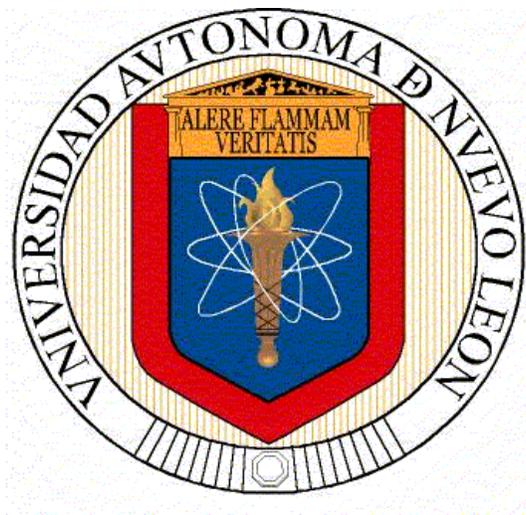


**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



**TESIS**

**MICROBIALITAS DE LA FORMACIÓN CUPIDO EN EL NORESTE  
DE MÉXICO**

**PRESENTA**

**FELIPE DE JESÚS TORRES DE LA CRUZ**

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

**LINARES, NUEVO LEÓN**

**JULIO 2014**



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



LA TESIS  
**MICROBIALITAS DE LA FORMACIÓN CUPIDO EN EL NORESTE DE  
MÉXICO**

ELABORADA POR

**FELIPE DE JESÚS TORRES DE LA CRUZ**

Ha sido aceptada como requisito parcial para obtener el grado de

**MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

VO. BO.

---

**DRA. ELIZABETH CHACÓN B.**  
**DIRECTORA DE TESIS**



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



LA TESIS  
MICROBIALITAS DE LA FORMACIÓN CUPIDO EN EL NORESTE DE  
MÉXICO

ELABORADA POR  
**FELIPE DE JESÚS TORRES DE LA CRUZ**

Ha sido aceptada como requisito parcial para obtener el grado de

**MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**  
VO. BO. DEL COMITÉ DE TITULACIÓN

---

DRA. ELIZABETH CHACÓN B.

---

DR. GILLES PIERRE RENE LEVRESSE

---

M.C. ANDRÉS RAMOS LEDEZMA

LINARES, NUEVO LEÓN

JULIO, 2014

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

---

Ing. Felipe de Jesús Torres de la Cruz

Linares, Nuevo León a Julio de 2014

## DEDICATORIAS

Dedico este trabajo a mis padres Adelina de la Cruz Jiménez y Felipe Torres Sánchez por todo su apoyo, confianza y cariño

A mis hermanos, Fabián Torres de la Cruz y Yuridia Torres de la Cruz por su ejemplo y confianza.

## AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer profundamente a la Facultad de Ciencias de la Tierra y la Universidad Autónoma de Nuevo León, mi casa de estudios.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por todo el apoyo económico.

Quiero mostrar todo mi agradecimiento a la Doctora Elizabeth Chacón B., quien me ha llevado de la mano y ha sabido formarme con paciencia pero también con mano dura, sin su apoyo jamás habría podido concluir esta etapa de mi vida; la considero mi mentora y además de una figura a seguir, una amiga.

Un agradecimiento a los codirectores de tesis, el Doctor Gilles Levresse del Centro de Geociencias por su apoyo y orientación, sus aportes a la tesis son invaluable. El M.C. Andrés Ramos Ledezma por su aportación a la tesis, sus comentarios fueron de mucha ayuda, su accesibilidad es algo que tengo que agradecer.

A programa de posgrado de la Facultad de Ciencias de la Tierra al Doctor Fernando Velazco que con su mano firme ha sabido guiarnos y corregirnos dentro del posgrado y cuyos consejos y jalones de oreja, aunque no nos gusten, son para mejorar.

Al director de la Facultad de Ciencias de la Tierra, el Doctor Francisco Medina por brindarme los medios y apoyos requeridos durante mi estancia en el posgrado el apoyo brindado ha sido fundamental en los diferentes proyectos en los que participé.

Un agradecimiento a *family Golden*: Arturo, Ernesto, Javi, Roger, Richard, Raúl, Luisa, Carol, Mónica y algunos flotantes que se me escapan, a pesar de que ya no estamos juntos, seguiremos siendo amigos.

A los maestros que me dieron clases de posgrado: Dr. Gabriel Chávez, Dra. Elizabeth Chacón, Dr. López, Dr. Uwe Jenchen, Dr. Juan Alonso, Dr. Chapa, M.C. Andrés Ramos, y todo el personal docente y administrativo.

También a todos mis compañeros de posgrado: Carmen, Javier, Cesar, Jorge, Raúl, Aurora, Ray, Siboney, Silverio, Miguel.

Y finalmente una disculpa por los que no haya mencionado.

## Contenido

Contenido.....	i
Lista de Figuras.....	iii
Lista de Tablas.....	vii
Lista de Láminas.....	vii
Resumen.....	viii
Abstract.....	ix
Capítulo 1: Generalidades.....	1
1.1 Introducción.....	2
1.2 Área de Estudio.....	3
1.3 Justificación e Hipótesis.....	4
1.3.1 Justificación.....	4
1.3.2 Hipótesis.....	5
1.4 Objetivos y Metas.....	6
1.5 Metodología.....	7
1.5.1 Microscopio Electrónico de Barrido ( <i>SEM</i> ) y <i>EDS</i> .....	8
1.5.1.1 Preparación de las Muestras.....	9
1.5.2 Isotopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ .....	10
1.5.2.1 Procedimiento de preparación y análisis de $\delta^{18}\text{C}$ y $\delta^{13}\text{O}$ de los carbonatos.....	12
1.5.3 Catodoluminiscencia.....	12
1.6 Antecedentes de estudio de la Formación Cupido.....	14
Capítulo 2: Marco Teórico.....	16
2.1 Microbialitas.....	17
2.1.1 Estromatolitos.....	18
2.1.2 Tapetes Microbianos.....	21
Capítulo 3: Evolución del Cretácico Temprano; la Plataforma Cupido.....	25
3. 1 Paleogeografía del Noreste mexicano.....	26
3.1.1 Neocomiano (Berriasiano, Valanginiano y Hauteriviano).....	28
3.1.2 Hauteriviano-Aptiano.....	30
3.1.2 Clima durante el Cretácico Inferior.....	35

3.1.4 Desarrollo de plataformas carbonatadas del Cretácico Inferior .....	38
3.2 Evolución de la Plataforma Cupido.....	40
3.2.1 El Bloque de Coahuila.....	41
3.2.2 La Plataforma de Cupido: desarrollo estratigráfico .....	43
Capítulo 4: Resultados .....	47
4.1 Localidad de Puerto México .....	48
4.1.1 Tapetes Microbianos y Estromatolitos .....	48
4.1.2 Microbiota asociada a los estromatolitos y tapetes .....	53
4.1.3 Cianobacterias en otros carbonatos biogénicos (no microbianos).....	61
4.1.4 Catodoluminiscencia .....	64
4.2 Localidad de García Nuevo León.....	65
4.2.1 Tapetes Microbianos en la localidad de García.....	65
4.2.2 Estromatolitos de García .....	68
4.2.3 Análisis SEM en los Tapetes Microbianos en García, N.L. ....	70
4.2.4 Catodoluminiscencia .....	78
4.3 Localidad de La Huasteca .....	79
4.4 Análisis General de Microfacies .....	82
4.5 Análisis Químicos .....	86
4.5.1 Análisis XRD de la muestra CP-M001 .....	86
4.5.2 Análisis de Isótopos .....	87
Capítulo 5: Discusión .....	90
5.1 Microfábrica y microfósiles. ....	91
5.2 Isótopos y paleoambientes .....	96
Capítulo 6: Conclusiones .....	99
Bibliografía .....	102
ANEXOS.....	118

Lista de Figuras

No. DE FIGURA		No. DE PÁGINA
1	Las aéreas de trabajo están representada por los símbolos: ✱ García, ✪ La Huasteca, y ▲ Puerto México. S= Saltillo, M= Monterrey. Surfer, 2010.	3
2	Microscopio Electrónico de Barrido marca Hitachi TM-1000 utilizado para este trabajo, Centro de Geociencias, UNAM, campus Juriquilla, Querétaro.	9
3	Evidencias de descuidos en el procedimiento de preparación de la muestra.	10
4	Equipo utilizado en el estudio de catodoluminiscencia, Centro de Geociencias, UNAM, Juriquilla, Querétaro, 2013.	13
5	Clasificación de la vida, dentro de Arquea hallamos una gran proporción de microorganismos adaptados a ambientes extremos (Tomado de Manrubia, 2007).	17
6	(A) Dr. Ernst Louis Kalkowsky, acuñó el término Estromatolito en 1908, (B) Esquema presentado por Kalkowsky en su artículo de 1908 " <i>Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein</i> ", (C) Corteza delgada estromatolítica sobre una superficie irregular de una capa oolítica, en una revisión de la localidad de Kalkowsky, alrededor de 100 años después de sus primeras interpretaciones (Modificadas a partir de Reitner, 2011).	19
7	Escalas de investigación de los estromatolitos (Tomado de Rodríguez-Martínez <i>et al.</i> , 2010).	20
8	La luz solar como factor clave que controla el crecimiento de los estromatolitos (Modificado de Schidlowski, 1993).	21
9	Tapete microbiano de Baño San Ignacio, Linares, Nuevo León y diagrama de la estructura típica de un tapete microbiano. Las laminaciones claras denotan sedimentación abiogénica mientras que los oscuros, muestran influencia microbiana (Tomado de Torres de la Cruz, 2011).	22
10	Vinculación de Ca <sup>2+</sup> por cianobacterias (Modificado de Dupraz & Visscher, 2005).	23
11	Representación esquemática de las fluctuaciones eustáticas durante el Cretácico Inferior (Tomado de Cooper, 1977).	27

12	Reconstrucción paleogeografía del Mar del Tetis, Cretácico Inferior (Modificado de Skelton, 2003).	28
13	Afloramientos a nivel mundial de eventos transgresivos en el Valanginiano Tardío representados por los puntos negros (Tomado de Cooper, 1977, ubicaciones descritas en el texto).	29
14	Paleogeografía del Cretácico Inferior, 3, Bloque de Coahuila, 4 Tierra Continental, 1 Formación Tamaulipas Inferior, 2 Formación Taraises (Modificado de Goldhammer, 1999).	30
15	Localidades a nivel mundial con afloramientos transgresivos del Barremiano Tardío (Tomada de Cooper, 1977, ubicaciones descritas en el texto).	31
16	Localidades transgresivas del Aptiano (Modificado de Cooper, 1977, ubicaciones descritas en el texto).	33
17	Comparación de temperaturas marinas modernas y cretácicas: A) Temperatura superficial moderna; B) Temperatura moderna a 100 m de profundidad; C) Superficie tropical del mar Cretácico de alrededor de 42 °C y temperaturas polares mayores a 18 °C (Tomado de Bice <i>et al.</i> , 2006).	36
18	Desarrollo de plataformas carbonatadas durante el Cretácico en el dominio del Tetis, para América y el resto de la masa continental. Las mayores crisis en el crecimiento de las plataformas están indicadas por las barras horizontales color rojo, y la inferencia de los eventos anóxicos (OAEs) se muestran en la derecha en barras verticales negras (Skelton, 2003).	39
19	Reconstrucción aproximada del Cretácico Medio (98 Ma.) que muestra la posición de los continentes y remarca el desarrollo de plataformas carbonatadas en el paleoecuador y por consecuencia los desarrollos arrecifales (Tomado de Skelton, 2003)	40
20	Principales rasgos paleotectónicos del NE de México, PG= Potrero García, LH= La Huasteca, SMO=Sierra Madre Oriental, CP= Cuenca de Parras, CS= Cuenca de Sabinas, BC= Bloque de Coahuila y CPG= Cierre Plegada de Coahuila (GeMapApp3.3.2).	41
21	Localización del Bloque de Coahuila y el Borde arrecifal de la Formación Cupido (Modificado de Goldhammer 1999).	42
22	Reconstrucción geotectónica de México durante el Pérmico Temprano (~281 Ma.). Los asteriscos representan evidencia	43

	fragmentaria de magmatismo de arco durante el Carbonífero previo a la sutura OMS. BC = Bloque Coahuila; BCh = Bloque Chortis; BM = Bloque Maya; BT = Bloque Tampico; DS = Bloque del Sur; G = Península Guajira, Colombia; MC = Macizo de Chiapas; P = Península de Paria, Venezuela. Tomado de Dickinson y Lawton (2001).	
23	Distribución de Evaporitas y rasgos paleogeográficos principales para el Oxfordiano del Jurásico Medio. (1) Bloque de Coahuila, (2) Península Burro-Peyotes, (3) Archipiélago de Tamaulipas, (4) Isla de Maquihuana (Modificado de Eguiluz <i>et al.</i> , 2000).	44
24	Representación para el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano mostrando la apertura del Golfo de México y la instauración de la Cuenca de Sabinas (Modificada de Coney, 1983)	45
25	Tapete microbiano fragmentado con vetillas escasas como relleno secundario, pero con una textura básicamente uniforme.	64
26	El coral no presenta grandes cambios en la intensidad de la coloración con excepción de los septos, existen algunas vetillas con cambio apreciable en el brillo sin embargo no se aprecia a mayor escala.	64
27	Lámina petrográfica de la microestructura microbiana entre un tapete microbiano y un estromatolito de la localidad de García, N.L. (a) Pequeños filamentos perpendiculares a la laminación que han quedado como relictos (flecha); (b) Alternancia de laminaciones de ancho constante y fenestración variable; (c) Variabilidad en el grosor de la laminación oscura y fenestración gradual; (d) Acercamiento de (a) que muestra microlaminaciones aún más pequeñas y cristales de espatita (flechas).	70
28	La laminación alternada se refleja como tenue bandeamiento claro oscuro, en catodoluminiscencia prácticamente no es observable (Muestra CPG-14 estromatolito).	78
29	Si bien la laminación no presenta diferencias en la tonalidad en catodoluminiscencia, algunas oquedades rellenas posteriormente por carbonato se aprecian con un brillo que sobresale de la matriz tipo <i>mudstone</i> del estromatolito.	78
30	Tapetes microbianos de la localidad La Huasteca a cuatro escalas diferentes de observación. La escala en el recuadro A = 2 m, en B= 1cm, c y d=200 y 300 $\mu$ m	81

31	Comparación de la microestructura de las microbialitas de las tres localidades.	82
32	Biofacies representativas en las tres localidades bajo estudio	84
33	Comparación del perfil sedimentario de las tres localidades bajo estudio de la Formación Cupido.	85
34	Muestras diversas de la Formación Cupido analizadas para isótopos estables.	88
35	Correlación de los valores de isótopos estable de oxígeno y carbono en referencia al estándar PDB de cada una de las muestras analizadas para cada localidad bajo estudio de la Formación Cupido. Los círculos en blanco se refieren a muestras de Puerto México, los rombos a muestras de la localidad de García, y los círculos negros a las muestras de la localidad de La Huasteca.	89

### Lista de Tablas

No. DE TABLA		No. DE PAGINA
1	Análisis XRD de elementos mayores y menores en la muestra estromatolítica de Puerto México CP-001PM.	86
2	Abundancia de Elementos en láminas petrográficas de las tres localidades de la Formación Cupido.	87
3	Paleotemperaturas de las muestras analizadas y los valores de PDB para cada muestra de las tres localidades	88

### Lista de Láminas

No. DE LÁMINA		No. DE PAGINA
I	Microbialitas de la Localidad Puerto México, NL.	52
II	Cianobacterias <i>in situ</i> asociadas a Estromatolitos en P.M.	55
III	Cianobacterias <i>in situ</i> asociadas a los Estromatolitos de P.M.	58
IV	Análisis SEM del Tapete Microbiano en P.M.	60
V	Análisis por SEM del Coral Solitario de PM.	63
VI	Microbialitas en la localidad de García, N.L.	67
VII	Restos orgánicos calcificados en los tapetes microbianos de García, N.L.	72
VIII	Estructuras Orgánicas Coloniales observadas en García, N.L.	75
IX	Estructuras orgánicas observadas por SEM en los estromatolitos de García, N.L.	77
X	Análisis SEM el tapete microbiano en La Huasteca, N.L.	80

## Resumen

Existe una relación poco reconocida entre el desarrollo de microbialitas y la formación de plataformas carbonatadas, en el caso de la Formación Cupido, desarrollada durante el Cretácico Inferior, uno de los momentos de mayor desarrollo de plataformas a nivel mundial, donde su desarrollo fue altamente controlado por el crecimiento de microbialitas en forma de tapetes microbianos y estromatolitos, éstos a su vez, se asocian a diferentes faunas como rudistas, algas verdes *dasycladaceas*, foraminíferos y corales. Las microbialitas de tres localidades de Cupido mostraron el desarrollo de comunidades cianobacterianas endolíticas localizadas de manera puntual para Puerto México, localidad donde los estromatolitos conviven con biota fósil caracterizada para una zona arrecifal, así también con tapetes microbianos fragmentados cuyo análisis morfológico hace concluir una procedencia distante de la zona donde fueron litificados desde perimarea hasta una zona prearrecifal, es decir fueron fragmentados, por eventos presumiblemente climatológicos, y transportados hasta una zona después de la laguna en un ambiente atrás de los arrecifes. Con respecto a las dos áreas restantes, La Huasteca y García, el desarrollo de estromatolitos solo se da en García en la parte superior de Cupido, cerca del contacto con La Peña, su desarrollo podrían asociarse a pulsos que antecedieron a la transgresión del Evento “Gargas” registrado a nivel mundial en diferentes afloramientos del Aptiano Superior y cuya evidencia más clara es la alternancia de calizas perimareales con desarrollo de tapetes microbianos intercalados con horizontes evaporíticos para García mientras que para La Huasteca, el desarrollo de canales submarinos e indicios de nodulos evaporíticos entre la laminación de los tapetes microbianos, que marcan, al igual que los estromatolitos en García, el levantamiento repentino de la columna de agua. Los resultados de isótopos muestran una afinidad hacia el continente en las muestras de las tres localidades, lo que refuerza la hipótesis de que los tapetes microbianos desarrollados en las localidades, son de un ambiente transicional de perimarea con altas tasas de evaporación, en algunos casos transportados y depositados y en otros *in situ* y cuyo desarrollo controló, en cierta medida, el desarrollo de planicies de mare extensas en una plataforma tipo rampa para la parte superior de Cupido.

## Abstract

There is an underestimated relationship between the microbialites development and carbonated platforms development, for the Cupido Formation that was deposited at the Lower Cretaceous during one of the biggest carbonated platform development in the Earth history, was highly controlled by the proliferation of microbialites, with microbial mats and stromatolites as evidences and they are related with rudists, *dasycladacean* green algae, foraminifera and corals. Microbialites from three areas in northeast of Mexico shown endolithic cyanobacterial communities located in punctual areas for Puerto México, location where the stromatolites shown with fossil biota that is characterized for reef areas as well as microbial mats whose morphological analysis conclude that they came from a different place, maybe transported by climatic events and taken from peritidal zones to a place near to the backreef. In regard to other two areas, La Huasteca and García, the stromatolites development is restricted only to García, in the upper part of Cupido Formation near to the contact with La Peña Formation; its deposition would be related to pulses before to the Aptian transgression known as “Gargas” Event recorded at global level during Upper Aptian and whose evidence are the limestones with microbial mats intercalation with evaporitic beds only for García, nevertheless for La Huasteca, transgression evidences are shown as channels filled with material from the Cupido Formation as evidence of rising sea level. Isotopes results show that microbialites samples, from the three areas under study, have an affinity to the mainland, this firm up the hypothesis that microbialites developed in these locations came from a transitional peritidal environment with high evaporation rates, in some specific cases they were fragmented and transported as allochthonous and in others *in situ* and whose growth controlled, somewhat, the tidal flat development in a carbonated platform ramp like to the Upper Cupido.

## **Capítulo 1: Generalidades**

“La ciencia se compone de errores que a su vez son los pasos hacia la verdad”

-Julio Verne-

## **Generalidades**

### **1.1 Introducción**

La Formación Cupido es una unidad sedimentaria cretácica depositada en un ambiente de plataforma carbonatada, que abarca en algunas localidades, del Hauteriviano hasta el Albiano Superior. Fue descrita por primera vez en la Sierra de Parras como una secuencia de calizas de capas predominantemente medianas que contienen concreciones de pirita y pedernal y representa una de las mayores plataformas carbonatadas del Cretácico (Imlay, 1937; Lehmann *et al.*, 1998). La paleogeografía del Cretácico muestra que la Formación Cupido se acumuló en un intervalo de tiempo que abarca desde el Hauteriviano hasta el Aptiano temprano.

Dentro de la Formación Cupido se han reconocido al menos 6 subunidades desde la base hasta el techo, y particularmente a la unidad 6 o F, se le ha denominado Unidad Cupidito (Conklin y Moore, 1977; Wilson y Piali 1977), cuya interpretación supone un evento transgresivo (Lehmann *et al.*, 1998, 1999, 2000; Goldhammer, 1999; Goldhammer y Johnson, 2001; Caballero-Ramírez, 2010; Núñez-Useche), a pesar de haber sido referida como un evento de transgresión (Lehmann *et al.*, 1998; Goldhammer, 1999; Caballero-Ramírez, 2010; Goldhammer y Johnson, 2001), es decir hubo un levantamiento de la columna de agua que invadió al continente. Sin embargo, Cupidito muestra características totalmente opuestas a las que se esperarían en un evento de ese tipo como la abundancia de texturas tipo *mudstone*, foraminíferos plantónicos, o la intercalación de lutitas, (Flügel, 1982), principalmente la presencia de facies que evidencian el desarrollo de tapetes microbianos fósiles y estromatolitos pequeños en asociación con foraminíferos bentónicos. Adicionalmente las características sedimentarias como la ocurrencia frecuente de nódulos y horizontes de evaporitas sustituidas por carbonatos constituyen evidencias biosedimentológicas de un nivel de aguas someras. Estas facies características a lo largo de Cupido afloran de manera notable en Puerto México (Torres De La Cruz, 2011), localidad caracterizada por facies arrecifales pero que al mismo tiempo comparten similitudes con ciertas facies de un ambiente transicional lagunar/arrecifal, además de su abundante

contenido fósil. Por encontrar un registro sedimentario correspondiente carbonatos microbianos de características peculiares de la Formación Cupido en esta Tesis se abordan el estudio comparativo de dos localidades bien expuestas del estado de Nuevo León: La Huasteca y García que son comparables en manifestaciones microbianas con los sedimentos de PM y que también corresponden a las calizas de Cupido. En base a éstas observaciones las tres localidades mencionadas constituyen el área de este estudio de esta investigación. Además de comparar las características sedimentológicas, microestructuras y el contenido fósil visible como un ejemplo claro de la diversidad de ambientes transicionales con variaciones espaciales o temporales rápidas y continuas que se pueden tener en una plataforma carbonatada.

## 1.2 Área de Estudio

El estudio petrográfico fue realizado en muestras recolectadas en tres áreas de trabajo fig. 1: el flanco sur del Anticlinal de Los Muertos en la Huasteca, Santa Catarina, el flanco Sur del Anticlinal de la Sierra del Fraile en García y el flanco sur de un anticlinal en la localidad Puerto México, Galeana, todos dentro del Estado de Nuevo León.

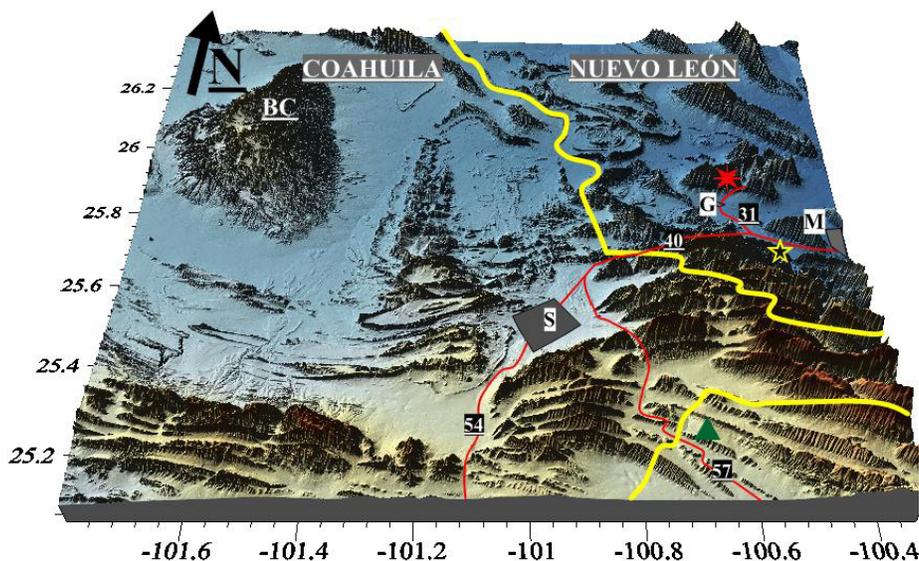


Figura 1. Las áreas de trabajo están representada por los símbolos: ★ García, ★ La Huasteca, y ▲ Puerto México. S= Saltillo, M= Monterrey, Surfer, 2010.

Las vías de acceso principales son a través de la carretera federal número 57 para Puerto México (25°11'15"N 100°42'37"E) a la altura del kilómetro 200, para la Huasteca (25°36'59"N 100°27'39"E) el acceso es sobre la carretera Saltillo-Monterrey de cuota en Santa Catarina tomando la desviación hacia el área natural protegida La Huasteca sobre el flanco sur del anticlinal de Los Muertos y para García (25°50'47"N 100°31'50"E), en el municipio de García sobre carretera federal número 40 tomando la desviación a la carretera estatal número 31 con dirección hacia las grutas de García en la entrada de Potrero de García también conocido como Sierra del Fraile.

### **1.3 Justificación e Hipótesis**

#### 1.3.1 Justificación

Se considera que la unidad Cupidito registra la fase de ahogamiento de esta plataforma ocurrida durante el Aptiano (Wilson y Piali, 1977), como una unidad transgresiva de la parte superior de la FC que indica una profundización gradual hacia arriba y que este evento prevaleció durante el depósito de la Formación la Peña (Lehmann *et al.*, 1999), caracterizada por calizas pelágicas y lutitas del Aptiano Tardío (Trejo, 1975; Tinker, 1982; Goldhammer y Lehman., 1991).

El contacto entre la Formación Cupido y la Formación La Peña se caracteriza por estar relacionado a un ambiente de depósitos marinos contrastantes: mientras que la Unidad Cupidito (correspondiente a la parte superior de Cupido) se depositó en condiciones de ambientes someros, La Peña es considerada como un clásico depósito de ambiente profundo por la gran abundancia de amonites y otros fósiles pelágicos. Este cambio supone un evento de transgresión que permitiría que los carbonatos someros de la zona litoral o costera ahora se depositen bajo un ambiente de cuenca. Es decir, la Unidad Cupidito es interpretada como ese lapso de tiempo en que ocurre la transición en espacio y tiempo que marcó el comienzo de un evento transgresivo, que eventualmente condujo al ahogamiento de la plataforma. Sin embargo, Cupidito presenta características en las áreas de estudio correspondientes a un ambiente extremadamente somero.

Los estudios previos sugieren que las facies lagunares y submareales en la base de Cupido y expuestas en Puerto México tuvieron un importante aporte microbiano que alternaron con facies de alta energía, de margen de plataforma y del frente arrecifal. Nuñez y Barragán (2005) reportaron en otras localidades distintas fases de ahogamiento de la plataforma Cupido evidenciadas por microfacies caracterizadas por un aumento de organismos filtradores y de organismos lagunares asociados a mar abierto y biota de arrecifes marginales, seguidos de biocalcilitas y horizontes margosos con amonites, milólidos y orbitolínidos típicos de la Formación La Peña.

Es posible que esta transgresión pudo haber sido gradual y continua o bien, en pulsos o como inundaciones periódicas hacia el interior de la plataforma. Pero esta transgresión provocó ambientes de alta energía en el interior de la plataforma causados por la intensidad de corrientes del fondo que eventualmente destruyeron las facies del margen arrecifal (Nuñez y Barragán, 2005).

### 1.3.2 Hipótesis

En general la ocurrencia de estromatolitos en plataformas carbonatadas registran cambios ambientales geoquímicos y biológicos que es posible reconstruir a mayor detalle analizando la morfología de estromatolitos que son indicadores de las condiciones energéticas del ambiente de depósito. En este trabajo se analizó ésta Unidad o intervalo de la Formación Cupido en sus diferentes asociaciones de microfacies tomando como referencia la ocurrencia de estromatolitos y tapetes microbianos fosilizados analizados mediante un estudio biosedimentológico más detallado y de escalas menores que pueda aportar elementos para reconstruir este evento. La ocurrencia de tapetes microbianos fósiles y de estromatolitos dentro de una plataforma carbonatada no se restringe solamente a ambientes someros de perimarea (*peritidales*), sino que se extiende a diferentes zonas de facies. Además su presencia, su morfología y su asociación con otros biosedimentos ayudan a determinar con mayor resolución su ambiente de depósito. La hipótesis de trabajo en esta tesis se sustenta en que un análisis biosedimentológico de las microfacies carbonatadas en conjunción con un análisis geoquímico, aportarán nuevos elementos de resolución (o a menor escala) para precisar las condiciones ambientales durante la transgresión que marcó

el final de la Formación Cupido. Bajo ésta hipótesis, las microbialitas reflejarían las condiciones paleoambientales relativamente bien, el estudio de la distribución, forma, dimensiones, geoquímica y biosedimentología es clave para la interpretación del paleoambiente, sobre todo en las zonas puntuales de contacto transicional de la FC.

## 1.4 Objetivos y Metas

El objetivo general de esta Tesis está centrado en el análisis de la macroestructura, microestructura, abundancia y distribución de las microbialitas en tres afloramientos característicos de Cupidito dentro del Estado de Nuevo León. Con éste fin se podrá evaluar el papel que han jugado las microbialitas en la estabilización de la plataforma, la batimetría y sedimentación de la extensa plataforma que debió ocupar la FC. Se espera que el objetivo propuesto y las metas específicas a desarrollar en esta Tesis sirvan como punto de partida para comparar con una mayor resolución las características microfaciales durante éste evento de transgresión entre las Formaciones Cupido, la Unidad Cupidito y La Peña.

Para llevar a cabo dicho Objetivo se han establecido las siguientes metas:

- Análisis de las microbialitas que afloran en las tres localidades bajo estudio
- Análisis (petrográfico) de las microfacies representativas de las localidades bajo estudio
- Análisis de la microbiota microbiana asociada a microbialitas por SEM
- Análisis paleontológico comparativo de la microbiota y macrobiota representativa de éstas facies en las tres localidades.
- Análisis biogeoquímico de las microbialitas de la FC en las localidades bajo estudio.
- Elaboración del perfil sedimentario en cada una de las localidades bajo estudio
- Comparación de las columnas estratigráficas de la ara la parte superior de la Fm. Cupido y su relación con las microbialitas.
- Realizar una correlación paleoambiental sobre la parte superior de la Formación Cupido (Unidad Cupidito) en dos localidades y compararla con una tercera localidad representante de la base de Cupido previamente reportada.

