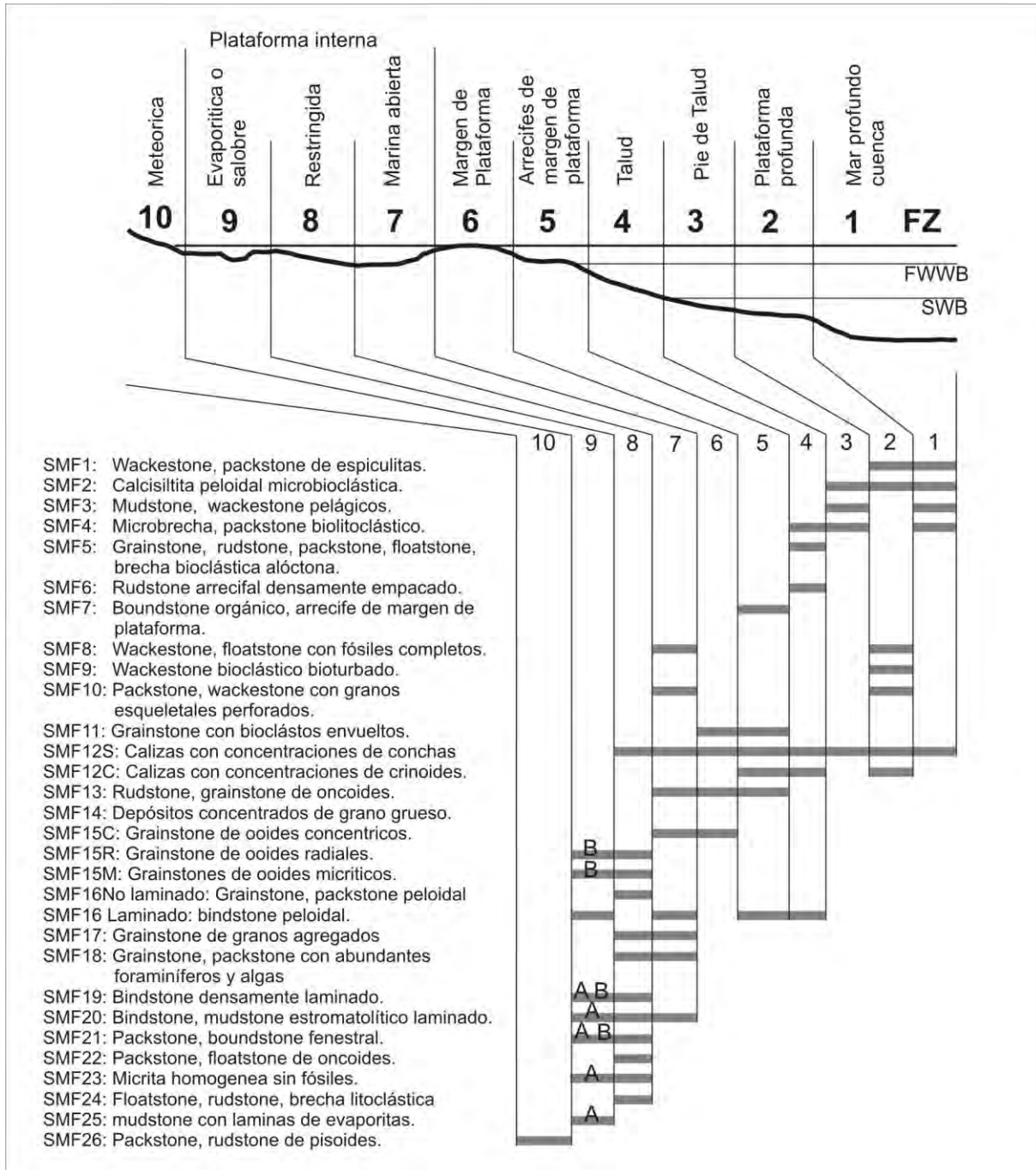


Figura 7. Distribución de las 26 de microfacies estándar (SMF) definidas por Flügel (2004) dentro de las 10 zonas de facies (FZ) definidas por Wilson (1975) y Schlager (2002), para el modelo de plataforma carbonatada bordeada. Nótese que cada FZ puede estar definida por varias microfacies. La SMF 14 no tiene ubicación específica dado que puede ocurrir en casi todos los ambientes. A. se refiere a ambiente evaporítico; B. se refiere a ambiente salobre; FWWB: Nivel base de oleaje; SWB: Nivel base de tormenta. Tomado de Flügel (2004).

1.7 La interpretación paleoambiental

Se define el término paleoambiente como un espacio con ciertos parámetros no biogénicos que permitieron que grupos de organismos pudieran desarrollarse en él.

En este apartado se describen de manera breve algunos elementos que son frecuentemente observados en láminas delgadas, que son utilizados para la definición de microfacies y que permiten hacer interpretaciones paleoambientales. Algunas de estas interpretaciones son; nivel de energía, batimetría, luz, oxigenación, temperatura y salinidad.

A su vez estas últimas permiten inferir aspectos como, la cercanía o lejanía de zonas continentales, ubicación latitudinal, zonas de surgencia y aporte de nutrientes, entre otros.

1.7.1 Nivel de energía

Uno de los parámetros a evaluar es el nivel de energía que tiene el medio al momento del depósito, el cual queda registrado por el tipo de fábrica, por las micro y macro estructuras sedimentarias y por la presencia o ausencia de matriz.

Se define el nivel de energía del medio como la cantidad de movimiento del agua que actúa sobre el sustrato y dentro de la interfase sedimento – agua, ya sea por corrientes, oleaje o por el bombeo de organismos bentónicos. Para fines prácticos los ambientes se pueden dividir de alta y baja energía. Los primeros pueden registrar abundantes flujos turbulentos que proveen nutrientes y oxígeno constantemente. Son comunes en las zonas de intermarea, plataformas abiertas someras, rampas internas, ante arrecifes. Las fábricas de alta energía pueden mostrar imbricación, estratificación cruzada, brechas, conchas apiladas, etc. Los ambientes de baja energía son comunes en aguas carentes de corrientes y oleaje lo que permite que se asienten sedimentos finos. Ocurren en zonas protegidas como bahías cerradas, estuarios, lagunas, plataformas internas, rampas externas, y aguas profundas. Suelen presentarse rocas con abundante micrita y laminación bien formada, permiten la formación de granos con coberturas micríticas y a veces de oncoides.

Otros indicadores pueden ser los ooides (si los cristales de su última capa crecen tangencialmente o están rotos indican alta energía, si sus cristales crecen radiales y asimétricos indican baja energía); los pisoides (los de baja energía tienen formas irregulares y laminaciones discontinuas mientras que los de alta energía son regularmente esféricos con láminas concéntricas); y los intraclastos (de alta energía si presentan imbricación, de baja energía cuando se observan aplanados).

1.7.2 Profundidad y topografía marina

El depósito de varios tipos de carbonatos en el mar esta fuertemente controlado por el tirante de agua y por la topografía del fondo marino, de aquí los términos de marginal, litoral, plataforma continental, borde de plataforma, talud (batial), cuenca (abisal, hadal), etc, siendo términos

generales que no siempre se presentan, sin embargo se hace referencia a ellos en la discusión de resultados.

En aguas someras la profundidad se puede dividir según el rango de mareas, supramarea, intermarea y submarea, o según el nivel base del oleaje en condiciones normales y de tormentas. Estos niveles pueden evidenciarse por cambios en la composición y textura del sedimento.

Existen organismos que son utilizados como indicadores batimétricos pues son sensibles a variaciones en la profundidad considerando su fuerte dependencia fótica y de oxigenación, principalmente organismos bentónicos. Previo a esto es indispensable considerar que los organismos probablemente han sufrido transporte y que son pocos los que se encuentren *in situ*.

1.7.3 Luz

Las comunidades biológicas en los océanos dependen de la actividad fotosintética del fitoplancton, esta actividad está restringida a una franja delgada sobre la superficie marina. Esta franja esta gobernada por la incidencia de luz, factor que a su vez depende de la latitud, la penetración de la luz, turbidez, variaciones estacionales y corrientes.

Cabe mencionar que alrededor del 50% de la luz que incide en la superficie marina se absorbe en los diez primeros metros por lo que suele confinar a los organismos bentónicos, en ocasiones cuando el agua es clara la luz puede penetrar hasta 150 m.

De aquí se establecen zonas con diferentes iluminaciones:

- *Zona fótica*: luz suficiente para sustentar procesos fotosintéticos, su límite inferior se establece donde se tiene sólo 1% de la luz que incide en la superficie. Usualmente alcanza la zona de intermarea y supramarea.
- *Zona disfótica*: cantidad de luz menor al 1% de la que incide en la superficie, existe poca actividad fotosintética.
- *Zona afótica*: no existe luz suficiente para los procesos fotosintéticos, comprende algunas partes de las plataformas y mares profundos.

La formación de algunos granos carbonatados están influenciados por la presencia de luz, como los cortoides, lumps, grapestones y oncoides, pues ésta permite la actividad microbial. En general las algas y cianobacterias se encuentran en profundidades someras, de la misma forma los organismos que se les asocian en relación simbiótica como los foraminíferos bentónicos y en ocasiones planctónicos se restringen a profundidades similares (50 a 200 m).

1.7.4 Oxigenación

El nivel de oxígeno disuelto es un factor limitante para la fauna marina que se refleja en diversidad y abundancia. Los ambientes que tienen un fuerte control sobre el oxígeno son las planicies de marea, plataformas abiertas, zonas de surgencia y ventilas hidrotermales

(Oschmann, 1994). Usualmente la concentración de oxígeno es más alta en la superficie marina pues los organismos fotosintéticos ayudan a incrementarlo.

El conocimiento de los paleo niveles de oxigenación ayuda a entender los climas y patrones de circulación de agua; este nivel puede inferirse a través de fábricas (bioturbación), biota (bivalvos, foraminíferos) y estudios geoquímicos (relación carbón orgánico/azufre).

Los niveles anóxicos son importantes porque permiten la conservación de materia orgánica en el sedimento formando lutitas negras. Sucede una condición particular, por un lado el proceso de descomposición de organismos retiene oxígeno y lo convierte a CO₂ intensificando la anoxia.

También intervienen factores como la estratificación o estancamiento del agua (Southam, et al. 1982), o los eventos de eutroficación que implican que la población de organismos aumenta de manera importante consumiendo el oxígeno disuelto disponible. Esto produce una franja con menor cantidad de oxígeno que se extiende desde la superficie marina hasta profundidades variables (Schlanger y Jenkyns, 1976).

Estos eventos de eutroficación ocurren periódicamente produciendo niveles alternados de sedimentos con y sin materia orgánica, o bien biolaminación.

Se tiene otra clasificación de oxigenación de acuerdo con indicadores biológicos observables en láminas delgadas:

- *Aeróbico*: Sustenta fauna bentónica normal, abundante bioturbación.
- *Disaeróbico*: Sustenta fauna bentónica con estrés, abundante biturbación.
- *Subaeróbico*: Sustenta pocos organismos bentónicos o sólo en algunas capas, puede presentar laminación y puede ocurrir bioturbación (Allison, et al. 1995).
- *Anaeróbico*: Sin fauna bentónica, el sedimento presenta una textura fisil, con presencia de materia orgánica (Allison, et al. 1995).

En general, un ambiente aeróbico es evidenciado por contenidos orgánicos bajos, colores claros de la roca, amplia diversidad de organismos bentónicos, estratificación cruzada, etc. En uno anaeróbico se observa alto contenido orgánico, colores de roca oscuros, laminación y fósiles bentónicos escasos o ausentes (Tyszka, 1994).

1.7.5 Temperatura

Es un factor ambiental del que depende la diversidad y distribución de la biota, generalmente los procesos marinos más importantes se desarrollan en un rango de temperatura de 2 a 40 °C dependiendo de la profundidad y la latitud. En los mares tropicales la temperatura es de 20 a 30 °C en promedio con variaciones estacionales importantes, hacia los polos la temperatura no varía.

La estimación de paleo temperaturas se hace con base en el análisis de asociaciones de granos esqueléticos, pues pueden encontrarse organismos estenotérmicos o euritérmicos.

Como indicadores de aguas tibias se puede considerar la presencia de foraminíferos, principalmente miliólidos y planctónicos y de ooides (Opdyke y Wilkinson, 1990). Además de una amplia variación taxonómica. Para aguas tropicales la presencia de bioclastos de arrecifes u organismos arrecifales *in situ*; para aguas frías la presencia de foraminíferos textuláridos y del género de coral *Scleractina*.

1.7.6 Salinidad

Se pueden definir cuatro tipos de concentración de sales en el agua. Marina normal que tiene una salinidad de 33 a 38 ppm promediando 35 ppm, dulce que contiene bajas cantidades de sales disueltas, salobre que tiene una salinidad intermedia no específica e hipersalina que sobrepasa las 40 ppm (Figura 8).

El análisis de la salinidad permite saber si los carbonatos son formados en ambientes marinos, marinos-marginales o no marinos. Considerando esto, la salinidad decrece en zonas donde existe mezcla de aguas, estuarios y ambientes de intermarea; las aguas hipersalinas ocurren en ambientes evaporíticos y lagunas restringidas.

Se consideran dos grupos de organismos de acuerdo con su tolerancia a las variaciones de salinidad, estos son stenohalinos y eurihalinos. Los primeros son sensibles a cambios de salinidad e incluyen a foraminíferos planctónicos, radiolarios, corales, briozoarios, braquiópodos, cefalópodos y equinodermos; los segundos toleran cambios de mayor amplitud e incluyen a cianobacterias, esponjas, bivalvos, gasterópodos y ostrácodos (Figura 8).

Algunos organismos indicadores de aguas salobres (mesohalinas) son los foraminíferos textuláridos y las algas carofíceas; mientras que para salinidad normal (euhalina) lo son los foraminíferos miliólidos y rotalínidos (Figura 8). El tamaño y grosor en las conchas de los organismos suelen ser menores en aguas salobres que en aguas marinas. De la misma forma que con la temperatura deben observarse las asociaciones faunísticas presentes.

Salinidad del agua	Dulce	Salobre			Marina		
	0.5 ppm	5 ppm	10 ppm	18 ppm	30 ppm	40 ppm	
Biota		Salobre <i>Oligohalina</i>	Salobre <i>Mesohalina</i>		<i>Marina salobre</i> <i>Marina restringida</i> <i>Braquihalina</i>	<i>Normal marina</i> <i>Euhalina</i>	<i>Marina restringida</i> <i>Hipersalina</i>
Cyanobacterias	[Barra horizontal desde 0.5 ppm hasta 40 ppm]						
Algas verdes (<i>Dasyclad</i>)	[Barra horizontal desde 0.5 ppm hasta 18 ppm]						
Algas verdes (<i>Udoteacean</i>) (<i>Caroficeas</i>)	[Barra horizontal desde 0.5 ppm hasta 18 ppm]						
Algas rojas coralinas	[Barra horizontal desde 10 ppm hasta 40 ppm]						
Foram. bentónicos aglutinados	[Barra horizontal desde 10 ppm hasta 40 ppm]						
Foram. Bentónicos calcáreos	[Barra horizontal desde 18 ppm hasta 40 ppm]						
Radiolarios	[Barra horizontal desde 30 ppm hasta 40 ppm]						
Demosponjas coralinas	[Barra horizontal desde 30 ppm hasta 40 ppm]						
Esponjas hexatinélicas	[Barra horizontal desde 30 ppm hasta 40 ppm]						
Corales	[Barra horizontal desde 30 ppm hasta 40 ppm]						
Briozoarios	[Barra horizontal desde 18 ppm hasta 40 ppm]						
Braquiópodos	[Barra horizontal desde 10 ppm hasta 40 ppm]						
Serpúlidos	[Barra horizontal desde 10 ppm hasta 40 ppm]						
Gasterópodos	[Barra horizontal desde 0.5 ppm hasta 40 ppm]						
Bivalvos	[Barra horizontal desde 0.5 ppm hasta 40 ppm]						
Cefalópodos	[Barra horizontal desde 30 ppm hasta 40 ppm]						
Ostrácodos	[Barra horizontal desde 0.5 ppm hasta 40 ppm]						
Crustáceos Balánidos	[Barra horizontal desde 10 ppm hasta 40 ppm]						
Equinodermos	[Barra horizontal desde 30 ppm hasta 40 ppm]						

Figura 8. Se muestra los rangos de salinidad que pueden tolerar algunos organismos comunes en estudios de microfacies, es importante considerar las asociaciones faunísticas. Tomada de Flügel (2004).

Capítulo dos

Marco Geológico Regional

La paleogeografía del noreste de México durante el Cretácico es consecuencia de una serie de eventos previos tales como la formación y configuración del basamento en la región, ya que la presencia de altos y bajos estructurales propiciaron posteriormente la creación de cuencas, el paso de ambiente continental a marino y la evolución del ambiente extensivo de *rift* a uno de margen pasivo. Además de una serie de eventos que también estuvieron activos durante el Cretácico tales como: levantamiento y subsidencia de la corteza y, transgresiones y regresiones asociados a cambios globales del nivel del mar. Todo esto dentro del marco de la apertura del Golfo de México.

Aunque existen numerosas hipótesis para el desarrollo tectónico y estratigráfico del noreste de México y para el origen del Golfo de México, en éste trabajo se abordaron solo algunos aspectos importantes de manera general, por esto se consideró práctico dividir el análisis de la evolución geológica del noreste de México en: paleogeografía y estratigrafía y estratigrafía del área de estudio.

Se describen por su importancia los eventos tectónicos desde finales del Paleozoico hasta el Jurásico como precursores a la transgresión marina que alcanzó su mayor expresión durante el Cretácico. Es en éste último periodo fue que se estableció un margen pasivo que generó grandes depósitos carbonatados en el área de estudio.

2.1 Paleogeografía y estratigrafía

2.1.1 Basamento

Existen varios modelos tectónicos que indican que México esta construido de un mosaico de terrenos tectonoestratigráficos pre Jurásicos con basamentos de diferentes edades y naturalezas (Figura 9), con coberturas que se han desarrollado en regiones alóctonas (Coney y Campa, 1987; Campa y Coney, 1983; Sedlock et al., 1993).

Durante el Neoproterozoico los escudos que conforman a Laurencia y Gondwana probablemente se encontraron unidos formando a lo que se ha llamado el supercontinente Rodinia. El borde este de Norteamérica y suroeste de Sudamérica funcionaron como márgenes conjugados se unieron durante el Proterozoico Tardío y que posteriormente se separaron para el Cámbrico.

Estos eventos geológicos quedaron registrados en el basamento que yace debajo de una gran parte de México (incluyendo al área de estudio). Ortega-Gutiérrez et al., 1995, sugirieron que este basamento esta conformado por un fragmento continental de edad Grenvilliana que ha sido nombrado como el microcontinente Oaxaquia, un alóctono que fue ligado a Norteamérica por suturas Paleozoicas y Mesozoicas.

La extensión de Oaxaquia se ha propuesto con base en afloramientos, núcleos de pozos y xenolitos. Algunos afloramientos se han observado en Ciudad Victoria (Tamaulipas, Tampico y Tamazunchale (Fries et al., 1962; Ortega-Gutiérrez, 1978), Molango, Hidalgo (Fries y Rincon-Orta, 1965), Oaxaca (Fries et al., 1962, Ortega-Gutiérrez, 1984), La Mixtequita (Murillo-Muñeton, 1994) y Chiapas (Pantoja-Alor et al., 1974) (Figura 9).

El principal evento metamórfico para el basamento Oaxaquia se relaciona con la colisión del Norte de Amazonia y noreste de Laurencia en el Proterozoico (Orogenia Grenville) (Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1999; Ruiz et al., 1999). Posteriormente Oaxaquia permaneció ligado a Gondwana durante el fin del Proterozoico y la mayor parte del Paleozoico, al menos hasta el Silúrico (Stewart et al., 1999). Luego ocurre un evento colisional entre Oaxaquia y Laurencia que se considera que ocurre durante el Paleozoico Medio (Restrepo-Pace et al., 1997; Ortega-Gutiérrez et al., 1999).

2.1.2 Paleozoico

Estudios paleontológicos en las formaciones Silúricas que sobreyacen discordantemente a este basamento en la región de Ciudad Victoria (Stewart et al., 1993), indican la presencia de fauna con afinidad a la típica de Gondwana (Robinson y Pantoja-Alor, 1968). Esto sugiere que este basamento Grenvilliano no se encontraba unido a Laurencia antes del Mississípico (Keppie, 1977; Pindell, 1985).

Para el fin de la era Paleozoica el este de México sufrió eventos colisionales (ensamble de Pangea), seguido por tectónica de extensional y de rift del Triásico Tardío al Jurásico Medio (ruptura de Pangea y abertura del Golfo de México) (Pindell, 1985; Ross y Scotese, 1988; Rowley y Pindell, 1989; Dickinson y Lawton, 2001). En contraste el margen pacífico de Norteamérica se caracterizó por procesos relacionados a subducción, acreción de terrenos y desplazamientos laterales (Saleesby y Busby, 1992; Sedlock et al., 1993; Dickinson y Lawton, 2001).

Sobre el basamento Grenvilliano se asientan rocas de edad Paleozoico Superior (Mississípico Inferior) que corresponden a depósitos turbidíticos (Stewart et al., 1999) de la Formación Vicente Guerrero. Contemporáneo a esta Formación se observa al esquisto Granjeño que consta de lutitas metamorfizadas, areniscas, volcánicas, y rocas ultramáficas. Posteriormente durante el Pensilvánico Inferior se deposita la Formación del Monte que sobreyace discordantemente a la Formación Vicente Guerrero y al esquisto Granjeño (Ortiz-Ubilla et al., 1988; Centeno-García et al., 1998). Estas unidades constituyen probablemente un margen pasivo que recibió sedimentos procedentes del basamento Oaxaquia expuesto.

Del Mississípico al Pérmico, como consecuencia de esta colisión continental (integración de Pangea), un arco volcánico se desarrolló a lo largo de Oaxaquia (Terreno Sierra Madre y Coahuila). Se infiere que este arco se relacionó con una zona de subducción que buzaba hacia el este situada en el borde occidental de estos terrenos, y fue llamado Arco Tuzancoa (Rosales-Lagarde et al., 2005). Este arco se construyó sobre corteza Precámbrica adelgazada cercana a una margen de subducción, lo cual permitió el ascenso rápido de magmas sin asimilación

Se han encontrado rocas sedimentarias y volcánicas en la parte central del terreno Sierra Madre que se dispusieron dentro de ambientes de antearco, intraarco y trasarco, con edificios volcánicos cercanos de naturaleza máfica. Las formaciones que se depositaron en estas cuencas indican que al momento de su depósito Oaxaquia ya se había unido a Norteamérica. (Stewart et al., 1999; Navarro-Santillán et al., 2002). Estas cuencas se encontraban localizadas en el borde occidental del Terreno Sierra Madre y Coahuila (Rosales-Lagarde, et al., 2005) y durante la acreción culminada en el Limite Carbonífero Pérmico constituyeron un cinturón de colisión (Pindell y Dewey, 1982).

Estas formaciones en general se componen de flujos submarinos turbidíticos y de escombros, constituidos en general de alternancias de areniscas con lutitas y conglomerados con abundantes clastos volcánicos, adicionalmente algunas intercalan lavas andesíticas-dacíticas. Estas son La Formación Tuzancoa del Wolfcampiano-Leonardiano que aflora en el estado de Hidalgo y representa depósitos de intraarco (Rosales-Lagarde et al., 2005), la Formación Guacamaya que aflora al Noreste de Ciudad Victoria (Carrillo-Bravo, 1961) representa depósitos de trasarco (Centeno-García, et al., 1997) y la Formación Delicias que aflora en la región del mismo nombre en Coahuila representa facies de antearco (López, 1997).

Al este de los afloramientos actualmente se han observado intrusiones graníticas de edad Permo-Triásica (Torres-Vargas et al., 1999). Este cinturón granítico con afinidad de arco se extiende por todo el este de México desde Coahuila hasta Oaxaca (260 a 232 Ma; Torres-Vargas et al., 1999) sugiriendo una posible relación entre el magmatismo extrusivo e intrusivo.

Para el Pérmico Temprano se establece francamente un ambiente de subducción (Rosales-Lagarde, 2005) con desplazamientos laterales en el noroeste del país (Stewart et al., 1997) (Figura 9).

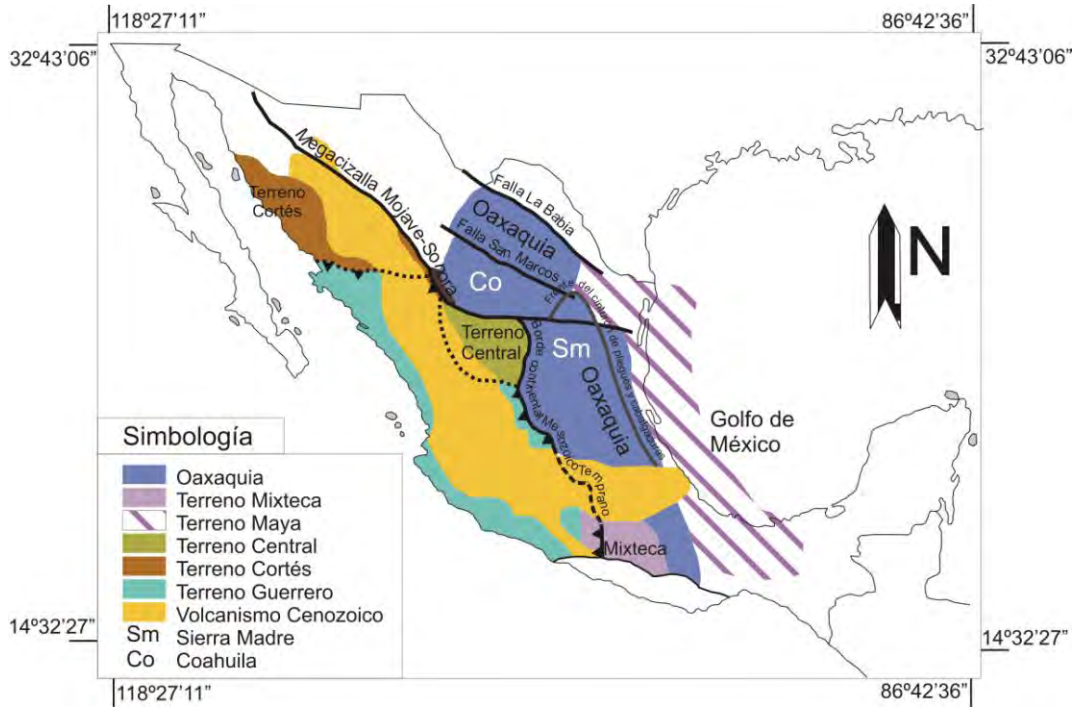


Figura 9. Se muestra la distribución actual de terrenos tectonoestratigráficos en el país y las estructuras por las que han sido ligadas. Se observa la distribución del microcontinente Oaxaquia que constituye el basamento de los Terrenos Sierra Madre y Coahuila. Modificado de Centeno-García, et al., 2008.

2.1.3 Pérmico Triásico.

Para el límite Pérmico Triásico se observa un *gap* en el volcanismo en México que marca un cambio en la composición y distribución de los centros volcánicos. Este nuevo arco continental solo se evidencia por la presencia de cinturón granítico en el este y noroeste de México que corta a las secuencias Carboníferas y Pérmicas anteriormente descritas y distribuyéndose por Chihuahua, Norteamérica y los terrenos Coahuila, Sierra Madre y Maya. Tiene orientación NW-SE y edad de 287 a 232 Ma definiendo la presencia de una amplia zona de subducción (Torres et al., 1999). El noreste de México (Terreno Sierra Madre y Coahuila) se encontraba expuesto, sometido a erosión y recibiendo sedimentos continentales de la erosión de este arco.

2.1.4 Mesozoico

2.1.4.1 Triásico

Se ha documentado una gran sucesión sedimentaria a lo largo del terreno Sierra Madre que consiste de depósitos turbidíticos que representan un abanico submarino y que afloran en la región de Peñón Blanco y Charcas en San Luis Potosí (Labarthe et al., 1982; Silva-Romo, 1993; Tristán-González y Torres-Hernández; 1994; Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Bartolini et al., 2002). Estos depósitos se nombraron Formación La Ballena que consiste de areniscas, lutitas y conglomerados con clastos volcánicos félsicos, de

cuarzo y de pedernal (Silva-Romo, 1993; Centeno-García y Silva-Romo, 1997) de edad Triásico Tardío. Esta es parte del llamado abanico Potosí que se depositó en la parte occidental del Terreno Sierra Madre. Su fuente de aporte fue el arco volcánico Pérmico Triásico que se iba erosionando, esto fue sucedido por un periodo con características de margen pasivo del Landiano al Noriano (Torres et al., 1999).

Al mismo tiempo de su depósito se dio un intenso levantamiento del este y centro de México (Terreno Sierra Madre y Coahuila) que pudo deberse a los primeros estados de *rifting* de disgregación de Pangea y abertura del Golfo de México aportando también clastos del basamento Paleozoico y Precámbrico al abanico (Figura 10).

2.1.4.2 Jurásico

En el terreno Sierra Madre se observan indicios de deformación de las secuencias clásticas Triásicas y también las primeras intrusiones de agua marina por la abertura del Golfo de México. Las primeras sucesiones pertenecen a la Formación Huayacocotla, seguida por lechos rojos continentales de la Formación Cahuizas (Ochoa-Camarillo et al., 1999).

Del Raetiniense al Caloviano se produce la deformación y cabalgamiento del abanico Potosí (formaciones Taray, Zacatecas y La Ballena) sobre el terreno Sierra Madre (Silva-Romo, 1993; Tristán-González y Torres-Hernández, 1994), probablemente debido al choque del complejo (cuenca) Arteaga con la parte central del país (Centeno-García, 2005) (Figura 10). Esta deformación fue sucedida por un la instalación de otro arco continental a lo largo del oeste de México para el Jurásico Medio a Tardío.

El abanico Potosí es sobreyacido discordantemente por rocas volcánicas y capas rojas de la Formación Nazas en Peñón Blanco, Charcas y Real de catorce (Silva-Romo, 1993, Tristán-González y Torres-Hernández, 1994; Barboza-Gudiño et al., 2004). La formación Nazas se compone de flujos de lava dacíticos a riolíticos y flujos piroclásticos intercalados con conglomerados y areniscas cuyas estructuras sedimentarias sugieren un depósito de abanico aluvial.

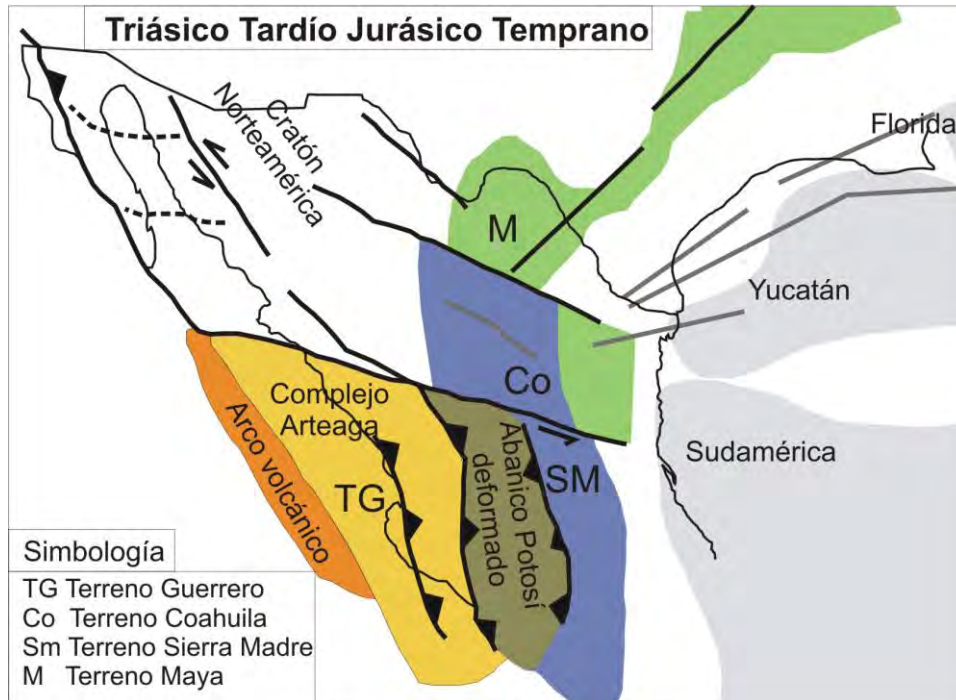


Figura 10. Configuración tectónica para el Triásico Tardío a Jurásico Temprano donde se muestra la ubicación de los Terrenos Coahuila, Sierra Madre y Maya. También ubicación de márgenes de subducción, la deformación y superposición del abanico Potosí sobre el terreno Sierra Madre y el choque de subterrenos del Terreno Guerrero en el Occidente del país. Modificado de Centeno-García, 2005.

La Formación Nazas cambia progresivamente a rocas volcanoclásticas marinas, evaporitas y calizas en las que se ha encontrado fauna del Oxfordiano Tardío a Kimmerigiano (Centeno-García y Silva-Romo, 1997), lo que indica que para esta época se incrementan las intrusiones de agua marina para el terreno Sierra Madre. Al mismo tiempo en la región de Real de Catorce ocurre el depósito discordante de la Formación La Joya (Barboza-Gudiño et al., 2004) en la que también se nota un cambio de ambientes de depósito somero a mas profundos.

En estas formaciones se encuentran los primeros indicios de la creación y profundización de cuencas del Jurásico y Cretácico, cuyos límites se han asociado a grandes fallas de naturaleza normal y lateral, que a su vez son consecuencia de una complicada tectónica acrecionaria y de subducción en el oeste de México y otra extensional en el oriente para la abertura del Golfo de México.

Para la zona de estudio, dada su ubicación, son de especial importancia la Megacizalla Mojave-Sonora y la falla de San Marcos pues definen los bordes de fosas tectónicas, que para el Cretácico alojarán gruesas secuencias marinas y que definirán la configuración de elementos paleogeográficos. Estas estructuras son de edad Jurásico Medio y Tardío respectivamente (Anderson y Silver, 1974; Chávez-Cabello et al., 2005).

Posterior al Oxfordiano, para el noreste se definieron elementos positivos como la Península de Aldama, y las islas de Coahuila, Miquihuana, Burro Picachos y San Carlos Cruillas (Padilla-Sánchez, 1986). También elementos negativos como la cuenca de Sabinas, Magiscaltzin y Tampico Misantla. La cuenca de Sabinas en ese entonces fue un paleogolfo que para el Titoniano se comunicaba con la cuenca de Chihuahua y con la depresión de Monterrey (Morán-Zenteno, 1994). Así continuó el depósito de secuencias que progradaron hacia el continente (Ochoa-Camarillo et al., 1999; Carrillo-Bravo, 1963)

En la región de Saltillo-Monterrey se depositó discordantemente sobre el basamento la Evaporita Minas Viejas, la cual es un depósito marino marginal que cambia a facies más profundas hacia el oriente y que cronoestratigráficamente es correlacionable con la Formación Zuloaga (Echanove-Echanove, 1986).

Para esta época, por lo tanto, se pueden correlacionar cronoestratigráficamente varias formaciones. En ambientes litorales y cercanos a elementos emergidos se depositó la Formación la Gloria (Oxfordiano a Kimmerigdiano), mientras que en facies de bancos carbonatados se depositaba la Formación Zuloaga (Figura 11). La Formación La Gloria sobreyace discordantemente a la Formación Minas Viejas y al basamento; se interdigita con la Formación Zuloaga (Imlay, 1943), la cual se depositó en ambientes lagunares someros (Figura 11). Hacia el Golfo de México se encuentran las formaciones La Caja y Pimienta en ambientes profundos (Goldhammer, 1999).

El archipiélago de Tamaulipas comenzó a hundirse por lo que la transgresión se hizo mas intensa propiciando el arrastre de terrígenos y materia orgánica hacia las cuencas, provocando el depósito de las formaciones La Casita (marino y no marino) y Pimienta (Goldhammer, 1999).

Durante el Kimmerigdiano también inició el depósito de las formaciones La Caja y La Casita continuándose hasta el Cretácico Temprano. La Formación la Caja esta constituida de lutitas calcáreas, areniscas finas, limonitas y calizas con abundantes ammonites (Cantú-Chapa, 1992), ésta es una facies más profunda que puede correlacionarse con la Formación La Casita que representa un periodo de intenso aporte clástico.

Para el Titoniano, parte de archipiélago de islas (Coahuila, la Mula, Lampazos, Picachos) y de la Península de Aldama continuaban expuestos (Echanove-Echanove, 1986) (Figura 11). En algunas zonas que habían sido recién sumergidas en el Kimmerigdiano y sobre la Formación Zuloaga se depositó la Formación Olvido, la cual indica un ambiente de sabkha evaporítico que se va profundizando (Carrillo-Bravo, 1963).

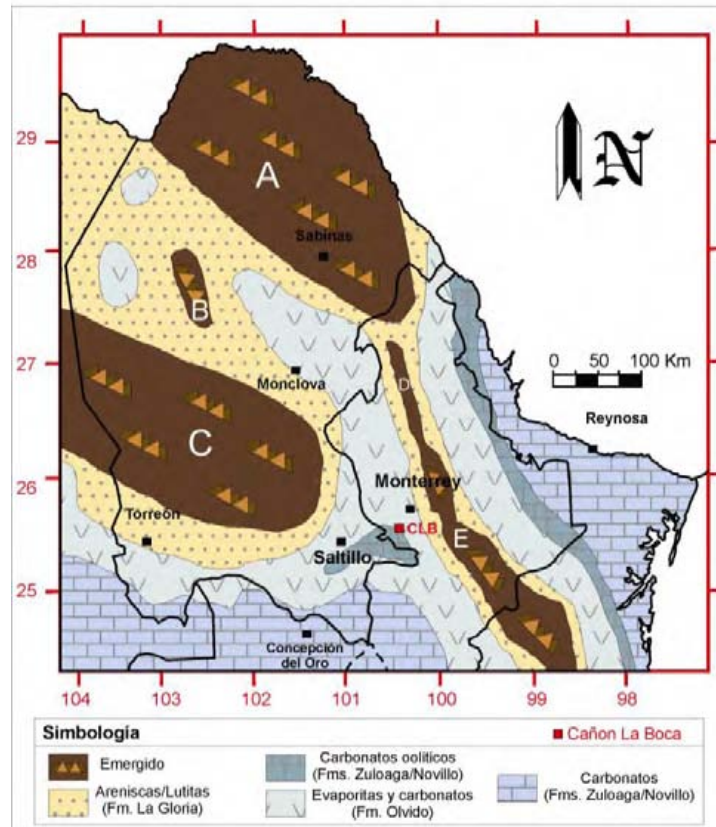


Figura 11. Paleogeografía del noreste de México durante el Kimmerigdiano. A. Península de Aldama, B. Isla de la Mula, C. Isla de Coahuila, D. Isla Lampazos. E. Isla Picachos. Tomado y modificado de Padilla y Sánchez (1982) y Echanove-Echanove (1986).

