

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



TESIS

**“BIOESTRATIGRAFÍA DE RUDISTAS (BIVALVIA – HIPURITIDA) DE LA
PARTE BASAL DE LA FORMACIÓN CUPIDO, EN NUEVO LEÓN, MÉXICO”**

PRESENTA

EMANUEL ALEJANDRO REYES MORENO

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL
GRADO DE MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

AGOSTO, 2017



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



LA TESIS

**“BIOESTRATIGRAFÍA DE RUDISTAS (BIVALVIA – HIPURITIDA) DE LA
PARTE BASAL DE LA FORMACIÓN CUPIDO, EN NUEVO LEÓN, MÉXICO”**

PRESENTA

EMANUEL ALEJANDRO REYES MORENO

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO
ACADÉMICO DE

MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo. DIRECTOR DE TESIS

DR. JAVIER AGUILAR PÉREZ



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



LA TESIS

**“BIOESTRATIGRAFÍA DE RUDISTAS (BIVALVIA – HIPURITIDA) DE LA
PARTE BASAL DE LA FORMACIÓN CUPIDO, EN NUEVO LEÓN, MÉXICO”**

PRESENTA

EMANUEL ALEJANDRO REYES MORENO

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO
ACADÉMICO DE

MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo. DEL COMITÉ DE TITULACIÓN

**DR. JAVIER AGUILAR PÉREZ
DIRECTOR DE TESIS**

**DRA. YOLANDA PICHARDO BARRÓN
CO – DIRECTOR DE TESIS**

**DR. RUBÉN ALFONSO LÓPEZ DONCEL
CO – DIRECTOR DE TESIS**

LINARES, NUEVO LEÓN, MÉXICO

AGOSTO 2017

Por este conducto declaro bajo protesta que este trabajo ha sido desarrollado personalmente con el apoyo del Comité de Titulación. Toda la información utilizada para este estudio ha sido citada debidamente.

Emanuel Alejandro Reyes Moreno
Agosto 2017, Linares, Nuevo León.

*No conquistamos a la montaña,
sino a nosotros mismos.*
Edmund Hillary

DEDICATORIA

*A mis padres Rosa Martina Moreno Sánchez y Gregorio Reyes Reyna,
y a mi hermana Jessica Janet de Jesús Reyes Moreno por alentarme a cumplir
mis metas, por su confianza y comprensión.*

*A Patricia Sarai Soto Borrego, mi compañera, por estar siempre ahí
brindándome su apoyo y cariño incondicional en todo momento;
Te amo.*

AGRADECIMIENTOS

Primeramente agradecer a la Facultad de Ciencias de la Tierra y a la Universidad Autónoma de Nuevo León por ser mi alma máter y por darme la oportunidad de continuar con mi formación profesional.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por haberme otorgado la beca para el desarrollo de este trabajo.

A mis padres y a mi hermana, por estar siempre ahí cuando más los necesitaba, por sus consejos y paciencia. Asimismo a mis abuelos por demostrarme cariño siempre.

A Patricia Saráí Soto Borrego, quiero agradecerte por comprenderme, animarme y estar siempre de mi lado, por motivarme a seguir adelante en ésta etapa. ¡Te amo!

Al Dr. Javier Aguilar Pérez y la Dra. Yolanda Pichardo Barrón, por sus consejos, sugerencias y paciencia durante la elaboración de mi tesis. Además de ser mis asesores, son como unos segundos padres y unos grandes amigos. Gracias por compartir buenos momentos conmigo y por motivarme a seguir este mundo de la paleontología.

Al Dr. Rubén Alfonso López Doncel por aceptar tan amablemente ser parte de mi comité de titulación.

A todos los maestros de la Facultad de Ciencias de la Tierra, en especial al Dr. Fernando Velasco, gracias por su motivación para seguir realizando este trabajo, con sus “jalones de orejas” logramos salir adelante. A los profesores Uwe Jenchen, Gabriel Chávez, Esther Cruz, Juan Alonso Ramírez, Oscar Romero, Adalberto Treviño, Andrés Ramos y Veronika Dülmer, gracias por contribuir en mi preparación profesional y por la amistad que me brindaron.

Al personal administrativo y docente, principalmente a los compañeros del laboratorio de preparación Victoriano Beraza, Olegario, Julio y Karla, por tomarse el tiempo y ayudarme en la elaboración de mis muestras.

Al Dr. Carlos Aguilar Madera y a la secretaria Karlita, agradecerles por su paciencia a la hora de ayudarnos con nuestros trámites.

A mi generación de maestría: Julia, Myriam, Leny, Chucho, Chava, Angelo, Xavi, Christian, Merlo, Carlitos, Jovany, Saimon y Raúl; así como otros el resto de compañeros del edificio de posgrado ¡Gracias por haber compartido buenos momentos estos dos años!

Al grupo de “Queretanos”, en especial a Amaya, Primo, Heber, Yayo, Diana, Victor, Nalle, Mitzy y Marisol. Por compartir excelentes momentos en los congresos de Querétaro y Cuba.

Por último a todas las personas que llegué a omitir involuntariamente, pero que me han mostrado amistad a lo largo de este trabajo.

CONTENIDO

LISTA DE FIGURAS	III
LISTA DE LÁMINAS	VI
LISTA DE TABLAS	VII
RESUMEN	VIII
ABSTRACT	IX
CAPÍTULO 1. GENERALIDADES	1
1.1 Introducción	1
1.2 Localización y vías de acceso	2
1.3 Justificación e hipótesis	3
1.4 Objetivos	3
1.5 Metodología	4
1.6 Antecedentes	5
CAPÍTULO 2. GEOLOGÍA REGIONAL	8
2.1 Introducción	8
2.2 Evolución geológica del noreste de México	8
2.2.1 Paleozoico tardío: Pangea	8
2.2.2 Mesozoico: Triásico superior – Jurásico medio	8
2.2.3 Mesozoico: Jurásico tardío	9
2.2.4 Mesozoico: Cretácico temprano	9
2.2.5 Mesozoico: Cretácico tardío – Paleógeno	10
2.3 El noreste de México durante el Cretácico inferior	11
2.3.1 Berriasiano – Valanginiano – Hauteriviano	12
2.3.2 Barremiano – Aptiano inferior	14
2.3.3 Aptiano medio – superior	15
2.4 Geología local	16
2.4.1 Secuencia estratigráfica de las áreas de estudio	16
2.4.2 Formación Taraises	17
2.4.3 Formación Cupido	18
2.4.4 Formación La Peña	21

CAPÍTULO 3. LOS RUDISTAS	23
3.1 Generalidades	23
3.2 Distribución	24
3.3 Evolución	25
3.4 Organización de los rudistas	27
3.5 Facies de rudistas	28
3.6 Condiciones climáticas	29
3.7 Evolución de los arrecifes	30
CAPÍTULO 4. DESCRIPCIÓN DE ORGANISMOS	33
4.1 Preparación del material fósil	33
4.2 Determinación taxonómica	33
4.2.1 <i>Toucasia texana</i> Römer, 1852	34
4.2.2 <i>Douvillelia skeltoni</i> Alencáster y Pantoja – Alor, 1998	37
4.2.3 <i>Amphitriscoelus waringi?</i> Harris y Hodson, 1922	40
4.2.4 <i>Caprina massei</i> Alencáster y Pantoja – Alor, 1996	43
4.2.5 <i>Offneria</i> sp. Paquier, 1905	45
4.2.6 <i>Praecaprina varians</i> Paquier, 1905	47
4.2.7 <i>Pachytraga paradoxa?</i> Pictet y Campiche, 1869	49
4.2.8 <i>Pantojaloria sphaerica?</i> Alencáster y Pantoja – Alor, 1995	51
4.3 Distribución estratigráfica de las especies de rudistas	52
CAPÍTULO 5. ANÁLISIS MICROFACIAL	58
5.1 Introducción	58
5.2 Descripción de láminas delgadas	61
CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	77
6.1 Conclusiones	77
6.2 Recomendaciones	78
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	80

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación de las zonas de estudio. A Localización nacional. B Localización estatal y vías de acceso, la estrella verde señala el área de Potrero García y la roja señala el Cañón La Huasteca. C Visualización topográfica de las áreas de estudio (CONABIO, 2012).	2
Figura 2. A – E Modelo tectónico para la evolución de la provincia Pacífico Oeste de México y provincia este del Golfo de México. Sección esquemática orientada de oeste a este (izquierda – derecha) cruzando el norte de México (Modificado de Goldhammer, 1999).	11
Figura 3. Representación de la leyenda y la paleogeografía para el Berriasiano, Valanginiano y parte del Hauteriviano (Goldhammer, 1999).	13
Figura 4. Paleogeografía para el Barremiano – Aptiano inferior (Goldhammer, 1999).	15
Figura 5. Paleogeografía para el Aptiano medio – superior (Goldhammer, 1999).	16
Figura 6. Interpretación cronoestratigráfica para el Barremiano – Albiano. El gráfico ilustra relaciones temporales entre el Bloque Coahuila al noroeste y la Sierra de Parras al sur – sureste (Lehmann <i>et al.</i> , 1999).	17
Figura 7. Contacto de las formaciones Taraises y la parte basal de Cupido en Potrero García.....	18
Figura 8. Textura de la facies arrecifal de la caliza Cupido, en donde se aprecia el amplio contenido de fragmentos de rudistas y algas.	19
Figura 9. Contacto entre las formaciones Taraises y Cupido en el flanco sur del anticlinal Los Muertos dentro del Cañón La Huasteca, en donde se aprecia el cambio topográfico respecto de una formación a otra.	20
Figura 10. Fósiles presentes en las rocas de la Formación Cupido. A Caprínido: <i>Pantojaloria sphaerica?</i> . B Impresión de coral. C Gasterópodo en corte transversal con ornamentación notoria. D Fragmento de posible alga. E Coral. F Caprínido; en donde se observa una clara comisura, es decir, unión de ambas valvas. G Racimo o bouquet de <i>Toucasia texana</i> . H <i>Nerinea</i> sp. Con base en Alencáster de Cserna (1956).	21
Figura 11. Contacto de las unidades Cupido – La Peña – Tamaulipas superior en el Cañón La Huasteca.	22
Figura 12. Morfología de rudistas. A forma normal. B forma inversa (Cestari y Sartorio, 1995).	24
Figura 13. Mapa paleogeográfico del mar de Tethys (modificado de Philip <i>et al.</i> , 1993). ...	25
Figura 14. Evolución de las familias de rudistas a través del tiempo geológico (Cestari y Sartorio, 1995).	26
Figura 15. Organización de los rudistas que crecen en su posición original (Cestari y Sartorio, 1995).	27

- Figura 16.** Facies de rudistas dependiendo de la preservación de los organismos así como la posición en el sedimento (Cestari y Sartorio, 1995).29
- Figura 17.** Nivel del mar global Post – Paleozoico, excluyendo los efectos de volumen de hielo continental (Haq *et al.*, 1988).....30
- Figura 18.** Principales grupos constructores en la historia geológica de los arrecifes. A la derecha se muestra el tipo de arrecife. Las flechas indican la posición temporal de las extinciones en masa más importantes (Modificado de Heckel, 1974 y Wood, 1993).....32
- Figura 19.** Representación de un requiénido. La valva izquierda presenta una forma espiralada y un tamaño mayor respecto a la valva derecha, la cual tiene una forma plana y constituye una “tapa” (Pons y Vicens, 2012). Escala: 1 cm.36
- Figura 20.** Ejemplar de *Toucasia texana*. **1a** y **2a** muestran un corte longitudinal de la valva izquierda. Al ser de las familias más antiguas solo contaban con una cavidad central y dos tipos de conchas: interna y externa. **VI**: Valva izquierda, **CC**: Cavidad central, **CI**: Concha interna, **CE**: Concha externa.36
- Figura 21.** Representación de una *Douvillelia skeltoni*. La valva derecha presenta una forma exogiriforme mientras que la valva izquierda tiene forma convexa (Alencáster y Pantoja – Alor, 1998). Escala: 1 cm.38
- Figura 22.** Ejemplar de *Douvillelia skeltoni*. **1a** y **1b** muestran un corte longitudinal. En la imagen de campo (1a) no se observa claramente el diente anterior ni el único, pero se infiere que se localizan ahí de acuerdo a previas descripciones de otros autores. **VI**: Valva izquierda, **VD**: Valva derecha, **CC**: Cavidad central, **DU**: Diente único, **DP**: Diente posterior, **DA**: Diente anterior, **MA**: Mióforo anterior, **CI**: Concha interna, **CE**: Concha externa.....39
- Figura 23.** Representación de un caprínido. La valva derecha tiene una forma cónica mientras que la valva izquierda presenta una morfología espiralada (Pons y Vicens, 2012). Escala: 1 cm.41
- Figura 24.** Ejemplar de *Amphitriscoelus waringi?*. **1a** y **1b** exponen un corte transversal de una valva derecha, mientras que las ilustraciones **2a** y **2b** muestran un corte transversal de una valva izquierda. **VI**: Valva izquierda, **VD**: Valva derecha, **CC**: Cavidad central, **CDU**: Cavidad de diente único, **CDA**: Cavidad de diente anterior, **CDP**: Cavidad de diente posterior, **DU**: Diente único, **DP**: Diente posterior, **DA**: Diente anterior, **IMA**: Inserción del mióforo anterior, **IMP**: Inserción del mióforo posterior.....42
- Figura 25.** Ejemplar de *Caprina massei*. **1a** y **1b** muestran un corte transversal de la valva izquierda. **VI**: Valva izquierda, **CC**: Cavidad central, **CDU**: Cavidad de diente único, **DP**: Diente posterior, **DA**: Diente anterior, **IMA**: Inserción del mióforo anterior, **IMP**: Inserción del mióforo posterior, **L**: Ligamento.....44
- Figura 26.** Ejemplar de *Offneria* sp. **1a** y **1b** muestran un corte transversal de la valva izquierda, las figuras **2a** y **2b** muestran la parte redibujada con sus respectivos

	caracteres diagnósticos. VI: Valva izquierda, CC: Cavidad central, CDU: Cavidad de diente único.....	46
Figura 27.	Ejemplar de <i>Praecaprina varians</i> (Aguilar, 2002). 1a y 1b muestran un corte transversal de la valva izquierda. VI: Valva izquierda, CC: Cavidad central, CDU: Cavidad de diente único, DP: Diente posterior, DA: Diente anterior, PV: Proyección ventral.....	48
Figura 28.	Ejemplar de <i>Pachytraga paradoxa</i> . 1a y 1b muestran un corte transversal de la valva izquierda. VI: Valva izquierda, CC: Cavidad central, CDU: Cavidad de diente único, DP: Diente posterior, DA: Diente anterior, CAP: Cavidad anterior – posterior, CAA: Cavidad accesoria anterior, PMP: Placa miofórica posterior, PMA: Placa miofórica anterior, L: Ligamento, PV: Proyección ventral.	50
Figura 29.	Ejemplar de <i>Pantojaloria sphaerica</i> . 1a y 1b muestran un corte transversal de la valva izquierda. VI: Valva izquierda, CC: Cavidad central, CDU: Cavidad de diente único, DP: Diente posterior, DA: Diente anterior, PMA: Placa miofórica anterior, PV: Proyección ventral.	52
Figura 30.	Parte superior de la sección estratigráfica levantada, en donde se presentaron fragmentos pequeños de las valvas. La línea amarilla, de aproximadamente 6 m, señala el espesor de la molienda de organismos.	55
Figura 31.	Localidad de la Zona de Conjunto <i>Huetamia buitronae</i> en Los Hornos, suroeste de Huetamo, Michoacán, México (Alencáster y Pantoja – Alor, 1995, 1998). La posición aproximada de la zona se encuentra a ciertos metros encima de la base de la Formación Comburindio. Pantoja – Alor (2004) señala que la posición de la zona de <i>Pantojaloria estancia</i> se encuentra en un biostroma inferior (Scott y Filkorn, 2007).....	56
Figura 32.	Distribución bioestratigráfica de rudistas en la parte basal de la Formación Cupido. A Perfil para el Cañón La Huasteca. B Perfil para Potrero García.....	57
Figura 33.	Clasificación propuesta por Dunham (1962), con base en textura, fábrica y tipo de granos (Flügel, 2004).....	59
Figura 34.	Clasificación para rocas carbonatadas (Embry & Klovan, 1971).	59
Figura 35.	Distribución de las 26 microfacies estándar dentro de las zonas de facies definidas por Wilson (1975) y Schlager (2002), para el modelo de plataforma carbonatada bordeada. Cada FZ puede estar definida por varias microfacies (en Flügel, 2004).....	60
Figura 36.	Representaciones gráficas de la leyenda y columna estratigráfica del perfil de Potrero García, en donde se observa la distribución de las especies de rudistas de la Formación Cupido con respecto a los primeros metros de la base.	66
Figura 37.	Representación gráfica de la columna estratigráfica del perfil del Cañón La Huasteca, en donde se observa la distribución de las especies de rudistas de la Formación Cupido con respecto a los primeros metros de la base.....	71
Figura 38.	Modelo de facies de Wilson donde se incluyen los resultados de la información obtenida de las láminas delgadas, en azul se muestran los ambientes	

propuestos para la deposición del material. Los recuadros en amarillo señalan las claves de las láminas así como su textura, y los verdes las SMF.72

Figura 39. Representación gráfica de la sección estratigráfica en el área del Cerro de Labradores, elaborada a partir de los datos de Aguilar (2002).76

LISTA DE LÁMINAS

- Lámina 1.** Perfil Potrero García, muestra FC1 – 1. **A – D** *grainstone* bioclástico. **A, C y D** con bioclastos, principalmente foraminíferos bentónicos, radiolas, fragmentos de bivalvos y algas. **B** perforaciones de anélidos, caracterizados por formar tubos los cuales constan de dos capas.....62
- Lámina 2.** Perfil Potrero García, muestra FC1 – 2. **A – B** *mudstone* con restos de pequeños fragmentos de bioclastos.63
- Lámina 3.** Perfil Potrero García, muestra FC1 – 3. **A – B** *mudstone* bioclástico por contener menos del 10% de granos. **A** fragmentos mayores a 2 mm, **B** restos de foraminíferos bentónicos y otros bioclastos.....63
- Lámina 4.** Perfil Potrero García, muestra FC1 – 4. **A – B** *mudstone* bioclástico por contener menos del 10% de aloquímicos. **A** ocasionalmente se presentan fragmentos mayores a los 2 mm. **B** al centro de la imagen un foraminífero biserial.64
- Lámina 5.** Perfil Potrero García, muestra FC1 – 5. **A – D** *grainstone* bioclástico. **A – D** presencia de foraminíferos, algas, cortoides y pellets.....65
- Lámina 6.** Perfil Cañón La Huasteca, muestra FC2 – 1. Fragmentos de rudistas y otros bivalvos indeterminados mayores a 2 mm.67
- Lámina 7.** Perfil Cañón La Huasteca, muestra FC2 – 4. Fragmentos de posibles rudistas, con un tamaño superior a los 2 mm.68
- Lámina 8.** Perfil Cañón La Huasteca, muestra FC2 – 5. **A – B** *floatstone* bioclástico con fragmentos mayores a los 2 mm. **A** fragmento de un gran bioclasto. **B** restos de bivalvos indeterminados.69
- Lámina 9.** Perfil Cañón La Huasteca, muestra FC2 – 6. **A – D** *floatstone* bioclástico. **A y D** restos de bivalvos, nótese la típica microestructura en mosaico. **B** ostrácodo con ambas valvas articuladas. **C** radiola en corte transversal.70
- Lámina 10.** Perfil Cerro de Labradores, muestra LJCu – 27. *Mudstone* con restos de pequeños fragmentos de bioclastos.73
- Lámina 11.** Perfil Cerro de Labradores, muestra LJCu – 29. *Wackestone* con restos de foraminíferos biseriales y pequeños fragmentos de otros aloquímicos.74
- Lámina 12.** Perfil Cerro de Labradores, muestra LJCu – 49. *Grainstone* con alto contenido de bioclastos micritizados y gran abundancia de pellets.....75
- Lámina 13.** Perfil Cerro de Labradores, muestra LJCu – 56. *Rudstone* bioclástico con fragmentos altamente micritizados.75

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Resultados del análisis de la lámina delgada FC1 – 1 en Potrero García.	61
Tabla 2. Resultados del análisis de la lámina delgada FC1 – 2 en Potrero García.	62
Tabla 3. Resultados del análisis de la lámina delgada FC1 – 3 en Potrero García.	63
Tabla 4. Resultados del análisis de la lámina delgada FC1 – 4 en Potrero García.	64
Tabla 5. Resultados del análisis de la lámina delgada FC1 – 5 en Potrero García.	64
Tabla 6. Resultados del análisis de la lámina delgada FC2 – 1 en el Cañón La Huasteca.....	67
Tabla 7. Resultados del análisis de la lámina delgada FC2 – 2 en el Cañón La Huasteca.....	67
Tabla 8. Resultados del análisis de la lámina delgada FC2 – 3 en el Cañón La Huasteca.....	67
Tabla 9. Resultados del análisis de la lámina delgada FC2 – 4 en el Cañón La Huasteca.....	68
Tabla 10. Resultados del análisis de la lámina delgada FC2 – 5 en el Cañón La Huasteca. .	68
Tabla 11. Resultados del análisis de la lámina delgada FC2 – 6 en el Cañón La Huasteca. .	69
Tabla 12. Resultados del análisis de la lámina delgada LJCu – 27 en el Cerro de Labradores (Aguilar, 2002).	73
Tabla 13. Resultados del análisis de la lámina LJCu – 29 en el Cerro de Labradores (Aguilar, 2002).	73
Tabla 14. Resultados del análisis de la lámina LJCu – 49 en el Cerro de Labradores (Aguilar, 2002).	74
Tabla 15. Resultados del análisis de la lámina LJCu – 56 en el Cerro de Labradores (Aguilar, 2002).	75

RESUMEN

Durante el periodo Cretácico se originaron extensas plataformas carbonatadas en gran parte de México, una de las más importantes es la plataforma Cupido, ubicada al noreste del país. La Formación Cupido fue descrita como una sucesión de capas gruesas y medianas de calizas de color gris claro con una edad del Hauteriviano superior – Aptiano inferior y un espesor que varía desde los 80 a 800 m. Dependiendo de la ubicación geográfica, la Formación Cupido se puede dividir en diferentes facies: lagunar o plataforma interna, pre – arrecife y arrecifal. A los alrededores de la ciudad de Monterrey, al noreste de México, predomina la facies arrecifal en donde se ha reportado un amplio contenido de rudistas, así como algunos corales, gasterópodos y algas. El presente trabajo se realizó en las localidades de Potrero García y el Cañón La Huasteca en la parte norte del estado de Nuevo León, y consistió en determinar el estudio bioestratigráfico basado en los rudistas de la parte basal, aproximadamente 65 m, de la Formación Cupido. Los rudistas tienen gran utilidad bioestratigráfica porque son comunes, extensos en los carbonatos de las aguas someras del Cretácico y porque experimentaron una rápida diversificación y varias crisis de extinción. Anteriormente se ha reportado la presencia de distintas especies, como por ejemplo *Toucasia texana* Römer, 1852; *Douvillelia skeltoni* Alencáster y Pantoja – Alor, 1998; *Amphitriscoelus waringi?* Harris y Hodson, 1922; y *Caprina massei* Alencáster y Pantoja – Alor, 1996. Además de *Offneria* sp. Paquier, 1905; *Praecaprina varians* Paquier, 1905; *Pachytraga paradoxa?* Pictet y Campiche, 1869; y *Pantojaloria sphaerica?* Alencáster y Pantoja – Alor, 1995; las cuales se creían que eran netamente europeas. Cabe señalar que aunque anteriormente se ha intentado determinar el nivel estratigráfico de los rudistas del Cretácico inferior – medio en Texas, este es el primer reporte de la distribución de las especies para el Barremiano en el noreste de México.

ABSTRACT

During the Cretaceous period extensive carbonated platforms were originated in the most part of Mexico, one of the most important is the Cupido platform, located in the northeast of the country. The Cupido Formation was described as a succession of thick and medium layers of light gray limestone with an upper Hauterivian – lower Aptian age and a thickness ranging from 80 to 800 meters. Depending on the geographical location, the Cupido Formation can be divided into different facies: lagoon or inner shelf, pre – reef and reef. Surrounding the city of Monterrey, northeastern Mexico, predominate the reef facies which have been reported a wide content of rudists, as well as some corals, gastropods and algae. The present work was carried out in the localities of Potrero Garcia and La Huasteca Canyon in the northern part of Nuevo Leon state, and consisted in develop the biostratigraphic study based on the rudists of the basal part, approximately 65 meters, of the Cupido Formation. Rudist have great biostratigraphic utility because they are common, widespread in Cretaceous shallow – water carbonates and because they experienced rapid diversification and several extinction crises. Previously the presence of different species have been reported, for example *Toucasia texana* Römer, 1852; *Douvilleia skeltoni* Alencáster and Pantoja – Alor, 1998; *Amphistricoelus waringi?* Harris and Hodson, 1922; and *Caprina massei* Alencáster and Pantoja – Alor, 1996. Also *Offneria* sp. Paquier, 1905; *Praecaprina varians* Paquier, 1905; *Pachytraga paradoxa?* Pictet and Campiche, 1869; and *Pantojaloria sphaerica?* Alencáster and Pantoja – Alor, 1995; which were believed to be purely European. Although it has previously been attempted to determinate the stratigraphic level of rudists in the lower – medium Cretaceous in Texas, this is the first report of the distribution of species for the Barremian in northeastern Mexico.

CAPÍTULO 1. GENERALIDADES

1.1 Introducción

La Formación Cupido es una unidad sedimentaria cretácica que se encuentra depositada en un ambiente de plataforma carbonatada con edades que van desde el Barremiano hasta el Aptiano temprano, ésta plataforma se extendió desde el sur de Laredo, Texas hasta Monterrey, Nuevo León. Gran parte de Nuevo León y Coahuila son cubiertos por calizas de plataforma con excepción del bloque de Coahuila, que permaneció como un alto estructural en el margen sur de la antigua península. Imlay (1937) describió por primera vez a esta unidad en el Cañón Mimbres en la Sierra de Parras como una secuencia de capas gruesas, medianas y delgadas de calizas con concreciones de pirita y pedernal, representando una de las mayores plataformas carbonatadas del Cretácico en México, la cual está estrechamente relacionada al período de “*rift*” del y apertura del Golfo de México en el Triásico – Jurásico (Wilson y Ward, 1993).

En ese tiempo existió una fauna tropical bentónica que formó parte del ecosistema de las plataformas, esta fauna contenía gran diversidad de invertebrados marinos en donde predominaron los rudistas. Estos rudistas fueron un grupo de moluscos bivalvos que poseían valvas diferentes, asumían hábitos gregarios y eran considerados como formadores de biostromas y biohermas. Dichos organismos fueron clasificados por Gray en 1848 como la “Superfamilia Hippuritoidea”. Los rudistas que se encuentran en la Formación Cupido se ubican en la parte basal y la parte superior de dicha unidad sedimentaria. Se trabajará en las localidades de Potrero García y en el Cañón La Huasteca, se compararán las características sedimentológicas y principalmente se determinarán las especies de rudistas y su distribución.

Para complementar el estudio bioestratigráfico se realizó un análisis de microfácies de todos los componentes micropaleontológicos y sedimentológicos esto con el fin de

interpretar y reconstruir los ambientes sedimentarios que prevalecieron en el pasado, además de observar que microfauna compartió hábitat con los rudistas.

1.2 Localización y vías de acceso

Las áreas de investigación y recolección de muestras son: Potrero García o Sierra del Fraile, municipio de García y el Cañón La Huasteca, municipio de Santa Catarina. Estas localidades pertenecen a la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental (Figura 1).

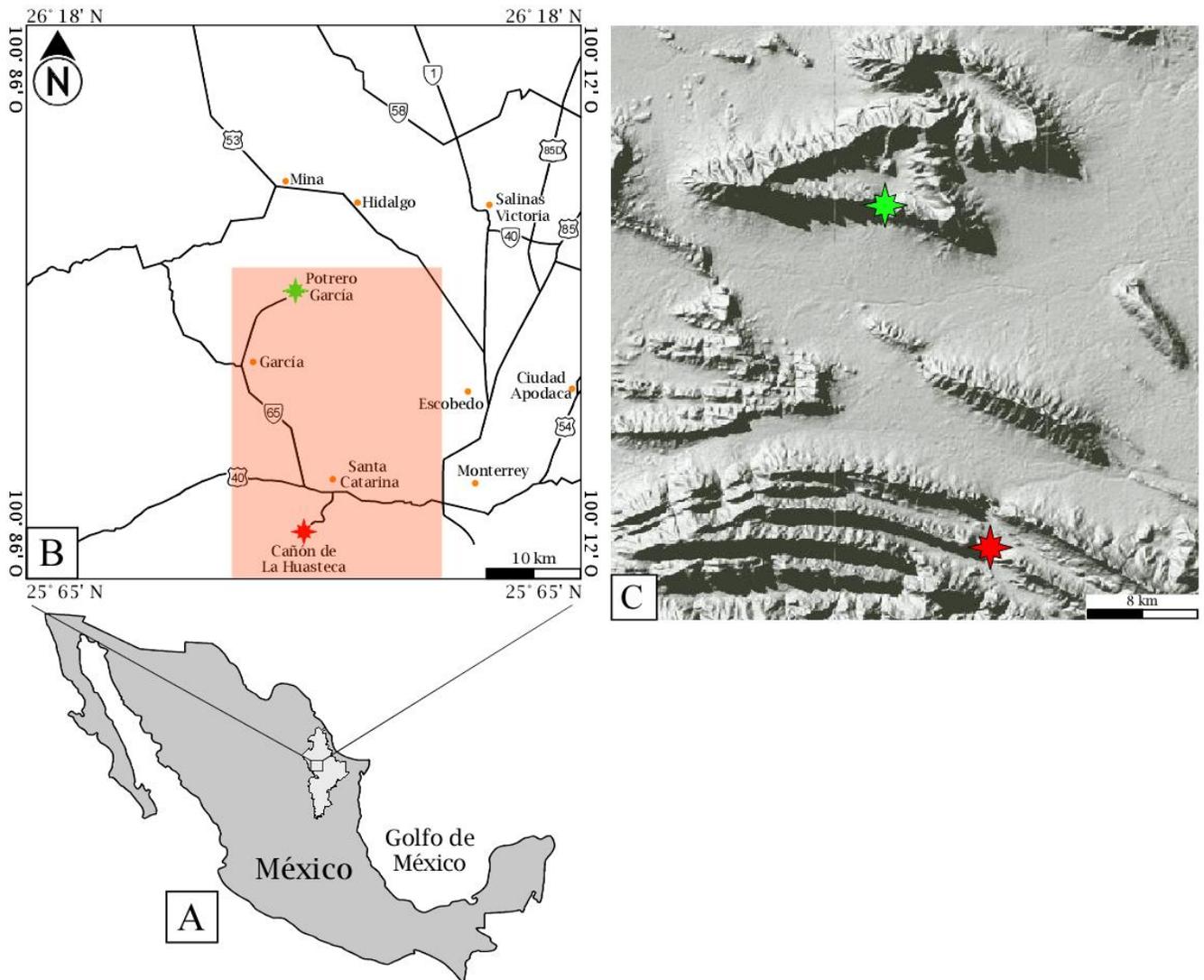


Figura 1. Ubicación de las zonas de estudio. **A** Localización nacional. **B** Localización estatal y vías de acceso, la estrella verde señala el área de Potrero García y la roja señala el Cañón La Huasteca. **C** Visualización topográfica de las áreas de estudio (CONABIO, 2012).

La vía de acceso para el Cañón La Huasteca es sobre la carretera federal 40 Saltillo – Monterrey tomando la desviación hacia el área protegida La Huasteca, a un costado del municipio de Santa Catarina, mientras que para Potrero García se tomará la carretera federal número 40 realizando una desviación a la carretera estatal número 65 con dirección hacia el municipio de García, por último tomar el camino en dirección a la Sierra del Fraile.