## 1.5 Metodología

La metodología de este estudio se basa en tres etapas principales: campo, laboratorio y gabinete. La etapa de campo se realizó con muestreo sobre las áreas de interés e incluyó la toma de datos estructurales, muestreo con base en los cambios litológicos y documentación fotográfica, así también se complementó con la revisión de la literatura referida a estas áreas.

El trabajo de laboratorio se compone de tres partes: preparación de muestras, Microscopia de Barrido Electrónica, Isotopos Estables de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  y Petrografía de Rocas Carbonatadas (análisis de microfacies). A continuación se describen brevemente los fundamentos metodológicos así como el equipo utilizado para la preparación de muestras para el análisis petrográfico y geoquímico

1. Cartografía y Muestreo
2. Preparación de muestras y laminación.
3. Petrografía de luz transmitida, fluorescencia UV, catodoluminiscencia.
4. Análisis de isotopos estables.
5. Microscopía electrónica de barrido (SEM)
6. Técnica de Impregnación con resina para muestras individuales (endolíticos)

La elaboración de láminas delgadas se llevó a cabo en el laboratorio de laminación que se ubica en las instalaciones del Centro de Geociencias (CEGEO), UNAM campus Juriquilla, Querétaro. Para el análisis en *SEM* se utilizó un microscopio de barrido electrónico marca HITACHI T-1000 con un espectrómetro incorporado *EDS* del CEGEO. El análisis petrográfico se realizó en el laboratorio de mineralogía de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. Finalmente la elaboración del documento se llevó a cavo a la par de las etapas antes descritas.

### 1.5.1 Microscopio Electrónico de Barrido (*SEM*) y *EDS*

El Microscopio Electrónico de Barrido, conocido por sus siglas en inglés como *SEM* (*Scanning Electron Microscope*) es una herramienta, que de manera general tiene grandes aplicaciones, pero dentro de la micropaleontología juega un papel importante cuando la resolución de los microscopios ópticos no es suficiente para realizar una caracterización morfológica. Esta técnica se basa en la observación de la superficie de la muestra mediante el bombardeo de electrones. El SEM-EDS es un instrumento versátil cuya principal utilidad consiste en la adquisición de imágenes mediante la técnica de retrodispersión, poniendo de relieve variaciones en el crecimiento de los cristales por medio de la composición diferencial de cada una de las bandas que reflejan las variaciones en la cantidad de elementos traza. El *SEM* utiliza un haz de electrones que escanea la muestra en una forma de "barrido". A diferencia del microscopio óptico, en el cual pueden ver colores, el *SEM* no es capaz de reconocerlos, ya que no es una imagen en espectro visible.



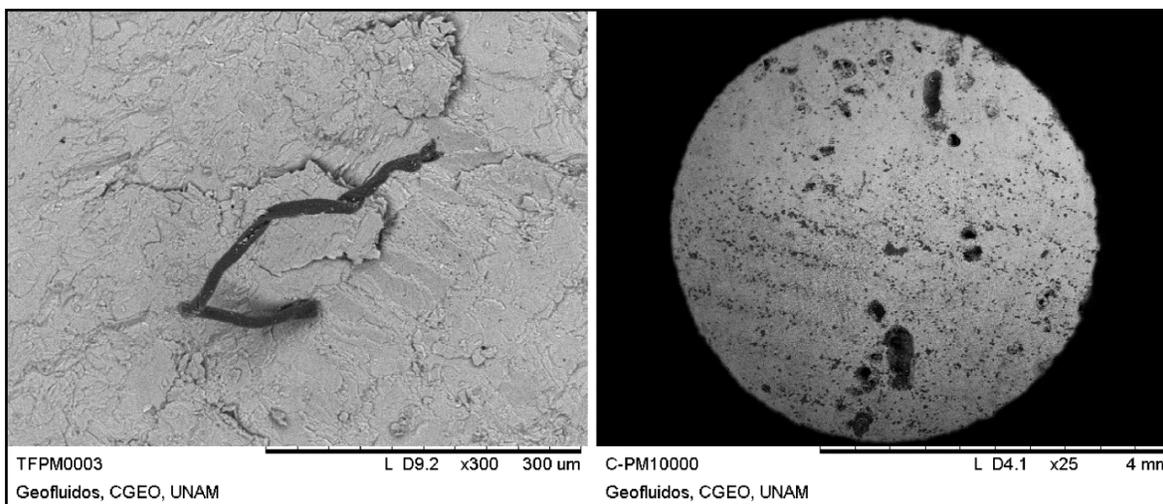
**Figura 2. Microscopio Electrónico de Barrido marca Hitachi TM-1000 utilizado para este trabajo, Centro de Geociencias, UNAM, campus Juriquilla, Querétaro.**

Anexo al *SEM* se utiliza el Espectroscopio de Energía Dispersa o *EDS* (*Energy Dispersive Spectroscopy*) el cual usa el espectro de rayos-Xs emitido por una muestra sólida que es bombardeada con un haz de electrones para obtener un análisis elemental puntual y de área, (fig. 2). Con ésta aplicación se puede obtener un análisis cualitativo de la variación composicional gracias al análisis de la intensidad de los electrones retrodispersados (EDS).

#### 1.5 .1.1 Preparación de las Muestras

El tamaño de la muestra utilizado en el SEM, está limitado por el espacio disponible en el porta muestras, dentro del microscopio, siendo de un área suficiente como para albergar una muestra del tamaño que generalmente tienen los cubos remanentes de la preparación de secciones delgadas (1 \* 2.5 \* 4.5 cm). Sin embargo, es preferible crear muestras más pequeñas, utilizando un mortero, debido a que la movilidad del objetivo está limitada a un área pequeña, esto quiere decir que a pesar de tener la capacidad de alojar una muestra relativamente grande, ésta no será visible en su totalidad. Según la disponibilidad, a la muestra se le puede hacer un tratamiento pre-análisis, que consiste en la aplicación de ácido y resina, con el fin de exponer de manera más nítida las estructuras de interés.

Debido a la precisión de los equipos *SEM* y *EDS*, la más mínima impureza arruina en cierta medida la cesión con la que se está trabajando retardando así el análisis de las muestras, es por esta razón que el cuidado en su preparación es de gran importancia si no se quiere extender más el trabajo de laboratorio. En la figura 3 (derecha) se observan líneas de una huella digital dejada al manipular la muestra sin guantes y fibras remanentes del tratamiento con ácido y resina (izquierda) por lo cual es aconsejable que la preparación de la muestra sea en un ambiente libre de polvo y utilizar pinzas para su manejo.



**Figura 3. Evidencias de descuidos en el procedimiento de preparación de la muestra.**

### 1.5.2 Isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$

Los isótopos son especies de un elemento con peso atómico diferente, existen 3 tipos de isótopos: los radioactivos o inestables, que se transforman de un elemento a otro como el  $^{40}\text{K}$  al  $^{40}\text{Ar}$ , los cosmogénicos que se originan en las capas altas de la atmósfera debido al choque de rayos cósmicos con las moléculas de los elementos que se encuentran en la atmósfera; por ejemplo, las moléculas de carbono que se encuentran en las capas superiores de la atmósfera que al ser bombardeadas por rayos cósmicos se convierten en  $^{14}\text{C}$  y posteriormente en  $^{14}\text{N}$  y por último los estables, los cuales no se transforman en otros elementos. Los isótopos estables estudiados en la calcita y dolomía son el oxígeno y el carbono. Su abundancia en la naturaleza es:

ELEMENTO	ISOTOPO	ABUNDANCIA (%)
OXÍGENO	$^{12}\text{C}$	98.99
	$^{13}\text{C}$	1.11
CARBONO	$^{16}\text{O}$	99.759
	$^{18}\text{O}$	0.204

Debido a que la abundancia de estos isótopos varía en sustancias naturales en función de procesos tales como, fotosíntesis, evaporación, precipitación, cementación, dolomitización, son usados como trazadores de esos procesos y por tanto de gran interés.

La notación delta  $\delta$  es utilizada para expresar las relaciones isotópicas definida en  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  como:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[ \left( \frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{muestra}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{estándar}}} \right) - 1 \right] * 1000$$

$$\delta^{13}\text{C} = \left[ \left( \frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{muestra}}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{estándar}}} \right) - 1 \right] * 1000$$

Como se muestra en las ecuaciones, el valor  $\delta$  es la diferencia relativa y no absoluta entre la relación entre la muestra y el estándar. Las diferencias son expresadas en partes por mil para  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ , o simbolizadas por ‰. Si la relación entre  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  o  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  es menor en la muestra que en el estándar, entonces la muestra está disminuida en  $^{18}\text{O}$  o  $^{13}\text{C}$  con respecto al estándar, y el valor  $\delta$  es un número negativo. Por otro lado, si la relación  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  o  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  es mayor en la muestra que en el estándar, entonces la muestra estará enriquecida en  $^{18}\text{O}$  o  $^{13}\text{C}$  relativo al estándar, y su valor  $\delta$  será entonces un número positivo. Las sustancias que están disminuidas en el isótopo pesado son referidas como ligeras o solo disminuidas; si son enriquecidas en isótopos más pesados, son pesadas o enriquecidas.

Los estándares usados para reportar la composición isotópica del agua y de los minerales carbonatados con SMOW (*Standard Mean Ocean Water*) y PDB (*Peedee Formation Belemnite*). El estándar SMOW es usado comúnmente para reportar las composiciones isotópicas del oxígeno y deuterio de fluidos y minerales silicatados; el estándar PDB es usado para reportar las composiciones isotópicas de carbono y oxígeno en los minerales carbonatados. Cuando se comparan datos isotópicos, es mejor reportar todos los datos con respecto a un único estándar. Esto necesita conversión de los datos de una notación estándar a otra (SMOW a PDB o viceversa). Para conversiones entre estándares PDB y SMOW, se usan las siguientes expresiones:

$$\delta^{18}\text{O} (\text{SMOW}) = [(1.03086 * \delta^{18}\text{O} (\text{PDB})) + 30.86]$$

$$\delta^{18}\text{O} (\text{PDB}) = [(0.97006 * \delta^{18}\text{O} (\text{SMOW})) - 29.94]$$

### 1.5.2.1 Procedimiento de preparación y análisis de $\delta^{18}\text{C}$ y $\delta^{13}\text{O}$ de los carbonatos

Dependiendo del material a analizar para cada muestra, el cemento fue separado de la calcita y/o dolomita y/o Matriz con el auxilio de un disco de corte montado en un micro taladro. Posteriormente las muestras fueron trituradas a fragmentos menores de 1 mm de diámetro en un mortero de ágata. Se realizó un proceso previo de limpieza y posteriormente fueron pesados aproximadamente 25-40 mg de cada muestra y se colocaron en un frasco reaccionador con 5-7 ml de ácido ortofosfórico ( $\text{H}_3\text{PO}_4$ ) AL 100%. el  $\text{CO}_2$  producido fue separado y purificado criogénicamente a través de trampas de nitrógeno líquido ( $-190^\circ\text{C}$ ) y mezcla de hielo seco y alcohol ( $-80^\circ\text{C}$ ).

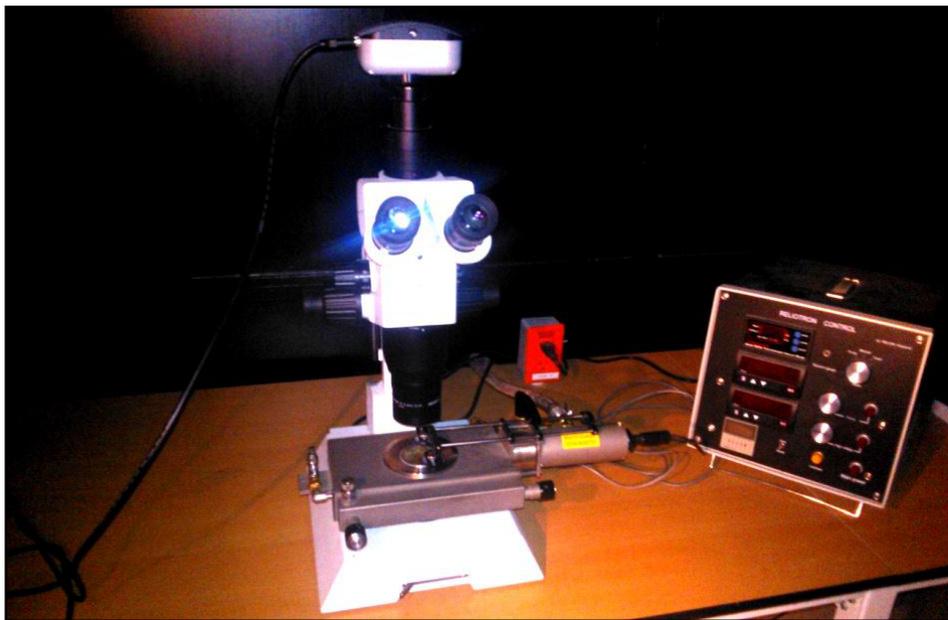
Los frascos con el  $\text{CO}_2$  purificado se colocaron en el sistema automático de introducción del espectrómetro de masas para isótopos estables Finigan MAT 25 del Instituto de Geología de la UNAM, para determinar la  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  de las muestras. El espectrómetro da el resultado de cada análisis directamente en unidades de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  con respecto al patrón internacional VPDB.

### 1.5.3 Catodoluminiscencia

La catodoluminiscencia (CL) se ha convertido en un método fuerte dentro de las geociencias, la capacidad de informarnos acerca de procesos y ambientes de formación e historia diagenética de una gran diversidad de muestras geológicas. Se denomina catodoluminiscencia a aquella emisión de luz o radiación producida como consecuencia del bombardeo de rayos catódicos sobre la superficie de ciertos materiales que emitirán una radiación dispersa de diferente intensidad o longitud de onda de acuerdo a sus características físicas y químicas. Así cada longitud de onda es característica diagnóstica de cada roca o mineral. Todos los cambios físicos y químicos preservados en cualquier material pueden ser rastreados por CL para determinar cualitativamente diferencias químicas entre los remanentes de componentes de depósito. Así, los cambios químicos resultan de la concentración diferencial de elementos trazas (p. ej.  $\text{Fe}^{++}$ ,  $\text{Mn}^{++}$ ,  $\text{CO}_2$ , o  $\text{Ni}^{++}$ ) y por consiguiente producirán una luminiscencia característica que oscila en un espectro de coloración del naranja al rojo y una intensidad brillante, mate o luminiscente, dependiendo de la incorporación y reacción de cada uno de los elementos traza.

La CL funciona básicamente mediante la emisión de fotones por parte de una muestra excitada mediante un haz de electrones (Kumar, 2010). La pistola de electrones genera un flujo de cationes mediante una descarga eléctrica entre dos electrodos con diferencia de potencial, ionizando las moléculas de aire dentro de una cámara, donde las partículas positivas se desplazan hacia el cátodo, que a su vez produce un bombardeo de iones positivos que se dirigen hacia el ánodo. Esta relación produce una descarga constante desde la bobina hacia la bóveda en condiciones de alto vacío donde se localizan la muestra a analizar. El haz de electrones es controlado manualmente mediante una pantalla análoga Reliotrón que modula la potencia, el amperaje y la presión.

Cada mineral reacciona de manera diferente al bombardeo de electrones por lo cual su luminiscencia es diferente. Las diferentes propiedades luminiscentes de ciertos minerales y de elementos como sulfuros, óxidos, sulfatos, volframatos, fosfatos etc., y en particular los carbonatos (calcita, aragonito, dolomita) permiten una rápida identificación y cuantificación, aunado a esto y sabiendo que las propiedades catodoluminiscentes de los materiales está ligado, en parte, a condiciones específicas durante su formación, es posible conocer en parte la historia diagenética de la roca (Götze, 2011).



**Figura 4. Equipo utilizado en el estudio de catodoluminiscencia, Centro de Geociencias, UNAM, Juriquilla, Querétaro, 2013.**

## 1.6 Antecedentes de estudio de la Formación Cupido

La gran mayoría de los estudios previos sobre la Formación Cupido están contenidos en reportes e informes privados y tesis, un porcentaje menor se ha publicado. Entre los estudios más importantes relacionados con la Formación Cupido están los realizados por **Imlay (1936, 1937, 1938)**, el cual definió 300 m de calizas grises que afloran en el Cañón del Mimbres, en la parte media de la Sierra de Parras.

**Allan A. Ekdale, et al., (1976)** realizó un análisis numérico de láminas delgadas, y definió 8 grupos de acuerdo a criterios petrográficos, ubicó dentro de éstos a los "estromatolitos algales" para la Formación Cupido en el Cañón de Arteaga, Coahuila.

**Conklin & Moore (1977)** dividió la Formación Cupido en 6 unidades (A, B, C, D, E, F) desde la base hasta el techo.

**Wilson & Piali (1977)** introducen el término "Cupidito" para referirse a la parte superior de la Formación Cupido o unidad F.

**Alfonso-Zwanzinger (1978)** realizó una investigación sobre La Geología Regional del Sistema Sedimentario Cupido en donde menciona los términos *formacionales* en función de su ambiente de depósito propuesto por él y por García (1971) para esta formación, siendo los siguientes: la Formación Cupido en zona de plataforma, arrecife Cupido con bancos arrecifales y la Formación Tamaulipas Inferior (zona de cuenca).

**Kleist. R., et al., (1984)** hizo un estudio paleomagnético en las calizas de la Formación Cupido, destacando evidencias de una rotación local no asociada a la Orogenia Laramide en el NE de México en la Sierra Madre Oriental entre Saltillo, Coahuila y Monterrey, Nuevo León.

**Wilson & Ward (1993)** trabajaron sobre las plataformas carbonatadas del Cretácico Temprano, enfocándose básicamente en la Formación Cupido.

**Lehmann et al., (1998, 1999 y 2000)** describió tres paleoambientes en FC, también realiza cuatro puntos para un mejor entendimiento de la evolución de Cupido basado en nuevos datos químico estratigráficos, hace una correlación de las plataformas del NE de México con las plataformas de Texas, mostrando así sus similitudes.

**Murillo-Muñeton & Dorobek, S. L., (2003)** describió 4 tipos de montículos de lodo o *mud mounds* en El Cañón Bustamante y presentó un esquema de su formación y los relaciona con la evolución de la rampa de la plataforma Cupido en el Cretácico Inferior.

**Barragán-Manzo & Díaz-Otero (2004)** utilizó relaciones faunísticas, sedimentarias y micropaleontológicas, mediante análisis de microfacies y asociaciones microfaunísticas en un afloramiento sobre el techo de la Formación Cupido en el estado de Durango y corroboró que el techo de la Formación Cupido en la Sierra de Rosarito, Durango, contiene depósitos típicos de plataforma carbonatada con una edad Berramiano-Albiano.

**Guzzy et al., (2007)** presentó los resultados de un estudio integrado de un proceso de dolomitización en el Cañón de Bustamante y reportó por primera vez en la zona dolomita de alta temperatura en la Formación Cupido.

**Leal-Resendez, I., (2009)** realizó un análisis de microfacies y geoquímico en la parte superior de la Formación Cupido en Potrero Chico, Hidalgo, Nuevo León, encontró depósitos propios de plataforma carbonatada y presentó una microfotografía donde expone un tapete microbiano, así como algas calcáreas y foraminíferos típicos de ambientes someros.

**Caballero- Ramírez (2010)** mediante análisis de isótopos estables de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ , realizó un análisis paleoambiental de los últimos 55 m de la unidad Cupidito en Potrero Chico, Hidalgo Nuevo León, y definió 14 sub-unidades que muestran temperaturas de 36 °C con una disminución a 32°C de la base a la parte superior y 18°C en la transición Cupidito-La Peña.

**Torres de la Cruz, F., (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: Marco Teórico**

"Los que se enamoran de la práctica sin la teoría son como los pilotos sin timón ni brújula, que nunca podrán saber a dónde van"

-Leonardo Da Vinci-

## Marco Teórico

### 2.1 Microbialitas

Las microbialitas son formaciones organosedimentarias acrecionadas como resultado del atrape y unión de sedimentos detríticos por una comunidad microbiana bentónica y/o formando el *locus* de la precipitación mineral, es decir, son producto de la interacción de la actividad microbiana y los procesos fisicoquímicos del medio ambiente (Burne y Moore, 1987). Estos microbios comprenden bacterias, *fungi*, algas pequeñas y protozoarios. Dentro de las bacterias se dividen dos mayores grupos: Arqueobacterias y Eubacterias, ahora llamados respectivamente Archea y Bacteria (incluyendo cianobacterias) los cuales, junto con Eucaria conforman los tres Dominios de la vida (fig. 5), mismos que contribuyen a la formación de microbialitas (Flügel, 2004; Rodríguez-Martínez *et al.*, 2010).

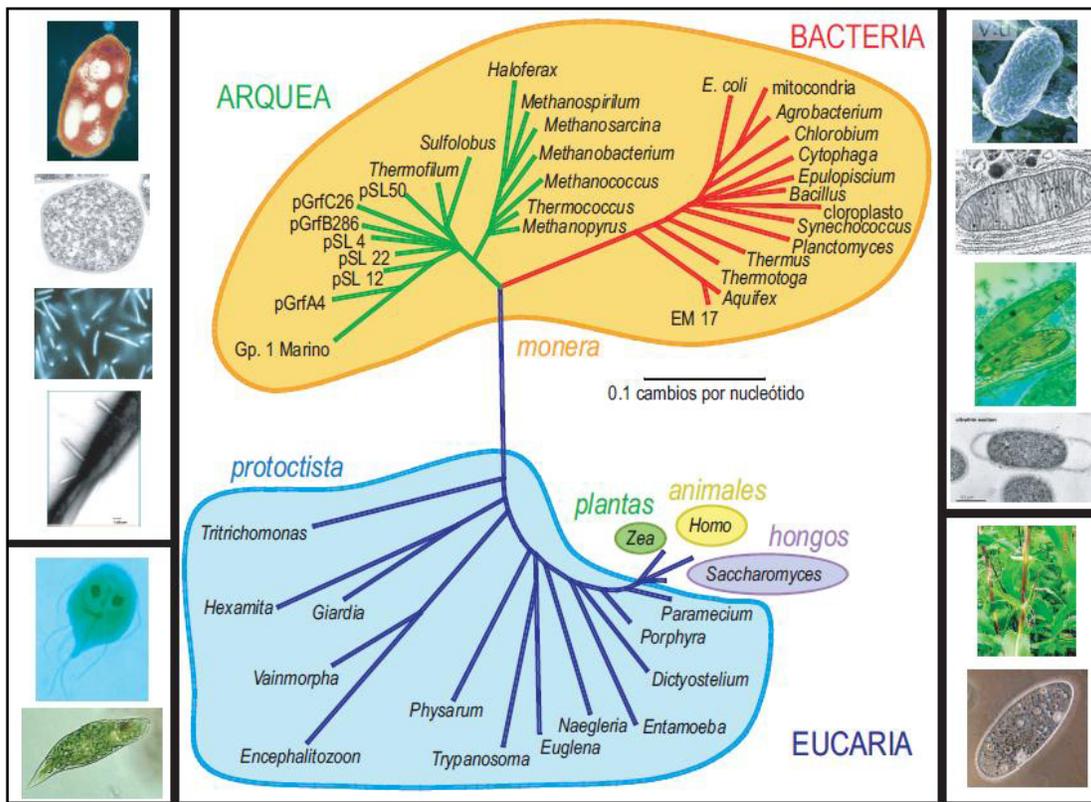


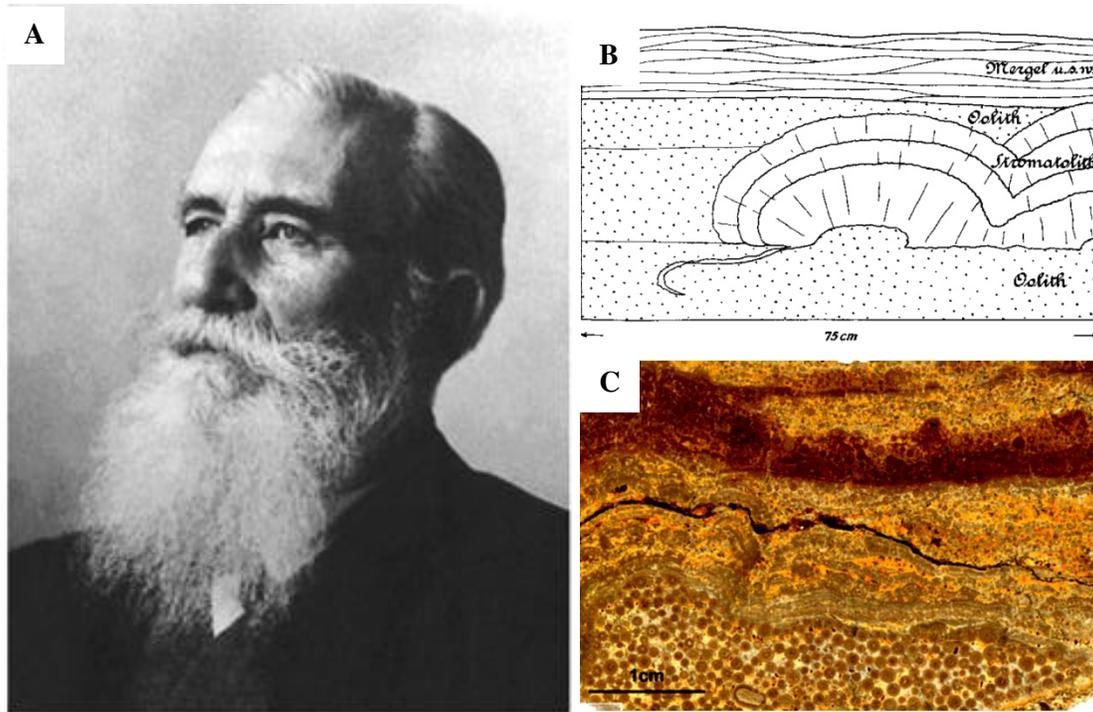
Figura 5. Clasificación de la vida, dentro de Arquea hallamos una gran proporción de microorganismos adaptados a ambientes extremos (Tomado de Manrubia, 2007).

Existen diferentes tipos de microbialitas, con diferentes ambientes de depósito, dentro de las más importantes se encuentran las abordadas dentro de este estudio: Estromatolitos y Tapetes microbianos y que se describen a continuación.

### 2.1.1 Estromatolitos

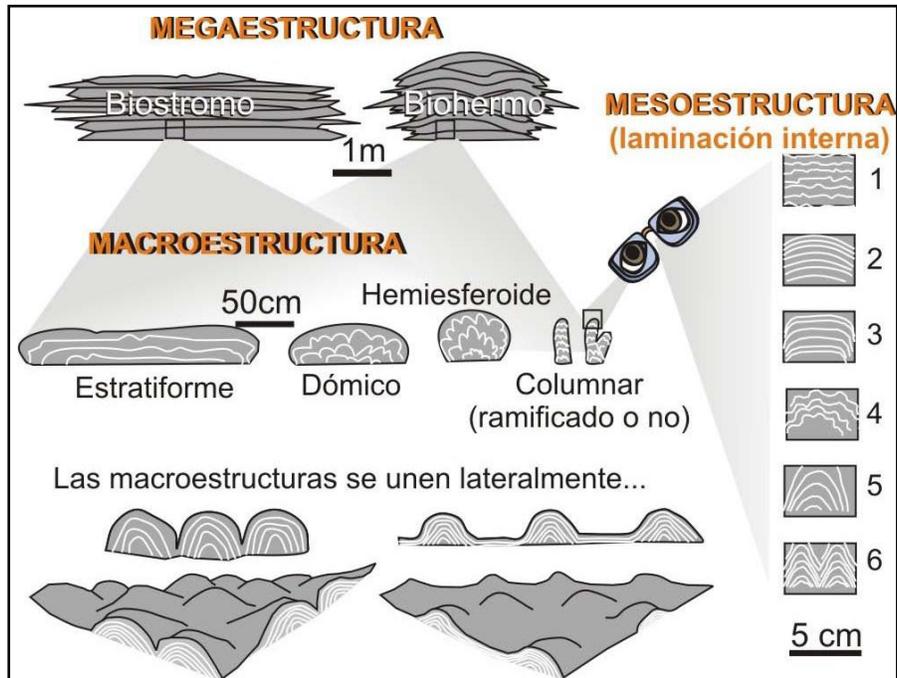
El término Estromatolito (roca en capas aunque en realidad significa estroma, matriz laminada) fue acuñado en 1908 por el Dr. Ernst Louis Kalkowsky (1851-1938), nacido en el este de Prussia (ahora Sowetsk, Oblast Kaliningrad, Russia), mediante el trabajo titulado "*Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein*" en el cual investigó estructuras oolíticas y estromatolíticas del Triásico Inferior en la cuenca Subhercynian, Alemania. Además de definir el término Estromatolito, Kalkowsky ratificó fuertemente que se trataban de depósitos organosedimentarios, lo cuál había sido mencionado con anterioridad por Ludwig y Theobald (1852). En un principio las conclusiones de Kalkowsky fueron puestas en duda por la mayoría de los geólogos en Alemania, siendo hasta varios años después de su muerte que fueron aceptadas de manera general. Actualmente a más de 100 años después del trabajo pionero de Kalkowsky, su visión acerca de los Estromatolitos no está muy lejos de la interpretación moderna.

La definición de estromatolito original de Kalkowsky es "*niedrig organisierte pflanzliche Organismen*" o simplemente "organización vegetal-microorganismo" sin embargo en la actualidad la definición más aceptada es la propuesta por Riding (2011) "Los Estromatolitos ampliamente considerados como estructuras microbianas autigenicas". Esto reconoce al menos dos tipos de estromatolitos: (a) microbiano, caracterizado por grano fino, localmente grueso, Corteza y (b) híbrido, compuesto por corteza híbrida (i.e. alternancia entre corteza de grano fino y espática). En contraste, los trombolitos, dendrolitos y leiolitos, que también son microbialitas, son carbonatos microbianos distinguidos uno del otro y de los estromatolitos por la macrofábrica coagulada (*clotted*), dendrítico y afanítico respectivamente (Riding, 2011).



**Figura 6. (A) Dr. Ernst Louis Kalkowsky, acuñó el término Estromatolito en 1908, (B) Esquema presentado por Kalkowsky en su artículo de 1908 "Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein", (C) Corteza delgada estromatolítica sobre una superficie irregular de una capa oolítica, en una revisión de la localidad de Kalkowsky, alrededor de 100 años después de sus primeras interpretaciones (modificadas a partir de Reitner, 2011).**

Existen tres escalas principales para describir los estromatolitos (fig. 7) que dependen de su magnitud, es decir su tamaño: megaestructura, macroestructura y mesoestructura (Rodríguez-Martínez *et al.*, 2010) en éste estudio se añade la escala microestructura, la cual ya es utilizada, y que favorece la descripción a nivel microscópico, no solo de la biota presente, sino también de su microtextura y la relación microbio-mineral.