2.1.4.3 Cretácico Temprano

Durante el Berriasiano el proceso de la abertura del Golfo de México terminó (Eguiluz de Antuñano, 1997), por lo que la corteza recién formada comenzó a tener subsidencia térmica. En general se estableció un ambiente de plataformas carbonatadas con ocasionales pulsos de aportes clásticos. El único elemento positivo que persistía era la Isla de Coahuila por lo que los sedimentos clásticos que se depositaban al centro del país provenían del arco volcánico en el occidente (Goldhammer, 1999).

Durante el Berriasiano y hasta el Hauteriviano se puede correlacionar a las secuencias de litoral de la Formación La Casita y borde de plataforma de la Formación Taraises. Se ha considerado que estas formaciones se interdigitan, pues en algunas zonas la segunda sobreyace a la primera.

Desde el Hauteriviano hasta el Aptiano prevaleció un periodo de estabilidad, formándose la vasta plataforma carbonatada Cupido-Sligo (Padilla-Sánchez, 1986, Zwanzinger, 1978b). En general en el noreste de México persistieron facies de plataforma, borde arrecifal y cuenca, con las formaciones Taraises, Cupido y Tamaulipas Inferior, respectivamente.

La Formación Cupido se comienza su depósito durante el Hauteriviano y continua hasta la parte más temprana del Aptiano temprano (Barragán y Melinte, 2006), consta de un banco carbonatado de bajo relieve que rodea a elementos someros y positivos. La Formación Cupido sobreyace de manera concordante a la Formación Taraises y en ocasiones a la Formación La Casita (Figura 12).

La Formación Tamaulipas Inferior se depositó del Hauteriviano a Aptiano temprano, en una cuenca tranquila y anóxica con profundidades de 50 a 150 m siendo considerada un cambio de facies lateral de la Formación Cupido (Ross, 1981). Hacia el noroeste se depositaron las formaciones Pátula y La Mula distribuidas alrededor de elementos someros, (Figura 12).

Según Smith (1970), y Charleston (1973) durante el Aptiano tardío comenzó a registrarse un levantamiento que se transmite desde el occidente propiciando el aporte de sedimentos con abundante materia orgánica hacia el noreste. Estos autores proponen que el depósito de la Formación La Peña fue una consecuencia de este proceso.

Sin embargo, Barragán y Maurrasse (2008), proponen que el depósito de la Formación La Peña sobre la Formación Cupido comienza desde la parte alta del Aptiano temprano. La Formación La Peña es correlacionable con la Formación Otates que sobreyace hacia la cuenca a la Formación Tamaulipas Inferior.

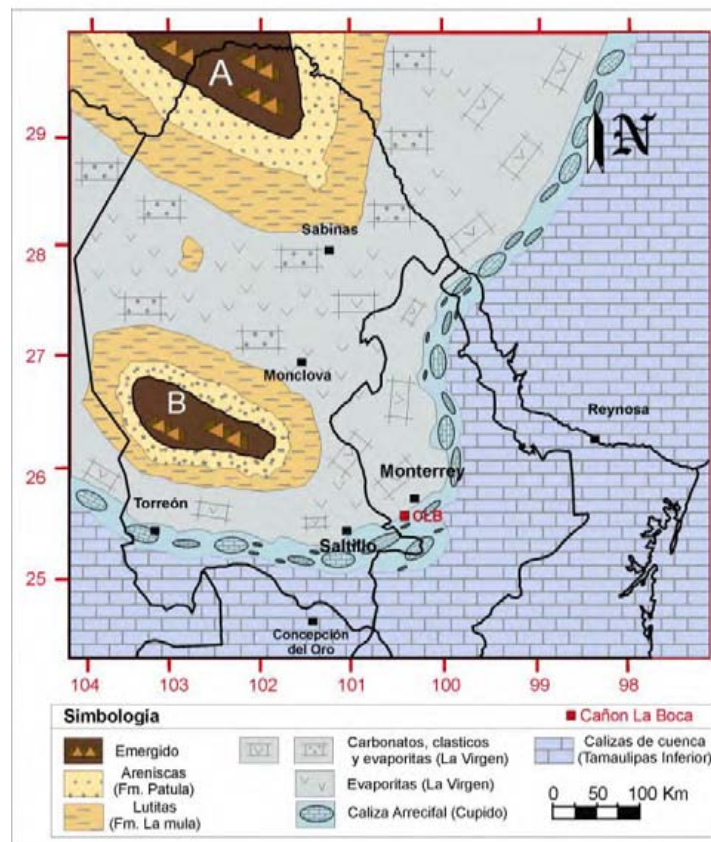


Figura 12. Paleogeografía del Hauteriviano a Aptiano temprano. A. Península de Aldama, B. Isla de Coahuila. Tomado y modificado de Padilla y Sánchez (1982).

La Formación La Peña consta de lutitas y carbonatos arcillosos, muestra diferentes espesores debido al espacio de acomodamiento disponible consecuencia de la distribución de plataformas y arrecifes (Tinker, 1982). En los alrededores del Bloque de Coahuila, en la cuenca de Sabinas se depositaron las formaciones La Virgen y Padilla del Barremiano al Aptiano (Echanove-Echanove, 1986).

En el Albiano inferior y medio aumentó el ritmo de subsidencia incrementando el efecto transgresivo por lo que se establecen ambientes de cuenca profunda propiciando el depósito de la Formación Tamaulipas Superior.

Hacia el noroeste se dio la unión de las cuencas de Chihuahua y Sabinas depositando carbonatos marinos someros de la Formación Aurora en un ambiente de rampa que bordea y posteriormente cubre totalmente el Bloque de Coahuila y Península de Tamaulipas (Padilla-Sánchez, 1986; Cantú-Chapa, et al. 1985), formando la Laguna de Paila y Laguna de Maverick, respectivamente. Cabe mencionar que se presume en la rampa la presencia de un prominente banco de rudistas (Echanove-Echanove, 1986), (Figura 13).

Hacia la parte norte cerca del Bloque de Coahuila se depositó el Grupo Washita que incluye las formaciones Georgetown y del Río de mar abierto, y Buda con clásticos finos de aguas someras (Figura 13). En distribución más restringida se pueden encontrar formaciones contemporáneas como La Paila y Acatita (Padilla y Sánchez, 1982).

2.1.4.4 Cretácico Tardío

Durante el Cenomaniano al oriente ocurrió un basculamiento y simultáneamente una elevación del nivel eustático de primer o segundo orden provocando una gran inundación (McFarlan y Menes, 1981) que sumergiría todos los paleoelementos mencionados (Figura 13). Estos eventos crearon nuevos elementos: la Plataforma del Burro y Laguna de Maverick sobre la Península de Tamaulipas y la Laguna de Paila sobre la Isla de Coahuila (Echanove-Echanove, 1986), que fueron bordeados por arrecifes (Morán-Zenteno, 1994). En mar abierto se han localizado estructuras arrecifales aisladas como la de Monclova y Del Topo (Figura 13).

Durante este tiempo persiste el depósito del Grupo Washita y la Formación Tamaulipas Superior; pero entre ellos ocurre un cambio de facies de mar abierto de la Formación Cuesta del Cura (Servicio Geológico Mexicano, 2008b).

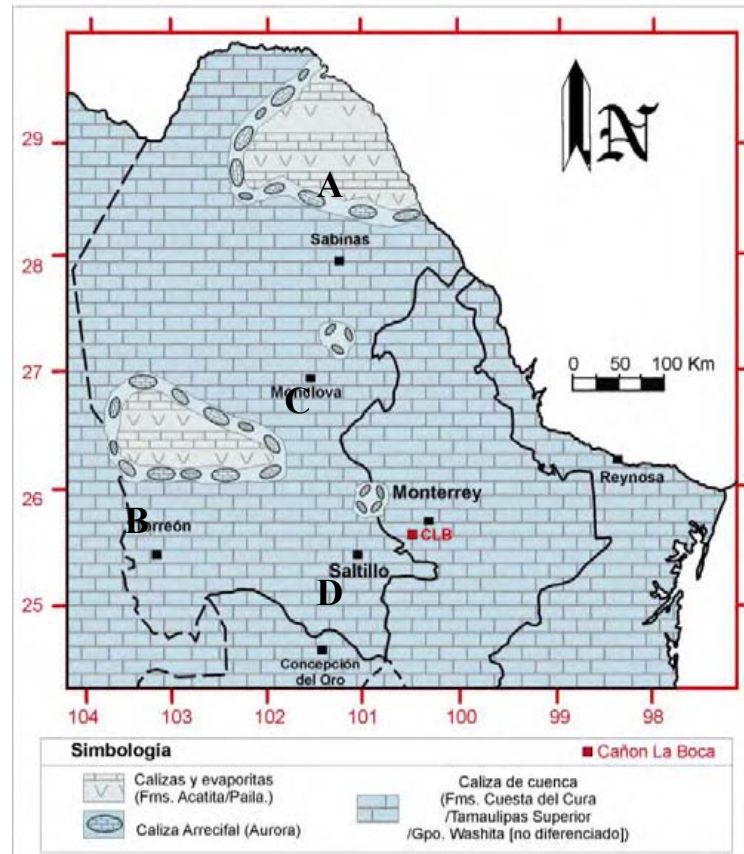


Figura 13. Paleogeografía del Albiano. Cabe mencionar que los elementos someros están bordeados por estructuras arrecifales. A. Laguna de Maverick. B. Laguna de Paila, C. Arrecife de Monclova, D. Arrecife del Topo. Tomado y modificado de Padilla y Sánchez (1982); y Echanove-Echanove (1986).

Durante el Cretácico Tardío continuó el levantamiento al occidente provocando una tendencia regresiva que poco a poco avanzaba hacia el oriente y que continuó hasta el Turoniano (Echanove-Echanove, 1986), por lo que en general se instalaron ambientes más someros considerados por Tardy, et al. (1974) como depósitos turbidíticos que preceden el inicio de una deformación orogénica. Para esta época se depositaron las formaciones Eagle Ford e Indidura que tienen como correspondiente las facies profundas de la Formación Agua Nueva (Figura 14).

Sobre estas últimas facies y durante el Coniaciano a Santoniano se depositó la Formación Austin en el área de Laredo, mostrando facies más profundas al oriente que se correlacionan con la Formación San Felipe.

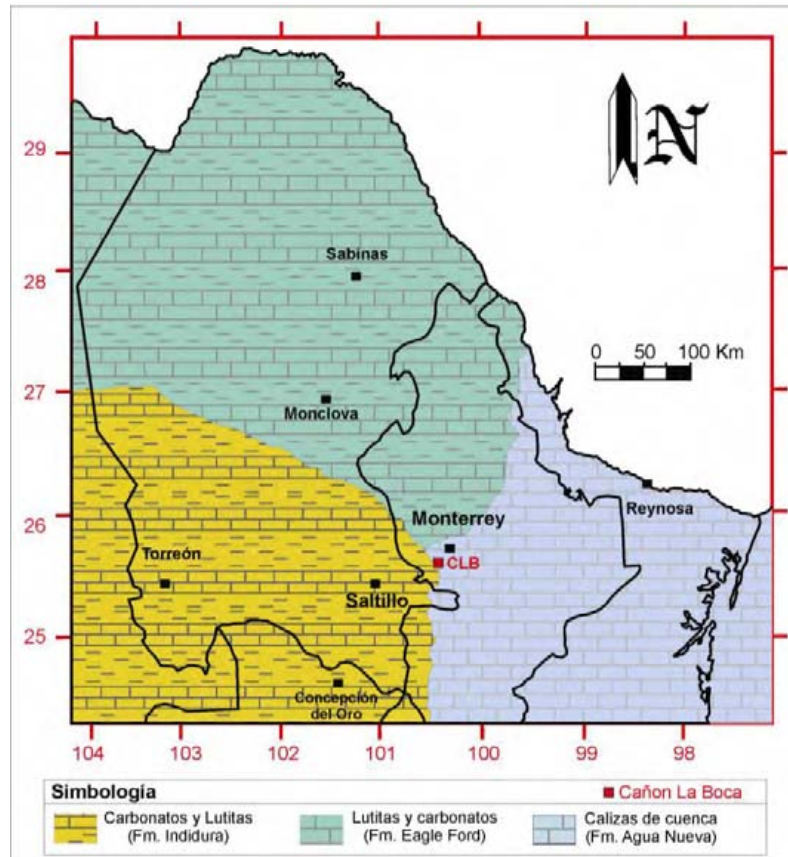


Figura 14. Paleogeografía del Turoniano. En el noreste del país no existe ya algún elemento positivo. Se depositan en general facies de mar profundo. Tomado de Padilla y Sánchez (1982).

Durante el Campaniano - Maastrichtiano se depositó la Formación Méndez considerada, de facies de mar profundo, constituida de rocas calcáreo-arcillosas en estratificación media a gruesa que se distingue por una apariencia nodular en sus horizontes arcillosos. En facies más someras y hacia el continente cercano a la cuenca de Burgos se correlaciona con el Grupo Taylor (formaciones Upson y San Miguel) y Grupo Navarro (formaciones Olmos y Escondido).

A continuación se muestra una columna cronoestratigráfica con algunas de las formaciones mencionadas considerando sus respectivos cambios de facies (Figura 15).

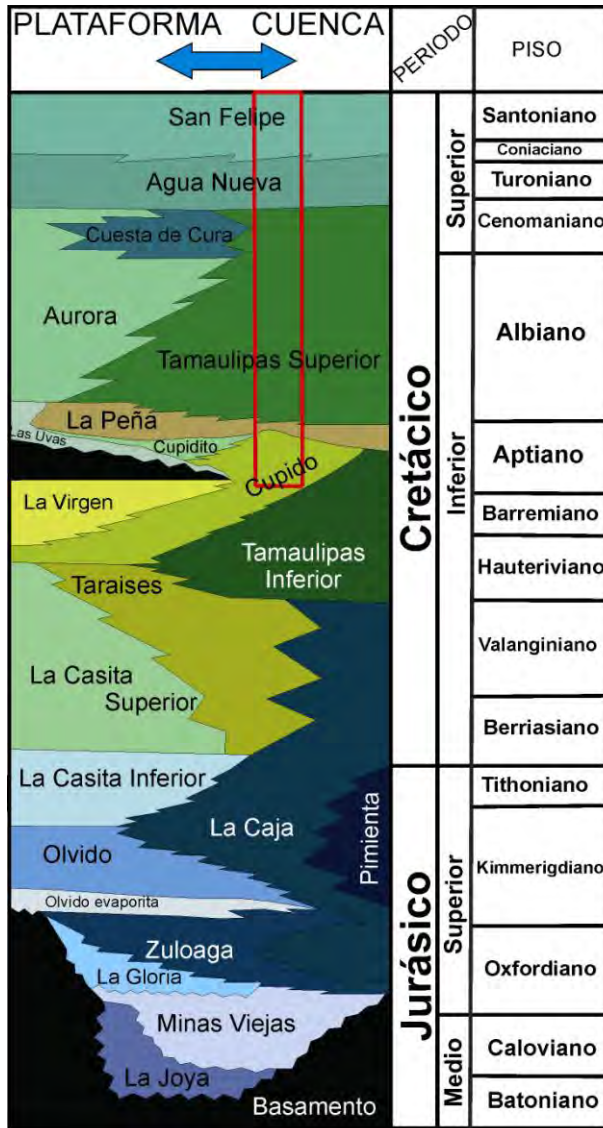


Figura 15. Columna cronoestratigráfica del noreste de México. Se muestran las unidades de mayor distribución y sus respectivos cambios de facies. El recuadro rojo enmarca a las formaciones que se encuentran dentro y cerca del área de estudio. Modificada de Goldhammer (1999).

2.1.5 Cenozoico

En el Cretácico Tardío comenzó un periodo de regresión marina en dirección al oriente con la exposición de algunas rocas sedimentarias, esto se debió principalmente a un proceso de levantamiento paulatino y con intensidades desiguales a lo largo del borde del reciente Golfo de México. Estos eventos son el principio de la creación del orógeno de la Sierra Madre Oriental (SMO), durante la orogenia Larámide cuya mayor expresión se da a principios del Cenozoico.

Este proceso plegó intensamente a las rocas mesozoicas en un estilo de deformación de piel delgada (Eguiluz de Antuñano, et al. 2000), con ausencia de vulcanismo provocado por la transmisión de esfuerzos que provenían desde la zona de subducción al occidente del país. Morán-Zenteno (1994) afirma que los pliegues son más pronunciados en las zonas donde el basamento formó fosas, por lo tanto son más sutiles sobre los paleoelementos positivos.

Como característica importante en la Sierra Madre Oriental, se tienen series de anticlinales y sinclinales recostados y cabalgados gracias a fallas imbricadas cuyos planos buzcan hacia el WSW, además de fallas de despegue propiciadas por la presencia de sal en el subsuelo y por formaciones con diferentes competencias (Eguiluz de Antuñano, et al. 2000).

La construcción de éste orógeno establece una gran discordancia poniendo en contacto rocas del Cretácico e incluso del Paleozoico con sedimentos recientes que rellenan valles y sistemas fluviales. La Sierra Madre Oriental es la principal proveedora de material sedimentario para la cuenca del Golfo de México cuyos depósitos más recientes son de planicie y de litoral.

Capítulo tres

Estratigrafía del área de estudio

Localmente en el área de estudio afloran únicamente formaciones de la parte superior del Cretácico Inferior hasta la parte media del Cretácico Superior. Goldhammer (1999) sugiere que a partir del Jurásico Medio se observan fluctuaciones en sistemas depositacionales a nivel global que evidencian ciclos de segundo y tercer orden. En general hasta el Cenomaniano se considera una dinámica transgresiva que para el Santoniano pasa a regresiva.

En la sección de estudio se reconoció a las formaciones Cupido, La Peña, Tamaulipas Superior, Agua Nueva y San Felipe. Se describen brevemente con base en la literatura existente para el noreste de México, como marco de comparación para los resultados obtenidos en este trabajo.

3.1 Formación Cupido

La Formación Cupido fue definida por Imlay en 1937, en la parte norte del Cañón Mimbres en la Sierra de Parras, siendo ésta su localidad tipo. La unidad consiste de estratos de caliza color gris claro delgados, medianos y gruesos con concreciones de pirita y pedernal (Imlay, 1937). Los estratos con pedernal se van haciendo más abundantes hacia la cima al igual que las intercalaciones de limolita calcárea (Rogers, et al., 1957).

Cerca de la ciudad de Monterrey contiene arrecifes de rudistas con estromatoporoides y corales que indican un depósito en un ambiente que pudo tener cierto contacto con mar abierto. Hacia la cima es común la estratificación mediana a muy gruesa de 60 a 160 cm y presenta lentes y nódulos de pedernal color gris crema que intemperizan a gris amarillento (Servicio Geológico Mexicano, 2008c).

Dependiendo de la ubicación geográfica de los afloramientos de la Formación Cupido puede ser dividida en varias facies. PEMEX (1988) la divide en lagunar, complejo arrecifal y prearrecife; por otro lado Concklin y Moore (1977) la subdividen en pelágica, rampa y antearrecife, margen de plataforma, margen de bancos de arena, plataforma interior de perimarea y laguna de submarea.

En la literatura son aceptadas varias edades; desde Hauteriviano superior a Aptiano (PEMEX, 1988), Hauteriviano a Barremiano (Imlay, 1936), mientras que Barragán (2000) afirma que su límite superior alcanza la transición Barremiano-Aptiano por la aparición de *Palorbitolia* cf. *lenticularis*. Cronoestratigráficamente es correlacionable con la Formación Tamaulipas Inferior y su cima lo es con la Caliza Cupidito.

Sobreyace a la Formación Taraises y en ocasiones a La Virgen de forma concordante y subyace a la Formación La Peña (PEMEX, 1988) definiendo su límite por la aparición del amonite *Dufrenoyia justinae*, característica del techo del Aptiano inferior (Barragán, 2000).

Su espesor varía dependiendo su ubicación geográfica, siendo el menor de 80 m y el mayor de 800 m (PEMEX, 1988).

3.2 Formación La Peña.

La Formación La Peña fue definida por Imlay en 1936 y subdividida en dos miembros en su localidad tipo que es la Sierra de Parras, Coahuila cerca de la localidad Hacienda La Peña al extremo sur de Coahuila por Humphrey (1949).

El miembro inferior está formado por calizas de color gris claro con nódulos de pedernal y escasas interestratificaciones de material arcilloso en capas delgadas a medianas. También calizas arcillosas y lutitas de color gris oscuro que intemperizan a gris claro y que ocasionalmente contienen lentes calcáreas. Hacia la cima el material arcilloso se hace más abundante. El miembro superior se compone de calizas de apariencia lajosa de color gris claro que intemperizan a pardo y pardo rojizo, también calizas arcillosas en capas delgadas de 4 a 12 cm, de color gris claro que intemperizan a pardo rosado, son fisiles y se intercalan con lutitas.

El espesor total de la unidad, e incluso el de sus miembros es variable, pues depende de la disponibilidad de espacio y/o el paleorelieve de la Formación Cupido (Figura 16).

La presencia de ammonites principalmente del género *Parahoplites* y de la especie *Dufrenoyia justinae* sugiere un depósito en aguas marinas de mediana profundidad, donde además existió un aporte de clásticos finos probablemente producto de la erosión de una fuente lejana (Servicio Geológico Mexicano, 2008c). Se le ha asignado una edad de Aptiano superior (Lehmann et al., 1999). Sin embargo Barragán y Maurrasse (2008), sugieren que esta formación inicia su depósito desde la parte alta del Aptiano temprano.

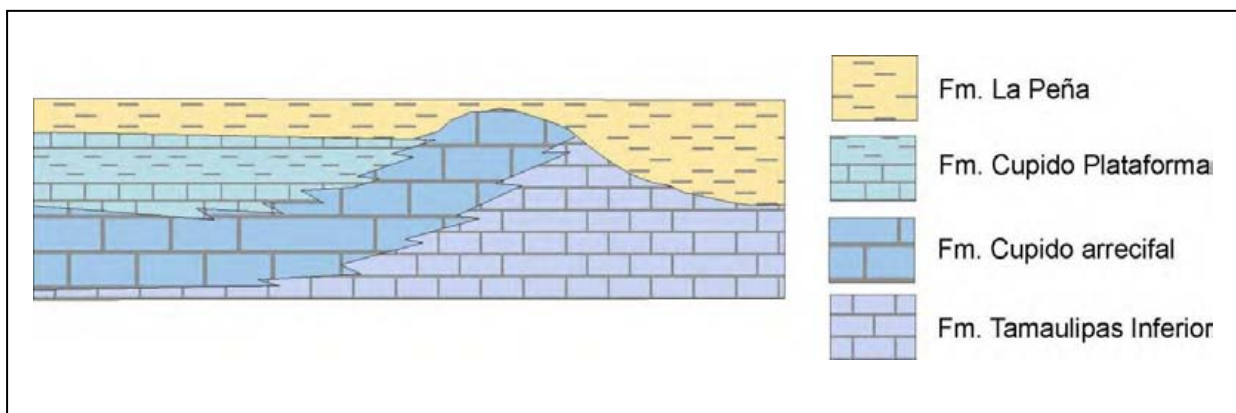


Figura 16. Esquema que explica la variación de espesores de la Formación La Peña, dependiendo del espacio de acomodo que tuvo disponible. Tomado de Echanove-Echanove (1986).

3.3 Formación Tamaulipas Superior

La Formación Tamaulipas Superior fue mencionada por primera vez debido a su contenido biológico por Stephenson en 1922 y posteriormente definida por Muir (1936) quien la describe más ampliamente, ubicando su localidad tipo en el cañón de La Borrega. Esta unidad fue inicialmente denominada fue llamada caliza Tamaulipas, y su descripción incluyó a las unidades Tamaulipas Inferior, Horizonte Otates y Tamaulipas Superior (Servicio Geológico Mexicano, 2008e).

Actualmente se acepta que la Formación Tamaulipas Superior consiste de calizas con texturas mudstone y wackestone de color crema y gris oscuro con nódulos de pedernal gris y negro. En algunas regiones se intercala con margas, tobas y horizontes de bentonita en estratos de espesor grueso, medio y delgado con abundantes estilolitas paralelas a la estratificación (PEMEX, 1988).

Contiene abundante microfauna planctónica como radiolarios calcificados, colomielas, y foraminíferos planctónicos globigerínidos. Se deposita en un ambiente marino pelágico de baja energía (Bello, 1978) pero con circulación libre en un mar abierto (López-Ramos, 1985).

Tiene espesores variables, en el cañón del Rosario en Tamaulipas es de 380 m, de 458 m en pozos perforados en la Faja de Oro (Bello, 1978) y como mínimo se han medido 65 m en el cañón de La Borrega.

Tradicionalmente, se considera que es correlacionable con la Formación Cuesta de Cura probablemente en algunas zonas de menor profundidad sin que estas estén claramente delimitadas. También que sobreyace a la Formación Otates en la cuenca Tampico Misantla y a la Formación la Peña en las Sierras de Monterrey. La edad propuesta para la formación es Albiano al Cenomaniano (Carrillo-Bravo, 1961) (Figura 17).

3.4 Formación Agua Nueva

La Formación Agua Nueva fue definida originalmente por Stephenson en 1922; y posteriormente redefinida por Muir en 1936 en el cañón de La Borrega al oeste de la Sierra de Tamaulipas, cerca del rancho Agua Nueva. La formación consiste de alternancias de calizas mudstone a wackestone con bandas de pedernal, wackestones fisiles e intercalaciones de lutitas carbonosas y margas (PEMEX, 1988). Cabe mencionar la presencia de horizontes de bentonita en su base que son útiles en la definición de su límite inferior (López-Ramos, 1985).

Ice y McNulty (1980) mencionan que a la base esta formada por wackestones de color gris oscuro a negro con abundantes foraminíferos, calciesferas, radiolarios y fragmentos de moluscos y ostrácodos. A la cima se encuentran packstones de color gris oscuro con abundantes foraminíferos y wackestones con radiolarios, calciesferas, moluscos, ostrácodos y fragmentos de cefalópodos, contiene intercalaciones de lutitas bituminosas con bioturbación y dolomías.

La edad de la Formación Agua Nueva fue determinada a través de estudios micropaleontológicos, y comprende del Cenomaniano superior al Turoniano en los bordes noreste y noroeste de la cuenca de Burgos y península de Tamaulipas (PEMEX, 1988). En cambio en el borde de la Sierra Madre Oriental, cuenca de la Mesa Central y cuenca Tampico Misantla se considera de edad Turoniano (Servicio Geológico Mexicano, 2008a) (Figura 17).

El espesor reportado para la Formación Agua Nueva es variable, según PEMEX (1988), fluctúa de los 5 a los 500 m pero en promedio se acepta de 100 a 150 m.

Las relaciones estratigráficas son bien conocidas, su contacto inferior es concordante con varias formaciones dependiendo de la ubicación, en el área de la Plataforma de Tuxpan sobreyace a la formaciones Abra, Tamabra y Tamaulipas Superior; en la región de Saltillo-Monterrey y cuenca de la Mesa Central de México a las Formaciones Cuesta del Cura. En tanto que su contacto superior es concordante solamente con la Formación San Felipe. Es correlacionable con las formaciones Soyatal e Indidura en el centro de México y con la Formación Eagle Ford en la cuenca de Sabinas (Servicio Geológico Mexicano, 2008a).

La presencia de lutitas negras en esta unidad, sugiere un ambiente de depósito nerítico con circulación restringida (López-Ramos, 1985) o de cuenca externa. La presencia de horizontes bentónicos indica la actividad del arco volcánico al occidente (PEMEX, 1988).

3.5 Formación San Felipe

La Formación San Felipe fue descrita originalmente por Jeffreys en 1910, quien ubica su localidad tipo cerca del poblado de San Felipe sobre la vía férrea Tampico-San Luis Potosí, en el kilómetro 539. La unidad consiste de calizas con texturas mudstone y wackestone, de color gris claro que intemperizan a gris verdoso y beige en estratos de 5 a 15 cm, con ocasionales nódulos de pedernal. Estas calizas alternan con lutitas calcáreas de color gris oscuro que intemperizan a gris pardo y verdoso, en estratos de 5 cm (PEMEX, 1988). Suter (1980) observa escasas intercalaciones de areniscas en estratos delgados.

Para esta formación se ha asignado un amplio rango de edades dependiendo de la región donde se estudie, del Cenomaniano inferior al Campaniano (Bello, 1978), del Campaniano temprano en su localidad tipo (Pessagno, 1967), del Coniaciano al Santoniano en el área de Xilitla (Servicio Geológico Mexicano, 2008d), de Coniaciano en la región de Santiago, Nuevo León (Ángeles-Villeda, et al. 2005), etc. Estos resultados se obtuvieron con base en su contenido micropaleontológico y relaciones estratigráficas. La edad de Coniaciano a Santoniano es generalmente aceptada.

Su espesor es variable, en el subsuelo de la cuenca Tampico Misantla se han medido de 6 m a 122 m (Muir, 1936); y en la región de Concepción del Oro es de 250 m (Montañez, et al. 2000). Subyace concordantemente a la Formación Méndez (Figura 17).

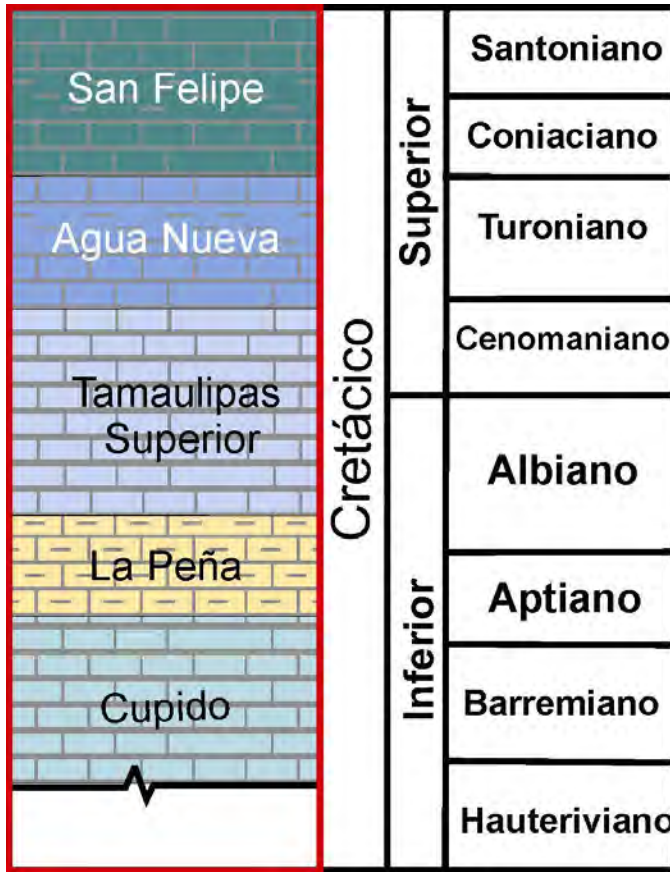


Figura 17. Columna estratigráfica esquemática, de las formaciones que se han estudiado previamente en las cercanías del área de estudio.

Capítulo cuatro

Resultados

En este capítulo se presentan los resultados producto de la integración de toda la información obtenida siguiendo la metodología previamente descrita. Primero se hace una descripción litoestratigráfica y posteriormente una descripción de las microfácies y asociaciones de microfácies encontradas.

Cumpliendo con los objetivos particulares originalmente planteados, se considera como resultados centrales que sustentan a este trabajo y que serán útiles para realizar una interpretación paleoambiental, los siguientes:

- Ubicación exacta de las muestras colectadas en poligonal abierta.
- Integración de resultados obtenidos por el análisis de microfácies de cada una de las láminas delgadas, que a partir de asociaciones de microfácies estándar permite proponer facies específicas para las unidades estudiadas en el cañón La Boca.
- Determinación aproximada de las edades de las rocas estudiadas a partir de su contenido paleontológico, principalmente de fauna planctónica.
- Construcción de columna estratigráfica donde se muestra la información colectada en afloramiento, como espesor de estratos y estructuras sedimentarias primarias. Ahí también se representan espesores reales calculados, ubicación de las muestras que fueron laminadas y analizadas, edades aproximadas y nuevas facies propuestas.

Como se mencionó en la metodología, las láminas de las muestras colectadas se estudiaron usando los criterios de clasificación de Dunham (1962) y Embry y Klovan (1971); luego se utilizó como guía la clasificación de microfácies estándar (SMF) hecha por Flügel (2004), en la que se distinguen 26 facies para el modelo de plataforma bordeada (SMF) y 30 para el modelo de rampa carbonatada (RMF). Es importante mencionar que en este trabajo se optó por el modelo de plataforma bordeada, por considerarlo más pertinente.

Cabe mencionar que los cambios de facies a menudo no coinciden con las variaciones litoestratigráficas y viceversa; que es común que los límites entre las nuevas facies y litofacies propuestas ocurran de manera transicional, que es frecuente que las facies alternen repetitivamente formando ciclos dentro de una litología que macroscópicamente parece homogénea.

4.1 Unidades litoestratigráficas reconocidas

Fue posible integrar las rocas estudiadas en cinco formaciones: Cupido, La Peña, Tamaulipas Superior, Agua Nueva y San Felipe. De acuerdo con la Guía Estratigráfica Internacional, los paquetes de roca en estudio alcanzan la jerarquía de Formación y Miembro. En cuanto al espesor de los estratos se utilizó la clasificación de Boggs (1995). Como se mencionó anteriormente los tipos de textura se determinaron a partir del análisis de microfácies de las muestras colectadas.

En campo se hicieron las siguientes observaciones importantes:

- La base de la Formación Cupido no aflora en el cañón La Boca.
- Cada formación tiene una respuesta diferente a la deformación, con variados estilos de plegamiento, aspecto que en ocasiones ayudó a la distinción de paquetes litológicos.
- No se observan discontinuidades ni interrupciones en la sedimentación, siendo todos los contactos estratigráficos concordantes.
- Existe un contacto estructural importante cerca de la cima de la columna, que repite parte de la cima de la Formación Cupido y la base de la Formación La Peña.
- Las formaciones con mayor acortamiento muestran pliegues buzantes ligeramente recostados, casi todos los limbos buzantes en dirección SW.
- En el cálculo de espesores se obtuvieron cifras mayores a las reales en las formaciones plegadas ya que probablemente los estratos se repiten.

A continuación se describen los paquetes de roca reconocidos y agrupados en este trabajo, de acuerdo con características litológicas, yendo de la más antigua a la más joven. En el apéndice tres se muestra la columna estratigráfica.

4.1.1 Formación Cupido

Se clasifica a este paquete de rocas como parte de la Formación Cupido que por sus características se subdividió en dos miembros. Tiene un espesor total medido de 458 m iniciando desde el centro del anticlinal (Figura 18.1).

4.1.1.1 Miembro Inferior

El miembro inferior presenta una litología monótona, con un espesor medido de 243 m. Hacia la base esta formada por calizas de color gris claro y gris oscuro que intemperizan a gris medio y crema respectivamente, de textura mudstone y wackestone que suelen tener fractura concoidea. En general los estratos no presentan estructura salvo en pocos se observa laminación y textura de budín.

A la base la estratificación es muy gruesa (2.30 a 1 m) y gruesa (90, 40 y 60 cm) a media, presentando abundantes estilolitas abiertas que en ocasiones definen contactos y pseudoestratificación, otras han sido perfectamente cementadas con calcita (Figura 18.2). La bioturbación es común y abundante que se observa como manchones de tonos gris oscuro (Figura 18.3). Alrededor de los 139 metros medidos se encuentran pequeños nódulos de pedernal con 0.5 a 0.8 cm de diámetro, distribuidos aleatoriamente en el estrato.

A partir de los 189 m y hasta la parte alta del miembro, los estratos que presentan nódulos de pedernal negro se hacen más abundantes. Cabe mencionar que los nódulos están alineados con los planos de estratificación y a veces relleno de estilolitas, esto sugiere que los nódulos representan una silicificación diagenética, posterior a la deformación (Figura 18.4).

Sobre los planos de estratificación es común encontrar lajas de calcita con estrías, esto no se considera como indicador de fallas, sino de desplazamientos entre los planos de estratificación creados probablemente durante la formación de la estructura anticlinal.

La cantidad de acortamiento por compresión es relativamente menor en este miembro, ya que presenta pliegues anticlinales y sinclinales muy suaves y de poca amplitud. Cabe mencionar que los echados de las capas van incrementándose gradualmente de cero hasta 65 grados buzando hacia el SW. El fracturamiento es abundante.