1.3 Justificación e hipótesis

El presente trabajo atiende a la necesidad de aportar información que complemente al estudio de los rudistas en el noreste mexicano.

A través de la literatura disponible hasta ahora se conoce una abundancia de rudistas en diferentes niveles estratigráficos de las rocas carbonatadas de la Formación Cupido en el noreste de México, tomando en cuenta la paleobiología de este grupo fósil se infiere que las especies tienen una distribución diferenciada respecto a la columna estratigráfica y por ello son útiles en el establecimiento de biozonas.

1.4 Objetivos

- a) Identificar los rudistas presentes en las áreas de estudio, con base en sus caracteres diagnósticos.
- b) Determinar de manera local la distribución estratigráfica de las especies de rudistas tomando en cuenta las primeras y últimas apariciones, posteriormente se contrastarán las especies con las de otras localidades para poder determinar la biozona presente.
- c) Realizar un análisis microfacial con el fin de determinar la microfauna que compartía hábitat con los rudistas y observar el ambiente deposicional que prevaleció en el Barremiano.

1.5 Metodología

Para llevar a cabo el cumplimiento de los objetivos antes mencionados, se ha planteado lo siguiente:

Trabajo de campo.

- a) Localización de las áreas de interés propias de la Formación Cupido.
- b) Levantamiento de columnas estratigráficas de la parte basal de la Formación Cupido en las localidades de Potrero García y el Cañón La Huasteca, de igual manera realizar un muestreo de manera perpendicular a la estratificación tomando en cuenta el cambio textural y paleontológico; a cada muestra se le asignó una clave. Cabe señalar que en esta Tesis la parte basal hace referencia a los primeros estratos con presencia de rudistas.
- c) Identificar taxonómicamente los rudistas presentes en las secciones de estudio, esto con base a sus caracteres diagnósticos; asimismo observar su distribución estratigráfica, tomando en cuenta la primera y última aparición de cada especie.
- d) Toma de fotografía a los rudistas presentes en campo, para posteriormente redibujar sus caracteres diagnósticos.
- e) Recolección de piezas fósiles.

Trabajo de laboratorio.

- a) Elaboración de láminas delgadas a partir de las muestras recolectadas en ambos sitios. Las muestras se prepararon en los laboratorios de preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra.

- b) Análisis de microfacies con base al criterio de clasificación de rocas carbonatadas propuesto por Dunham (1962) y Embry & Klovan (1971), así como el modelo de facies propuesto por Wilson (1975) utilizando a Flügel (2004).
- c) Realización de cortes y pulido a rocas con contenido de rudistas. Los cortes se realizaron de manera transversal y longitudinal, esto para una mejor apreciación de los ejemplares.

Trabajo de gabinete.

- a) Recopilación de literatura asociada a bioestratigrafía, rudistas y microfacies.
- b) Realización de representaciones gráficas de columnas estratigráficas señalando cambios de microfauna y microfaciales, así como la distribución de cada especie de rudista.
- c) Descripción de caracteres diagnósticos de cada especie de rudista.
- d) Elaboración e interpretación de un modelo de depósito para las áreas estudiadas, con base en los datos microfaciales y micropaleontológicos.

1.6 Antecedentes

La unidad Cupido ha sido objeto de estudio a lo largo de los años, los trabajos pioneros fueron realizados por Imlay. Algunos de los textos publicados donde se trabaja con la Formación Cupido son:

Imlay (1937) describió a la Formación Cupido como una secuencia de capas gruesas de caliza gris con contenido de pirita y pedernal, situada entre las Formaciones Taraises y La Peña, donde su localidad tipo se ubica en la pared del Cañón del Mimbres, en la parte media de la Sierra de Parras, Coahuila y le propuso una edad del Hauteriviano superior – Barremiano y esto en base al contenido fósil de las unidades litológicas adyacentes.

Pantoja – Alor (1963) le asigna la edad del Hauteriviano tardío – Barremiano y Aptiano temprano, en base al contenido paleontológico.

Conklin y Moore (1977) dividieron la Formación Cupido en seis unidades (A, B, C, D, E, F): pelágica, rampa y antearrecife, margen de plataforma, margen de bancos de arena, plataforma interior de perimarea y laguna de submarea.

Barragán – Manzo (1999) en su estudio sobre facies sedimentarias y variaciones en el carbono orgánico de secuencias Barremiano – Aptiano en el NE de México, observa un aumento en los componentes terrígenos, un incremento en el carbono orgánico y una disminución en la fauna bentónica, en el tránsito de la Formación Cupido y la Formación La Peña.

Lehmann, Ch., *et al.* (1999) estudian las plataformas carbonatadas de Cupido y Coahuila mediante zonación bioestratigráfica en base a micro y macropaleontología, y por análisis isotópico y así correlacionar dichas plataformas del NE de México con las plataformas de Texas.

Aguilar Pérez (2002) determinó las especies *Amphitriscoelus waringi*, *Praecaprina varians*, *Caprina massei* y *Offneria* aff. *O. simplex* en la Formación Cupido en el Cerro de Labradores, Galeana.

Pichardo – Barrón (2002) trabajó con microfacies en la Formación Cupido en la región de Brownsville, en el municipio de Galeana, Nuevo León.

Murillo – Muñetón y Dorobek (2003) describen cuatro tipos de montículos de lodo o mud mounds en el Cañón de Bustamante y presentan un esquema de su formación y los relacionan con la evolución de la rampa de la plataforma Cupido en el Cretácico Inferior.

Barragán y Díaz – Otero (2004) realizan un análisis de microfacies y datos micropaleontológicos en la Sierra del Rosario, Durango y determina el techo de la

Formación Cupido debido a la presencia de foraminíferos bentónicos de las familias *Ataxophragmiidae*, *Lituolidae*, *Textularidae*, *Orbitolinidae*, *Nezzazatidae* y *Miliolidae*.

Ángeles – Villeda, *et al.*, (2005) realizan un estudio estratigráfico y de microfacies en la parte sur del Cañón La Boca en Santiago, Nuevo León elaborando una columna estratigráfica para observar gráficamente los espesores de las formaciones estudiadas, y con la ayuda del contenido paleontológico y con el criterio de Dunham (1962) hacen interpretaciones cronológicas y paleoambientales de la zona.

Aguilar Pérez (2008) añade a la presencia de *Pantojaloria sphaerica* y *Pachytraga paradoxa*, este último constituye el primer reporte inequívoco del género *Pachytraga* en América.

Torres de la Cruz (2011) realizó un análisis de microfacies en la Formación Cupido en la localidad Puerto México, Galeana, Nuevo León, donde incluyó tapetes microbianos fosilizados, estromatolitos, algas calcáreas, foraminíferos y rudistas para determinar la localidad como facies arrecifales.

CAPÍTULO 2. GEOLOGÍA REGIONAL

2.1 Introducción

La historia geológica del noreste de México está relacionada al origen del Golfo de México, iniciando en el Triásico tardío con una fase de *rifting* para posteriormente dar origen a la fase de *drifting*. La apertura del Golfo de México permitió la formación de altos y bajos estructurales en donde se depositarían paquetes sedimentarios Mesozoicos y Cenozoico desarrollados en un margen pasivo. Posteriormente esta secuencia sufriría una deformación producto del evento conocido como la Orogenia Laramide, ocurrido durante el Cretácico tardío y parte inicial del Paleógeno, formando estructuras plegadas y cabalgadas dando origen a la Sierra Madre Oriental.

2.2 Evolución geológica del noreste de México

2.2.1 Paleozoico tardío: Pangea

Durante el Carbonífero – Pérmico se da un evento de gran importancia, la colisión de dos masas continentales: Laurasia y Gondwana, el producto de esta colisión fue el supercontinente Pangea, en donde Yucatán permaneció en el espacio entre Norteamérica y Sudamérica (Figura 2A). Debido a esta colisión se dio el origen del Cinturón Orogénico Ouachita – Marathon, que se extiende desde gran parte de Estados Unidos hasta el estado de Coahuila, México. Para finales del Paleozoico e inicios del Mesozoico se desarrolló un cinturón de rocas graníticas y granodioríticas que recorrería casi en su totalidad a México, este cinturón es conocido como el arco Permo – Triásico, producto de la subducción de la placa de Kula bajo la gran masa de Pangea (Torres *et al.*, 1999).

2.2.2 Mesozoico: Triásico superior – Jurásico medio

A partir del Triásico tardío hubo una etapa de extensión conocida como *rifting*, el cuál duró hasta el Oxfordiano, en éste proceso se inicia la fragmentación de Pangea. Comenzó

con un adelgazamiento de la corteza, debido a esto las placas de África, Norteamérica y Sudamérica se separaron y Yucatán fue transportado hacia el sur a lo largo de la falla Tamaulipas – Chiapas. Posteriormente se dio el ingreso de mar (*drifting*) y con esto el inicio del Golfo de México (Pindell, 1985).

En esta etapa se generó un sistema de altos estructurales como lo son el Bloque de Coahuila, Archipiélago de Tamaulipas, Isla Burro – Peyotes – Salado, entre otros. Acompañados de bajos estructurales como la Cuenca de Sabinas, Cuenca de Maverick, entre otras, estas cuencas eran comúnmente limitadas por fallas normales (Goldhammer, 1999) y a su vez estas cuencas fueron invadidas por mar en donde se depositaron gruesas secuencias de evaporitas a partir del Calloviano (Figura 2B).

2.2.3 Mesozoico: Jurásico tardío

Durante el Oxfordiano se generaron extensos y potentes depósitos de secuencias evaporíticas (Formación Minas Viejas y Formación Olvido) (Pindell, 1985; Goldhammer, 1999). El transporte hacia el sur del Bloque de Yucatán controló el ingreso y circulación libre de agua marina en el noreste de México. El Bloque de Yucatán migró a lo largo de la falla dextral Tamaulipas – Chiapas y cuando esta falla se volvió inactiva, el Archipiélago de Tamaulipas fue eventualmente cubierto por carbonatos del Jurásico tardío, de esta manera se establece el margen continental para el noreste de México (Figura 2C).

La sedimentación del Tithoniano – Berriasiano reflejó un cese de aporte de altos de basamento preexistentes con la excepción del Bloque de Coahuila en el noreste de México. Los depósitos clásticos extensos (Formación La Casita) derivados del Bloque de Coahuila llenaron las áreas bajas, mientras que en las áreas distales a dicho Bloque se acumularon carbonatos y lutitas (Formación Taraises).

2.2.4 Mesozoico: Cretácico temprano

La etapa de *drift* finalizó en el Berriasiano debido a que la dorsal oceánica que existía en el Golfo de México se vuelve inactiva (Pindell, 1985; Padilla y Sánchez, 1982). El Bloque

Coahuila permaneció como un alto estructural y controló la distribución de las facies carbonatadas y siliciclásticas a la cuenca de deposición (Goldhammer *et al.*, 1991; Goldhammer, 1999). En los márgenes del Bloque Coahuila se acumularon carbonatos en condiciones de aguas profunda en diferentes facies sedimentarias, dependiendo del relieve (Formaciones Taraises, Tamaulipas Inferior) (Figura 2D). Un aspecto importante para esta edad es el desarrollo de plataformas carbonatadas (Plataforma Cupido, La Mula). Otro evento significativo ocurrió en el Aptiano, la deposición de sedimentos clásticos propios de la Formación La Peña, la cual ahogó a la plataforma Cupido (Goldhammer, 1999).

2.2.5 Mesozoico: Cretácico tardío – Paleógeno

Durante el Cretácico tardío continúa la subsidencia de la cuenca, volviéndose más profunda. Predomina el ambiente marino y se depositan secuencias de sedimentos arcillosos – carbonosos (Formación Agua Nueva) (Padilla y Sánchez, 1982, 1986). Posteriormente en el Coniaciano – Santoniano se depositó una secuencia calcáreo – arcillosa con intercalaciones de sedimentos calcáreos finos (Formación San Felipe). Desde el Campaniano al Maastrichtiano prevalecen condiciones de mar abierto y aguas profundas, con condiciones que beneficiaron al depósito de una secuencia calcáreoarcillosa – margosa (Formación Méndez) (Padilla y Sánchez, 1982).

En la parte final del Cretácico e inicios del Paleógeno la secuencia mesozoica depositada en el noreste de México fue deformada por la Orogenia Laramide, y los mares cenozoicos retrocedieron hacia el este, dejando tras ellos una gruesa secuencia de arenisca y lutita. El origen de esta Orogenia Laramide está ligado a la acreción del Terreno Guerrero, al oeste de México (Figura 2E).

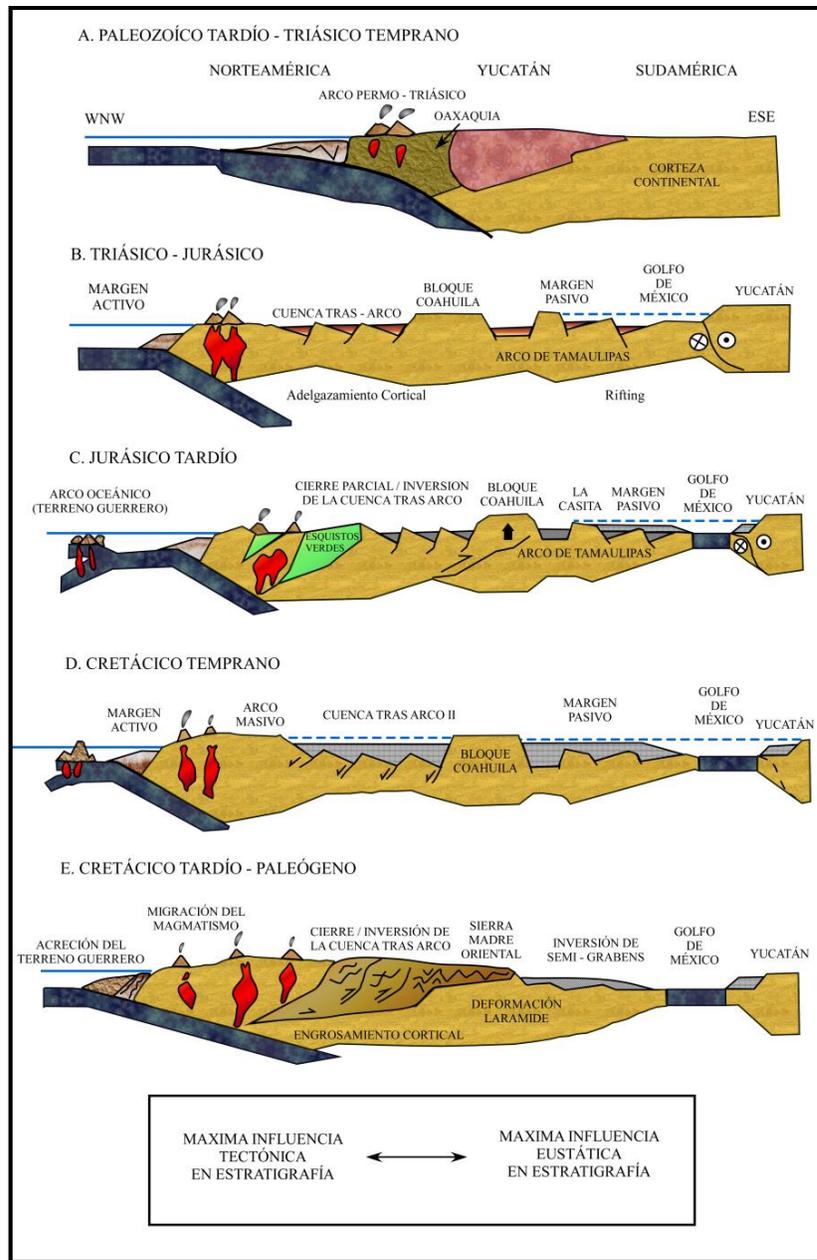


Figura 2. A – E Modelo tectónico para la evolución de la provincia Pacífico Oeste de México y provincia este del Golfo de México. Sección esquemática orientada de oeste a este (izquierda – derecha) cruzando el norte de México (Modificado de Goldhammer, 1999).

2.3 El noreste de México durante el Cretácico inferior

En el presente apartado se presentan una serie de mapas que muestran la evolución paleogeográfica y estratigráfica del noreste de México durante el Cretácico inferior. En donde de manera general se muestra una transgresión marina (Formación Taraises),

seguido del comienzo de una plataforma carbonatada con su cinturón arrecifal (Formación Cupido) constituido principalmente por rudistas y por último un gran evento transgresivo el cuál ahogo la plataforma, éste evento es conocido como el evento Gargas (Imlay, 1936) y está representado por la Formación La Peña.

2.3.1 Berriasiano – Valanginiano – Hauteriviano

En el noreste de México el cambio del Jurásico superior al Cretácico inferior se encuentra representado por el contacto de las formaciones La Casita y Taraises, el cual representa un evento transgresivo y un periodo de mayor influencia de clásticos (Figura 3). Por un lado la Formación La Casita se encuentra constituida por lutitas (facies de mar abierto), areniscas y caliza arcillosa, esta unidad es de un ambiente lagunar y la presencia de carbón indica condiciones en donde la laguna pudo estar en conexión con el mar (Imlay, 1936). En la Cuenca de Sabinas, al norte del Bloque de Coahuila se acumularon clásticos gruesos marinos someros de la Formación Barril Viejo (Goldhammer 1999). Mientras que la Formación Taraises se encuentra conformada por calizas arcillosas fosilíferas de ambiente profundo, en su parte superior se reconocen secuencias sedimentarias con posibles influencias de altos estructurales (Ocampo – Díaz *et al.*, 2008) que posiblemente documentan el primer gran evento de transgresión en el Cretácico inferior. Durante el Valanginiano, gran parte del noreste mexicano se encuentra cubierto por el mar somero del Tethys, desarrollando extensas plataformas carbonatadas. Los altos continentales representativos eran el Bloque de Coahuila (Goldhammer, 1999).

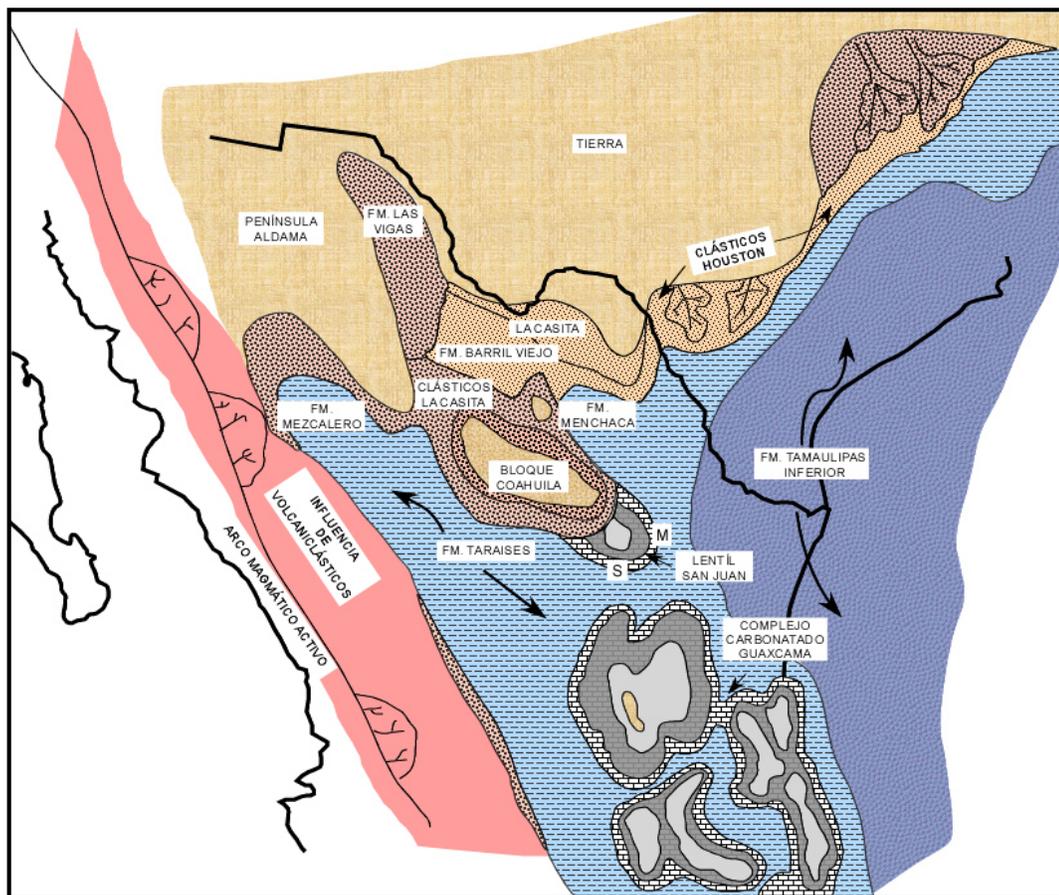
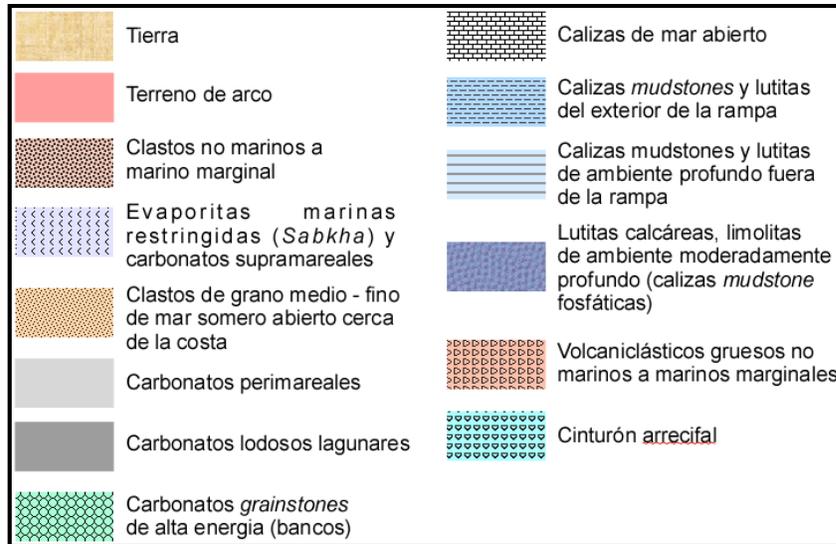


Figura 3. Representación de la leyenda y la paleogeografía para el Berriasiano, Valanginiano y parte del Hauteriviano (Goldhammer, 1999).

2.3.2 Barremiano – Aptiano inferior

El Barremiano fue un periodo de transgresiones y regresiones periódicas a nivel mundial marcadas; en el noreste de México, por ciclos perimareales en la parte superior de la Formación Cupido (Lehmann *et al.*, 1999; 2000).

El Bloque de Coahuila permaneció como alto estructural y su norte, este y noreste se depositaron clastos gruesos de la unidad La Mula y arcosa Patula. En esta edad se tenía el desarrollo de una gran plataforma carbonatada denominada Cupido – Sligo, la cual mantenía un relieve bajo. Bordeando a ésta plataforma se encontraba un “cinturón” arrecifal, el cual estaba constituido principalmente de rudistas. Mientras que al sur del área Tampico – Misantla persistieron las plataformas carbonatadas de Tuxpan, El Doctor y San Luis Potosí.

La Formación Cupido se encuentra encima de las unidades La Casita o Taraises, mientras que en la parte superior de Cupido está marcado por calizas arcillosas y lutitas de la Formación La Peña (Tinker, 1982). Un modelo de facies indica que la unidad Cupido consiste de seis litofacies (A – F) (Conklin y Moore, 1977), La unidad “A” compuesta de lutitas arcillosas de capas delgadas de ambiente de cuenca, “B” *wackestones* y *packstones* bioclásticos de ambiente del frente arrecifal, “C” *packstones*, *grainstones* y *boundstones* dominado por rudistas y corales, “D” *packstones* y *grainstones* peloidales con ooides, “E” *mudstones* y *packstones* de capas delgadas con evidencia de evaporitas y “F” *wackestones* y *packstones* con foraminíferos y pelecípodos. La unidad de Tamaulipas inferior aflora al sur y este de Monterrey – Saltillo (Smith, 1981), dicha unidad estratigráfica está compuesta por calizas grises a negras, con una fauna principalmente de radiolarios y foraminíferos (Figura 4).

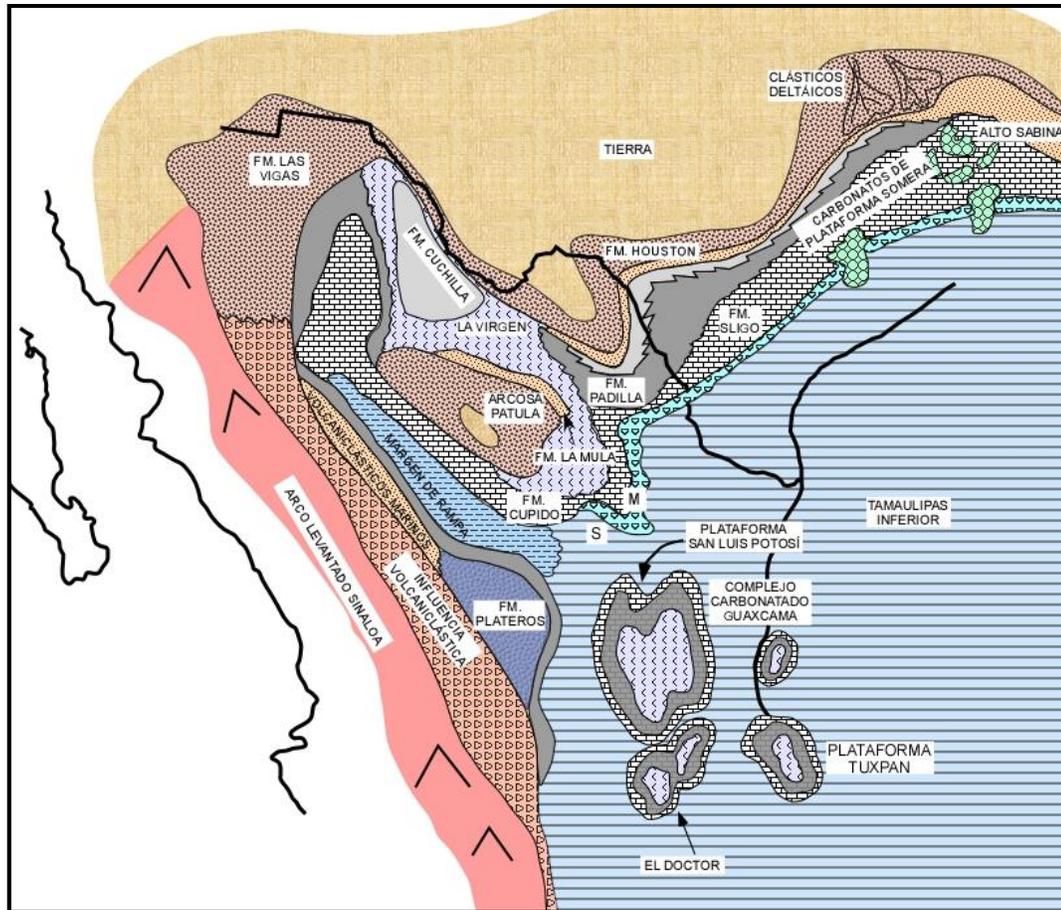


Figura 4. Paleogeografía para el Barremiano – Aptiano inferior (Goldhammer, 1999).

2.3.3 Aptiano medio – superior

En lo que responde al norte de México para el Aptiano medio – superior se tiene una plataforma carbonatada al noroeste de Chihuahua (Scott y Warzeski, 1993). En la provincia del Golfo de México, desde el este de Texas hasta Tampico se tuvo una transgresión marina de gran amplitud la cual ahogo con “aguas profundas” los sistemas carbonatados de Cupido – Sligo, cubriéndolos con lutitas y terrígenos de grano fino (Goldhammer, 1999). Este acontecimiento fue destacado como el evento “Gargas” y se le conoce como la Formación La Peña.

En el área de Monterrey – Saltillo, la Formación La Peña es del Aptiano superior. La base de La Peña aumenta bioestratigráficamente desde Aptiano inferior a superior en una

dirección de este a oeste cruzando la plataforma (Lehmann *et al.*, 1998). Hacia el sur y este existe una unidad sedimentológica equivalente a La Peña, la Formación Otates, la cual tiene como rasgo ser de un ambiente más profundo y está constituida de lutitas negras de capas delgadas (Figura 5).

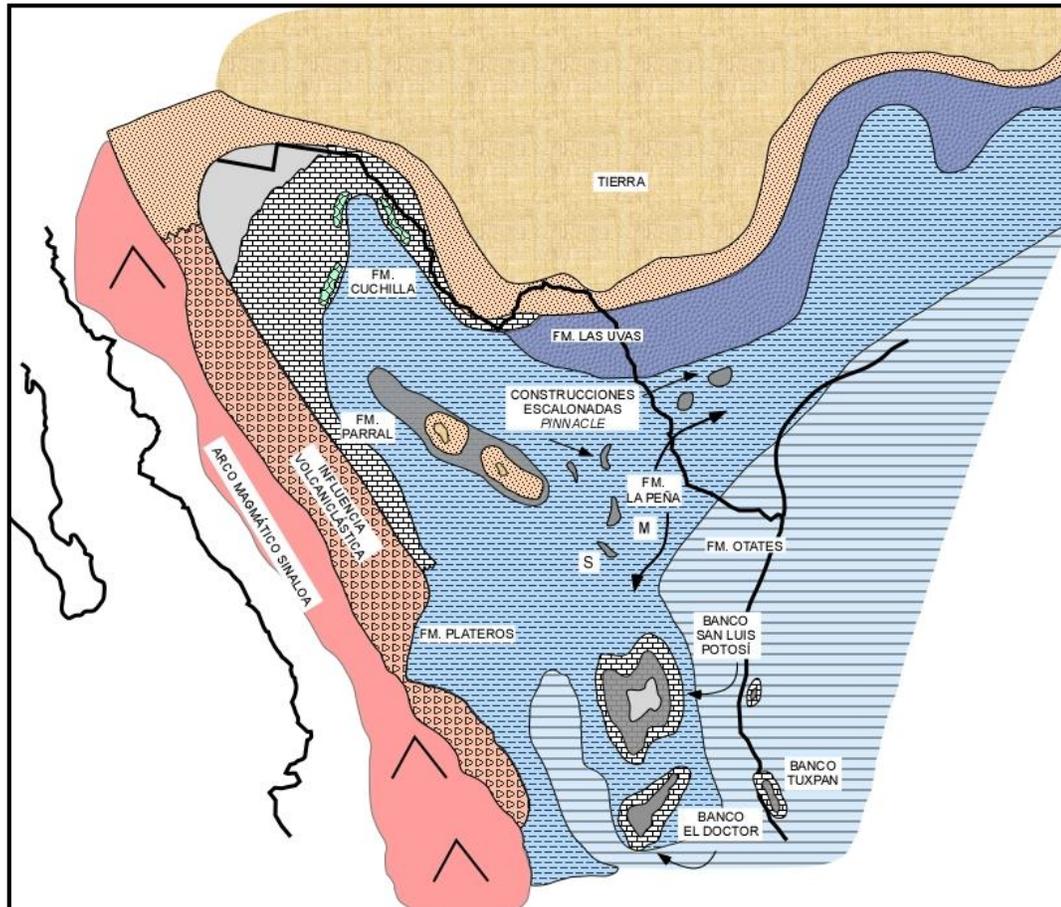


Figura 5. Paleogeografía para el Aptiano medio – superior (Goldhammer, 1999).