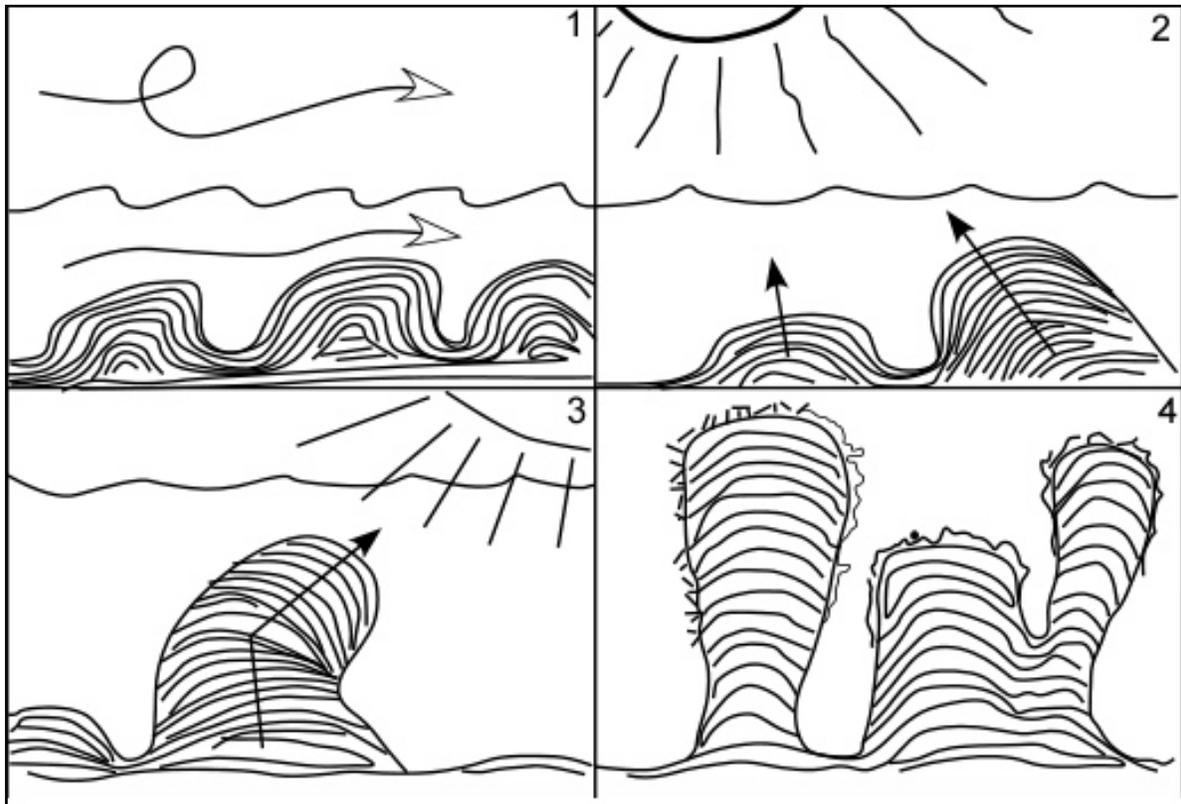


**Figura 7. Escalas de investigación de los estromatolitos (Tomado de Rodríguez-Martínez *et al.*, 2010).**

El estudio de los estromatolitos se realiza a diferentes escalas de observación. La escala mayor estudia la megaestructura estromatolítica, relaciona su forma geométrica con el ambiente que le rodea siendo el bioestroma y bioherma las estructuras que la caracterizan. La escala siguiente se encarga del estudio de los estromatolitos a nivel de macroestructura y se basa en la discretización de su morfología en columnas, domos etc., distribuidos dentro de la megaestructura y cuya presencia son evidencia de los factores biológicos y ambientales como controladores de su desarrollo.

La escala más pequeña se ocupa de la mesoestructura, la laminación como estructura principal como resultado de los procesos periódicos naturales de acreción. La laminación individual puede ser parcial o completamente trazable a lo largo de toda la megaestructura (Hoffman, 1973).

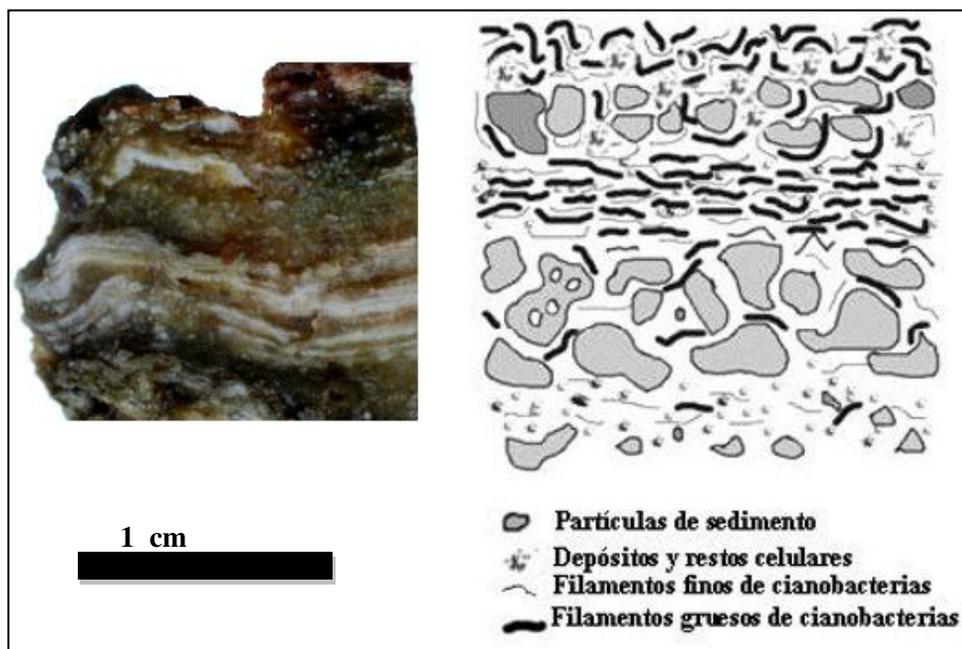
Con respecto al crecimiento de los estromatolitos, dentro de los factores principales que controlan el crecimiento y la dirección del mismo están: las corrientes de agua, el heliotropismo y en lugares con ausencia de corriente y con aporte de partículas y sales, los estromatolitos pueden crecer verticalmente (fig. 8).



**Figura 8. La luz solar como factor clave que controla el crecimiento de los estromatolitos (Modificado de Schidlowski, 1993).**

### 2.1.2 Tapetes Microbianos

Los tapetes microbianos (*microbial mats*), han sido descritos como comunidades microbianas bentónicas estratificadas (fig. 9) que se desarrollan en la interface entre el agua y sustratos sólidos (Demergasso *et al.*, 2003), también desarrollados en ambientes perimareales, dichas comunidades se entremezclan en los tapetes con partículas de sedimento o precipitados minerales como la calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) (Camacho & Fernández, 2005) y el aragonito ( $\text{CaCO}_3$ ) precipitados en las márgenes externas de los tapetes, zona de mayor concentración de calcio libre, así como en la capa mucilaginoso de cianobacterias conocida como EPS (*exopolymeric substance*) (Chacón, 2010).

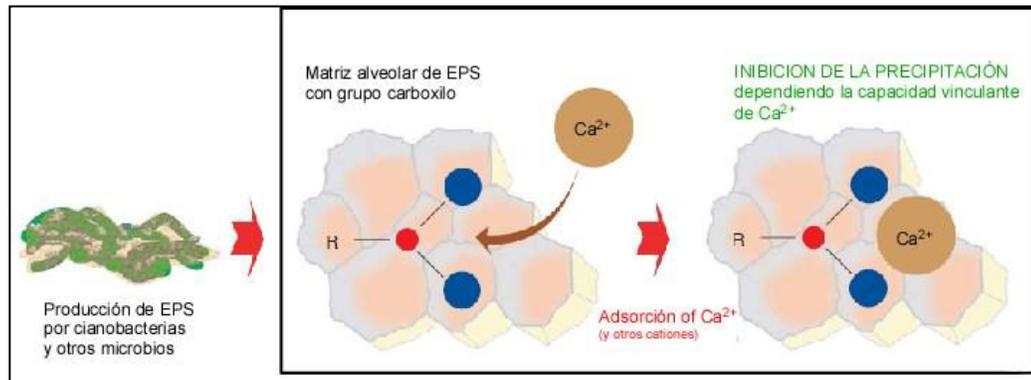


**Figura 9. Tapete microbiano de Baño San Ignacio, Linares, Nuevo León y diagrama de la estructura típica de un tapete microbiano. Las laminaciones claras denotan sedimentación abiogénica mientras que los oscuros, muestran influencia microbiana (Tomado de Torres de la Cruz, 2011).**

El EPS juega un papel preponderante en la estructura y estabilización de los tapetes microbianos y el *biofilm* (De Los Rios *et al.*, 2003), cabe señalar que la diferencia entre un *biofilm* (biopelícula) y un tapete microbiano radica en la acumulación de *biofilmes* laminares y sobreponiéndose entre sí conformando un tapete microbiano.

Mediante el EPS las partículas quedan atrapadas y se sedimentan. Inicialmente el EPS producido por cianobacterias y otros microorganismos enlazan cationes  $\text{Ca}^{2+}$  que inhiben la precipitación de  $\text{CaCO}_3$  (Dupraz & Visscher, 2005).

Sin embargo, se han propuesto tres alteraciones del EPS que favorecen la precipitación de  $\text{CaCO}_3$ , por la degradación microbiana de EPS, biomineralización y por la saturación de la capacidad de enlace, es decir cuando el sistema está saturado de  $\text{Ca}^{2+}$  la precipitación puede comenzar (Trichet & Défarge, 1995; Dupraz *et al.*, 2004 y Lyons *et al.*, 1984).



**Figura 10. Vinculación de Ca<sup>2</sup> por cianobacterias (Modificado de Dupraz & Visscher, 2005).**

Eventualmente, los tapetes microbianos pueden dar lugar a rocas consolidadas conocidas como estromatolitos (Camacho & Fernández, 2005). Los estromatolitos se consideran el primer indicio de vida sobre la Tierra (Schopf, 2000) y los tapetes microbianos, representan ya en sí mismos un gran cúmulo de biosignaturas, que se pueden corresponder con algunos fósiles químicos que se presentan a lo largo del registro fósil (Chacón, 2002), de manera que existen evidencias de que estas formaciones microbianas constituyen los primeros ecosistemas terrestres hace 2600 millones de años (Watanabe *et al.*, 2000).

La variedad en especies que constituyen los tapetes microbianos han sido una característica importante debido a la cual estas comunidades pueden sobrevivir en diferentes ambientes conocidos como extremos, estos se distribuyen por todo el planeta en ambientes: salinos, lagos, charcas hipersalinas, fuentes termales, desiertos y zonas polares (Camacho y Fernández, 2005).

Generalmente los tapetes microbianos están formados por muchas poblaciones de microorganismos constructores, dependiendo del ambiente de depósito y capacidades metabólicas. De acuerdo a Dupraz y Visscher (2005), entre los principales grupos de microorganismos se pueden distinguir los siguientes:

1. Fotótrofos oxigénicos (Cianobacterias) que son los productores primarios, utilizando la energía solar para fijar  $\text{CO}_2$  y a veces el  $\text{N}_2$ .
2. Fotótrofos anoxigénicos (Bacterias púrpuras y verdes) que usan  $\text{HS}^-$  como donante de electrones para realizar la fotosíntesis.
3. Bacterias heterotróficas aeróbicas que obtienen energía de la respiración de  $\text{O}_2$  y carbono orgánico.
4. Fermentadores que usan el carbono orgánico y compuestos de azufre como receptores o donantes de electrones.
5. Heterótrofos anaeróbicos (principalmente bacterias sulfatoreductoras) que respiran carbono orgánico con  $\text{SO}_4^{2-}$  mientras producen  $\text{HS}^-$ .
6. Quimiolitautótrofos (Bacterias Sulfuroxidantes) que oxidan los compuestos reducidos de azufre con  $\text{O}_2$  o nitrato mientras fijan  $\text{CO}_2$ .

En estos ambientes, la acumulación de biomasa bacteriana se ve favorecida por la presencia baja de organismos consumidores (Stal, 1995). Son la ausencia de depredadores y la variedad de especies las principales características por las cuales el registro fósil de las comunidades microbianas y por consecuencia de los estromatolitos llega hasta los 3500 Ma (Schopf, 2006).

## **Capítulo 3: Evolución del Cretácico Temprano; la Plataforma Cupido**

"Todo fluye, nada permanece"

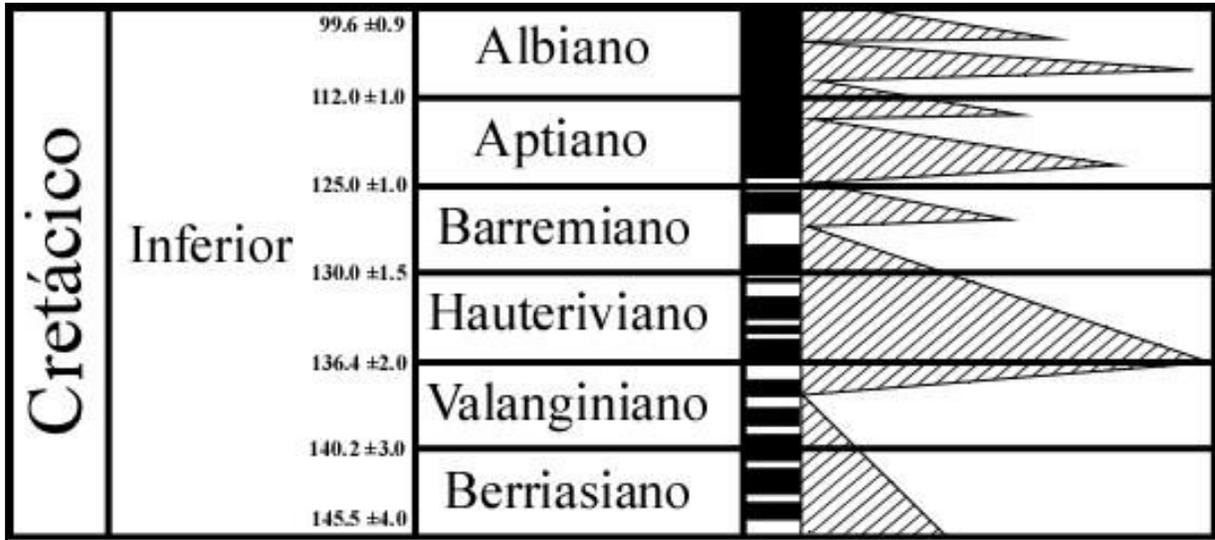
-Heráclito de Éfeso-

### 3. 1 Paleogeografía del Noreste mexicano

El Cretácico Inferior es una época en la historia geológica de la Tierra que abarca desde el Berriasiano (145.5 ±4.0 Ma) hasta el final del Albiano (99.6 ±0.9 Ma), comprendiendo un rango de ~45.9 Ma (Gradstein y Ogg, 2004). El nombre Cretácico proviene del latín *creta*, generalmente abreviado "K" por su traducción alemana *Kreide*, que significa "tiza" o *Chert* y que se compone, en parte, por carbonato de calcio (CaCO<sub>3</sub>), el cual es el principal constituyente de la roca Caliza. La predominancia de la roca caliza en el Cretácico es la razón por la cual se le nombró *Creta* (Skelton, 2003), siendo la única época geológica, cuyo nombre proviene de un tipo de roca (Hay, 2008).

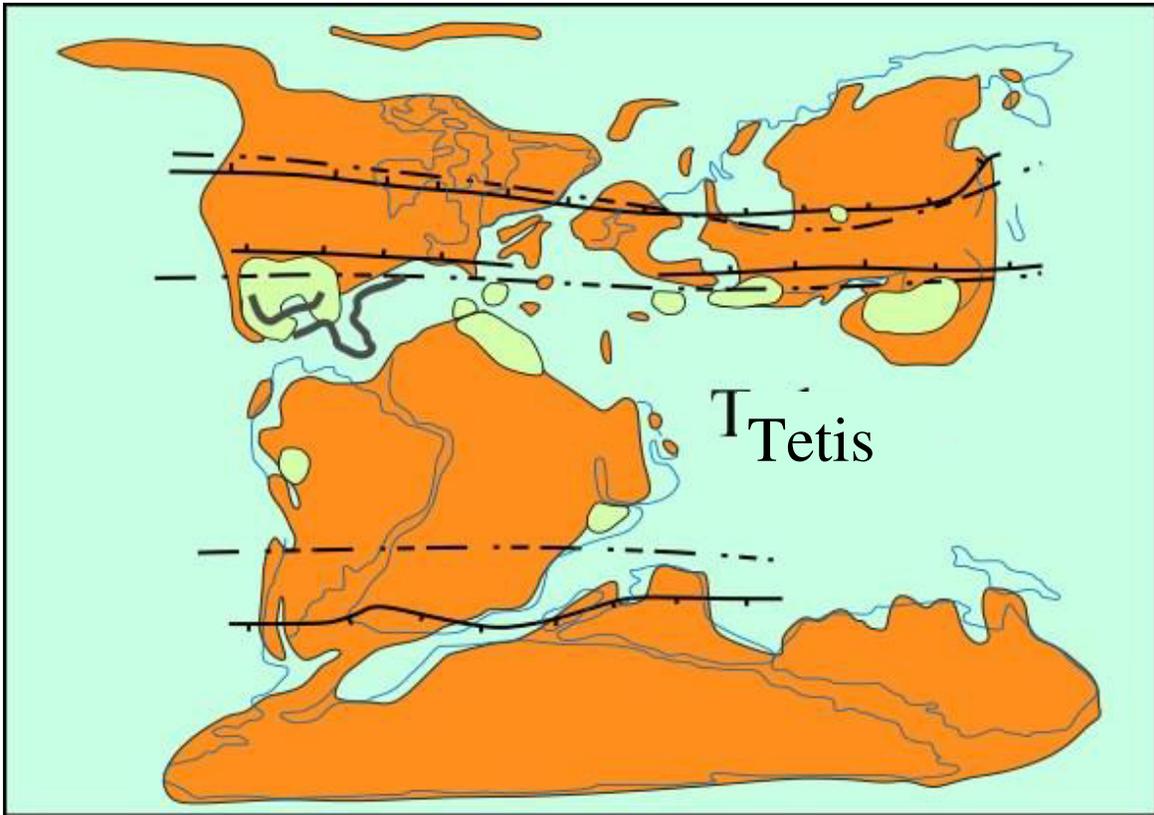
Una de las características más importantes del Cretácico Inferior es el extenso desarrollo de plataformas carbonatadas. Cambios en el nivel del mar, volcanismo y tectonismo son los aspectos más importantes que contribuyeron en su desarrollo, además de formar, junto con los Altos de Basamento y las Cuencas Sedimentarias (p. ej., El Bloque de Coahuila; La Cuenca de Sabinas, respectivamente), los rasgos paleogeográficos más sobresalientes en el noreste de México y que evolucionaron junto con los cambios eustáticos.

Estos cambios están controlados principalmente por los efectos de invernadero, provocados en su mayor parte al cambio de oscilación de la órbita de la Tierra afectando la cantidad de radiación que llega del Sol, sin embargo también las orogenias y la creación de piso oceánico juegan un papel importante (Skelton, 2003; Wagreich, *et al.*, 2010). Particularmente el estado invernadero se presentó a lo largo del Cretácico y sus características principales son el aumento en los gases de invernadero y el aumento del nivel del mar con inundación de casi 1/3 del área continental (Ronov *et al.*, 1989; Skelton, 2003) generación de largas provincias ígneas, aumento de la fertilidad del océano (Coffin y Eldholm, 1994; Larson, 1991; Sinton y Duncan, 1997). Se calcula que para finales del Cretácico Inferior el nivel del mar era alrededor de 300 metros sobre el actual, sin embargo su máximo nivel lo alcanzo a principios del Cretácico Superior donde pudo rondar los 400 m sobre el nivel del mar actual (Pitman, 1978; Skelton, 2003).



**Figura 11. Representación esquemática de las fluctuaciones eustáticas durante el Cretácico Inferior (Tomado de Cooper, 1977).**

Durante el Cretácico se presentaba un rasgo muy característico, un mar epicontinental y circumequatorial denominado Mar del Tetis (fig. 12), el cual dominaba sobre gran parte del paleo-Ecuador y que propiciaba, junto con otros factores (clima, actividad volcánica), el desarrollo de extensas zonas de plataforma carbonatada y bancos de arrecifes (rudistas, corales etc.). Su cese condicionó el desarrollo cuencas marginales y complejos caminos inter oceánicos (Dercourt *et al.*, 1992). Se calcula que para la parte media del Cretácico el área continental elevada sobre el mar era del 22%, mientras que en el presente, este número representa el 29%, tomando en cuenta el hielo polar actual (Skelton, 2003).

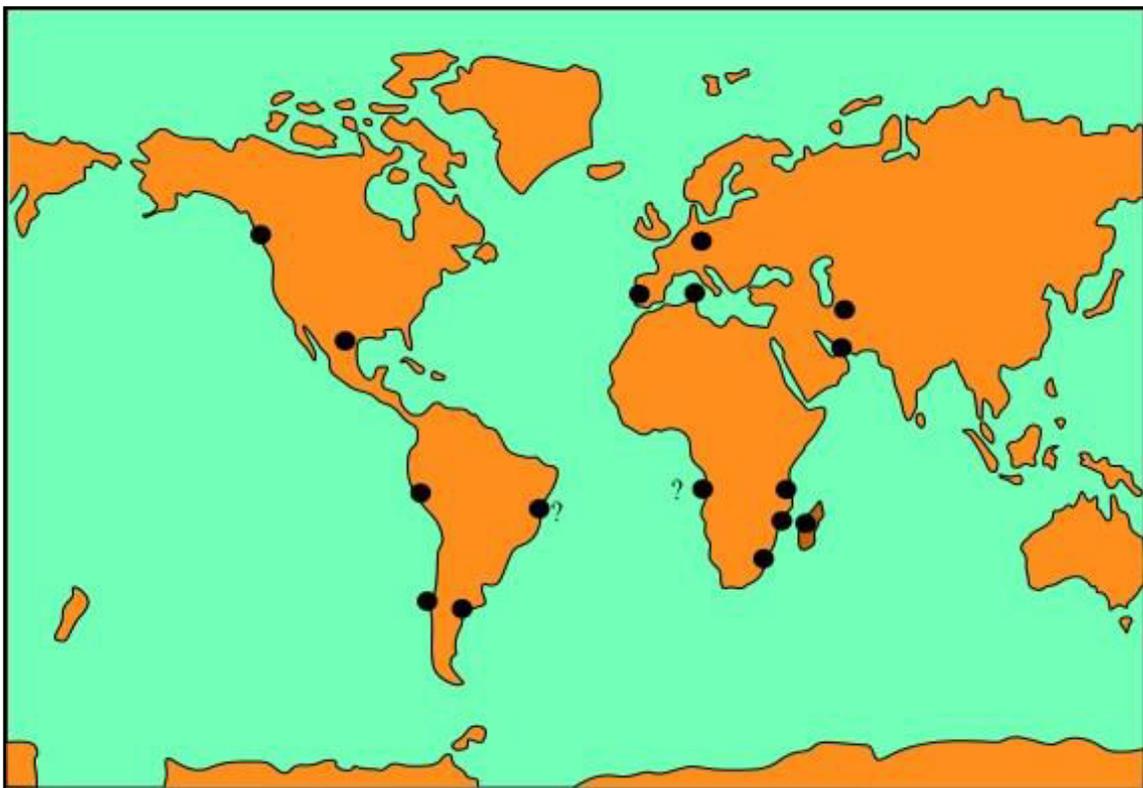


**Figura 12. Reconstrucción paleogeografía del Mar del Tetis, Cretácico Inferior (Modificado de Skelton, 2003).**

### 3.1.1 Neocomiano (Berriasiano, Valanginiano y Hauteriviano)

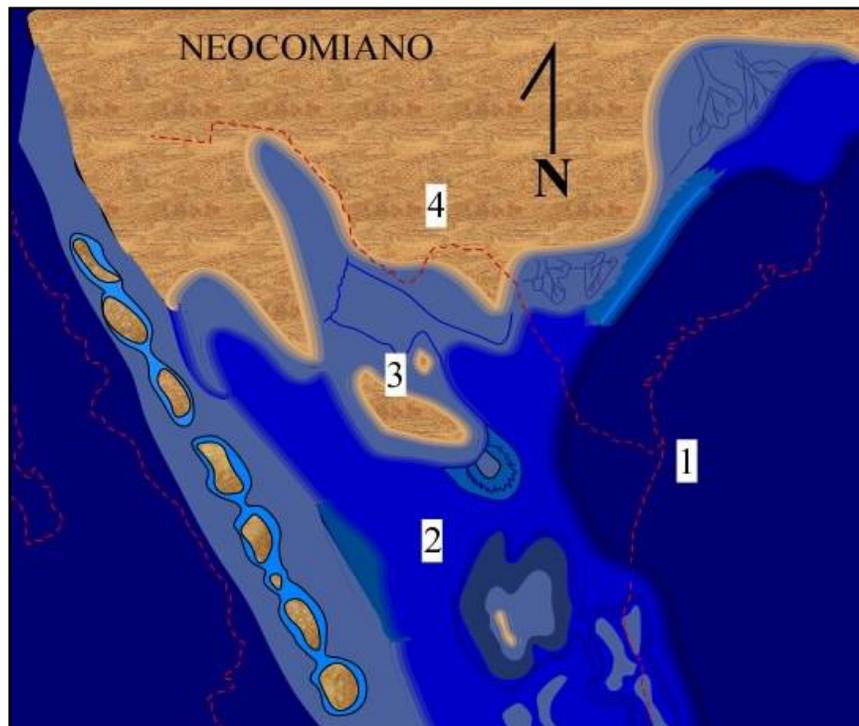
En el noreste de México el cambio del Jurásico Superior al Cretácico Inferior está representado por el contacto Casita-Taraises, el cual representa un evento transgresivo. Por un lado, la Formación La Casita, constituida por lutitas (que incluye en facies de mar abierto materia orgánica), areniscas y calizas (con capas amarillas) (Kellum, 1932; Imlay 1936) es de un ambiente lagunar y la presencia de carbón indica condiciones de aguas salobres donde, en algunos intervalos, la laguna pudo estar en conexión con el mar (Imlay, 1936). La Formación Taraises por su parte, está conformada por calizas arcillosas fosilíferas de ambiente profundo y 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, el cual forma parte de los eventos cíclicos que comenzaron a nivel mundial al final del Valanginiano (Cooper, 1977).

Existen alrededor del mundo muchos afloramientos que evidencian el evento transgresivo del Valanginiano Tardío (fig. 13): España (Bureau, 1971), Sardinia (Wiedmann y Dieni, 1968), Polonia (Marek y Raczýnska, 1973), noroeste de Alemania (Kemper, 1973a), en Rusia la transgresión es representada por capas de dolomita de *Al' Murad Suite* en la depresión AfghanTadzhik (Andreyev y Anupriyenko, 1970). A lo largo de la costa de África así como en Argentina y Chile (Reyment y Tait, 1972), mientras que en Perú las capas basales de la Formación Carhuaz pertenecen a éste evento (Benavides-Cacéres, 1956), además de la costa del Pacífico de Canadá (Jeletzky, 1971), mientras que en México, los depósitos transgresivos del Valanginiano Tardío, descansan discordantemente sobre rocas del Jurásico Superior (Tardy, 1972) conformado por la parte Superior de la Formación Taraises.



**Figura 13. Afloramientos a nivel mundial de eventos transgresivos en el Valanginiano Tardío representados por los puntos negros (Tomado de Cooper, 1977, ubicaciones descritas en el texto).**

En el noreste mexicano, el Valanginiano estaba representado por la mayor parte del territorio cubierto de mar, y en gran parte por el mar somero del este del Tetis, con un extenso desarrollo de plataformas carbonatadas, los altos continentales más representativos eran el Bloque de Coahuila (fig. 14), el cuál es un remanente de la disgregación de Pangea, que había empezado en el Triásico, con el establecimiento de un estado de *Rift* (Goldhammer, 1999).

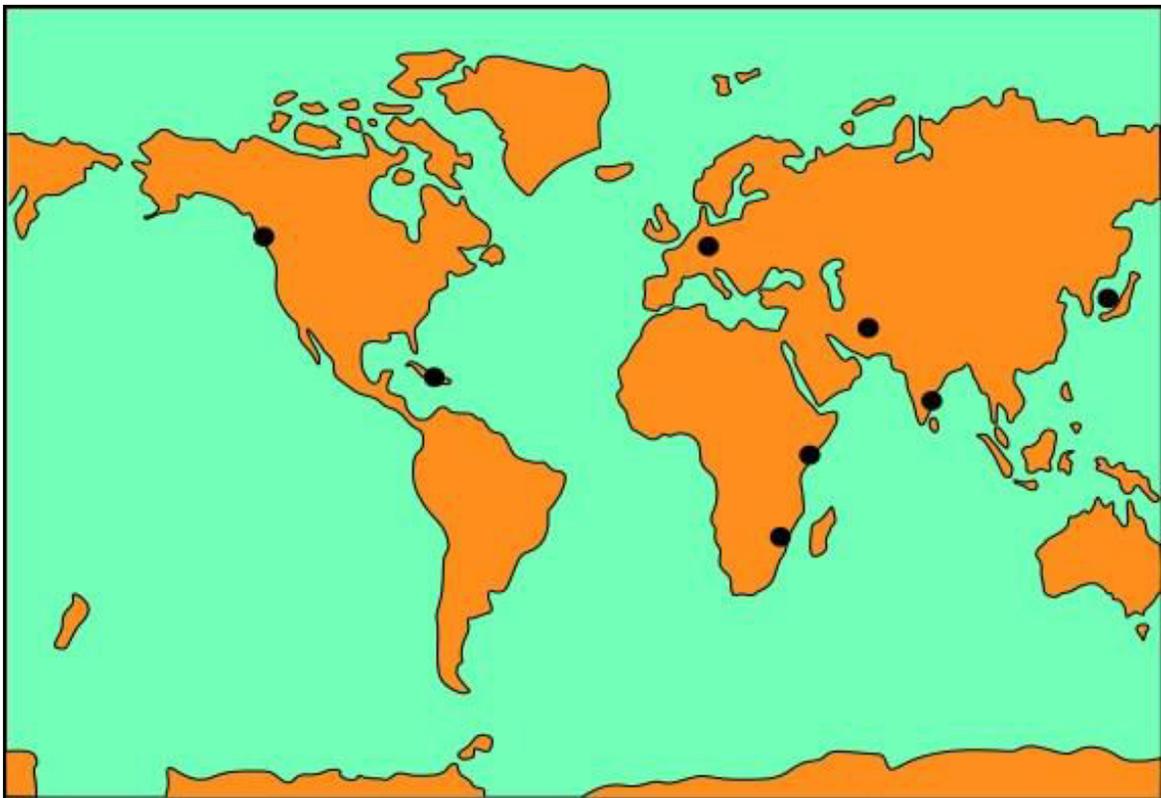


**Figura 14. Paleogeografía del Cretácico Inferior, 3, Bloque de Coahuila, 4 Tierra Continental, 1 Formación Tamaulipas Inferior, 2 Formación Taraises (Modificado de Goldhammer, 1999).**

### 3.1.2 Hauteriviano-Aptiano

A lo largo del Hauteriviano se presentó una regresión y no fue hasta el Barremiano cuando se estableció otra transgresión aunque en la mayor parte de las áreas donde se evidencia esto (fig. 15), las relaciones estratigráficas son poco entendidas. El Barremiano fue un periodo de transgresiones y regresiones periódicas a nivel mundial (fig. XX) marcadas, en el noreste de México, por ciclos perimareales en la parte superior de la

Formación Cupido (Lehman *et al.*, 1999;2000), así como en la costa este y noreste de África, en la Columbia Británica (Jeletzky, 1971), Afganistan (Lapparent *et al.*, 1974), India y Moldavian S.S.R. (Bukatchuk y Yanovskaya, 1968). En el noroeste de Alemania esta transgresión es datada en el Berramiano Tardío (Michael, 1968), mientras que en Japón se refleja en los estratos fosilíferos de la Formación Hanoura y su equivalente (Matsumoto, 1954). Por otro lado la frontera entre el Barremiano y el Aptiano parece haber sido, de una manera general regresivo, siendo hasta más tarde en el Aptiano donde comenzó de nuevo la Transgresión, esto es claramente visible en la parte final de la Formación Cupido (Cupidito) donde ésta regresión podría estar evidenciada por los diferentes morfotipos de microbialitas y la precipitación de yesos, actualmente sustituido por carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) en García y La Huasteca y posteriormente con la Formación La Peña, respectivamente.