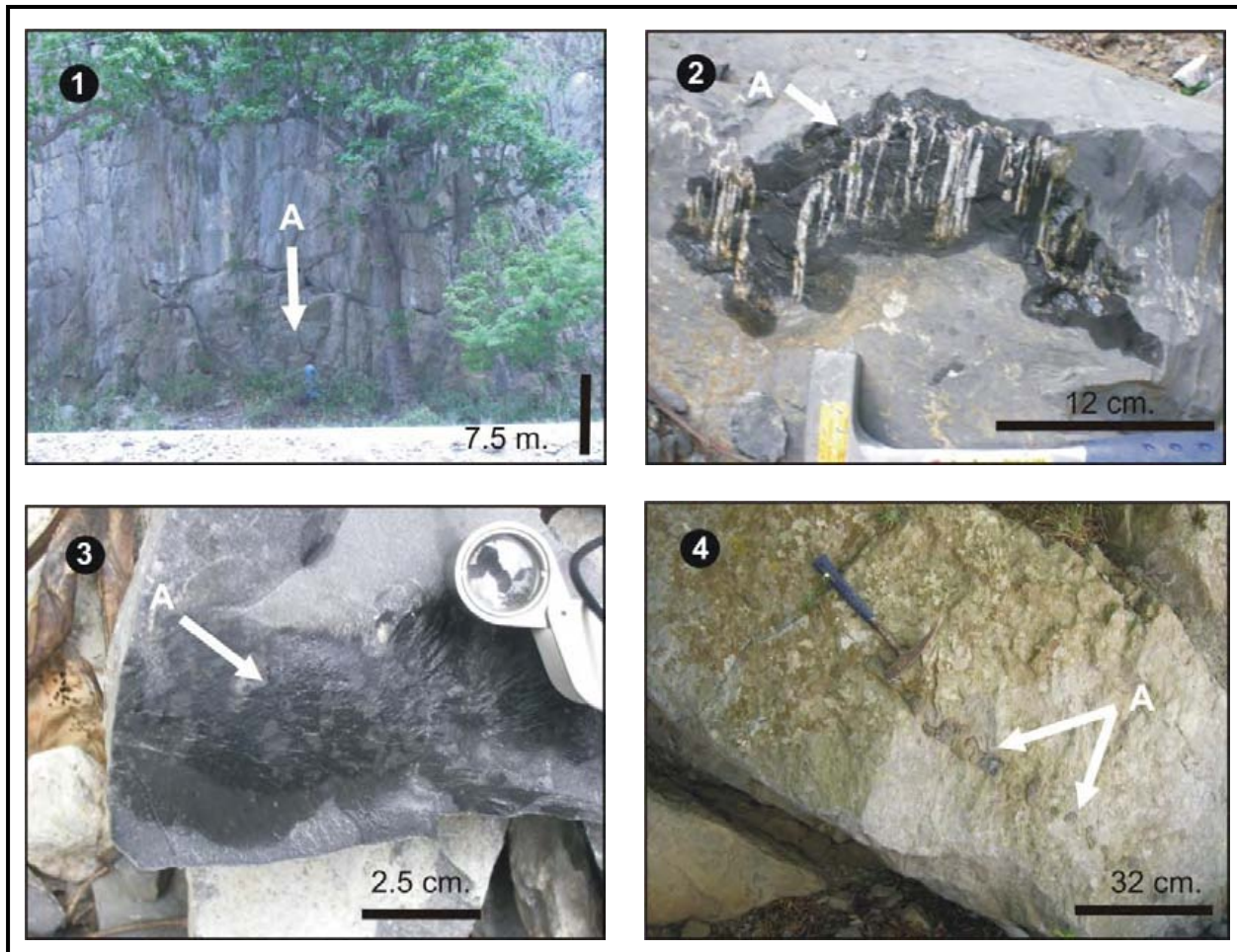


Figura 18. Imágenes de afloramiento de la Formación Cupido, Miembro Inferior.

1. A) Punto de inicio la poligonal abierta; se considera el centro del anticlinal de San Juan Bautista donde se mide un echado de cero grados.

2. A) Estilolitas cementadas con calcita de tipo suturadas y de amplitud grande que se presentan en el interior de los estratos. Las estilolitas son características en esta formación, sobre todo las que se encuentran abiertas y sobrepuestas a los planos de estratificación.

3. A) Bioturbación típica de mudstones y wackestones, que se observa como zonas irregulares de lodo de diferente tonalidad.
4. A) Estratos aparentemente amalgamados donde se observan nódulos de pedernal que se instalan dentro de las estilolitas, es por ello que los nódulos se observan alineados a la estratificación; esto establece una cronología de eventos.

4.1.1.2 Miembro Superior

El miembro superior tiene un espesor aproximado de 215 m y su contacto con el miembro inferior es un cambio de facies transicional identificado por la aparición de texturas packstone. Este miembro consta de calizas color gris claro que intertemperiza al mismo tono en estratos muy gruesos de apariencia masiva. Incluye carbonatos de grano fino intercalados donde se distinguen contactos estilolíticos y que a la cima se hacen más abundantes.

En la base no se observan estratos, es una caliza masiva con nódulos de pedernal alargados ocasionales que se disponen paralelos a la pseudoestratificación. Es común observar importantes concentraciones no lenticulares de microfósiles bien conservados, principalmente rudistas y gasterópodos dispuestos en una fábrica que indica transporte (Figuras 19.1 y 19.2). Entre ellos persiste una matriz de lodo carbonatado y bioclastos de menor tamaño que según su abundancia define texturas floatstone y rudstone. La roca tiene un fracturamiento intenso.

A la parte intermedia se tienen intercalaciones de estratos de wackestones sin microfósiles, con contactos que sufrieron disolución ya que presentan estilolitas, en espesores que en general disminuyen hacia arriba de la columna siendo aún gruesos (Figura 19.3). Dentro de algunos estratos se pueden observar ciclos, un ciclo que tiene texturas que van de grainstones a rudstones y otro que va de wackestones a floatstones/rudstones. En pocas capas se observa alineación de bioclastos (Figura 19.4).

Hacia la cima las texturas grainstone y rudstone son abundantes (Figuras 20.1 y 20.2) y ocasionalmente se intercalan wackestones de color gris oscuro que intertemperizan a gris claro, con abundante bioturbación y contactos afectados por estilolitas. Finalmente, en la parte más alta se presenta una intercalación de wackestones y laminas arcillosas, permitiendo suponer que el contacto de esta formación con la superior es transicional (Figuras 21.1 y 21.2).

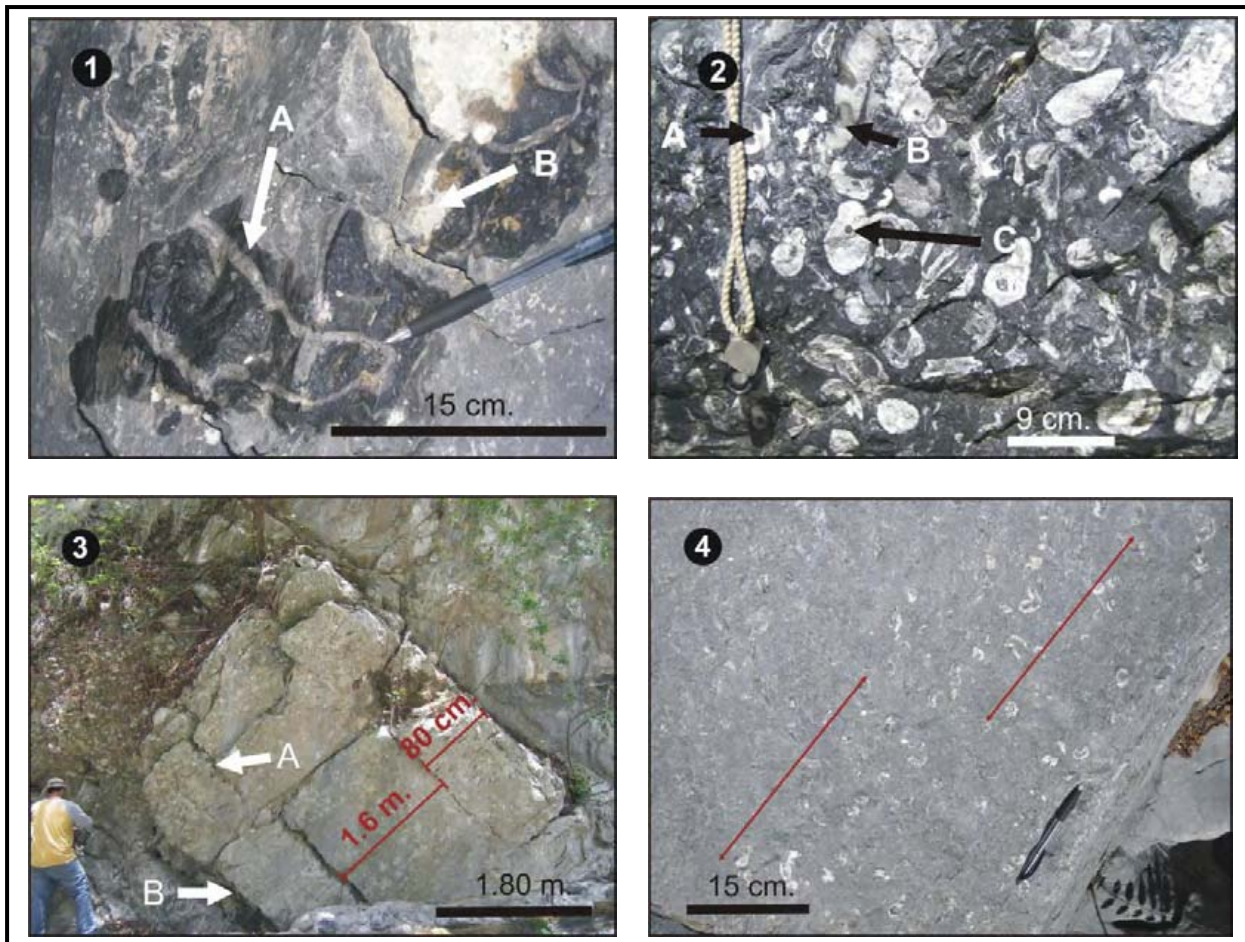


Figura 19. Imágenes de afloramiento de la Formación Cupido Miembro Superior.

1. **A) y B)** Bioclastos grandes, moluscos de gran tamaño embebidos en matriz. Los componentes de esa matriz se observan a simple vista y consta de bioclastos menores. Puede considerarse como floatstone o grainstone de acuerdo con la escala de estudio. También se observan estilolitas con poco desarrollo.

2. **A)** Fragmento de gasterópodo; **B)** Rudista en sección longitudinal; **C)** Rudista en sección transversal. Estrato con textura macroscópica de floatstone y en ocasiones de rudstone. Los bioclastos grandes son principalmente rudistas y en menor proporción gasterópodos. En la matriz se observan bioclastos menores dispuestos en fábrica caótica. En el microscopio se considera como textura grainstone.

3. **A)** Contactos estilolíticos; **B)** Base del estrato donde se exhiben estilolitas intemperizadas. Cabe mencionar que éstas pueden confundirse con estratificación ondulosa. Se muestra espesores de estratos típicos de la Formación Cupido.

4. Floatstones con fragmentos de rudistas alineados. Los estratos con este arreglo son escasos dentro de la columna. Las líneas muestran la dirección de la lineación.

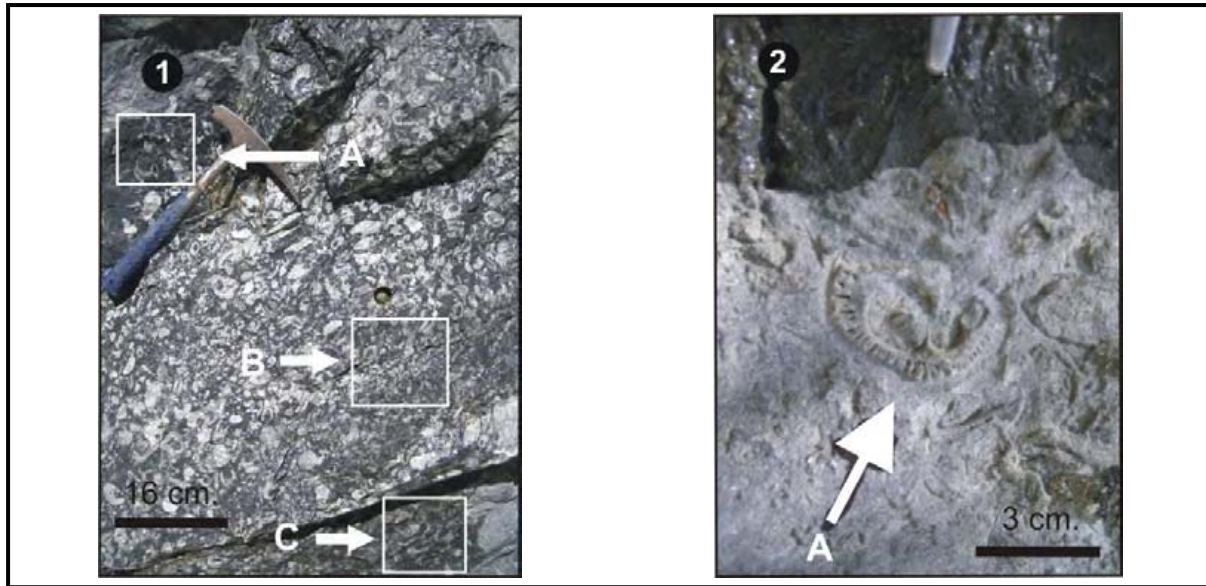


Figura 20. Texturas que se presentan en la parte alta de la Formación Cupido Miembro Superior.

1. **A)** y **C)**. Textura floatstone, **B)** Textura rudstone. Estrato con acumulación de bioclastos dispuestos en fábrica caótica, principalmente rudistas y gasterópodos muy bien conservados.
2. Rudstone de rudistas y otros bioclastos. **A)** El rudista conserva y exhibe su estructura interna.

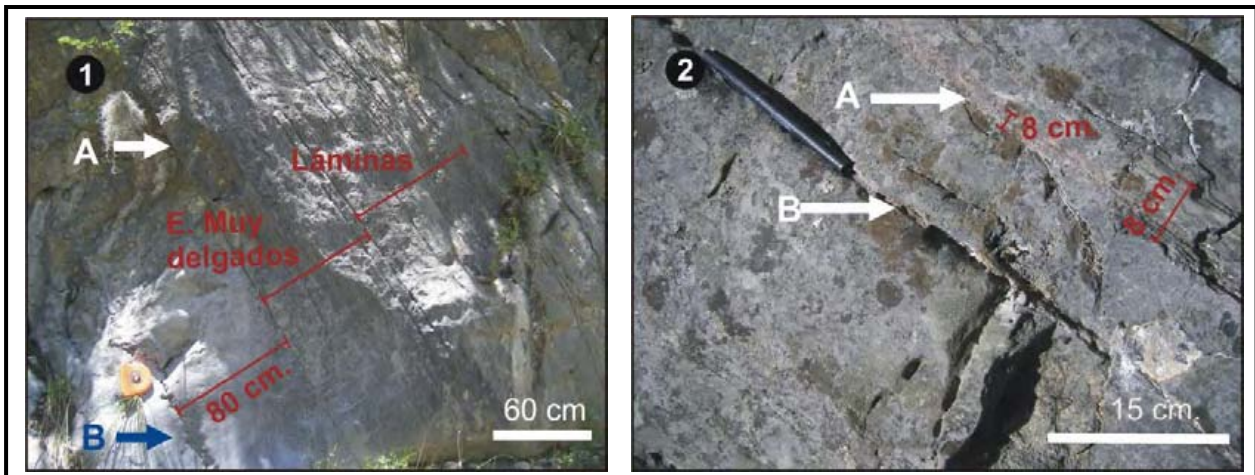


Figura 21. Imágenes de afloramiento de la zona de transición entre las formaciones Cupido y La Peña.

1. **A)** Inicio de una zona de transición entre las facies de las Formaciones Cupido y La Peña, contactos rectos y laminación, **B)** Contactos estilolíticos. Se muestra un cambio repentino en el espesor de los estratos, a la izquierda estratos medios a gruesos sin estructura, al centro estratos muy delgados que presentan laminación, a la derecha laminación.
2. **A)** Estrato delgado de caliza laminada de tonalidad rojiza que muestra estratificación cruzada de muy bajo ángulo, apenas perceptible; **B)** Lámina arcillosa intercalada. Esta litología se hace mas frecuente conforme se asciende estratigráficamente.

4.1.2 Formación La Peña

De acuerdo con sus características litológicas al siguiente paquete estratigráfico se le considera como parte de la Formación La Peña. Aunque su contacto inferior se estima transicional se marcó este límite a partir de un cambio notable de espesor en los estratos (Figura 21.1). Esta formación tiene un espesor total medido de 44 m.

Cabe mencionar que esta unidad está cubierta en el cañón La Boca, sin embargo aflora muy bien en un cañón paralelo “El cañoncito”. Gracias a la presencia de horizontes índice pudo realizarse la correlación entre ambos cañones, y construir la columna compuesta.

La Formación La Peña consta de calizas wackestone y mudstone de color gris medio que intemperizan a gris claro, con intercalaciones de láminas de caliza arcillosa y lutita calcárea. Los estratos en la base son delgados con laminaciones y en ocasiones con ondulaciones simulando una estratificación cruzada de muy bajo ángulo (Figura 21.2). Cabe mencionar que dentro de los estratos se encontraron trazas de cefalópodos (Figura 22.1), en general las superficies de los estratos son planas. Conforme se asciende estratigráficamente, la intercalación de calizas arcillosas y de pedernal negro aumenta. A la cima se observan wackestones de color gris claro que intemperiza a gris oscuro con nódulos de pedernal negro. Aunque a la cima ésta litología es monótona, se encontró un estrato de grainstone de espesor grueso con nódulos de pedernal dentro de este paquete, que probablemente representó un remanente de las condiciones ambientales en las que se depositó el Miembro Superior de la Formación Cupido. La Formación La Peña subyace con contacto transicional a la Formación Tamaulipas Superior.

Esta formación muestra pliegues apretados a diferencia de la formación que la subyace, probablemente debido a un cambio de competencia, ya que presenta menores espesores en los estratos, y la presencia de lutitas (Figura 23).

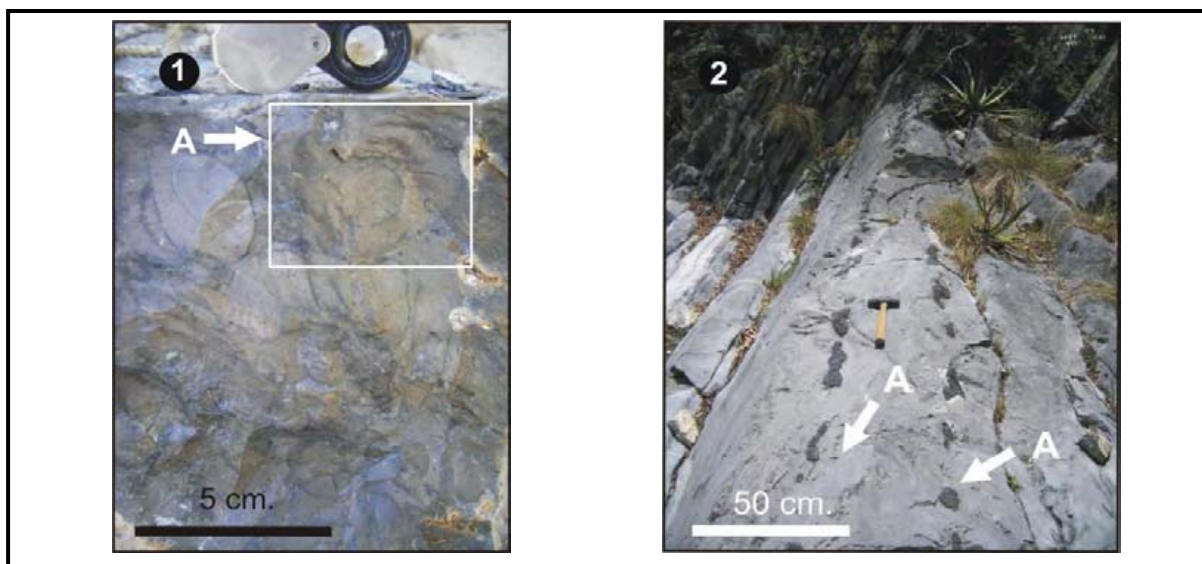


Figura 22. Imágenes de afloramiento de la Formación La Peña.

1. **A)** Floatstone donde se nota la traza de un organismo ammonoideo.
2. **A)** Nódulos de pedernal negro alineados con la estratificación que se encuentran dentro de wackestones.



Figura 23. Estilo particular de plegamiento de la Formación La Peña, el limbo izquierdo buza al NE y el derecho al SW, el eje del pliegue buza al NW.

4.1.3 Formación Tamaulipas Superior

Sobreyaciendo a la Formación La Peña se encuentra un paquete de litologías rítmicas que por sus características pueden considerarse como la Formación Tamaulipas Superior, con un espesor medido de aproximadamente 201 m.

La Formación Tamaulipas Superior presenta calizas de textura wackestone y mudstone de color gris claro y gris oscuro que intemperizan a gris medio, también calizas arcillosas laminares de apariencia lajeada y lutitas calcáreas negras que intemperizan a pardo. Todas las superficies de estratificación son rectas.

Cabe mencionar, que en general, no hay un cambio muy notorio entre esta formación y la que subyace. Es notorio a los 561 a 566 m de la sección medida (ver apéndice tres) la presencia de un paquete de 5.20 metros de caliza arcillosa a marga, de color pardo grisáceo que intemperiza a gris medio, de estructura friable (Figura 24.1). Dicho paquete tiene intercalaciones lenticulares de calizas de grano fino en estratos de espesor máximo de 40 cm (Figura 24.2). Este horizonte puede ser fácilmente confundido con el miembro arcilloso de la Formación La Peña, sin embargo no presenta su fauna tan característica. Este aspecto se discute más a detalle en el análisis de microfacies.

Las calizas y calizas arcillosas son de estratificación media a delgada con superficies satinadas; las lutitas van de delgadas a muy delgadas (Figura 24.3). Hacia la base y ocasionalmente hacia la parte intermedia se pueden observar nódulos de pedernal negro.

No presenta fauna macroscópica, sólo a la base hay escasos fósiles de bivalvos, tampoco presenta estructuras sedimentarias importantes salvo laminación, siendo una formación muy monótona (Figura 24.4) que sutilmente aumenta su contenido arcilloso hacia la cima.

Para este paquete es característica la ocurrencia de pliegues chevron con flancos rectos bien definidos, probablemente por el poco grosor de los estratos (Figura 24.4). Ésta formación cambia transicionalmente hacia arriba a la Formación Agua Nueva.

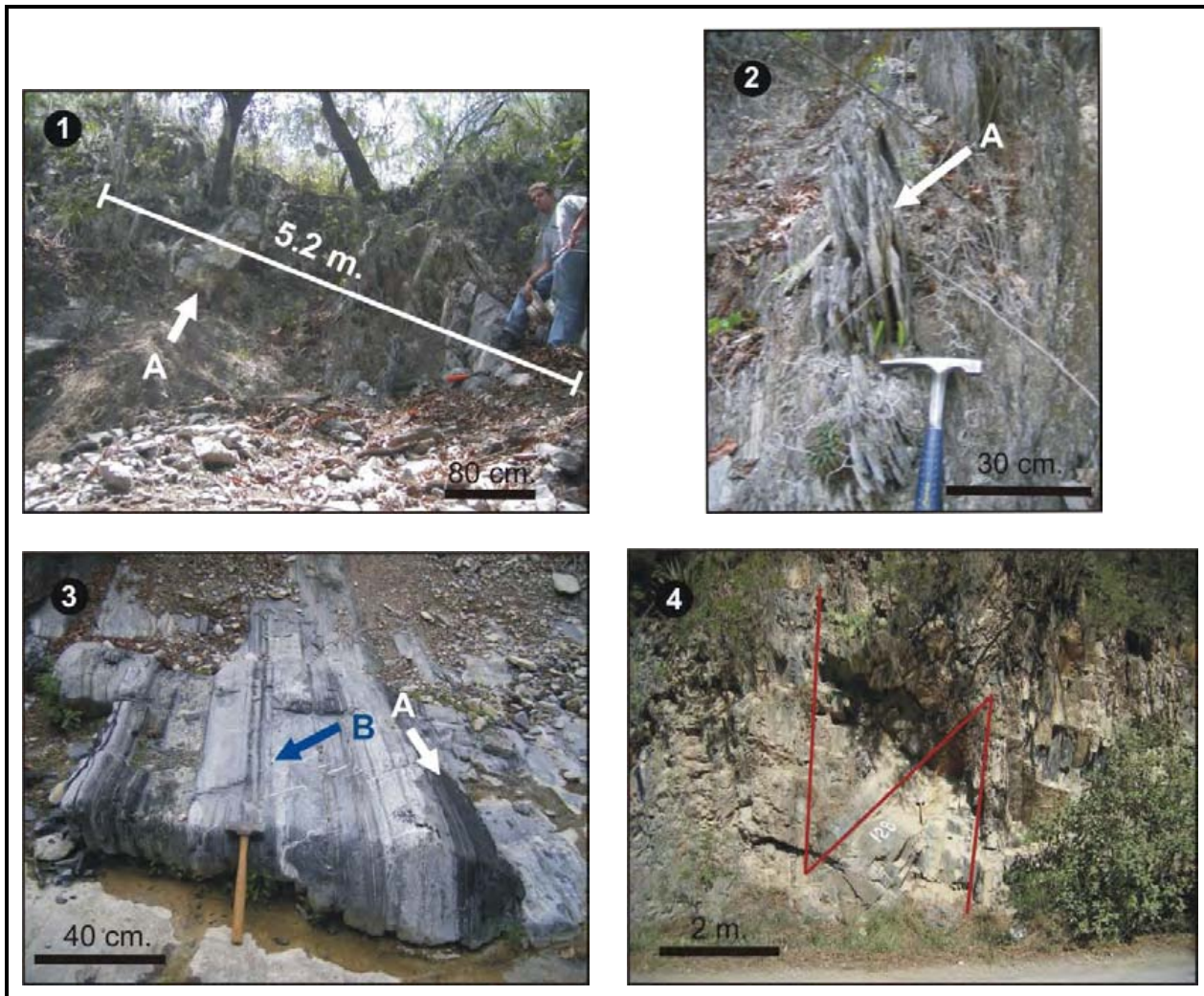


Figura 24. Imágenes de afloramiento de la Formación Tamaulipas Superior.

1. **A)** Lente de caliza dentro de nivel margoso o calcáreo arcilloso de la Formación Tamaulipas Superior. Tiene un espesor de 5.2 m. Por su litología puede confundirse con el Miembro Superior de la Formación La Peña.
2. **A)** Color de la roca, pardo grisáceo al fresco que intemperiza a gris medio. Nivel margoso de la Formación Tamaulipas Superior, muestra friabilidad dado su contenido de arcilla.
3. **A)** Intercalaciones de calizas arcillosas negras laminadas con abundante materia orgánica. Estas litologías tienen un característico aspecto lajeado; **B)** Caliza con menor contenido de

4.1.4 Formación Agua Nueva

Sobreyaciendo a la Formación Tamaulipas Superior se encuentra un paquete de características monótonas con un espesor medido de 154 m, el cual puede considerarse como la Formación Agua Nueva. En general esta unidad es más arcillosa que la formación que sobryace pues consta de calizas arcillosas y lutitas calcáreas de color gris claro que intemperizan a pardo claro,

las calizas puras se encuentran en menor cantidad (Figura 25.1). El lavado de los horizontes arcillosos es el que da el color pardo característico a esta formación (Figura 25.2).

A la base se pueden encontrar escasos estratos de lutitas negras de color gris oscuro que intemperizan a gris claro en espesores medios a gruesos. Hacia la cima los horizontes arcillosos se incrementan en frecuencia y grosor alcanzando hasta 40 cm.

Como características notorias de la Formación Agua Nueva destacan planos de estratificación rectos (Figura 25.2), ausencia de macrofauna, estructuras sedimentarias como bioturbación en las calizas y laminaciones en las calizas arcillosas.

Esta formación presenta pliegues cerrados a semiabiertos que de la base a la cima se hacen menos apretados (Figura 25.3). Su contacto superior con la Formación San Felipe es transicional.

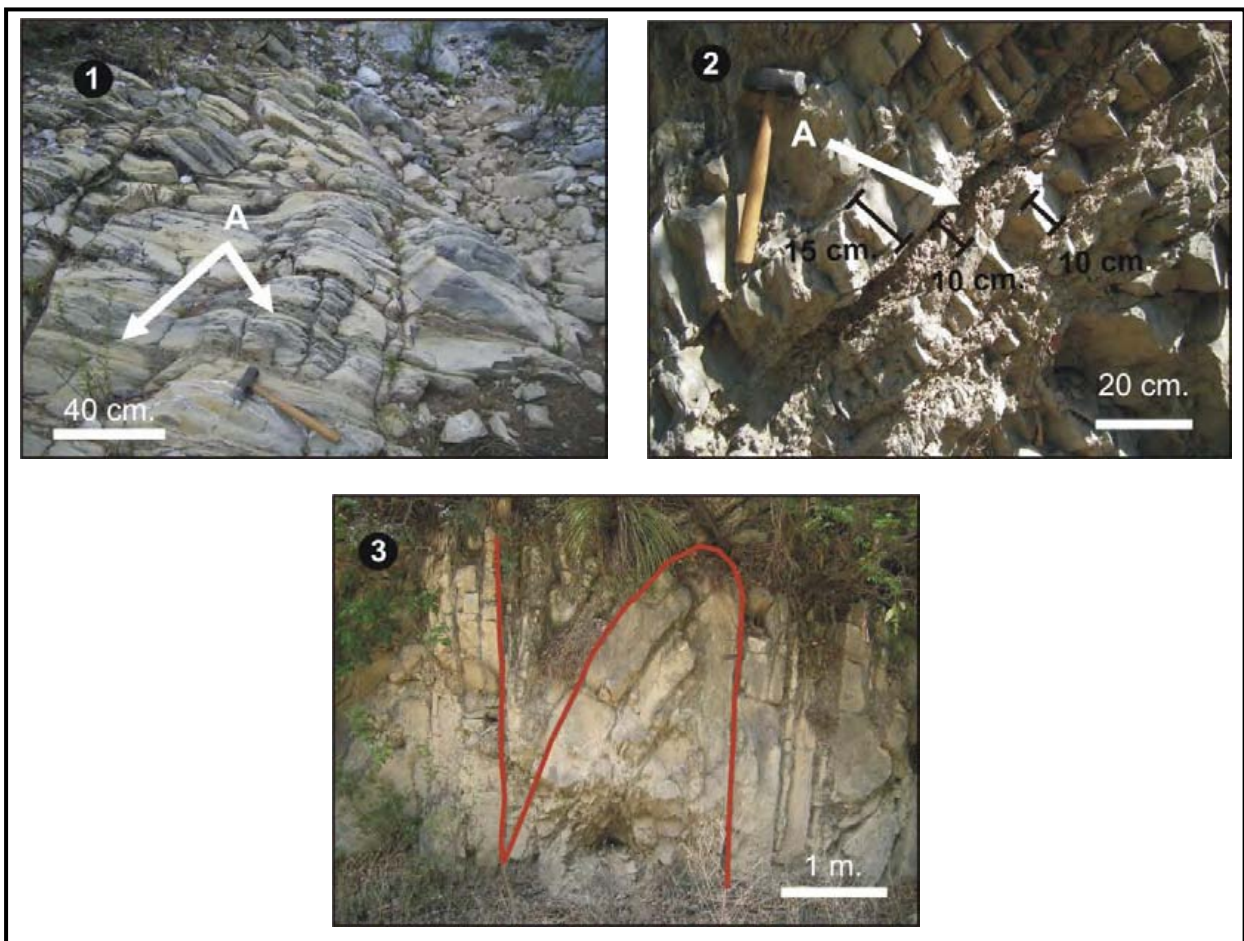


Figura 25. Imágenes de afloramiento de la Formación Agua Nueva.

1. A) Horizontes intercalados de caliza wackestone y mudstone alternadas con calizas arcillosas, predominantemente de color gris claro que intemperiza a pardo claro.
2. A) Se muestra un horizonte arcilloso, litología abundante en la Formación Agua Nueva. Se muestran espesores de estratos, y alternancias de calizas arcillosas con lutitas calcáreas, con

contactos rectos. El lavado de los horizontes arcillosos da la tonalidad pardo claro, típica de esta formación.

3. Estilo de deformación con pliegues apretados recostados hacia el NE, la mayoría de sus limbos buzcan al SW o tienden a la vertical, los ejes de los pliegue buzcan al NW.

4.1.5 Formación San Felipe

Hacia la parte superior de la sección medida se encuentra un paquete, que por sus características litológicas puede considerarse como la Formación San Felipe, con un espesor medido de 208 m. Consta de calizas puras, calizas arcillosas y lutitas calcáreas.

Respecto a la formación que sobryace es característico un cambio en el color de las calizas puras, siendo de color gris medio que intemperizan a gris azulado y gris verdoso (Figura 26.1 y 26.2). Se encuentran también calizas laminadas arcillosas color negro con superficies satinadas que intemperizan a pardo verdoso y lutitas calcáreas.

A la base se pueden encontrar pequeños fragmentos de madera fósil y a la cima en escasos horizontes se pueden ubicar pequeños nódulos de pedernal paralelo a la estratificación. Por lo demás es una formación con litologías rítmicas en estratos de espesores medios a delgados con contactos rectos (Figura 26.1).

Se considera que la cantidad de terrígenos finos en esta formación es mayor que en la unidad que le subyace, aunque los estratos de lutita calcárea disminuyen, los de caliza arcillosa aumentan. En el reconocimiento estratigráfico de esta unidad no se observaron pliegues, únicamente un echado constante.

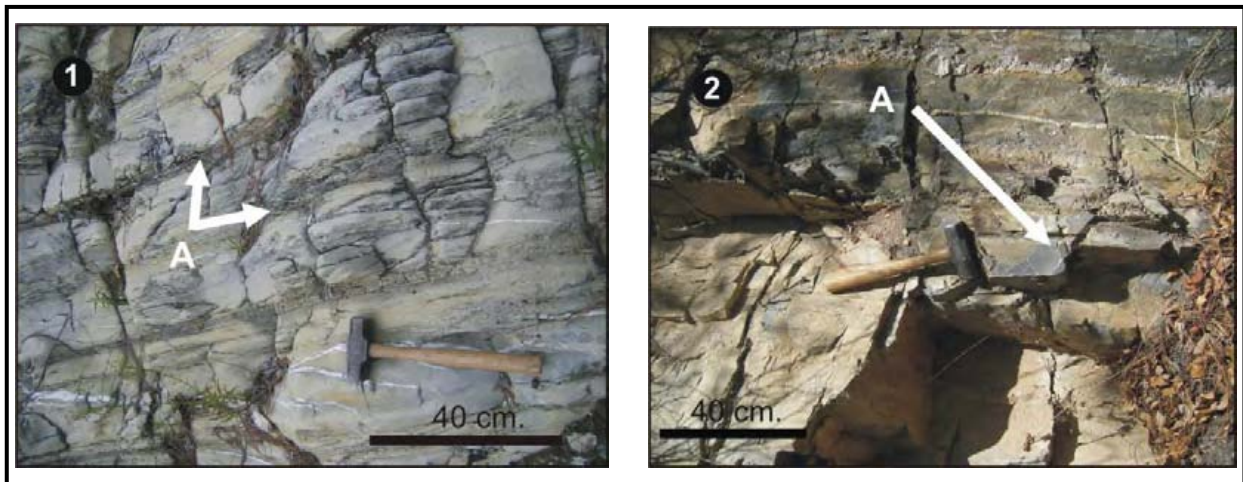


Figura 26. Imágenes de afloramiento de la Formación San Felipe.

1. A) Color de intemperismo gris azulado y gris verdoso típico de la Formación San Felipe, se distingue de la que sobryace por su color característico de intemperismo.
2. B) Muestra el color al fresco y de intemperismo, gris claro y gris verdoso respectivamente.

4.2 Distribución litológica

Como ya se ha mencionado, la sección medida en cañón La Boca comienza en donde se consideró que se ubica el núcleo del anticlinal de San Juan Bautista, donde el echado de los estratos es igual a cero, la sección termina a la entrada del poblado de San Isidro (Figura 27).

La dirección en la que se construyó la sección dispone a las formaciones de la más antigua (Formación Cupido) a la más reciente (Formación San Felipe) (Figura 27). Se debe considerar que a partir de la Formación La Peña y hasta la Formación San Felipe los estratos se encuentran plegados, por lo que su espesor real puede ser menor al calculado. Hacia la parte final de la sección, se encontró una cabalgadura que la cruza. Su presencia se describirá en el siguiente apartado.

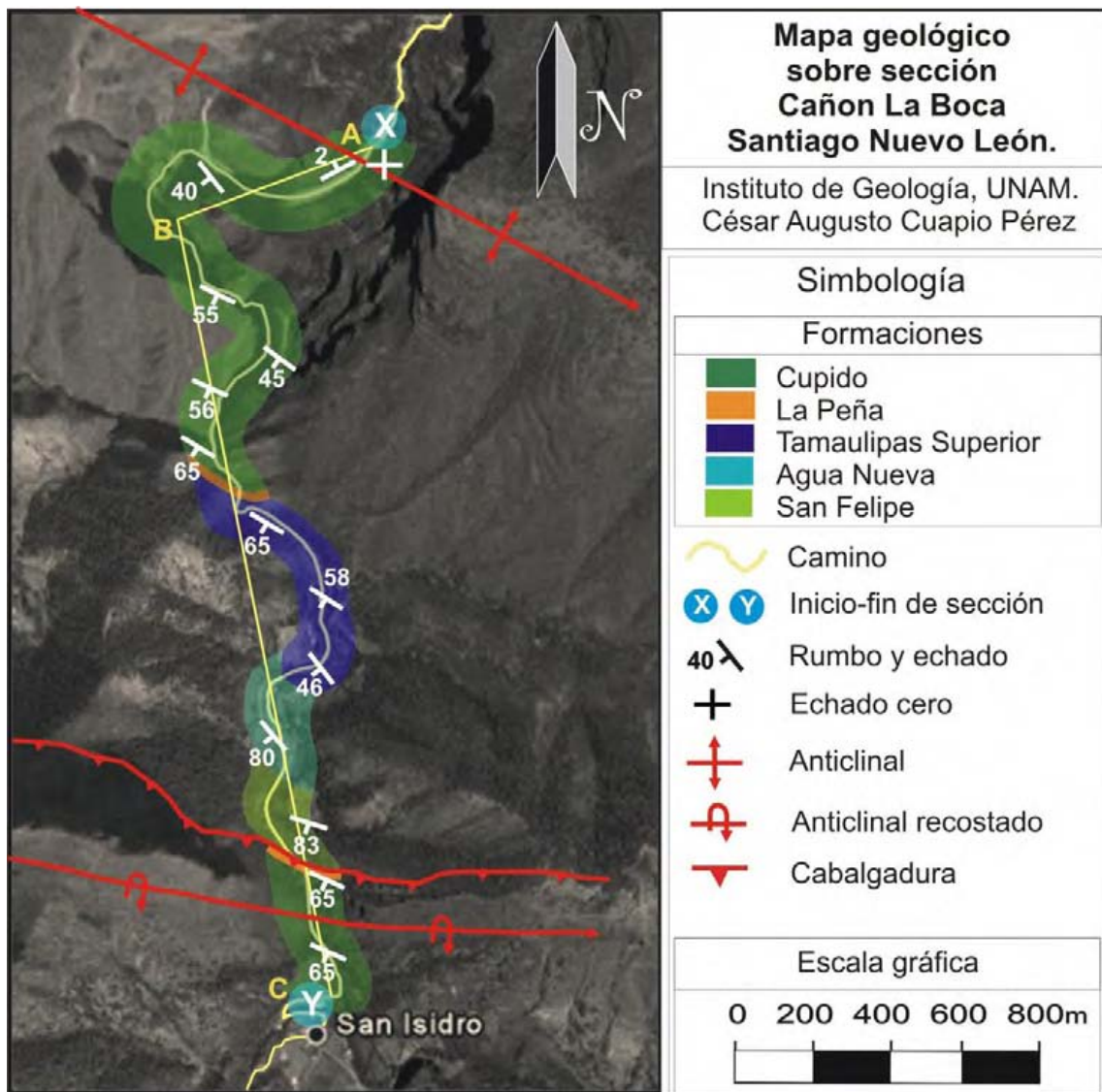


Figura 27. Mapa Geológico de la sección estudiada en el Cañon La Boca. A, B y C, pertenecen a los vértices de la sección.