2.4 Geología local

2.4.1 Secuencia estratigráfica de las áreas de estudio

Las unidades litoestratigráficas comprendidas dentro de las áreas de estudio involucran únicamente afloramientos de rocas sedimentarias desde el Jurásico superior, como lo es la Formación Zuloaga comprendida por calizas masivas, seguido de la Formación La Casita la cual está caracterizada por calizas y sedimentos lutíticos, y por último los afloramientos

del Cretácico inferior, el cual está comprendido por las formaciones Taraises, Cupido y La Peña, en donde predominan principalmente las calizas masivas y en menor proporción las arcillas (Figura 6).

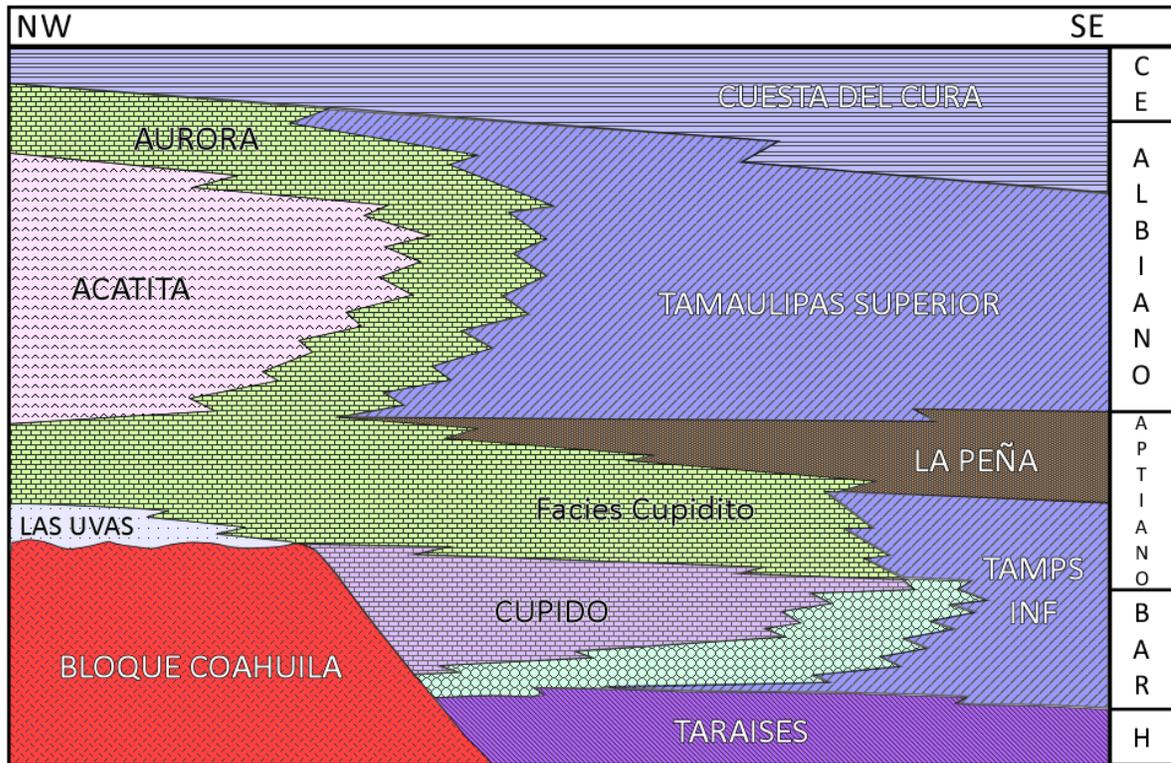


Figura 6. Interpretación cronoestratigráfica para el Barremiano – Albiano. El gráfico ilustra relaciones temporales entre el Bloque Coahuila al noroeste y la Sierra de Parras al sur – sureste (Lehmann *et al.*, 1999).

2.4.2 Formación Taraises

La Formación Taraises fue definida por Imlay (1936) en el Cañón Taraises, en la parte oeste de la Sierra de Parras, Coahuila. Es descrita como un paquete de calizas gruesas con calizas lutíticas delgadas (20 a 50 cm) con un espesor aproximado a 150 m. Compuesta principalmente de *mudstone* a *wackestone* con otros constituyentes biogénicos como calciesferas, foraminíferos planctónicos, radiolarios y calpionélidos. Barboza – Gudiño, Imlay, entre otros, le han asignado una edad del Berriasiano y Valanginiano. De acuerdo a Padilla y Sánchez (1982) la Formación Taraises se depositó en un ambiente de agua somera, mientras que Goldhammer (1999) sugiere un ambiente de mar abierto profundo

a cuenca. Dicha unidad contiene una fauna bien conservada de amonites, belemnites, braquiópodos, pelecípodos y gasterópodos. En el área de estudio la Formación Taraises presenta estratos delgados a medianos y menos competentes que los estratos de la Formación Cupido, un color de intemperismo de gris claro mientras que en muestra fresca presenta un color un tanto más oscuro (Figura 7).

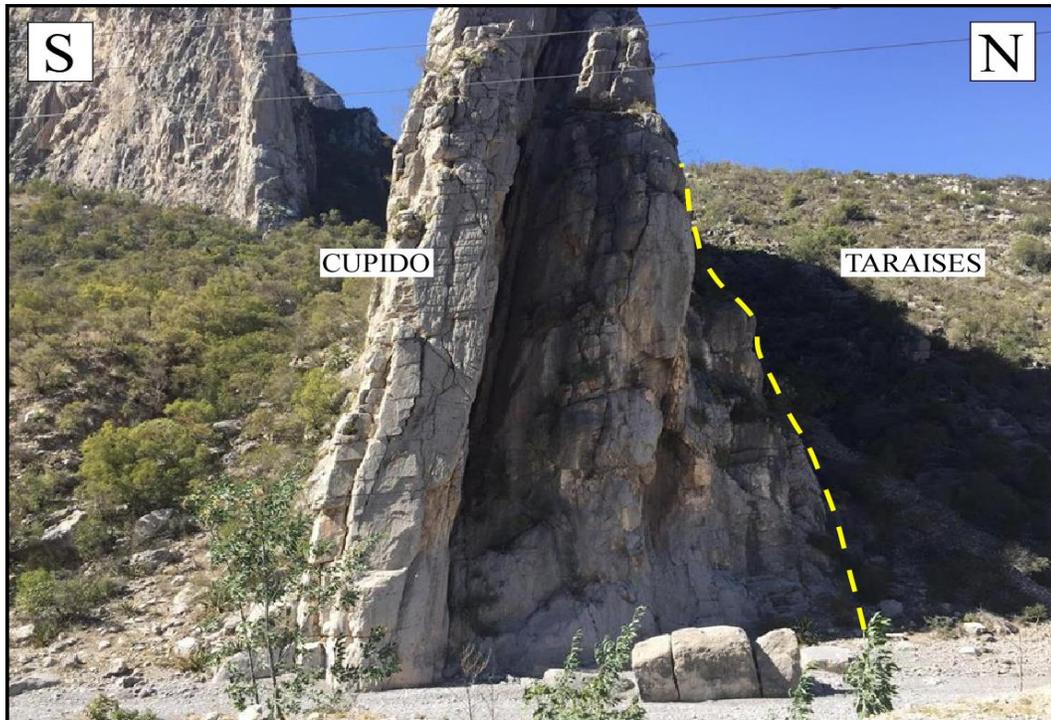


Figura 7. Contacto de las formaciones Taraises y la parte basal de Cupido en Potrero García.

2.4.3 Formación Cupido

La Formación Cupido fue descrita por Imlay (1937) en la parte norte del Cañón Mimbres en la Sierra de Parras como una sucesión de capas gruesas y medianas de calizas de color gris claro. Imlay le asignó una edad del Hauteriviano superior – Barremiano, Pantoja – Alor (1963) menciona una edad del Hauteriviano superior – Aptiano temprano basándose en el contenido paleontológico y Barragán – Manzo (2000) afirma que su límite alcanza la transición Barremiano – Aptiano por la aparición de *Palorbitolia cf. lenticularis*.

Dependiendo de la ubicación geográfica, la Formación Cupido se puede dividir en distintas facies. Son tres las facies principales: lagunar, pre – arrecife y arrecifal (PEMEX, 1988b) en donde se han reportado diferentes rudistas requiénidos y caprínidos así también como gran variedad de foraminíferos bentónicos (Figura 8).



Figura 8. Textura de la facies arrecifal de la caliza Cupido, en donde se aprecia el amplio contenido de fragmentos de rudistas y algas.

Otros autores como Conklin y Moore (1977) dividen a esta formación en pelágica, rampa y antearrecife, margen de plataforma, margen de bancos de arena, plataforma interior y laguna. A los alrededores de la ciudad de Monterrey predomina la facies arrecifal en donde se tiene un amplio contenido de rudistas, bivalvos indeterminados, foraminíferos, corales y gasterópodos.

El espesor de la caliza Cupido varía entre los 80 a 800 m (PEMEX, 1988b), sobreyace en concordancia a la Formación Taraises (Figura 9) o a la Formación La Virgen, dependiendo de su posición paleogeográfica y subyace en concordancia a la Formación La Peña.

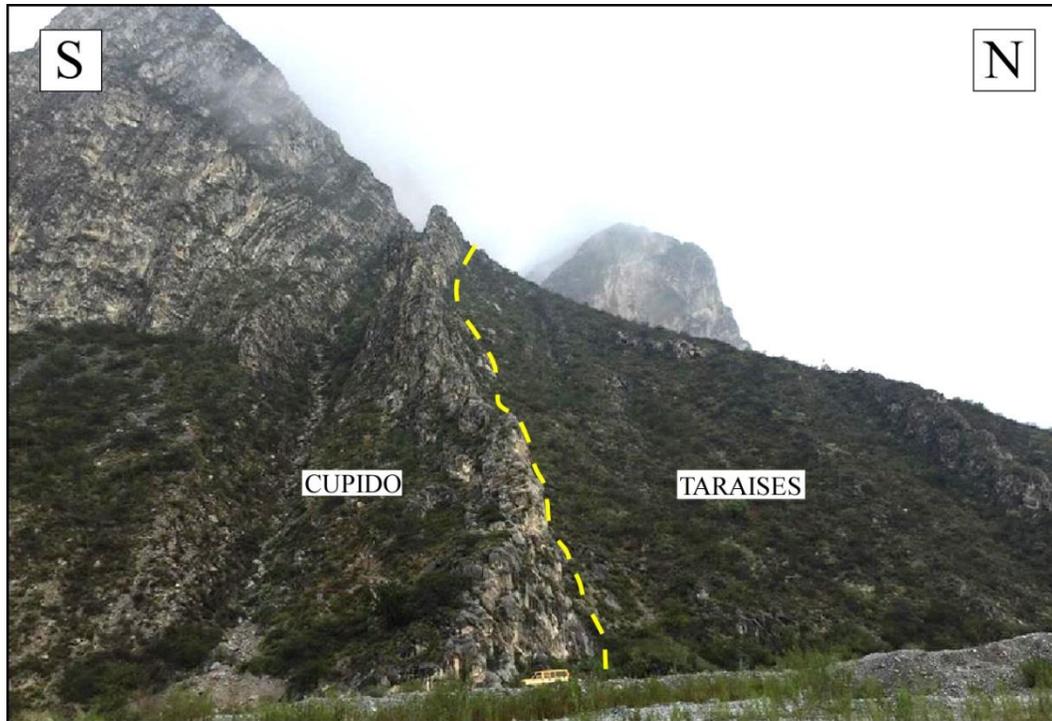


Figura 9. Contacto entre las formaciones Taraises y Cupido en el flanco sur del anticlinal Los Muertos dentro del Cañón La Huasteca, en donde se aprecia el cambio topográfico respecto de una formación a otra.

Como se dio a conocer anteriormente, la Formación Cupido se puede dividir en distintas facies dependiendo de su ubicación geográfica; una de estas es la arrecifal, dicha facies se encuentra cerca del área de Monterrey y culmina en el área de Galeana. Esta facies se encuentra representada por la gran diversidad de fauna presente como lo son principalmente rudistas, corales, gasterópodos y foraminíferos bentónicos, así también como algas.

En las áreas de estudio se identificaron distintos géneros de rudistas, en donde se reconocieron fácilmente a los requiénidos *Toucasia texana* gracias a su concha externa de calcita, la cual presenta un color negro. Estos rudistas también se encontraron en forma de fragmentos en los cantos rodados. Además se presentaron corales y gasterópodos de los géneros *Nerinea* y *Turritella* en donde sus cámaras y su ornamentación presentaron cierta variedad (Figura 10).

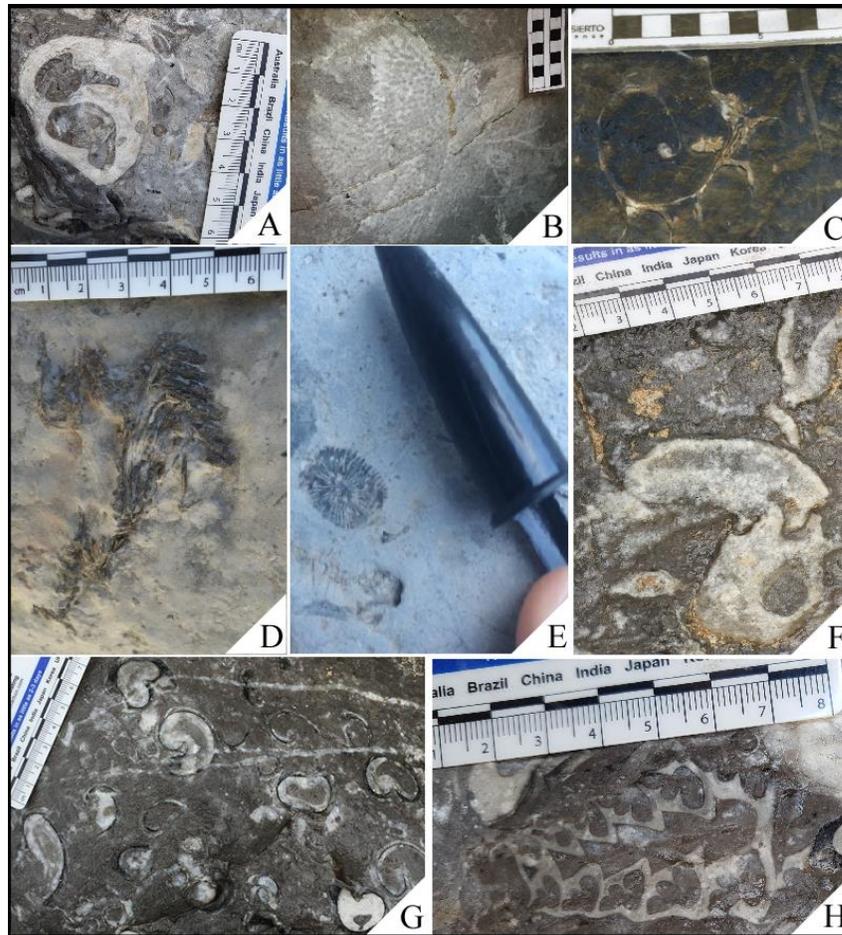


Figura 10. Fósiles presentes en las rocas de la Formación Cupido. **A** Caprínido: *Pantojaloria sphaerica?*. **B** Impresión de coral. **C** Gasterópodo en corte transversal con ornamentación notoria. **D** Fragmento de posible alga. **E** Coral. **F** Caprínido; en donde se observa una clara comisura, es decir, unión de ambas valvas. **G** Racimo o *bouquet* de *Toucasia texana*. **H** *Nerinea* sp. Con base en Alencáster de Cserna (1956).

2.4.4 Formación La Peña

La Formación La Peña fue definida por Imlay (1936) en la Sierra de Parras, Coahuila al norte del Cañón del Mimbres. Dicha unidad está definida originalmente como una composición de dos miembros, uno de caliza y otro de caliza de apariencia lajosa y lutitas en donde sus espesores son muy delgados. Tomando en cuenta la composición de la roca se hace mención que la unidad La Peña muestra un evento transgresivo el cual ahogó la plataforma carbonatada Cupido. El espesor total de la unidad depende de la disponibilidad de espacio y/o paleorelieve de la Formación Cupido.

Esta unidad estratigráfica es rica en foraminíferos planctónicos, en macrofauna destacan principalmente amonites del género *Parahoplites* y *Dufrenoyia*, mientras que la especie abundante es *Dufrenoyia justinae*; proponiendo así un ambiente de media profundidad donde existió un aporte de clásticos finos (Cuapio, 2009). Debido a este contenido paleontológico se le ha asignado una edad del Aptiano superior (Figura 11) (Lehmann *et al.*, 1999).

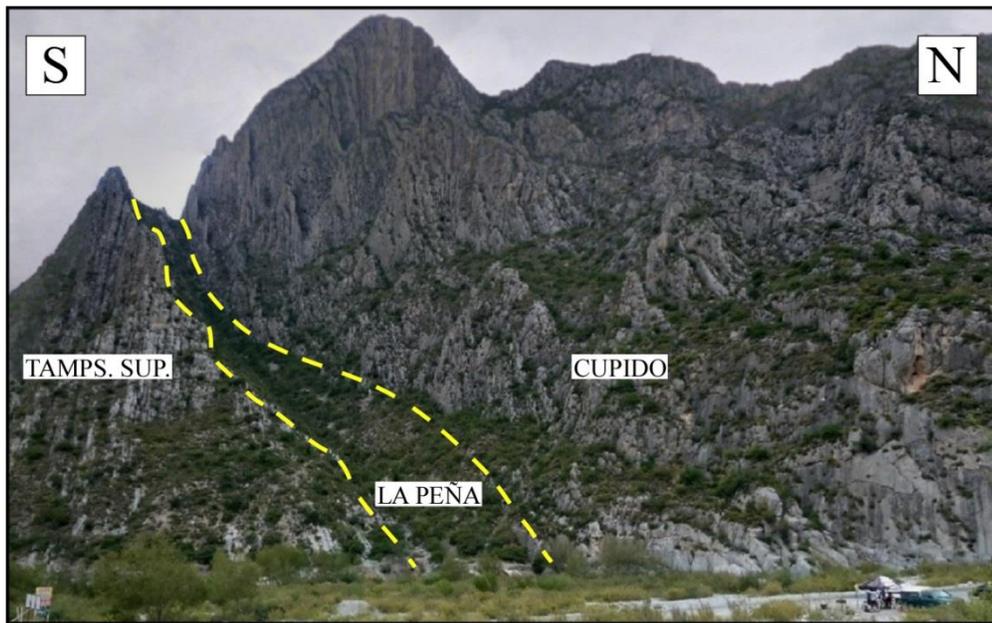


Figura 11. Contacto de las unidades Cupido – La Peña – Tamaulipas superior en el Cañón La Huasteca.

CAPÍTULO 3. LOS RUDISTAS

3.1 Generalidades

Los rudistas (*Les rudistes*) es la designación para los miembros de la clase Bivalvia y orden Hippuritida. Estos organismos constituyen un grupo extinto de animales marinos que existieron desde el Jurásico superior y se extinguieron en el Cretácico/Paleógeno, es decir existieron durante un lapso de 80 a 100 millones de años. Estos organismos se originan en Europa en el Jurásico superior y en América aparecen hasta el Cretácico inferior.

Los rudistas fueron epibentónicos, es decir, vivían fijos al sustrato y tenían una conducta gregaria, esto hace referencia a que actuaban en comunidades. Hay que mencionar que los primeros rudistas presentaban enrollamiento en una o ambas valvas; pero a lo largo de la evolución este enrollamiento tiende a perderse para desarrollarse conchas alargadas.

La concha en general es grande y estaba formada por dos capas; la capa externa de calcita con bajo contenido de magnesio, frecuentemente bien conservada. La capa interna de aragonito normalmente reemplazada por calcita (Pons y Vicens, 2012). El hecho de que la capa externa de la concha de los rudistas se conserve frecuentemente sin cambios en la mineralogía y microestructura debidos a la diagénesis, ha propiciado que sean ampliamente utilizados para estudios geoquímicos tanto para obtener datos sobre paleotemperaturas como dataciones absolutas. De tal modo que los micro y mega ritmos observados en las láminas de crecimiento de la capa externa de la concha de los rudistas se han relacionado con distintos ciclos astronómicos y/o biológicos (Pons y Vicens, 2012). La concha constaba de una valva inferior y una superior; la inferior se encontraba fija o cementada en el sustrato con dimensiones mayores que las de la valva superior o libre (Figura 12) (Martínez y Rivas, 2009).

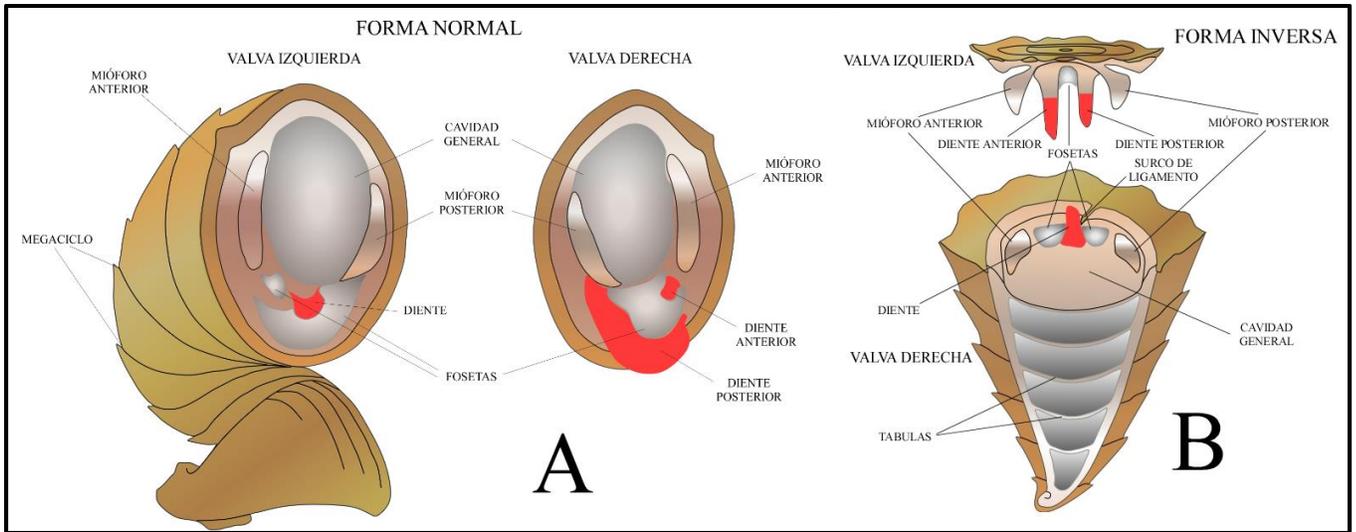


Figura 12. Morfología de rudistas. **A** forma normal. **B** forma inversa (Cestari y Sartorio, 1995).

Los rudistas se extinguieron al final del Maastrichtiano (65 Ma) justo cuando se encontraban en su máxima diversificación, es decir, había mayor número de géneros y la estructura de su concha era más compleja.

Se cree que la causa de esta extinción está ligada a los cambios drásticos en los factores ambientales, debido a una intensa actividad volcánica y a fenómenos tectónicos relacionados con la tectónica de placas que afectaron a los organismos presentes en las zonas tropicales. Aunque otra teoría señala que la extinción también puede estar relacionada al impacto de Chicxulub (Álvarez, 1996), esto con base en el estudio de estroncio de las conchas de rudistas en Jamaica.

3.2 Distribución

Se sabe que México estuvo cubierto por mar durante el Cretácico, un mar epicontinental y circumequatorial, al cual se le conoce como el mar de Tethys. Este mar se situaba en el paleo – Ecuador (zonas tropicales del planeta), el cual estaba comprendido entre los 30° Norte como a los 30° Sur, de Este a Oeste; entre las masas continentales del Norte (Eurasia y Norteamérica) y las del Sur (África y Sudamérica). Este mar junto a los factores tales como el clima, la actividad volcánica y la ausencia de siliciclásticos dieron pie al desarrollo de extensas plataformas carbonatadas; bordeando a estas plataformas

carbonatadas se encontraba una fauna bentónica principalmente de rudistas. Los rudistas se extendían en el fondo de los mares poco profundos y fueron la fauna predominante de las rocas sedimentarias del Cretácico (Figura 13).

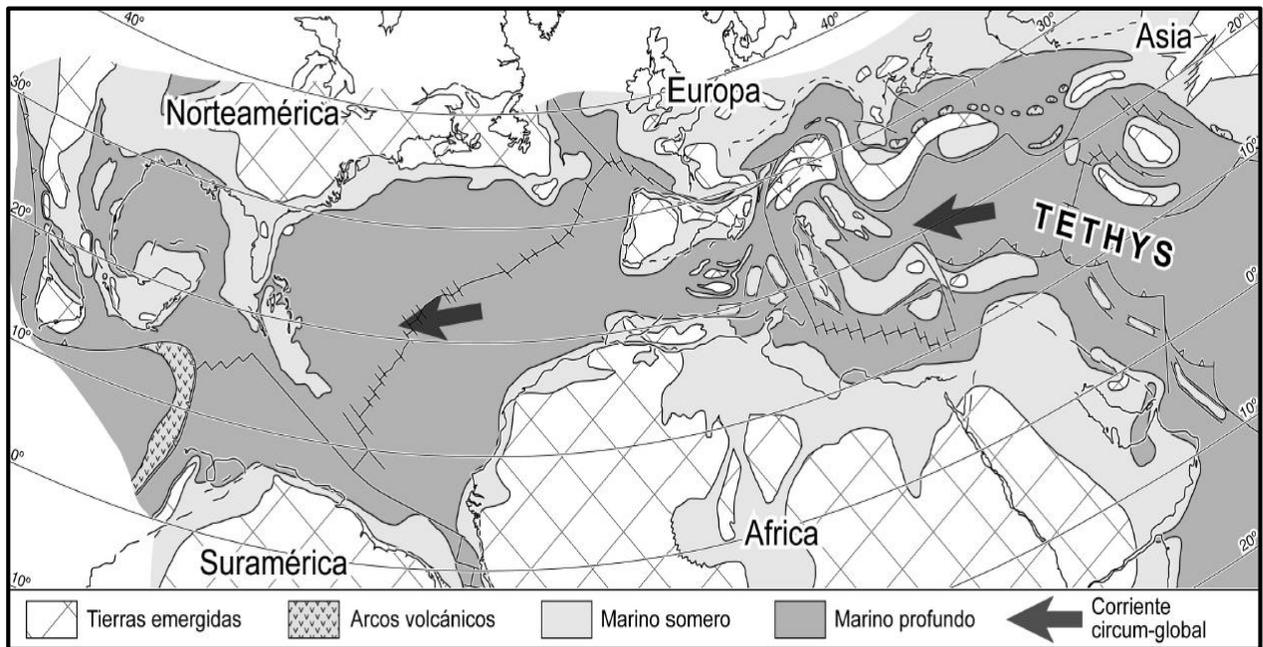


Figura 13. Mapa paleogeográfico del mar de Tethys (modificado de Philip *et al.*, 1993).

3.3 Evolución

Los rudistas tuvieron una existencia relativamente corta, de unos 80 a 100 Ma. La tendencia evolutiva de estos organismos se basa principalmente en el aumento del tamaño, una mayor diferenciación de las valvas y unas conchas cada vez más erectas. Su variación morfológica aumentó durante el Cretácico inferior debido a las condiciones ambientales favorables, pero la máxima diversidad específica se alcanzó en el Cretácico superior, justo antes de su extinción (Martínez y Rivas, 2009).

El origen de estos rudistas se remonta a la familia de los dicerátidos (Jurásico superior), los cuales tenían como característica que podían fijarse por ambas valvas y un enrollamiento incipiente de la concha. Le siguieron los requiénidos, los cuales mantuvieron su fijación por la valva izquierda, la cual se encontraba enrollada y era mayor que la derecha; estos requiénidos fueron los abundantes en las plataformas carbonatadas del Cretácico inferior.

Los caprotínidos dieron lugar a las familias cuya valva de fijación fue la derecha. Después de los caprotínidos surgió otro género: los caprínidos, en donde la principal peculiaridad de estos era la presencia de cavidades accesorias o canales en una o ambas valvas. Dicho género llegó a alcanzar grandes dimensiones. Los radiolítidos evolucionaron a partir del Aptiano para convertirse en la familia más diversa en especies; estos radiolítidos contaban con conchas cónicas y una ornamentación similar a “láminas”. Por último se encuentran los hippurítidos, dicho género fue el principal en el Cretácico superior, tenían una concha similar a un cono o cilindro con una notoria diferencia en las valvas, una plana y una cónica, así como una ornamentación a base de costillas (Figura 14) (Martínez y Rivas, 2009).

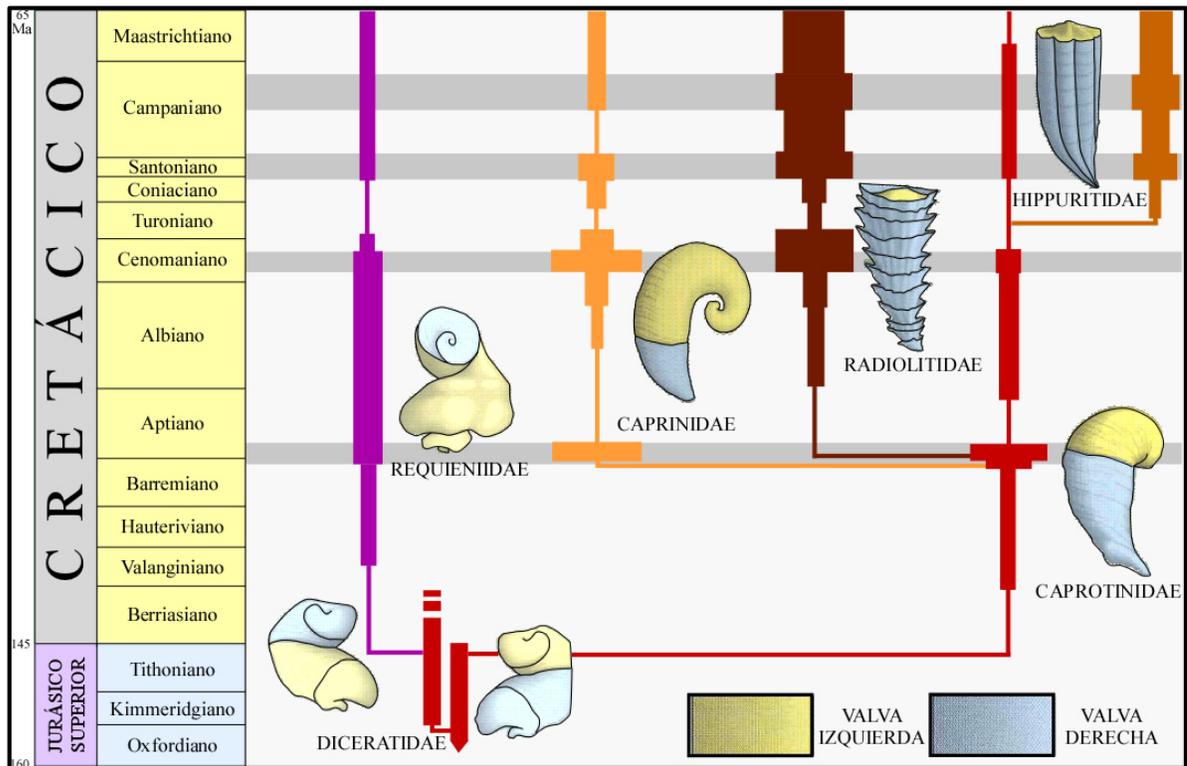


Figura 14. Evolución de las familias de rudistas a través del tiempo geológico (Cestari y Sartorio, 1995).

3.4 Organización de los rudistas

Los rudistas fueron seres gregarios, esto hace referencia a que seguían una tendencia a vivir en colonias o grupos en donde había una interacción de sus conchas formando un contacto entre ellos; aunque también podían crecer como individuos solitarios (Cestari y Sartorio, 1995). Estos organismos vivieron en ambientes sometidos a corrientes moderadas, por lo tanto podían vivir parcialmente sepultados en el sedimento, es decir, eran epibentónicos.