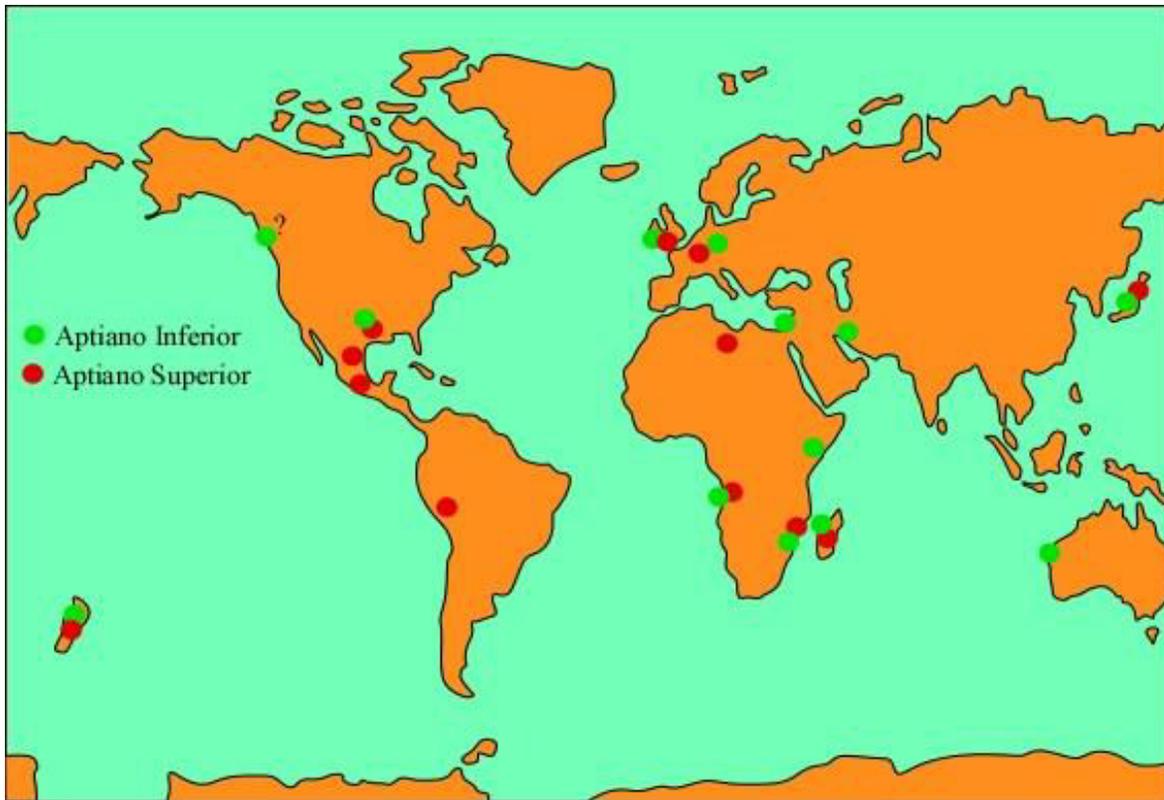
**Figura 15. Localidades a nivel mundial con afloramientos transgresivos del Barremiano Tardío (Tomada de Cooper, 1977, ubicaciones descritas en el texto).**

A lo largo de la costa este africana, los depósitos transgresivos del Albiano Temprano transportaron una fauna caracterizada por la abundancia y diversidad de amonites del género *Cheloniceras*, que también parece ser el caso de extensas áreas del noroeste de Alemania (Kemper, 1973).

El Aptiano Temprano también es transgresivo en Madagascar (Besairie, 1972), la región Djam en Iran (Alavi-Naïni, 1972) y en Israel (Grader, 1960). En Texas la Lutita Hammet descansa discordantemente sobre el Conglomerado Sycamore (Young, 1967), y parecería representar ésta transgresión desde que la suprayacente Caliza *Cow Creek* ha producido el amonite *Dufrenoyia* desde la mitad del Aptiano.

Aunque el Aptiano es fuertemente transgresivo sobre muchas partes del oeste de Canadá (Jeletzky, 1971), en lugares sobreyace sedimentos del Paleozoico, la bioestratigrafía no es lo suficientemente conocida para permitir una datación precisa del evento transgresivo.

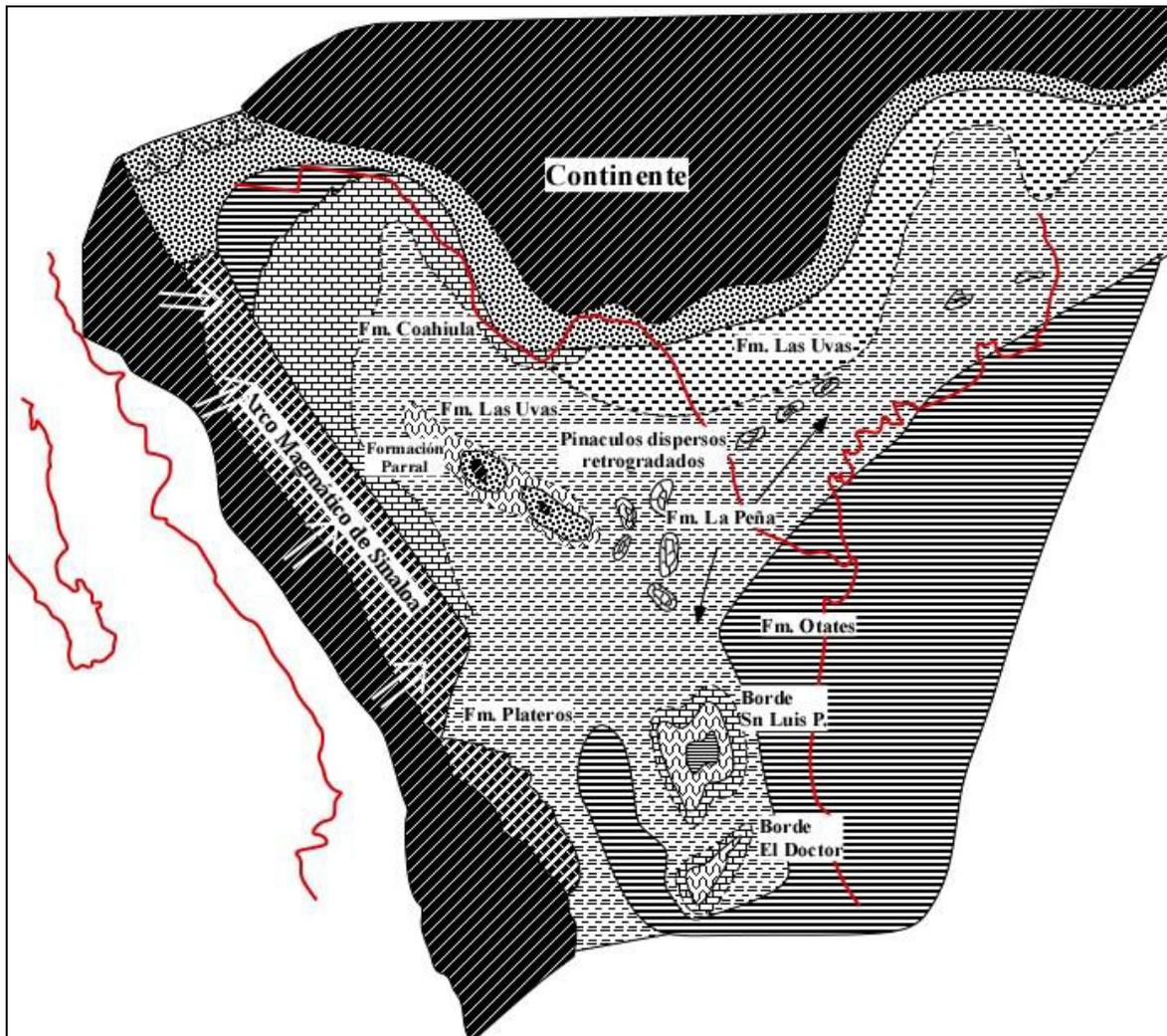
La parte basal del Aptiano Superior posiblemente refleja un corto pero esparcido periodo de regresión marina. En Inglaterra el Aptiano Superior inició con movimientos más extensivos que cualquier otro que haya afectado el depósito del *Greensand* Inferior (Casey, 1961) en Texas esta regresión esta posiblemente marcada por la discontinuidad en la base de la caliza Glen Rose (Young, 1967).



**Figura 16. Localidades transgresivas del Aptiano (Modificado de Cooper, 1977, ubicaciones descritas en el texto).**

En Texas, el Aptiano Superior es transgresivo y es representado por la porción basal de la caliza Glen Rose (Hendricks, 1967; Hayward y Brown 1967; Rodgers 1967), en Guatemala y Honduras la caliza Coban, transgresiva, es datada en el Aptiano Tardío mediante la presencia del foraminífero *Orbitolina texana* Romer (Wilson, 1974), mientras que en Perú los depósitos transgresivos del Aptiano Superior de la Formación Inca, y sus equivalentes, sobreyacen sobre estratos más antiguos erosionados (Benavides-Caceres, 1956). Por su parte, en el sur de Inglaterra esta transgresión se data en la zona de *nutfieldensis* (Casey, 1961), evidencias de depósitos transgresivos del Aptiano Superior se pueden reconocer en el norte de Francia, Zululand en Mozambique, Madagazcara, Libia, la Formación Tonohata en Japón, la Península Raukumura en Nueva Zelanda en la Formación Koronga (Matsumoto, 1954; Furon, 1963; Besairie, 1972; Juignet, 1974; Speden, 1975).

Los depósitos transgresivos del Aptiano Superior en México, están claramente representados en la Sierra de Acatita (Tardy, 1972) y por la Formación La Peña (Imlay, 1936; Humphrey, 1949) compuesta por intercalación de Luititas y Calizas esparcida por gran parte del noreste de México (fig. 16).



**Figura 16. Reconstrucción paleogeográfica del Aptiano Medio-Superior (Modificado de Goldhammer, 1999).**

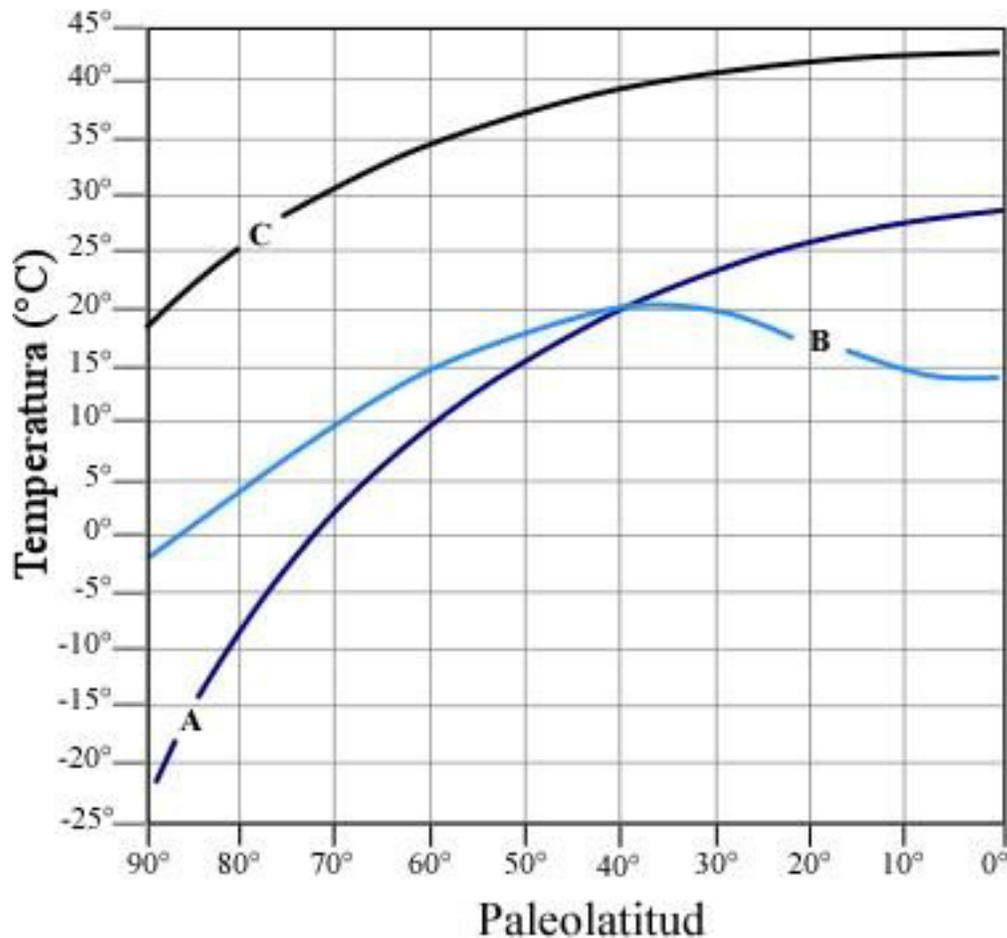
Actualmente Pachauri y Reisinger, (2007) calculan un aumento de la temperatura de entre, 1.1 °C y 6.4 °C y un aumento del nivel del mar de 18 y 59 cm respectivamente, basados en el efecto del aumento de gases de invernadero.

### 3.1.2 Clima durante el Cretácico Inferior

Actualmente la diferencia de temperaturas entre el polo y el ecuador es alrededor de 50° C; mientras que para la parte media del Cretácico, la diferencia variaba entre 30° C y 24° C, implicando un clima mucho más equitativo (fig. 17), siendo tres factores principales los causantes 1) reducción del hielo en los polos y por consecuencia la reducción del albedo de la Tierra (reflexión de la energía solar), 2) mejor eficiencia de transporte de energía meridional por la atmosfera y el océano, 3) incremento de la concentración de gases atmosféricos de efecto invernadero (Hay, 2010).

La mayor parte del conocimiento que se tiene del clima del Cretácico se obtiene a través de isotopos estables, particularmente de oxígeno. Isotopos de oxígeno de fósiles marinos registraron la temperatura histórica del océano, indicando un Cretácico Temprano frío, la parte media caliente húmeda y un Cretácico Tardío caliente (Frakes, 1999; Huber *et al.*, 2002; Wagreich, M., *et al.*, 2010) donde la temperatura pudo llegar hasta los 42°C en el ecuador del Atlántico en el intervalo Cenomaniano-Turoniano en su máximo, mientras que para el Cretácico Inferior, Caballero-Ramírez (2010) reporto temperaturas de 32°C para el Aptiano Tardío en la parte Superior de la Unidad Cupidito del noreste de México, por su parte, Leal-Resendez (2011) obtuvo temperaturas desde 31 hasta 38°C en la base de la misma unidad ambas precediendo al evento denominado "Gargas" que refleja una transgresión marina en la última parte del Aptiano (Barragan-Manzo, Díaz-Otero 2004) en los sedimentos de la Formación La Peña.

Actualmente se sabe que las grandes y rápidas perturbaciones climáticas, ocurrieron durante la etapa de Invernadero (*greenhouse world*) durante el Cretácico (Jenkyns, 2003). Tales eventos no fueron, necesariamente, resultado de variaciones en la órbita de la Tierra y pueden reflejar cambios en los gases de invernadero de la atmosfera causados por actividad magmática y tectonismo (Jahren, 2002), este factor, junto con la formación de montañas y los cambios en la circulación marina, son los aspectos más importantes como controladores del clima, sin embargo durante el Cretácico el más sobresaliente fue la elevación de las concentraciones de CO<sub>2</sub> atmosférico como gas de invernadero (Barron y Washington, 1984; 1985).



**Figura 17. Comparación de temperaturas marinas modernas y cretácicas: A) Temperatura superficial moderna; B) Temperatura moderna a 100 m de profundidad; C) Superficie tropical del mar Cretácico de alrededor de 42 °C y temperaturas polares mayores a 18 °C (Modificado de Bice *et al.*, 2006).**

Durante el Cretácico Temprano las temperaturas tropicales eran similares a las actuales, pero el mar en los polos tenía hielo marino de temporada con capas de hielo en tierras altas en la Antártica. Empezó una tendencia de calentamiento gradual hasta un máximo térmico en el Cretácico Superior (Cenomaniano-Turoniano); (Frakes, 1999; Clarke y Jenkyns, 1999) que declinó en el Campaniano (Huber *et al.*, 2002).

Desde los 80s el consenso, en referencia a cuál fue el principal factor del calentamiento global durante el Cretácico, es por la acumulación de gases de efecto invernadero (Hay, 2010), una reconstrucción paleogeográfica detallada muestra que un transporte de calor de gran escala hacia el Ártico pudo ser posible solamente durante el

Cretácico Temprano, antes de 120 Ma entre 120 y 90 Ma debido a la configuración paleogeográfica, se volvió más restrictiva la interconexión de los océanos ( Kazmin y Napatov, 1998). Desde los 95 Ma hasta el Neógeno Tardío la cuenca ártica se mantuvo pobremente conectada con los demás océanos sin ser fuente de agua oceánica profunda (Hay, 2008).

Se piensa que durante el Cretácico los niveles de CO<sub>2</sub> atmosférico, fueron entre 2 y 8 veces mayores que los niveles pre-industriales de 280 ppm (Hay, 2010) incluso hasta 10 veces más, es decir, que se alcanzaron niveles tan altos como los 2800 ppm (Kelly, 2003). Consecuentemente se cree que la atmósfera era mucho más caliente que la actual de tal modo que las temperaturas superficiales rondaban los 42°C en la superficie tropical del Mar y 18°C en los polos durante el Cretácico (Bice *et al.*, 2006)

Además de las altas concentraciones Budyko *et al.*, (1987) notó que la actividad volcánica siguió los mismo patrones de distribución que las rocas carbonatadas concluyendo que el CO<sub>2</sub> fue introducido a la atmosfera por actividad volcánica, de modo que el volcanismo es reflejado en la suma de la masa de rocas volcánicas en el bloque continental.

La actividad volcánica intensa durante el Cretácico, ocurrida principalmente en los océanos debido a la gran actividad ocurrida en las dorsales oceánicas y dentro de la placa oceánica, en el continente, largos campos volcánicos de flujos de basaltos, a pesar de que el volumen de estos flujos no es significativo, si lo son las erupciones hacia la atmosfera, relacionándolos con cortos periodos de cambio climático (Kelley, 2010).

Según Kelley (2003) las dorsales oceánicas han producido, en los últimos 70-80 Ma entre 18 y 20 millones de kilómetros cúbicos de corteza oceánica, mientras que alrededor de los 120-125 Ma. es decir durante el Barremiano-Aptiano, se generó cerca de 35 millones de kilómetros cúbicos por millón de años durante 40 millones de años, esto se traduce en intensa actividad magmática, creación de islas volcánicas, rápida dispersión del piso oceánico y por consecuencia, alta producción de CO<sub>2</sub> atmosférico como gas de invernadero, lo que contribuyó al aumento de la temperatura durante el Cretácico.

Biológicamente este aumento de temperaturas y la mayor disponibilidad de CO<sub>2</sub> en el ambiente, también supone un alta tasa de biomineralización, de eutroficación y en general un aumento en la tasa fotosintética de las numerosas comunidades microbianas asociadas a un loci de precipitación de carbonato, lo que resulta en la formación de arrecifes, microbialitas y construcciones orgánicas que se vieron favorecidas por las condiciones ambientales prevalecientes durante el cretácico.

#### 3.1.4 Desarrollo de plataformas carbonatadas del Cretácico Inferior

Teóricamente la Tierra, debería tener una temperatura promedio de -18 °C, por su distancia del Sol, sin embargo los gases de invernadero como el Bióxido de Carbono (CO<sub>2</sub>), mantienen los rayos solares dentro de la Tierra conservando una temperatura promedio de 15 °C (Kelley, 2003) durante el Cretácico las concentraciones de bióxido de carbono eran mayores a las actuales lo cual se traduce en mayor temperatura lo cual conlleva cambios ambientales.

Una de las características principales del Cretácico es el extenso desarrollo de plataformas carbonatadas, estas representan una compleja interacción de diferentes variables geodinámica como cambios estáticos, subsidencia sedimentación (Goldhammer, *et al.*, 1990) pero que también afectan en su desarrollo las cuestiones climáticas y los ciclos biogeoquímicos. En la figura 18 se muestra un esquema del desarrollo de plataformas carbonatadas para "el nuevo continente" (Sur de EEUU, México y la región Caribe) y "el viejo mundo" (principalmente alrededor del Mediterráneo y las regiones del este medio) donde se aprecia que la mayor etapa de desarrollo de plataformas carbonatadas en el Cretácico coincide también con uno de los mayores episodios de creación de piso oceánico a partir del Barremiano con una duración de alrededor de 40 Millones de años (Kelley, 2003).

Durante esta etapa el factor más productivo de carbonato fueron las grandes congregaciones de organismo, especialmente moluscos (rudistas, bivalvos, braquiópodos), corales

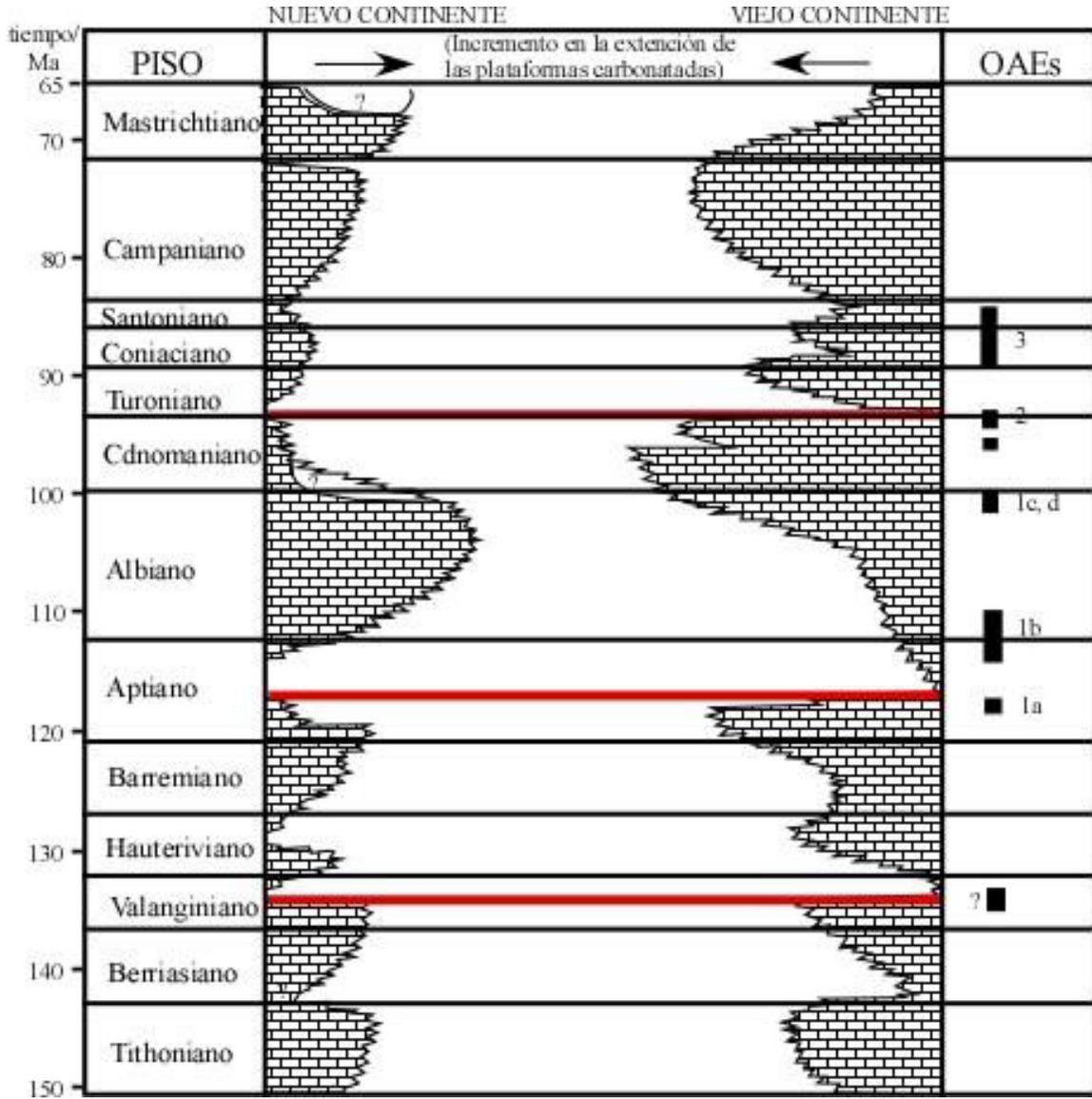
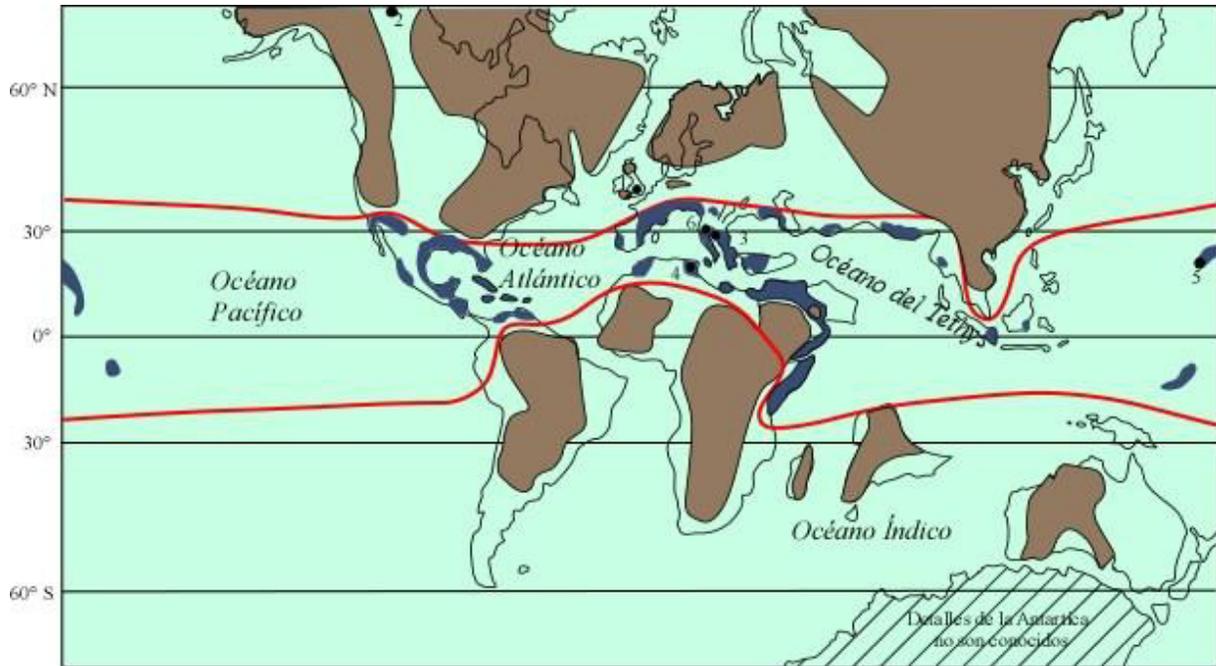


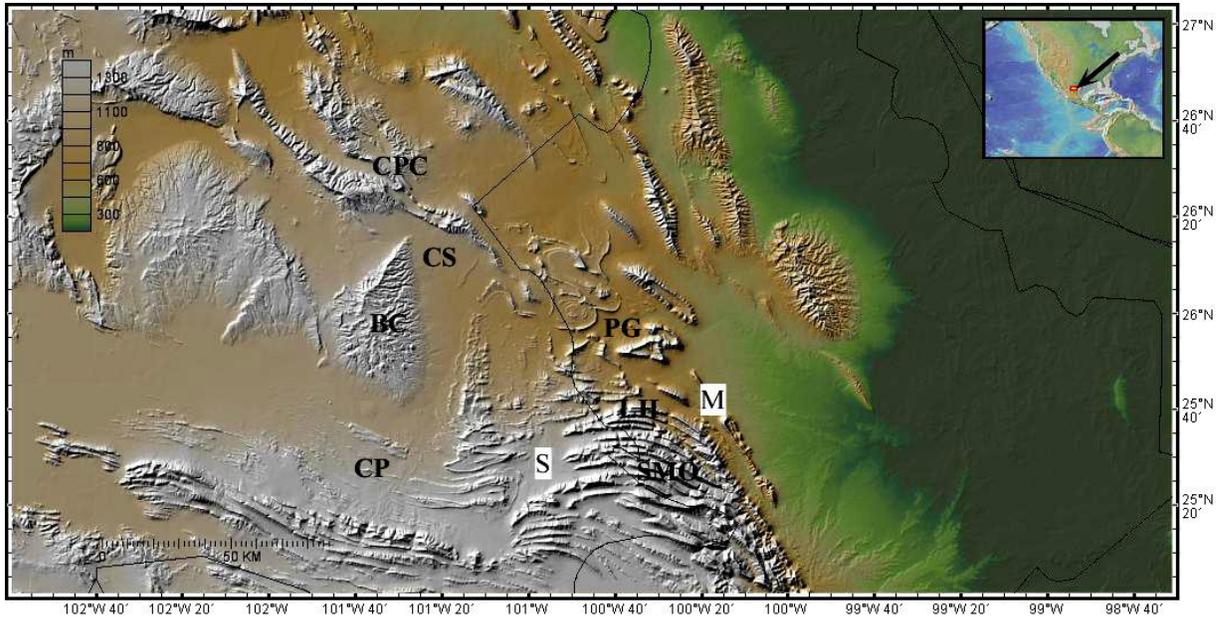
Figura 18. Desarrollo de plataformas carbonatadas durante el Cretácico en el dominio del Tetis, para América y el resto de la masa continental. Las mayores crisis en el crecimiento de las plataformas están indicadas por las barras horizontales color rojo, y la inferencia de los eventos anóxicos (OAEs) se muestran en la derecha en barras verticales negras (Skelton, 2003).