4.3 Aspectos estructurales generales

En el mapa geológico se muestra que es principalmente la estructura anticlinal la que dispone a las formaciones. Esta estructura tiene una orientación NW-SE, y su eje buza hacia el NW. En general dicho anticlinal es ligeramente asimétrico siendo su flanco norte el que tiene mayor inclinación. De acuerdo con la dirección de su eje se puede deducir que el esfuerzo principal se transmitió en dirección SW-NE y fue de tipo compresivo.

Como se mencionó en cada una de las descripciones de cada formación, todas respondieron de manera particular a los esfuerzos de deformación, esto se considera una consecuencia de sus variaciones litológicas y por lo tanto de su competencia.

La Formación Cupido constituye el centro de la estructura. Esta formación muestra fuertes evidencias de disolución por presión. Sin embargo, dada la alta competencia de sus rocas resulta sencillo observar la continuidad de sus estratos, los cuales en promedio conservan un rumbo NW-SE con echados al SW que van desde cero al inicio de la sección, hasta 60° en su contacto con la Formación La Peña. Esta formación tiene fracturamiento abundante.

Las formaciones más recientes muestran deformación intensa, presentando varias series de anticlinales y sinclinales cuyos ejes están orientados en dirección NW-SE buzando al NW. Sin embargo a diferencia del núcleo de la estructura aquí se observan recostados en dirección NE.

Hacia el techo de la sección medida se encontraron litofacies que pueden ser correlacionables con las que se observaron en el centro del anticlinal. Esto implica una repetición de estratos por la presencia de una estructura de cabalgadura que sobrepone rocas del Cretácico Inferior (formaciones La Peña y Cupido) sobre rocas del Cretácico Superior (Formación San Felipe) (Figuras 27 y 28).

Geomorfológicamente esta estructura es denotada por un peñasco que sobresale en el paisaje debido a la conocida competencia de la Formación Cupido con respecto a las demás formaciones. En ésta prominencia es posible observar burdamente la actitud de los estratos y ahí se pudo inferir que este peñasco corresponde al flanco inferior de un anticlinal recostado cuyo limbo superior ha sido ya erosionado mostrando una topografía inversa más hacia el sur (Figura 28).

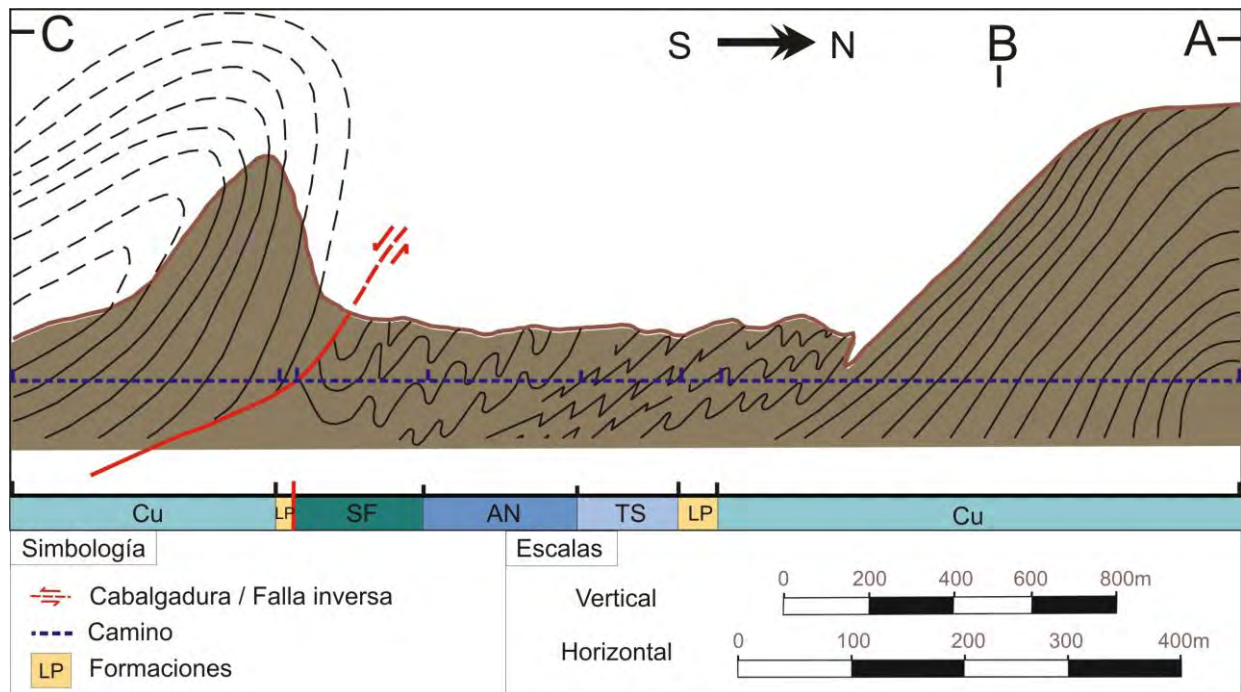
Se propone la presencia de una cabalgadura que cruza la sección de estudio, su importancia para este trabajo estriba en que las litologías y las facies que se encuentren al inicio de la sección se encontrarán nuevamente al final de ésta (Figuras 27 y 28).

Esta estructura define una geoforma alargada de la Formación Cupido, la cual consiste en un lineamiento con dirección WNW-ESE que es claramente visible en fotografías aéreas (Figura 27).

Cabe mencionar que en el Cañón la Boca este contacto estructural se encuentra cubierto, por lo que se buscó sustentar su presencia estableciendo correlaciones litológicas, cronológicas y de facies.

El análisis estructural de este elemento escapa a los objetivos de éste trabajo. La zona donde se localiza esta cabalgadura se ubicó imprecisamente entre los 1010 y 1065 metros dentro de la columna estratigráfica medida, sin lograr medir su rumbo o echado *in situ*.

Con base en lo anterior se propone la siguiente sección:



4.4 Estratigrafía de microfácies

El reconocimiento litoestratigráfico de la sección anterior tuvo como propósito complementar al estudio de las microfácies. Se encontró que gran cantidad de láminas delgadas exhiben texturas y composiciones híbridas que no permitieron clasificarlas estrictamente en una sola microfácies.

Para establecer microfácies y asociaciones de microfácies se analizó cualitativamente las variaciones en los contenidos de aloquímicos en las mismas. En este trabajo se consideró que los términos abundante, común, escaso y traza, resultan suficientes y adecuados para describir dichas variaciones. Esto permitió asignar a cada una de las microfácies descritas paleoambientes y paleoprofundidades.

Dados los resultados que se obtuvieron a partir de la lectura de las láminas delgadas se consideró pertinente que para la interpretación paleoambiental se usara como guía el modelo de plataforma bordeada y no el de rampa carbonatada. El empleo de este modelo no implica que la paleo plataforma del área de estudio deba incluir un borde arrecifal orgánico o inorgánico.

Las facies reconocidas fueron nombradas de acuerdo con la ubicación, la edad y un orden progresivo, por ejemplo; LBK nueve (La Boca, Cretácico, nueve).

4.4.1 Asociación de microfácies LBK uno

Se define por la asociación de microfácies de wackestone, mudstone y ocasionalmente de packstones asociadas a bioturbación y gradación. Como aspectos generales se observan procesos de esparitización de la matriz (Figura 29.1) y de micritización observable sobre todo en vetillas previamente cementadas. Se observa la presencia de extraclastos de cuarzo en cantidades traza y la disolución parcial de la matriz en la que se tienen incipientes precipitaciones de sílice, también microestilolitas cementadas y abiertas.

Estas microfácies son:

Microfácies de wackestone que presenta principalmente fragmentos de conchas de moluscos mal conservados y pequeños, son frecuentes los pellets y los fragmentos de crinoides, son comunes las radiolas de equinodermo (Figura 29.2) y los foraminíferos bentónicos seriales y espirales, son escasos los fragmentos de esponja y de coral (Figuras 29.1 y 29.2). En general el contenido bioclástico es bajo.

Esta microfácies muestra bioturbación abundante, en la que es común encontrar concentraciones de pellets y otros bioclastos dispuestos en fábrica caótica.

Microfácies de mudstones que presenta bioclastos muy fragmentados y mal conservados. Son abundantes las conchas de moluscos muy redondeados, de corales, ostrácodos y radiolas de equinodermo (Figura 30.1), comunes a escasos los foraminíferos bentónicos seriales y espirales con envolturas micríticas, son escasos los fragmentos de coral y esponja. Estas microfácies muestran abundante bioturbación y oxidación asociada a zonas disueltas en la matriz y a minerales opacos.

La matriz es en general homogénea aunque en algunas regiones esta esparitizando formando parches.

Microfacies de packstones que presenta un contenido bioclástico esencialmente igual que las microfacies anteriores, sin embargo, en esta son de mayor tamaño y se encuentran mejor conservados. Son abundantes los intraclastos, pellets y fragmentos de molusco, son comunes los foraminíferos bentónicos y escasas las radiolas de equinodermo. La ocurrencia de esta textura puede asociarse a bioturbación o a gradación (Figura 30.2).

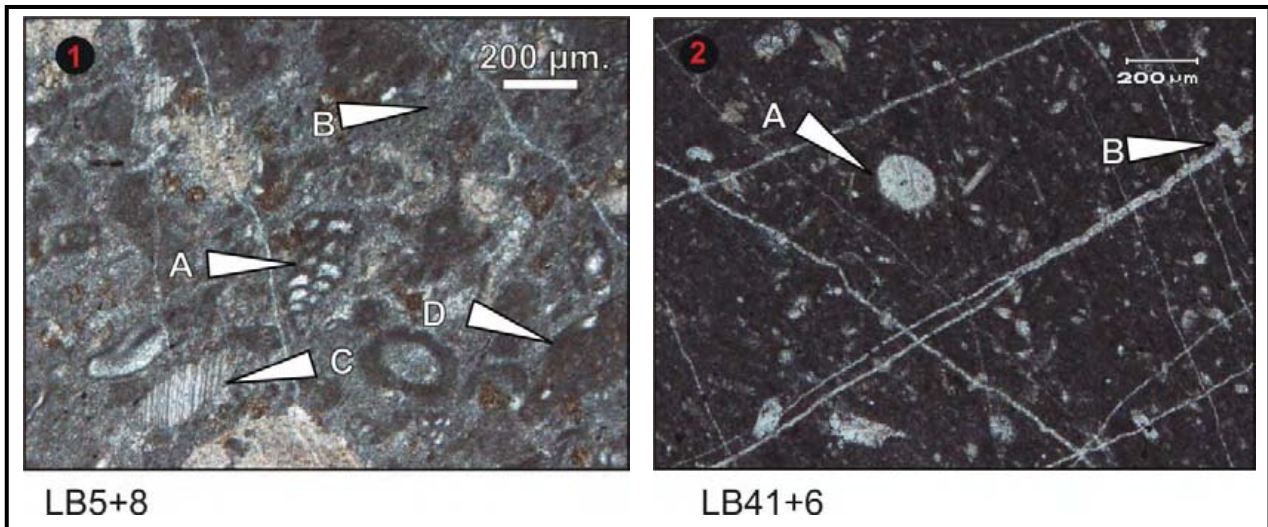


Figura 29. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK uno. En cada imagen se muestra la clave de la lámina delgada de la cual provienen.

1. A) Foraminífero bentónico biserial; **B)** Matriz de micrita original que está esparitizando; **C)** Fragmento de concha de molusco redondeada; **D)** Intraclasto. Tomada de LB5+8: Wackestone bioturbado con pellets e intraclastos pequeños abundantes; foraminíferos bentónicos, fragmentos de molusco y ostrácodos escasos; y fragmentos de coral traza. En algunas zonas la matriz está esparitizando. (Formación Cupido).

2. A) Radiola de equinodermo; **B)** Fragmento de molusco. Tomada de LB41+6: Wackestone en el cual los principales componentes son fragmentos de moluscos mal conservados y pequeños, ocasionalmente se observan foraminíferos bentónicos. La matriz esta esparitizando y es atravesada por abundantes vetillas. (Formación Cupido).

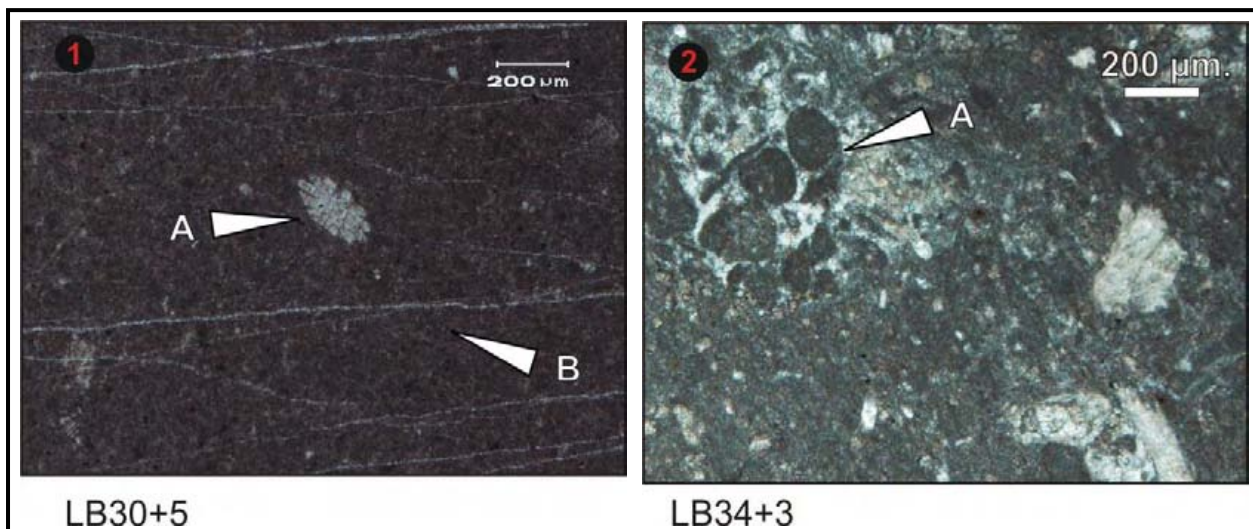


Figura 30. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK uno. En cada imagen se muestra la clave de la lámina delgada de la cual provienen.

1. **A)** Radiola de equinodermo; **B)** Matriz en proceso de esparitización. Tomada de LB30 +5: Mudstone en el cual los organismos más frecuentes son los foraminíferos bentónicos y los fragmentos de moluscos, en cantidades traza se observan radiolas de equinodermo. Muestra una matriz uniforme que no esparitiza y que tiene vetillas muy finas. (Formación Cupido).
2. **A)** Acumulación de intraclastos pequeños. Tomada de LB34+3: Packstone a wackestone de bioclastos con fragmentos de moluscos grandes y pequeños, además de pellets abundantes. Ocasionalmente también se encuentran intraclastos con fragmentos de moluscos y pellets sostenidos por micrita. Presenta bioturbación (Formación Cupido).

4.4.2. Asociación de microfacies LBK dos

Se define por la asociación de microfacies de packstones y grainstones. En ambas texturas el contenido aloquímico es igual y en las mismas proporciones, sin embargo como característica distintiva para los grainstones se tiene que están cementados por microesparita (Figura 31.1), de lo que se deduce que provienen de la esparitización de la matriz de packstones originales. Es común encontrar combinaciones entre estas texturas en una sola lámina, presentando matriz y cementante (ortoesparita, microesparita y pseudoesparita).

En general es notorio que la bioturbación es abundante, que los aloquímicos son pequeños y que están acomodados caóticamente (Figura 31.1). Dado que la diferencia entre estas microfacies solo es el cementante se describirán en conjunto.

En estas microfacies son abundantes los pellets, peloides, cortoides y fragmentos de molusco, son de comunes a escasos los fragmentos de crinoides, intraclastos, radiolas de equinodermos, corales y moluscos grandes completos, en cantidades traza se observan ooides y foraminíferos bentónicos espirales y seriales (Figuras 31.1, 31.2). La mayoría de los bioclastos se encuentran

fragmentados y redondeados con envolturas micríticas. Los fragmentos de conchas de molusco grandes son escasos y carecen de envoltura micrítica.

Los intraclastos están mayoritariamente compuestos por micrita con una textura similar a aquellos de la microfacies LBK uno, pero hay otros que están formados de cemento esparítico, y otros que contienen en su núcleo fragmentos grandes de molusco. Cabe mencionar que en ocasiones fue difícil distinguir entre intraclastos pequeños micritizados o peloides, pues tienen apariencia similar (Figuras 32.1 y 32.2).

Se observan varias familias de estilolitas, unas de tipo sencillas sin cementación, otras en forma de enjambre de baja amplitud con relleno de materia orgánica (en menor cantidad). Además se observan varios eventos de fracturamiento y disolución. Algunas muestras tienen micritización.

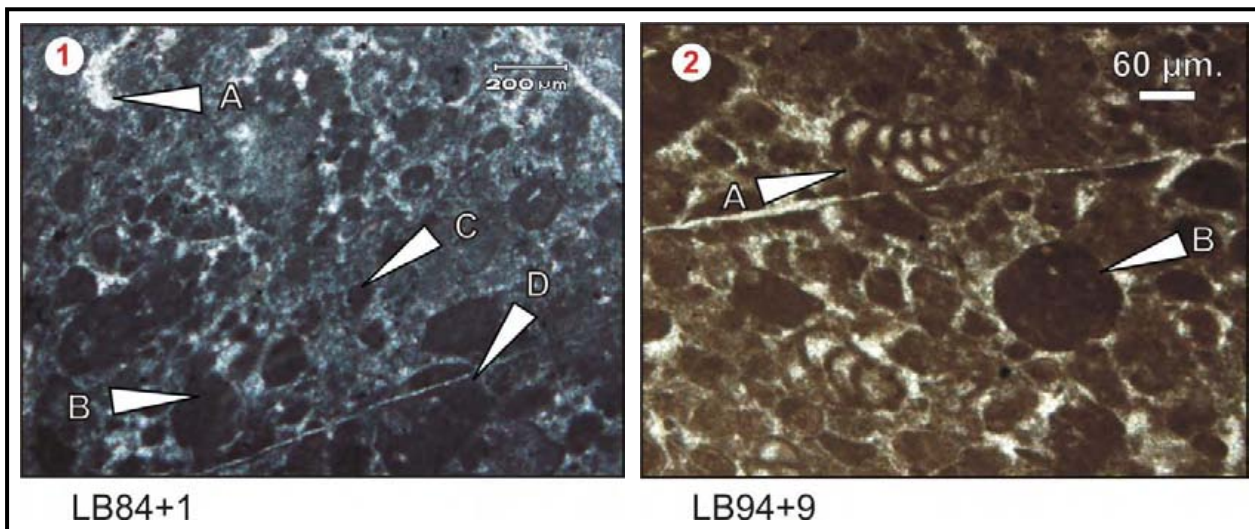


Figura 31. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK dos. En cada imagen se muestra la clave de la lámina delgada de la cual provienen.

1. A) Cemento de microesparita que esta pasando a pseudoesparita; **B)** Intraclasto pequeño micritizado o peloide; **C)** Pellet; **D)** Intraclasto micritizado o peloide. Tomada de LB84+1: Grainstone de pellets; son comunes los foraminíferos bentónicos; son escasos los fragmentos de molusco y los intraclastos. Los bioclastos tienen envoltura micrítica siendo del tipo cortoides. Muestra estilolitas rellenas con materia orgánica y cemento de microesparita. Originalmente tuvo una textura packstone. (Formación Cupido).

2. A) Foraminífero bentónico biserial; **B)** Intraclasto pequeño micritizado. Tomada de LB94 +9: (la descripción es la misma del párrafo anterior) (Formación Cupido).

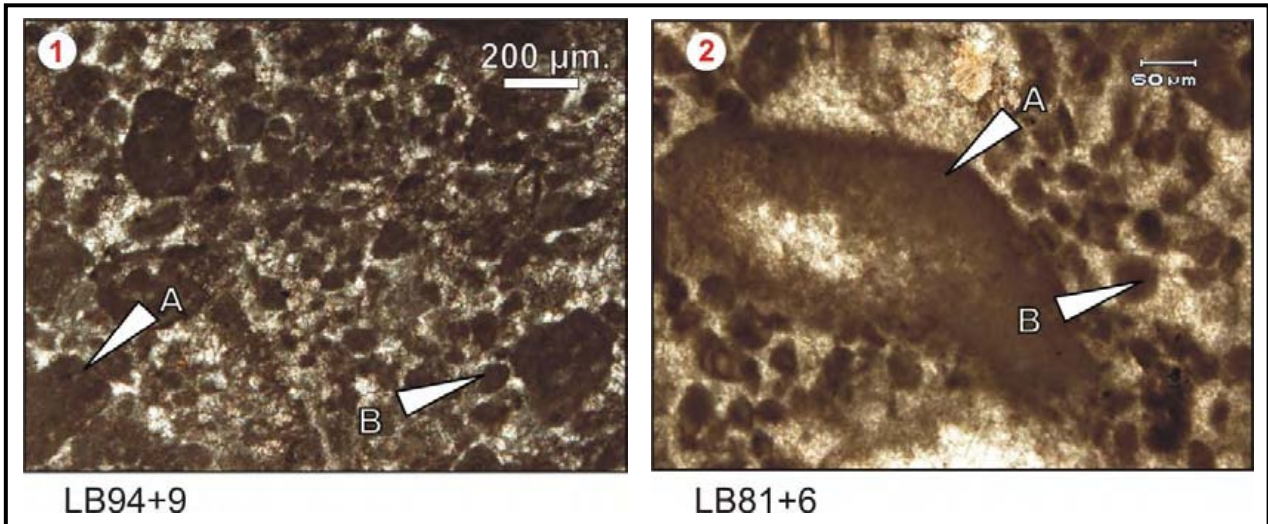


Figura 32. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK dos. En cada imagen se muestra la clave de la lámina delgada de la cual provienen.

1. A) Intraclasto; **B)** Pellet. Tomada de LB94+9: Packstone a grainstone de pellets, con intraclastos y foraminíferos bentónicos comunes. Esta lámina muestra zonas de textura packstone, grainstone y hasta wackestone. (Formación Cupido).

2. A) Fragmento de concha de molusco con micritización que va del borde al centro; **B)** Pellets con borde difusos. Tomada de LB81+6: Grainstone de pellets abundantes; son frecuentes los fragmentos de moluscos; escasos los fragmentos de algas y foraminíferos bentónicos; todos con envolturas micríticas. Se observan formas que pueden confundirse, los intraclastos pequeños que han sido micritizados pueden simular peloides. Aloquímicos cementados con microesparita. Originalmente tuvo una textura packstone. (Formación Cupido).

4.4.3 Asociación de microfacies LBK tres

Se define por una microfacies de grainstones donde el cementante no es producto de una esparitización de micrita, sino de ortoesparita (Figura 33.1). En cuanto a la variedad y proporciones del contenido bioclástico son similares a la asociación de microfacies LBK dos, sin embargo los bioclastos son más grandes (Figuras 33.1 y 33.2).

Esta microfacies presenta bioclastos mal seleccionados y acomodados en fábrica caótica, existiendo un mayor espaciamiento entre bioclastos que en LBK dos. Sus principales componentes son granos envueltos, del tipo cortoides, que en ocasiones suelen estar completamente micritizados. Se distinguen también pellets e intraclastos en abundancia; son comunes los fragmentos de moluscos y de crinoides; son raros los foraminíferos bentónicos seriales y espirales; trazas los fragmentos de corales, de briozoarios y de algas (Figuras 33.1, 33.2, 34.1 y 34.2). En este caso la mayoría de los intraclastos tienen rellenos de bioclastos sostenidos en lodo calcáreo.

Hay bioclastos grandes de moluscos de tamaño mayor a 2 mm pero dado que son escasos no se les puede considerar como una microfacies de rudstones. Estos bioclastos consisten de conchas cristalinas y fibrosas principalmente de rudistas, gasterópodos y pelecípodos, además sus cavidades están rellenas de bioclastos menores formando texturas geopetales.

Los pellets, peloides e intraclastos se encuentran relleno espacios entre bioclastos mayores, en esta microfacies aun persiste la dificultad para distinguir intraclastos pequeños micritizados de peloides. La mayoría de los clastos han sido redondeados y tienen una cobertura micrítica (Figuras 34.1 y 34.2). Presentan bioturbación aunque no tan abundante como en la facies LBK uno.

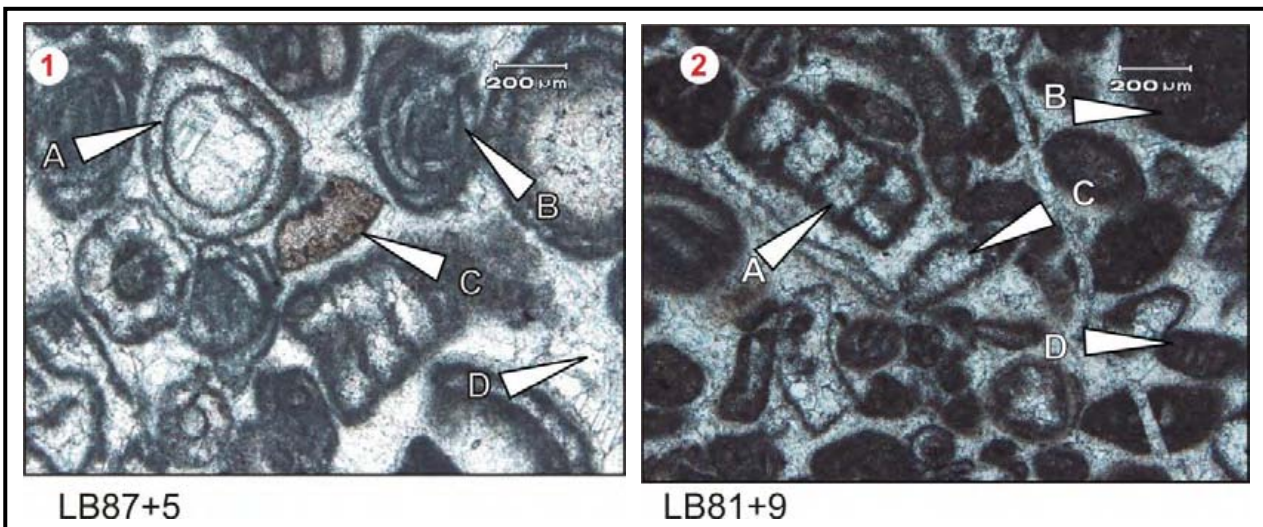


Figura 33. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK tres. En cada imagen se muestra la clave de la lámina delgada de la cual proviene.

1. A) Sección transversal de molusco con su cavidad obturada con esparita; **B)** Foraminífero miliólido con envoltura micrítica; **C)** Fragmento de alga roja; **D)** Cemento ortoesparítico. Tomada de LB87+5: Grainstone de fragmentos de moluscos, entre ellos rudistas de gran tamaño pero que no son muy abundantes. Son comunes también los fragmentos de gasterópodos, foraminíferos bentónicos, intraclastos; algas en cantidades traza. La mayoría de los clastos tienen una envoltura micrítica y se encuentran cementados por esparita. (Formación Cupido).

2. A) Crinoides articulados con cobertura micrítica; **B)** Intraclasto micritizado; **C)** Fragmento de molusco micritizado y con envoltura micrítica; **D)** Foraminífero bentónico con envoltura micrítica. Tomada de LB81+9: Grainstone con intraclastos, pellets y bioclastos con cobertura micrítica o cortoides. Los bioclastos son principalmente de moluscos y foraminíferos bentónicos. Los aloquímicos están cementados por esparita. (Formación Cupido).

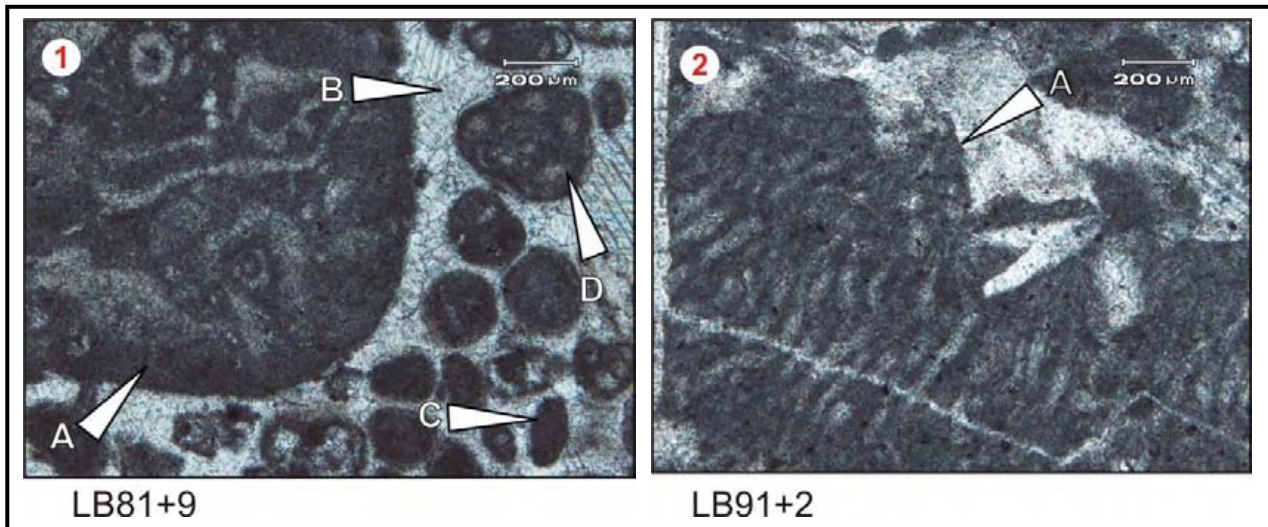


Figura 34. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK tres. En cada imagen se muestra la clave de la lámina delgada de la cual provienen.

1. A) Intraclasto con textura interior tipo packstone; **B)** Cemento esparítico (de bloque); **C)** Pellet; **D)** Foraminífero bentónico con cobertura micrítica. Tomada de LB81+9: Grainstone con intraclastos, pellets y bioclastos con cobertura micrítica o cortoides. Los bioclastos son principalmente de moluscos y foraminíferos bentónicos. Los aloquímicos están cementados por esparita. (Formación Cupido).

2. A) Fragmento de briozoario. Tomada de LB91+2: Grainstone de fragmentos de moluscos e intraclastos. Se notan dos familias de intraclastos, una de redondeados y otra de semiangulosos. Son escasos los foraminíferos bentónicos y en cantidades traza fragmentos de briozoarios y de coral. Muestra cementada con esparita. (Formación Cupido).

4.4.4 Asociación de microfacies LBK cuatro

En lámina delgada se pueden distinguir tres tipos de microfacies, la primera es de grainstones similares a LBK tres, la segunda es de rudstones con “matriz” bioclástica que se aloja entre bioclastos de rudistas, gasterópodos y pelecípodos mayores a los 2 mm dispuestos caóticamente, la tercera es de una brecha que contiene fragmentos de líticos carbonatados con texturas mudstone y wackestone similares con facies similares a LBK uno. En general son pocos los estratos que muestran bioclastos alineados.

La microfacies de grainstones presenta fragmentos de moluscos bien conservados (Figuras 35.1 y 35.2) embebidos entre bioclastos menores y pellets abundantes, cementados con ortoesparita. Los fragmentos de molusco son abundantes, son comunes los fragmentos de briozoarios, crinoides y pellets, en cantidades traza se observan foraminíferos bentónicos y fragmentos de algas.

Se observan también intraclastos de composición micrítica con fragmentos de moluscos y foraminíferos bentónicos; estos junto con los pellets se encuentran en menor cantidad que en las

asociaciones de microfácies LBK dos y LBK tres. Algunos pellets y peloides se alojan en las cavidades de los bioclastos mayores presentando textura geopetal.

La microfácies de rudstones presenta una composición similar que los grainstones, sin embargo sus clastos son mayores y ocupan una gran área en las laminas delgadas sosteniéndose unos a otros. Estos bioclastos son mayores a 2mm y procedentes principalmente de conchas de rudistas (Figuras 36.1 y 36.2). Se observa una especie de matriz formada de bioclastos menores, entre los más importantes se encuentran fragmentos de algas, escasos foraminíferos bentónicos, briozoarios e intraclastos micríticos.

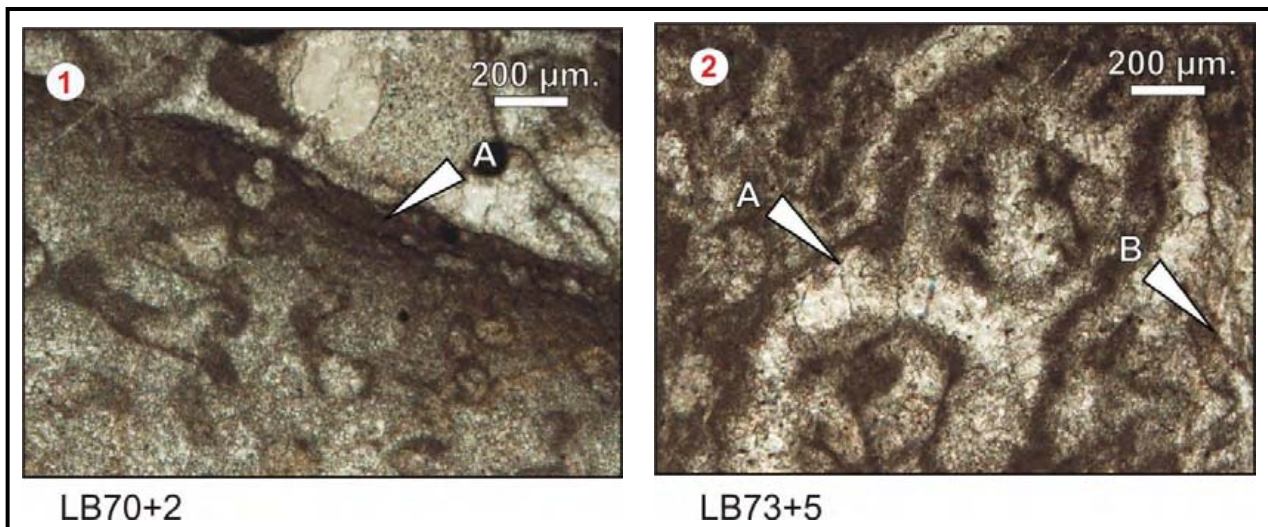


Figura 35. Fotomicrografías de la asociación de microfácies LBK cuatro. En cada imagen se muestra la clave de la lámina delgada de la cual proviene.

1. A) Fragmento grande de molusco. Tomada de LB70+2: Rudstone de moluscos, son abundantes los rudistas y gasterópodos como clastos mayores entre los que se encuentran bioclastos menores como fragmentos de esponja, de briozoario, además de intraclastos. Las cavidades de los rudistas se encuentran ocupadas por esparita de bloque. Todo cementado con esparita (Formación Cupido).

2. A) Fragmento de gasterópodo con cavidades obturadas con esparita, presenta envoltura micrítica; **B)** Fragmento de molusco. Tomada de LB73+5: Rudstone de fragmentos de moluscos, principalmente de gasterópodos, pelecípodos y rudistas; también escasos intraclastos. Como “matriz” se pueden encontrar fragmentos menores que se sostienen a si mismos y cementados con esparita. Ocasionalmente se observan pellets (Formación Cupido).