Los rudistas que aparecen en su posición original de crecimiento se pueden organizar de la siguiente manera: individuos aislados, racimo o *bouquet*, grupo o *cluster*, macizo o *thicket* el cual está formado por cientos de individuos y normalmente sin enrollamiento, se encuentran agrupados juntos en varias generaciones (Figura 15).

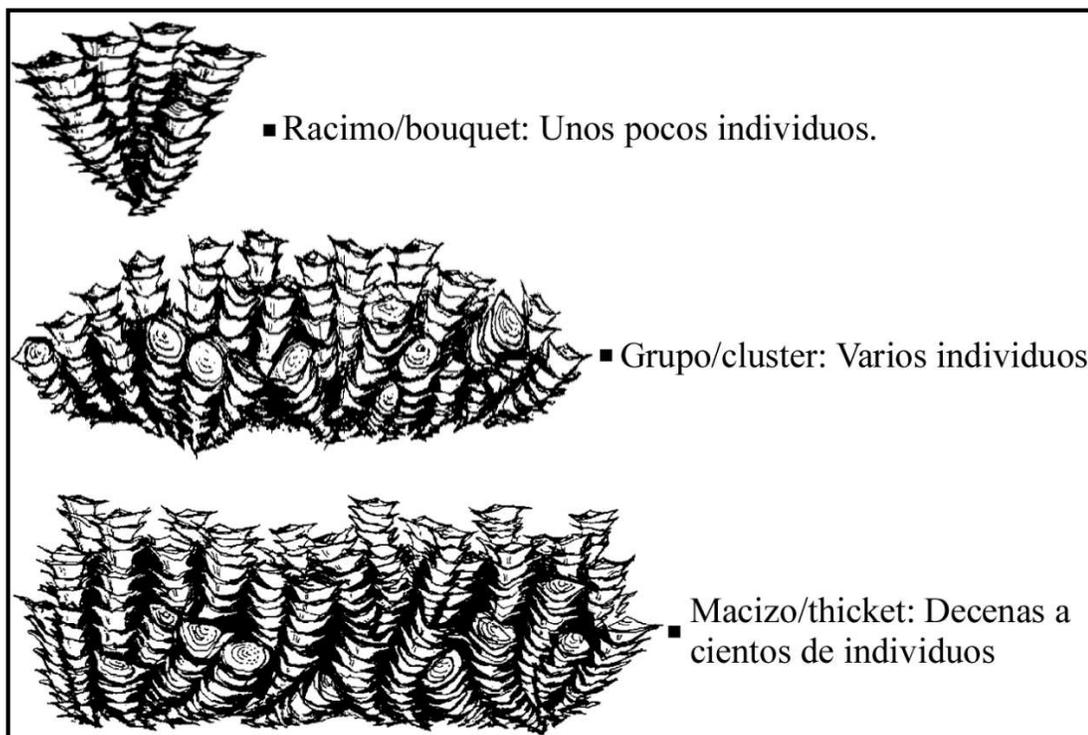


Figura 15. Organización de los rudistas que crecen en su posición original (Cestari y Sartorio, 1995).

3.5 Facies de rudistas

Cestari y Sartorio (1995) proponen una clasificación de rudistas, con la cual definen sucesiones de estos, tanto en el afloramiento como en el subsuelo. Básicamente dicha clasificación considera las condiciones de conservación de estos organismos en el sedimento, sin embargo no toma en cuenta la edad o conjunto paleontológico de estos (Figura 16).

- a) Facies de rudistas A (**FRA**) o Facies de rudistas en su posición de crecimiento original: Consiste de rudistas aislados, dispersos o empaquetados en la posición de crecimiento, en sedimentos soportados por lodo. Esta facies se encuentra compuesta también por rudistas aislados o empaquetados que cuando sobresalen por encima del sustrato, dan origen a cuerpos sedimentarios tabulares.
- b) Facies de rudistas B (**FRB**) o Facies de rudistas que no se encuentran en su posición original de crecimiento: Facies caracterizada por rudistas, que aunque se encuentran intactos, están dispersos y alejados de su lugar de crecimiento original. Este transporte de rudistas también puede estar relacionado a corrientes, olas, tormentas o por flujos asociados a la gravedad. Esta facies caracterizan a varias clases de montículos de rudistas, incluyendo a los montículos típicos de caprínidos.
- c) Facies de rudistas C (**FRC**) o Facies de fragmentos de rudistas: Básicamente se encuentra definida por depósitos bioclásticos de rudistas. Los ambientes característicos de esta facies alcanzan altos niveles de elaboración mecánica, abrasión y redondeo. Por lo general se encuentran muy distantes de su lugar de origen y son comunes en taludes.

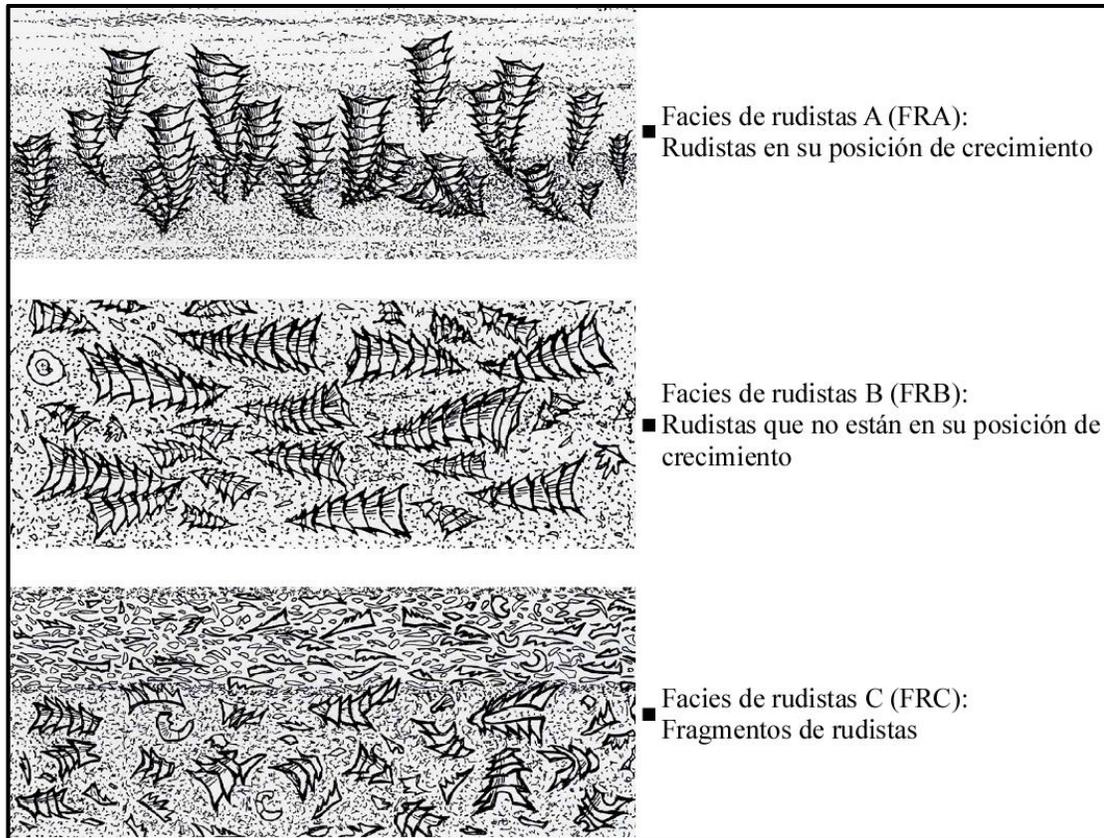


Figura 16. Facies de rudistas dependiendo de la preservación de los organismos así como la posición en el sedimento (Cestari y Sartorio, 1995).

3.6 Condiciones climáticas

Se maneja que para el Mesozoico, específicamente en el Cretácico, las condiciones ambientales eran diferentes a las que se presentan hoy día. Se sabe que la temperatura de la tierra debería de ser aproximadamente a -18°C , pero los gases de invernadero mantienen los rayos solares dentro haciendo que se presente un calor promedio a los 15°C (Kelley, 2003).

En el Cretácico abundó un clima más caliente debido a diversos factores como lo es la ausencia o reducción del hielo en los polos y el elevado número de erupciones volcánicas así como el constante flujo de basaltos proveniente de las dorsales oceánicas; las cuales en los últimos 70 – 80 Ma han producido entre 18 y 20 millones de km^3 de corteza oceánica, pero para el Barremiano – Aptiano llegó a los 35 millones de km^3 (Kelley, 2003).

Todos estos factores propiciaron un alto nivel de dióxido de carbono (CO₂), dando pie al conocido efecto invernadero (Skelton, 2003).

Para finales del Cretácico inferior se infiere que los niveles del mar sobrepasaban los 100 m sobre el nivel actual, aunque el cambio notorio se dio en el Cretácico superior donde el nivel del mar llegó a alcanzar los 250 m con respecto al actual (Figura 17) (Skelton, 2003).

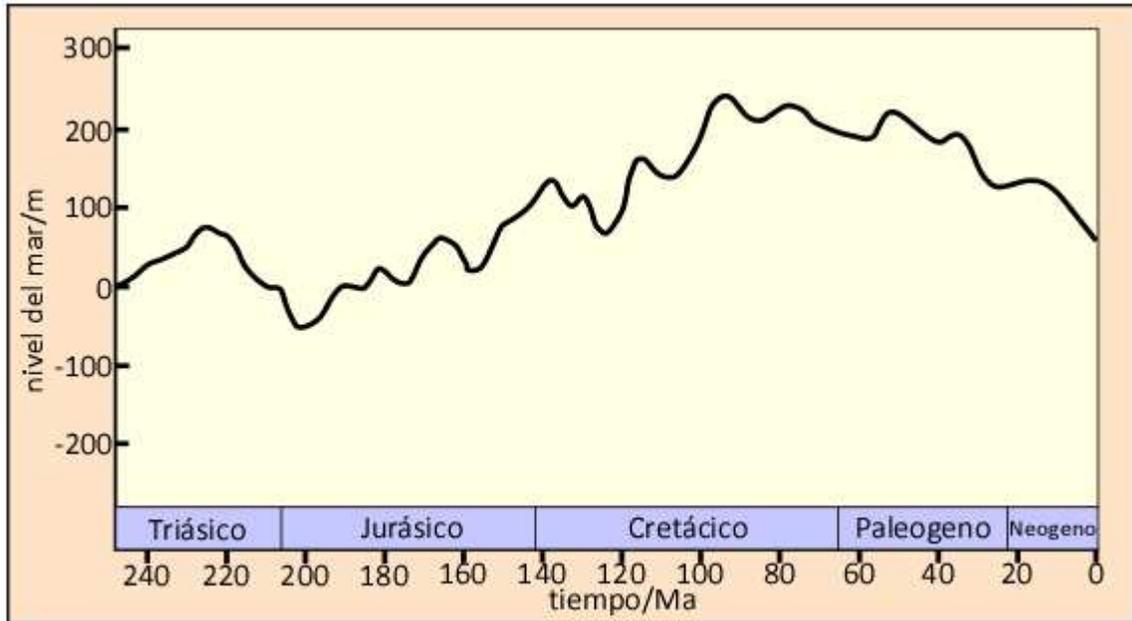


Figura 17. Nivel del mar global Post – Paleozoico, excluyendo los efectos de volumen de hielo continental (Haq *et al.*, 1988).

En general se conoce que la temperatura del Cretácico fue en sus inicios fría, seguido de una temperatura un tanto más elevada; pero el cambio significativo se da en el Cretácico tardío (Turoniano) el cual presenta un clima caliente, en donde la temperatura llegó a rondar los 40°C, estos resultados se conocen a partir del estudio de isótopos de oxígeno.

3.7 Evolución de los arrecifes

Los arrecifes han ido evolucionando a lo largo del tiempo, tanto en los constructores principales como en el tipo de medio en que se han desarrollado. Durante la mayor parte del tiempo geológico, las bioconstrucciones han sido generadas por microbios o por agrupaciones de invertebrados esparcidos en el sedimento. Los arrecifes más antiguos se

encuentran en el Precámbrico y son de origen meramente microbiano, mientras que los primeros con metazoos aparecen al inicio del Cámbrico y en ellos participan los arqueociatos (Martínez y Rivas, 2009).

Durante el Ordovícico hacen su aparición las esponjas pero principalmente los estromatoporoideos y corales, los cuales tienen su máxima expansión en el Silúrico y Devónico, donde formaron arcazones rígidos similares a los arrecifes de coral actuales. En el Carbonífero y Pérmico, las construcciones son esencialmente de microbios, algas, crinoideos, briozoos y braquiópodos; esto debido a la extinción en masa a final del Devónico, la cual provocó escases de comunidades de invertebrados y con esto ausencia de arcazones rígidos. La extinción a final del Pérmico provocó que se perdieran las bioconstrucciones de las que no existe registro por un periodo de aproximadamente 10 millones de años (Martínez y Rivas, 2009).

Durante el Triásico y Jurásico predominaron las algas y esponjas; posteriormente surgieron los corales escleractinios que han estado presentes desde ese entonces. El Cretácico es un periodo en donde prácticamente sus mares someros fueron dominados por los rudistas, aunque con la extinción a final del Cretácico e inicios del Paleógeno desaparecen estos bivalvos junto con las esponjas calcáreas. A partir del Cenozoico, los arrecifes son esencialmente similares a los modernos, con predominio de corales y algas rojas (Figura 18).

Para el caso del arrecife Cupido se ha planteado con anterioridad que los rudistas son formadores de éste, aunque frecuentemente estos bivalvos crecían formando principalmente biostromas y eventualmente biohermas, que en general se le denomina arrecifes de rudistas (Aguilar, 2002).

Los biostromas se definen como una estructura compuesta de calcita y fósiles con morfología lenticular o tabular, mientras que las biohermas presentan una forma de domo. Los rudistas se pueden agrupar en: constructores arrecifales, habitantes de

arrecifes, constructores de biostromas o biohermas y por último como formas solitarias de plataforma de aguas someras (Wilson, 1975).

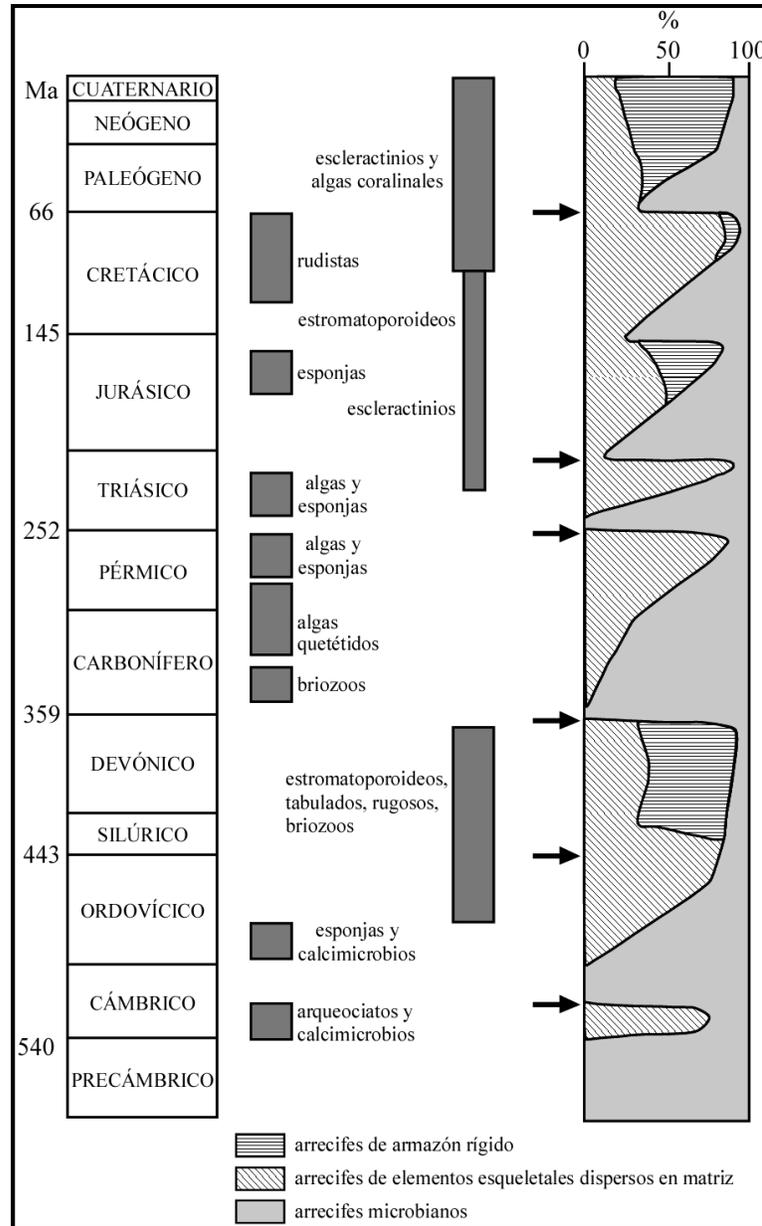


Figura 18. Principales grupos constructores en la historia geológica de los arrecifes. A la derecha se muestra el tipo de arrecife. Las flechas indican la posición temporal de las extinciones en masa más importantes (Modificado de Heckel, 1974 y Wood, 1993).

CAPÍTULO 4. DESCRIPCIÓN DE ORGANISMOS

4.1 Preparación del material fósil

Algunos de los ejemplares encontrados en campos fueron imposibles extraerse debido a que se presentaban fragmentados. Los ejemplares que sí pudieron recolectarse se cortaron de manera transversal y ocasionalmente longitudinal utilizando una cortadora de roca, posteriormente se pulieron con un abrasivo de número 80; esto en el Laboratorio de Preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra. Las muestras pulidas se remojaron con agua para una mejor apreciación, posteriormente se colocaron en el escáner HP Scanjet 3770. Por último las imágenes escaneadas se redibujaron utilizando el programa Canvas, para así tener una mejor apreciación de los caracteres diagnósticos.

4.2 Determinación taxonómica

Para la determinación de las especies de rudistas encontrados en campo se consultó el contenido bibliográfico disponible, en donde previamente se habían descrito dichos organismos. Aguilar (2002, 2008) trabajó con los rudistas de la Formación Cupido en el área del Cerro de Labradores en Galeana, en donde describió cuatro caprínidos: *Amphitriscoelus waringi*, *Caprina massei*, *Praecaprina varians* y *Offneria* aff. *O. simplex*. Posteriormente en su tesis doctoral añadió al requiénido *Toucasia texana* y al caprotínido *Douvillelia skeltoni*.

A continuación se presenta un listado de los rudistas reportados para la parte basal de la Formación Cupido, en donde se presentan sus caracteres diagnósticos y una breve descripción de estos:

4.2.1 *Toucasia texana* Römer, 1852

CLASE BIVALVIA Linnaeus, 1758
ORDEN HIPPURITIDA Newell, 1965
FAMILIA REQUIENIIDAE Douvillé, 1914
Género *Toucasia* Munier – Chalmas, 1873
Toucasia texana Römer, 1852

Figuras 19, 20

Citas:

- 1852** *Caprotina texana* Römer, p. 80, pl. 5, fig. 2 a – c
- 1884** *Requienia texana* (Römer) White, p. 95, pl. 2, figs. 5 – 7
- 1909** *Requienia texana* (Römer) Grabau y Shimer, p. 547, textfig. 749 a – c
- 1926** *Toucasia texana* (Römer) Scott, p. 173
- 1928** *Toucasia texana* (Römer) Adkins, p. 144
- 1930** *Caprotina texana* (Römer) Boggild, p. 280
- 1930** *Toucasia texana* (Römer) Burckhardt, p. 192
- 1930** *Requienia texana* (Römer) Adkins, p. 82
- 1934** *Requienia texana* (Römer) Kutassy, p. 101
- 1934** *Toucasia texana* (Römer) Kutassy, p. 106
- 1937** *Caprotina texana* (Römer) Mac Gillavry, p. 152
- 1938** *Toucasia cf. texana* (Römer) Jones, p. 81
- 1938** *Toucasia texana* (Römer) Müllerried, p. 234
- 1944** *Toucasia texana* (Römer) Imlay, p. 1095 – 1096, 1116 – 1117, 1123 – 1124, 1133, 1165
- 1948** *Toucasia texana* (Römer) Müllerried, p. 125
- 1952** *Toucasia texana* (Römer) Whitney, p. 697
- 1967** *Toucasia texana* (Römer) Mills *et al.*, p. 1785
- 1977** *Toucasia texana* (Römer) Coogan, p. 37, pl. 1, figs. 1, 4 (copia de Römer, 1852)
- 1978** *Toucasia texana* (Römer) Alencáster, p. 52, pl. 3

1986 *Toucasia texana* (Römer) Alencáster y Pantoja – Alor, p. 35, 44

1987 *Toucasia* sp. cf. *T. texana* (Römer) Alencáster, p. 117

1990 *Toucasia texana* (Römer) Scott, p. 31, 36, 50, 82, textfig. 28 b

1994 *Toucasia texana* (Römer) Masse, p. 322

1999 *Toucasia texana* (Römer) Aguayo – Camargo, p. 3

1999 *Toucasia texana* (Römer) Alencáster *et al.*, p. 8

Descripción:

La concha de dicho ejemplar presenta un tamaño relativamente pequeño, un largo aproximadamente de seis cm y de grosor un cm. Cabe mencionar que el ejemplar tomado para este trabajo es un poco más alargado que los normalmente encontrados en la Formación Cupido; la valva izquierda presenta un enrollamiento espiralado en donde se observan tres vueltas completas, donde normalmente solo cuenta con dos. Presenta claramente conservadas sus dos tipos de concha, la interna formada de aragonita y la externa, de aproximadamente tres mm, de calcita.

Al ser de las familias más antiguas la concha externa presenta más complejidad, pero internamente es muy simple, esto se observa en dicho ejemplar donde la valva izquierda cuenta solamente una cavidad central que cubre casi en su totalidad el espacio interno de la concha.

Discusión:

Los ejemplares de *Toucasia texana* en la Formación Cupido resultan difíciles de estudiar en su totalidad, ya que normalmente no se encuentran ejemplares completos, sino solo fragmentos de valvas. Este ejemplar se compara con el reportado por Aguilar (2008), llegando a concordar con la descripción del organismo.



Figura 19. Representación de un requiénido. La valva izquierda presenta una forma espiralada y un tamaño mayor respecto a la valva derecha, la cual tiene una forma plana y constituye una “tapa” (Pons y Vicens, 2012). Escala: 1 cm.

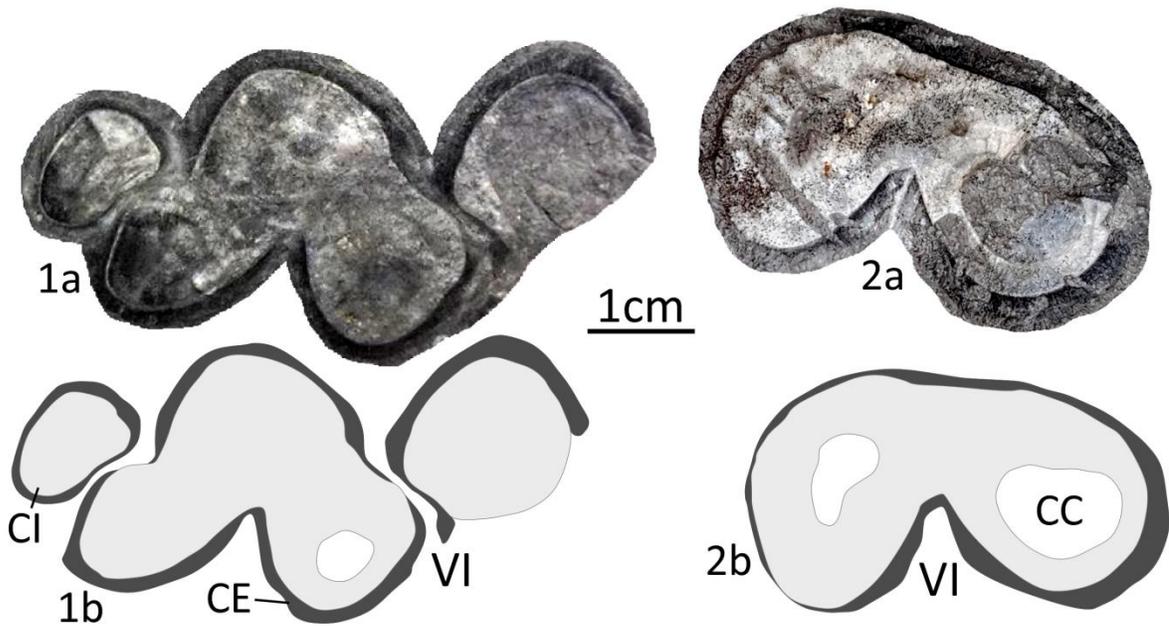


Figura 20. Ejemplar de *Toucasia texana*. **1a** y **2a** muestran un corte longitudinal de la valva izquierda. Al ser de las familias más antiguas solo contaban con una cavidad central y dos tipos de conchas: interna y externa. **VI**: Valva izquierda, **CC**: Cavidad central, **CI**: Concha interna, **CE**: Concha externa.

4.2.2 *Douvillelia skeltoni* Alencáster y Pantoja – Alor, 1998

CLASE BIVALVIA Linnaeus, 1758

ORDEN HIPPURITIDA Newell, 1965

FAMILIA CAPROTINIDAE Gray, 1848

Género *Douvillelia* Alencáster y Pantoja – Alor, 1998

Douvillelia skeltoni Alencáster y Pantoja – Alor, 1998

Figuras 21, 22

Citas:

1998 *Douvillelia skeltoni* nov. sp., Alencáster y Pantoja – Alor, p. 23, textfig. 7, 8

1999 *Douvillelia skeltoni* (Alencáster y Pantoja – Alor) Pantoja – Alor, p. 39

2007 *Douvillelia skeltoni* (Alencáster y Pantoja – Alor) Scott y Filkorn, p. 177, fig. 11

Descripción:

Se antepone que la especie *Douvillelia skeltoni* forma parte de la familia de los caprotínidos, sin embargo, este taxón no presenta la morfología base que tiene dicha familia. Los caprotínidos se caracterizan por tener una valva derecha en forma cónica y una valva izquierda ligeramente espiralada; mientras que esta especie presenta una valva derecha de forma exogiriforme y la valva izquierda una forma convexa (Alencáster y Pantoja – Alor, 1998).

La concha presenta un tamaño de aproximadamente 11 cm, una concha interna gruesa y una externa delgada, de aproximadamente tres mm. El corte del ejemplar es de manera longitudinal, en donde se aprecia que la valva izquierda tiene una morfología convexa. La parte dorsal o posterior de la valva presenta tenuemente los dientes posterior y anterior, ambos de morfología lobular, y una cavidad de inserción del diente único, propio de la valva derecha, entre el posterior y anterior; para la parte ventral o anterior de la valva izquierda se aprecia el mióforo anterior.

La valva derecha en corte longitudinal presenta una morfología convexa, en la zona dorsal de la valva se observa cierta plataforma, en la cual se presume una elevación del diente único ya que este no se observa en su totalidad.

Discusión:

El ejemplar encontrado en el área de Potrero García (Figura 22) es muy parecido al que reporta Aguilar (2008), que a su vez menciona que su espécimen comparte características con la *Douvillelia skeltoni* presente en la Formación El Abra, reportado por Alencáster y Pantoja – Alor (1998).

Otro punto a discutir es el rango estratigráfico de éste taxón, ya que los autores de ésta especie le proponen una edad del Aptiano inferior; Aguilar (2008) le extiende la edad desde el Aptiano inferior hasta el Albiano superior, esto con base en la edad de las rocas carbonatadas de la Formación El Abra en el Cañón de la Servilleta; en este trabajo se presentó *Douvillelia skeltoni* en rocas de la Formación Cupido, las cuales son de edad Barremiano; tomando en cuenta esto, se propone ampliar el rango estratigráfico de esta especie, desde Barremiano hasta Albiano superior.

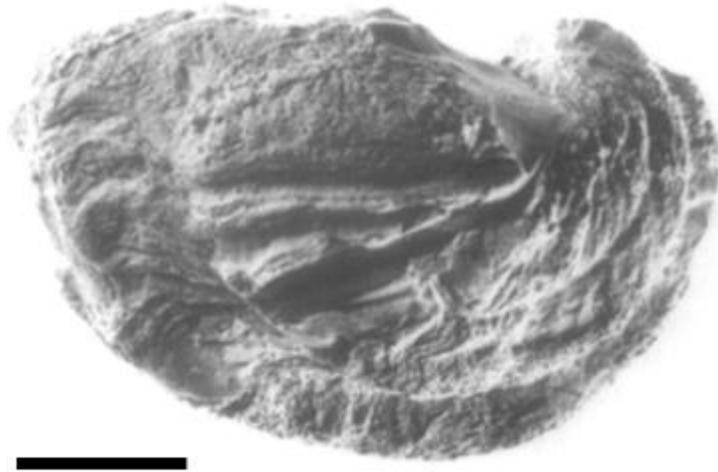


Figura 21. Representación de una *Douvillelia skeltoni*. La valva derecha presenta una forma exogiriforme mientras que la valva izquierda tiene forma convexa (Alencáster y Pantoja – Alor, 1998). Escala: 1 cm.

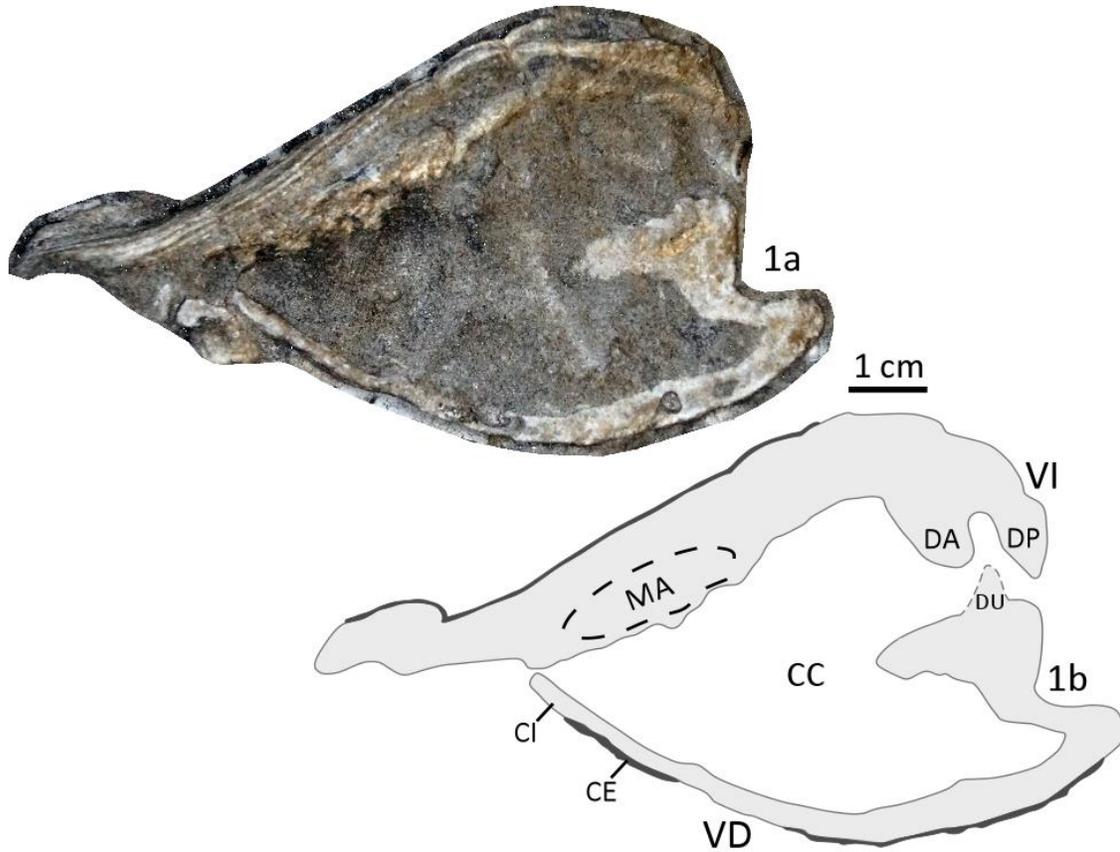


Figura 22. Ejemplar de *Douvilleia skeltoni*. **1a** y **1b** muestran un corte longitudinal. En la imagen de campo (1a) no se observa claramente el diente anterior ni el único, pero se infiere que se localizan ahí de acuerdo a previas descripciones de otros autores. **VI:** Valva izquierda, **VD:** Valva derecha, **CC:** Cavidad central, **DU:** Diente único, **DP:** Diente posterior, **DA:** Diente anterior, **MA:** Mióforo anterior, **CI:** Concha interna, **CE:** Concha externa.