**Figura 19. Reconstrucción aproximada del Cretácico Medio (98 Ma.) que muestra la posición de los continentes y remarca el desarrollo de plataformas carbonatadas en el paleoecuador y por consecuencia los desarrollos arrecifales (Tomado de Skelton, 2003)**

### 3.2 Evolución de la Plataforma Cupido

La evolución de los rasgos morfotectónicos y la sedimentación de las formaciones geológicas en el noreste de México y de manera particular La Formación Cupido, están, directa o indirectamente relacionados a la apertura del Golfo de México (GdM). El establecimiento de altos estructurales, formación de cuencas, depósito de sedimentos marinos y continentales, inclusive la morfología actual del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental (fig. 2.1), fue condicionado por un sistema extensivo propiciado por la separación del súper continente Pangea, acrecionado durante el Paleozoico Superior, cuando la masa continental de Gondwana (hoy África y Sudamérica) choco diacrónicamente con Laurentia (Norte América) generando la orogenia conocida como Allegénica en la región de los Montes Apalaches (EEUU) y Ouachita-Marathon en el Sur de los Estados Unidos/Norte de México y cuya evidencia se presenta como el Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon (Sedlock *et al.*, 1993).



**Figura 20. Principales rasgos paleotectónicos del NE de México, PG= Potrero García, LH= La Huasteca, SMO=Sierra Madre Oriental, CP= Cuenca de Parras, CS= Cuenca de Sabinas, BC= Bloque de Coahuila y CPC= Cierra Plegada de Coahuila(GeMapApp3.3.2).**

Este evento extensivo se dividió en dos etapas principales conocidos como *rift* y *drift* continental durante el Triásico Superior-Jurásico Medio (Calloviano) y Jurásico Superior respectivamente (Goldhammer, 1999) dando como resultado el establecimiento de altos estructurales y cuencas sedimentarias (p. ej. El Bloque de Coahuila, El Archipiélago de Tamaulipas, La Península Burro-Peyotes, Isla La Mula, Cuenca de Sabinas, Cuenca de Parras, Paleo Canal de Monterrey etc.) que controlaron los patrones sedimentarios de la región (González-Sánchez, 2007) y más adelante los estilos estructurales mediante la activación de la Orogenia Laramide en el Cretácico Superior.

### 3.2.1 El Bloque de Coahuila

El depósito de la Formación Cupido se dio alrededor de altos estructurales, en EEUU por La Plataforma Central de Texas y en la zona del noreste mexicano por el establecimiento del Bloque de Coahuila alrededor del cual se depositó en forma de una extensa plataforma carbonatada limitada hacia la zona de cuenca por un "cinturón" arrecifal (Lehmann *et al.*, 1998) visualizado generalmente como una barrera de arrecifes. De

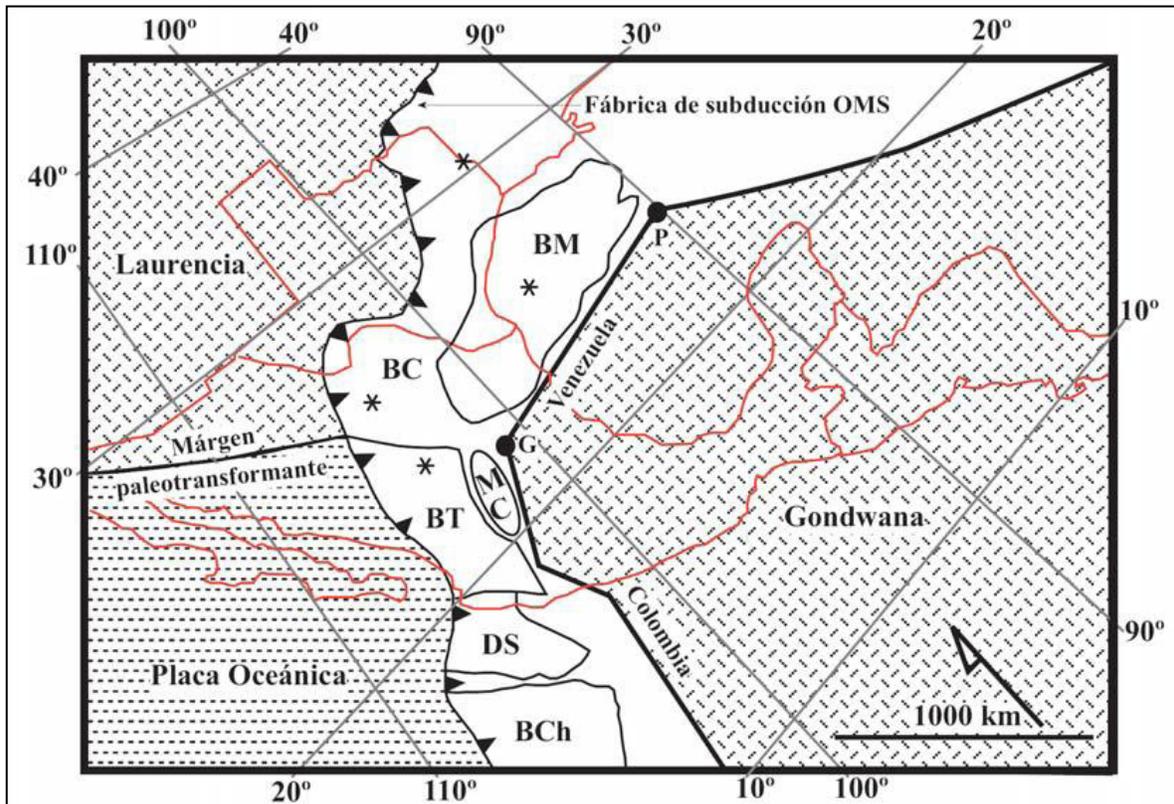
acuerdo con Coney, 1983, el Bloque de Coahuila es un terreno tectonoestratigráfico de edad Paleozoico Superior acrecinado a Norte América durante la Orogenia Apalaches-Ouachita Marathon (fig. 21).



**Figura 21. Localización del Bloque de Coahuila y el Borde arrecifal de la Formación Cupido (Modificado de Goldhammer 1999).**

Este bloque está compuesto por rocas Paleozoicas con metamorfismo de bajo grado (Sedlock *et al.*, 1993) e intrusiones graníticas a granodioríticas de edad Permo-Triásica producto del arco magmático establecido en el oeste de México en ese mismo tiempo, se encuentra limitado al norte por la falla de San Marcos y al Sur por la Hipotética falla Mojave-Sonora (Chávez-Cabello *et al.*, 2005; Wilson *et al.*, 1984; Goldhammer, 1999).

El mecanismo de acreción del bloque Coahuila fue mediante la subducción del límite meridional de Laurentia por debajo del convergente margen septentrional de la porción Sudamericana de Gondwana. Sin embargo, previa a la acreción de dichos bloques, estos fueron afectados por magmatismo de arco de edad pensilvánica, el cual es registrado en los bloques Coahuila, Tampico y Maya (fig. 22).



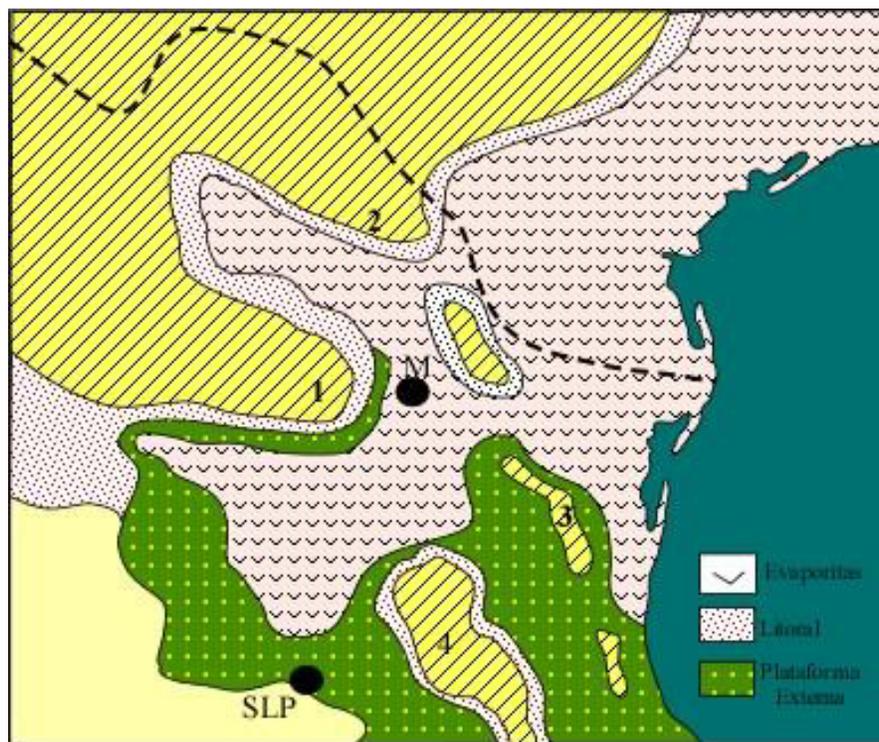
**Figura 22. Reconstrucción geotectónica de México durante el Pérmico Temprano (~281 Ma.).** Los asteriscos representan evidencia fragmentaria de magmatismo de arco durante el Carbonífero previo a la sutura OMS. BC = Bloque Coahuila; BCh = Bloque Chortis; BM = Bloque Maya; BT = Bloque Tampico; DS = Bloque del Sur; G = Península Guajira, Colombia; MC = Macizo de Chiapas; P = Península de Paria, Venezuela. Tomado de Dickinson y Lawton (2001).

El Bloque de Coahuila fue sometido a extensión continental producto de la apertura del Golfo de México y evidenciado con los Lechos Rojos del grupo Huizachal durante el Triásico Tardío depositados en las cuencas de *rift* continental. Después de su acreción a Norte América, el BC básicamente no ha cambiado de lugar (Molina-Garza, 2005).

### 3.2.2 La Plataforma de Cupido: desarrollo estratigráfico

Durante el Triásico se depositaron sedimentos en las cuencas de *rift*, en el NE mexicano se reconocen como el grupo Huizachal al cual Mixon (1963), subdivide en: la parte basal la formación La Boca y la parte superior la formación La Joya (Batoniano Tardío-Calloviano) que consiste en rocas siliciclásticas lacustres de marinas a

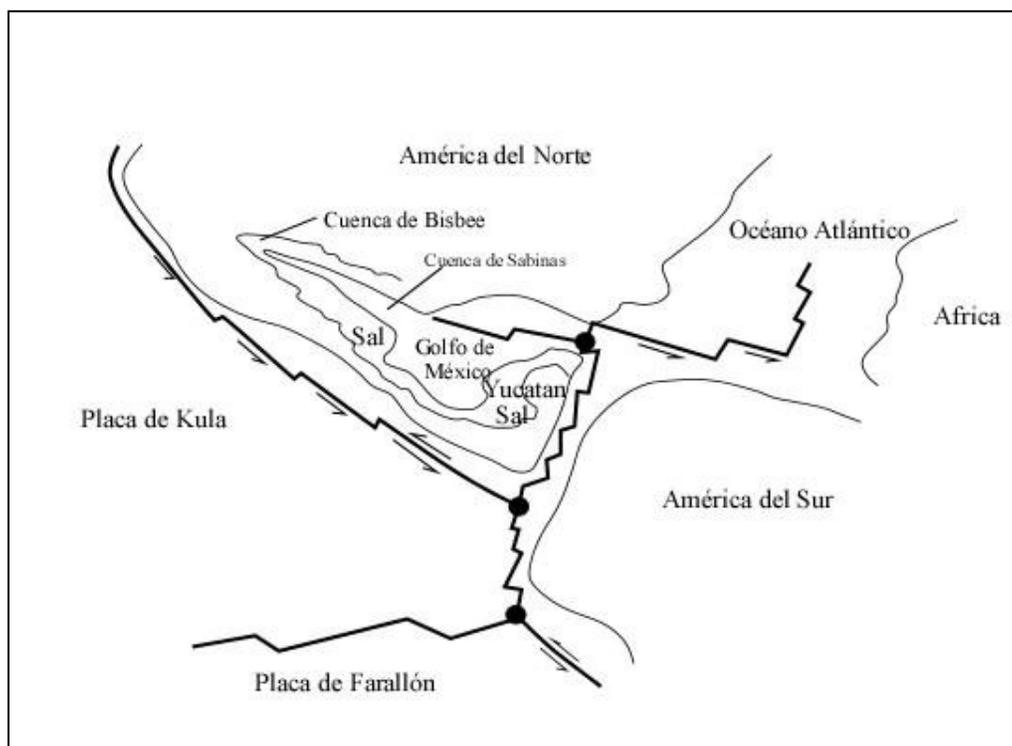
marginalmente marinas incluyendo rocas volcánicas y litarenitas feldespáticas (Bracken, 1984). La Formación La Joya es depositada concordantemente con la Formación Minas Viejas y discordantemente con la Formación Hizachal durante el Calloviano, en el Jurásico Medio y se presenta en su base con un conglomerado basal (20 m de espesor) pasando gradualmente a sedimentos clásticos más finos, mientras que en la parte superior presenta transiciones evaporíticas, calizas o dolomías (Michalzik, 1988, 1991, Mixon, 1963, Belcher, 1979), este cambio en la parte superior está dado por la transición hacia la Formación Minas Viejas y Fm. Olvido al sur del Archipiélago de Tamaulipas (Callobiano-Oxfordiano), (Padilla y Sánchez, 1982; Gray y Johnson, 1995; Marrett y Aranda-García, 1999).



**Figura 23. Distribución de Evaporitas y rasgos paleogeográficos principales para el Oxfordiano del Jurásico Medio. (1) Bloque de Coahuila, (2) Península Burro-Peyotes, (3) Archipiélago de Tamaulipas, (4) Isla de Maquihuana (Modificado de Eguiluz *et al.*, 2000).**

Desde el Jurásico Inferior-Medio se produjo piso oceánico en el Golfo de México debido al movimiento del Bloque de Yucatán hacia el Sur mediante la instauración de una dorsal que posteriormente migraría hacia una posición entre Yucatán y Venezuela-

Colombia (Campa y Coney, 1983; Goldhammer y Jhonnson, 2001). Esto separo dos provincias mediante este régimen extensional: La Provincia Norte, se encuentra frente a las costas de Texas y Louisiana, y es representada por la cuenca de sal del GdM norte; mientras que la provincia sur se encuentra frente a las costas de Tabasco y Campeche, y es representada por la cuenca de sal de Campeche, el producto final, la apertura del Golfo de México y la generación de uno de los rasgos paleogeográficos más sobresalientes del NE mexicano, El Bloque de Coahuila generando también los demás bloques estructurales y la Cuenca de Sabinas (Eguiluz, 2000).



**Figura 24. Representación para el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano mostrando la apertura del Golfo de México y la instauración de la Cuenca de Sabinas (Modificado de Coney, 1983)**

Durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano las secuencias sedimentarias se tornan marinas, con el depósito de la Formación Zuloaga que es equivalente en tiempo a la parte superior de la Formación Minas Viejas, consiste en calizas oosparíticas, que presentan un color que varía de gris-café a gris-amarillento con estratificación cruzada y masiva, se

les ha asignado un ambiente de alta energía (Michalzik, 1988; Götte, 1988 y Goldhammer, 1999), representa condiciones de mar abierto con la transición de una etapa de *rift* a *drift* en el desarrollo de un margen pasivo. La Formación La Casita (Kimerigiano Superior-Hauteriviano), representa un periodo de mayor influencia clástica debido a su cercanía con el bloque de Coahuila del cual proviene la mayoría del material detrítico (Goldhammer, 1999), lo cual también controla sus espesores.

## **Capítulo 4: Resultados**

"La locura es hacer la misma cosa una y otra vez esperando obtener diferentes resultados"

-Albert Einstein-

En esta sección se describen los resultados más representativos de cada localidad en cuanto a su perfil sedimentario, microfacies e influencia microbiana como principales criterios de análisis. Como muestran los resultados, el análisis de cada localidad de la Formación Cupido indica diferencias muy locales en su ambiente de depósito a nivel de microbialitas. A continuación se presentan los resultados derivados de este trabajo de acuerdo a cada localidad bajo estudio: Puerto México, García y La Huasteca.

#### **4.1 Localidad de Puerto México**

Los elementos macro y micro fosilíferos de la localidad Puerto México derivados de los estudios realizados previamente, indicaron que las calizas analizadas corresponden a una biota fósil constituida predominantemente por rudistas, foraminíferos bentónicos, algas calcáreas y un coral solitario dentro de las facies 5 y 7 (Torres de la Cruz, 2011), mismas que se interpretan en las zona arrecifal y lagunares. Esos resultados permiten interpretar que éstos carbonatos estromatolíticos representan la base de la Formación Cupido Debido a que de manera general la zona arrecifal está asociada a la base de la Formación. En el presente trabajo los carbonatos microbianos de la misma localidad se analizaron biosedimentológica y geoquímicamente por medio de microscopía electrónica de barrido, análisis elemental y catodoluminiscencia.

##### **4.1.1 Tapetes Microbianos y Estromatolitos**

En este punto conviene distinguir la diferencia entre los dos tipos de microbialitas, ya que justamente en esta localidad se encontraron carbonatos microbianos que ejemplifican dos tipos de macroestructuras y/o litofacies: los tapetes microbianos y los estromatolitos. Los tapetes microbianos se distinguen por ser macroestructuras litificadas estratiformes que presentan una laminación bien marcada a escala de centímetros, mientras que los estromatolitos se distinguieron porque adicionalmente a la estructura de laminación alternada el perfil tridimensional se encuentran bien marcado (Lámina 1).

En Puerto México los tapetes microbianos ocurren como cinturones o bandas horizontales relativamente delgadas que oscilan entre 2 y 6 cm de espesor, y una longitud

que varía de 12 a 24 cm los más largos. Estos tapetes microbianos son escasos y están preservados en diferentes planos geométricos y se distribuyen muy puntualmente en esta localidad, exhibiendo una mesoestructura que varía de estratiforme a ondulada sin un desarrollo tridimensional de la macroestructura del estromatolito ni un centro de acreción. Estos tapetes fosilizados varían en coloración, textura y orientación, aunque las diferencias observadas en convexidad y coloración (Lámina 1, Figs. A y B) son diagenéticas más que primarias. Además su distribución no es homogénea, sino que los tapetes se encuentran en una sola zona en forma de fragmentos de tapetes microbianos de tamaño aproximadamente regular (no mayor a 325 cm de largo) y preservados en diferentes orientaciones como estructuras primarias sobre una matriz calcárea tipo *mudstone* dentro de estratos masivos que se confunden con grandes conglomerados fosilíferos masivos. Además de éstos fragmentos, hay dos ocurrencias in situ de un tapete microbiano asociado al coral solitario. Sólo en muy pocos casos es posible observar el desarrollo bien marcado de pequeños estromatolitos en secuencia de aproximadamente 2 cm de altura y 1 cm de diámetro en promedio que se encuentran ligados lateralmente. Los estromatolitos individualmente ostentan estructuras cóncavas con un alto grado de convexidad, y con una tendencia bien marcada hacia el desarrollo de macroestructuras columnares y hasta parabólicas (Lámina 1, Figs. C y D). La figura 1D (pag. 68) muestra una imagen representativa de un estromatolito con una macroestructura LLS de acuerdo a la nomenclatura de Logan et al., (1989), para definir aquéllos estromatolitos unidos lateralmente (*laterally-linked-stromatolites*) con una alta convexidad y donde la estructura domal tiende a ser parabólica a partir de uno o varios puntos de acreción. Un examen más detallado revela que existen varias generaciones de estromatolitos que en la base ostentan una mesoestructura ondulada hasta cóncava y parabólica, mostrando una gradación agrandante y con un marcado cambio de orientación. También se observa que los estromatolitos no se alinean en el mismo plano y que el espacio interestromatolítico tiende paulatinamente a ser estratiforme. Cada núcleo de acreción es perfectamente circular y hay un perfil sinóptico de 90°, lo que refleja su tendencia a una morfología cóncava (laminación vertical o casi vertical a la zona axial). La laminación muestra un patrón regular conformada por una laminación clara de calcita que varía de 1 a 5 mm es regular alternando con una laminación oscura micrítica menor a 1mm y con contactos distinguibles y superficies corroídas que muestran alteraciones oscuras de

pedernal nodular y hasta laminar (Fig. D). En intervalos periódicos y regulares se aprecia la precipitación de una fábrica geopetal que generalmente rodea los núcleos micríticos de cada estromatolito individual. Estas estructuras geopetales ocurren por lo menos en tres capas y en la parte superior (no estromatolítica) se hace más evidente. Adicionalmente la presencia de estromatolitos superpuestos de menor diámetro y convexidad en el nivel inferior sugiere ramificaciones debidos al cambio del nivel del mar (Fig. 1D) La laminación está bien marcada y en un rango de milímetros, siendo las láminas claras mucho más gruesas y definidas que las oscuras; el tamaño de cada estromatolito individual es constante así como la distancia entre ellos (de aproximadamente entre 1.5 y 2 cm de distancia), lo cual podría ser indicativo de que probablemente se formaron en un periodo relativamente rápido y bajo condiciones de energía muy fluctuantes. El perfil vertical del horizonte inferior y superior del nivel estromatolítico contrasta con la sedimentación fina y bien marcada de los pequeños estromatolitos. Los estudios previos en secciones petrográficas habían determinado que tanto la microestructura de los estromatolitos como de los tapetes de la localidad de Puerto México correspondían a texturas mudstones con una laminación uniforme, convexidad pronunciada y con la presencia de una microfábrica fenestrada de manera irregular (Lámina 1, Figs. E, F y G). En este trabajo los análisis se enfocaron a la búsqueda de microfósiles por micrografía electrónica. Los resultados del análisis SEM se ilustran en las Láminas 2 y 3, y corresponden a las microestructuras del tapete y de los estromatolitos encontrados en Puerto México, respectivamente.

Generalmente los estromatolitos LLS son considerados como representativos de ambientes de submarea de acuerdo a esta nomenclatura, indicando condiciones de intermarea mucho más altas de energía que probablemente también cambiaron rápidamente dado el tamaño relativamente pequeño que alcanzan los estromatolitos. De manera similar, la disposición generalmente errática de los tapetes microbianos en el campo, en cuanto a tamaño, espesor y corta extensión de cada tapete individual son indicadores de que probablemente se establecieron condiciones propicias pero muy efímeras para la formación de estromatolitos, y que éstas cambiaron muy rápidamente.

**Lámina 1. Microbialitas de la Localidad de Puerto México, NL**

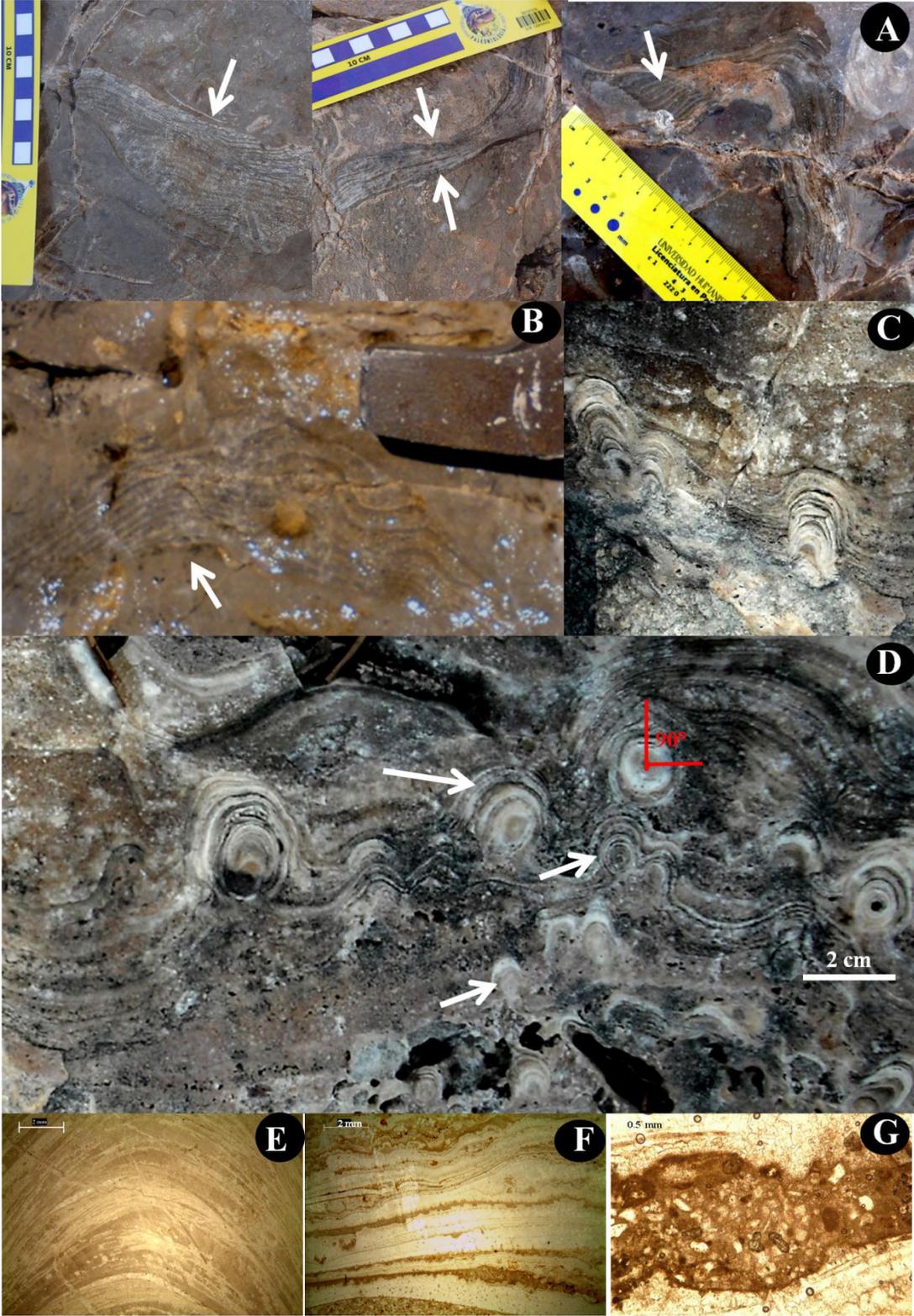
**Figura A.** Diferentes cortes de tapetes microbianos (flechas blancas) en diferentes planos geométricos y con diferente convexidad tal como se encuentran *in situ*. Nótese la laminación milimétrica alternada y que no ostenta un núcleo de acreción (y por eso no es estromatolito).

**B)** Tapete microbiano representativo de Puerto México donde se aprecia una laminación alternada que varía de estratiforme a contorneada y el grado de alteración diagenética en color y textura.

**C y D)** Estromatolitos tipo LLS representativos de la localidad de Puerto México (representado por la muestra PM-1 y PM-2) donde se aprecia su gran convexidad y perfil sinóptico, además de la texturas sedimentarias.

**E-G)** Microfábrica de los estromatolitos que ilustran las diferentes texturas: textura *mudstone*; (e) con la típica laminación alternada; (f) texturas geopetales y de disolución que obliteran la laminación uniforme; (g) Banda micrítica con una microtextura micrítica peloidal dentro de una matriz esparítica más clara.

Lámina I: Microbialitas de la Localidad Puerto México, N.L.



#### 4.1.2 Microbiota asociada a los estromatolitos y tapetes

Las cianobacterias son consideradas los principales constructores de tapetes microbianos y los resultados derivados de este trabajo confirman que se encuentran asociadas a las calizas estromatolíticas identificadas en Puerto México como se muestra claramente en las siguientes figuras (Láminas II-IV). Las micrografías SEM muestran una población de cianobacterias dominada por formas filamentosas de dos tipos: (a) Cianobacterias filamentosas constructoras de estromatolitos identificadas *in situ* en muestras de carbonatos sin tratamiento (digestión ácida), y (b) cianobacterias endolíticas, que son los remanentes en forma de moldes o *casts* identificados y detectados de acuerdo a la clásica metodología para microorganismos endolíticos descrita en la parte experimental de esta tesis (Capítulo 1).

Además de identificar algunos remanentes de microfósiles de cianobacterias bentónicas detectadas por su forma, diámetro y orientación geométrica, representadas por filamentos mucho más largos de alrededor de 6  $\mu\text{m}$  de diámetro y postradas en diferentes orientaciones constructoras detectadas por SEM (Lámina II, Figs. C - D), en estas muestras se identificaron cianobacterias endolíticas dentro de la infraestructura carbonatada (Lámina II, Figs. A, D, y E). Los resultados de la Lámina II muestran la presencia de cianobacterias endolíticas caracterizadas por filamentos pequeños (5  $\mu\text{m}$  de diámetro y alrededor de 20  $\mu\text{m}$  de longitud) que aparecen fragmentados y muestran una superficie rugosa a lo largo del filamento. Así mismo, es frecuente la presencia de orificios perfectamente circulares o sin una geometría definida pero con remanentes orgánicos, probablemente de biofilmes (Lámina II, figura A) típica de biosignaturas endolíticas, así como los moldes de filamentos totalmente verticales (Lámina 2F).

**Lámina II. Cianobacterias *in situ* asociadas a Estromatolitos en PM**

**A)** Muestra analizada por SEM que exhibe la laminación estromatolítica remplazada en su área central por rellenos (fibrosos) geopetales que delinear claramente la laminación alternada. La laminación primaria, ondulada y uniforme, probablemente ha sido alterada por disolución y reprecipitación.