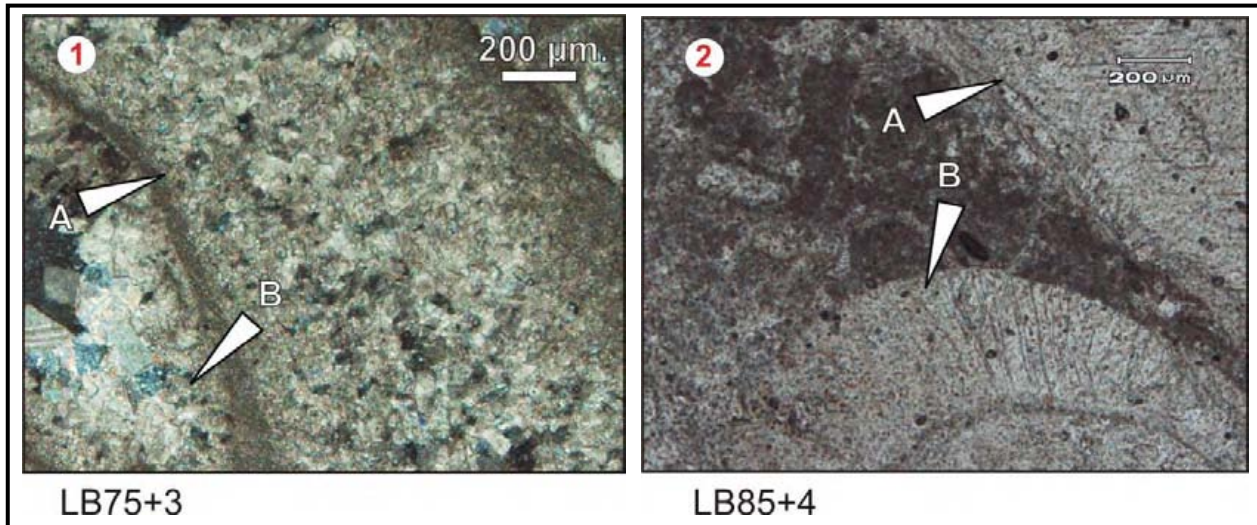


Figura 36. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK cuatro. En cada imagen se muestra la clave de la lámina delgada de la cual provienen.

1. **A)** Concha gruesa de rudista, nótese la sustitución en sus capas; **B)** Cemento esparítico, nótese que el tamaño de los cristales aumenta hacia el centro de la cavidad. Tomada de LB75+3: Rudstone a grainstone de bioclastos con abundantes fragmentos de moluscos y algas; pellets e intraclastos comunes; escasos fragmentos de rudistas, foraminíferos y radiolas de equinodermos. En esta muestra se observan pocos rudistas sin embargo ocupan un área considerable de la lámina. Los clastos mayores se encuentran rodeados de clastos menores que tienen envolturas micríticas. Todos cementados con esparita (Formación Cupido).
2. **A)** Concha de rudista; **B)** Concha de rudista. Tomada de LB85+4: Grainstone a rudstone de fragmentos de moluscos, principalmente rudistas y pelecípodos que ocupan un área considerable de la lámina. Dentro de sus cavidades se observan abundantes pellets, intraclastos y fragmentos de molusco menores; los foraminíferos bentónicos son comunes. Los intraclastos tienen matriz micrítica. Algunos clastos tienen cobertura micrítica. (Formación Cupido).

4.4.5 Asociación de microfacies LBK cinco.

Se constituye de microfacies wackestone principalmente y mudstone. En ocasiones se observan aloquímicos en acumulaciones asociadas a bioturbación formando texturas packstone. Inclusive en algunas zonas se pueden observar macrofósiles aislados embebidos en una matriz formando floatstones.

En la microfacies de wackestones se observa una fauna diversa, siendo conspicua la aparición de biota planctónica, principalmente foraminíferos con testa hialina de forma esférica muy bien conservada, también abundantes testas de colomiélidos bien conservadas, son comunes los radiolarios con testas mal conservadas. Por otro lado se observan bioclastos procedentes de zonas más someras como fragmentos pequeños y redondeados de moluscos, de corales, de crinoides, y de ostrácodos, son escasos los intraclastos pequeños y los foraminíferos bentónicos con envolturas micríticas (Figuras 37.1, 37.2 y 38.1).

También se observan microfácies de mudstones con una matriz que no esparitiza y donde solo se observan las testas de algunos radiolarios y colomiélidos con fragmentos de conchas de moluscos pequeños y muy mal conservados.

A nivel macroscópico y microscópico pueden observarse secciones de conchas de cefalópodos completos mayores a 2mm embebidos en matriz formando floatstones (Figura 38.2).

En general la micrita es uniforme pues no esparitiza, dentro de ella los bioclastos se disponen sin arreglo. Es común encontrar estilolitas rellenas de materia orgánica, en cuanto a las fracturas las más recientes muestran silicificación incipiente, las más antiguas fueron cementadas por calcita.

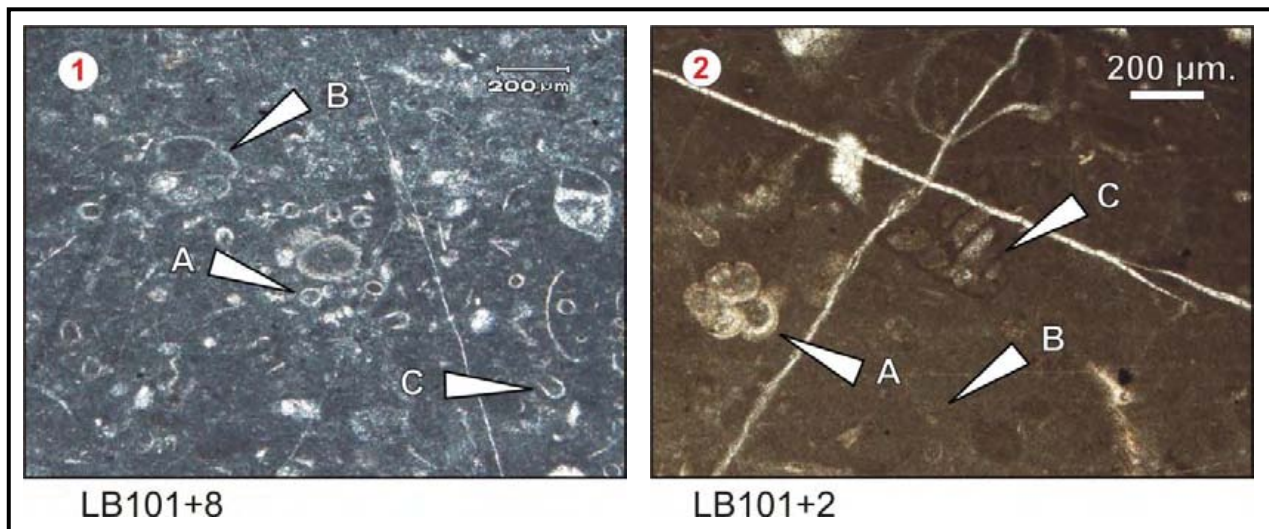


Figura 37. Fotomicrografías de la asociación de microfácies LBK cinco. En cada imagen se muestra la clave de la lámina delgada de la cual proviene.

1. A) Colomiélido en sección transversal relleno de micrita; **B)** Foraminífero planctónico globoso; **C)** Colomiélido en sección longitudinal, nótese que el cuello y la lórica tienen el mismo tamaño. Tomada de LB101+8: Wackestone de foraminíferos planctónicos y colomiélas. Se observan ostrácodos desarticulados comunes; foraminíferos bentónicos y fragmentos de molusco escasos; fragmento de rudista traza. Todos sostenidos por una matriz uniforme que no esparitiza. (Formación La Peña).

2. A) Foraminífero planctónico globoso que conserva espinas; **B)** Matriz micrítica homogénea que no esparitiza; **C)** Foraminífero bentónico. Tomada de LB101+2: Wackestone de foraminíferos planctónicos con bioturbación. Son comunes los fragmentos de moluscos; de escasos a traza los intraclastos, los fragmentos de corales, de algas y los foraminíferos bentónicos. Los clastos están contenidos por micrítica de textura homogénea que no esparitiza. Presenta estilolitas rellenas de materia orgánica y bioturbación que se denota por acumulaciones de aloquímicos o zonas donde la micrita muestra otra tonalidad. (Formación La Peña).

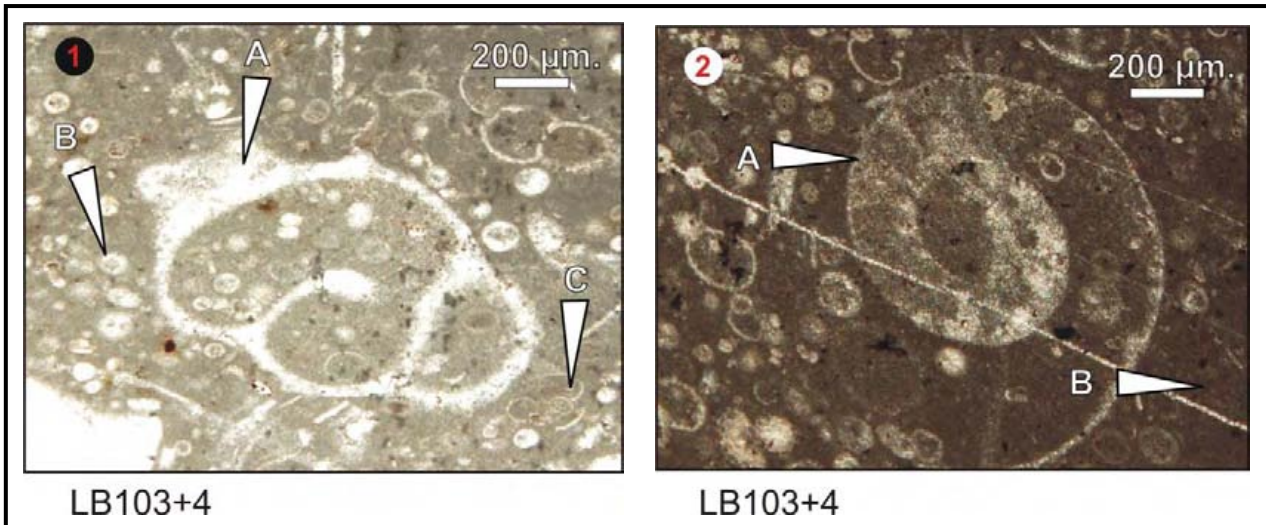


Figura 38. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK cinco. En cada imagen se muestra la clave de la lámina delgada de la cual proviene.

1. **A)** Sección longitudinal de gasterópodo; **B)** Colomiélido; **C)** Foraminífero planctónico globoso. Tomado de LB103+4: Wackestone a floatstone de foraminíferos planctónicos y colomiélidos; también son abundantes las calciesferas, todos muy bien conservados. Son comunes los fragmentos de coral y de ostrácodos mal conservados. Los foraminíferos planctónicos son de forma globosa y exhiben claramente espinas. Se sostienen por micrita uniforme que presenta bioturbación. (Formación La Peña).
2. **A)** Sección longitudinal de cefalópodo pequeño, ammonoideo; **B)** Matriz micrítica homogénea. El término de floatstone se consideró para esta asociación pues se encuentran trazas de conchas de ammonoideos bien conservados. Tomada de LB103+4: (la descripción es similar que el párrafo anterior) (Formación La Peña).

4.4.6 Asociación de microfacies LBK seis

Como características distintivas para estas microfacies es el escaso o nulo contenido de materia orgánica en la matriz pero si en manchones asociados a disolución de bioclastos. También es característico que las testas estén disueltas y sustituidas, algunas rellenas de esparita o de materia orgánica (Figura 39.1). Presentan bioturbación frecuente, arcillas, estilolitas suaves anastomosadas - paralelas alineadas con la laminación y ocasionalmente silicificación. Se constituye de varias microfacies con texturas mudstones, wackestones y packstones:

En la microfacies de mudstones se observan algunas variaciones en el contenido de aloquímicos, en algunas se observan foraminíferos planctónicos y radiolarios, con testas bien conservadas y completas que están alineadas (Figura 39.2). En otras se observan únicamente testas de radiolarios, que ocasionalmente se acompañan de escasos foraminíferos planctónicos. La matriz se observa en proceso de esparitización en la que no es frecuente que albergue materia orgánica.

En la microfacies de packstones se observan foraminíferos planctónicos y radiolarios cuyas conchas se encuentran selectivamente disueltas formando porosidad móldica en la que ocasionalmente se aloja materia orgánica. En general los bioclastos conservan bien su testa hialina y sus cavidades están rellenas de esparita (Figuras 39.2 y 40.1). Son comunes las estilolitas suaves anastomosadas en la que se registra silicificación incipiente.

En la microfacies de wackestones se observan radiolarios abundantes y foraminíferos planctónicos escasos, todos bien conservados. En cantidades traza se puede hallar ostrácodos articulados y desarticulados, fragmentos de algas y foraminíferos bentónicos aislados con envoltura micrítica procedentes de zonas someras (Figuras 39.2, 40.1 y 40.2).

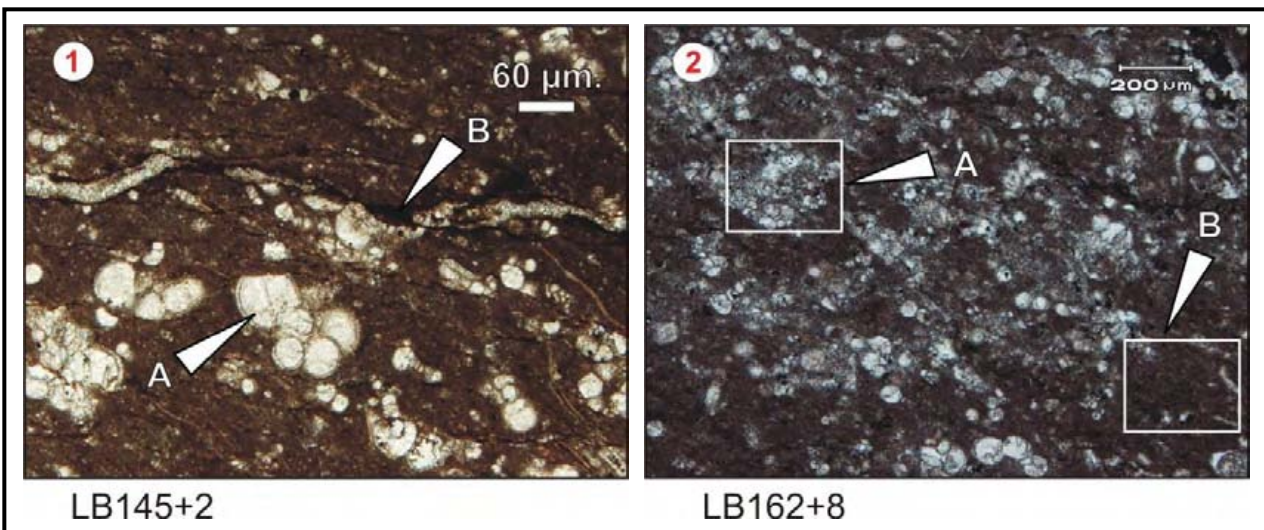


Figura 39. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK seis. En cada imagen se muestra la clave de la lámina delgada de la cual provienen.

1. A) Foraminífero planctónico con cavidades rellenas de esparita, conserva espinas; **B)** Estilolita anastomosada suave rellena de materia orgánica. Tomada de LB145+2: Wackestone de foraminíferos planctónicos y radiolarios; en cantidades traza se encuentran foraminíferos bentónicos. (Formación Agua Nueva).

2. A) Textura packstone; **B)** Textura wackestone a mudstone. Tomada de LB162+8: Wackestone de radiolarios y foraminíferos planctónicos abundantes; en cantidades traza se puede encontrar fragmentos de moluscos. Las testas de los radiolarios han sido sustituidas por esparita, las cavidades de los bioclastos están frecuentemente obturadas. Presenta materia orgánica en poca cantidad que oscurece a la matriz. Presenta silicificación de algunos bioclastos. (Formación San Felipe).

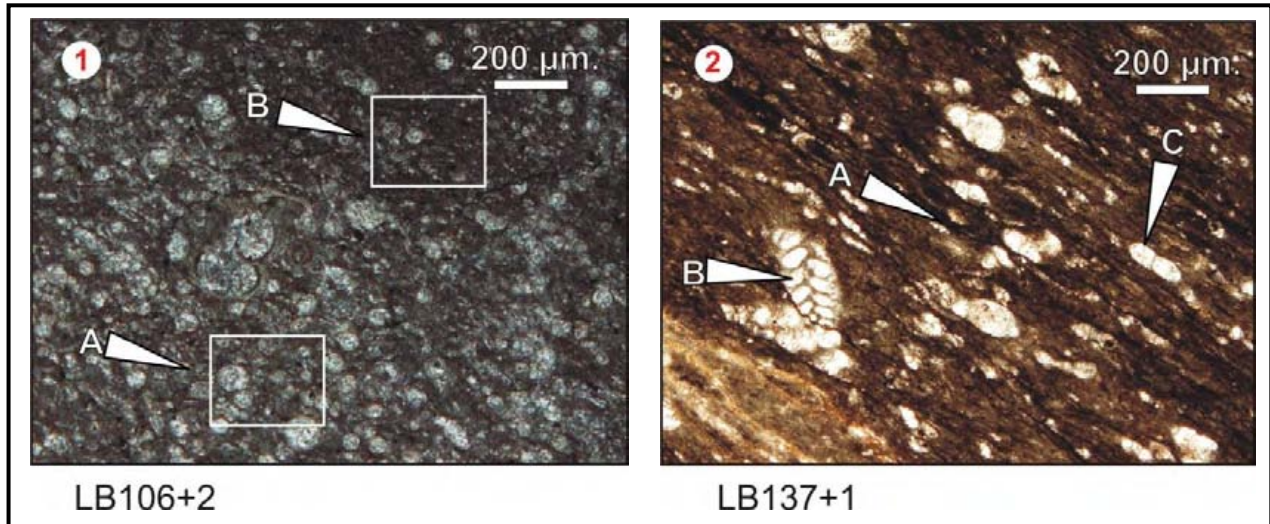


Figura 40. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK seis. En cada imagen se muestra la clave de la lámina delgada de la cual proviene.

1. A) Textura packstone; **B)** Textura wackestone. Tomada de LB106+2: Wackestone con atributos similares a LB162+8. Presenta laminaciones que se definen por acumulaciones intercaladas de organismos en textura packstone (biolaminación) (Formación Tamaulipas Superior).

2. A). Estilolita anastomosada suave rellena de materia orgánica; **B)** Foraminífero bentónico transportado y roto; **C)** Foraminífero planctónico de apariencia aplastada y alargada. Tomada de LB137+1: Wackestone de radiolarios y foraminíferos planctónicos, presenta un poco de materia orgánica asociada a estilolitas suaves semi paralelas que imitan una textura de flujo, también laminación. Es de características similares a LB162+8, (Formación Agua Nueva).

4.4.7 Asociación de microfacies LBK siete

Para las microfacies que forman esta asociación, es distintiva la presencia de abundante materia orgánica alojada en la matriz, dentro de bioclastos disueltos y en fracturas (Figuras 41.1 y 41.2). De forma general presentan arcilla y laminación, además bioturbación ocasional, estilolitas suaves anastomosadas semi paralelas que dan la apariencia de que los clastos están orientados pudiendo confundirse con la laminación natural de la roca y finalmente es notoria la biolaminación (Figura 42.2).

Ocurre silicificación selectiva en organismos, dentro de fracturas, espacios interlaminares y estilolitas, además de nódulos de pedernal. Se observaron las siguientes microfacies:

En la microfacies de wackestones se observan dos variaciones discretas en el contenido aloquímico, una contiene abundante fauna planctónica, principalmente foraminíferos, luego radiolarios y calciesferas ((Figuras 41.2 y 42.1). La otra se constituye principalmente de radiolarios y escasos foraminíferos planctónicos, donde estos bioclastos se muestran alineados y semiparalelos (biolaminación). Se observan estilolitas abiertas.

En la microfases de mudstones el contenido bioclástico es muy bajo, aunque debe considerarse que es difícil de observar puesto que la matriz es muy oscura, con muy alto contenido de materia orgánica (Figura 42.1). Cabe mencionar que se encontraron intercalaciones de láminas de arcilla sin materia orgánica.

Para la microfases de packstones el contenido aloquímico es similar, solo que las testas se encuentran concentradas a consecuencia, probablemente, de una mayor disponibilidad de bioclastos. En esta microfases el reemplazamiento de testas de bioclastos es menor por lo que su conservación es mejor (Figuras 42.2).

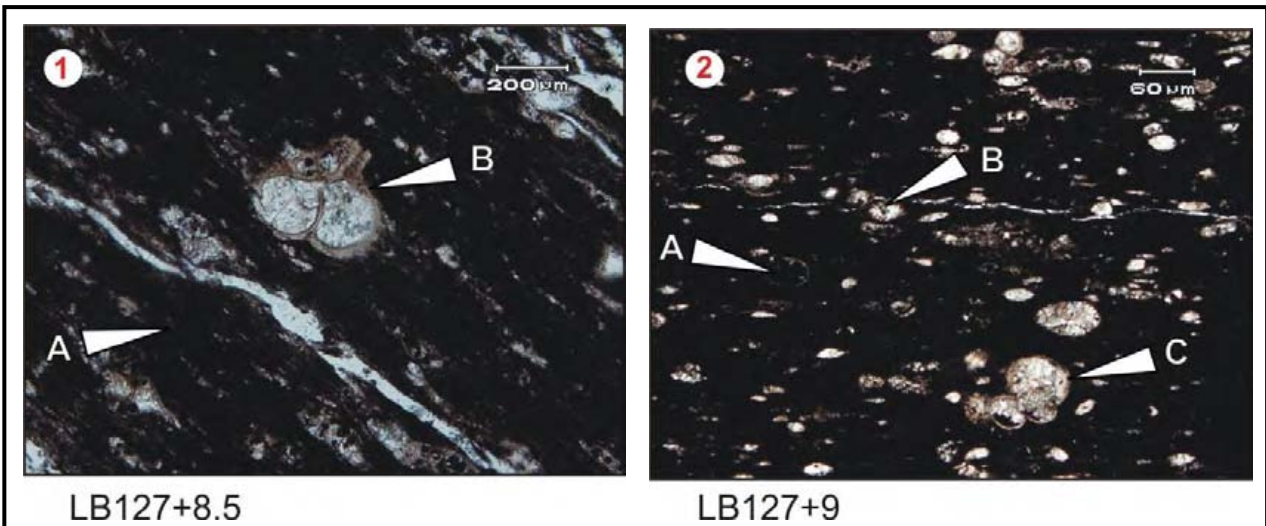


Figura 41. Fotomicrografías de la asociación de microfases LBK siete. En cada imagen se muestra la clave de la lámina delgada de la cual proviene.

1. A) Matriz oscurecida por abundante materia orgánica; **B)** Foraminífero planctónico. Tomada de LB127+8.5: Wackestone de foraminíferos planctónicos y radiolarios; son comunes las calciesferas. El contenido bioclástico está muy mal conservado. Como características generales muestra laminación en la que se aloja materia orgánica y ocasionalmente sílice. La materia orgánica es abundante y oscurece a la matriz. (Formación Tamaulipas Superior).

2. A) Testa de organismo planctónico disuelta, porosidad móldica rellena con materia orgánica; **B)** Radiolario mal conservado; **C)** Foraminífero planctónico globoso. Tomada de LB127+9: Wackestone a mudstone de radiolarios y foraminíferos planctónicos. Se observa una alineación y en ocasiones aplastamiento de bioclastos y laminación. El contenido de materia orgánica es muy abundante. (Formación Tamaulipas Superior).

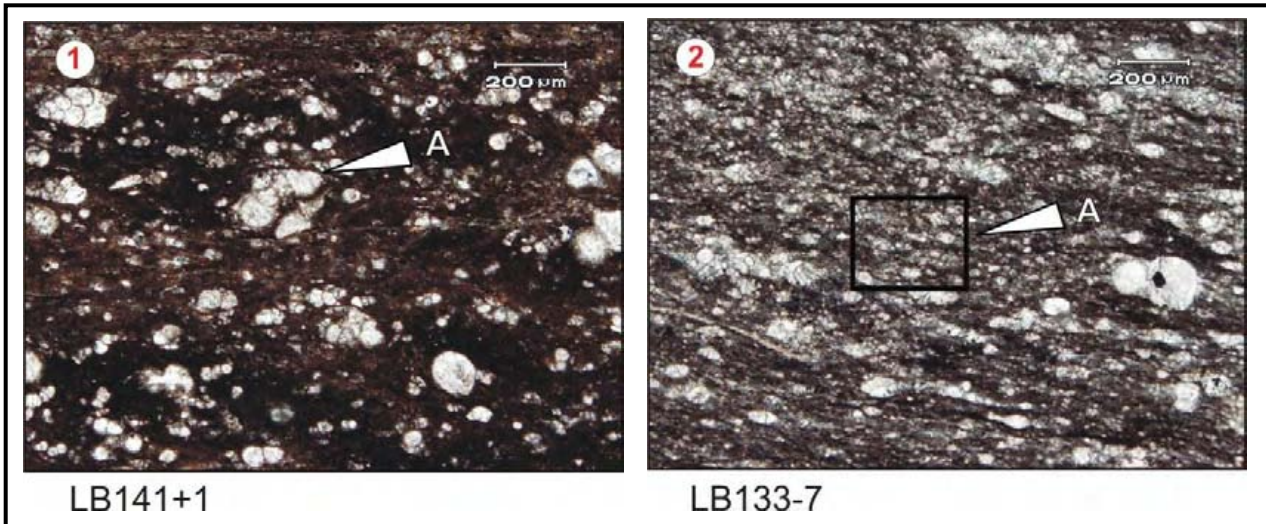


Figura 42. Fotomicrografías de la asociación de microfacies LBK siete. En cada imagen se muestra la clave de la lámina delgada de la cual provienen.

1. A) Foraminífero planctónico conservado. Tomada de LB141+1: Wackestone de foraminíferos planctónicos y radiolarios. Presenta laminación y abundante materia orgánica asociada. El contenido bioclástico está bien conservado. Tiene características similares a LB127+9. (Formación Agua Nueva).

2. A) Textura packstone a wackestone que forma biolaminación, foraminíferos planctónicos y radiolarios. Tomada de LB145+2: Wackestone de foraminíferos y radiolarios. Muestra laminación que se denota por acumulaciones de bioclastos intercalados en textura packstone, con textura wackestone. Contiene abundante materia orgánica. (Formación Tamaulipas Superior).

4.5 Determinación micropaleontológica.

La identificación sistemática del contenido micropaleontológico no es un objetivo planteado originalmente en este trabajo, por lo que no se profundizó en el tema. Sin embargo, se incluye en el presente trabajo porque permitió ubicar las microfacies en el tiempo. La identificación de fósiles índice fue hecha por Rosales, C. (2008) en comunicación personal.

Se mencionan solo algunos organismos que son útiles para acotar la edad de los paquetes sedimentarios en estudio. Dada la regular a pobre conservación de sus testas en muchos casos solo fue posible reconocer estas formas hasta el nivel taxonómico de género.

Se debe considerar que los géneros ocurren durante intervalos prolongados dentro del registro estratigráfico, es por ello que para una datación precisa es necesario identificar hasta el nivel de especie y además analizar biozonas de conjunto para aproximar una edad. Se usaron como marcadores temporales las asociaciones faunísticas.

Algunos de los límites formacionales se establecieron considerando también las características litológicas que se describieron anteriormente, todo esto se muestra en la columna estratigráfica. Ver Apéndice tres.

- LB101+2: *Colomiella mexicana*, *Colomiella recta*, *Favusella* sp., *Ticinella* sp. (Aptiano tardío – Albiano temprano, Formación La Peña).
- LB103+4. *Favusella hiltermanni*, *Microcalamoides* (diversos). (Albiano temprano, Formación La Peña).
- LB103+9: *Calcisphaerula innominata*. (Albiano medio-superior, Formación La Peña)
- LB105+11.5: *Favusella* sp., *Calcisphaerula innominata*. (Albiano medio- superior, Formación La Peña).
- LB106+3: *Calcisphaerula innominata*. (Albiano medio-superior, Formación Tamaulipas Superior).
- LB116+3: *Calcisphaerula innominata*. (Albiano medio-tardío, Formación Tamaulipas Superior).
- LB117+9: *Hedbergella* sp., *Ticinella* sp., *Calcisphaerula innominata*. (Albiano medio-tardío, Formación Tamaulipas Superior).
- LBC4: *Calcisphaerula innominata*, *Bishopella* sp., *Favusella* sp. (Albiano medio-tardío, Formación Tamaulipas Superior).
- LBC5: *Calcisphaerula innominata*, *Favusella washitensis*, *Rotalipora* sp. (Albiano medio-tardío, Formación Tamaulipas Superior).
- LB127+8.5: *Whiteinella* sp., *Pessagniella* sp. *Heterohelix* sp., *Heteroglobotruncana* sp. (Albiano tardío – Cenomaniano temprano, Formación Tamaulipas Superior).
- LB128+1: *Calcisphaerula innominata*, *Heterohelix* sp. (Cenomaniano, Formación Tamaulipas Superior).
- LB129+6: *Pessagniella* sp. (Cenomaniano, Formación Tamaulipas Superior).
- LB130+4: *Whiteinella* sp., *Whiteinella aprica*, *Whiteinella báltica*. (Cenomaniano-Turoniano, Formación Tamaulipas Superior).
- LB137+1: *Dicarinella* sp., *Whiteinella* sp., *Pesagniella* sp. (Turoniano, Formación Agua Nueva).
- LB138+1: *Whiteinella* sp. (Turoniano, Formación Agua Nueva).
- LB139+14: *Whiteinella* sp. (Turoniano, Formación Agua Nueva).
- LB141+1: *Whiteinella* sp., *Heterohelix* sp. (Turoniano, Formación Agua Nueva).
- LB142+2: *Rotalipora* sp., *Phitonella ovalis*, *Calcisphaerula innominata*, *Dicarinella* sp. (Turoniano, Formación Agua Nueva).
- LB144+3: *Globigerinelloides* sp., *Whiteinella aprica*. (Turoniano, Formación Agua Nueva).
- LB145+2: *Whiteinella* sp., *Rotalipora* sp. (Turoniano, Formación Agua Nueva).
- LB145+7: *Pessagniella* sp., *Whiteinella* sp. (Turoniano, Formación Agua Nueva).
- LB153+8: *Dicarinella* sp., *Heterohelix* sp., *Calcisphaerula innominata*. (Turoniano, Formación Agua Nueva).
- LB158+1: *Dicarinella* sp., *Marginotruncana* sp. (Coniaciano, Formación San Felipe).

- LB159+1: *Marginotruncana* sp., *Contusotruncana* sp., *Heterohelix* sp., *Calcisphaerula innominata*, *Dicarinella* sp. (Coniaciano, Formación San Felipe).
- LB159+9: *Contusotruncana* sp., *Marginotruncana* sp., *Dicarinella* sp. (Coniaciano, Formación San Felipe).
- LB162+8: *Dicarinella* sp., *Marginotruncana* sp., *Dicarinella concavata*. (Coniaciano, Formación San Felipe).
- LB163+8.5: *Dicarinella* sp., *Marginotruncana Whiteinella*. (Coniaciano, Formación San Felipe).
- LB164+6: *Dicarinella* sp., *Heterohelix* sp. (Coniaciano, Formación San Felipe)
- LB170+1: *Dicarinella* sp., *Pessagniella* sp., *Globigerinelloides* sp. (Coniaciano, Formación San Felipe).
- LB174+0: *Pithonella ovalis*, *Calcisphaerula innominata*. (Coniaciano, Formación San Felipe).

Capítulo cinco

Discusión

En este capítulo se discuten principalmente las condiciones ambientales que persistieron en el área de estudio, a partir de los resultados descritos en el capítulo cuatro. Para ello fue necesario establecer asociaciones de facies específicas para el cañón La Boca, que por sí mismas adquieren un nuevo significado permitiendo ubicar las rocas estudiadas en el perfil batimétrico y su respectivo ambiente.

Los nombres propuestos para las asociaciones de facies obtenidas se establecieron atendiendo a los criterios de zonas de facies de Wilson (1975) y Schlager (2002).

Cabe mencionar que las asociaciones de microfacies son útiles para agrupar y homogeneizar condiciones ambientales, puesto que las texturas que pueden encontrarse en las rocas pueden hallarse en varios ambientes sedimentarios.

Se debe considerar la importancia que tiene la fábrica de la roca y la presencia de ciertos componentes aloquímicos como indicadores de condiciones energéticas, de temperatura, de iluminación, de oxigenación y de salinidad. También es útil su análisis para los casos en los que una misma microfacies puede ubicarse en varias zonas de facies.

5.1 Facies de plataforma abierta (Asociación de microfacies LBK uno).

Representa una plataforma abierta somera con baja energía en la zona de depósito, donde la mayoría de los aloquímicos fueron desplazados a favor de la pendiente. Los clastos que presenta fueron fragmentados por el oleaje por lo que se infiere que se formaron en una región aún más somera probablemente sobre el nivel base del oleaje y depositados por debajo de éste.

Estas microfacies se ubican cerca de la zona más profunda o quieta de la plataforma por debajo del nivel base del oleaje, permitiendo el abundante depósito de micrita.

En alguna zona, ésta plataforma albergó una alta actividad orgánica evidenciada por la abundancia de pellets y por la presencia de cortoides, permitiendo suponer que se ubicó en una región fótica con nutrientes abundantes.

Se interpreta que se desarrolló en un ambiente que varió de subaeróbico (mudstones de color oscuro) a disaeróbico (wackestones con abundante bioturbación) y con base en las asociaciones de bioclastos presentes se sugieren aguas de salinidad euhalina a braquihalina.

La variación de texturas de wackestones a mudstones puede deberse a periodos con variaciones en la disponibilidad de testas de organismos.

5.2 Facies postarrecifal a margen de plataforma abierta (Asociación de microfacies LBK dos).

Se propone como una región que comparte características propias de la plataforma abierta, de su borde y de una región post arrecifal cercana.

Se ubica a una profundidad menor que a la que se depositaron las microfacies que componen a la asociación LBK uno, cerca del límite inferior del nivel base del oleaje con niveles de energía y oleaje variable respecto al tiempo, es decir, el sustrato ocasionalmente estaba por debajo y por arriba de este límite. El sedimento se deposita en un ambiente submareal de aguas templadas dentro de la zona fótica, en condiciones disaeróbicas a aeróbicas que permitieron la actividad orgánica, microbial y la bioturbación. Con base en las asociaciones de bioclastos presentes se sugiere que el agua fue de salinidad euhalina a braquihalina.

La presencia de intraclastos, pellets, ortoesparita y de fragmentos de moluscos, pueden indicar estadios de alta energía o también pueden suponer la existencia de una paleopendiente asociada al borde de una ligera elevación topográfica en la plataforma.

La cobertura micrítica de los granos se creó en un ambiente con condiciones similares pero con menor energía, indicando que fueron removidos y redepositados por el oleaje. Dada la ocasional ocurrencia de fragmentos de coral se infiere que en el entorno existió un borde arrecifal.

5.3 Facies de margen de plataforma (Asociación de microfacies LBK tres).

Representa un depósito en un ambiente muy somero de intermarea a submarea donde el intenso oleaje fragmenta los bioclastos y elimina la matriz, pudiendo ubicarse sobre una ligera elevación topográfica respecto a las facies antes descritas.

Los bioclastos son principalmente fragmentos de moluscos que incluyen gasterópodos y rudistas, implicando la presencia de un cuerpo arrecifal orgánico en alguna región (más cercano que para la asociación LBK dos). Por lo anterior se infieren condiciones de buena iluminación y oxigenación (aeróbico), con base en las asociaciones de bioclastos presentes el agua marina fue templada y de salinidad normal.

Los pellets y la cobertura micrítica de los clastos pudieron originarse en un ambiente de menor energía donde la acción microbial se llevó a cabo; implicando erosión, retrabajo y depósito de los bioclastos.

5.4 Facies de bancos de grainstones en margen arrecifal (Asociación de microfacies LBK cuatro).

Las condiciones ambientales al parecer son iguales a la asociación de microfacies LBK tres, sin embargo dado que el tamaño y abundancia de los fragmentos de rudistas y gasterópodos aumenta se puede suponer una mayor cercanía a un cuerpo arrecifal orgánico. Cabe mencionar que ningún rudista se encuentra en posición de crecimiento por lo que en este punto se propone

únicamente una zona de acumulación de bioclastos procedentes de la erosión de un borde arrecifal cercano.

Puede ser una zona de inicio de pendiente que permite el asentamiento bioclástico, situada en la zona de intermarea.

5.5 Facies de pie de talud (Asociación de microfacies LBK cinco).

Se considera como un ambiente de mayor profundidad respecto al de las microfacies anteriormente descritas dada la incursión de abundantes bioclastos planctónicos, sin embargo alcanza a recibir bioclastos procedentes de zonas someras (corales, foraminíferos y moluscos). Se propone una zona muy próxima al pie de talud, sin embargo la proximidad de las zonas someras de las que provienen algunos bioclastos no puede estimarse.

Implica un ambiente de baja energía por debajo del nivel base del oleaje que permite la formación de laminación, el depósito de micrita y la conservación de las testas de organismos planctónicos. También se observan bioclastos bentónicos transportados y fragmentados.

La ocurrencia de elementos planctónicos y bentónicos sugiere el inicio de una profundización del sustrato, en un entorno con menor iluminación que las de la asociación de microfacies LBK cuatro, con salinidad constante y oxigenación disaeróbica que aún permite la bioturbación.

La presencia de trazas de cefalópodos en algunos floatstones indica la incursión de organismos pelágicos en el entorno, que se depositan sin fragmentarse sobre un lodo calcáreo.

Esta es una facies muy particular pues ocurre en un tiempo restringido dentro de la columna estratigráfica evidenciado por la presencia de *Colomiella mexicana* y *Colomiella recta*.

5.6 Facies de transición de pie de talud a plataforma profunda (Asociación de microfacies LBK seis).

Ocurre en un ambiente de mayor profundidad y lejanía de la plataforma, con aguas tranquilas que permitieron el depósito de abundante lodo con condiciones subaeróbicas a anaeróbicas, se propone una zona cercana al pie talud cerca de la plataforma profunda por arriba del nivel de compensación de carbonatos. De acuerdo con el análisis de microfacies las variaciones texturales pueden deberse a que ocasionalmente la producción de bioclastos aumentaba o disminuía.

Contiene abundante fauna planctónica de radiolarios y foraminíferos; ocasionalmente bioclastos procedentes de zonas someras que sin embargo son menos abundantes que en la asociación de microfacies LBK cinco.

Los granos esqueletales planctónicos son propios de aguas salinas normales, constantes, bien oxigenadas e iluminadas; sin embargo la zona de depósito puede ser afótica y con aguas frías y quietas.

5.7 Facies de cuenca o plataforma profunda (Asociación de microfacies LBK siete).

Se observan únicamente organismos planctónicos como radiolarios y foraminíferos dispuestos en fábricas granosoportadas y lodosoportadas, por lo que se propone un ambiente de depósito profundo, por arriba del nivel de compensación de carbonatos, en una cuenca o plataforma profunda.