4.2.3 *Amphitriscoelus waringi?* Harris y Hodson, 1922

CLASE BIVALVIA Linnaeus, 1758

ORDEN HIPPURITIDA Newell, 1965

FAMILIA CAPRINIDAE d'Orbigny, 1847

Género *Amphitriscoelus* Harris y Hodson, 1922
Amphitriscoelus waringi? Harris y Hodson, 1922

Figuras 23, 24

Citas:

- 1922** *Amphitriscoelus waringi* nov. sp., Harris y Hodson, p. 130, pls. 1 – 4
- 1934** *Amphitriscoelus waringi* (Harris y Hodson) Kutassy, p. 182
- 1937** *Amphitriscoelus waringi* (Harris y Hodson) Mac Gillavry, p. 130, pl. 6, fig. 31 (copia de Harris y Hodson, 1922)
- 1944** *Amphitriscoelus* cf. *waringi* (Harris y Hodson) Imlay, p. 7
- 1977** *Amphitriscoelus waringi* (Harris y Hodson) Coogan, p. 50, pl. 10, fig. 1 (copia de Harris y Hodson, 1922)
- 1982** *Amphitriscoelus waringi* (Harris y Hodson) Skelton, p. 146
- 1987** *Amphitriscoelus waringi* (Harris y Hodson) Masse y Rossi, p. 352, textfig. 5 m
- 1996** *Amphitriscoelus waringi* (Harris y Hodson) Rojas e Iturralde – Vinent, p. 292
- 1996** *Amphitriscoelus waringi* (Harris y Hodson) Alencáster y Pantoja – Alor, p. 403, textfig. 6 (1 – 3, 5, 7 – 10), 7 (1 – 11)
- 1996** *Amphitriscoelus waringi* (Harris y Hodson) Rojas *et al.*, p. 275, pl. 1, figs. 1, 2
- 1998** *Amphitriscoelus waringi* (Harris y Hodson) Chartrousse, p. 107, pl. 1, 2, 19, figs. 5, 6 (pl. 1); 31 (pl. 2); 3 – 5 (pl. 19)
- 1998** *Amphitriscoelus waringi* (Harris y Hodson) Chartrousse y Masse, p. 843
- 1999** *Amphitriscoelus waringi* (Harris y Hodson) Aguilar – Pérez *et al.*, p. 5
- 1999** *Amphitriscoelus waringi* (Harris y Hodson) Pantoja – Alor, p. 39
- 2000** *Amphitriscoelus waringi* (Harris y Hodson) Skelton y Smith, p. 107, 122

Descripción:

Ambas valvas del ejemplar presentan un grosor de aproximadamente tres cm. Éste taxón tiene una ausencia de concha externa, a diferencia de las dos familias descritas previamente. El corte de las valvas es de manera transversal; en la valva derecha se observa una cavidad central de gran tamaño con un contorno sub – pentagonal (Aguilar, 2002), de igual manera una amplia cavidad del diente anterior propio de la valva izquierda, en donde se alcanzan a observar unas “capas” de crecimiento concéntricas; por último, la cavidad del diente posterior es de manera alargada pero de menor tamaño. La valva izquierda mantiene una cavidad central de forma sub – pentagonal y una cavidad de diente único, en donde se insertaba el diente de la valva derecha. A los costados de la cavidad central se observan unas cavidades accesorias.

Discusión:

El ejemplar descrito en este trabajo no presenta los canales en la zona anterior – ventral como lo describe Harris y Hodson (1922), así como como el que reporta Aguilar (2008) en su trabajo, sin embargo los demás caracteres diagnósticos si son semejantes. Éste ejemplar presenta también cierta similitud con el que reporta Pantoja – Alor *et al.*, (2004) como *Amphitriscoelus primaevus?*.



Figura 23. Representación de un caprinido. La valva derecha tiene una forma cónica mientras que la valva izquierda presenta una morfología espiralada (Pons y Vicens, 2012). Escala: 1 cm.

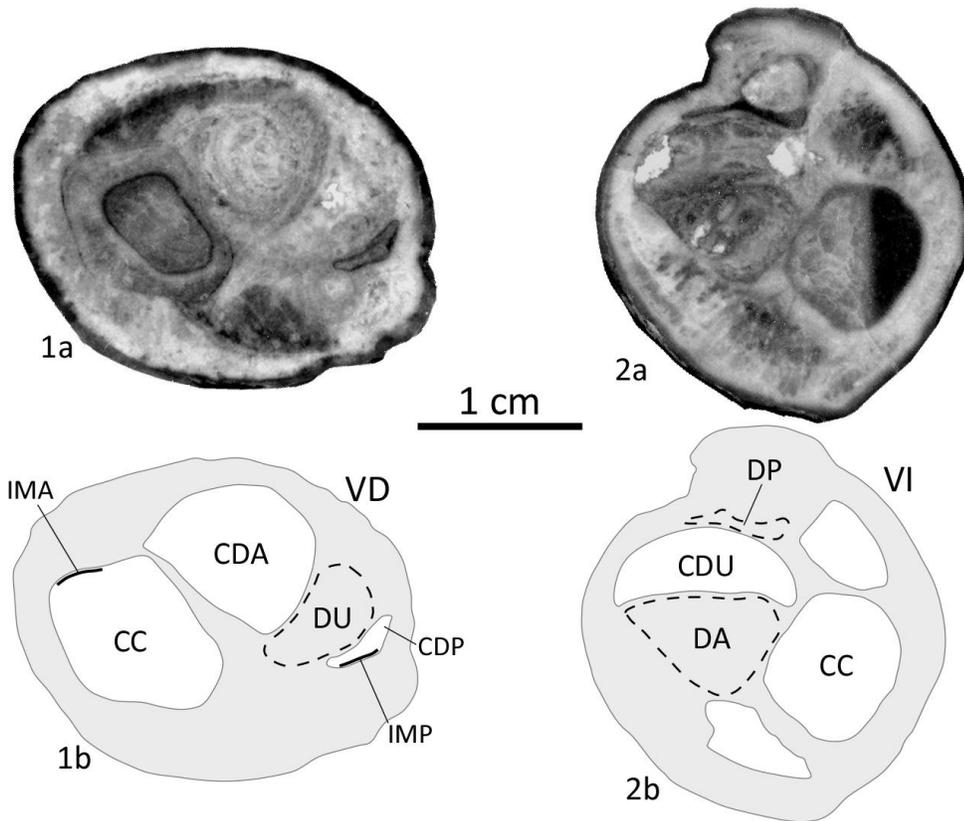


Figura 24. Ejemplar de *Amphitruscoelus waringi*?. **1a** y **1b** exponen un corte transversal de una valva derecha, mientras que las ilustraciones **2a** y **2b** muestran un corte transversal de una valva izquierda. **VI:** Valva izquierda, **VD:** Valva derecha, **CC:** Cavidad central, **CDU:** Cavidad de diente único, **CDA:** Cavidad de diente anterior, **CDP:** Cavidad de diente posterior, **DU:** Diente único, **DP:** Diente posterior, **DA:** Diente anterior, **IMA:** Inserción del mióforo anterior, **IMP:** Inserción del mióforo posterior.

4.2.4 *Caprina massei* Alencáster y Pantoja – Alor, 1996

CLASE BIVALVIA Linnaeus, 1758

ORDEN HIPPURITIDA Newell, 1965

FAMILIA CAPRINIDAE d’Orbigny, 1847

Género *Caprina* d’Orbigny, 1822

Caprina massei Alencáster y Pantoja – Alor, 1996

Figura 25

Citas:

1996 *Caprina massei* nov. sp., Alencáster y Pantoja – Alor, p. 126, pl. 1, fig. 1 – 14

1999 *Caprina massei* (Alencáster y Pantoja – Alor) Chartrousse y Masse, p. 17

1999 *Caprina massei* (Alencáster y Pantoja – Alor) Pantoja – Alor, p. 39

Descripción:

El corte en la concha del ejemplar muestra que el espécimen tiene un grosor de aproximadamente cuatro cm. La valva izquierda presenta una cavidad central de forma sub – triangular y una cavidad de diente único, propio de la valva derecha, de forma sub – rectangular; a los costados de ésta cavidad se localizan unas zonas pequeñas pertenecientes a los dientes posterior y anterior.

La concha interna del ejemplar presenta una “cadena” o hilera de canales que se encuentra al borde de las valvas, a excepción de la parte posterior o dorsal, cerca de la zona del ligamento. Los canales tienen generalmente una morfología alargada, algunos en forma ovalada y otros de manera piriforme, en otras palabras, forma de “pera”.

Discusión:

El ejemplar encontrado en Potrero García (Figura 25) concuerda con los reportado por Aguilar (2002, 2008) en el Cerro de Labradores, así como los descritos por Alencáster y Pantoja – Alor (1995) en Michoacán; esto con base en el tamaño de la concha, la forma

sub – triangular de su cavidad central y sobre todo por la presencia de canales en el margen de la valva izquierda.

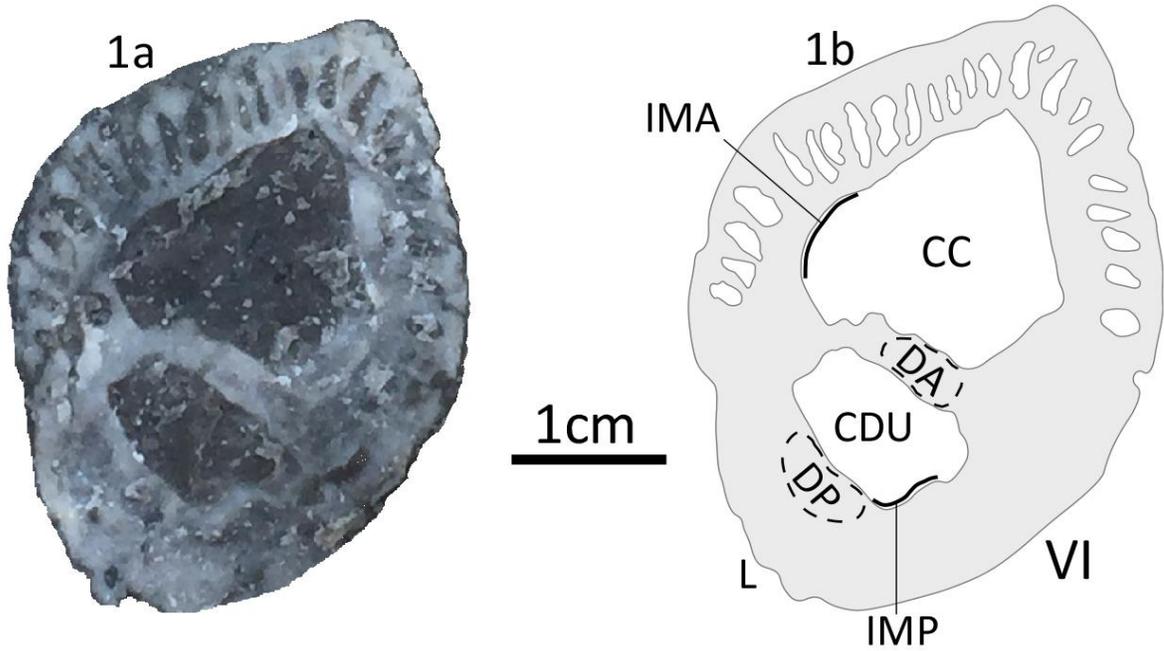


Figura 25. Ejemplar de *Caprina massei*. **1a** y **1b** muestran un corte transversal de la valva izquierda. **VI:** Valva izquierda, **CC:** Cavidad central, **CDU:** Cavidad de diente único, **DP:** Diente posterior, **DA:** Diente anterior, **IMA:** Inserción del mióforo anterior, **IMP:** Inserción del mióforo posterior, **L:** Ligamento.

4.2.5 *Offneria* sp. Paquier, 1905

CLASE BIVALVIA Linnaeus, 1758
ORDEN HIPPURITIDA Newell, 1965
FAMILIA CAPRINIDAE d'Orbigny, 1847
Género *Offneria* Paquier, 1905 corregido Masse, 1992

Figura 26

Citas:

1905 *Offneria* sp. Paquier, p. 47 – 102, pl. 7 – 13, figs. 5 – 12

Descripción:

El corte transversal de la valva muestra que el ejemplar presenta un tamaño aproximadamente de ocho cm. La valva izquierda presenta una cavidad central con morfología sub – pentagonal, aunque esto queda aún en duda ya que gran parte de la muestra se encuentra cubierta por otro tipo material ajeno a las calizas, el cual no permite apreciar con claridad las cavidades del organismo. La valva también presenta una cavidad del diente único, propio de la valva derecha, esta cavidad se encuentra en cierta parte cubierta por material de la valva derecha. Otra característica muy notable que presenta dicho género es la hilera de canales que se encuentran al borde de la valva.

Discusión:

El siguiente ejemplar se determinó hasta nivel de género, debido a que gran parte de la concha se encontró cubierta por lo que se cree es caliche, por lo tanto no fue posible describir todos sus caracteres diagnósticos. Se concluyó que era del género de *Offneria* debido a los amplios canales que bordean la concha, dichos canales presentan *planchers*.

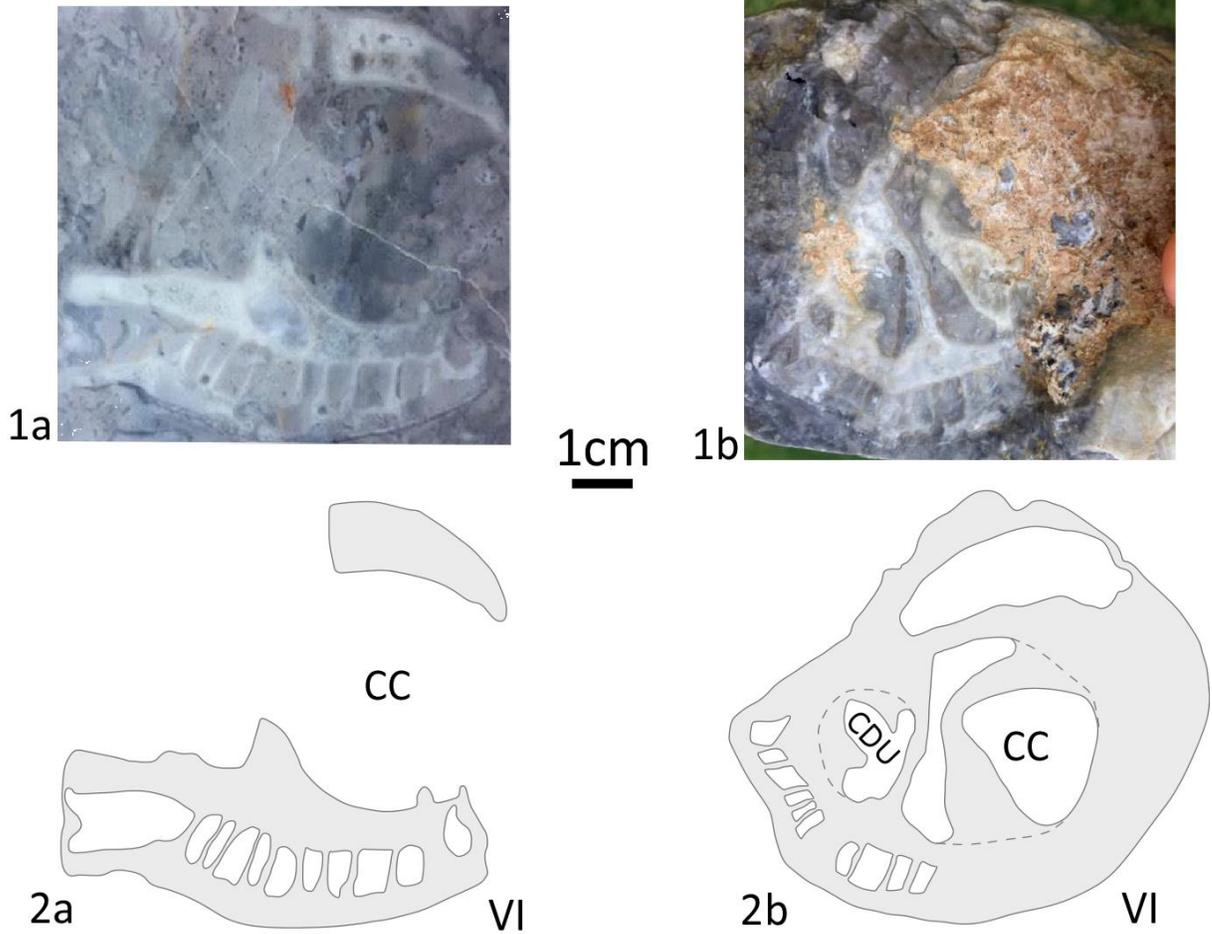


Figura 26. Ejemplar de *Offneria* sp. **1a** y **1b** muestran un corte transversal de la valva izquierda, las figuras **2a** y **2b** muestran la parte redibujada con sus respectivos caracteres diagnósticos. **VI:** Valva izquierda, **CC:** Cavidad central, **CDU:** Cavidad de diente único.

4.2.6 *Praeacprina varians* Paquier, 1905

CLASE BIVALVIA Linnaeus, 1758
ORDEN HIPPURITIDA Newell, 1965
FAMILIA CAPRINIDAE d’Orbigny, 1847
Género *Praeacprina* Paquier, 1905
Praeacprina varians Paquier, 1905

Figura 27

Citas:

- 1905** *Praeacprina varians* nov. sp., Paquier, p. 74, pl. 8, 9, 10, 13, figs. 4 – 8 (pl. 8); figs. 1 – 2 (pl. 9); figs. 6 – 7, 9 – 10 (pl. 10); fig. 5 (pl. 13)
- 1922** *Praeacprina varians* (Paquier) Harris y Hodson, p. 5, fig. 3 – 4
- 1934** *Praeacprina varians* (Paquier) Kutassy, p. 164
- 1974** *Praeacprina varians* (Paquier) Pastouret *et al.*, p. 2011, textfig. 2
- 1990** *Praeacprina varians* (Paquier) Yanin, p. 239
- 1993** *Praeacprina varians* (Paquier) Peza y Theodhori, p. 194
- 1996** *Praeacprina varians* (Paquier) Masse, p. 242, 246 – 247, 251, pl. 5, fig. 2
- 1997** *Caprina varians* (Paquier) Kollmann y Peza, p. 2
- 1998** *Praeacprina varians* (Paquier) Chartrousse y Masse, p. 846
- 2000** *Praeacprina varians* (Paquier) Skelton y Smith, p. 107, 122

Descripción:

El corte en manera transversal de la valva izquierda muestra que el ejemplar tiene un grosor de aproximadamente seis cm. La valva izquierda presenta una cavidad central con morfología sub – triangular, asimismo una “protuberancia” que se proyecta desde el borde ventral hasta la parte media de la cavidad (Aguilar, 2002), también denominada como hemisepto (Paquier, 1905).

El diente anterior es grande y fuerte, proyectado hacia la foseta dental, mientras que el diente posterior es más pequeño y alargado (Aguilar, 2002). La cavidad del diente único se muestra de gran tamaño y de morfología alargada.

Discusión:

La siguiente especie fue tomada del trabajo de maestría de Aguilar (2002), esto debido a que las encontradas en las áreas de trabajo no presentaban buena preservación, por lo tanto era complicada la toma de fotografía así como la recolección del ejemplar. El reconocimiento en campo de ésta especie se efectuó de acuerdo a los caracteres diagnósticos de dicho taxón.

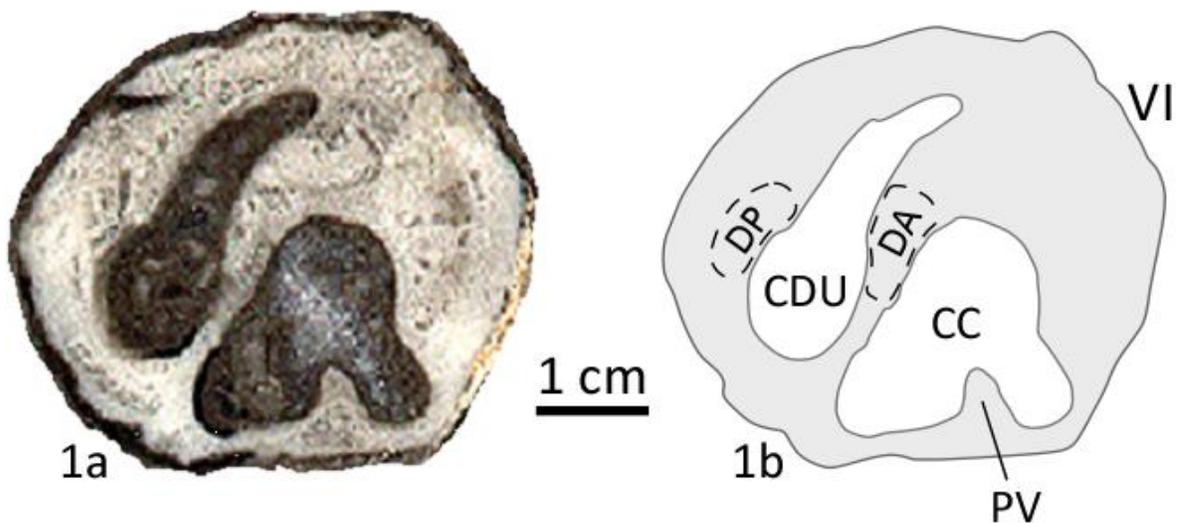


Figura 27. Ejemplar de *Praecaprina varians* (Aguilar, 2002). **1a** y **1b** muestran un corte transversal de la valva izquierda. **VI:** Valva izquierda, **CC:** Cavidad central, **CDU:** Cavidad de diente único, **DP:** Diente posterior, **DA:** Diente anterior, **PV:** Proyección ventral.

4.2.7 *Pachytraga paradoxa?* Pictet y Campiche, 1869

CLASE BIVALVIA Linnaeus, 1758

ORDEN HIPPURITIDA Newell, 1965

FAMILIA CAPRINIDAE d'Orbigny, 1847

Género *Pachytraga* Paquier, 1900

Pachytraga paradoxa? Pictet y Campiche, 1869

Figura 28

Citas:

- 1869** *Sphaerulites paradoxa* Pictet y Campiche, p. 48, figs. 3, 4, 5
- 1900** *Pachytraga paradoxa* (Pictet y Campiche) Paquier, p. 189
- 1905** *Pachytraga paradoxa* (Pictet y Campiche) Paquier, p. 62, pl. 8, 10, fig. 3 (pl. 8); figs. 1 – 2 (pl. 10)
- 1909** *Pachytraga paradoxa* (Pictet y Campiche) Parona, p. 40
- 1909** *Pachytraga paradoxa* (Pictet y Campiche) Toucas, p. 126
- 1919** *Pachytraga paradoxa* (Pictet y Campiche) Parona, p. 476
- 1934** *Pachytraga paradoxa* (Pictet y Campiche) Kutassy, p. 171
- 1990** *Pachytraga paradoxa* (Pictet y Campiche) Yanin, p. 239
- 1992** *Pachytraga paradoxa* (Pictet y Campiche) Masse *et al.*, p. 205, pl. 4, fig. 3
- 1993** *Pachytraga paradoxa* (Pictet y Campiche) Arias *et al.*, p. 605
- 1994** *Pachytraga paradoxa* (Pictet y Campiche) Skelton, p. 17, textfig. 1
- 1996** *Pachytraga paradoxa* (Pictet y Campiche) Baron – Szabo y Steuber, p. 29, pl. 18, figs. 9, 10
- 1996** *Pachytraga paradoxa* (Pictet y Campiche) Rojas *et al.*, p. 275
- 1996** *Pachytraga cf. paradoxa* (Pictet y Campiche) Masse, p. 251
- 1996** *Pachytraga paradoxa* (Pictet y Campiche) Masse, p. 242, 246 – 247, 249, pl. 4. fig. 8
- 1998** *Pachytraga paradoxa* (Pictet y Campiche) Skelton y Masse, p. 342, textfigs. 3, 4 a (copia de Paquier, 1905)
- 1998** *Pachytraga paradoxa* (Pictet y Campiche) Masse *et al.*, p. 198, textfig. 4, 5

1998 *Pachytraga paradoxa* (Pictet y Campiche) Chartrousse y Masse, p. 846

2000 *Pachytraga paradoxa* (Pictet y Campiche) Skelton y Masse, p. 98, textfigs. 4.7 – 4.8

Descripción:

El corte en manera transversal de la valva izquierda muestra que el ejemplar tiene un grosor de aproximadamente cinco – seis cm. Dicha valva presenta una cavidad central de morfología sub – triangular, dentro de ésta cavidad se proyecta una “protuberancia” desde el borde de la pared hacia la parte central de la cavidad. La cavidad del diente único es un tanto alargada, junto a esta se encuentra la cavidad anterior – posterior, la cual conecta los dientes anterior y posterior. Adherido a la cavidad anterior – posterior, se encuentra la placa miofórica posterior, que a su vez se encuentra al lado del ligamento. En la parte ventral de la valva, al borde de ésta, se encuentra la cavidad accesoria anterior (CAA); entre la CAA y la cavidad central se encuentra la placa miofórica anterior.

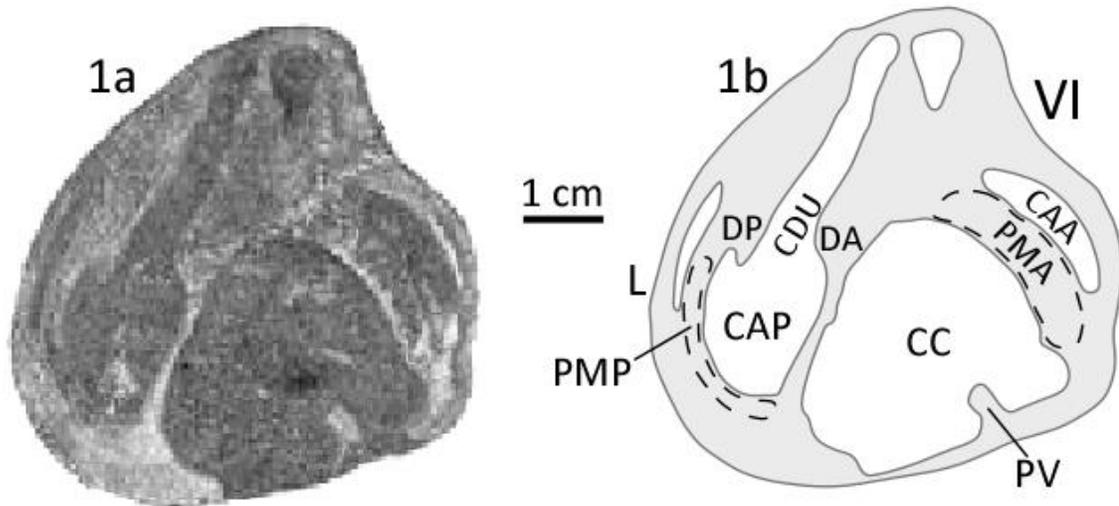


Figura 28. Ejemplar de *Pachytraga paradoxa*. **1a** y **1b** muestran un corte transversal de la valva izquierda. **VI:** Valva izquierda, **CC:** Cavidad central, **CDU:** Cavidad de diente único, **DP:** Diente posterior, **DA:** Diente anterior, **CAP:** Cavidad anterior – posterior, **CAA:** Cavidad accesoria anterior, **PMP:** Placa miofórica posterior, **PMA:** Placa miofórica anterior, **L:** Ligamento, **PV:** Proyección ventral.

4.2.8 *Pantojaloria sphaerica?* Alencáster y Pantoja – Alor, 1995

CLASE BIVALVIA Linnaeus, 1758

ORDEN HIPPURITIDA Newell, 1965

FAMILIA CAPRINIDAE d’Orbigny, 1847

Género *Pantojaloria* Alencáster y Pantoja – Alor, 1995

Pantojaloria sphaerica? Alencáster y Pantoja – Alor, 1995

Figura 29

Citas:

1995 *Pantojaloria sphaerica* nov. sp., Alencáster y Pantoja – Alor, p. 129, pl. 2, 3, 4

1999 *Pantojaloria sphaerica* (Alencáster y Pantoja – Alor) Pantoja – Alor, p. 39

1999 *Pantojaloria sphaerica* (Alencáster y Pantoja – Alor) Skelton y Pantoja – Alor, p. 66

Descripción:

La concha presenta, en corte transversal, un grosor aproximado a cinco cm. Ésta valva presenta una cavidad central de morfología similar a una sub – triangular con una proyección ventral que parte desde el borde hacia la parte central de la cavidad principal, la proyección se “levanta” poco a poco desde el borde hacia el centro. La cavidad del diente único es un tanto alargada, a los costados de ésta se muestran las zonas del diente posterior, el cual es pequeño, y el diente anterior un poco más grande.

Discusión:

Éste ejemplar, junto con *Pachytraga paradoxa?* y *Praeacprina varians*, presenta una proyección ventral que parte desde el borde de la valva hacia la parte media del cavidad central, la diferencia es que la proyección ventral de *Pantojaloria sphaerica* se “levanta” suavemente desde el borde hacia el centro, mientras que las de *Pachytraga paradoxa?* Y *Praeacprina varians* parecen no tener este “levantamiento” a los costados de la proyección.

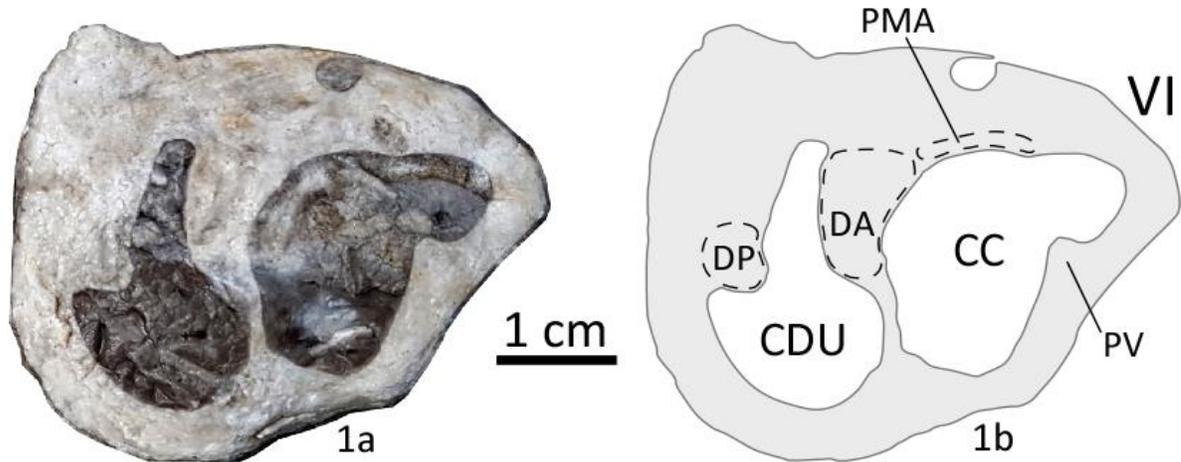


Figura 29. Ejemplar de *Pantojaloria sphaerica*. **1a** y **1b** muestran un corte transversal de la valva izquierda. **VI:** Valva izquierda, **CC:** Cavidad central, **CDU:** Cavidad de diente único, **DP:** Diente posterior, **DA:** Diente anterior, **PMA:** Placa miofórica anterior, **PV:** Proyección ventral.