**B)** Cianobacterias endolíticas en los estromatolitos de PM

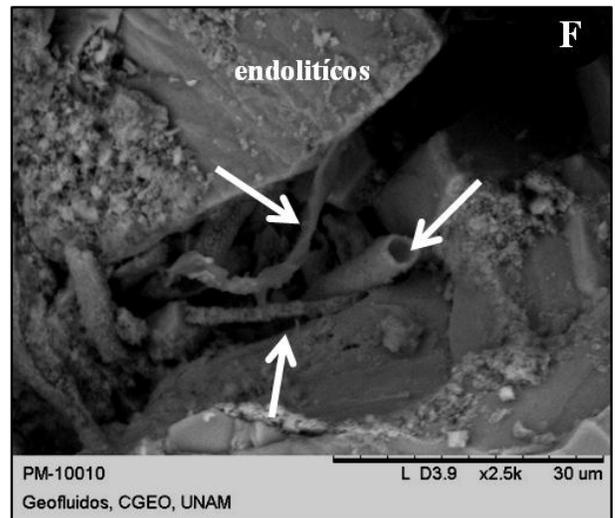
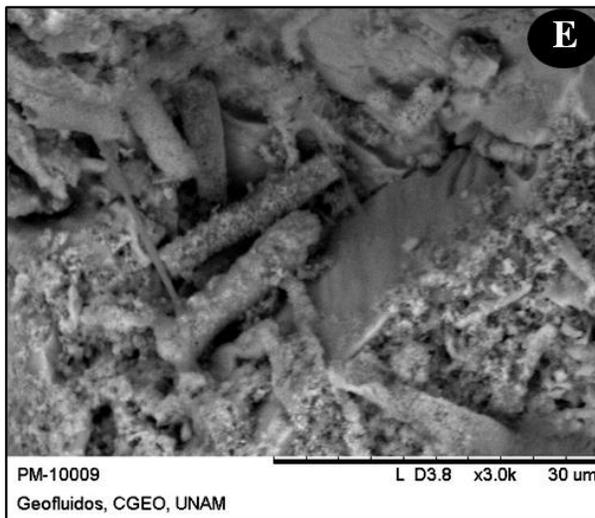
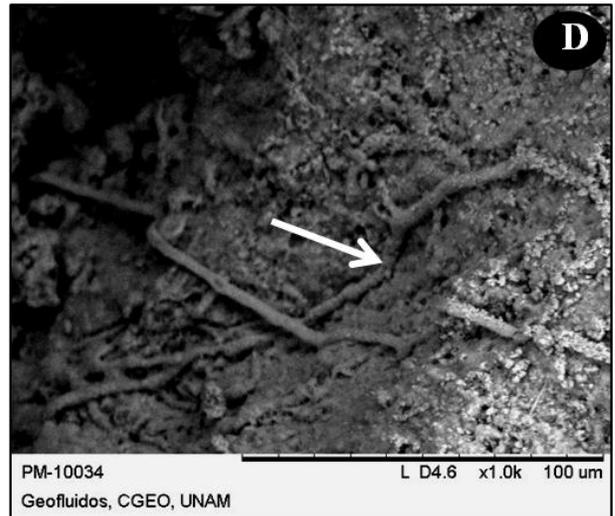
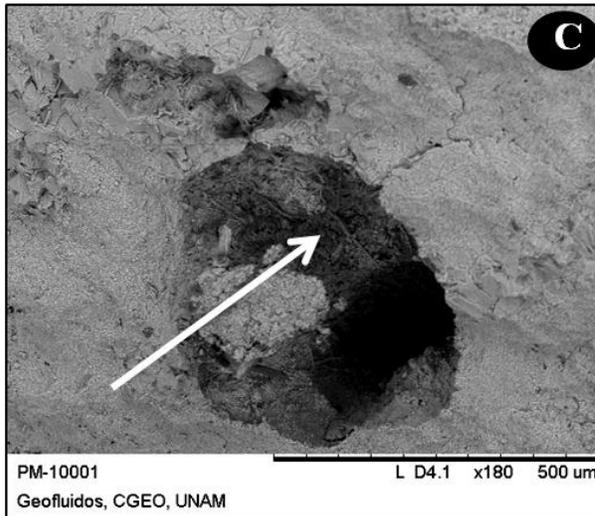
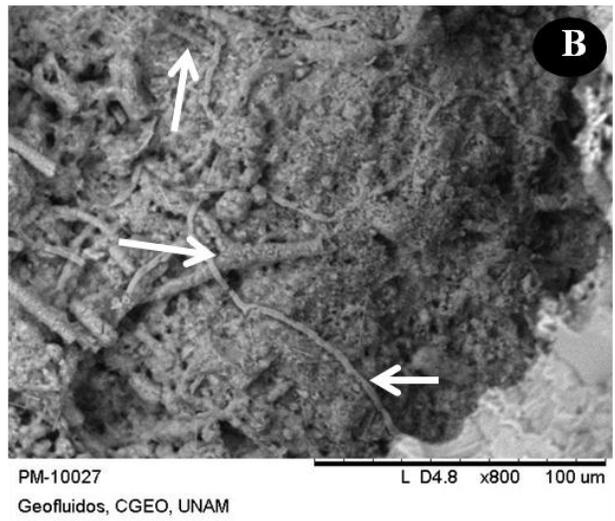
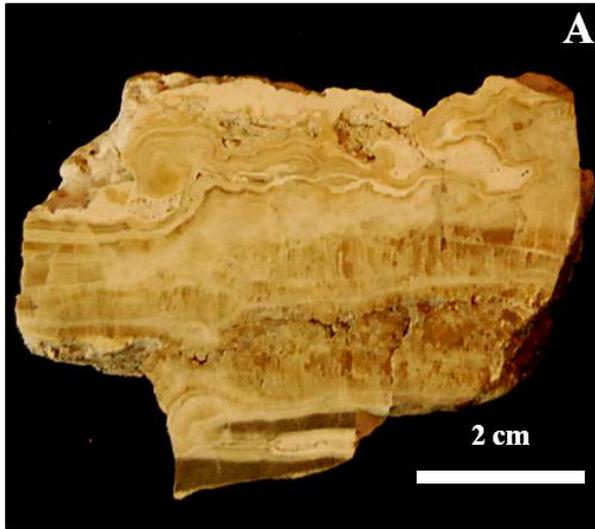
**C)** Interior de una fractura oval del carbonato microbiano (flecha), en cuyo interior se aprecian fragmentos carbonatados relativamente cubiertos escasamente por cianobacterias filamentosas que no se aprecian claramente.

**D)** Cianobacterias filamentosas dentro de las oquedades de la muestra estromatolítica de Puerto México, no es apreciable su longitud toda sin embargo se aprecia un diámetro que ronda los 5  $\mu\text{m}$

**E)** Morfología diferente de cianobacterias cuya longitud es menor a 30  $\mu\text{m}$  y su diámetro es menor a 2  $\mu\text{m}$ , ambos morfotipos se encuentran en la misma muestra.

**F)** Cianobacterias en corte transversal mostrando la parte interna de la estructura tipo molde y cuyo resto del cuerpo se encuentra dentro de la roca.

Lámina II: Cianobacterias *in situ* asociadas a Estromatolitos en PM



Existen por lo menos dos poblaciones representadas por morfotipos de cianobacterias filamentosas identificadas por su forma, longitud y textura así como por la notable diferencia en sus diámetros (3  $\mu\text{m}$  y 6  $\mu\text{m}$  respectivamente). Por su abundancia, distribución y morfología son comparables a ciertos morfotipos actuales y fósiles del tipo LLP (*Lyngbya-Phormidium-Plectonema*), de acuerdo a la nomenclatura clásica. Estos morfotipos están caracterizados por filamentos uniseriados (filamentos que no se ramifican) con diámetros que varían entre 5 y 6  $\mu\text{m}$ ; la población de filamentos pequeños y aislados está caracterizada por presentar una longitud relativamente constante de aproximadamente 10  $\mu\text{m}$  y cuya superficie está ornamentada con pequeñas inclusiones cristalinas y un alto grado de fragmentación.

Por otra parte, la búsqueda de cianobacterias endolíticas y no endolíticas por micrografías SEM en las muestras de tapetes microbianos reveló algunas diferencias en la densidad de la población de microfósiles de los tapetes en comparación con los estromatolitos. Aunque la diversidad microbiana sigue siendo relativamente baja, las observaciones evidenciaron una mayor cantidad de microfósiles de cianobacterias preservados en forma de filamentos de por lo menos tres poblaciones distintas: una población de pequeños filamentos de 5  $\mu\text{m}$  de diámetro previamente observados en los estromatolitos, filamentos muy delgados (2  $\mu\text{m}$  de diámetro) y de una gran longitud que ocurren de manera escasa, y una tercera población de filamentos dicotómicos (que se ramifican en dos) de aproximadamente 8  $\mu\text{m}$  de diámetro. Una característica que resalta al comparar las poblaciones de microfósiles es la alta densidad de microfósiles filamentosos que se observaron en el tapete microbiano en comparación con la microbiota dominante de estromatolitos. Adicionalmente se observó la presencia de microfósiles orgánicos de 25  $\mu\text{m}$  de diámetro con una simetría oval esférica alineados horizontalmente (aunque algunas formas euhedrales ocurren también) y cuya determinación taxonómica no fue posible.

**Lámina III. Cianobacterias *in situ* asociadas a los Tapetes Microbianos de PM**

**A)** Microfósiles de cianobacterias filamentosas no son observables en la superficie de la muestra, sin embargo abundan dentro de las oquedades.

**B)** Se observan dos tipos de cianobacterias divididas morfológicamente por el diámetro que presentan sus cuerpos, mientras que "a" se caracteriza por presentar diámetros de 8  $\mu\text{m}$  los de "b" son menores  $\sim 3 \mu\text{m}$ . Tiene similitud a ciertos microfósiles de éste tipo de microicnofósiles se ha reportado en la literatura como correspondiente a *Reticulina elegans*.

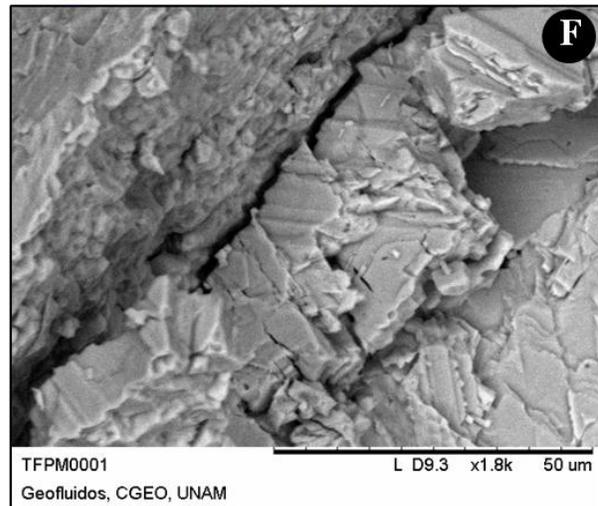
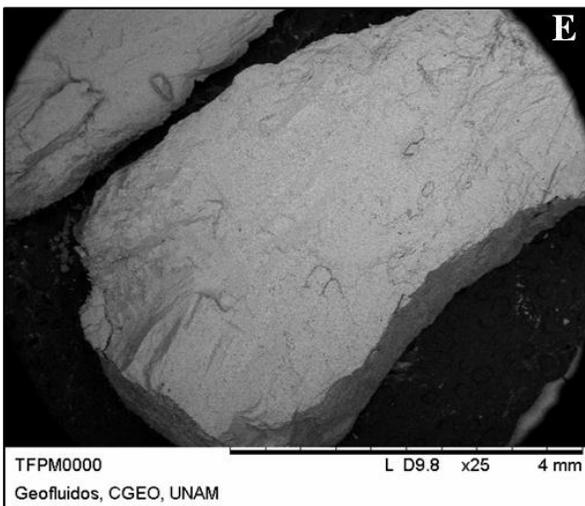
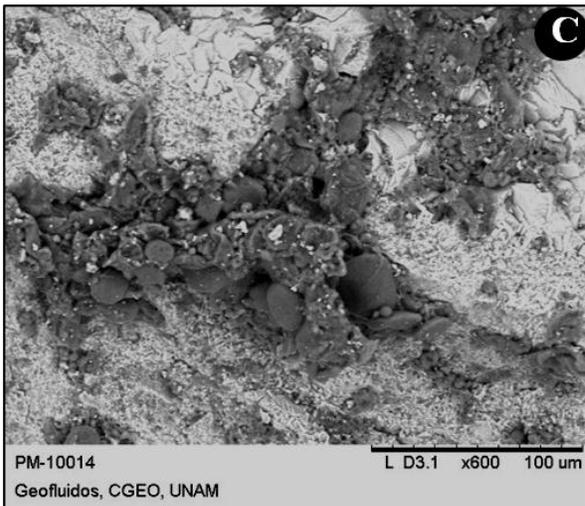
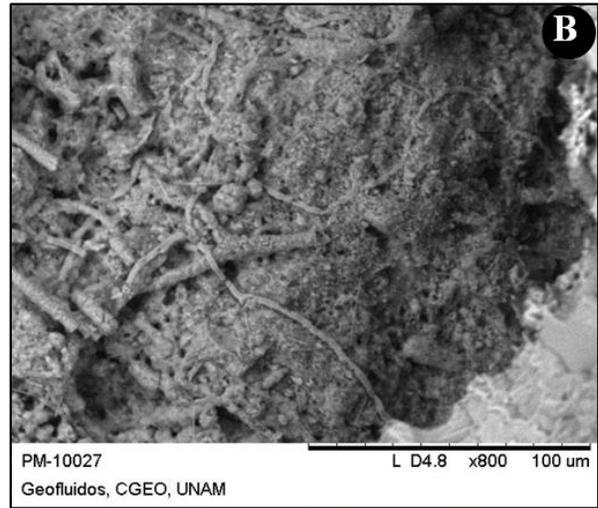
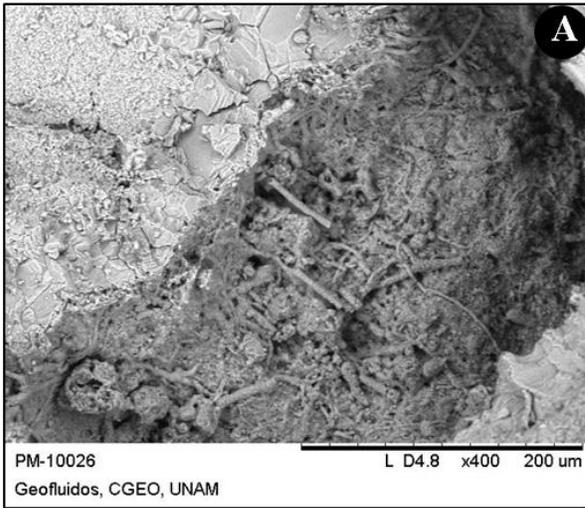
**C)** En la parte superficial se aprecian texturas con apariencia de manchas irregulares conformadas por agrupamientos de agregados coloniales de cocoides, que aunque también están presentes en algunas oquedades, son más frecuentes en zonas sin fracturas. Un mayor acercamiento indica morfologías de cianobacterias cocoidales con diámetros aproximados de 20  $\mu\text{m}$  y cuyas colonias están embebidas por material orgánico en una tonalidad oscura interpretada como EPS (por sus siglas en inglés *extracellular polymeric substances*) por su diámetro y morfología ovoide este tipo de micro-icnofósiles se han identificado con los icnofósiles índice correspondientes a *Fasciculus dactylus* y a *Palaeoconchoelis starmachii* y en esta precisa asociación (flechas). Estos dos icnotaxa son característicos de la zona eufótica somera donde abundan las cianobacterias y los eucariontes cambian la orientación de vertical a horizontal.

**D)** Fotografía en campo de un tapete microbiano fragmentado utilizado en el análisis de barrido electrónico que ilustra la alteración oscura en forma de parche del tapete microbiano (flecha).

**E)** Muestra de tapete microbiano fragmentado cuya mesoestructura aparece sin la laminación característica. Sin embargo, presenta cierta uniformidad en el color.

**F)** El análisis por SEM de la infraestructura indica que es una muestra sin ninguna evidencia de microfósiles de cianobacterias, incluso en fracturas, no es posible apreciar estructura orgánica alguna.

**Lámina III: Cianobacterias *in situ* asociadas a los estromatolitos de PM**

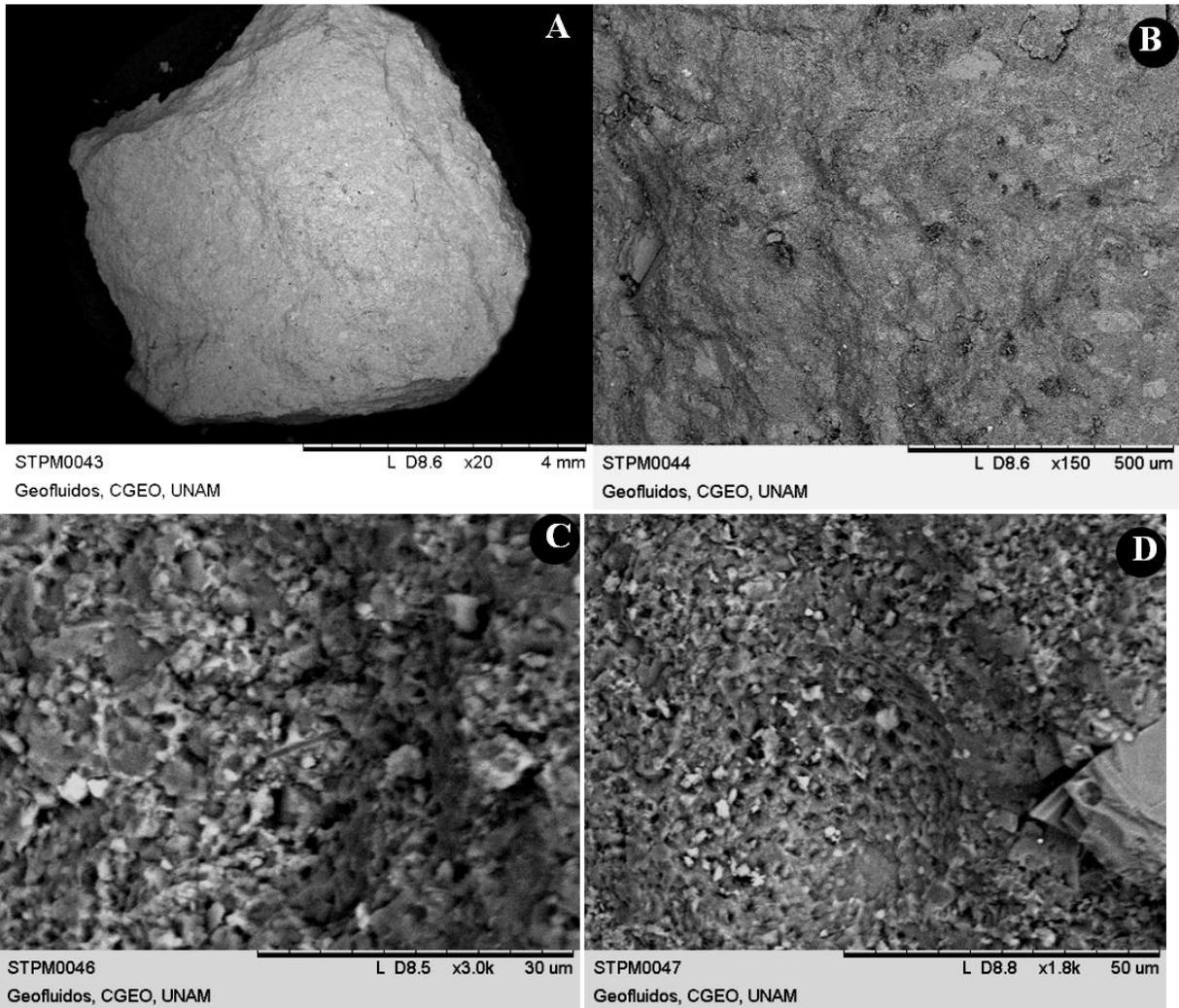


Por otra parte, en la siguiente figura se muestran figuras representativas de observaciones y escaneos en el microscopio electrónico SEM en búsqueda de microfósiles, biofilmes u otros remanentes orgánicos en las muestras del tapete microbiano fosilizado de la localidad de Puerto México (PM), Nuevo León. Estas observaciones muestran claramente que a nivel de microestructura no existe un patrón definido en estos tapetes donde se puedan preservar claramente las texturas microbianas. Las figuras indican que la superficies carbonatadas son muy heterogéneas, así como la presencia de material orgánico, tanto en tamaño como en distribución. Generalmente se reconoce el material orgánico por su coloración más oscura que las superficies pero principalmente por las discontinuidades en la textura y las formas globulares o huecas en las que se distingue la presencia de hoyos, huecos y microfracturas. En la figura de la lámina IV (Fig. B) se puede apreciar que hay inclusiones o estructuras que tienen un margen o perímetro mucho más oscuro, lo cual indica retrabajado o mayor cantidad de biofilme orgánico. Además del reconocimiento de huellas microbianas diagenéticas, existe las complicaciones de microfacies de carbonatos a nivel de microestructura. Por otra parte, la comparación de texturas de C y D muestra que mientras en C no existe una textura homogénea o uniforme en los cristales de calcita, en D por el contrario se tiene un patrón en la textura o red interrumpido por cristales aislados. La coloración indica también que unas áreas están más preservadas que otras.

#### **Lámina IV. Análisis SEM del Tapete Microbiano en PM**

- A.** Muestra en escala centrimétrica de otra muestra de tapete microbiano de Puerto México.
- B)** Superficie carbonatada con inclusiones orgánicas en forma de bandas y en menor cantidad en formas redondeadas de diferentes tamaños.
- C)** Acercamiento que muestra la superficie ecuante y en menor cantidad cristales de calcita casi euedrales sobre texturas marcadas por “sombras filamentosas” que ostentan un diámetro constante menor a 10  $\mu\text{m}$ .
- D)** Superficie con un patrón reticulado esférico y en las aristas acumulaciones de materia más oscura.

**Lámina IV: Análisis SEM del Tapete Microbiano en PM**



#### 4.1.3 Cianobacterias en otros carbonatos biogénicos (no microbianos).

Por otra parte, la búsqueda de cianobacterias endolíticas en muestras de carbonatos fósiles se expone en la Lámina V. Estas figuras ilustran un coral macroscópico y bien preservado previamente identificado en esta localidad. Este coral solitario tiene una superficie expuesta de aproximadamente 35cm de diámetro (Lam. V, Fig. A), y en cuya superficie se observa claramente la textura en tábulas aproximadamente hexagonales de una especie de coral no determinado taxonómicamente. Con objeto de indagar si las cianobacterias proliferaban en cualquier sustrato carbonatado se analizaron diferentes fragmentos de corales con y sin tratamiento ácido en busca de cianobacterias constructoras y cianobacterias endolíticas. Las micrografías SEM se aprecia la disposición de un coral solitario mostrando los diseptos claramente y los espacios de las tábulas no han sido rellenados o están intactos.

En cuanto a su estructura, se aprecia que cada tábula (2mm) del coral está separada por septos relativamente delgados y poco robustos, que más bien delinea de manera muy débil a las tábulas. Cada una de las tábulas está conformada por superficies calcárea no homogénea en cuyos huecos y fracturas después del tratamiento con ácido no se encontró ninguna colonización ni rastro de cianobacterias u otros microorganismos endolíticos. La comparación con otros corales solitarios indica que probablemente pudiera tratarse de una de las especies del género *Actinastrea sp.*

#### **Lámina V. Análisis por SEM del Coral Solitario de PM.**

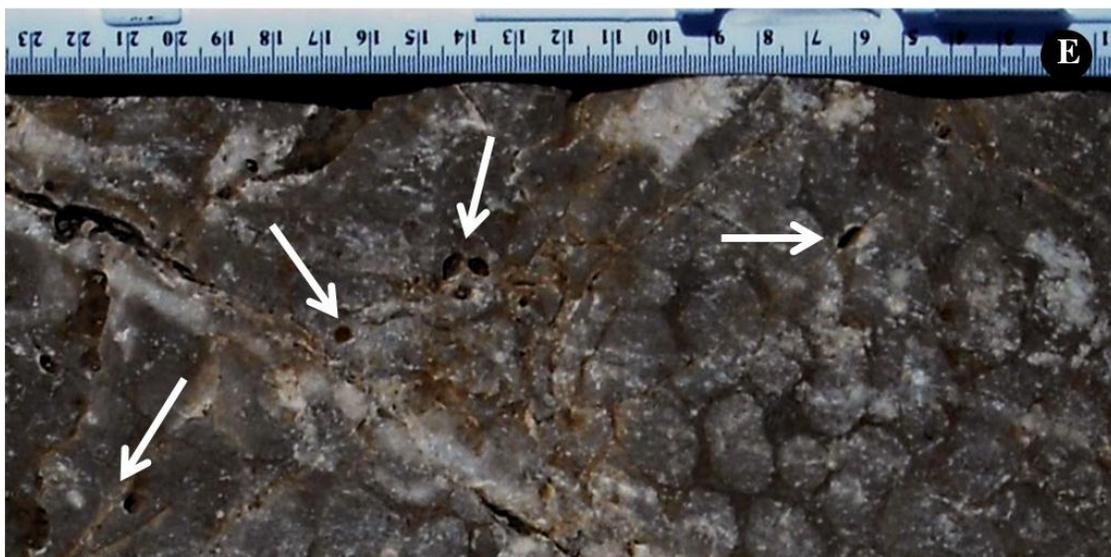
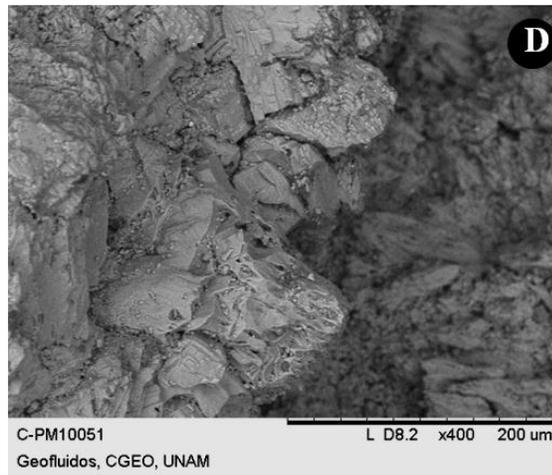
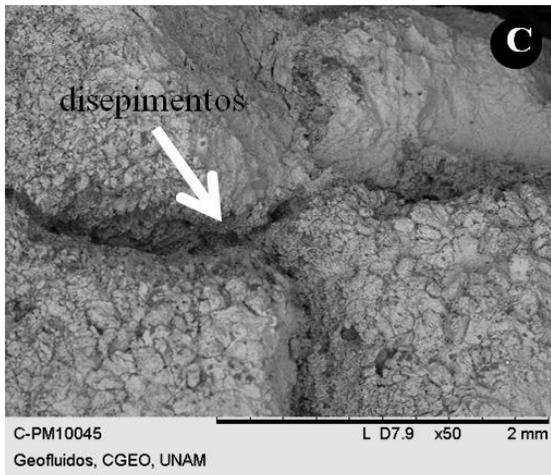
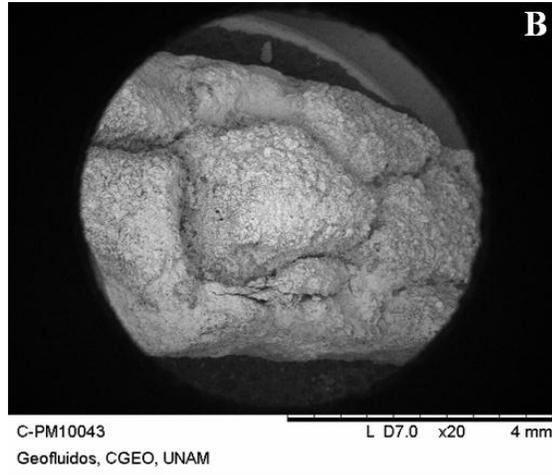
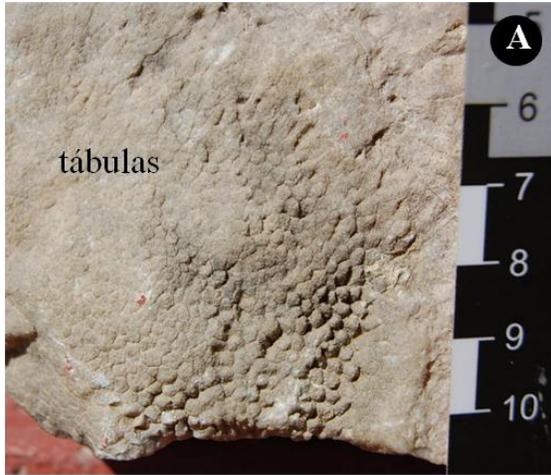
**A)** Fragmento de coral probablemente perteneciente al género *Actinastrea spp.* La flecha muestra los septos con bordes irregulares y tamaños grandes de cristales, el tamaño regular de cada septo es aproximadamente de 5 mm.

**B)** Un acercamiento de la Fig. A muestra en detalle el contacto de los septos del coral y su estructura interna, el tamaño de los cristales de calcita recristalizada no permite apreciar una infraestructura coralina a mayor detalle.

**C)** Un mismo acercamiento de A muestra cristales grandes de calcita indicando una probable recristalización.

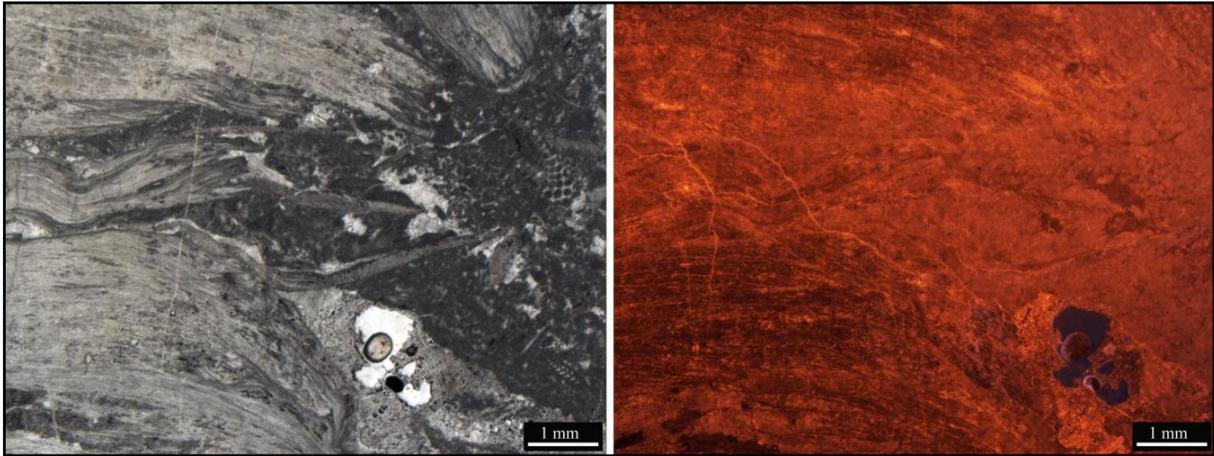
**D)** Irregularidades superficiales sobre la cara interna del coral, donde los cristales en zona de fractura exponen caras planas típicas de la calcita y no tabulares como la aragonita.

**Lámina V: Análisis por SEM del Coral Solitario de P.M.**

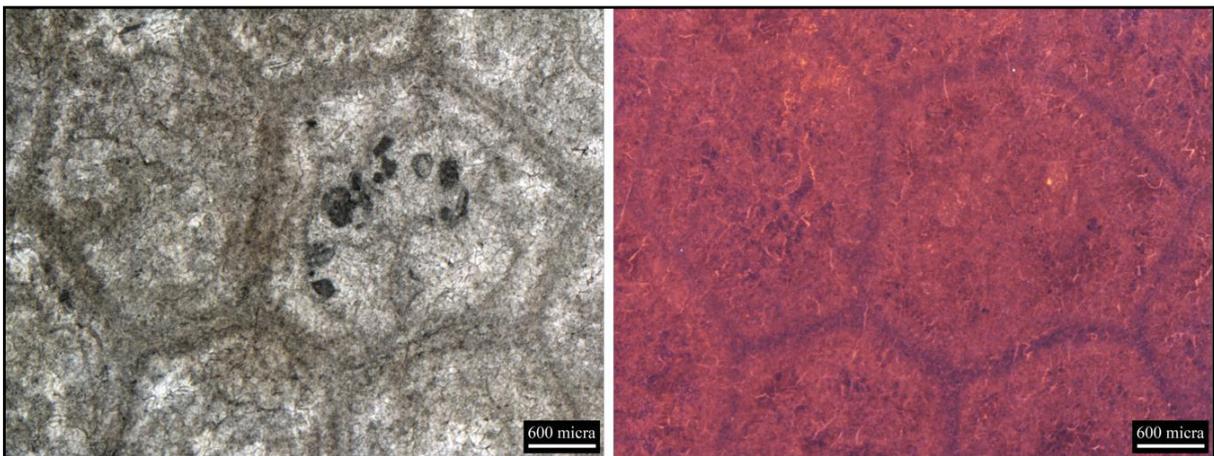


#### 4.1.4 Catodoluminiscencia

Los resultados de catodoluminiscencia mostraron la poca alteración diagenética de los carbonatos estudiados, ya que no se apreciaron generaciones de cementantes bien marcadas.