Es importante destacar la presencia de biolaminación y alto contenido de materia orgánica como rasgos que probablemente indican eventos de eutroficación asociados a periodos en los que la oxigenación en la interfase sedimento-agua fue menos efectiva de lo usual, (*ver evolución paleoambiental*), esto también es causa de la variación textural en las microfacies. Se considera que probablemente este ambiente tuvo la misma profundidad que aquel en el que se depositó la asociación de microfacies LBK seis.

Se trata de aguas afóticas, frías, de salinidad constante, con un nivel de energía muy bajo que ocasionalmente recibía sedimentos clásticos formando también lutitas y margas.

Se considera la posibilidad de que el sílice sea de origen diagenético y que probable la fuente de la que proviene sean las testas de los radiolarios, cuyo sílice se moviliza durante el sepultamiento de estas rocas.

5.8 Evolución paleoambiental

Con base en los resultados obtenidos del análisis de microfacies, asociaciones de facies y de la reconstrucción de los ambientes de depósito, se interpreta que las rocas más antiguas, ubicadas al centro del anticlinal de San Juan Bautista, se depositaron en un ambiente somero de postarrecife cerca del borde de la laguna (LBK uno). Posteriormente el ambiente evolucionó a un margen de plataforma (LBK dos), incluyendo una zona donde ocurrió el depósito de bioclastos procedentes de un borde arrecifal cercano (LBK tres y LBK cuatro). Después las rocas registran eventos de profundización repetitivos, hasta que finalmente se evidencia un periodo de profundización (LBK cinco) que deriva en ambientes de depósito profundos (LBK seis y LBK siete). La variación y alternancia detallada de estas asociaciones de microfacies se muestra en el apéndice tres.

A gran escala se percibe el registro de un evento con un nivel del mar estático durante el depósito de las microfacies de la Formación Cupido, que luego pasa a uno transgresivo, hasta el depósito de la Formación San Felipe en un intervalo aproximado de 40 a 45 Ma, pudiendo ser parte de un ciclo de segundo orden (Vail et al. 1977). Esto implica una migración lateral de los sistemas deposicionales donde los profundos se sobreponen a los someros.

Este resultado es evidente si se realiza el análisis de muestras colectadas espaciadamente, como lo han hecho anteriormente Longoria et al. (1996) y Ángeles-Villeda et al. (2005). Sin embargo originalmente fue objetivo de este trabajo realizar un análisis de muestras colectadas a intervalos cortos, lo cual permitió delimitar la extensión y variación de las facies en las litologías con mayor precisión.

Es así que en un estudio más detallado se puede notar alternancias en las facies que en ocasiones generan ciclos, cuya mejor expresión se da dentro de la Formación Cupido representando las variaciones normales que se desarrollan en una plataforma carbonatada.

Es importante mencionar que con base en los principios de edad relativa, se considera que la historia geológica en el cañón La Boca comienza en el Barremiano.

La evolución paleoambiental se separó temporalmente de acuerdo con los pisos del Cretácico Temprano, Medio y Tardío, desde el Barremiano hasta el Coniaciano, con base en información de facies, litoestratigráfica y cronoestratigráfica; ésta última basada en las aproximaciones de edad obtenidas en la determinación micropaleontológica.

A continuación se describen los cambios ambientales registrados de los más antiguos a los más recientes. Al mismo tiempo se introduce dentro de un mismo contexto la información nueva que aportó este trabajo, la coincidencia o discrepancia respecto a interpretaciones hechas por otros autores y las condiciones geológicas generales de las que deriva la evolución paleoambiental.

5.8.1 Barremiano a Aptiano

Hacia el Miembro Inferior de la Formación Cupido persiste la asociación de microfacies LBK uno sin que sus depósitos registren un cambio. Para el Miembro Superior se notan alternancias entre las asociaciones LBK uno, LBK dos, LBK tres y LBK cuatro, indicando cambios en el nivel relativo del mar que suceden a intervalos cortos.

Las asociaciones LBK tres y LBK cuatro contienen principalmente bioclastos retrabajados procedentes de un arrecife orgánico. Por otro lado, específicamente en el área de estudio no se encontró dicho arrecife. Con mayor probabilidad aquí ocurrió el depósito de bioclastos, constituyendo un elemento batimétrico más somero respecto a las demás áreas (plataforma y talud) que se evidencia por la ausencia de matriz y la presencia de cemento en las láminas delgadas, lo que las situaría en una zona con un nivel de energía mayor.

Esto apoya la hipótesis de que el borde arrecifal de rudistas y corales ampliamente documentado para el noreste de México no fue continuo, conformándose como parches arrecifales que entre ellos depositaban bancos de grainstones, rudstones y floatstones de bioclastos. Por lo anterior se infiere que la restricción en la plataforma no fue total. Estos portales permitieron la movilidad de agua marina, regulando las condiciones ambientales respecto al mar abierto.

Respecto a la variación temporal de microfacies, se puede notar que existen ciclos en los que se da la profundización y somerización del sustrato. De ellos se pueden dividir dos tipos, uno que incluye desde las microfacies que se consideran más profundas dentro de la plataforma hasta las más someras, y otro que va desde las más someras a unas de profundidad media. Esto indica que las somerizaciones y profundizaciones no tuvieron la misma intensidad. Se observan cuatro ciclos del primer tipo y cuatro del segundo tipo. (*Ver alternancia de facies en la columna estratigráfica, apéndice tres*).

Estas variaciones cíclicas son comunes durante la vida de una plataforma carbonatada. Sin embargo también son de gran utilidad si se les considera como eventos cíclicos que evidencian la proximidad de un evento de mayor jerarquía. En este caso dichas variaciones pueden ser antecedentes del evento transgresivo de implicaciones globales que ahogaría a la plataforma Cupido y que alcanzaría su máxima expresión durante el Albiano al Cenomaniano (Vail, et al. 1977; Haq et al. 1988).

Eguiluz de Antuñano (1990) realizó un estudio en el cañón La Boca rechazando la idea de una profundización continua y suponiendo un abatimiento del nivel del mar que expuso a condiciones subaéreas los elementos más someros de la plataforma Cupido. Así mismo al no encontrar horizontes erosivos infirió que en esta zona se estableció un hiato durante el Aptiano, justificando con ello la supuesta ausencia de la Formación La Peña; hipótesis que es avalada por Ángeles-Villeda (2005).

Es importante mencionar que se coincide con estos autores respecto a la ausencia de un horizonte discordante que indique exposición subaérea en el cañón La Boca y también respecto a la existencia de abatimientos del nivel del mar sobre la plataforma Cupido.

El ahogamiento de la plataforma Cupido y el depósito de la Formación La Peña durante el Aptiano se han documentado ampliamente en el noreste del país. Cabe mencionar que a lo largo de varios afloramientos del noreste de México se han establecido diferentes edades para el límite superior de la Formación Cupido debido principalmente a que la topografía de su plataforma fue irregular.

Aunado a esto el incremento en la profundidad del sustrato creó espacio para el depósito de la Formación La Peña propiciando que las zonas que en su momento fueron someras registraran una sedimentación distinta a las que estuvieron más profundas, de ahí la heterogeneidad de sus sedimentos. Como consecuencia su depositación a nivel regional es diacrónica, en un intervalo que va del Aptiano hasta Albiano.

5.8.2 Aptiano a Albiano

En éste trabajo se encontró que por arriba de las facies Cupido se sobrepone otra facies de características peculiares y distintivas que indica una elevación del nivel del mar y que además es muy diferente a las que le antecede y sucede (Figura 43). En ella es notable la aparición de cefalópodos y organismos planctónicos como colomiellas, foraminíferos y calciesferas (Rosales, 2008, *com. pers.*)

Se propone a las rocas que contienen a la asociación de microfacies LBK cinco como un depósito tardío del Miembro Superior de la Formación La Peña. Para esta aseveración es de gran importancia asociar las características de la microfacies con la presencia de *Colomiella recta* y *Colomiella mexicana* pues establece un rango de edad Aptiano tardío a Albiano temprano (Longoria, 1973).

Ello implica que a pesar del muestreo a intervalos cortos que se llevó a cabo, no se detectó la presencia del miembro inferior de dicha formación. Si se considera que los depósitos ocurrieron continuamente se tienen dos posibilidades que justificarían su ausencia:

La primera, que el banco de grainstones Cupido tuviera una posición elevada respecto al borde e interior de la plataforma aunque no lo suficiente como para que descensos eustáticos lo expusieran. Esto permitiría que en las zonas más profundas de la plataforma se depositase el Miembro Inferior de la Formación La Peña, mientras que en las más someras los bancos de grainstones de la Formación Cupido continuasen creciendo, transgrediendo probablemente el límite Aptiano - Albiano. Una vez que las partes bajas de la plataforma fueron ahogadas se dio el depósito continuo del Miembro Superior de la Formación La Peña depositando aquí su expresión más tardía. Esto quiere decir que mientras en algunas zonas del noreste de México se depositaba el Miembro Inferior de la Formación La Peña, en el área de estudio no ocurrió así.

La segunda, implicaría que el depósito del Miembro Inferior de la Formación La Peña se encuentre ahí, como una sección condensada, como una lámina o un estrato muy delgado cuya búsqueda implicaría un muestreo milimétrico. Para ello se proponen los horizontes arcillosos que se encuentran cerca del límite de estas formaciones indicados en este trabajo (ver descripción litoestratigráfica en el capítulo cuatro, resultados).

Si se considera que los depósitos no ocurrieron continuamente, se podría sugerir la presencia de una paraconformidad que no es distinguible a nivel de afloramiento, ya que los estratos se muestran concordantes, con contactos rectos, y sin evidencia de erosión o de procesos pedogénéticos.

Para discernir cual de estas tres posibilidades es la correcta es necesario realizar un muestreo a intervalos aun más cortos en esta zona, para que después de realizar determinaciones micropaleontológicas en la cima y base de las formaciones Cupido y La Peña, respectivamente, sea posible verificar la existencia o no de continuidad en estas rocas.

Posteriormente aún dentro del Albiano se ha documentado el depósito de la Formación Tamaulipas Superior registrando la etapa más avanzada de la transgresión Cretácica.

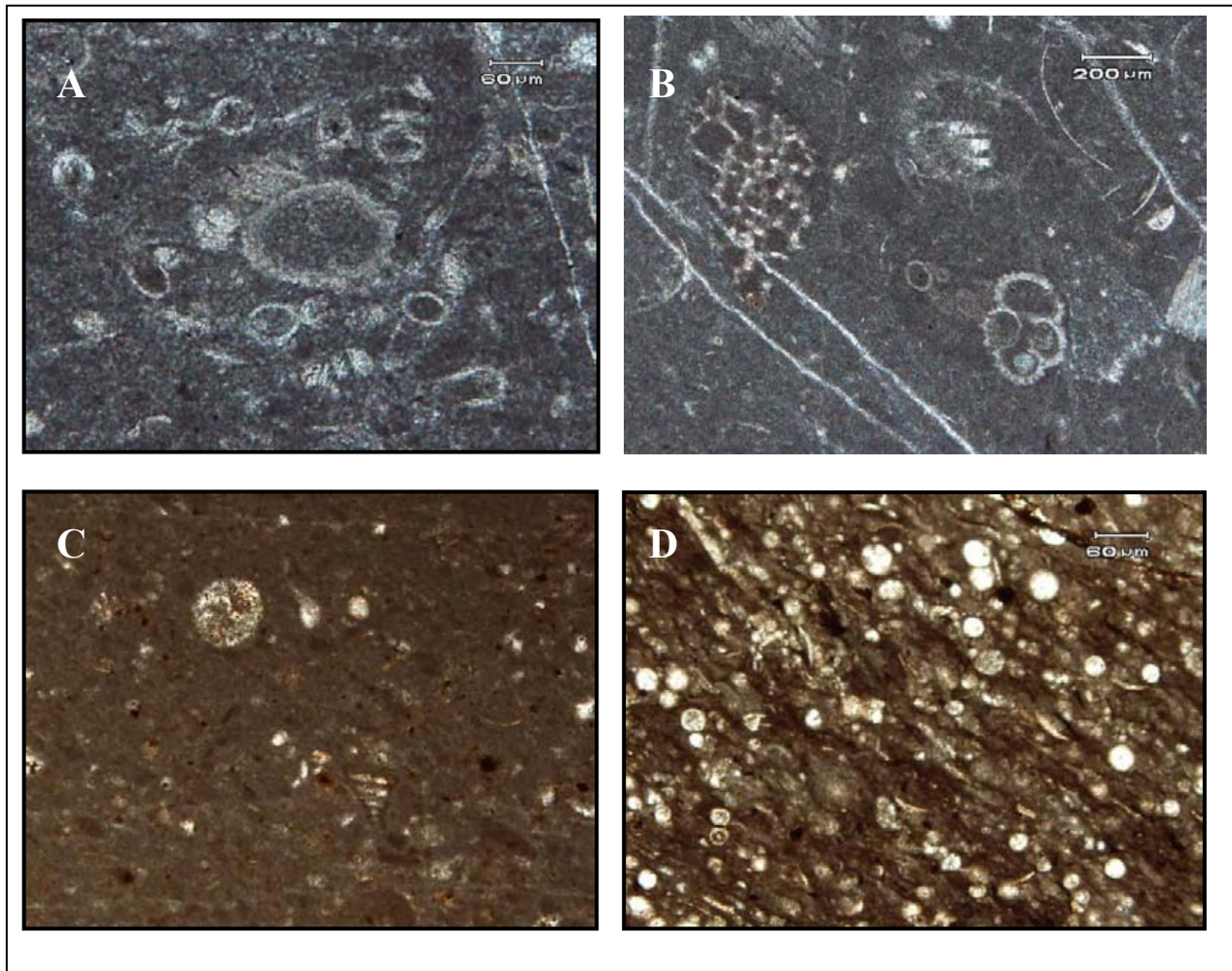


Figura 43. Comparación entre texturas wackestone y contenido aloquímico, dentro de las formaciones La Peña, Tamaulipas Superior y Cupido. **A)** y **B)** Wackestones en microfacies La Peña; **C)** Wackestone en microfacies Cupido.; **D)** Wackestone en microfacies Tamaulipas Superior

5.8.3 Cenomaniano

Durante este tiempo continuó depositándose la Formación Tamaulipas Superior. En el cañón La Boca su límite inferior se encuentra cubierto. Ascendiendo en la sección se observan algunas calizas arcillosas aisladas que a su vez son cubiertas por un estrato margoso con características similares a la Formación La Peña. Sin embargo, microscópicamente se nota la ausencia de colomielas y la presencia de *Favusella washitensis* por lo que se puede suponer el inicio del Cenomaniano (Rosales, 2008, *com. pers.*)

Respecto al análisis de facies, las que se presentan en la Formación Tamaulipas Superior desde su inicio muestran francamente un ambiente profundo (asociaciones de microfacies LBK seis y LBK siete). La ausencia o poca abundancia de elementos someros indica una lejanía con

sistemas de esta naturaleza, por otro lado la alternancia de lutitas refleja un constante e intenso aporte clástico a partir de una fuente lejana.

La fauna que predomina es de foraminíferos planctónicos, calciesferas y radiolarios en condiciones de fondo marino sin corrientes de fondo. La alternancia entre las facies muestra ciclicidad, probablemente ascensos y descensos sutiles del nivel del mar bajo las mismas condiciones ambientales excepto por un nivel de oxigenación que variaba de anaeróbico a disaeróbico.

Algunos autores como Longoria, et al. (1996) y Ángeles-Villeda et al. (2005) consideraron que en esta área también se depositó la Formación Cuesta del Cura, basados en la observación de estratificación ondulosa. Eguiluz de Antuñano (1990) también menciona la presencia de esta unidad y de otra informal llamada “Sombreretillo” con base en observaciones similares.

Las superficies ondulosas típicas de la Formación Cuesta del Cura no fueron observadas en el área de estudio. En su lugar se observaron estratos ocasionales con contactos estilolíticos que al intemperizarse semejan superficies ondulosas. Por otro lado, existen numerosos trabajos que describen mejor a esta formación en localidades cercanas al sector transversal de la Sierra Madre Oriental, en la mesa central del país, en la Sierra de Parras y en Durango (Imlay, 1936; Enciso de la Vega, 1963; PEMEX, 1988) comúnmente sobreyaciendo a la Formación Aurora y subyaciendo a la Formación Indidura atribuidas a ambientes más someros. Las litologías de estas unidades no se encontraron en el área de estudio de este trabajo.

Con base en lo anterior y en la descripción litológica hecha en este trabajo se concluye que en el área de estudio se depositó la Formación Tamaulipas Superior y no la Formación Cuesta del Cura, reforzando un texto previo escrito por Padilla y Sánchez en 1982.

5.8.4 Turoniano-Coniaciano

Durante el Turoniano y el Coniaciano, ocurrió el depósito de las Formaciones Agua Nueva y San Felipe, respectivamente, en condiciones similares que la Formación Tamaulipas Superior. Esto implica que durante estas edades la transgresión cesó.

Durante esta época persistió el depósito de las microfacies LBK seis y LBK siete en ambientes profundos y tranquilos con variaciones en el nivel de oxígeno. Probablemente el nivel del mar tuvo variaciones sutiles. El análisis de facies indica niveles poco oxigenados, sin embargo varios autores describen a estas formaciones como “más oxigenadas” con respecto a la Formación Tamaulipas Superior considerando que la litología muestra tonalidades más claras.

En particular, la asociación de microfacies LBK siete representa niveles poco oxigenados dentro de la columna estratigráfica (*Ver apéndice tres*) y se dispone de forma tal que permite suponer que estos eventos con deficiencia en la oxigenación ocurrieron cíclicamente.

Según Jenkyns (1980), durante el Aptiano-Albiano, límite Cenomaniano-Turoniano y Coniaciano-Santoniano, en el registro estratigráfico se encuentran sedimentos pelágicos distribuidos a nivel mundial que conservan abundante materia orgánica. Esto le sugiere la

presencia de eventos anóxicos globales donde las cantidades de oxígeno disuelto en los océanos fueron bajas. Como causa principal de estos eventos propone la ocurrencia de transgresiones que movilizaron una mayor cantidad de materia orgánica continental hacia las cuencas. Por otro lado las bacterias presentes en el agua pudieron consumir esta materia orgánica disminuyendo aun más los niveles de oxígeno. Efectivamente la idea sobre la existencia de transgresiones de gran escala se puede sustentar con los resultados de este trabajo durante estos intervalos de tiempo. Sin embargo se considera que los eventos de oxigenación deficiente de menor escala observados en las láminas delgadas (biolaminación y horizontes con abundante materia orgánica) pueden definirse mejor si se les asocia a condiciones particulares de la cuenca en estudio, siendo de menor orden.

Schlanger y Jenkyns (1976) sugirieron que además de la ocurrencia de transgresiones globales, se dieron condiciones climáticas que redujeron el aporte de agua fría oxigenada hacia el fondo oceánico. Esto en conjunto con las condiciones topográficas del fondo oceánico propiciaron que la franja de oxígeno mínimo se expandiera hacia las profundidades llegando a tocar la interfase sedimento - agua del sustrato en zonas donde esta no fuese tan profunda, estableciendo condiciones anóxicas forzadas.

En las láminas delgadas se observó biolaminación indicando que por intervalos cortos la cantidad de testas de organismos superó al depósito de micrita (Figura 44). Es decir, la fauna pudo aumentar y disminuir ciclicamente sugiriendo la existencia de procesos de eutroficación. Esto propició que las poblaciones consumieran gran cantidad de oxígeno forzando a que la franja de oxígeno mínimo descendiera hasta tocar el sustrato permitiendo que se conservara la materia orgánica.

Por si mismas las asociaciones LBK seis y LBK siete no permitieron diferenciar a las Formaciones Tamaulipas Superior, Agua Nueva y San Felipe, por lo que se recurrió a aspectos macroscópicos como el color y contenido de arcilla. Los indicadores bioestratigráficos planctónicos no aportaron edades muy precisas debido a su deficiente conservación.

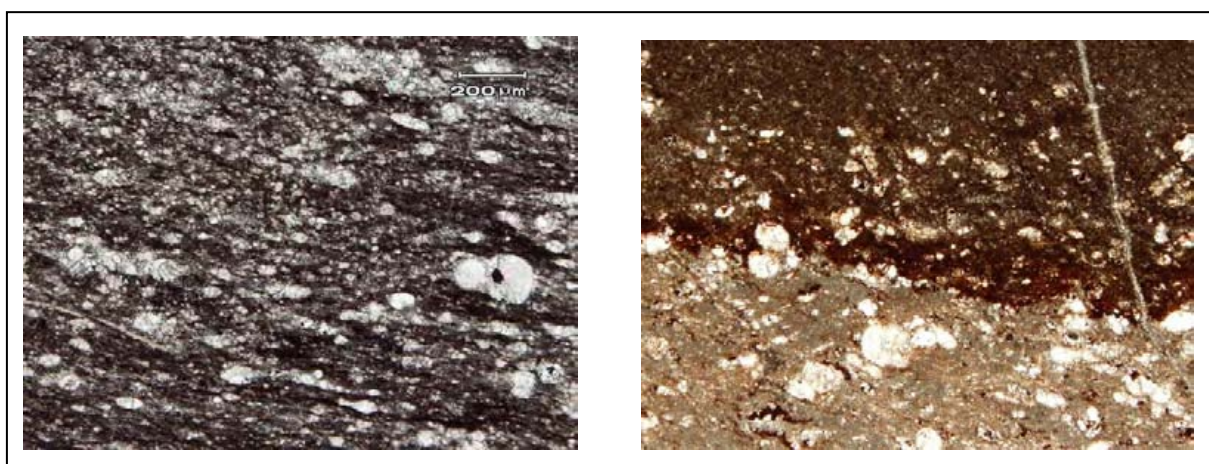


Figura 44. Se muestran evidencias de niveles con oxigenación deficiente, observados en láminas delgadas. A la izquierda se observa biolaminación sostenida por matriz oscurecida por materia orgánica (asociación de microfacies LBK siete). A la derecha se muestra el contraste entre niveles anóxicos y oxigenados, nótese las dimensiones de estos cambios (asociaciones LBK seis y LBK siete).

Indirectamente y sin ser definitivo también se consideró la observación de paquetes litológicos con características estructurales distintivas.

Cabe destacar que el aporte de clásticos finos (arcillas) se mantuvo. Sin embargo se considera que este aumentó sutilmente para el Coniaciano sin que ello implique un cambio en la cuenca en estudio.

Las rocas asignadas a la Formación San Felipe son las mas jóvenes en el área de estudio por lo que con ellas termina el registro paleoambiental de la cuenca.

5.9 Variaciones en el nivel relativo del mar

Los cambios en el nivel del mar pueden estar gobernados por cambios eustáticos que suelen tener consecuencias a nivel global, también por factores locales dentro de las cuencas sedimentarias como levantamientos o subsidencia tectónica, y por las tasas de sedimentación que en un momento dado pueden colmar una cuenca o no proveerla de sedimentos.

En el apartado anterior se describió la evolución paleoambiental del área de estudio, asignando a cada una de las asociaciones de microfacies una posible profundidad relativa del sustrato. No es objetivo de este trabajo discriminar el proceso local de la cuenca que propició estos cambios en el nivel relativo del mar, sin embargo se construyó una curva en la que se representa la variación de profundidades respecto al tiempo (Figura 45).

A partir de la comparación de la curva construida con base en las variaciones temporales de las asociaciones de microfacies alojadas en las formaciones con la curva de cambios del nivel del mar de Haq, et al. (1988) (Figura 45), se hicieron las siguientes inferencias.

Durante el depósito del Miembro Inferior de La Formación Cupido, a nivel global se tienen cambios en nivel del mar que no se ven reflejados en la cuenca de estudio, por lo que se sugiere que la plataforma Cupido tuvo ajustes internos que permitieron que la paleo profundidad del sustrato fuera relativamente constante.

Para el depósito del Miembro Superior de la Formación Cupido, las curvas muestran algunas similitudes. Para los segmentos que son coincidentes se sugiere que la alternancia de microfacies pueden tener una importante componente eustática, pero para los segmentos que no son coincidentes se puede sugerir que los cambios en la profundidad del sustrato se deben principalmente a condiciones normales de ajuste de subsidencia dentro de la plataforma y a la acumulación de material sedimentario.

Para el depósito tardío de la Formación La Peña en el área de estudio se sugiere que el cambio en la profundidad del sustrato fue principalmente consecuencia de cambios eustáticos (Figura 45).

Para las microfacies y litofacies de las formaciones Tamaulipas Superior, Agua Nueva y San Felipe se sugiere que igualmente tienen una influencia eustática. Sin embargo, en la curva de Haq et al., (1988), se notan amplias variaciones del nivel relativo del mar que no se registran

claramente en la cuenca de estudio, aún si se considera que la asociación de microfácies LBK siete fuese más profunda que la asociación de microfácies LBK seis (Figura 45).

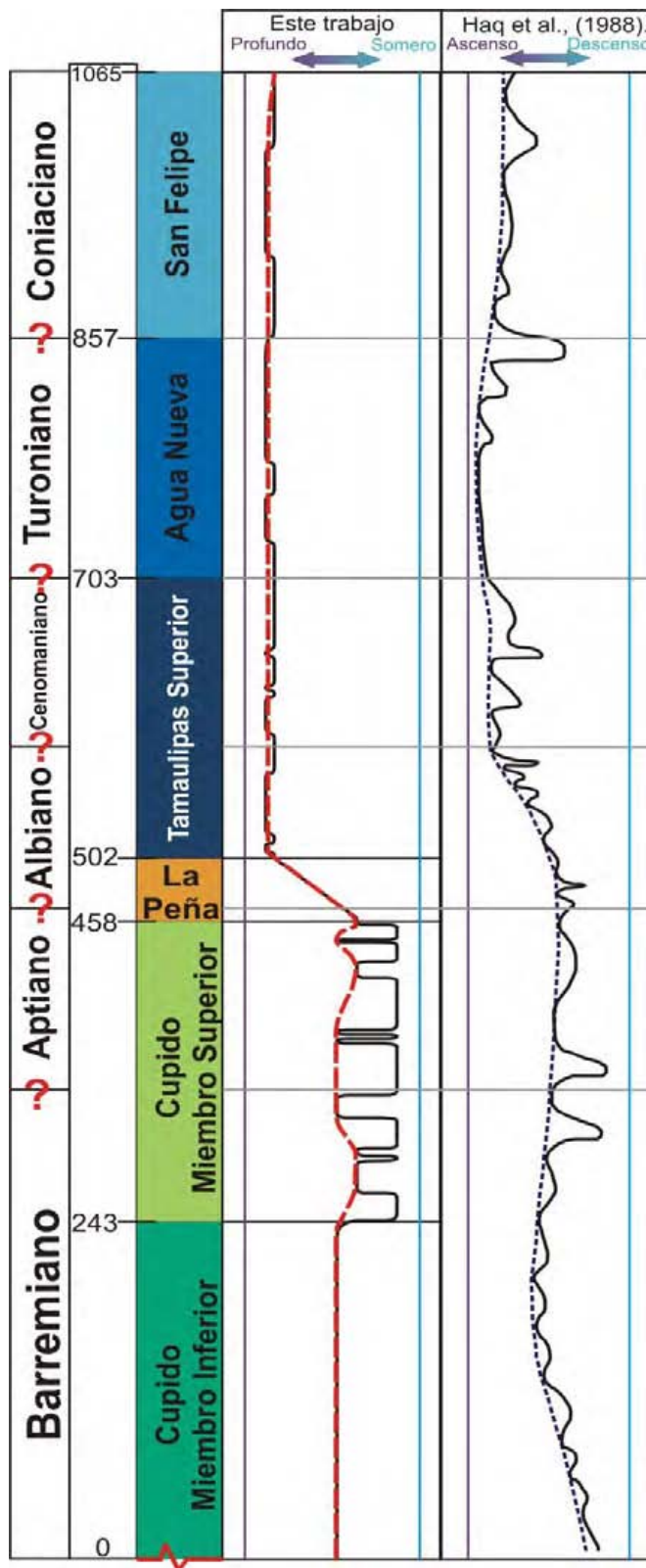


Figura 45. A la izquierda se encuentra la curva que representa las paleo profundidades relativas según la alternancia de asociaciones de microfácies de las rocas estudiadas en el cañón La Boca. A la derecha se muestra la curva de cambios del nivel del mar propuesta por Haq et al., (1988).

Nótese que las curvas discontinuas muestran un comportamiento similar. Por otro lado las curvas continuas son diferentes en algunos segmentos permitiendo suponer que las variaciones en la batimetría en la cuenca en estudio pudieron ser causa de cambios locales.

La escala vertical de esta curva se diseñó con base en los espesores litológicos calculados en este trabajo, de la misma forma la curva de Haq et al., 1988 fue adaptada.

5.10 Cabalgadura.

Como se mencionó en el apartado de aspectos estructurales, hacia el techo de la sección medida se hallaron litofacies que son correlacionables con las que se ubicaron al inicio de la sección, por lo que en este trabajo se propuso la presencia de una cabalgadura (Figura 46).

Una vez hecho el estudio de microfacies se encontró que hacia la parte final de la sección se obtuvieron muestras que indican condiciones de depósito somero, esto ayudó a sustentar la presencia de éste contacto estructural. Las asociaciones de microfacies encontradas (en orden) fueron LBK cinco (previamente atribuida a la Formación La Peña) y luego LBK dos, LBK uno y LBK cuatro (atribuidas al Miembro Superior de la Formación Cupido).

El orden en que son encontradas las microfacies, sustenta que el bloque que cabalga pertenece al limbo inferior de un anticlinal recostado. La cabalgadura que se propone es sub paralela a otras reportadas por Padilla y Sánchez (1982; 1985) con direcciones promedio WNW-ESE, además regionalmente se encuentran alineadas con los ejes de los pliegues anticlinales (Figura 46), y localmente, en el cañón La Boca, las formaciones que se encuentran plegadas tienen sus ejes igualmente sub paralelos.

Esto indica que los esfuerzos que deformaron a las rocas que afloran en el área se estudio fueron de tipo compresivo y se transmitieron en dirección NE, afectando a cada formación de manera particular de acuerdo con su propia competencia.

Las rocas deformadas más antiguas pertenecen a la Formación San Felipe de edad Coniaciano por lo que forzosamente este evento compresivo ocurrió posteriormente. Varios autores han coincidido en que la creación de estos pliegues y cabalgaduras son consecuencia de la Orogenia Laramídica.

Padilla y Sánchez (1982) detectó también la repetición de las Formaciones La Peña y Cupido al sur del área de estudio. Sin embargo, la atribuyó a la exhumación del limbo austral de un sinclinal continuación del anticlinal de San Juan Bautista. Esto forzosamente implicaría que las litofacies, microfacies y biofacies presentes en las Formaciones Agua Nueva y Tamaulipas Superior aparecerían nuevamente más hacia el sur después de la Formación San Felipe, sin embargo esto no sucede.

Por otro lado los fósiles en las rocas que se ubican antes de la zona cubierta donde se propone la ubicación de la cabalgadura (a pesar de su deficiente conservación), muestran afinidad al Coniaciano más que al Aptiano – Cenomaniano (Rosales, C., 2008, *com. pers.*).

Para confirmar la hipótesis de la presencia de esta estructura, atendiendo a que en el cañón La Boca existen intervalos cubiertos, se hicieron caminamientos por un cañón paralelo “El Cañoncito”. También se buscó justificar su presencia mediante el análisis de datos de rumbos y echados en los estratos, de limbos y ejes de pliegues, de fotografías aéreas y de observaciones geomorfológicas (Figura 46). Cabe mencionar que el estudio estructural detallado de este elemento escapa a los objetivos de este trabajo.

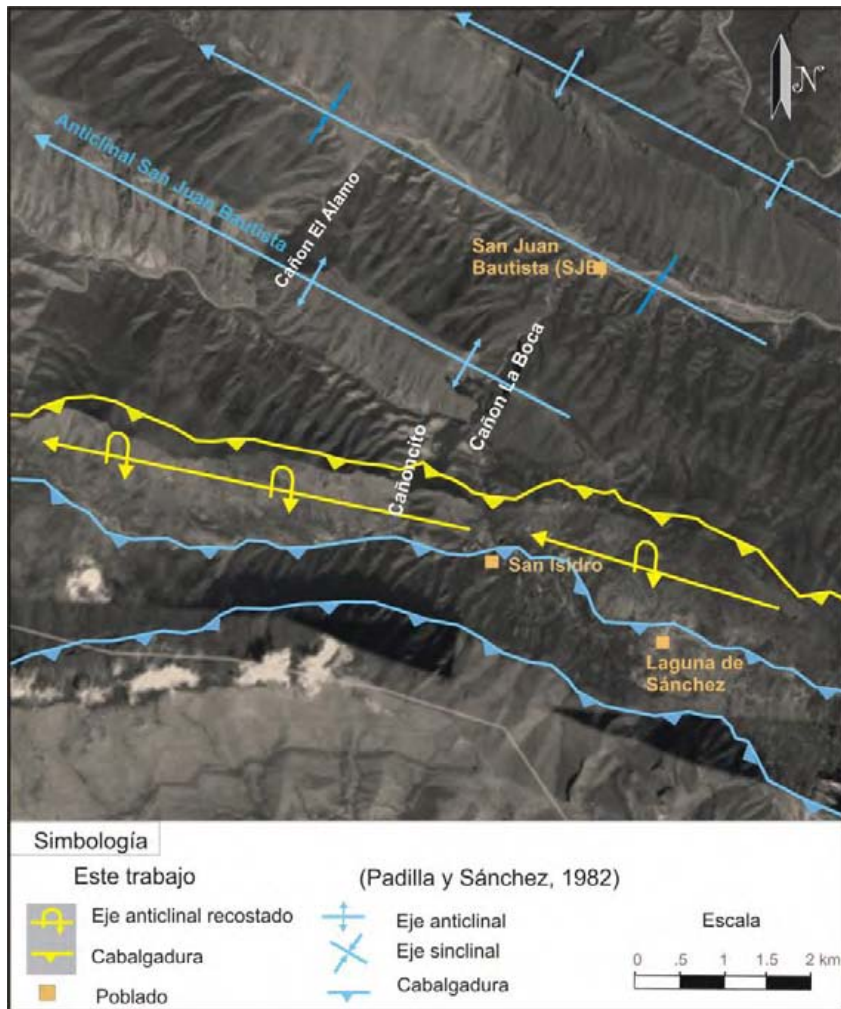


Figura 46. Fotografía aérea regional donde se muestran dos cabalgaduras, propuestas por Padilla y Sánchez (1982) en color azul. Más al norte se muestra el lineamiento formado por el limbo inferior del anticlinal recostado que sobrepone a las formaciones Cupido y La Peña sobre la Formación San Felipe, a través de la cabalgadura que se propone en este trabajo, en color amarillo. Nótese la similitud en la orientación de dichas estructuras.

Conclusiones

Con base en el análisis de las siete asociaciones de microfacies definidas en este trabajo, se concluye que:

- Los paleo ambientes registrados en la sección estratigráfica estudiada consisten de plataforma abierta (LBK uno), postarrecifal a margen de plataforma abierta (LBK dos), margen de plataforma (LBK tres), bancos de grainstones en margen arrecifal (LBK cuatro), pie de talud (LBK cinco), transición de pie de talud a plataforma profunda (LBK seis) y cuenca o plataforma profunda (LBK siete).
- Las rocas del cañón La Boca registran en general una tendencia transgresiva dentro de lo que pudiera ser parte de un ciclo de segundo orden. A menor escala se observan alternancias de microfacies evidenciando ciclos de somerización y profundización del sustrato.
- En el área de estudio no se encuentran evidencias de la presencia de un arrecife orgánico *in situ*. En su lugar se observan bancos de grainstones, rudstones y floatstones que funcionaron como prominencias respecto a la paleotopografía circundante.
- Para la edad en que se deposita el Miembro Inferior de la Formación Cupido se dan cambios globales del nivel relativo del mar, sin embargo, en el área de estudio la paleo profundidad de la plataforma Cupido se mantuvo constante. Para el Miembro Superior se detectaron ocho abatimientos del nivel del mar de menor orden y distinta magnitud. A pesar de que en la zona de estudio se ubicaron paleo prominencias de bancos de grainstones, estos abatimientos no los expusieron a condiciones sub aéreas.
- El área de estudio se detectó un depósito tardío del Miembro Superior de la Formación La Peña, evidenciado por la asociación de microfacies LBK cinco y por cambios en los espesores de los estratos.
- No se detectó a las facies del Miembro Inferior de la Formación La Peña, a causa de tres posibles factores: 1) los bancos de grainstones continuaron creciendo hasta el límite Aptiano-Albiano, mientras la parte basal de la Formación La Peña ya estaba depositándose en otras regiones; 2) la existencia de una paraconformidad no detectable a nivel de afloramiento; 3) que se haya depositado como una sección condensada por lo que se sugiere un muestreo milimétrico.
- La Formación Tamaulipas Superior se asume de un ambiente de depósito profundo. La poca abundancia o ausencia de elementos someros indica una lejanía con estos sistemas.
- El depósito de las formaciones Agua Nueva (Turoniano) y San Felipe (Coniaciano), ocurrió en condiciones de profundidad similares a las de la Formación Tamaulipas Superior, implicando que durante estas edades la transgresión cesó. Sin embargo, en ambas se observaron rasgos que sugiriere procesos de eutroficación y de deficiencia en la oxigenación de la interfase sedimento agua.

- Estos procesos disóxicos se explican como consecuencia de procesos internos de la cuenca, desde luego asociados a procesos de orden global.

Respecto a la litoestratigrafía se concluye:

- En el área de estudio se reconoció la presencia de las Formaciones Cupido (458 m), La Peña (44 m), Tamaulipas Superior (201 m), Agua Nueva (154 m) y San Felipe (208 m). Los espesores estimados en este trabajo están aproximados, pues las formaciones se encuentran deformadas.
- En contraposición a reportes anteriores, la Formación Cuesta del Cura no se depositó en el área de estudio, pues sus superficies onduladas típicas no fueron observadas. En su lugar se observaron estratos ocasionales con contactos estilolíticos que al intemperizarse semejan dichas superficies onduladas. Además, las litologías de las unidades que suelen subyacerla y sobreyacerla en el ámbito regional, tampoco fueron observadas.