4.3 Distribución estratigráfica de las especies de rudistas

La bioestratigrafía estudia la distribución de los fósiles en el registro estratigráfico y rige la clasificación de los cuerpos de roca o material rocoso en unidades bioestratigráficas con base en su contenido fósil (Barragán *et al.*, 2010). Dicha rama utiliza a los fósiles como herramienta para caracterizar o subdividir los estratos de diferentes regiones; a estas divisiones se les conocen como biozonas.

Las biozonas se entienden por el conjunto de rocas sedimentarias que están caracterizadas por fósiles de cierto taxón. Existen distintos tipos de biozonas:

- a) Biozona de conjunto: Representada por un conjunto de taxones determinados, los cuales forman una agrupación que tiene cierta diferencia con los estratos contiguos.
- b) Biozona de intervalo: Definidas por la primera aparición de cierto taxón y la primera aparición del taxón siguiente. El primer taxón es el que le da el nombre a la biozona. Entre lo que es la última aparición del primer taxón y la primera

aparición del segundo puede existir un intervalo en donde hay carencia de organismos.

- c) Biozona de apogeo: Caracterizada por la máxima abundancia de determinado taxón en ciertos estratos y no por la extensión total.
- d) Biozona de extensión: Definida como el alcance total, es decir, la extensión entre la primera aparición y la última de cierto taxón en el conjunto de estratos.

Dentro de las áreas de estudio se reportan algunos rudistas caprínidos, un ejemplar de requiénido y uno de caprotínido. Los taxones encontrados son *Toucasia texana*, *Douvillelia skeltoni*, *Amphitruscoelus waringi?*, *Caprina massei*, *Pachytraga paradoxa?*, *Pantojaloria sphaerica?* y *Offneria* sp., además de la existencia de *Praecaprina varians* basado Aguilar (2002). Cabe resaltar que la mayoría de los ejemplares en campo no estaban en su totalidad, algunas especies se infirieron con base en los fragmentos que presentaban ciertos caracteres diagnósticos.

En la base de la sección levantada en el área de Potrero García los rudistas presentes no se encontraron en su totalidad, así que con base en los caracteres diagnósticos se dedujeron los taxones *Pachytraga paradoxa?* y *Pantojaloria sphaerica?*, así mismo se presentó *Toucasia texana*, la cual se encuentra a lo largo de toda la sección (29 m); posteriormente se presentó un aproximado a 12 m en los cuales se exhibieron ligeramente fragmentos de *Toucasia texana*. Para la parte final de la columna, aproximadamente 9 m, hicieron sus primeras apariciones *Amphitruscoelus waringi?* y *Caprina massei*. Después de estos 29 m de columna, no se siguió reportando más presencia de rudistas debido a problemas con el terreno, el cual estaba cubierto por material caído y no permitía observar el contacto con la sección estratigráfica en su totalidad.

De acuerdo al tipo de roca y al conjunto microfaunístico observado, el ambiente de depósito corresponde a aguas marinas someras de tipo arrecifal, esto con base en la presencia de foraminíferos, algas verdes, pellets y fragmentos de bivalvos, los cuales

estuvieron vinculados al área donde prevalecieron gran cantidad de rudistas. Eventualmente se reportaron variaciones en la profundidad, como lo indica la presencia de la textura *mudstone* así como pequeños fragmentos de *Toucasia texana* en la parte media de la columna, lo cual señala un probable ahogamiento del terreno.

En la sección estratigráfica del área La Huasteca, en este caso 65 m, se reportaron más taxones; en la base de la columna se presentó *Pantojaloria sphaerica?*, *Pachytraga paradoxa?*, *Praecaprina varians*, *Offneria sp.*, *Amphitriscoelus waringi?* y *Toucasia texana*; a unos metros más hacia la cima se reportó la presencia de *Caprina massei* y *Douvillelia skeltoni*, que a su vez estos compartían nivel estratigráfico con *Toucasia texana* y *Amphitriscoelus waringi?*, los cuales seguían presentes desde la base. Desde la parte media de la columna hasta la cima solamente se presentan *Toucasia texana* y *Amphitriscoelus waringi?*, los cuales son los dos taxones que predominaron en casi toda la sección. Cabe señalar que en la parte final de los 65 metros se observó una “molienda de organismos”, esto se puede interpretar como un aumento en el nivel del mar el cual provocó un ahogamiento de los rudistas existentes, quedando así solamente pequeños fragmentos de las valvas (Figura 30).



Figura 30. Parte superior de la sección estratigráfica levantada, en donde se presentaron fragmentos pequeños de las valvas. La línea amarilla, de aproximadamente 6 m, señala el espesor de la molienda de organismos.

En cuanto al aspecto microfacial para esta sección de La Huasteca, las láminas delgadas de las calizas muestran principalmente una textura *rudstone* y eventualmente *floatstone*, esto quiere decir que los organismos tienen un tamaño mayor al de los 2 mm visto en láminas delgadas, con una matriz de esparita para *rudstone* y una de micrita para *floatstone*; éstas características corresponden a un ambiente arrecifal somero para *rudstone*, y un ambiente entre arrecifal y de talud para *floatstone*. La alternancia de la textura está ligada a las fluctuaciones en el nivel del mar.

En cuanto al aspecto bioestratigráfico; de acuerdo a las especies encontradas en campo, así como las que anteriormente habían sido reportadas para la Formación Cupido, se muestra que comparten cierta similitud con los de la biozona *Huetamia buitronae* (Figura 31). La biozona *Huetamia buitronae* (Barremiano – Aptiano) se encuentra presente en la parte superior de la Formación Comburindio en la parte suroeste de Los Hornos, Michoacán, México (Scott y Filkorn, 2007). Las especies presentes en esta biozona son *Caprina massei*, *Pantojaloria sphaerica*, *Douvillelia skeltoni*, *Amphitriscoelus* sp. y la especie homónima *Huetamia buitronae*.

También se hace mención que para el área de Huetamo en Michoacán, la biozona de conjunto *Huetamia buitronae* se superpone a otra biozona más con la presencia de *Pantojaloria estancia* (Figura 31). Cerca de la región de Huetamo, dicha biozona del Barremiano con presencia de *Pantojaloria estancia*, también se compone de *Amphitriscoelus primaevus*, *Offneria* aff. *simplex* y *Toucasia* sp. Esta biozona comprende un conjunto más antiguo a la de *Huetamia buitronae* (Figura 31).

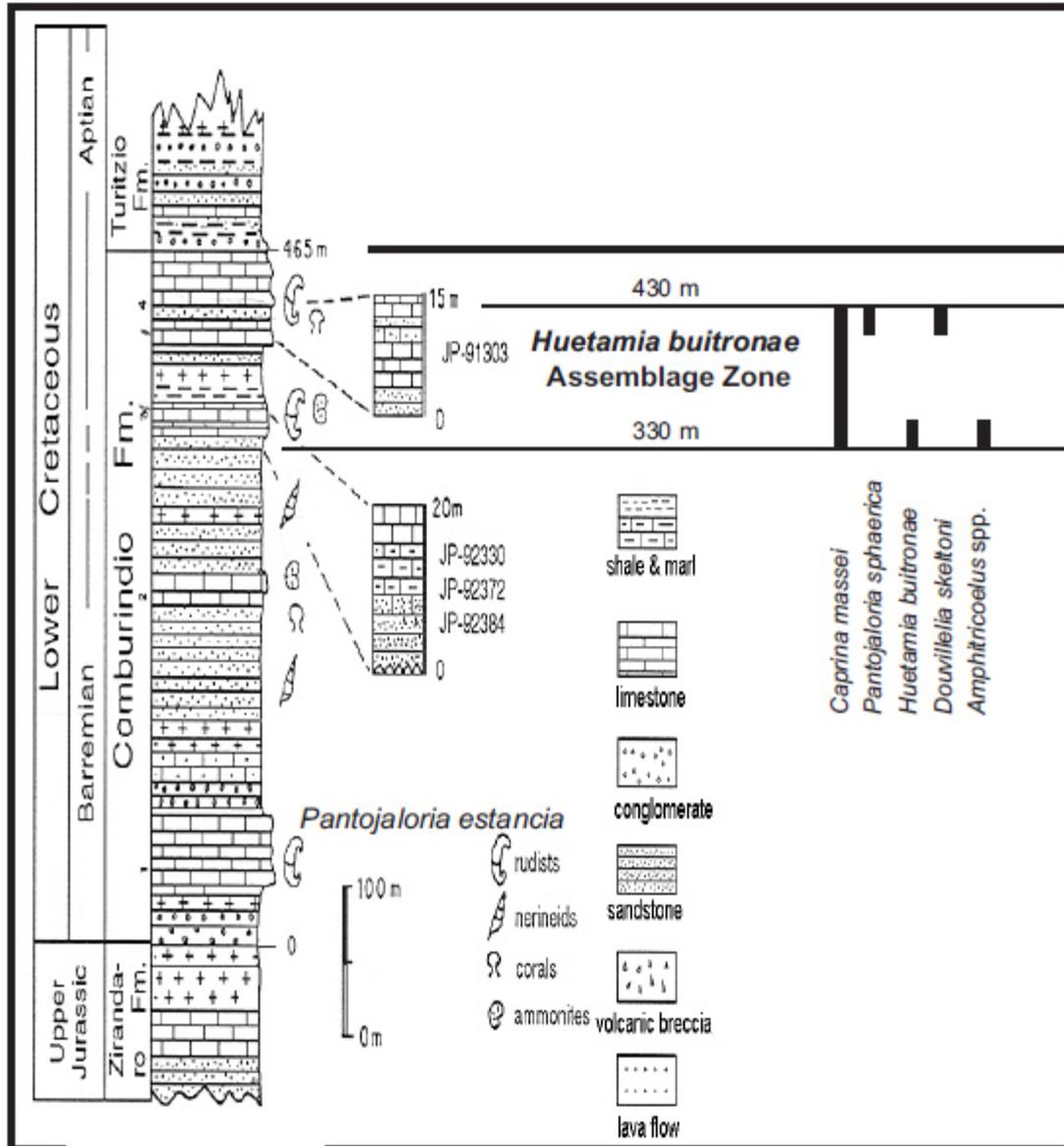


Figura 31. Localidad de la Zona de Conjunto *Huetamia buitronae* en Los Hornos, suroeste de Huetamo, Michoacán, México (Alencáster y Pantoja – Alor, 1995, 1998). La posición aproximada de la zona se encuentra a ciertos metros encima de la base de la Formación Comburindio. Pantoja – Alor (2004) señala que la posición de la zona de *Pantojaloria estancia* se encuentra en un biostroma inferior (Scott y Filkorn, 2007).

Los mismos autores reportan la biozona de conjunto *Huetamia buitronae* para la Formación Sligo, en Texas. Dicha biozona se extiende desde la primera hasta la última aparición de *Huetamia buitronae*, también se añade que esta biozona en la Formación Sligo subyace a la biozona de ammonites *Dufrenoyia furcata* del Aptiano inferior, en la Formación Pearsall.

Teniendo en cuenta los reportes de las biozonas de conjunto *Huetamia buitronae* y *Pantolaloria estancia* para las formaciones Comburindio y Sligo, ambas del Barremiano (130 Ma – 125 Ma), en las localidades de Huetamo, Michoacán y en Texas respectivamente; se puede concluir que para las rocas carbonatadas de la base de la Formación Cupido en el noreste de México también subsisten las especies que componen estas dos biozonas previamente descritas, el detalle significativo que se llega a tener es que las especies homónimas, es decir, las que dan el nombre a la biozona, no se presentaron en las áreas de Potrero García y en el Cañón La Huasteca (Figura 32), por lo que se propone realizar más levantamientos de secciones estratigráficas para reportar su posible presencia.

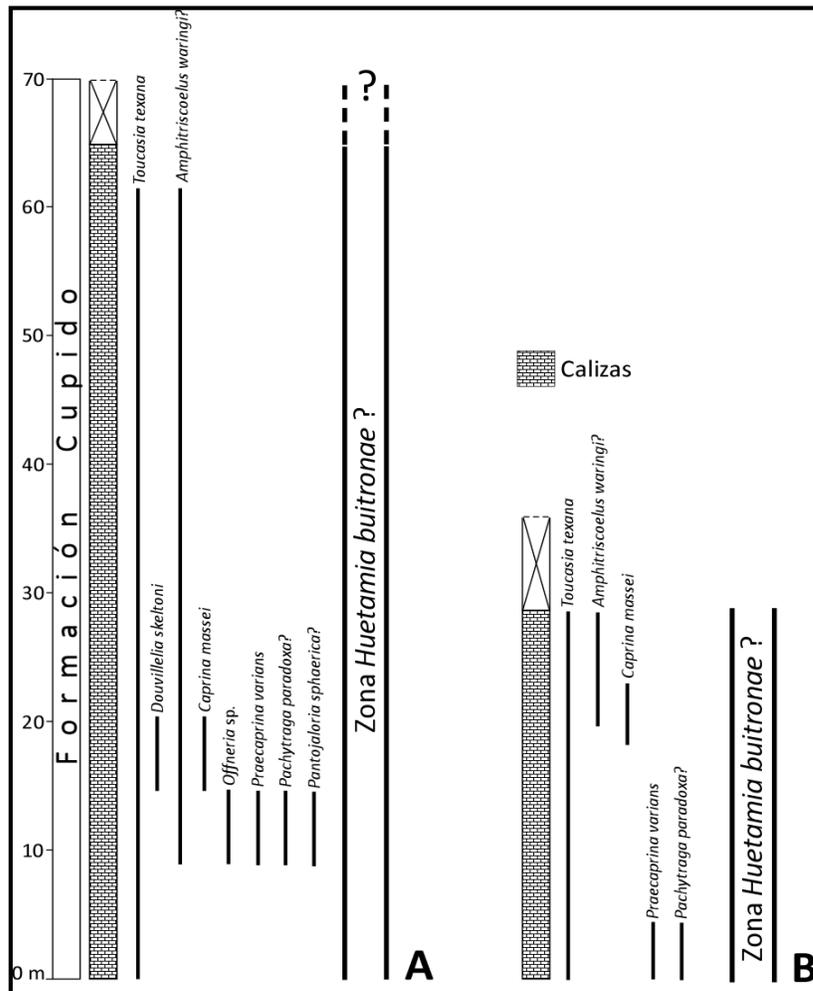


Figura 32. Distribución bioestratigráfica de rudistas en la parte basal de la Formación Cupido. **A** Perfil para el Cañón La Huasteca. **B** Perfil para Potrero García.

CAPÍTULO 5. ANÁLISIS MICROFACIAL

5.1 Introducción

El análisis de microfacies o evaluación sistemática de los componentes paleontológicos y sedimentológicos que conforman las facies sedimentarias representa una herramienta útil en la interpretación de los ambientes sedimentarios, porcentaje de especies y componentes de las rocas que prevalecieron en el pasado geológico. La facies sedimentaria puede definirse como la suma de todos los rasgos primarios de un tramo de una sección estratigráfica local.

El objetivo central del siguiente capítulo es describir las láminas delgadas de las muestras obtenidas en la parte basal de la Formación Cupido, es decir, conocer de manera precisa las características paleoambientales y las condiciones de depósito de estas rocas carbonatadas. El método consiste en la descripción de aloquímicos y ortoquímicos cuya presencia y abundancia están dados por condiciones ambientales específicas. El aspecto textural de las láminas fueron analizadas con los criterios de clasificación de rocas carbonatadas alóctonas propuesto por Dunham (1962) (Figura 33) y el de carbonatos alóctonos (con bioclastos mayores a 2 mm) y autóctonos, que sustituyen a la textura *Boundstone* de Dunham, propuesto por Embry & Klovan (1971) (Figura 34). Las siguientes descripciones corresponden a la propuesta realizada por estos últimos autores:

- a) *Floatstones*: Textura lodosoportada con componentes aloquímicos mayores a 2 mm en una proporción mayor al 10%.
- b) *Rudstones*: Textura granosoportada donde los organismos presentes fueron erosionados y sus componentes mayores a 2 mm redepositados.
- c) *Bafflestones*: Los organismos son bentónicos con formas de tallo que permiten el paso del agua a través de ellos atrapando el sedimento.
- d) *Bindstones*: Los organismos que ligan son tabulares y lamelares, donde la matriz queda atrapada entre ellos por acción mucilaginosas.

e) *Framestones*: Formada por una densa población de organismos bentónicos sésiles que funcionan como armazón y estructura.

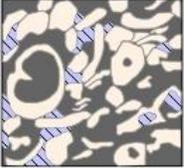
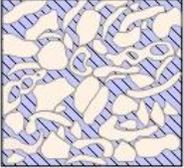
Matriz de carbonatos finos		Esparita		Cementante esparita	Bioconstrucción
Lodosoportado		Granosoportado			
Mudstone	Wackestone	Packstone		Grainstone	Boundstone
					
1 - 10%	10 - 50%	>50%			
Fosilífero Micrita	Esparcido Biomicrita	Empaquetado	Pobremente lavado	Bioesparita	Biolitita

Figura 33. Clasificación propuesta por Dunham (1962), con base en textura, fábrica y tipo de granos (Flügel, 2004).

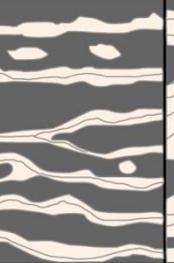
Alóctono		Autóctono		
Componentes originales no unidos orgánicamente en la depositación		Componentes originales unidos orgánicamente en la depositación		
Más del 10% de granos >2mm		Organismos que actúan como cortina	Organismos que incrustan y enlazan	Organismos que construyen un margo rígido
Soportado por matriz	Soportado por componentes >2mm			
Floatstone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone
				

Figura 34. Clasificación para rocas carbonatadas (Embry & Klovan, 1971).

Posteriormente se utilizó el método de microfacies estándar (SMF) para el análisis de microfacies, dicho método cuenta con 26 diferentes SMF, los cuales sirven para indicar ambientes y profundidades. El concepto de SMF fue propuesto originalmente para

carbonatos de plataforma y arrecifales del Triásico tardío en 1972 por Flügel, dicho concepto cuenta con 26 facies siendo aplicable a carbonatos de todas las edades. Las modificaciones más recientes las realizó el mismo autor en 2004 (Cuapio, 2009). Una vez definidas las microfacies, se crean asociaciones de ellas a modo que en conjunto se puedan ubicar dentro de las zonas de facies (FZ) propuesto por Wilson en 1975, el cual trabaja con un modelo de plataforma bordeada de ambiente tropical (Figura 35).

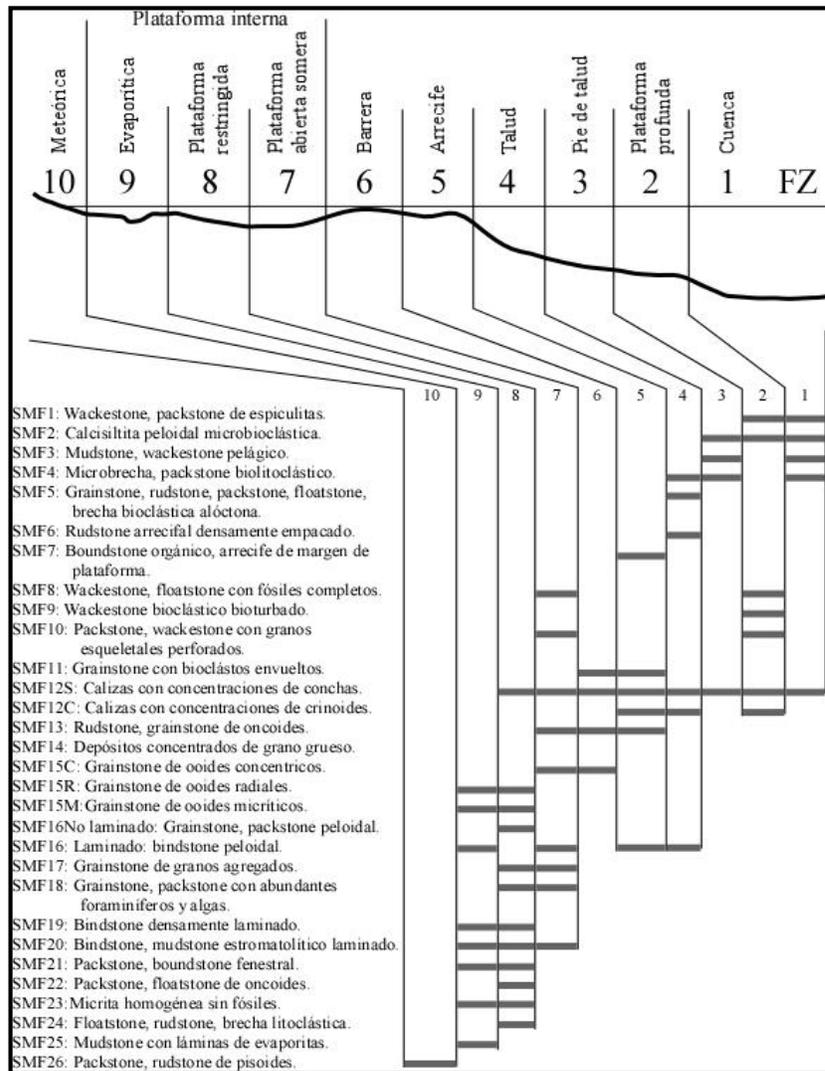


Figura 35. Distribución de las 26 microfacies estándar dentro de las zonas de facies definidas por Wilson (1975) y Schlager (2002), para el modelo de plataforma carbonatada bordeada. Cada FZ puede estar definida por varias microfacies (en Flügel, 2004).

Para el levantamiento de la columna estratigráfica en el área del Cañón La Huasteca en Santa Catarina, se midió un aproximado a 65 m desde la parte basal de Cupido en un flanco del Anticlinal Los Muertos. Aquí se recolectaron seis muestras, tomando en cuenta cada cambio litológico y principalmente paleontológico. Para el área de Potrero García se tomaron cinco muestras desde la base; teniendo en cuenta el mismo criterio, es decir, tomar muestras a cada cambio litológico y paleontológico. En este perfil se levantaron aproximadamente 29 m, hay que hacer notar que la secuencia no se encontraba expuesta en su totalidad, ya que muchos de los estratos se encontraban cubiertos por vegetación y/o material reciente, por lo tanto, se desconoce el espesor real en esta zona que en el caso del perfil del Cañón La Huasteca si se precisa. De manera específica en Potrero García los estratos presentan espesores desde los 30 cm hasta casi 2 m; con estilolitas y algunos óxidos.

5.2 Descripción de láminas delgadas

En este apartado se describen las láminas delgadas que se obtuvieron en cada área; posteriormente se elaboraron columnas en donde se presentan los resultados producto de la integración de toda la información recabada de las mismas. Además de las dos columnas levantadas en campo, también se incluye la descripción de Aguilar Pérez (2002), que hace referencia a la columna del cerro del Cerro de Labradores, Galeana y que se tomó en consideración para la comparación textural de las láminas delgadas de este estudio.

Tabla 1. Resultados del análisis de la lámina delgada FC1 – 1 en Potrero García.

Potrero García	Descripción
Sección delgada:	Lámina 1 (FC1 – 1).
Textura:	<i>Grainstone.</i>
Contenido:	Muestra con abundante contenido de bioclastos como foraminíferos bentónicos de tipo aglutinado, algas verdes, radiolas; bivalvos indeterminados micritizados o cortoides y tubos de anélidos.
Microfacies estándar:	SMF 11.

Zona de Facies:	FZ 5.
------------------------	-------

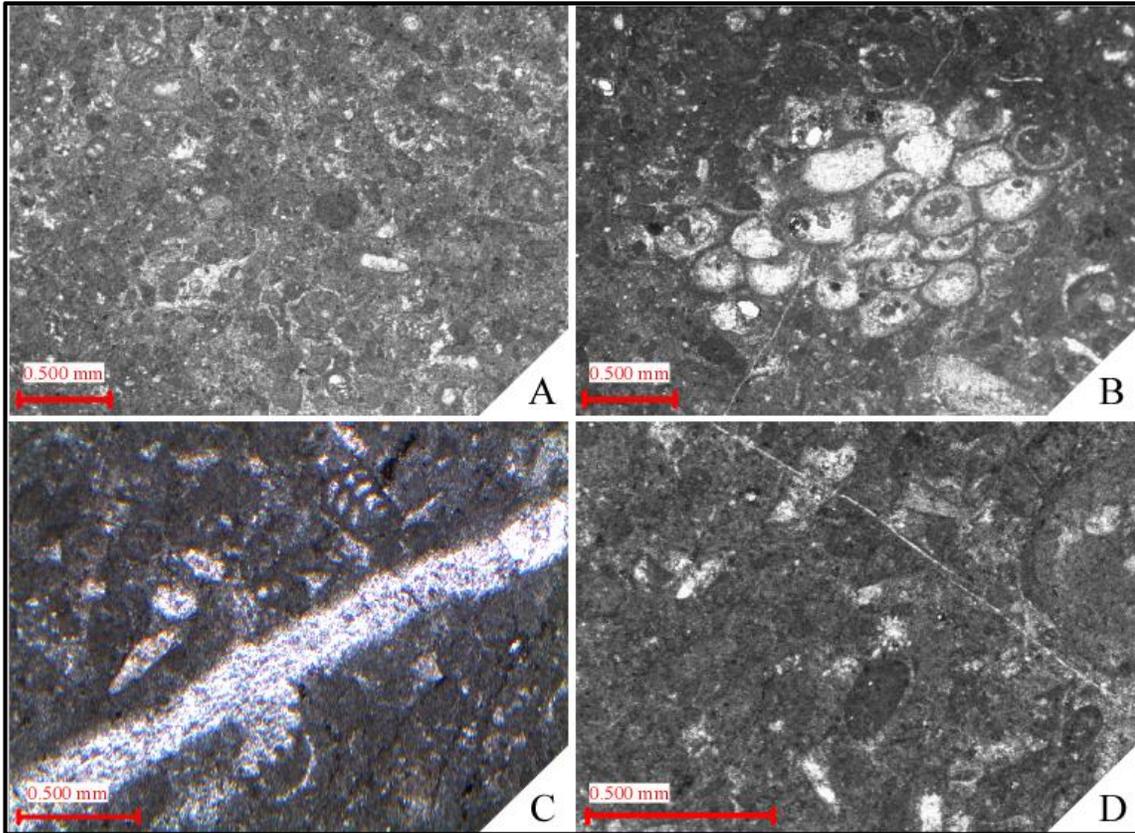


Lámina 1. Perfil Potrero García, muestra FC1 – 1. **A – D** *grainstone* bioclástico. **A, C y D** con bioclastos, principalmente foraminíferos bentónicos, radiolas, fragmentos de bivalvos y algas. **B** perforaciones de anélidos, caracterizados por formar tubos los cuales constan de dos capas.

Tabla 2. Resultados del análisis de la lámina delgada FC1 – 2 en Potrero García.

Potrero García	Descripción
Sección delgada:	Lámina 2 (FC1 – 2).
Textura:	<i>Mudstone</i> .
Contenido:	Pequeños fragmentos de bioclastos.
Microfacies estándar:	SMF 23.
Zona de Facies:	FZ 8.

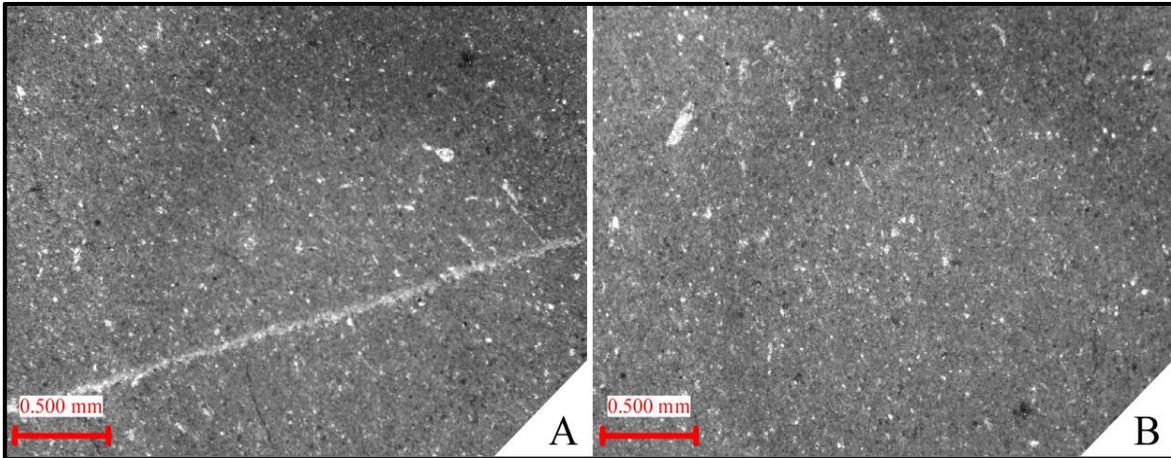


Lámina 2. Perfil Potrero García, muestra FC1 – 2. **A – B** *mudstone* con restos de pequeños fragmentos de bioclastos.

Tabla 3. Resultados del análisis de la lámina delgada FC1 – 3 en Potrero García.

Potrero García	Descripción
Sección delgada:	Lámina 3 (FC1 – 3).
Textura:	<i>Mudstone</i> .
Contenido:	Escaso contenido aloquímico como foraminíferos bentónicos, ostrácodos y bivalvos indeterminados, algunos de estos a los 2 mm.
Microfacies estándar:	SMF 23.
Zona de Facies:	FZ 8.

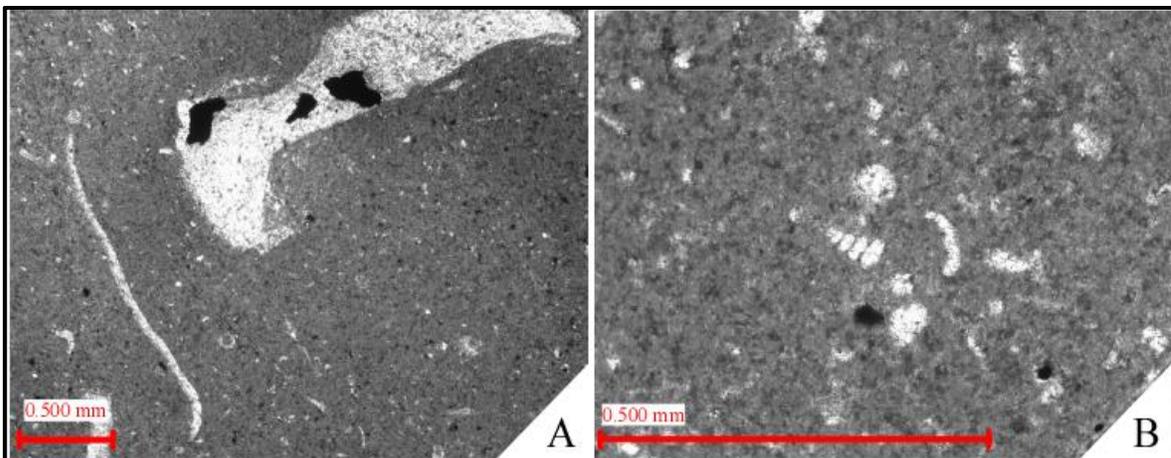


Lámina 3. Perfil Potrero García, muestra FC1 – 3. **A – B** *mudstone* bioclástico por contener menos del 10% de granos. **A** fragmentos mayores a 2 mm, **B** restos de foraminíferos bentónicos y otros bioclastos.

Tabla 4. Resultados del análisis de la lámina delgada FC1 – 4 en Potrero García.