**Figura 25. Tapete microbiano fragmentado con vetillas escasas como relleno secundario, pero con una textura básicamente uniforme.**



**Figura 26. El coral no presenta grandes cambios en la intensidad de la coloración con excepción de los septos, existen algunas vetillas con cambio apreciable en el brillo sin embargo no se aprecia a mayor escala.**

## 4.2 Localidad de García Nuevo León

En contraste con Puerto México, en la localidad de García, N.L., se encontraron biosginaturas microbianas con un mayor grado de desarrollo: tapetes finamente estratiformes con laminación estromatolítica y estromatolitos domales bien desarrollados con estructuras parabólicas. En esta localidad se encuentran también tanto estromatolitos como tapetes fosilizados (Lámina VI). La localidad de García tiene la peculiaridad de que en esta área se ha desarrollado activamente complejas cuevas en cuyo interior se encuentran grandes precipitados de estalactitas y estalagmitas originadas por la infiltración cárstica desde hace más de 50 millones de años y con una longitud aproximada de 300 metros y una profundidad de 105 metros. Los fósiles más abundantes corresponden a gasterópodos y pelecípodos preservados como abundantes restos de conchas sobre la caliza oscura.

### 4.2.1 Tapetes Microbianos en la localidad de García

Los tapetes microbianos estratiformes son de color gris y ocurren como una laminación estratiforme alternada de escala macroscópica que abarcan áreas mayores a 2 m de ancho y se extienden longitudinalmente hasta 20 m (Lámina VI, Fig. C). La laminación alternada de los tapetes microbianos está bien marcada en tonos grises claros y oscuros y varía entre 0.6 –1.5cm de ancho la laminación oscura y de 0.7 a 2cm la laminación clara, conformando paquetes laminados de 10-15cm de espesor que ostentan hasta 8 horizontes de laminación alternada, mostrando un contacto concordante con las calizas sub y sobreyacentes, algunas de las cuales presentan estructuras ovales de bioerosión y disolución (Lam. VI, Fig. D,). La forma estratiforme de los tapetes se extiende a lo largo de todo el biostroma observado. A diferencia de los pequeños y escasos tapetes de PM, los de García se encuentran en la base de estratos muy masivos (de 40 cm de ancho aproximadamente) y no muestran alteraciones en color o en textura tan pronunciadas. En lámina petrográfica los tapetes presentan varias texturas (desde *mudstone*, *wackestone* y *packestone*) y microfósiles de foras y moluscos con laminaciones y texturas microbianas fenestradas. La litología circundante está dominada por calizas grises con fósiles retrabajados, recristalizados y redondeadas con abundantes bioclastos de gastrópodos principalmente. Los tapetes

microbianos se restringen a un área de 20 m<sup>2</sup> que se ubica poco antes de las grutas (Lámina VI).

#### **Lámina VI. Microbialitas en la localidad de García, N.L.**

**A)** Figura que ilustra la parte superior de Cupido. La flecha indica un horizonte sustituido por calcita.

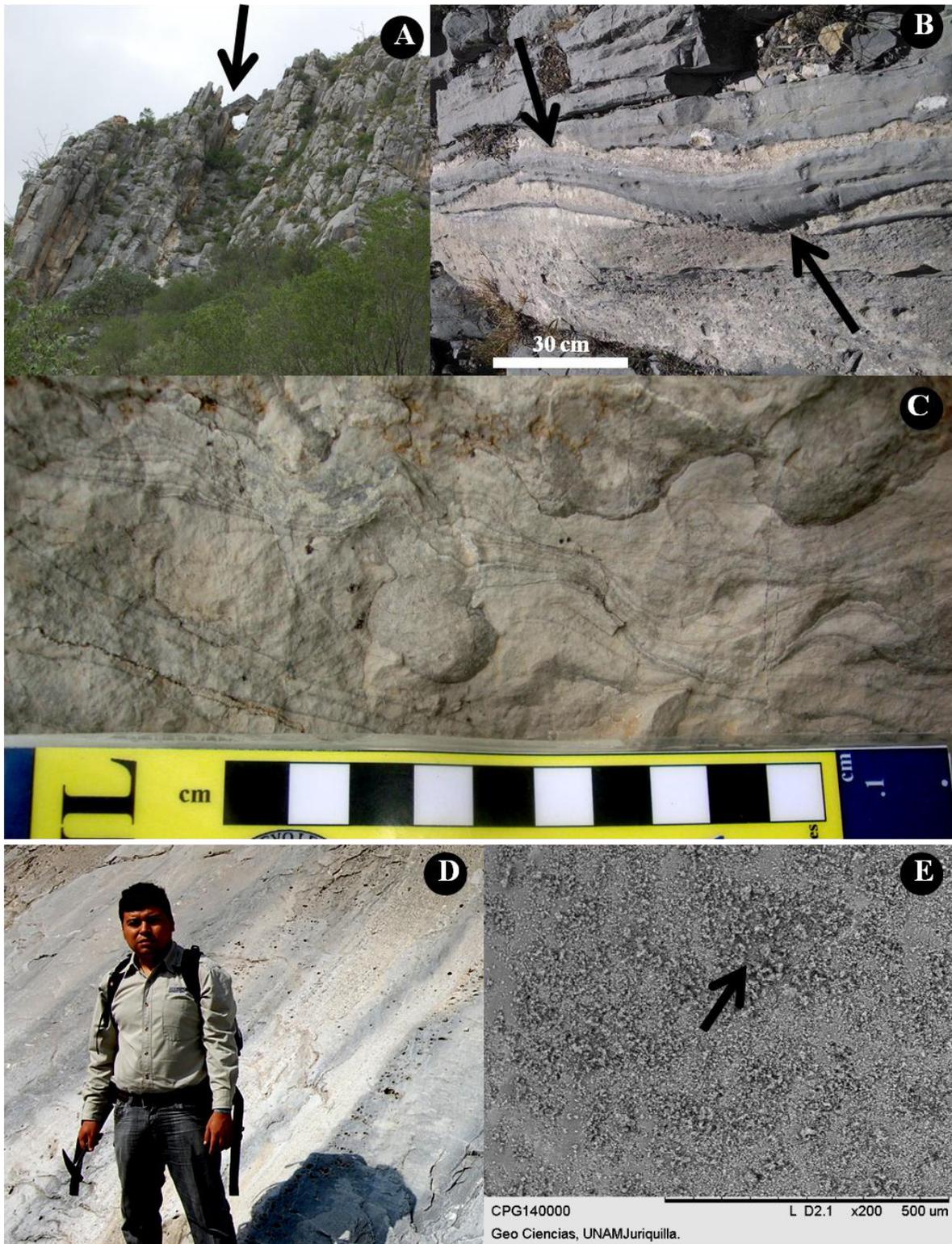
**B)** La parte superior de Cupido representada por horizontes de evaporitas sustituidas por calcita, nótese las marcas provocadas por la exposición subaérea producida por la exposición de los sedimentos originales a los agentes erosivos y ausencia de agua marina (Fotografía Edith Mancha).

**C)** Estromatolitos desarrollados en la parte superior de Cupido, su diferencia con los tapetes microbianos radica en el desarrollo de estructuras como domos, conos o columnas que no son propios de los tapetes microbianos.

**D)** La diferencia básica de los tapetes microbianos es su horizontalidad y laminación milimétrica, en la figura se muestra la escala de una persona y un desarrollo de tapetes que rebasa los cuatro metros de espesor.

**E)** El microscopio electrónico de barrido no reconoce las diferentes tonalidades que caracteriza a los estromatolitos y los tapetes microbianos, en la imagen se distinguen solamente cristales de calcita sin embargo no existe diferencias aparentes entre la laminación clara y oscura, donde las manchas con tonalidades levemente más oscuras que el resto de la matriz de la muestra, revelan un mayor contenido de Mg que el resto según los datos arrojados por el EDS apreciándose también el desarrollo de cristales de calcita.

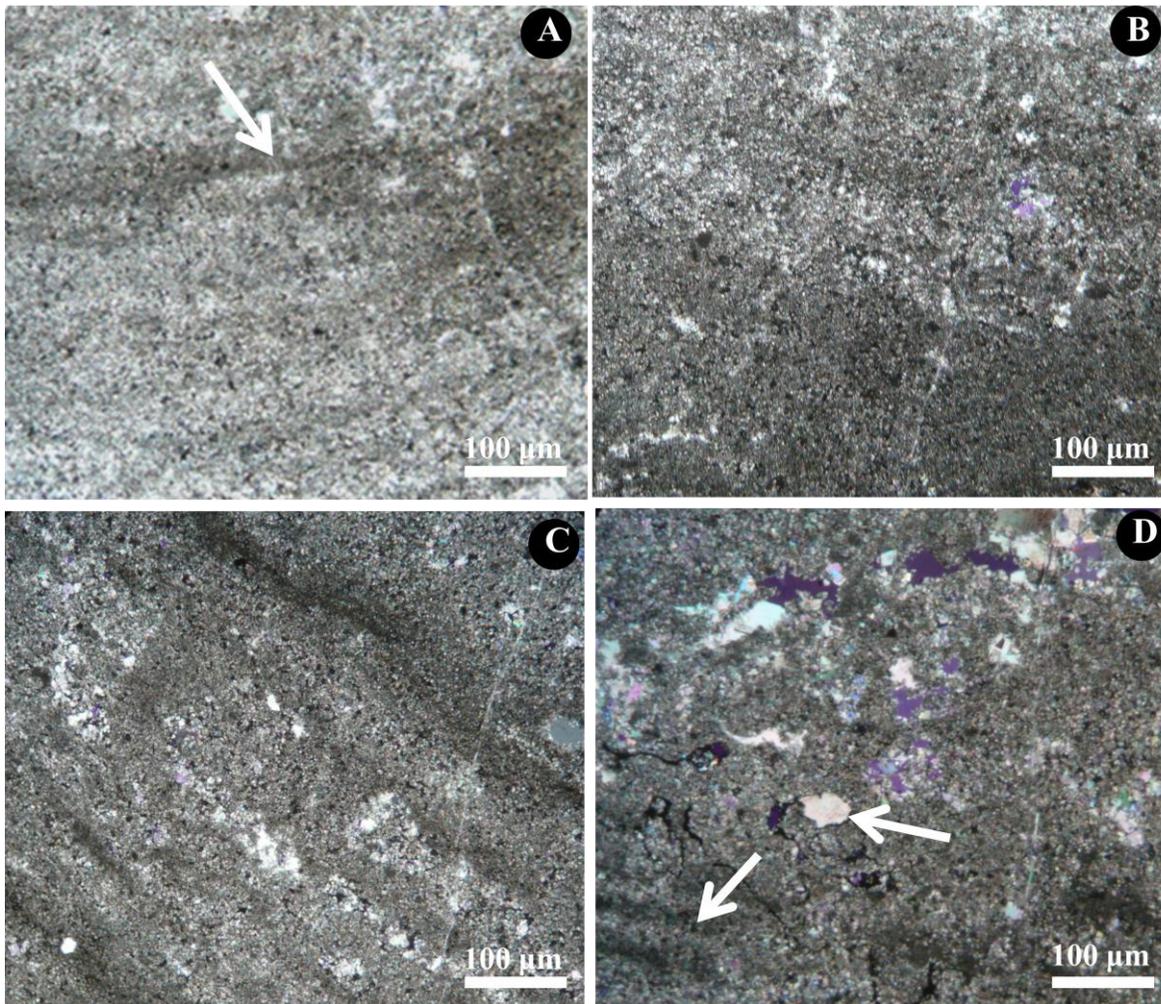
**Lámina VI: Microbialitas en la localidad de García, N.L.**



#### 4.2.2 Estromatolitos de García

De todos los afloramientos de la Formación Cupido visitados en éste proyecto, los estromatolitos de García son los que presentan una mayor complejidad morfológica. En el área de Potrero de García y a escasos metros del contacto con la Formación La Peña se encuentran estromatolitos de morfologías domales, algunos de los cuales muestran una clara tendencia a ser parabólicos y hasta cónicos; además de presentar la diagnóstica laminación alternada, presentan también cierto relieve tridimensional (con dimensiones en el eje X, Y y Z) y una inclinación y convexidad que es variable en un mismo estromatolito y de uno a otro estromatolito. El horizonte estromatolítico preservado en García tiene un grosor de aproximadamente de 25 a 30 cm y está conformado por un litoestroma que tiene una altura promedio de 15 cm y se extiende hasta por una distancia de 10 m, distancia a lo largo de la cual éstos aparecen de forma intermitente (una imagen representativa de éstos estromatolitos se puede ver en la Fig. D de la lámina VI). Aunque el contacto con el sedimento subyacente y sobreyacente es continuo, el cambio de litología es abrupto. Dentro del mismo litoestroma la litología es consistente y varía de una textura café claro de grano fino a calizas de texturas *mudstones* menos finas en diferentes tonalidades de grises. Aunque los estromatolitos están ligados lateralmente, la altura varía con el ancho de la base o núcleo de acreción estromatolítica; cada uno muestra una altura y un ancho variables, de tal modo que los más altos son aquéllos que tienen una base más reducida. La forma de crecimiento es inclinada con una orientación NW; la laminación oscila marcadamente en su convexidad, alcanzando su máximo en los estromatolitos que exhiben una macroestructura casi parabólica. Su diámetro promedio es de 5cm y una altura promedio de 4 cm, lo que da una proporción ancho/altura = 0.8 cm. Se puede observar que hay crecimientos estromatolíticos superimpuestos o sobrelapados, lo que borra la distancia interespacial precedente que existe de un estromatolito a otro; éstos generalmente tienen una laminación que es continua en cada estromatolito individual y un crecimiento parabólico tendiente a coniforme. Presentan una laminación alternada finamente marcada en la base de los estromatolitos que varían en su anchura desde el centro hacia los lados. La microtextura está marcada por un arreglo en paquetes (de cuatro laminaciones alternadas) dominados por una laminación oscura, donde se encuentra una mayor abundancia de peloides que le da la coloración oscura, mientras que en la laminación clara se observan pequeños cristales de

calcita ecuanter (de relleno) y calcita espática de formas diversas donde la laminación es un poco discontinua. En las inmediaciones de la laminación oscura se pueden apreciar a gran aumento y en escala de micras, relictos de filamentos pequeños erectos y perpendiculares a la laminación oscura. El empaquetamiento de la laminación es regular y continuo, pero el ancho de cada laminación es variable. De los 25 ciclos (serie de laminaciones alternadas claro-oscuro-clara en una determinada distancia en lámina petrográfica) en promedio de laminación alternada por cada 2cm, sólo 5 se desarrollan en secuencias seriales (con la misma convexidad), es decir, sólo un pequeño porcentaje de la laminación presenta un alto grado de herencia, mientras que la mayoría de ciclos alternados de todos los estromatolitos medidos presentan un pobre grado de herencia. El litostroma muestra en su base un alto relieve o perfil sinóptico que paulatinamente va haciéndose moderado y finalmente muestran un bajo relieve donde la laminación se hace rectangular y hasta en forma de teepee. A nivel de petrografía, la laminación es estratiforme y plana, oscilando entre 100 a 300  $\mu\text{m}$  de ancho, y mostrando una mayor abundancia de capas oscuras, mucho más delgadas pero más frecuente, que las claras. La microfábrica estromatolítica está constituida (además de la laminación) por una abundante textura fenestrada; la laminación es generalmente suave y continua, aunque en algunos casos se vuelve ondulada a medida que la altura del estromatolito se hace menor, con espacios variables entre lamina clara y oscura. En la figura siguiente (Fig. 27) se puede apreciar también una laminación punteada que sugiere un patrón radial donde los filamentos se observan como relictos (flecha) y en donde la parte más oscura es peloidal y discontinua. La laminación clara es fenestrada y en otras áreas muestra cristales de calcita espática distribuidos uniformemente.



**Figura 27. Lámina petrográfica de la microestructura microbiana entre un tapete microbiano y un estromatolito de la localidad de García, N.L. (a) Pequeños filamentos perpendiculares a la laminación que han quedado como relictos (flecha); (b) Alternancia de laminaciones de ancho constante y fenestración variable; (c) Variabilidad en el grosor de la laminación oscura y fenestración gradual; (d) Microlaminaciones aún más pequeñas y cristales de espatita (flechas).**

#### 4.2.3 Análisis SEM en los Tapetes Microbianos en García, N.L.

A pesar de que macroscópicamente las microbialitas (tapetes y estromatolitos) de esta localidad presentan una mayor complejidad en estructuras y formas, el análisis SEM en los tapetes de García reveló muy pocas estructuras orgánicas asociadas a microfósiles de cianobacterias. A nivel de microscópico, el estromatolito de García se distingue por la

presencia de material orgánico esferoidal de diferentes texturas y tamaños. Se muestra una colonización puntual del sustrato carbonatado en forma de agregados pluricelulares con distintivas estructuras esferoidales de un diámetro regular de 20 - 30  $\mu\text{m}$ , aunque carece de caracteres diagnósticos para una determinación taxonómica confiable; por sus dimensiones y formas de preservación es posible que se trate de remanentes algales calcificadas, como las esporas de *Acetabularia* o de otro tipo de clorofitas; ostentan costras micríticas cubriendo algunas áreas. Otro tipo de estructuras algales de unos 50  $\mu\text{m}$  de diámetro se encuentran subordinadamente como sobrecrecimientos fosilizados o costras dentro de la matriz estromatolítica (Lámina VII, Figs. C-F).

Dichas estructuras calcificadas pueden indicar un cierto grado de colonización por microorganismos de mayor tamaño. Fotomicrografía SEM del interior de un filamento generó forma del alga *Ostreobium* parcialmente llenado de un margen de calcita romboédrica microesparita a lo largo del talo.

#### **Lamina VII. Restos orgánicos calcificados en los tapetes microbianos de García**

**A)** Fragmento de roca microbiana analizada por SEM.

**B)** Zona de análisis del tapete que muestra estructuras orgánicas subsféricas oscuras que se apilan hacia el centro.

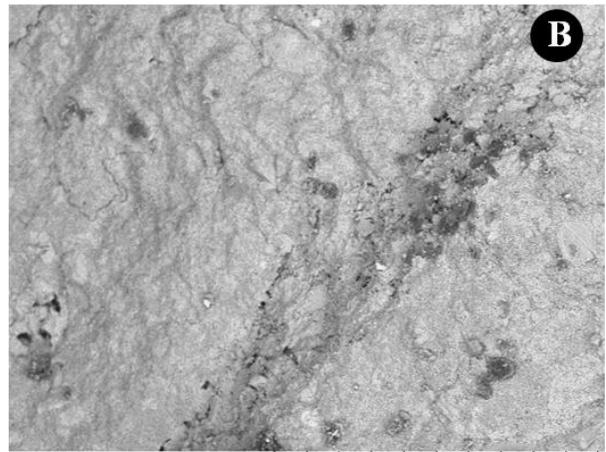
**C)** Acercamiento de remanentes coloniales de aproximadamente 50  $\mu\text{m}$  en cuyo interior se observan pequeñas inclusiones cristalinas con una distribución en parches.

**D-F)** Acercamientos a una estructura calcificada típica de aproximadamente 12  $\mu\text{m}$  de diámetro caracterizada por una envoltura que muestra una textura radial y que se observa en varios planos geométricos. Algunas de ellas (E y F) están conformadas por remanentes cocoidales.

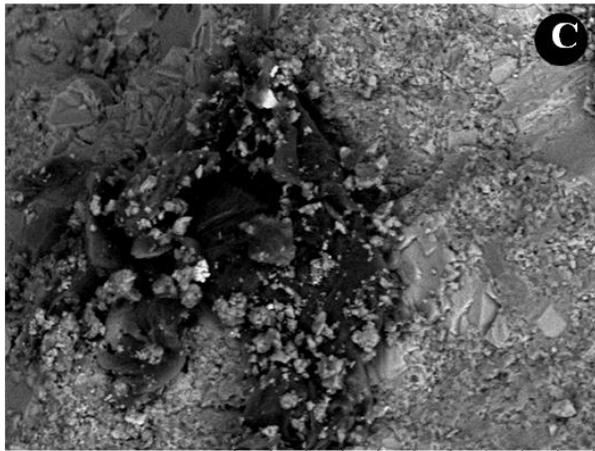
**Lámina VII: Restos orgánicos calcificados en los tapetes microbianos de García, N.L.**



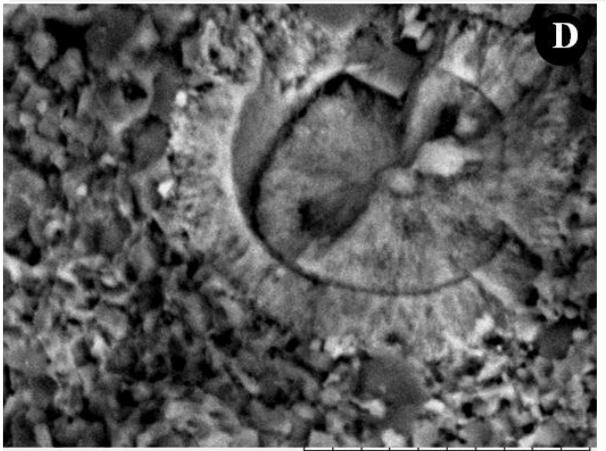
TMGNL0043  
Geofluidos, CGEO, UNAM



TMGNL0045  
Geofluidos, CGEO, UNAM



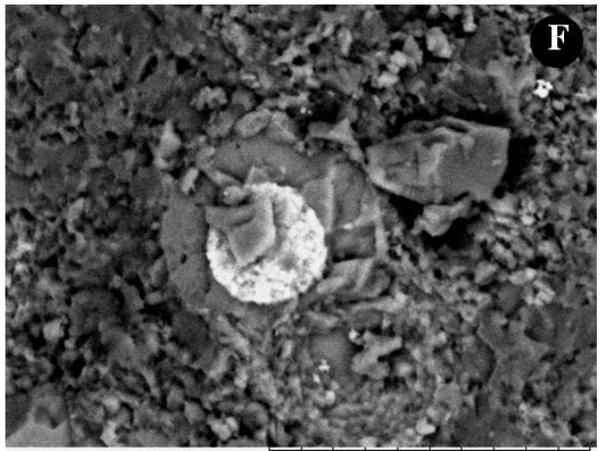
TMGNL0046  
Geofluidos, CGEO, UNAM



TMGNL0048  
Geofluidos, CGEO, UNAM



TMGNL0049  
Geofluidos, CGEO, UNAM



TMGNL0051  
Geofluidos, CGEO, UNAM

Por otra parte, se observaron estructuras orgánicas mucho más complejas semejantes a restos calcificados de algas parecidas a los patrones de organización similares a las clorofitas coloniales, muchas de las cuales están agrupadas de forma equidistante y conservan la geometría colonial. Particularmente las Figuras A, B y C de la Lámina VIII muestran agrupamientos blanquecinos con un diámetro constante que son similares a restos de agregados algales.

El tamaño promedio de cada célula individual es de aproximadamente 5  $\mu\text{m}$  (Lámina VIII, Figuras A-E), aunque éstos son los únicos caracteres identificados en estos remanente celulares. En el interior de cada una de estos restos celulares se pueden observar nanoesférulas de estructura tridimensional en forma de racimos incompletos. También se observó la presencia ocasional de manchas oscuras en forma de filamentos grandes pero cuyo interior no mostraba ningún resto orgánico reconocible (Figs. F y G). Por otra parte, hay ciertas estructuras relativamente bien conservadas que probablemente pertenezcan a otro tipo de colonias, las cuales aún conservan su plano de división celular y algunos restos de la pared. En las figuras D y E de la Lámina VIII se pueden observar por lo menos una tétrada de división celular fosilizados *in situ*. Esta geometría permite identificar su afinidad con ciertos morfotipos de algas verdes, algunas de las cuales son semejantes a algas verdes coloniales del tipo *Ostreobium*. Se puede observar que estas oquedades son bastante regular a lo amplio de la muestra y que su porosidad es un poco mayor a la del resto de las muestras.

#### **Lámina VIII. Estructuras Orgánicas Coloniales observadas en García, N.L.**

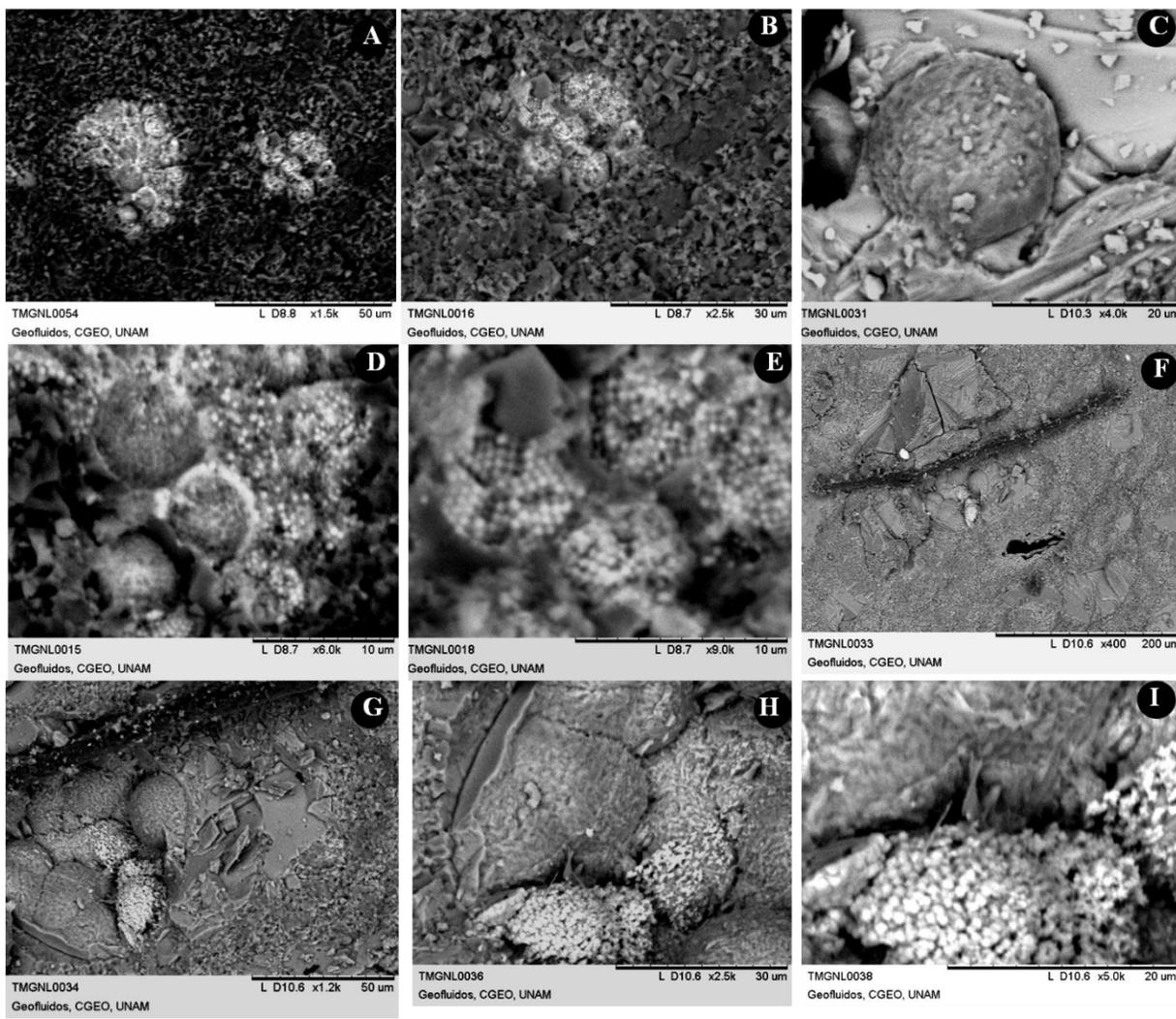
**A - C)** Agregados pluricelulares calcificados en la matriz microbiana de la microbialita de García.

**D y E)** Vistas en perspectivas de la misma estructura en racimos agrupados en esférulas donde se aprecia que están conformadas por nanocristales rodeados por un margen bien delineado y en cuyo interior se observa un centro pentamérico.

**F y G)** Acercamientos a trazas de un filamento preservado como una gran banda oscura junto a un grupo de colonias cocoidales que sobresalen por la fractura de la superficie carbonatada.

**G, H e D)** En estas figuras se aprecian los patrones de división biológica en remanentes fosilizados de algas, además de la pared que encapsula a la colonia.

**Lámina VIII: Estructuras Orgánicas Coloniales observadas en García, N.L.**

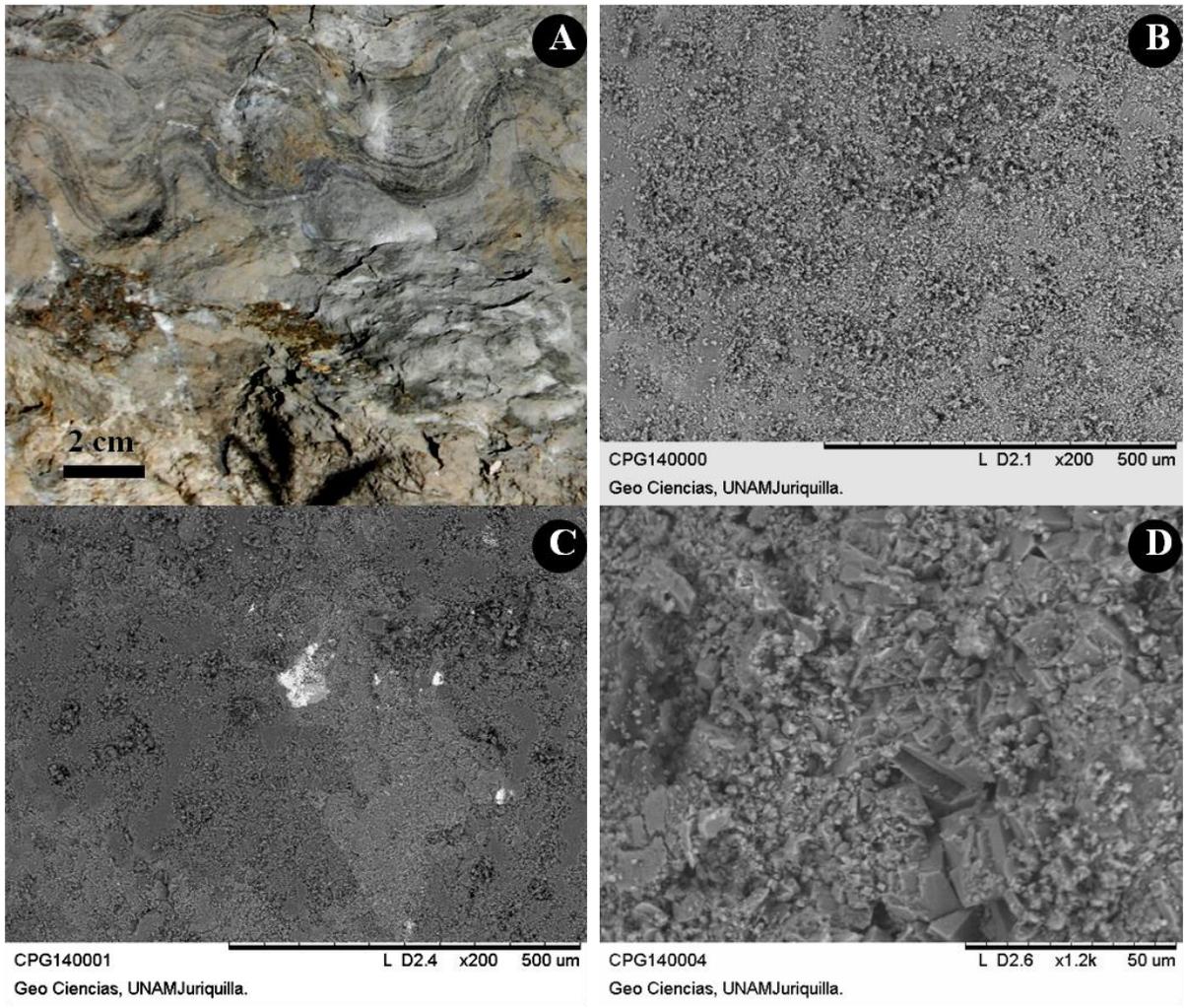


Aunque los tapetes microbianos en García preservaron una mayor variabilidad de estructuras orgánicas, los estromatolitos de García son macroscópicamente mucho más complejos, pero esta complejidad no se refleja en las micrografías electrónicas observadas por SEM (Lámina IX). Aunque macroscópicamente se observaron variaciones en la tonalidad de los estromatolitos, éstas tampoco van acompañadas de cambios en la microestructura a nivel microscópico (tal como evidencian las observaciones por SEM). A continuación se observan las fotos de la lámina IX. Estas imágenes muestran que la textura calcárea del estromatolito puede ser muy irregular, y monótona. Se detectó únicamente la presencia de estructuras esféricas radiales rodeadas por una pared oscura y una matriz interior de cristales heterogéneos. Las figuras de la Lámina IX muestra la escases o ausencia de estructuras orgánicas o microfósiles dentro de la matriz estromatolítica. Las únicas características texturales son los cambios decoloración y calcificaciones puntuales y material detrítico.