Respecto a la geología estructural se concluye:

- Hacia el techo de la sección estratigráfica estudiada se encontraron repeticiones de facies sobreyaciendo a la Formación San Felipe, mismas que son correlacionables con la base de la Formación La Peña y el techo de la Formación Cupido.
- Se propone como causa de esta repetición de facies la presencia de una cabalgadura que se encuentra cubierta, la cual define un lineamiento de rumbo WNW-ESE, siendo paralela a otras cabalgaduras que han sido propuestas por otros autores.
- Con base en análisis de indicadores bioestratigráficos, la observación de fotografías aéreas y las geoformas del paisaje, se infiere que el bloque que asciende sobre la falla corresponde al flanco inferior de un anticlinal recostado cuyo limbo superior ha sido ya erosionado.

Referencias bibliográficas

Allison, P.A., Wignall, P.B., and Brett, C.E., 1995, Paleo-oxygenation: effects and recognition, in Bosence, D.W.J., Allison, P.A. (eds.), *Marine paleoenvironmental analysis from fossils*: London, Geological Society of London, Special Publications No 83, 97-112.

Anderson, T.H., and Silver, L.T., 1974, The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, in Anderson, T. H. and Roldan-Quintana J., (eds.), *Geology of northern Sonora: Geological Society of America Annual Meeting Guide Book No. 27*, 59-68.

Ángeles-Villeda, M.E., Hinojosa-Espinosa, J.J., López-Oliva, J.G., Valdés-González, A., y Livas-Vera, M., 2005, Estratigrafía y microfácies de la parte sur del Cañón La Boca, Santiago, Nuevo León, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22 (2), 272 – 281.

Barboza-Gudiño, J.R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M., y Martínez-Macías, P.R., 2004, Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, (21), 299–319.

Barragán, M.R., 2000, Ammonite biostratigraphy, lithofacies variations, and paleoceanographic implications for Barremian–Aptian sequences of Northeastern Mexico: Miami Florida, USA, Florida International University, Tesis de Doctorado: 312 p.

Barragán, R., and Melinte, M.C., 2006, Palaeoenvironmental and palaeobiological changes across the Barremian/Aptian boundary interval in the Tethys Realm (Mexico and Romania): *Cretaceous Research*, 27 (4), 529–541.

Barragán, M.R., and Maurrasse F.J-M., 2008, Lower Aptian (Lower Cretaceous) ammonites from the basal strata of the La Peña Formation of Nuevo León State, northeast Mexico: biostratigraphic implications: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25 (1), 145-157.

Barker, C.L., 1941, Upper Jurassic and structures of the Monterrey-Salttillo area: Monterrey, Mexico, South Texas Geological Society Guidebook 13th Annual Meeting, 4 p.

Bartolini, C., Cantú-Chapa, A., Lang, H., and Barboza-Gudiño, R., 2002, The Triassic Zacatecas Formation in Central Mexico, paleotectonic, paleogeographic and paleobiogeographic implications, in Bartolini C., et al., (eds.), *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins and Petroleum Systems*: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75, 295–315.

Bello, M.R., 1978, Estudio estratigráfico de rocas sedimentarias en 13 pozos localizados en la porción meridional de la Faja de Oro: México, D.F., Facultad de Ingeniería, Universidad nacional Autónoma de México, Tesis de Licenciatura, 85 p.

- Boggs, S.J., 1995, Principles of sedimentology and stratigraphy: Englewood Cliffs, New Jersey, USA, Prentice Hall. 2nd Edition, 774 p.
- Bonet, F., 1956, Zonificación microfaunística de las calizas de la región del este de México: Boletín de la Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros, 8 (7), 389 – 488.
- Campa, M.F., and Coney, P., 1983, Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1040–1051.
- Cantú-Chapa, A., 1992, The Jurassic Huasteca series in the sub-surface of Poza Rica, Eastern Mexico: Journal of Petroleum Geology, 15, 259-282.
- Cantú-Chapa, C.M., Sandoval-Silva, R., y Arenas-Partida, R., 1985, Evolución sedimentaria del Cretácico Inferior en el norte de México: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 17, 14-37.
- Carrillo-Bravo, J., 1961, Geología del anticlinorio de Huizachal-Peregrina al Noreste de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín, 13(1, 2), 1 – 99.
- Carrillo-Bravo, J., 1963, Geology of the Huizachal-Peregrina anticlinorium northwest of Ciudad Victoria, Tamaulipas, in Bonet, F., (ed.), Geology of Peregrina Canyon and Sierra de El Abra, Mexico: Corpus Christi Geological Society Annual Field Trip Guidebook, 11-23.
- Centeno-García, E., 2005, Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography, in Anderson, T.H., et al., (eds.), The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, 233–258.
- Centeno-García, E., and Silva-Romo, G., 1997, Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic - Jurassic time: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 14, 244–260.
- Centeno-García, E., Sánchez-Zavala, J. L., Patchett J., Isachsen, C., Sour-Tovar, F., and Ortega-Gutierrez, F., 1997, Stratigraphy, Nd isotopes, sediment provenance, and paleogeography of Paleozoic sequences in southern Mexico (abs.), in Terrane Dynamics–97, International Conference on Terrane Geology: Christchurch, New Zealand Abstracts, 42–45.
- Centeno-García, E., Sánchez-Zavala, J.L., and Ortega-Gutierrez, F., 1998, Late Proterozoic–Paleozoic stratigraphy of Mexico and its role in Gondwana-Laurentia interactions: International Geological Correlation Program, Project 376 meeting, Laurentian-Gondwanan connections before Pangea, Oaxaca, México, 13 p.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., and Talavera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone, in Draut, A., Clift, P.D., and Scholl, D.W., (eds.), Formation and Applications of the

Sedimentary Record in Arc Collision Zones: Geological Society of America Special Paper 436, 279–308.

Charleston, S., 1973, Stratigraphy, tectonics, and hydrocarbon potential of the Lower Cretaceous, Coahuila Series, Coahuila, México: Ann Arbor, Michigan, USA, University of Michigan, Tesis doctoral, 286 p.

Chávez-Cabello, G., 2005, Deformación y Magmatismo Cenozoicos en el sur de la cuenca de Sabinas, Coahuila, México: Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis doctoral, 266 p.

Compton, R., 1983, Geología de campo: México, Editorial Pax-México, 1ª Edición, 27 – 63.

Concklin, J., and Moore, C., 1977, Paleoenvironmental analysis of the Lower Cretaceous Cupido Formation, Northeast Mexico, in Bebout, D.C., Loucks, R.G., (eds.), Cretaceous carbonates of Texas and Mexico, applications to subsurface exploration: Austin, Texas, USA, University of Texas, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations No 89, 302 – 323.

Coney, P.J., and Campa, M.F., 1987, Lithotectonic Terrane Map of Mexico (west of the 91st meridian): U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map and Report MF-1874-D, scale: 1:10,000,000, 1 p.

De Cserna, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey: México, D. F., Congreso Geológico Internacional no. 20, 87 p.

Dickinson, W., and Lawton, T., 2001, Carboniferous and Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: Geological Society of America Bulletin, 113 (9), 1142 – 1160.

Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham, W.E., (ed.), Classification of carbonate rocks a symposium: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, 108 -171.

Echanove-Echanove, O., 1986, Geología petrolera de la cuenca de Burgos (Parte 1) consideraciones geológico petroleras: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 38 (1), 3- 39.

Eguiluz de Antuñano, S., 1990, Un hiato Aptiano en el Noreste de México: Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología, 2 (2), 57 – 68.

Eguiluz de Antuñano, S., 1997, The Nazas Formation in north-central Mexico, in Abstracts of The South-Central/Rocky Mountain Section Mesozoic Red Beds of Mexico and related Mesozoic strata, el Paso, Texas: Geological Society of America, 1-8.

Eguiluz de Antuñano, S., Aranda, G., y Marret, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53, 1 – 26.

Embry, A. F., and Klovan, J.E., 1971. A late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island Northwest Territories: *Bulletin of Canadian Petroleum Geologists*, 19, 730 -781.

Enciso de La Vega, S., 1963, Resumen de la Geología de la Hoja Nazas, Estado de Durango 13R-k(6), escala 1:100 000: México D. F., Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, mapa con texto.

Flores-Herrera, H.E., 1995, Estudios estratigráficos y de microfacies del Cretácico en la parte norte del Cañón La Boca, Santiago, Nuevo León: Monterrey, Nuevo León, México, Facultad de Ciencias Biológicas, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Licenciatura, 68 p.

Flügel, E., 1972, Mikrofazielle Untersuchungen in der Trias: Methoden und Probleme.-*Mitteilungen Gesellschaft der Geologie und bergbaustudenten in Österreich*, 21, 6-64.

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

Folk, R.L., 1962, Spectral subdivision of limestones types, in Ham, W.E., (ed.): *Classification of carbonate rocks a symposium*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, 62 – 84.

Fries, C., Jr., Schmitter, E., Damon, P. E., Livingston, D. E., and Erickson, R., 1962, Edad de las rocas metamórficas en los cañones de La Peregrina y de Caballeros, parte centro-occidental de Tamaulipas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Boletín, 64, 55–69.

Fries, C., Jr., and Rincon-Orta, C., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronometría: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, 73, 57–133.

Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, in Bartolini, C., Wilson J.,L., and Lawton, T.,F., (eds.), *Mesozoic sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 340*, 1-59.

Grabau, A.W., 1904, On the classification of sedimentary rocks: *American Geology*, 33, 228-247.

Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R., 1988, Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change, in Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J. C., (eds.), *Sea-level changes - An integrated approach: The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No 42*, 71-108.

Humphrey, W.E. 1949, Geology of Sierra de los Muertos area, Mexico (with descriptions of Aptian cephalopods from the La Peña Formation): *Geological Society of America Bulletin*, 60, 89-176.

Ice, R.G., and McNulty, C.L., 1980, Foraminifers and calcispheres from Cuesta del Cura and Lower Agua Nueva Formations (Cretaceous) in east central Mexico: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 30, 403 – 425

Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico (Part IV), Geology of the western part of the Sierra de Parras, Coahuila Mexico: Geological Society of America Bulletin, 49, 1651 – 1694.

Imlay, R.W., 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 48, 567 – 630.

Imlay, R.W., 1943, Jurassic formations of the Gulf regions: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 27, 1497–1533.

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI), 2008a, Información geográfica, Fisiografía.

<http://mapserver.inegi.org.mx/geografia/espanol/prodyserv/actualizacion/recursosnaturales/recnatinffis.cfm?s=geo&c=1120>

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI), 2008b, Visualizador de ortofotos, Ortofoto G14C36A.

<http://mapserver.inegi.org.mx/map/visorto/viewer.htm?s=geo&c=1086>

Jeffreys, G., 1910, Reporte Geológico: American Gulf Oil Company. Reporte no publicado. citado en Muir, 1936 p.

Jenkins, H.C., 1980, Cretaceous anoxic events: from continents to oceans: Journal of the Geological Society of London, 137, 171 – 188.

Johnson, C. R., 1991, Depositional cycles of the Zuloaga (Oxfordian-Kimmerigian?) Formation, Sierra de Bunuelos, Coahuila, Mexico: New Orleans, Louisiana, University of New Orleans, Tesis de Maestría, 242 p.

Keppie, J. D., 1977, Plate tectonic interpretation of Paleozoic world maps: Nova Scotia Department of Mines Paper 77 (3), 45 p.

Labarthe, G., Tristán, M., and Aguillón, R.A., 1982, Estudio geológico-minero del área de Peñón Blanco, estados de San Luis Potosí y Zacatecas: Instituto de Geología y Metalurgia, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto Técnico, 76, 80 p.

Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, I.P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., and Banner, J., 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico: Geological Society of America Bulletin, 111 (7), 1010–1029.

Longoria, J.F., 1973, On the stratigraphic distribution of the genus *Colomiella*: Sociedad Geológica Mexicana Boletín, 34 (1, 2), 97 – 99.

- Longoria, J.F., 1977, Bioestratigrafía del Cretácico Inferior basada en microfósiles planctónicos: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 38 (1), 2 – 17.
- Longoria, J.F., 1984, Stratigraphic studies in the Jurassic of northeastern Mexico: evidence for the origin of the Sabinas Gulf: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Gulf Coast Section, Annual research Conference Proceedings*, 171 – 193.
- Longoria, J.F., 1994, recognition and characteristics of a strike slip fault system in Mexico and its Mesozoic transpressional regime: Implications in plate tectonics and paleogeographic reconstruction: *Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Boletín* 11, no. 1, 77 – 104.
- Longoria, J.F., Flores-Herrera, H., Hinojosa, J., y Silva-Martínez, L., 1996, Estudios estratigráficos en el cañón de La Boca del anticlinal Sierra de San Juan Bautista Santiago, Nuevo León, México; *Sonora, Boletín del Departamento Geológico de la Universidad de Sonora*, 13 (1), 15-74.
- Lopez, R., 1997, High-Mg andesites from the Gila Bend Mountains, southwestern Arizona; evidence for hydrous melting of lithosphere during Miocene extension; the pre-Jurassic geotectonic evolution of the Coahuila Terrane, northwestern Mexico; Grenville basement, a late Paleozoic arc, Triassic plutonism, and the events south of the Ouachita suture [Ph.D. thesis]: Santa Cruz, University of California, 147 p.
- López-Ramos. E., 1985, *Geología de México: México, D.F., Impresiones Reséndiz, 3ª Edición, Tomo II, 453 p.*
- May, P., 1971, Pattern of Triassic – Jurassic dikes around the North Atlantic in the context of pre-drift positions of the continents: *Geological Society of America Bulletin*, 82, 1285 – 1292.
- McFarlan E., and Menes, L. S., 1981, Lower Cretaceous, in Salvador, A., (ed.), *The Gulf of Mexico basin, Geology of North America: Boulder Colorado, Geological Society of America*, 2, 181-204.
- Montañez, C. A., Ramírez, G. J. G., Escalante, M. J. C., Luevano, A., y López, L. M., 2000, *Carta Geológica – Minera Concepción del Oro, G14-10, Escala 1:250 000, Estados de Coahuila y Nuevo León: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales (Servicio Geológico Mexicano), Informe técnico.*
- Morán-Zenteno, D., 1994, *The geology of the Mexican Republic: American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology No. 39, 160 p.*
- Muir, J. M., 1936, *Geology of the Tampico Region, Mexico: Tulsa, Oklahoma, USA., American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 280 p.
- Murillo-Muñeton, G., 1994, Petrologic and geochronologic study of Grenvillian-age granulites and post-granulitic plutons from La Mixtequita area, State of Oaxaca in southern Mexico: [M.S. thesis]: Los Angeles, University of Southern California, 163 p.

- Navarro-Santillan D., Sour-Tovar F., and Centeno-García E., 2002, Lower Mississippian (Osagean) Brachiopods from the Santiago Formation, Oaxaca, Mexico: Stratigraphic and Tectonic Implications: *Journal of South American Earth Sciences*, (15), 327–336
- Ochoa-Camarillo, H., Buitrón-Sánchez, B., and Silva-Pineda, A., 1999, Red beds of the Huayacocotla Anticlinorium, state of Hidalgo, east-central Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340*, 59–68.
- Opdyke, B.N., and Wilkinson, B.H., 1990, Paleolatitude distribution of Phanerozoic marine ooids and cements: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 78, 135-148.
- Ortega-Gutierrez, F., 1984, Evidence of Precambrian evaporites in the Oaxacan granulite complex of southern Mexico: *Precambrian Research*, 23, 377–393.
- Ortega-Guitérrez, F., Ruíz, J., and Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia: A Proterozoic microcontinent accreted to North America during the Late Paleozoic: *Geology*, 23, 1127–1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macias-Romo, C., and Lopez, R., 1999, Late Ordovician–Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections: *Geology*, 27 (8), 719–722.
- Ortiz-Ubilla, A., López-Ocampo, E., and Gutiérrez-Briones, F.J., 1988, Interpretación Geológica Regional en el Prospecto Cd. Victoria-Villagrán: Tamaulipas, Instituto Mexicano del Petróleo, Reporte C-4014, 141 p.
- Oschmann, W., 1994, Adaptive pathways of benthic organisms in marine oxygen controlled environments: *Abhandlungen, Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 191, 393 – 444.
- Pantoja-Alor, J., Fries, C., Jr., Rincon-Orta, C., Silver, L. T., y Solorio-Munguia, J., 1974, Contribución a la geocronología del Estado de Chiapas: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, *Boletín*, 26, 112–137.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico: Austin, Texas, USA, University of Texas, Tesis doctoral, 217 p.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1985, Las estructuras de la Curvatura de Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí: *Revista de Instituto de Geología*, 6 (1), 1 - 20.
- Padilla-Sánchez, R. J., 1986, Post Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role on the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Internacional*, 25, 157-206.
- Petróleos Mexicanos (PEMEX), 1988, Estratigrafía de la Republica Mexicana: Mesozoico: México, D. F., Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración, Informe Inédito, 229 p.

- Pessagno, E.A. Jr., 1967, Upper Cretaceous Biostratigraphy in Mexico: Geological Society of America, Memoir 111, 33-55
- Pindell, J.L., 1985, Alleghenian reconstructions and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto-Caribbean: *Tectonics*, 4, 1-39.
- Pindell, J.L., and Dewey, J.F., 1982, Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico / Caribbean region: *Tectonics*, 1, 179-211.
- Restrepo-Pace, P.A., Ruíz, J., Gehrels, G.E., and Cosca, M., 1997, Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: New constraints for late Proterozoic–early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas: *Earth and Planetary Science Letters*, 150 (3–4), 427–441.
- Robison, R., and Pantoja-Alor, J., 1968, Tremadocian trilobites from the Nochixtlán region, Oaxaca, México: *Journal of Paleontology*, 42 (3), 767–800.
- Rogers, C.L., De Cserna, Z., Tavera-Amezcuca, E., y Ulloa, S., 1957, Geología general y depósitos de fosfatos del distrito Concepción del Oro, estado de Zacatecas: *Boletín del Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales*, 38, 129 p.
- Rosales-Lagarde, L., Centeno-García, E., Dostal, J., Sour-Tovar, F., Ochoa-Camarillo, H., and Quiroz-Barroso, S., 2005, The Tuzancoa Formation of Hidalgo State: Evidence of a Carboniferous–Permian submarine arc built on continental crust in eastern Mexico: *International Geology Review*, 47, p. 901–919.
- Ross, M.A., 1981, Stratigraphy of the Tamaulipas Limestone, Lower Cretaceous, Mexico, in Smith, C.I., (ed.), *Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico*: West Texas Geological Society Publication 81-74, p. 43-54.
- Ross, M.I., and Scotese, C. R., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: *Tectonophysics*, 155, 139–168.
- Rowley, D.B., and Pindell, J.L., 1989, End Paleozoic–Early Mesozoic western Pangean reconstruction and its implications for the distribution of Precambrian and Paleozoic rocks around Meso-America: *Precambrian Research*, 42, 411–444.
- Ruíz, J., Tosdal, R.M., Restrepo, P.A., and Murillo-Muñetón, G., 1999, Pb isotope evidence for Colombia–southern Mexico connections in the Proterozoic, in Ramos, V.A., and Keppie, J.D., (eds.), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*: Geological Society of America Special Paper 336, 199–210.
- Saleeby, J.B., and Busby-Spera, C., 1992, Early Mesozoic tectonic evolution of western U.S. Cordillera, in Burchfiel, B.C., et al., (eds.), *The Cordilleran orogen, conterminous U.S.*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, *The Geology of North America*, G-3, 107–168.

Schlager, W., 2002, *Sedimentology and sequence stratigraphy of carbonate rocks*: Amsterdam, Vrije Universiteit / Earth and Life Sciences, 146 p.

Schlanger, S.O., and Jenkyns, H.C., 1976, Cretaceous oceanic anoxic events: Causes and consequences: *Geologie en Mijnbouw*, 55 (3, 4), 179 - 184.

Sedlock, R., Ortega-Gutierrez, F., and Speed, R., 1993, *Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico*: Geological Society of America, Special Paper 278, 153 p.

Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2008a, *Léxico Estratigráfico Mexicano, Formación Agua Nueva*. <http://portal.sgm.gob.mx/lexico/AguaNueva.pdf>

Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2008b, *Léxico Estratigráfico Mexicano, Formación Cuesta del Cura*. <http://portal.sgm.gob.mx/lexico/CuestadelCura.pdf>

Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2008c, *Léxico Estratigráfico Mexicano, Formación Cupido*. <http://portal.sgm.gob.mx/lexico/Cupido.pdf>

Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2008d, *Léxico Estratigráfico Mexicano, Formación San Felipe*. <http://portal.sgm.gob.mx/lexico/SanFelipe.pdf>

Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2008e, *Léxico Estratigráfico Mexicano, Formación Tamaulipas Superior*. <http://portal.sgm.gob.mx/lexico/TamaulipasSuperior.pdf>

Silva-Romo, G., 1993, *Estudio de la Estratigrafía y Estructuras Tectónicas de la Sierra de Salinas, Estados de San Luis Potosí y Zacatecas* [M.S. thesis]: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, México, 111 p.

Smith, C. I., 1970, *Lower Cretaceous Stratigraphy, Northern Coahuila, Mexico*: Texas, USA, Bureau of Economic Geology, University of Texas, Reporte de Investigación no. 65, 101 p.

Southam, J.R., Peterson, W.H., and Brass, G.W., 1982, Dynamics of anoxia: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 40, 183 – 198.

Stephenson, L. W., 1922, Some Upper Cretaceous shells of the rudistid group from Tamaulipas Mexico, *Proceedings of the United States, Natural History Museum*, 61, Art. 1, no. 2422.

Stewart, J.H., Amaya Martinez, R., Stamm, R.G., Wardlaw, B.R., Stanley, G.D., Jr., and Stevens, C.H., 1997, Stratigraphy and regional significance of Mississippian to Jurassic rocks in Sierra Santa Teresa, Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14 (2), p. 115–135.

Stewart, J.H., Blodgett, R.B., Boucot, A.J., Carter, J.L., and Lopez, R., 1999, Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexico, in Ramos, V.A., and Keppie, J.D., eds., *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea*: Geological Society of America Special Paper 336, 227–252.

Suter, M., 1980, Tectonics of the external part of the Sierra madre Oriental foreland thrust-and-fold between Xilitla and Moctezuma river (Hidalgo and San Luis Potosí states): México, D.F., Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 4(1), 19-31.

Tardy, M., Sigal, J., and Gacon, G., 1974, Bosquejo sobre la estratigrafía y paleogeografía de los flysch Cretácicos del sector transversal de Parras, Sierra Madre Oriental, México: Instituto de Geología, UNAM, Serie de Divulgación, no. 2.

Tinker, S. W., 1982, Lithostratigraphy and Biostratigraphy of the Aptian La Peña Formation, northeast Mexico and south Texas, and depositional setting of the Aptian-Pearsall-La Peña Formations, Texas subsurface and northeast Mexico: Why is there not another Fairway Field?, Ann Arbor, Michigan, USA, University of Michigan, Tesis de Maestría, 80 p.

Torres, R., Ruíz, J., Patchett, P.J., and Grajales-Nishimura, J.M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America, in Bartolini, C., Wilson, J., and Lawton T., (eds.), Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340, 191–196.

Torres-Vargas, R., Ruíz, J., Patchett, P. J., and Grajales-Nishimura, J. M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America, in Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., (eds.), Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340, 191–196.

Tristán-González, M., y Torres-Hernández, J.R., 1994, Geología del área de Charcas, Estado de San Luis Potosí, 1994: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 11, 117–138.

Tyszka, J., 1994, Response of Middle Jurassic benthic foraminiferal morphogroups to dysoxic/anoxic conditions in the Pieniny Klippen Basin, Poliah Carpathians: Amsterdam, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 110, 55-81.

Vail, P.R., Mitchum, R.M., and Thompson, S., 1977, Seismic Stratigraphy and changes of sea level (Part. IV): Global Cycles of relative changes of sea level: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, 83 – 97.

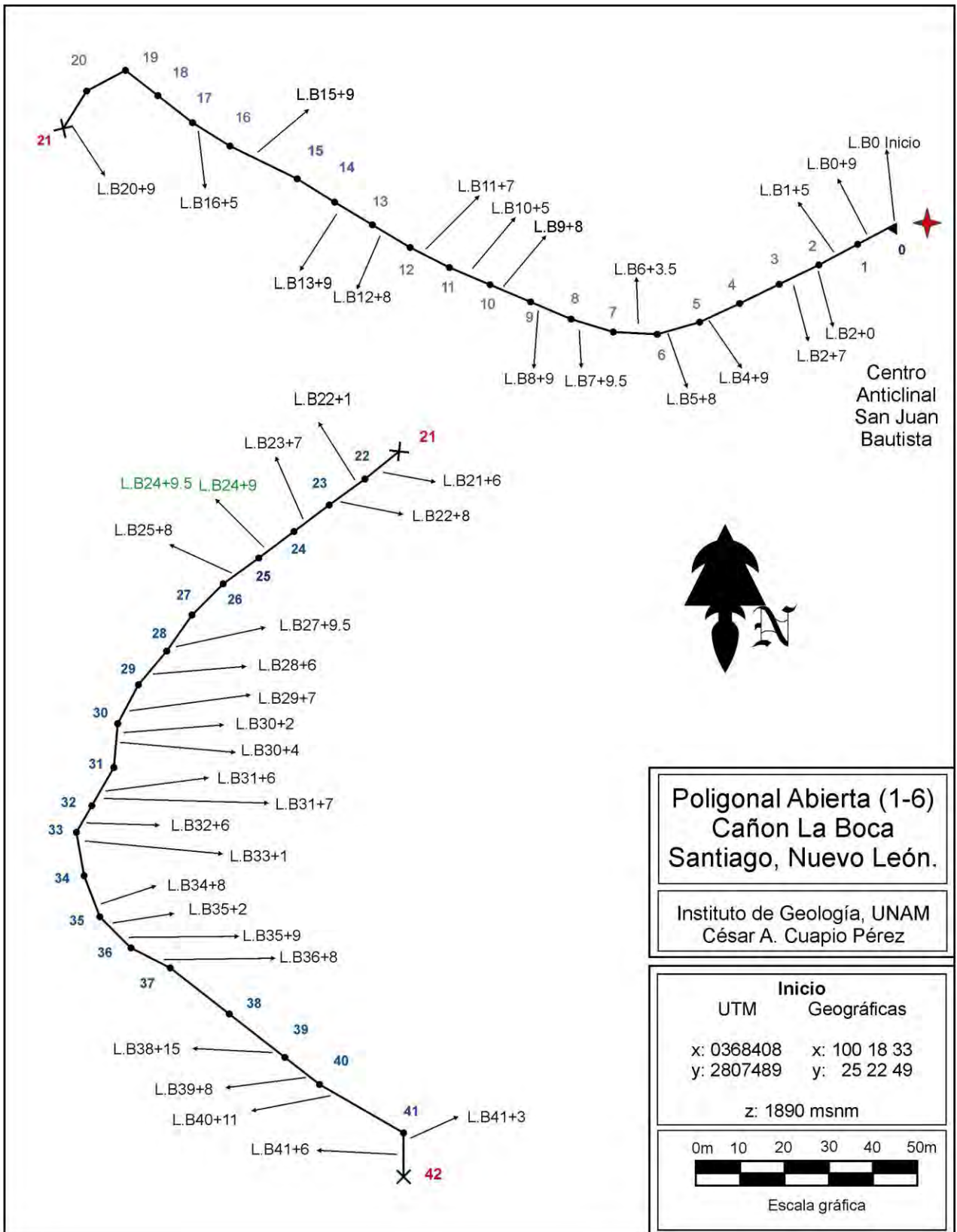
Wilson, J.L., 1975, Carbonate facies in geologic history: New York, Springer Verlag, 471 p.

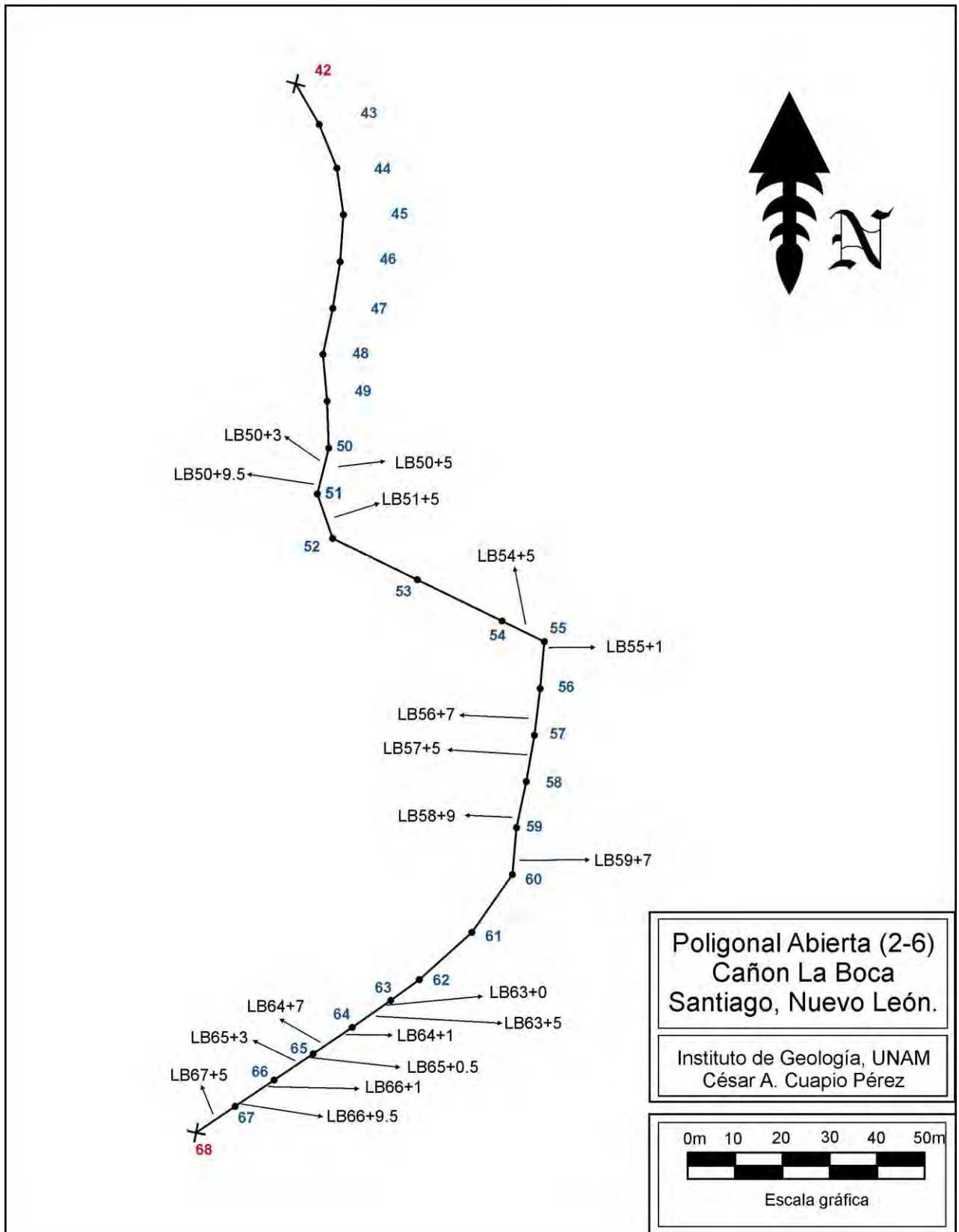
Zwanzinger, J.H., 1978a, Provincias Mesozoicas productoras en el Noreste de México: Memorias de la Asociación Civil de Ingenieros Petroleros de MéxicoAsociación Civil, Veracruz.

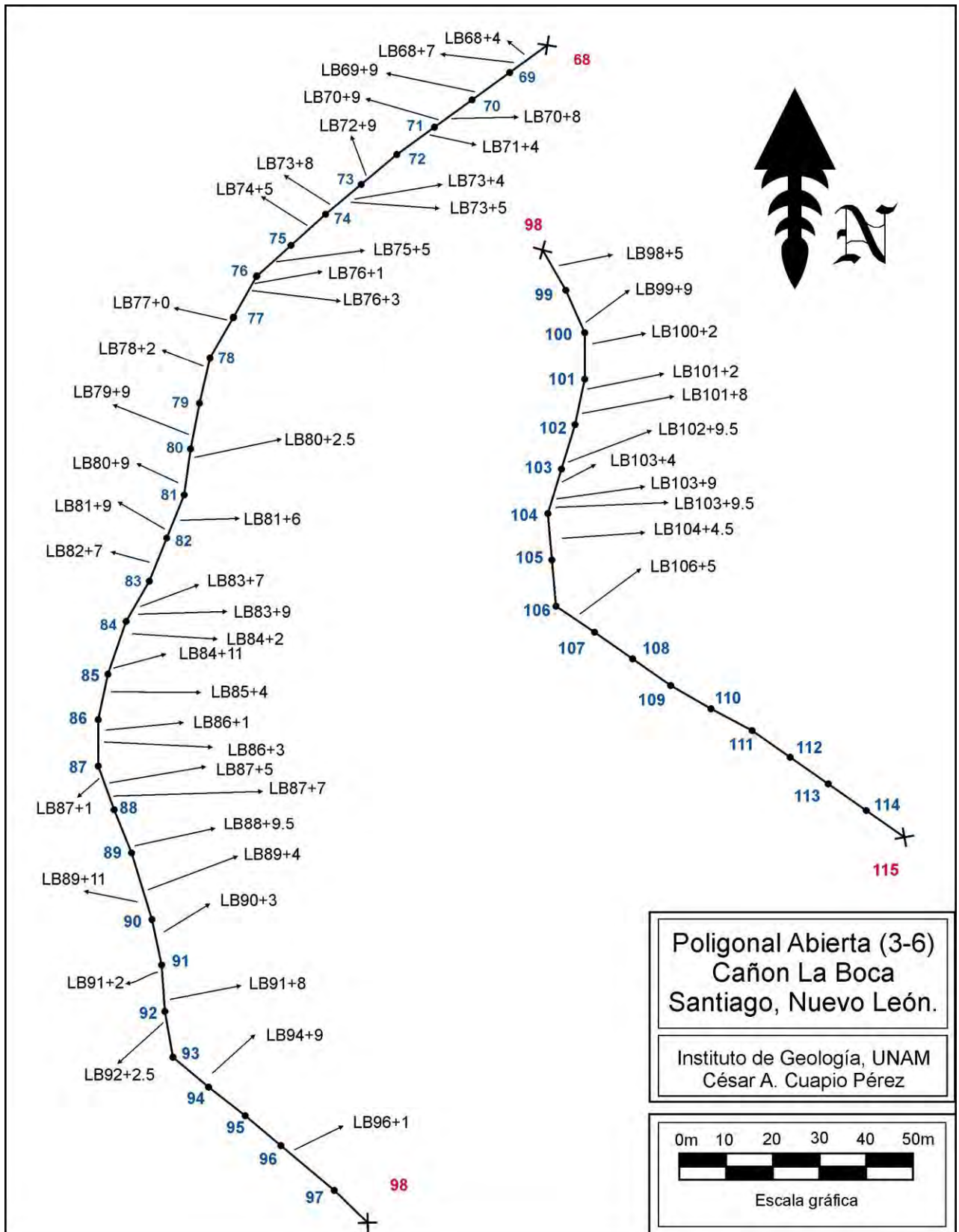
Zwanzinger, J. H., 1978b, Geología regional del sistema sedimentario Cupido: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 30, 1 – 56.