Potrero García	Descripción
Sección delgada:	Lámina 4 (FC1 – 4).
Textura:	<i>Mudstone.</i>
Contenido:	Los granos esqueléticos corresponden a foraminíferos bentónicos, algas verdes, bivalvos indeterminados y cortoides.
Microfacies estándar:	SMF 23.
Zona de Facies:	FZ 8.

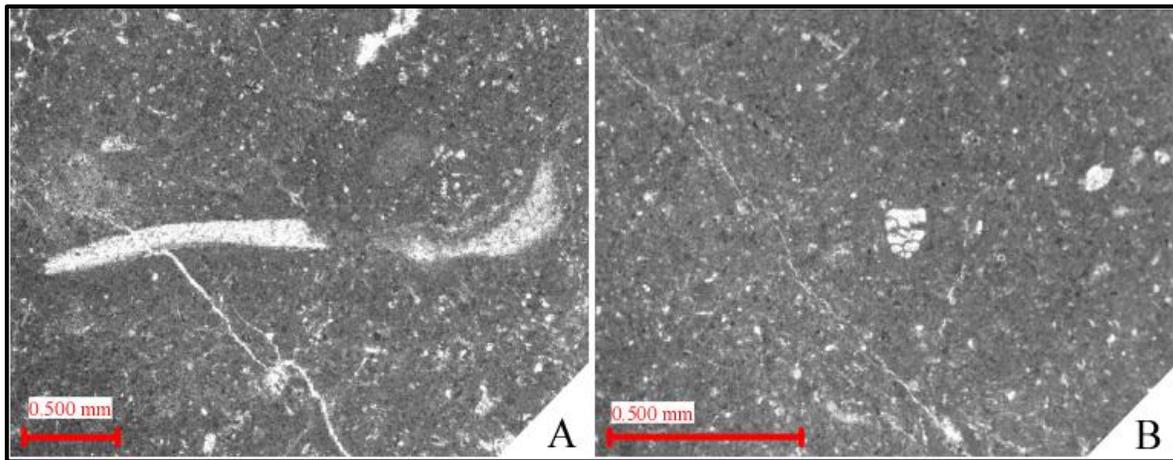


Lámina 4. Perfil Potrero García, muestra FC1 – 4. **A – B** *mudstone* bioclástico por contener menos del 10% de aloquímicos. **A** ocasionalmente se presentan fragmentos mayores a los 2 mm. **B** al centro de la imagen un foraminífero biserial.

Tabla 5. Resultados del análisis de la lámina delgada FC1 – 5 en Potrero García.

Potrero García	Descripción
Sección delgada:	Lámina 5 (FC1 – 5).
Textura:	<i>Grainstone.</i>
Contenido:	Los aloquímicos observados corresponden a foraminíferos bentónicos aglutinados, algas verdes, fragmento de bivalvos indeterminados y cortoides.
Microfacies estándar:	SMF 11.
Zona de Facies:	FZ 5.

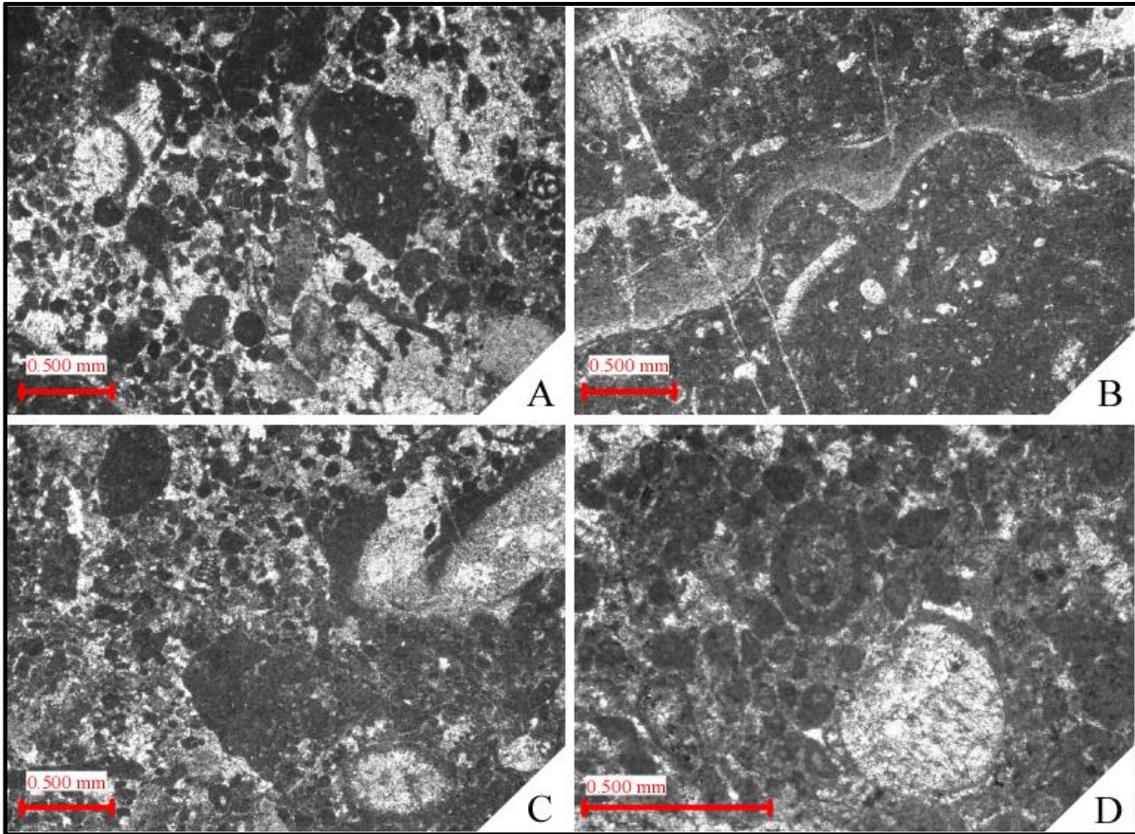


Lámina 5. Perfil Potrero García, muestra FC1 – 5. **A – D** *grainstone* bioclástico. **A – D** presencia de foraminíferos, algas, cortoides y pellets.

A continuación se muestra la representación gráfica de la columna estratigráfica para el área de Potrero García (Figura 36). La distribución de las especies de rudistas está marcada principalmente en la parte inicial y la parte final de la columna, con la presencia de *Toucasia texana*, *Praecaprina varians* y *Pachytraga paradoxa?* en la parte basal, mientras que en la parte superior se presenta *Toucasia texana*, *Amphitriscoelus waringi*, *Caprina massei*; la parte media de la columna muestra una ausencia de rudistas, eventualmente se presentaron fragmentos pequeños de *Toucasia texana*. En el aspecto microfacial la textura varía entre *Mudstone – Grainstone* mientras que la FZ indica una alternancia entre un ambiente de plataforma restringida (8) y eventualmente arrecifal (5).

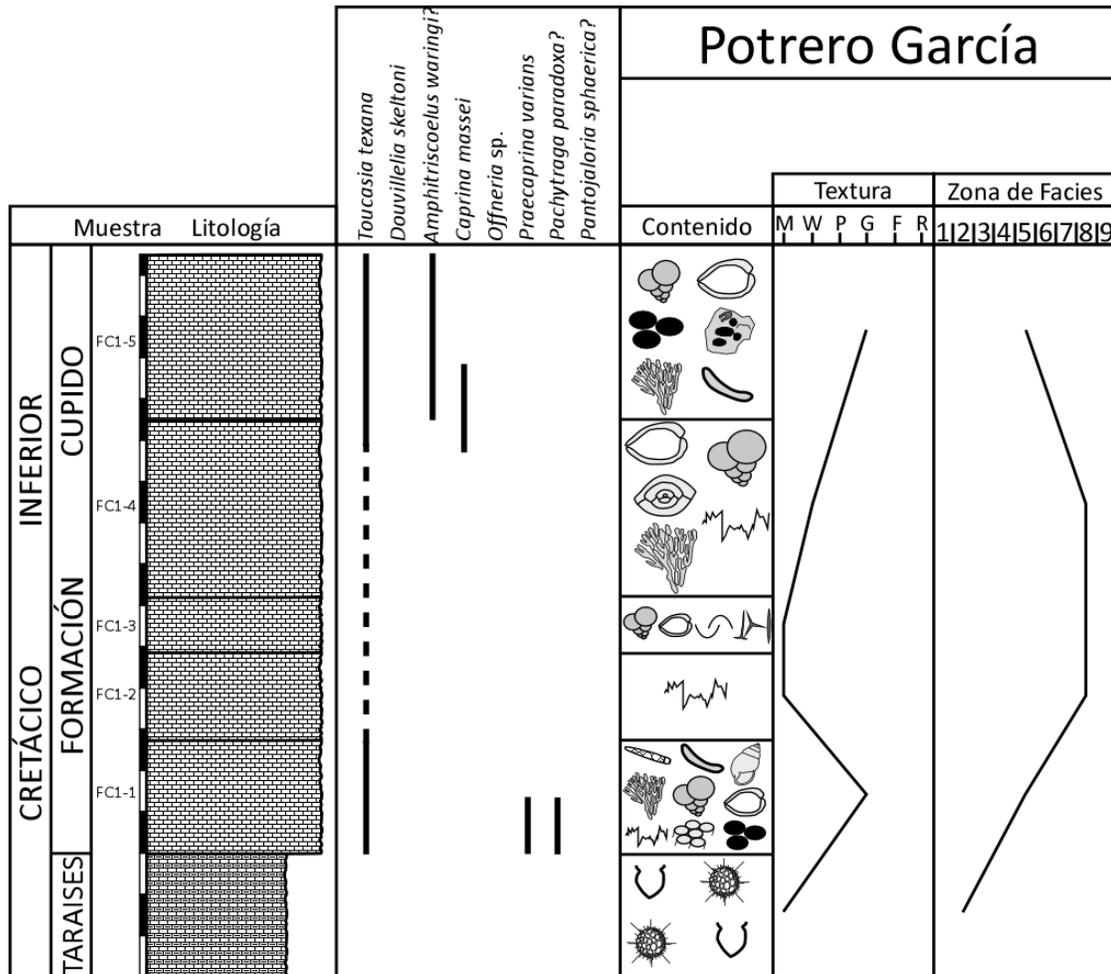
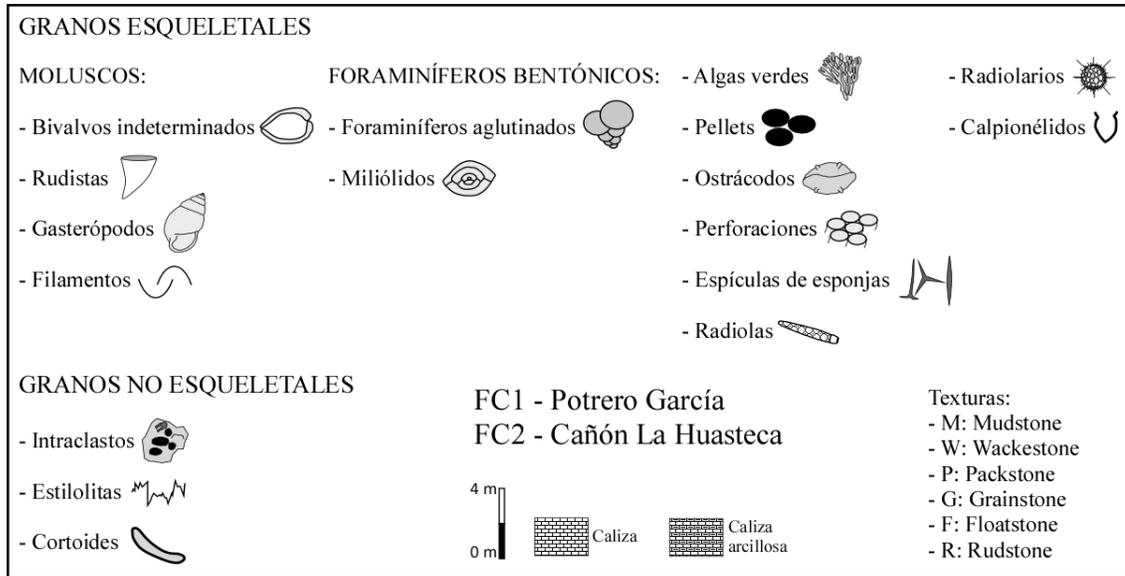


Figura 36. Representaciones gráficas de la leyenda y columna estratigráfica del perfil de Potrero García, en donde se observa la distribución de las especies de rudistas de la Formación Cupido con respecto a los primeros metros de la base.

Tabla 6. Resultados del análisis de la lámina delgada FC2 – 1 en el Cañón La Huasteca.

Cañón La Huasteca	Descripción
Sección delgada:	Lámina 6 (FC2 – 1).
Textura:	<i>Rudstone.</i>
Contenido:	Los granos esqueléticos corresponden a fragmentos de rudistas.
Microfacies estándar:	SMF 7.
Zona de Facies:	FZ 5.

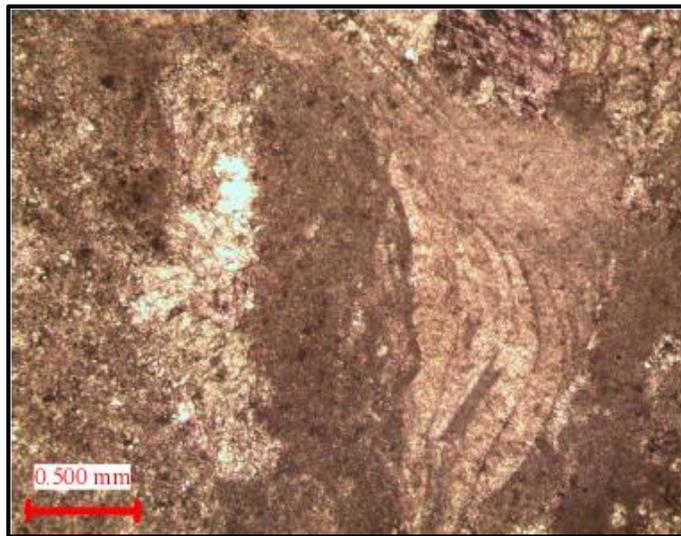


Lámina 6. Perfil Cañón La Huasteca, muestra FC2 – 1. Fragmentos de rudistas y otros bivalvos indeterminados mayores a 2 mm.

Tabla 7. Resultados del análisis de la lámina delgada FC2 – 2 en el Cañón La Huasteca.

Cañón La Huasteca	Descripción
Sección delgada:	FC2 – 2.
Textura:	<i>Rudstone.</i>
Contenido:	Los aloquímicos presentes corresponden a fragmentos de rudistas.
Microfacies estándar:	SMF 5.
Zona de Facies:	FZ 4.

Tabla 8. Resultados del análisis de la lámina delgada FC2 – 3 en el Cañón La Huasteca.

Cañón La Huasteca	Descripción
Sección delgada:	FC2 – 3.

Textura:	<i>Rudstone.</i>
Contenido:	Granos esqueléticos que corresponden a restos de rudistas y bivalvos indeterminados.
Microfacies estándar:	SMF 7.
Zona de Facies:	FZ 5.

Tabla 9. Resultados del análisis de la lámina delgada FC2 – 4 en el Cañón La Huasteca.

Cañón La Huasteca	Descripción
Sección delgada:	Lámina 7 (FC2 – 4).
Textura:	<i>Rudstone.</i>
Contenido:	Los aloquímicos presentes corresponden a fragmentos de rudistas y bivalvos indeterminados,
Microfacies estándar:	SMF 7.
Zona de Facies:	FZ 5.

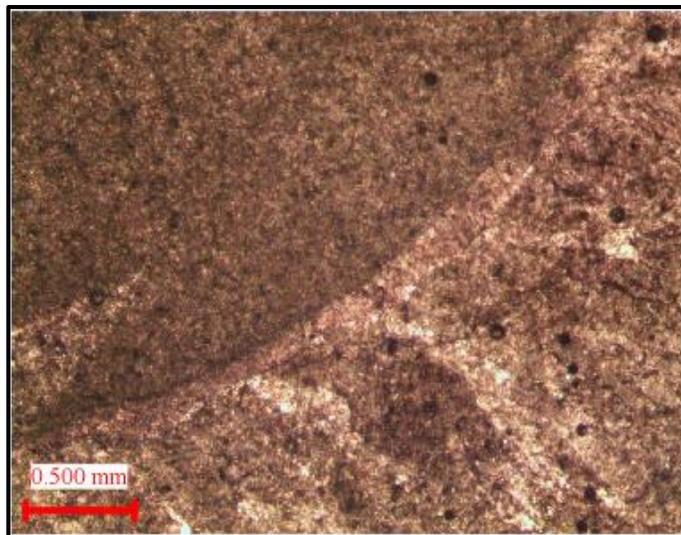


Lámina 7. Perfil Cañón La Huasteca, muestra FC2 – 4. Fragmentos de posibles rudistas, con un tamaño superior a los 2 mm.

Tabla 10. Resultados del análisis de la lámina delgada FC2 – 5 en el Cañón La Huasteca.

Cañón La Huasteca	Descripción
Sección delgada:	Lámina 8 (FC2 – 5).
Textura:	<i>Floatstone.</i>
Contenido:	Los aloquímicos observados corresponden a restos de rudistas y bivalvos indeterminados.
Microfacies estándar:	SMF 5.

Zona de Facies:	FZ 4.
------------------------	-------

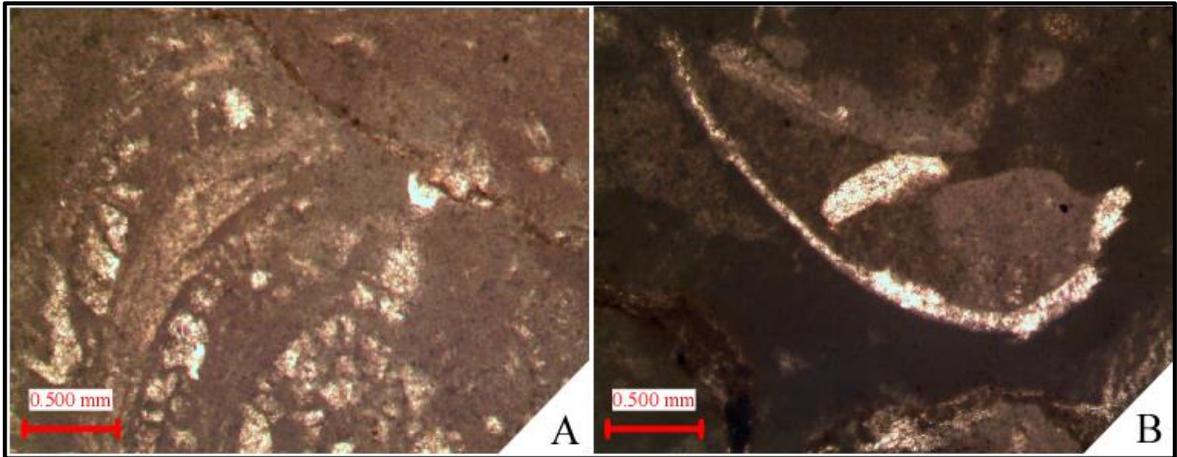


Lámina 8. Perfil Cañón La Huasteca, muestra FC2 – 5. **A – B** *floatstone* bioclástico con fragmentos mayores a los 2 mm. **A** fragmento de un gran bioclasto. **B** restos de bivalvos indeterminados.

Tabla 11. Resultados del análisis de la lámina delgada FC2 – 6 en el Cañón La Huasteca.

Cañón La Huasteca	Descripción
Sección delgada:	Lámina 9 (FC2 – 6).
Textura:	<i>Floatstone</i> .
Contenido:	Los granos esqueléticos corresponden a fragmentos de bivalvos indeterminados mayores a 2 mm junto con radiolas y ostrácodos.
Microfacies estándar:	SMF 5.
Zona de Facies:	FZ 4.

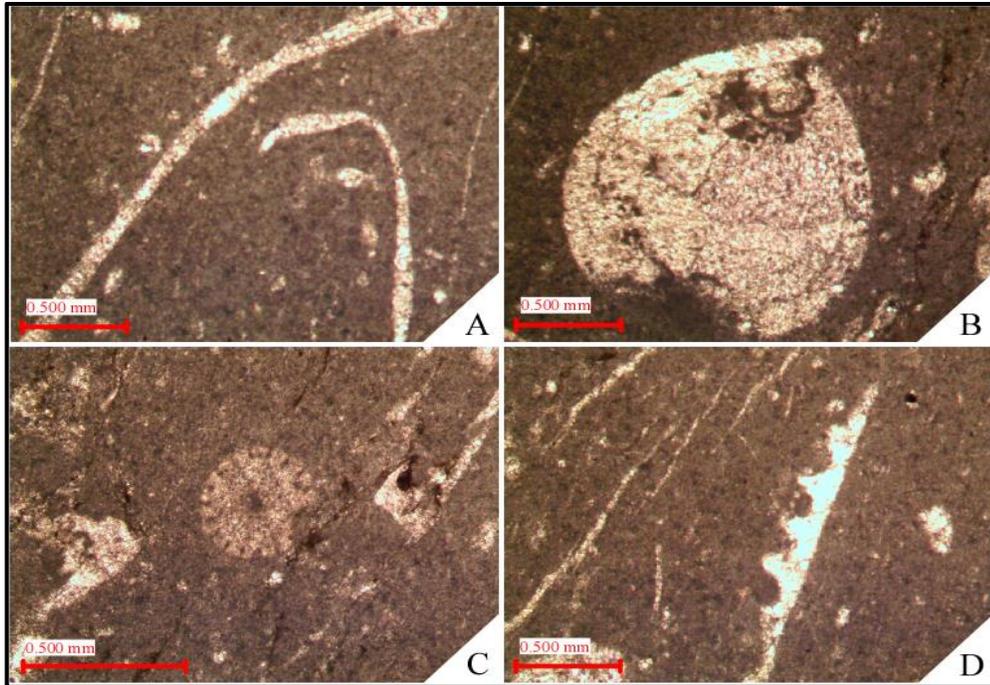


Lámina 9. Perfil Cañón La Huasteca, muestra FC2 – 6. **A – D** floatstone bioclástico. **A** y **D** restos de bivalvos, nótese la típica microestructura en mosaico. **B** ostrácodo con ambas valvas articuladas. **C** radiola en corte transversal.

En la siguiente representación de la sección estratigráfica para el área del Cañón La Huasteca (Figura 37), la distribución de las especies de rudistas muestra una alta concentración de taxones en la parte basal, como es el caso de *Toucasia texana*, *Amphitriscoelus waringi?*, *Offneria* sp., *Praecaprina varians*, *Pachytraga paradoxa?*, *Pantojaloria sphaerica?* y escasos fragmentos de *Douvillelia skeltoni* y *Caprina masei*. Para la parte media y final de la sección solamente prevalecen *Toucasia texana* y *Amphitriscoelus waringi?*. En el aspecto microfacial se observan unas variaciones con ligeros cambios entre *Rudstone* y *Floatstone*, mientras que la FZ indica una alternancia entre arrecife (5) y eventualmente talud (4).

Con la información obtenida del análisis micropaleontológico y el de las microfacies estándar en lámina delgada, se concluye que para las secciones estratigráficas estudiadas en su mayoría son de textura *grainstones* y eventualmente *mudstones* – *wackestones*. Las muestras con textura *mudstone* o *wackestone* corresponden a depósitos típicos de plataforma nerítica o plataforma restringida, en tanto que *grainstone* pertenecen a un ambiente arrecifal. En resumen la distribución de las microfacies varían desde las FZ 4 – FZ 5 y eventualmente FZ 8 dentro del cinturón de facies de Wilson (Figura 38):

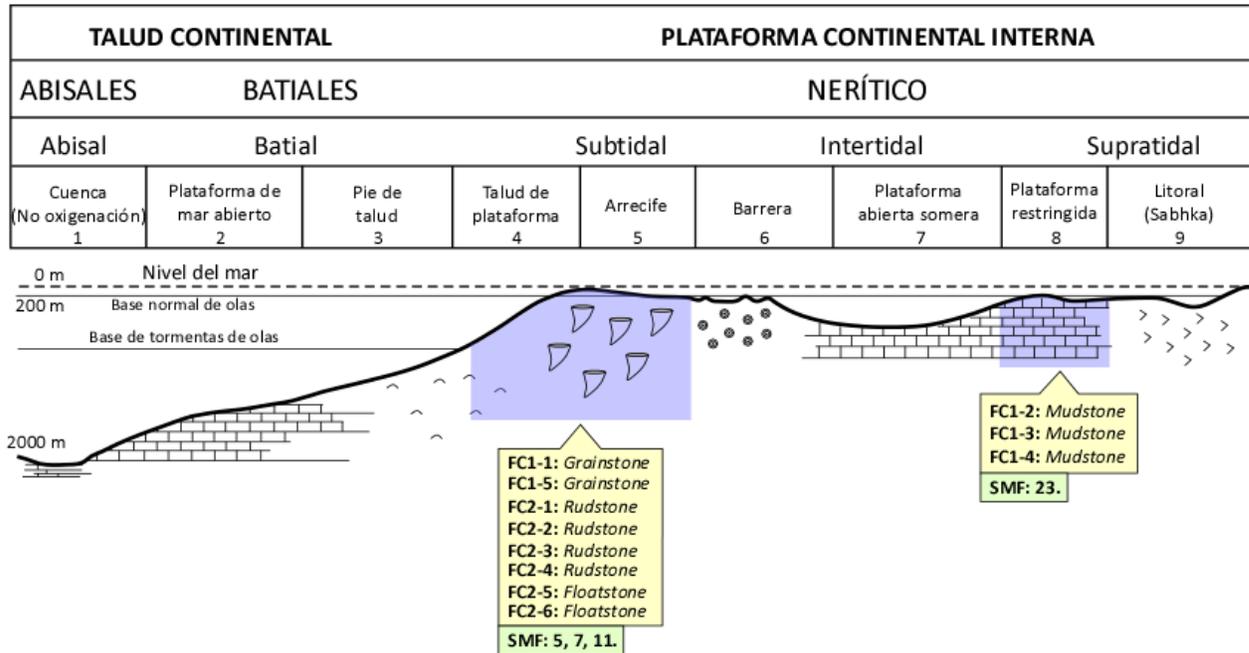


Figura 38. Modelo de facies de Wilson donde se incluyen los resultados de la información obtenida de las láminas delgadas, en azul se muestran los ambientes propuestos para la deposición del material. Los recuadros en amarillo señalan las claves de las láminas así como su textura, y los verdes las SMF.

A continuación se anexan la información obtenida por Aguilar (2002), cuya clave de las láminas delgadas es LJC_u y el número de muestra del estudio realizado en el Cerro de Labradores, Galeana, Nuevo León. Así mismo se muestra la representación gráfica de la columna estratigráfica de dicho estudio; la cual incluye el contenido micropaleontológico y la textura de la muestra (Figura 39).

Tabla 12. Resultados del análisis de la lámina delgada LJCu – 27 en el Cerro de Labradores (Aguilar, 2002).

Cerro de Labradores	Descripción
Sección delgada:	Lámina 10 (LJCu – 27).
Textura:	<i>Mudstone.</i>
Contenido:	Pequeños fragmentos de bioclastos.
Microfacies estándar:	SMF 3.
Zona de Facies:	FZ 1.

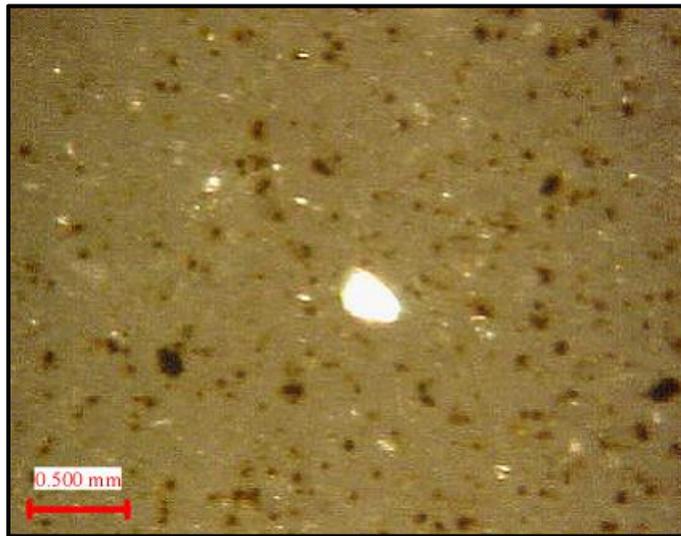


Lámina 10. Perfil Cerro de Labradores, muestra LJCu – 27. *Mudstone* con restos de pequeños fragmentos de bioclastos.

Tabla 13. Resultados del análisis de la lámina LJCu – 29 en el Cerro de Labradores (Aguilar, 2002).

Cerro de Labradores	Descripción
Sección delgada:	Lámina 11 (LJCu – 29).
Textura:	<i>Wackestone.</i>
Contenido:	Abundante contenido de foraminíferos aglutinados y fragmentos de otros aloquímicos.
Microfacies estándar:	SMF 3.
Zona de Facies:	FZ 3.



Lámina 11. Perfil Cerro de Labradores, muestra LJCu – 29. *Wackestone* con restos de foraminíferos biseriales y pequeños fragmentos de otros aloquímicos.

Tabla 14. Resultados del análisis de la lámina LJCu – 49 en el Cerro de Labradores (Aguilar, 2002).

Cerro de Labradores	Descripción
Sección delgada:	Lámina 12 (LJCu – 49).
Textura:	<i>Grainstone</i> .
Contenido:	Alto contenido de bioclastos micritizados o cortoides, fragmentos de bivalvos indeterminados, pellets y algunas radiolas.
Microfacies estándar:	SMF 11.
Zona de Facies:	FZ 5.



Lámina 12. Perfil Cerro de Labradores, muestra LJCu – 49. *Grainstone* con alto contenido de bioclastos micritizados y gran abundancia de pellets.

Tabla 15. Resultados del análisis de la lámina LJCu – 56 en el Cerro de Labradores (Aguilar, 2002).

Cerro de Labradores	Descripción
Sección delgada:	Lámina 13 (LJCu – 56).
Textura:	<i>Boundstone – Rudstone.</i>
Contenido:	Muestra con abundantes detritos que señalan poco transporte, los aloquímicos corresponden a bivalvos indeterminados, los cuales se presentan altamente micritizados.
Microfacies estándar:	SMF 7.
Zona de Facies:	FZ 5.

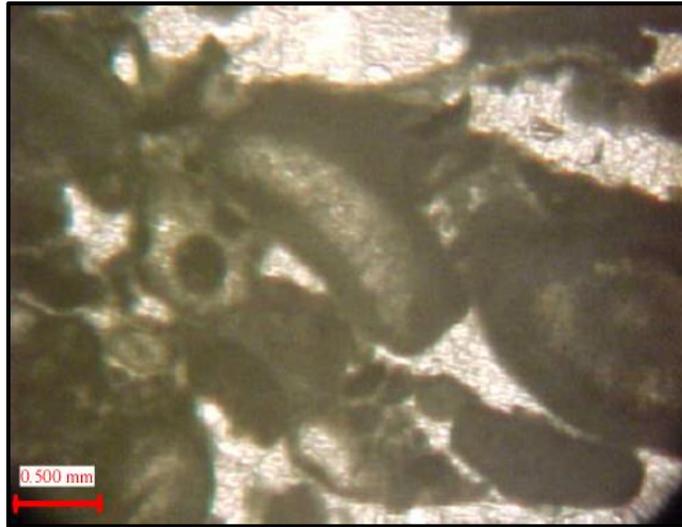


Lámina 13. Perfil Cerro de Labradores, muestra LJCu – 56. *Rudstone* bioclástico con fragmentos altamente micritizados.

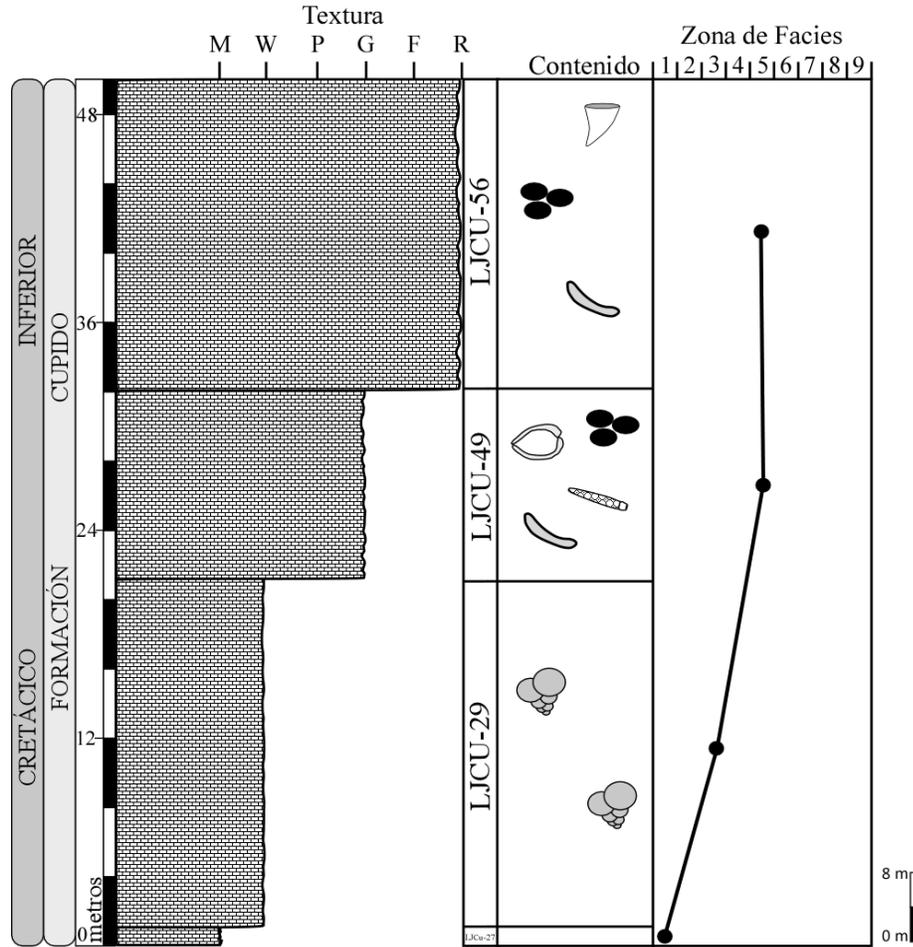


Figura 39. Representación gráfica de la sección estratigráfica en el área del Cerro de Labradores, elaborada a partir de los datos de Aguilar (2002).

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Conclusiones

En este capítulo se presentan los resultados producto de la integración de toda la información recabada siguiendo la metodología previamente descrita. Se realizó una descripción de los rudistas de acuerdo a sus caracteres diagnósticos, se comparó la distribución estratigráfica de cada especie de rudista con los de otras localidades; por último se realizó una descripción de las microfacies, las cuales fueron definidas de acuerdo a sus características texturales, evaluación cualitativa de aloquímicos y ortoquímicos.

El análisis de las comunidades de rudistas presentes en la Formación Cupido ha permitido diferenciar siete rudistas a nivel de especie y uno a nivel de género, asimismo sentar las bases para la bioestratigrafía de dichos organismos en el noreste de México. Con base en los rudistas presentes de la familia de los requiénidos y caprínidos se le determinó a esta unidad litológica una edad del Barremiano.

Trabajos anteriores reportan la biozona *Huetamia buitronae* en la Formación Comburindio en Michoacán, México y en la Formación Sligo en Texas, ambas del Barremiano; dicha biozona está compuesta por *Huetamia buitronae*, *Caprina massei*, *Douvillelia skeltoni*, *Pantojaloria sphaerica* y *Amphitriscoelus* sp. Tomando en cuenta esto se puede inferir que la asociación *Huetamia buitronae* también coexiste en el noreste mexicano, ya que se comparte similitud en los taxones. Cabe señalar que la especie homónima *Huetamia buitronae*, es decir, la que da el nombre a la biozona, no se hizo presente en los perfiles levantados; esto no quiere decir que no exista, simplemente los organismos no se encuentran bien preservados, por lo tanto muchos ejemplares no fueron identificados.

También se propone extender el rango estratigráfico de *Douvillelia skeltoni*, ya que inicialmente se creía que esta especie era del Albiano, posteriormente Aguilar (2008) le extiende su edad desde Aptiano inferior – Albiano superior; en éste trabajo *Douvillelia*

skeltoni se hizo presente en las rocas de la Formación Cupido, por lo tanto se plantea que el rango estratigráfico sea desde el Barremiano al Albiano superior.

De acuerdo a la clasificación para sedimentos de rudistas (Cestari y Sartorio, 1995), los ejemplares encontrados en el área de Potrero García y Cañón La Huasteca se encuentran en las facies de rudistas FRB y FRC, esto quiere decir que se presentaron más fragmentos de rudistas, que ejemplares en su totalidad; además de que los pocos ejemplares que se encontraron completos no estaban en su posición de vida, esto debido a que gran cantidad de valvas no seguían una orientación de crecimiento.

Los información obtenida de la petrografía de las láminas delgadas, en conjunto a las SMF, señalan que el ambiente de depósito para la Formación Cupido en las áreas de estudio es de un ambiente arrecifal y en menor instancia de plataforma restringida; como se había mencionado anteriormente en la literatura. La facies arrecifal se encuentra caracterizada por un amplio contenido de macrofauna como lo son los rudistas, corales, algas, gasterópodos, anélidos, etc. La matriz que predomina en esta facies es esparita, debido al constante oleaje que se presentó en la antigüedad, el cual no permitía una deposición tranquila de micrita. Para un ambiente o facies de plataforma restringida se tiene establecido que, en cuanto a matriz, predomina la micrita; esto debido al ambiente quieto el cual da pie a la deposición tranquila del sedimento. En cuanto a fauna, se presentan organismos que viven sujetos al sustrato, ya sean epibentónicos o bentónicos. En resumen, se observaron escasos fragmentos de bivalvos y algunos foraminíferos aglutinados.

6.2 Recomendaciones

Al ser uno de los primeros trabajos donde se realiza bioestratigrafía con rudistas puede llegar a faltar información, es por eso que una recomendación que se plantea es contribuir dicho trabajo con la técnica de isótopos de C u O, esto para de alguna u otra manera conocer las condiciones ambientales que prevalecieron en el pasado y entender de qué manera vivieron estos organismos. Además de aplicar más métodos o técnicas, también

se es recomendable extender el trabajo levantando más secciones estratigráficas en el noreste de México, esto con el fin de reiterar la distribución de este grupo de bivalvos, así como posiblemente localizar las demás especies de rudistas del Barremiano reportadas en otras localidades como lo es Texas o el sur de México. Para ampliar el conocimiento de este grupo de fósiles se recomienda de igual manera realizar un estudio bioestratigráfico en la secuencia de edad Barremiano superior – Aptiano inferior; también conocido como la facies “Cupidito”.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adkins, W. S.**, 1928, Handbook of Texas Cretaceous Fossils. Texas University, Bureau of Economic Geology Bulletin, No. 2838, 385 pp.
- Adkins, W. S.**, 1930, New rudistids from the Texas and Mexican Cretaceous. University of Kansas Bulletin, No. 3001, 77 – 100.
- Aguayo – Camargo, J. E.**, 1999a, The middle Cretaceous El Abra Limestone at its type locality (facies, diagenesis and oil emplacement), east – central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. In: Buitrón, B. E. (Ed.), Special issue dedicated to the memory of Emil Böse, Vol. 15, No. 1, 1 – 8.
- Aguilar Pérez, J.**, 2002, Rudistas Caprínidos en el Cerro de Labradores, Galeana, Nuevo León, México. México, Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis de Maestría, 87 pp.
- Aguilar Pérez, J.**, 2008, Rudistas del Cretácico Inferior y Medio, Barremiano? Cenomaniano, Noreste y Centro de México. España, Universitat Autònoma de Barcelona, Tesis doctoral, 139 pp.
- Aguilar Pérez, J., Pichardo Barrón, Y. y López Oliva, J. G.**, 1999, *Amphitriscoelus waringi* from the Lower Aptian of the Cupido Formation at “Cerro de Labradores” Galeana, Nuevo León, Mexico. Erlanger Geologische Abhandlungen, Höfling, R. y Steuber, T. (Eds.), Fifth International Congress on Rudists – Abstracts and Field Trip guides, Vol. 3, 5 pp.
- Alencáster, G.**, 1978, Distribución de faunas marinas del sur de México y del Norte de América Central durante el Cretácico. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM*, No. 101, 47 – 65.
- Alencáster, G.**, 1987, Fauna arrecifal del Albiano tardío de la región de Jalpan, Querétaro, México. UANL, Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Vol. 2, 111 – 119.
- Alencáster, G. y Pantoja – Alor, J.**, 1986, *Coalcomana ramosa* (Boehm) (Bivalvia, Hippuritacea) del Albiano temprano del Cerro de Tuxpan. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. 47, 33 – 46.
- Alencáster, G. y Pantoja – Alor, J.**, 1995, New Early Aptian Rudists (Bivalvia – Hippuritacea) from the Huetamo Area in Southwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 12, No. 2, 123 – 134.
- Alencáster, G. y Pantoja – Alor, J.**, 1996c, The rudist *Amphitriscoelus* (Bivalvia – Hippuritacea) in the Lower Cretaceous of Southwestern Mexico. *Journal of Paleontology*, Vol. 70, No. 3, 399 – 407.
- Alencáster, G. y Pantoja – Alor, J.**, 1998, Two new Lower Cretaceous rudists (Bivalvia – Hippuritacea) from the Huetamo region; Southwest Mexico. *Geobios, Mémoire Spécial*, Vol. 22, 15 – 28.
- Alencáster, G., Torres – Hernández, R., Tristán – González, M., Barboza – Gudiño, R. y López – Doncel, R.**, 1999, El Abra Formation in the western part of the Valles – San Luis Potosí Platform, México. Erlanger Geologische Abhandlungen, Höfling, R. y Steuber, T. (Eds.), Fifth International Congress on Rudists – Abstracts and Field Trip guides, Vol. 3, 7 – 8.

- Álvarez, W.**, 1996, Trajectories of ballistic ejecta from the Chixulub crater, 141 – 150. *In*: Ryder, G., Fastovsky, D. y Gartner, S. (Eds.), The Cretaceous – Tertiary event and other catastrophes in Earth history, Geological Society of America Special Paper, 307 pp.
- 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*, Vol. 22, No. 2, 272 – 281.
- Arias, C., Masse, J. P. y Vilas, L.**, 1993, Caracterización secuencial y bioestratigráfica del Aptiense – Albiense en la Sierra de Sopalmo. Prebético interno (Prov. De Murcia). *Boletín Geológico y Minero*, Vol. 104, 603 – 612.
- Baron – Szabo, R. C. y Steuber, T.**, 1996, Korallen und Rudisten aus dem Apt im tertiären Flusssch des Parnass – Gebirges bei Delphi – Arachowa (Mittelgriechenland). *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, Vol. 18, 3 – 75.
- Barragán – Manzo, R.**, 1999, Sedimentary Facies and Organic Carbon Variations in Barremian – Aptian Sequences of Northeastern Mexico. *Revista Española de Micropaleontología*, Vol. 31, No. 3, 305 – 314.
- Barragán – Manzo, R.**, 2000, Ammonite biostratigraphy, lithofacies variations, and paleoceanographic implications for Barremian – Aptian sequences of Northeastern Mexico. USA, Florida International University, Tesis doctoral, 312 pp.
- Barragán – Manzo, R. y Díaz – Otero, C.**, 2004, Análisis de microfácies y datos micropaleontológicos de la transición Barremiano – Aptiano en la Sierra del Rosario, Durango, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 21, No. 2, 247 – 259.
- Barragán, R., Campos – Madrigal, E., Ferrusquía – Villafranca, I., López – Palomino, I. y Tolson, G.**, 2010, Código estratigráfico norteamericano. UNAM, Instituto de Geología, Vol. 117, No. 15, 48 pp.
- Boggild, O. B.**, 1930, The shell structure of the mollusks: Det kongelige danske Videnskabernes Selskab Skrifter. *Naturvidenskabelig og matematisk Afdeling*, Vol. 9, No. 2, 231 – 326.
- Burckhardt, C.**, 1930, Etude synthétique sur le Mésozoïque mexicain. *Mémoires de la Société Paléontologique Suisse*, Vol. 50, 125 – 280.
- Cestari, R. y Sartorio, D.**, 1995, Rudists and Facies of the Periadriatic Domain. Italia, AGIP, 207 pp.
- Chartrousse, A.**, 1998, Les Caprinidae du Cretace Inferior. Francia, Université de Provence, Tesis doctoral, 281 pp.
- Chartrousse, A. y Masse, J. P.**, 1998, *Offneria simplex* nov. sp. (rudiste, Caprinidae) du Barrémien du Sud – Est de la France et de Cuba: Implications sur la biostratigraphie et l' evolution de genre *Offneria*. *Bulletin de la Société Géologique de France*, No. 169, 841 – 850.
- Chartrousse, A. y Masse, J. P.**, 1999a, Lower Aptian Caprininae (rudist bivalves) of the New World: A taxonomic reappraisal. *Erlanger Geologische Abhandlungen*, Höfling, R. y Steuber, T. (Eds.), Fifth International Congress on Rudists – Abstracts and Field Trip guides, Vol. 3, 17 – 18.

- Comisión Nacional para el conocimiento y uso de la Biodiversidad (CONABIO)**, 2012, Portal de Geoinformación. <http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/> Consulta: Abril, 2016.
- Conklin, J. y Moore, C.**, 1977, Paleoenvironmental analysis of the Lower Cretaceous Formation, Northeast Mexico. *University of Texas, Bureau of Economic Geology*, Vol. 89, 302 – 323.
- Coogan, A. H.**, 1977, Early and Middle Cretaceous Hippuritacea (Rudists) of the Gulf Coast. *In: Bebout, D. G. y Loucks, R. G. (Eds.), Cretaceous Carbonates of Texas and Mexico. Applications to Subsurface Explorations. Bureau of Economic Geology*, Vol. 89, 32 – 70.
- Alencáster de Cserna, G.**, 1956, Pelecípodos y gasterópodos del Cretácico inferior de la región de San Juan Raya – Zapotitlán, Estado de Puebla, México. *UNAM, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana*, No. 2, 47 pp.
- Cuapio Pérez, C. A.**, 2009, Microfacies y paleoambientes en una sección estratigráfica del Cretácico en el Cañón La Boca, Nuevo León. México, UNAM, Tesis de Maestría, 117 pp.
- Douvillé, H.**, 1914, Les Réquiénides et leur évolution. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Vol. 14, No. 4, 383 – 389.
- Dunham, R. J.**, 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional textures. *In: Ham, W. E. (Ed.), Classification of carbonate rocks. AAPG Memoir*, Vol. 1, 108 – 121.
- Embry, A. F. y Klován, J. E.**, 1971, A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, Vol. 19, 730 – 781.
- Flügel, E.**, 2004, *Microfacies of carbonate rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Springer Publishers, New York, 976 pp.
- Goldhammer, R. K., Lehmann, P. J., Todd, R. G., Wilson, J. L., Ward, W. C. y Johnson, C. R.**, 1991, Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 85 pp.
- Goldhammer, R. K.**, 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. *Geological Society of America Special Paper* 340, 1 – 58.
- Grabau, A. W. y Shimer, H. W.**, 1909, *North American Index of Fossils Invertebrates*. A. G. Seiler and Company, Vol. 2, 853 pp.
- Gray, J. E.**, 1848, On the arrangement of the Brachiopoda. *Annals and Magazine of Natural History*, Vol. 2, 435 – 440.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. y Vail, P. R.**, 1988, Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea – level change. *In: Wilgus, C. K., Hasting, B. S., Kendall, C., Posamentier, H. W., Ross, C. A. y Van Wagoner, J. C. (Eds.), Sea – level changes: An integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Vol. 42, 71 – 108.
- Harris, G. D. y Hodson, F.**, 1922, The Rudistids of Trinidad. *Palaeontographica Americana*, Vol. 1, No. 3, 119 – 162.
- Heckel, P. H.**, 1974, Carbonate buildups in the geologic record. *In: La Porte, L. F. (Ed.), Reefs in Time and Space. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Vol. 18, 90 – 154.

- Imlay, R. W.**, 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico: Part IV, Geology of the Western part of the Sierra de Parras. Geological Society of America Bulletin, Vol. 47, 1091 – 1152.
- Imlay, R. W.**, 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico. Geological Society of America Bulletin, Vol. 48, 567 – 630.
- Imlay, R. W.**, 1944a, Cretaceous formations of central America and Mexico. AAPG Bulletin, Vol. 28, No. 8, 1077 – 1195.
- Jones, T. S.**, 1938, Geology of Sierra de la Peña and paleontology of the Indidura Formation, Coahuila, Mexico. Geological Society of America Bulletin, Vol. 49, 69 pp.
- Kelley, S. P.**, 2003, The workings of the Cretaceous World. *In*: Skelton P. W. (Ed.), The Cretaceous World. Cambridge University Press, 185 – 207.
- Kollmann, H. A. y Peza, L. H.**, 1997, *Adaptyxis* nov. gen. (Umboniidae, Nerineacea, Gastropoda) from the Mirdita Zone of Albania; remarks on the early phylogeny of the Nerineacea. Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, No. 98, 1 – 15.
- Kutassy, A.**, 1934, *Pachydonia mesozoica* (Rudistis exclusis) *In*: *Fossilium Catalogus* 1: Animalia, Vol. 68, 202 pp.
- Lehmann, C., Osleger, D. A. y Montañez, I. P.**, 1998, Controls on cyclostratigraphy of Lower Cretaceous carbonates and evaporites, Cupido and Coahuila platforms, northeastern Mexico. Journal of Sedimentary Research, Vol. 68, 1109 – 1130.
- Lehmann, C., Osleger, D. A., Montañez, P., Sliter, W., Arnaud – Vanneau, A. y Banner, J.**, 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, early Cretaceous, Northeastern Mexico. Geological Society of America Bulletin, Vol. 111, No. 7, 1010 – 1029.
- Lehmann, C., Osleger D. A. y Montañez, I.**, 2000, Sequence stratigraphy of lower Cretaceous (Barremian – Albian) carbonate platforms of Northeastern Mexico: Regional and global correlations. Journal of Sedimentary Research, Vol. 70, No. 2, 373 – 391.
- Linnaeus, C.**, 1758, Systema Naturae per Regna Tria Nature, Secundum Classes, Ordines, Genera, Species, cum Characteribus, Differentiis, Synonymis, Locis. Tomus I, Tenth Edition, Stockholm, 824 pp.
- Mac Gillavry, H. J.**, 1937, Revisional Studies in Rudist Paleontology. *In*: Geology of the province of Camaguey, Cuba: Geographische en Geologische Mededeelingen, No. 14, 137 – 168.
- Martínez Chacón, M. L. y Rivas, P.**, 2009, Paleontología de Invertebrados. Sociedad Española de Paleontología – Universidad de Oviedo – Universidad de Granada – Instituto Geológico y Minero de España, 524 pp.
- Masse, J. P.**, 1992a, Les rudistes de l'Aptien inférieur d'Italie continentale: Aspects systématiques, stratigraphiques et paléobiogéographiques. Geologica Romana, Vol. 28, 243 – 260.
- Masse, J. P.**, 1994, L'évolution des Requiieniidae (rudistes) du Crétacé inférieur: caracteres, signification fonctionnelle adaptive et relations avec les modifications des paléoenvironnements. *Geobios*, Vol. 27, 321 – 333.
- Masse, J. P.**, 1996, Lower Cretaceous rudist biostratigraphy of southern France – a reference for Mesogean correlations. UNAM, Revista Mexicana de Ciencias Geológica, Vol. 12, No. 2, 236 – 256.

- Masse, J. P. y Rossi, T.**, 1987, Le Provincialisme Sud – Caraïbe a l’Aptian inférieur, Sa signification dans le cadre de l’évolution géodynamique du Domaine Caraïbe et de l’Atlantique central. *Cretaceous Research*, Vol. 8, 349 – 363.
- Masse, J. P., Arias, C. y Vilas, L.**, 1992, Stratigraphy and biozonation of a reference Aptian – Albian Tethyan carbonate platform succession: The Sierra del Carche Series (oriental Prebetic zone – Murcia, Spain). *Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der erdwissenschaftlichen Kommissionen*, Vol. 9, 201 – 222.
- Masse, J. P., Arias, C. y Vilas, L.**, 1998, Lower Cretaceous rudist faunas of southeast Spain. *Geobios, Mémoire spécial*, Vol. 22, 193 – 210.
- Mills, R. A., Hugh, K. E., Feray, D. E. y Swolfs, H. C.**, 1967a, Mesozoic stratigraphy of Honduras. *AAPG Bulletin*, Vol. 51, 1711 – 1786.
- Müllerried, F. K. G.**, 1938a, Apuntes Paleontológicos y Estratigráficos sobre el Valle del Mezquital, Estado de Hidalgo. *Anales de la Escuela Nacional de Ciencias Biológicas*, Vol. 1, No. 2, 225 – 256.
- Müllerried, F. K. G.**, 1948, Dos fósiles interesantes del Cretácico de Nuevo León. *Revista de la Sociedad Mexicana de Historia Natural, México, D. F.*, IX (1 y 2), 121 – 125.
- Munier – Chalmas, H.**, 1873, Prodrôme d'une classification des rudistas. *Journal de Conchyliologie*, Vol. 3, No. 13, 71 – 75.
- Murillo – Muñetón, G. y Dorobek, S.**, 2003, Controls on the evolution of carbonate mud mounds in the lower Cretaceous Cupido Formation, Northeastern Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 73, No. 6, 869 – 886.
- Newell, N. D.**, 1965, Classification of The Bivalvia. *American Museum Novitates*, No. 2206, 25 pp.
- Ocampo – Díaz, Y. E., Jenchen, U. y Guerrero – Suastegui, M. G.**, 2008, Facies y sistemas de depósito del miembro arenoso Galeana (Formación Taraises, Cretácico inferior, NE de México). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 25, No. 3, 438 – 464.
- Orbigny, A. d’.**, 1822, Notice sur quelques espèces nouvelles de mollusques fossiles, du Département de la Charente – Inférieur. *Mémoires du Muséum d'Histoire naturelle*, Vol. 8, 98 – 110.
- Orbigny, A. d’.**, 1847b, Sur les Brachiopodes ou Palliobranches *Comptes rendus Hebdomadaires des Séances de l’Académie des Sciences, Paris*. Vol. 25, 266 – 269.
- Padilla y Sánchez, R. J.**, 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico. USA, University of Austin, Texas, Tesis doctoral, 217 pp.
- Padilla y Sánchez, R. J.**, 1986, Post – Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico. *Geofísica Internacional*, Vol. 25, 157 – 206.
- Pantoja – Alor, J.**, 1963, A geological reconnaissance of the San Pedro del Gallo area, Durango, Mexico. USA, University of Arizona, Tesis de Maestría, 151 pp.
- Pantoja – Alor, J.**, 1999, Early Aptian rudists from El Cajón Formation, San Lucas region, Michoacán, SW México. *Erlangwen Geologische Abhandlungen, Fifth International Congress on Rudists – Abstracts and Field Trips guides*, Vol. 3, 39 – 41.

- Pantoja – Alor, J., Skelton, P. W. y Masse, J. P.**, 2004, Barremian rudists of the San Lucas Formation around San Lucas, Michoacán, SW México. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, no. 247, 1 – 17.
- Paquier, V.**, 1900, Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales. Allier frères, Grenoble, 395 pp.
- Paquier, V.**, 1905, Les Rudistes Urgoniens. Société Géologique de France, Paléontologie, Memoire, Vol. 13, No. 29, 49 – 102.
- Parona, C. F.**, 1909, La fauna coralligena del Cretaceo dei Monti d'Ocre nell'Abruzzo aquilano. Memorie per servire alla Descrizione della Carta geológica d'Italia, Vol. 5, 1 – 233.
- Parona, C. F.**, 1919, Titonico e Cretacico nell'isola di Capri – Revisione dei fossili dei calcari coralligeni. Rendiconti della Reale Accademia dei Lincei, Classe di scienze fisiche, matematiche e naturali, Vol. 28, 473 – 479.
- Pastouret, L., Masse, J. P., Philip, J. y Auffret, G. A.**, 1974, Sur la présence d'Aptien inférieur á facies urgonien sur la marge continentale armoricaine, Conséquences paléogéographiques. Comptes rendus de l'Académie des Sciences, No. 278, 2011 – 2014.
- PEMEX**, 1988b, Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico: México, D.F., Subdirección de producción primaria, Coordinación ejecutiva de exploración, Informe Inédito, 229 pp.
- Peza, L. H. y Theodor, P.**, 1993, Cretaceous shallow marine clastic and brackish to freshwater deposits in Albania. Cretaceous Research, Vol. 14, 191 – 197.
- Philip, J., Babinot, J. F., Tronchetti, G., Fourcade, E., Guiraud, R., Bellion, Y., Herbin, J. P., Combes, P. J., Cornee, J. J., Dercourt, J. y Ricou, L. E.**, 1993, Late Cenomanian Palaeoenvironments (94 – 92 Ma). In: Dercourt, J., Ricou, L. E. y Vrielynck, B. (Eds.), Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps, Explanatory Notes, 153 – 178.
- Pichardo Barrón, Y.**, 2002, Evolución paleogeográfica de la fauna arrecifal (Hauteriviano – Aptiano) del Cerro de Labradores, Galeana, Nuevo León, México. México, Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis de Maestría, 129 pp.
- Pictet, F. J. y Campiche, G.**, 1869, Description des fossiles du terrain Crétacé de Sainte – Croix. Matériaux pour la paléontologie suisse, Vol. 5, No. 9, 352 pp.
- Pindell, J. L.**, 1985, Alleghenian reconstructions and subsequent evolution of Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto – Caribbean. *Tectonics*, Vol. 4, 1 – 39.
- Pons, J. M. y Vicens, E.**, 2012, Morfología constructiva de la concha de los rudistas. Instituto de Geología, UNAM y Sociedad Mexicana de Paleontología, Paleontología Mexicana, Vol. 62, 37 – 51.
- Rojas, R., Iturralde – Vinent, M. y Skelton, P. W.**, 1996, Stratigraphy composition and age of cuban rudist – bearing deposits. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol. 12, No. 2, 272 – 291.
- Römer, F.**, 1852, Die Kreidebildungen von Texas und ihre Organischen Einschlüsse, mit einem die Beschreibung von Versteinerungen aus palaeozoischen und Tertiären Schichten Enthaltenden Anhang, und mit 11 von C. Hohe Nach der Natur auf Stein, 100 pp.
- Schlager, W.**, 2002, Sedimentology and sequence stratigraphy of carbonate rocks. Amsterdam, Vrije Universiteit / Earth and Life Sciences, 146 pp.

- Scott, G.**, 1926, Études stratigraphiques et paléontologiques sur les terrains crétacés du Texas. Annales Université Grenoble, Vol. 3, 93 – 210.
- Scott, R. W.**, 1990, Models and stratigraphy of Mid – Cretaceous reef communities, Gulf of Mexico. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications, No. 2, 1 – 102.
- Scott, R. W. y Warzeski, E. R.**, 1993, An Aptian – Albian shelf ramp, Arizona and Sonora. *In*: Simo, J. A. T., Scott, R. W. y Masse, J. P. (Eds.), Cretaceous Carbonate Platforms: AAPG Memoir, Vol. 56, 71 – 80.
- Scott, R. W. y Filkorn, H. F.**, 2007, Barremian – Albian Rudist Zones, U.S. Gulf Coast. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications, No. 87, 167 – 180.
- Skelton, P. W.**, 1982, Aptian and Barremian Rudist Bivalves of the New World: Some Old World Similarities. Cretaceous Research, Vol. 3, 145 – 153.
- Skelton, P. W.**, 1994, Radiations and extinctions in the history of life: ¿What turns the “Wheel of fortune”? European Palaeontological Association Newsletter, Vol. 6, 15 – 21.
- Skelton, P. W.**, 2003, The Cretaceous World. Cambridge, UK, Cambridge University Press, 364 pp.
- Skelton, P. W. y Masse, J. P.**, 1998, Revision of the Lower Cretaceous rudist genera *Pachytraga* Paquier and *Retha* Cox (Bivalvia: Hippuritacea), and the origins of the Caprinidae. *Geobios*, Mémoire spécial, Vol. 22, 331 – 370.
- Skelton, P. W. y Masse, J. P.**, 2000, Synoptic guide to Lower Cretaceous rudist bivalves of Arabia. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications, No. 69, 89 – 99.
- Skelton, P. W. y Pantoja – Alor, J.**, 1999, Discovery of *Coalcomana* (Caprinidae) in the Lower Aptian El Cajón Formation in the San Lucas area, Michoacán, SW, Mexico. Erlanger geologische Abhandlungen. Fifth International Congress on Rudists. 66 pp.
- Skelton, P. W. y Smith, A. B.**, 2000b, A preliminary phylogeny of rudist bivalves: sifting clades from grades. Geological Society, London. *In*: Harper, E. M., Taylor, J. D. y Crame, J. A. (Eds.), The evolutionary biology of the Bivalvia, Vol. 177, 97 – 127.
- Smith, I. C.**, 1981, Review of the geologic setting, stratigraphy, and facies distribution of the Lower Cretaceous in northern Mexico. *In*: Smith, I. C. (Ed.), Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico. West Texas Geological Society, Vol. 81, 1 – 27.
- Steuber, T., Scott, R. W., Mitchell, S. F. y Skelton, P. W.**, 2016, Part N, Revised, Volume 1, Chapter 26C: Stratigraphy and diversity dynamics of Jurassic – Cretaceous Hippuritida (Rudist Bivalves). University of Kansas, Paleontological Institute, Vol. 1, 17 pp.
- Tinker, S. W.**, 1982, Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Aptian La Peña Formation, northeast Mexico and South Texas (Part 1), and the depositional setting of the Aptian Pearsall – La Peña formations, Texas subsurface and northeast Mexico: ¿Why is there not another Fairway Field? (Part 2). University of Michigan, Tesis de Maestría, 80 pp.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P. J. y Grajales, M.**, 1999, Permo – Triassic continental arc in eastern Mexico; tectonic implications for reconstructions of southern North America. *In*: Mesozoic sedimentary and tectonic history of north – central Mexico. Geological Society of America Special Paper 340, 191 – 196.

- Toucas, A.**, 1909, Etudes sur la classification et l'évolution des Radiolitidés: Sauvagesia & Biradiolites. Mémoires de la Société géologique de France, Paléontologie, Vol. 17, No. 36, 79 – 132.
- White, C. A.**, 1884, Description of certain aberrant forms of the *Chamidae* from the Cretaceous rocks of Texas. Bulletin of the U. S. Geological Survey, Vol. 4, 87 – 116.
- Whitney, M.**, 1952, Some new pelecypoda from the Glen Rose Formation of Texas. Journal of Paleontology, Vol. 26, 697 – 707.
- Wilson, J. L.**, 1975, Carbonate Facies in geologic history. Springer – Verlag, New York, 471 pp.
- Wilson, J. L. y Ward, W. C.**, 1993, Early Cretaceous carbonate platforms of northeastern and east – central Mexico. In: Simo, J. A., Scott, R. W. y Masse, J. P. (Eds.), Cretaceous Carbonate Platforms. AAPG Memoir, Vol. 56, 35 – 50.
- Wood, R.**, 1993, Nutrients, predation and the history of reef – building. *Palaios*, Vol. 8, 526 – 543.
- Yanin, B. T.**, 1990, The Barremian – Lower Aptian rudists of the peri – Mediterranean región. Cretaceous Research, Vol. 11, 237 – 242