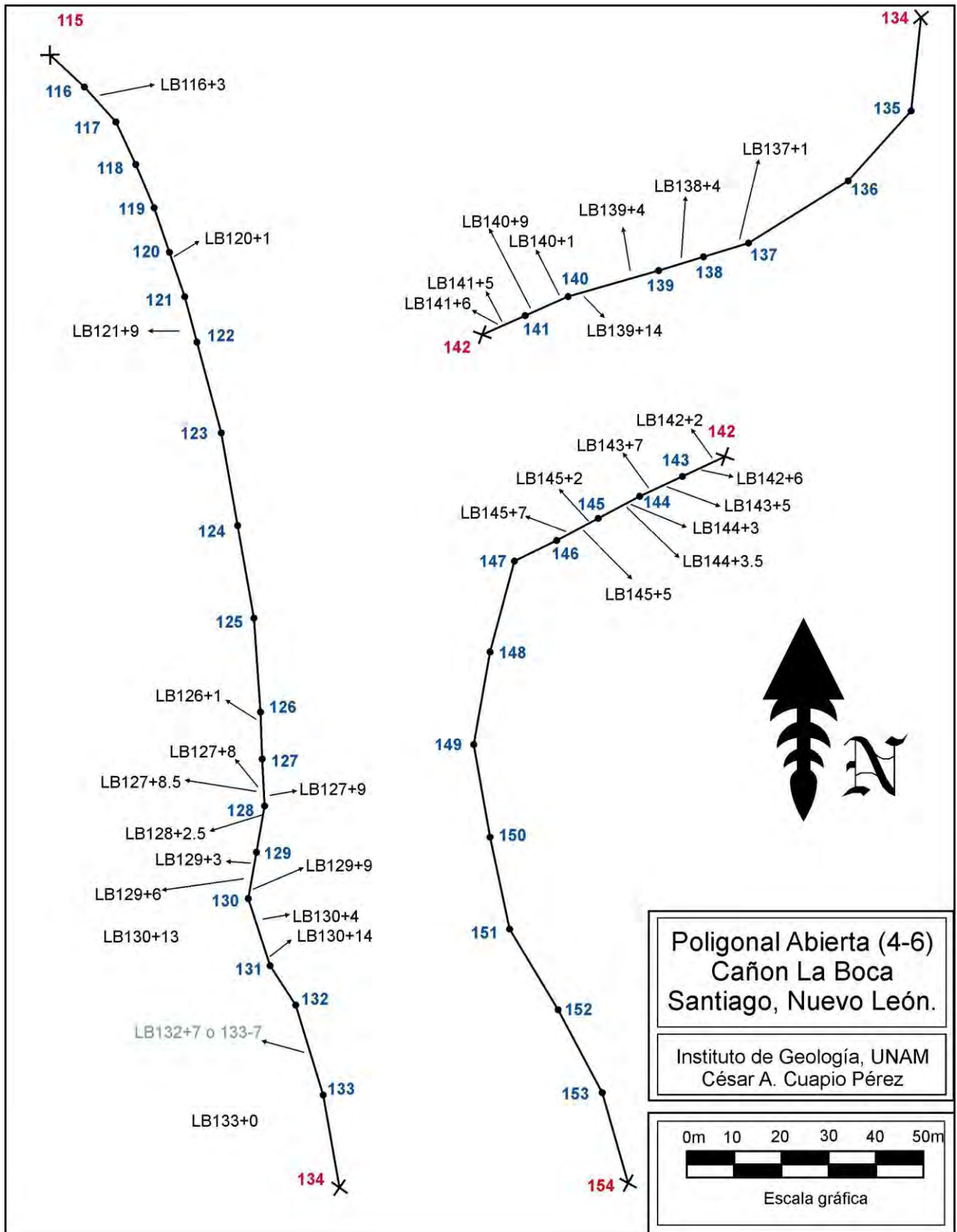
APENDICE UNO

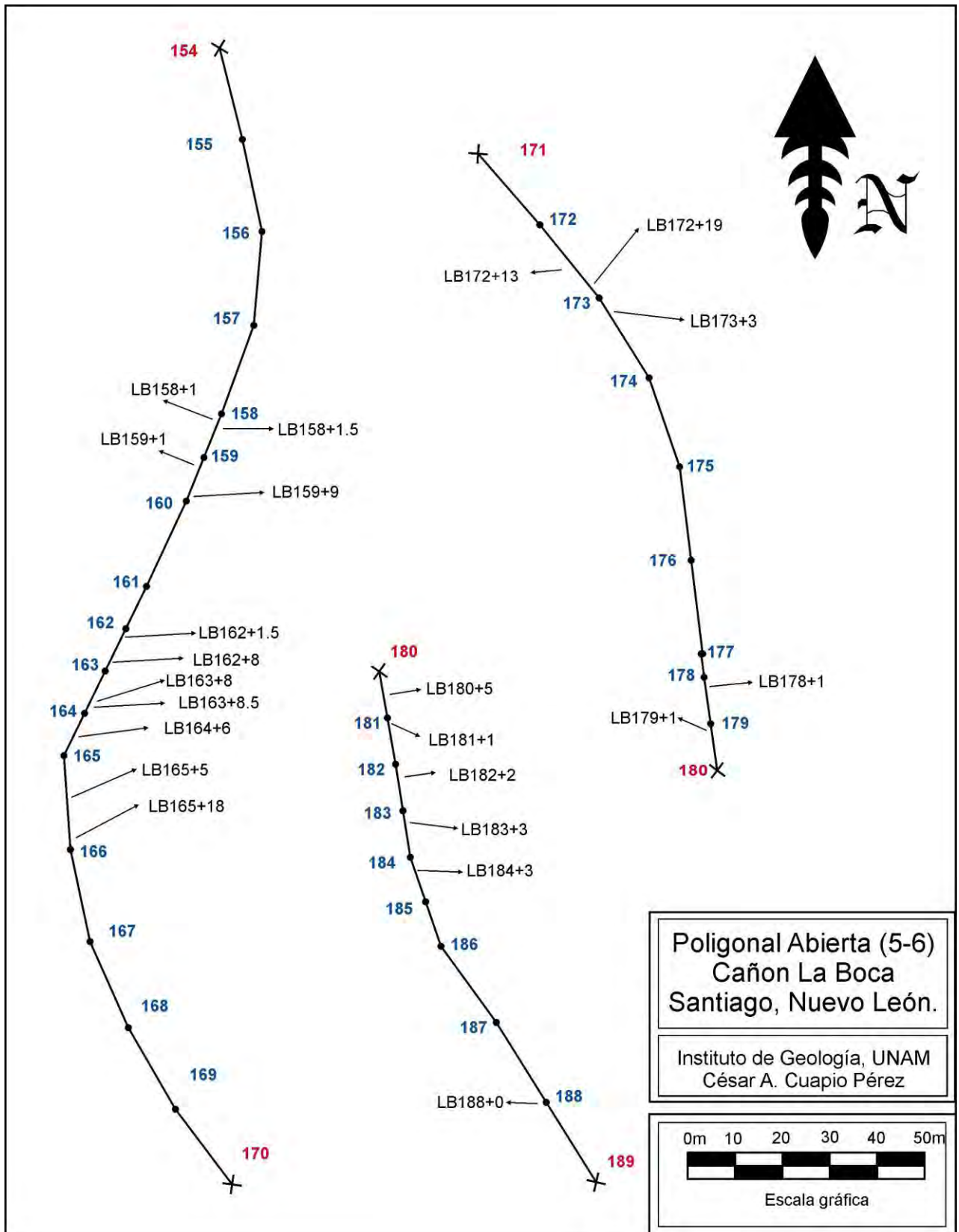
**Poligonal abierta detallada con
ubicación de muestras.**

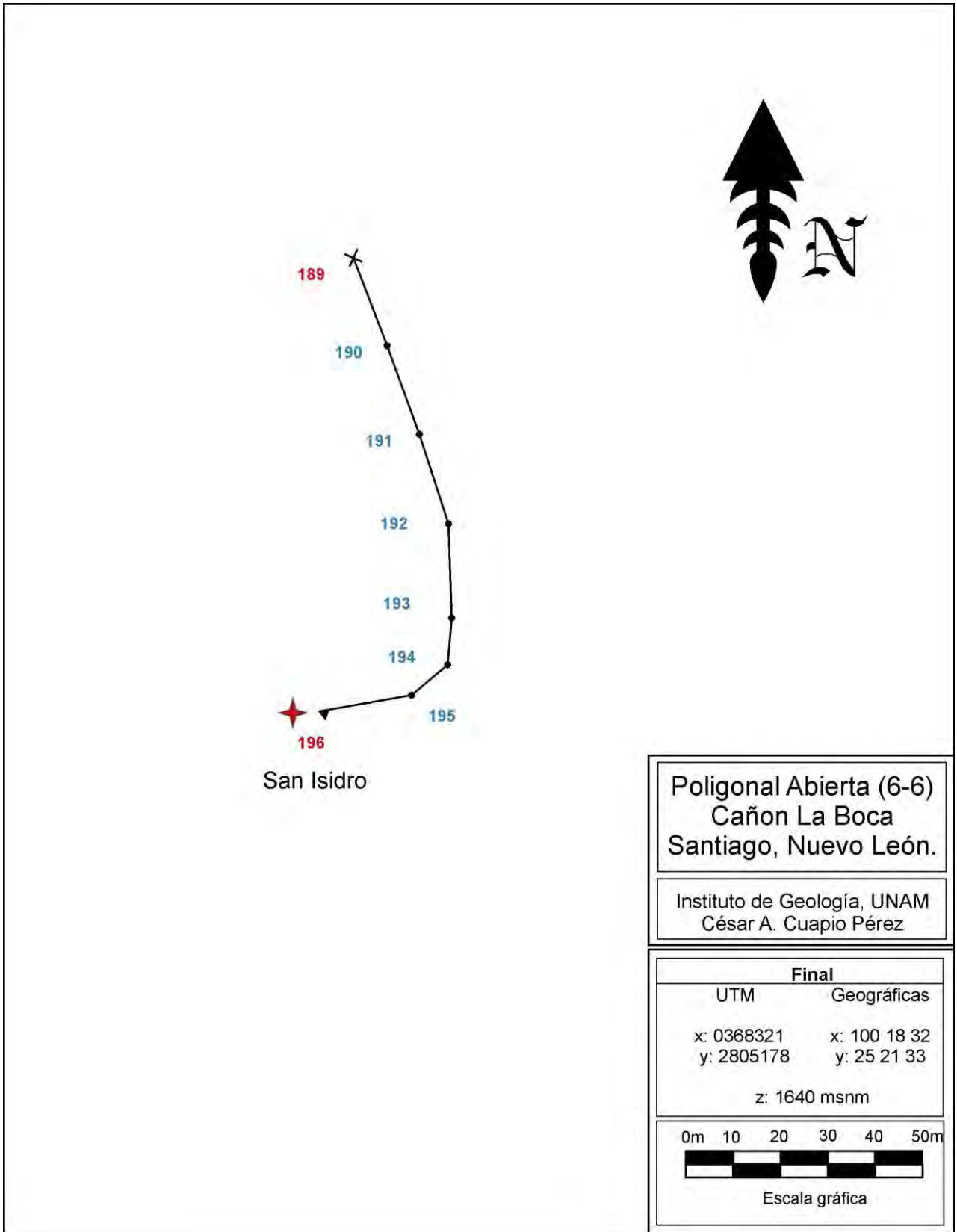












APENDICE DOS

**Tabla con datos de estaciones, distancias y rumbos para poligonal.
Ángulos necesarios para obtener espesores y espesores por intervalo.**

Estación	DISTANCIA	Rumbo	Echado E. de control	(β)	(α)	(Z) m.
INICIO						
0 a 1	10	SW62	0°	0	0	0.00
1 a 2	10	SW62	SW70 8°NW	82	8	0.19
2 a 3	10	SW64	SW70 8°NW	84	8	0.15
3 a 4	10	SW64	SW70 7°NW	84	7	0.13
4 a 5	10	SW65	(SW70 8°NW)	85	8	0.12
5 a 6	10	SW74	SW74 11°NW	90	11	0.00
6 a 7	10	NW87	SW74 11°NW	71	11	0.62
7 a 8	10	NW73	SW74 11°NW	57	22	2.04
8 a 9	10	NW67	(SW74 11°NW)	51	11	2.35
9 a 10	10	NW67	SW61 25°NW	38	25	3.33
10 a 11	10	NW67	SW61 29°NW	38	29	3.82
11 a 12	10	NW63	SW61 29°NW	38	29	3.82
12 a 13	10	NW59	Pliegue	30	29	4.20
13 a 14	10	NW59	Echado= 0	30	29	4.20
14 a 15	10	NW58	SW36 27°NW	78	47	1.52
15 a 16	17	NW64	S19 19W <i>Pliegue</i>	72	19	1.71
16 a 17	10	NW58	SE36 27°NW	68	27	1.17
17 a 18	10	NW52	SE36 27°NW	74	27	1.25
18 a 19	9	NW52	SE36 27°NW	74	27	1.13
19 a 20	10	SW62	SE51 25°SW	23	25	3.89
20 a 21	10	SW32	SE51 25°SW	7	25	4.19
21 a 22	10	SW51	S 32°W	39	32	4.12
22 a 23	10	SW54	S 32°W	36	32	4.29
23 a 24	10	SW53	S 32°W	37	32	4.23
24 a 25	10	SW53	S 32°W	37	32	4.23
25 a 26	10	SW54	S 32°W	36	32	4.29
26 a 27	10	SW45	(S32°W)	9	30	4.94
27 a 28	10	SW35	SE85 41°SW	30	41	5.68
28 a 29	10	SW40	SE78-70 38-36°SW	25	41	5.95
29 a 30	10	SW28	SE56 42°SW	16	42	6.43
30 a 31	10	SW5	SE59 44°SW	26	44	6.24
31 a 32	10	SW30	SE44 47°SW	16	47	7.03
32 a 33	7	SW30	SE37 40°SW	23	40	4.14
33 a 34	10	SE10	(SE37 40°SW)	63	40	2.92
34 a 35	10	SE21	SE50 36°SW	61	36	2.85
35 a 36	10	SE45	SE51 36°SW	84	36	0.61
36 a 37	10	SE63	SE53 44°SW	80	44	1.21
37 a 38	17	SE52	SE53 44°SW	89	44	0.21
38 a 39	16	SE52	SE62 41°SW	80	41	1.82
39 a 40	10	SE52	SE50 45°SW	88	45	0.25
40 a 41	22	SE60	SE61 48°SW	79	48	3.12
41 a 42	8	Sur	(SE61 48°SW)	29	48	5.20
42 a 43	10	SE30	SE57 46°SW	63	46	3.27
43 a 44	10	SE22	SE61 43°SW	51	43	4.53
44 a 45	10	SE8	SE58 47°SW	31	47	6.27
45 a 46	10	SW 4	SE61 49°SW	25	46	6.52
46 a 47	10	SW 9	SE51 44°SW	30	44	6.02

47 a 48	10	SW12	SE55 46°SW	23	46	6.62
48 a 49	10	SE5	(SE55 46°SW)	40	46	5.51
49 a 50	10	SE2	CUBIERTO	37	46	5.74
50 a 51	10	SW14	SE51 45°SW	25	45	6.41
51 a 52	10	SE19	SE65 55°SW	44	55	5.89
52 a 53	20	SE64	SE61 55°SW	87	55	0.86
53 a 54	20	SE64	(SE62 55°SW)	78	55	3.41
54 a 55	10	SE64	SE64 55°SW	80	55	1.42
55 a 56	10	SW5	SE64 47°SW	21	47	6.83
56 a 57	10	SW7	SE64 48°SW	19	48	7.03
57 a 58	10	SW10	SE50 50°SW	30	50	6.63
58 a 59	10	SW12	(SE50 50°SW)	28	50	6.76
59 a 60	10	SW25	SE66 48°SW	1	48	7.43
60 a 61	15	SW35	CUBIERTO	11	48	10.94
61 a 62	15	SW48	CUBIERTO	24	48	10.18
62 a 63	7	SW54	CUBIERTO	30	48	4.51
63 a 64	10	SW 55	sin dato	31	48	6.37
64 a 65	10	SW 56	sin dato	32	48	6.30
65 a 66	10	SW 56	sin dato	32	48	6.30
66 a 67	10	SW 56	SE55 45°SW	31	45	6.06
67 a 68	10	SW 56	SE51 52°SW	17	52	7.54
68 a 69	10	SW 54	SE40 58°SW	4	58	8.46
69 a 70	10	SW 54	(SE49 58°SW)	4	58	8.46
70 a 71	10	SW 54	sin dato	4	58	8.46
71 a 72	10	SW 54	sin dato	4	58	8.46
72 a 73	10	SW 50	sin dato	0	58	8.48
73 a 74	10	SW 50	sin dato	0	58	8.48
74 a 75	10	SW 48	SE43 43°SW	1	43	6.82
75 a 76	10	SW 48	(SE43 43°SW)	1	43	6.82
76 a 77	10	SW 30	sin dato, masivo	17	43	6.52
77 a 78	10	SW 30	sin dato, masivo	17	43	6.52
78 a 79	10	SW 13	sin dato, masivo	34	43	5.65
79 a 80	10	SW 11	sin dato, masivo	36	43	5.52
80 a 81	10	SW 8	SE66 54°SW	16	54	7.78
81 a 82	10	SW 22	SE66 56°SW	2	56	8.29
82 a 83	10	SW 22	sin dato, masivo	2	56	8.29
83 a 84	10	SW 30	SE60 53°SW	0	53	7.99
84 a 85	12	SW 19	SE53 60°SW	18	60	9.89
85 a 86	10	SW 2	sin dato, masivo	34	60	7.18
86 a 87	10	Sur	SE54 58°SW	36	58	6.86
87 a 88	10	SE 20	SE56 60°SW	54	60	5.09
88 a 89	10	SE 22	(SE56 60°SW)	56	60	4.84
89 a 90	15	SE 17	sin dato, masivo	51	60	8.18
90 a 91	10	SE 12	sin dato, masivo	46	60	6.02
91 a 92	10	SE 4	sin dato, masivo	38	60	6.82
92 a 93	10	SE 10	SE47 56°SW	53	56	4.99
93 a 94	10	SE 50	CUBIERTO	87	56	0.43
94 a 95	10	SE 52	CUBIERTO	87	56	0.43
95 a 96	10	SE 50	SE49 60°SW	89	60	0.15

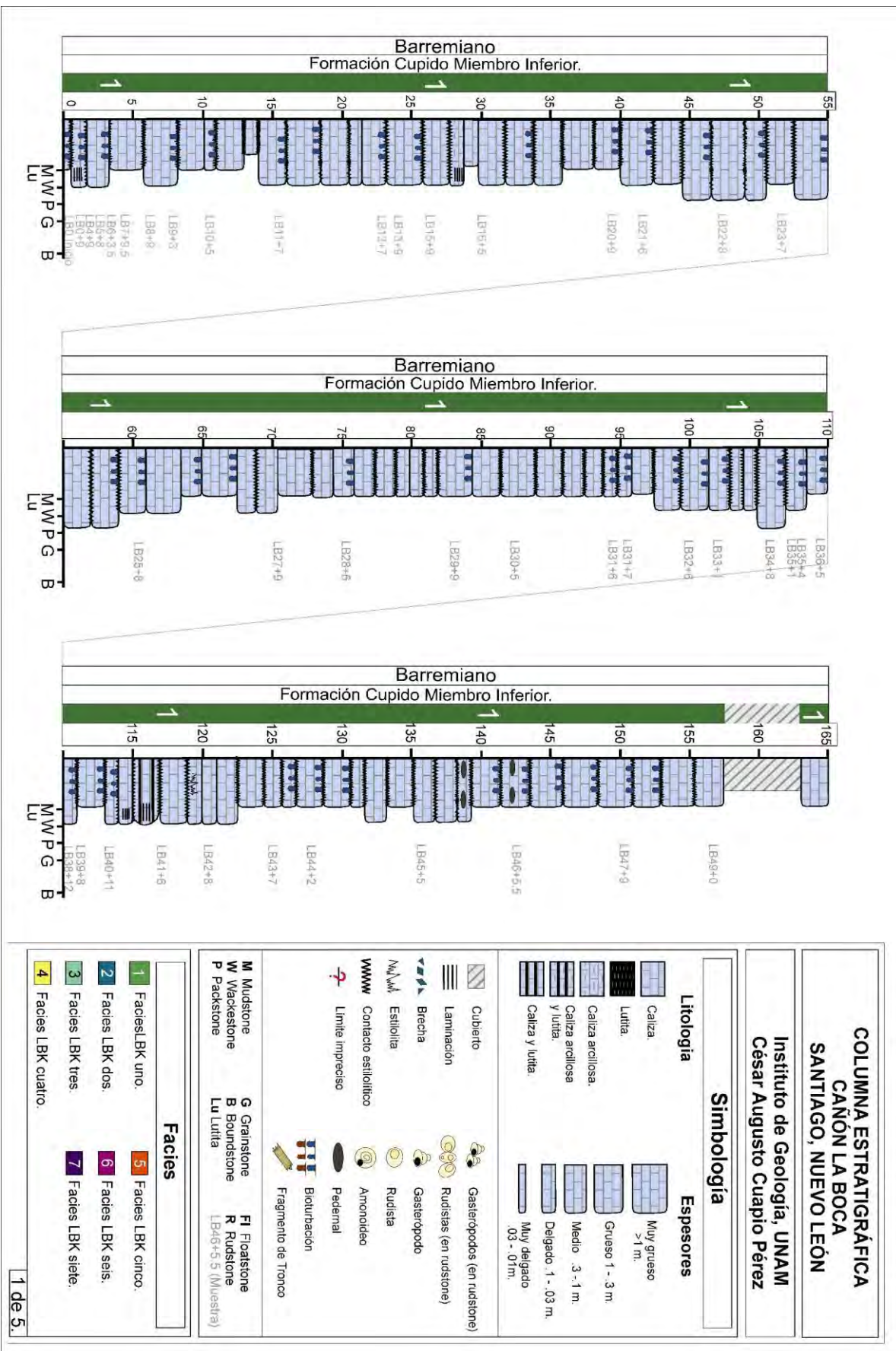
96 a 97	15	SE 50	(SE49 60°SW)	89	60	0.23
97 a 98	10	SE 46	(SE49 60°SW)	87	60	0.45
98 a 99	10	SE 30	sin dato, masivo	71	60	2.82
99 a 100	10	SE 24	sin dato, masivo	65	60	3.66
100 a 101	10	Sur	SE66 55°SW	24	55	7.48
101 a 102	10	SW 12	SE58 60°SW	20	60	8.14
102 a 103	10	SW 17	SE59 61°SW	14	61	8.49
103 a 104	10	SW 17	SE53 60°SW	20	60	8.14
104 a 105	10	SE 5	SE62 65°SW	44	64	6.47
105 a 106	10	SE 5	SE62 65°SW, <i>pliegue</i>	43	65	6.63
106 a 107	10	SE 56	SE54 55°SW	86	54	0.56
107 a 108	10	SE 55	(SE54 55°SW)	89	55	0.14
108 a 109	10	SE 55	(SE54 55°SW)	89	55	0.14
109 a 110	10	SE 60	SE65 35°SW en LB109 + 2	85	55	0.71
110 a 111	10	SE 62	SE68 60°SW	84	60	0.91
111 a 112	10	SE 55	Cubierto	87	60	0.45
112 a 113	10	SE 55	SE58 60°SW	87	60	0.45
113 a 114	10	SE 55	SE58 60°SW	87	60	0.45
114 a 115	10	SE 54	SE48 60°SW	84	60	0.91
115 a 116	10	SE 47	(SE48 60°SW)	89	60	0.15
116 a 117	10	SE 42	SE47 61°SW	85	61	0.76
117 a 118	10	SE 25	<i>pliegue</i>	59	63	4.59
118 a 119	10	SE 23	<i>pliegue</i>	57	81	5.38
119 a 120	10	SE 19	<i>pliegue</i>	58	57	4.44
120 a 121	10	SE 19	<i>pliegue</i>	52	78	6.02
121 a 122	10	SE 15	<i>pliegue</i>	57	45	3.85
122 a 123	20	SE 15	<i>pliegue</i>	62	40	6.04
123 a 124	20	SE 10	CUBIERTO	57	40	7.00
124 a 125	20	SE 10	CUBIERTO	57	40	7.00
125 a 126	20	SE 4	CUBIERTO	36	50	12.39
126 a 127	10	SE 2	<i>pliegue</i>	24	77	8.90
127 a 128	10	SE 3	<i>pliegue</i>	23	50	7.05
128 a 129	10	SW10	<i>pliegue</i>	14	82	9.61
129 a 130	10	SW 10	<i>pliegue</i>	5	69	9.30
130 a 131	15	SE 18	<i>pliegue</i>	43	83	10.89
131 a 132	10	SE 33	CUBIERTO	58	83	5.26
132 a 133	20	SE 17	CUBIERTO	42	83	14.75
133 a 134	20	SE 10	CUBIERTO	38	81	15.57
134 a 135	20	SW6	CUBIERTO	22	81	18.32
135 a 136	20	SW42	CUBIERTO	14	81	19.17
136 a 137	25	SW58	CUBIERTO	25	52	17.85
137 a 138	10	SW73	<i>pliegue</i>	41	62	6.66
138 a 139	10	SW73	<i>pliegue</i>	41	62	6.66
139 a 140	20	SW74	<i>pliegue</i>	42	62	13.12
140 a 141	10	SW66	SE25 30°SW	1	59	8.57
141 a 142	10	SW66	SE26 30°SW	2	50	7.66
142 a 143	10	SW65	SE42 45°SW	17	45	6.76
143 a 144	10	SW65	SE40 46°SW	15	46	6.95

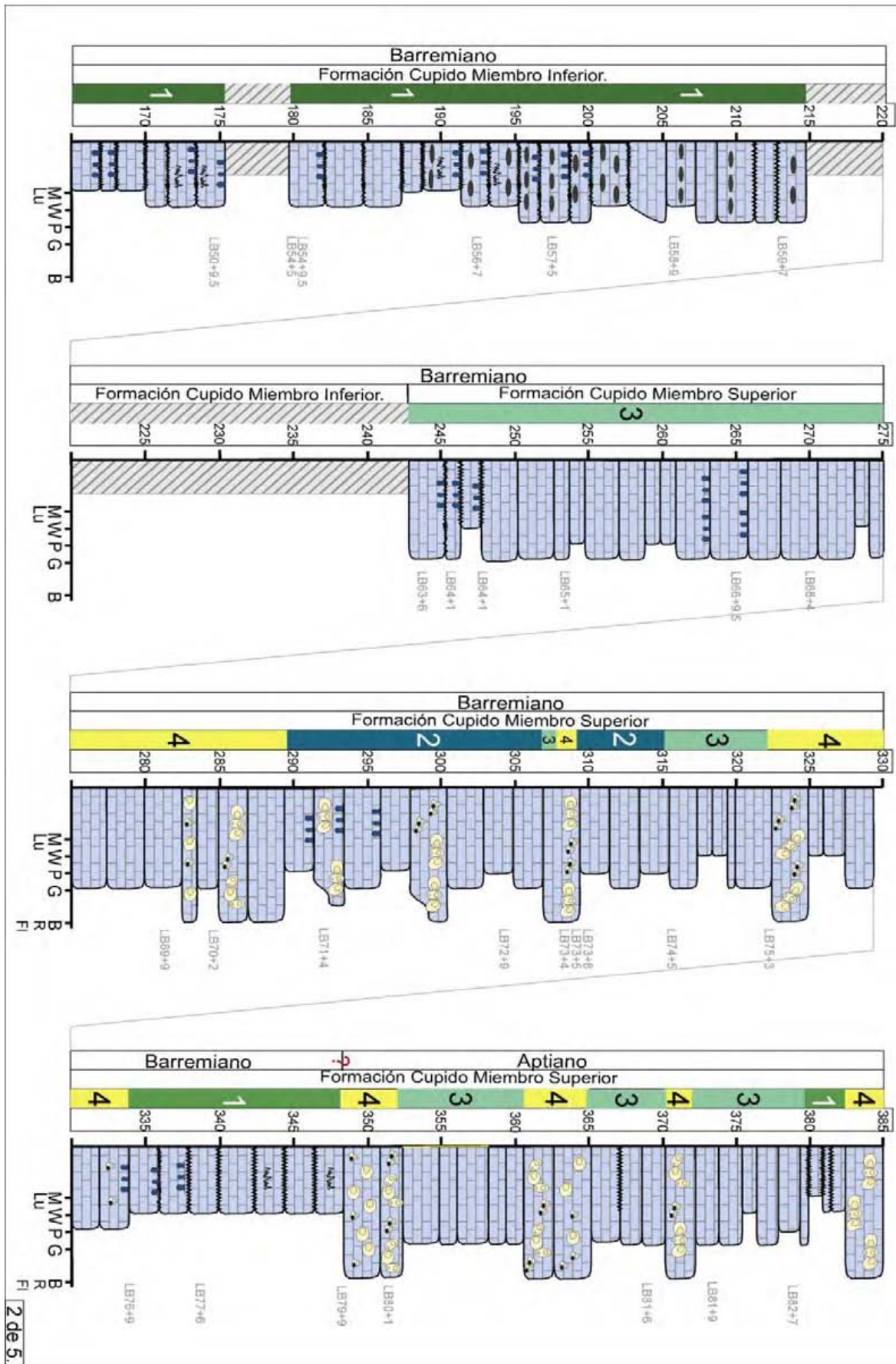
144 a 145	10	SW62	(SE40 46°SW)	12	46	7.04
145 a 146	10	SW62	SE44 42°SW	16	42	6.43
146 a 147	10	SW64	SE55 48°SW	14	44	6.74
147 a 148	20	SW15	CUBIERTO	35	44	11.38
148 a 149	20	SW10	CUBIERTO	40	44	10.64
149 a 150	20	SE 10	CUBIERTO	60	44	6.95
150 a 151	20	SE 12	CUBIERTO	62	44	6.52
151 a 152	20	SE 31	CUBIERTO	81	44	2.17
152 a 153	20	SE 28	CUBIERTO	78	44	2.89
153 a 154	20	SE 16	CUBIERTO	66	44	5.65
154 a 155	20	SE 14	CUBIERTO	64	44	6.09
155 a 156	20	SE 12	CUBIERTO	62	44	6.52
156 a 157	20	SW5	CUBIERTO	45	44	9.82
157 a 158	20	SW20	CUBIERTO	30	44	12.03
158 a 159	10	SW22	SE42 80°SW pliegue	26	80	8.85
159 a 160	10	SW22	SE42 80°SW pliegue	21	69	8.72
160 a 161	20	SW25	CUBIERTO	18	60	16.47
161 a 162	10	SW26	CUBIERTO	17	60	8.28
162 a 163	10	SW26	SE72 73' SW <i>pliegue</i>	6	62	8.78
163 a 164	10	SW16	SE72 75°SW	2	75	9.65
164 a 165	10	SW16	SE72 83°SW	2	83	9.92
165 a 166	20	SE4	SE56 78°SW	38	78	15.42
166 a 167	20	SE12	CUBIERTO	46	78	13.59
167 a 168	20	SE 24	CUBIERTO	58	78	10.37
168 a 169	20	SE30	CUBIERTO	64	78	8.58
169 q 170	20	SE37	CUBIERTO	71	78	6.37
170 a 171	20	SE41	CUBIERTO	75	78	5.06
171 a 172	20	SE41	CUBIERTO	75	78	5.06
172 a 173	20	SE39	SE65 78°SW	64	78	8.58
173 a 174	20	SE32	SE70 89°SW	52	89	12.31
174 a 175	20	SE19	CUBIERTO	39	89	15.54
175 a 176	20	SE7	CUBIERTO	27	89	17.82
176 a 177	20	SE7	CUBIERTO	27	89	17.82
177 a 178	5	SE7	CUBIERTO	27	89	4.45
178 a 179	10	SE8	SE65 65°SW	33	65	7.06
179 a 180	10	SE8	SE82 79°SW	16	79	9.44
180 a 181	10	SE10	SE80 78°SW	20	78	9.19
181 a 182	10	SE10	(SE80 78°SW)	20	78	9.19
182 a 183	10	SE9	(SE80 78°SW)	19	78	9.25
183 a 184	10	SE9	(SE80 78°SW)	19	78	9.25
184 a 185	10	SE19	CUBIERTO	29	78	9.25
185 a 186	10	SE19	CUBIERTO	29	78	9.25
186 a 187	20	SE36	CUBIERTO	46	78	13.59
187 a 188	20	SE32	CUBIERTO	42	78	14.54
188 a 189	20	SE32	CUBIERTO	42	78	14.54
189 a 190	20	SE21	CUBIERTO	31	78	16.77
190 a 191	20	SE20	CUBIERTO	30	78	16.94
191 a 192	20	SE18	CUBIERTO	28	78	17.27
192 a 193	20	SE2	CUBIERTO	12	78	19.14

193 a 194	10	SW5	CUBIERTO	5	78	9.74
194 a 195	10	SW50	CUBIERTO	40	78	7.49
195 a 196	20	SW80	CUBIERTO	70	78	6.69
FIN						

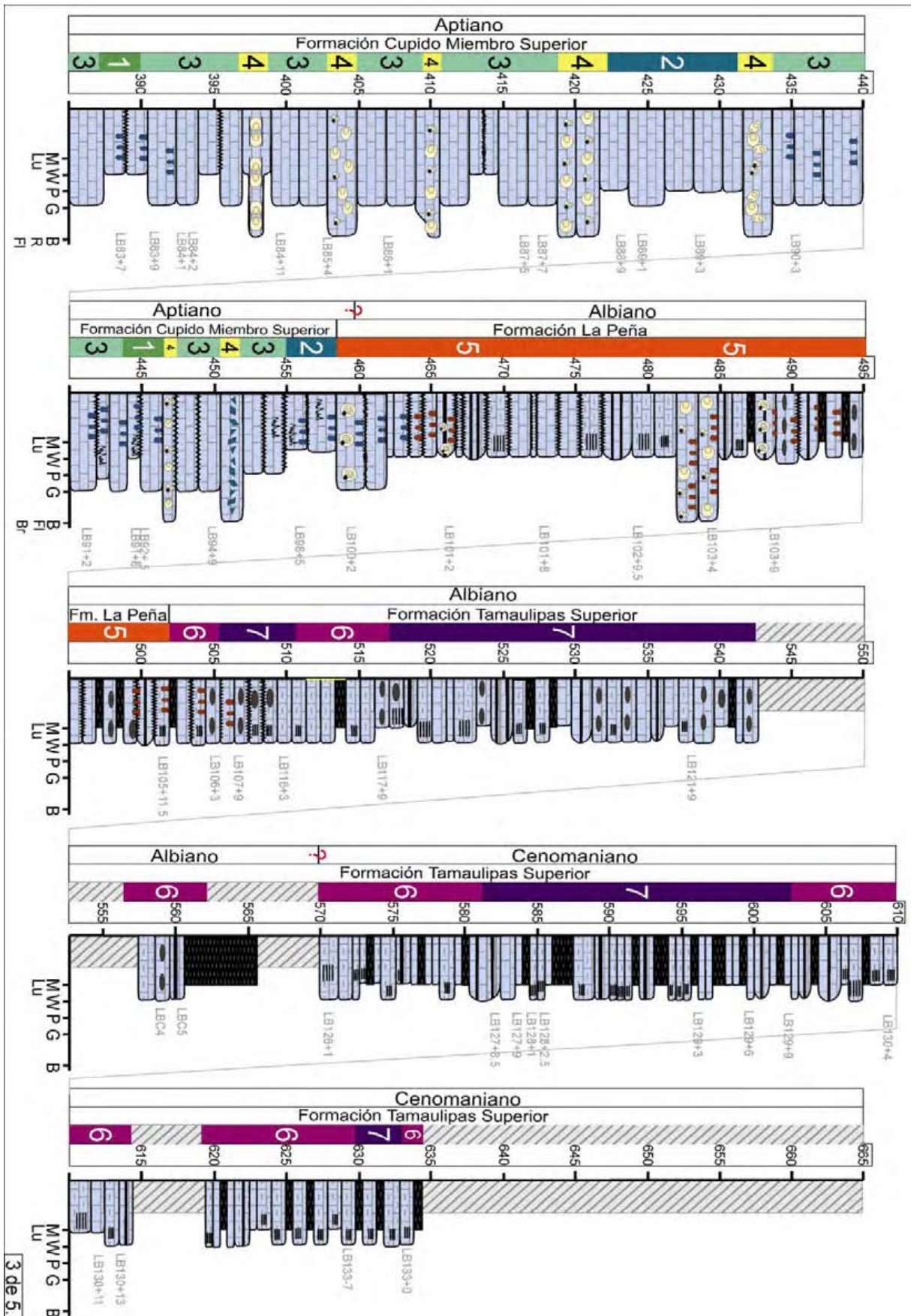
APENDICE TRES

**Columna litoestratigráfica
de facies y cronoestratigráfica.**

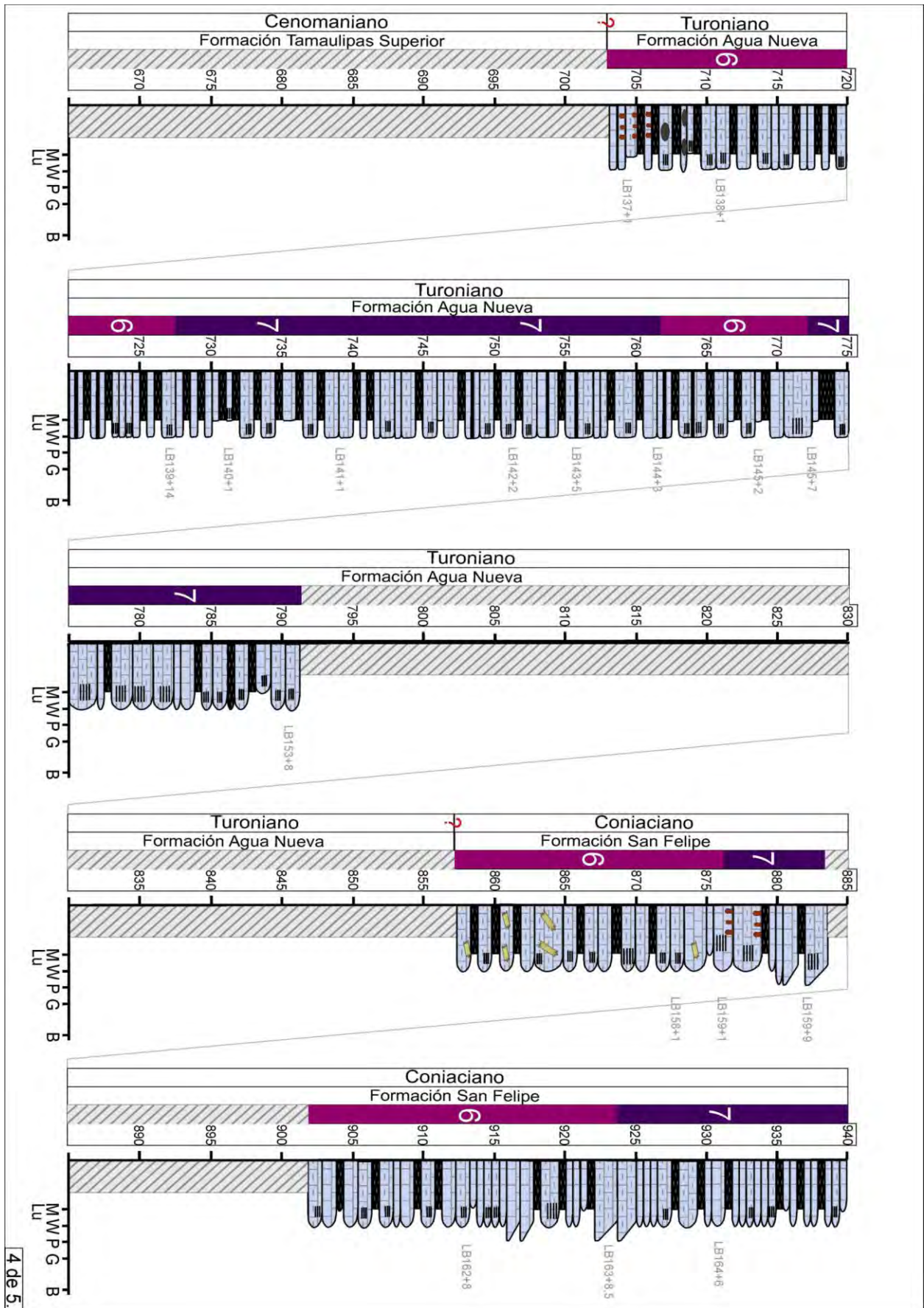




2 de 5.



3 de 5



4 de 5.