#### **Lámina IX. Estructuras orgánicas observadas por SEM en los estromatolitos de García**

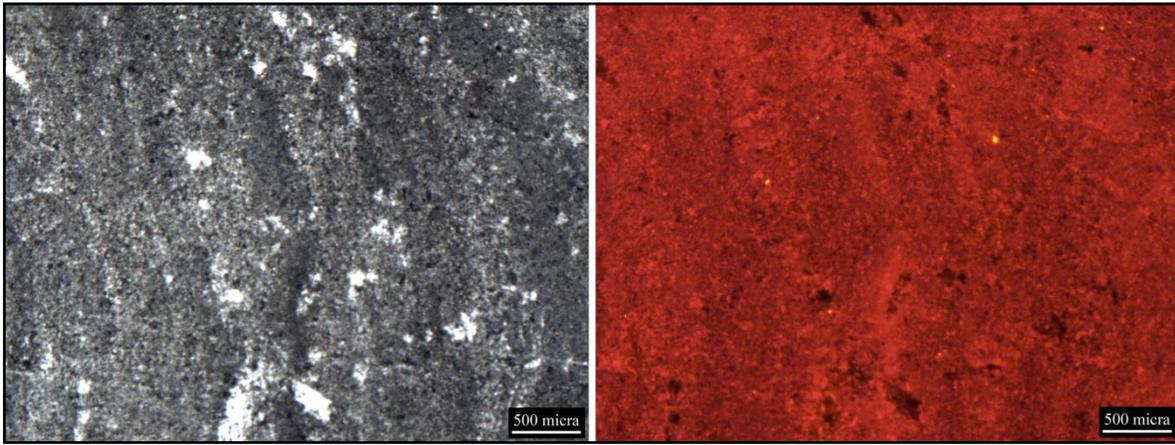
- A) Macroestructura de los estromatolitos típicos en la localidad de García. La morfología cónica es irregular pero vista aérea presenta una inclinación conocida como decumbente, cuando la inclinación tiene una forma convexa.
- B) Los cristales de calcita sin embargo no existe diferencias aparentes entre la laminación clara y oscura.
- C) Al igual que en los tapetes, se puede apreciar grumos blancos que generalmente preservan la estructura de algas. Las manchas con tonalidades levemente más oscuras que el resto de la matriz de la muestra, revelan un mayor contenido de Mg que el resto, según los datos arrojados por el EDS.
- D) Un acercamiento a la muestra hace ver el crecimiento de cristales de calcita.

**Lámina IX: Estructuras orgánicas observadas por SEM en los estromatolitos de García, N.L.**

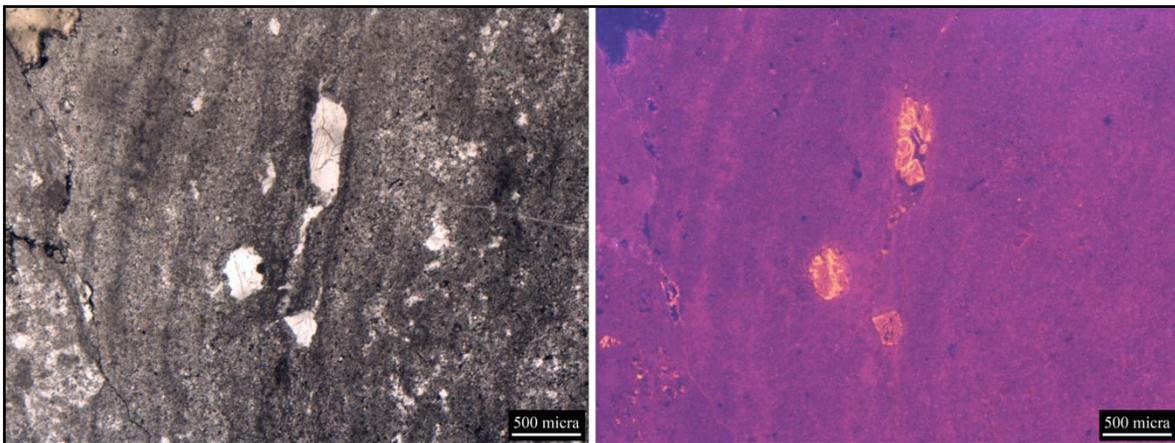


#### 4.2.4 Catodoluminiscencia

Las láminas petrográficas de estromatolitos de García no revelaron diversas generaciones de cementantes, ni recristalizaciones postdeposición, por lo que se considera que estos estromatolitos son, hasta cierto punto, diagenéticamente inalterados después de su depósito original.



**Figura 28.** La laminación alternada se refleja como tenue bandeamiento claro oscuro, en catodoluminiscencia prácticamente no es observable (Muestra CPG-14 estromatolito).



**Figura 29.** Si bien la laminación no presenta diferencias en la tonalidad en catodoluminiscencia, algunas oquedades rellenas posteriormente por carbonato se aprecian con un brillo que sobresale de la matriz tipo *mudstone* del estromatolito.

### 4.3 Localidad de La Huasteca

A diferencia de las localidades precedentes, en La Huasteca no se aprecia claramente el desarrollo de microbialitas. Sin embargo, una inspección cuidadosa de las calizas nos revela que hay estratos de gran grosor (de 70 a 90 cm) que muestran la laminación constante que es característica de los tapetes microbianos. A estas laminaciones estratiformes, se les realizaron algunas láminas petrográficas mientras que otras se analizaron por micrografía electrónica (Lámina X).

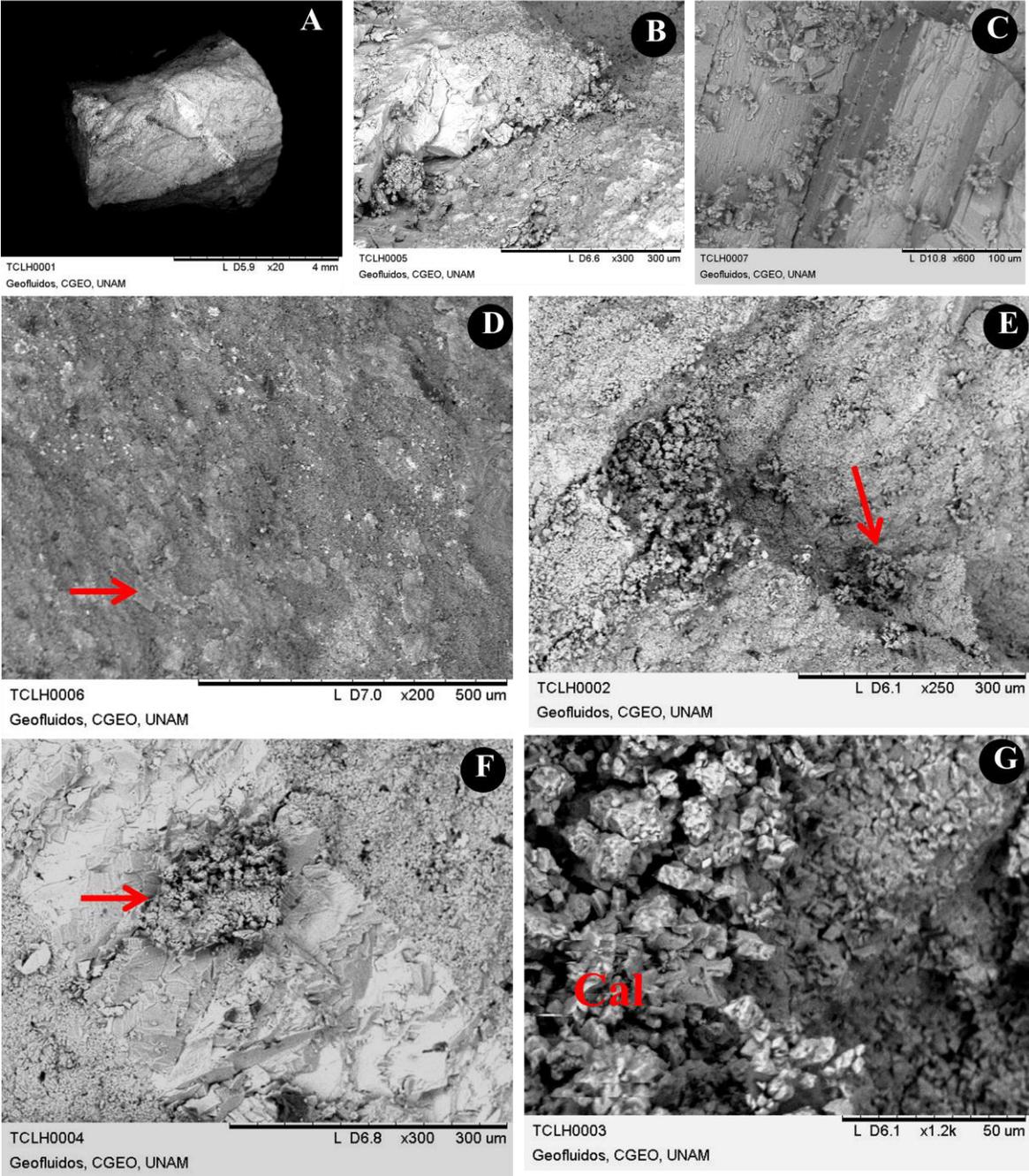
**A)** Fragmento de tapete de La Huasteca observado

**B y C)** Observación de la laminación alternada.

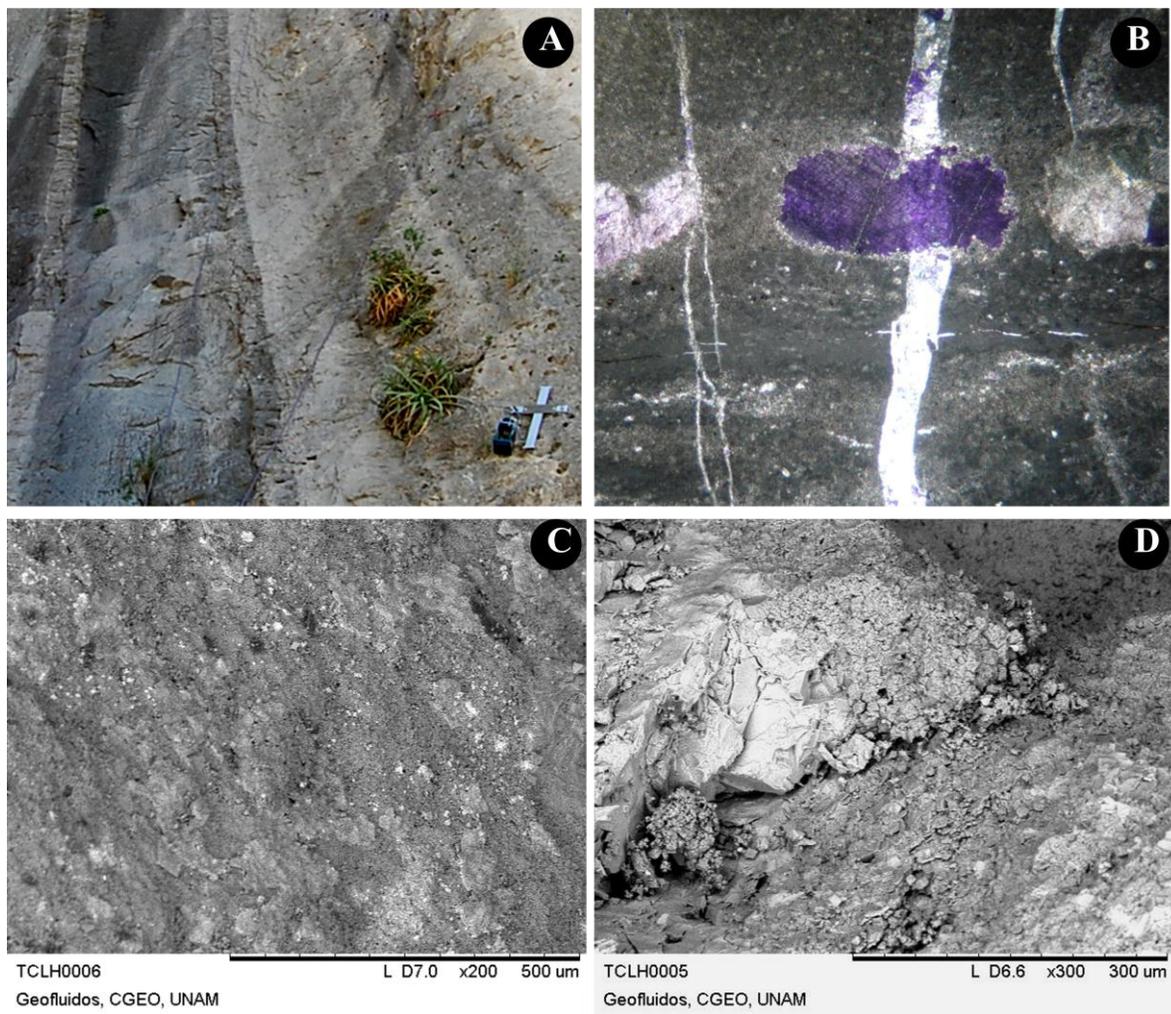
**D y E)** Texturas irregulares en la microfábrica laminada que muestran disconformidades sin estructura reconocible.

**F y G)** Se observan restos probablemente orgánicos sin estructuras distinguibles. Posiblemente se trata de fragmentos filamentosos (flechas) que no se alcanzó una gran resolución para observarlos de cerca, junto con calcita euhedral en diferentes grupos aislados.

Lámina X. Análisis SEM el tapete microbiano en La Huasteca, N.L.



En la Figura 30 se puede observar imágenes a escalas diferentes de las características del tapete microbiano de la localidad de La Huasteca, N.L. En (A) se observa la laminación alternada preservada en campo en calizas grises. Aunque la estratificación es estratiforme y plana hay una gran variabilidad en el ancho de cada dueto de laminación alternada, siendo de grano más grueso la laminación oscura. En (B) se observan la lámina petrográfica tipo *wackestone* con desarrollo de esparita de tamaño variable sobre una matriz tipo *mudstone* donde presumiblemente se encontraban evaporitas a nivel de la laminación y siendo sustituidas después por calcita.



**Figura 30.** Tapetes microbianos de la localidad La Huasteca a cuatro escalas diferentes de observación. La escala en el recuadro A = 2 m, en B= 1cm, c y d=200 y 300 µm.

En (C) se observa una típica imagen de tapetes litificados en microscopio electrónico, donde la laminación no es apreciable debido a la permineralización en un solo evento de la totalidad del tapete, se caracteriza por la presencia de cristales relativamente grandes de calcita. En (D) se muestra una microfotografía electrónica de bloques de calcita desarrollada durante la diagénesis, se aprecia la fractura en bloques que de manera general presentan estos bloques y donde es difícil apreciar estructuras de origen orgánico debido al desarrollo de estos bloques.

#### 4.4 Análisis General de Microfacies

Cuando se compara la microestructura de las microbialitas de las tres localidades, se observa que es altamente variable, no sólo en sus dimensiones, forma o patrón de laminación, sino en sus coloraciones, textura y empaquetamiento de granos (fig. 31).

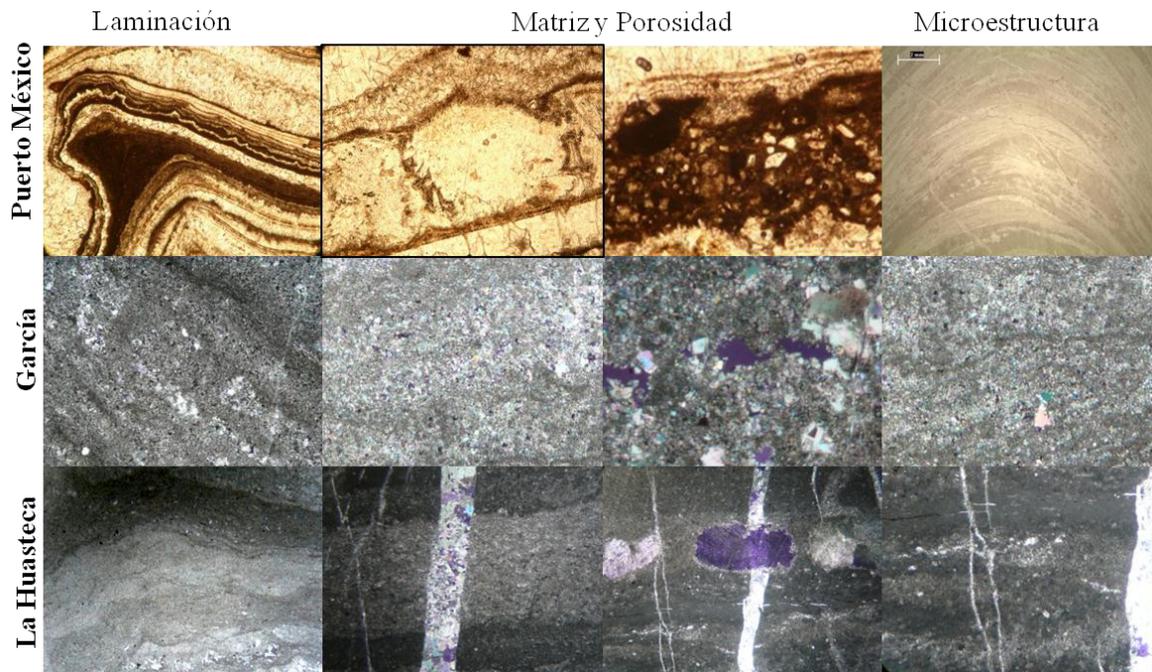
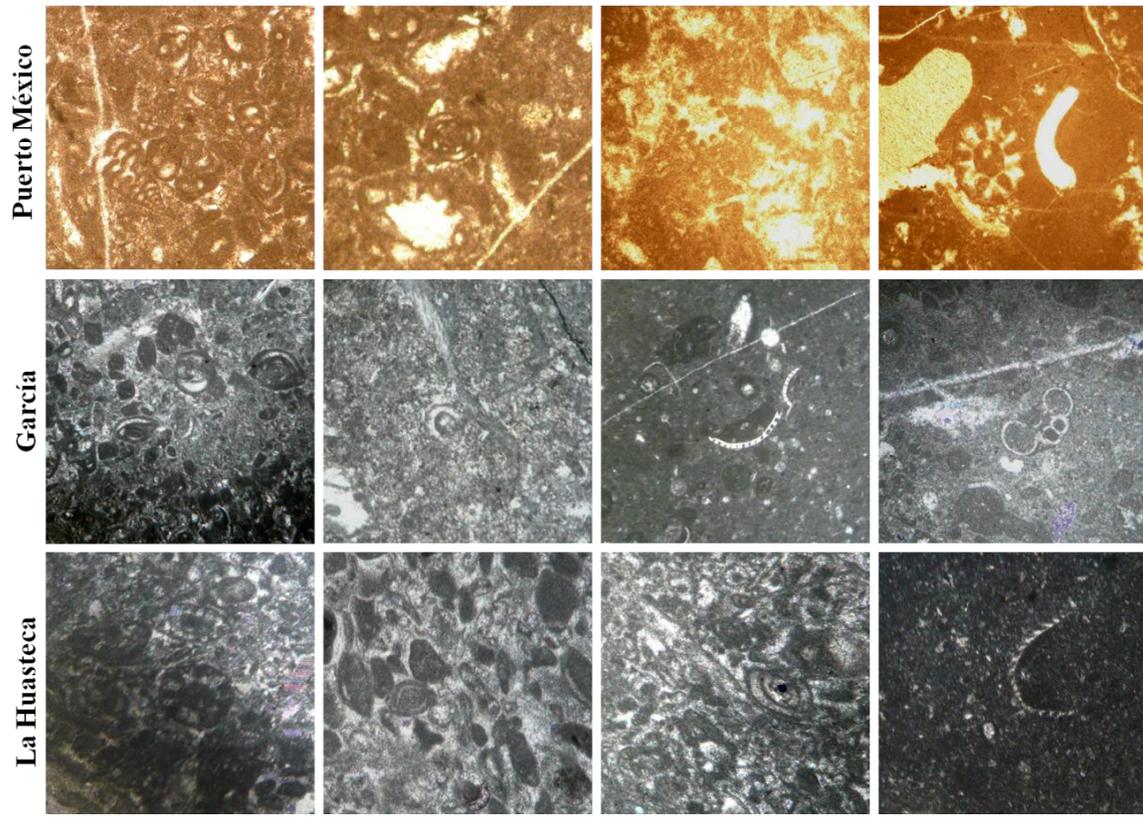


Figura 31. Comparación de la microestructura de las microbialitas de las tres localidades.

Una comparación general de microfacies entre las microbialitas analizadas de las tres localidades de la formación Cupido se puede observar en la Figura 32. En general se observa que los microfósiles de foraminíferos permanecen similares las texturas microbianas presentan grandes cambios de una localidad a otra. Aunque es común encontrar los mismos microfósiles preservados, la abundancia y asociaciones tafonómicas son muy variables.

En cuanto a los carbonatos fosilíferos no microbianos, en la siguiente figura se muestra una comparación de las texturas más representativas de las tres localidades. En esta figura se observan las microfacies representativas con bioclastos de foraminíferos bentónicos relativamente grandes que muestran una gradación de texturas de *wackestone* *packestone* y *grainstone*. Algunos de los foraminíferos observados son microfósiles pertenecientes a orbitolínidos, textuláridos preservados en diferentes secciones, principalmente axiales, y representadas por ejemplares de los géneros *Eostafella*, *Trepeilopsis*, *Hemigordius*, así como algunos miliólidos del género *Moncharmontia* en asociación con pelotas fecales y *Microcalamoides diversus* para la Formación Tamaulipas Superior. La abundancia de foraminíferos en general estuvo correlacionada con la presencia de algas verdes.



**Figura 32. Biofacies representativas en las tres localidades bajo estudio**

En La Huasteca, donde no se encontraron estromatolitos, la presencia de algas calcáreas y algas verdes también estuvo representada en menor grado; adicionalmente en estas muestras la presencia de dolomicrita fue una característica común. La petrografía revela que las asociaciones más comunes ocurren entre algas calcáreas y foraminíferos en la localidad de Puerto México, mientras que en la localidad de García las algas disminuyen en abundancia. En la localidad de la Huasteca en cambio, se tienen como bioclastos principalmente foraminíferos relativamente grandes, pero pocos ejemplares de algas, sin embargo en las tres localidades se mantienen la asociación de foraminíferos y algas como biota dominante.

Finalmente, a continuación se ilustra el perfil sedimentológico de cada localidad para su análisis en conjunción con las microfacies observadas (Figura 33).

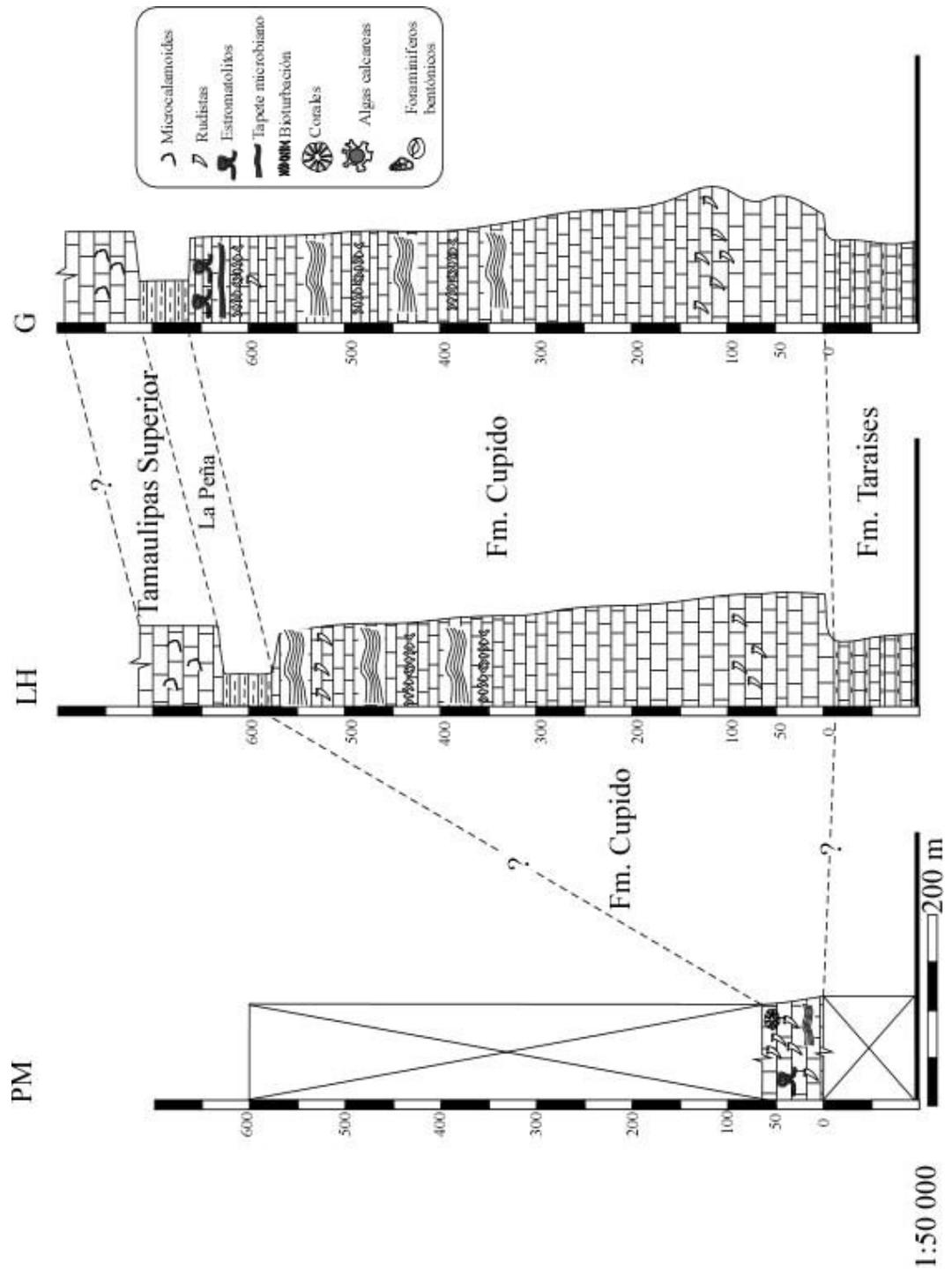


Figura 33. Comparación del perfil sedimentario de las tres localidades bajo estudio de la Formación Cupido.

## 4.5 Análisis Químicos

Durante este trabajo se realizó un análisis químico de una sola muestra por cuestiones de presupuesto. Esta muestra corresponde a la identificación CP-M001, misma que se analizó por SEM en búsqueda de microfósiles.

### 4.5.1 Análisis XRD de la muestra CP-M001

El análisis de elementos presentes en cada una de las localidades puede verse en la Tabla I., donde se aprecian las abundancias relativas de los elementos mayores y menores para una muestra representativa de la localidad de Puerto México.

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P X C	Suma
%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
0460	0.003	0.653	0.133	0.011	0.092	54.124	0.002	0.022	0.020	43.54	99.06

Rb	Sr	Ba	Y	Zr	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb
ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
1	42	18	5	<0.5	8	<2	<3	6	<0.7	3	<3	8

**Tabla I. Análisis XRD de elementos mayores y menores en la muestra estromatolítica de Puerto México CP-001PM.**

En ésta gráfica se puede observar que como muchas otras calizas estromatolíticas, los estromatolitos de Puerto México presentan además del calcio como principal elemento, el sílice en cantidad considerable y de los elementos menores el estroncio que generalmente es el que sustituye al calcio en los carbonatos biogénicos también. Desafortunadamente no se realizó este análisis en muestras de las otras dos localidades para tener una comparación de las tres localidades a nivel químico también, por lo que queda pendiente para estudios posteriores. No obstante se obtuvieron los siguientes resultados con el análisis elemental del microscopio electrónico ambiental para las muestras de García.

Por otra parte en la Tabla II se observa que el Aluminio y Magnesio como los elementos más abundantes después del calcio, y después de éstos el sílice. (Tabla II).

Elementos Presentes en las Localidades de la Formación Cupido														
Name	Na	Mg	Al	Si	S	Cl	K	Ca	Fe	Br	Sn	Tb		
Spectrum1		1.9	0.6					17.8	62		6.3	2.5	8.9	
Spectrum2								62.4			5.2	24.8	7.6	
Spectrum3								18.9	67.9				2.3	10.9
Spectrum4	2.3				1.5	2.6	5.1	1	59.9			21.4	6.2	
Spectrum5				47.1					52.9					
Spectrum6				13.6					86.4					
Spectrum7									77.9		22.1			
Spectrum8				100										
Spectrum9		12.4						61.5				19.4	6.7	
Spectrum10		8.5						54.9				26.1	10.5	
Spectrum11		12.9			1.2			52.4				24.6	8.9	
Spectrum12		13.4						86.6						
Spectrum13		10.9			0.9			70.4				17.9		
Spectrum14		9.4						90.6						
Spectrum15		14.4	7.4					78.2						
Spectrum16								100						
Spectrum17		19.4						67.2					13.4	
Spectrum18								100						
Spectrum19		19.4						56				17.5	7.1	
Spectrum20		9.8			3.1			63.3				17.6	6.1	
Spectrum21		22.5			3.2		4.6	69.7						
Spectrum22		15.4			1.8			0.8	56.8			17	8.3	
Spectrum23								100						
Spectrum24								64.2				5.5	23.5	6.8
Spectrum25								62.2				5.8	24.6	7.4
Spectrum26				0.4				63.9				4.9	23.1	7.6
Spectrum27	2.1						3.1	2.5	54.2			8.2	23.4	6.5
Spectrum28					0.7		1.1		17.1	71.2			7.3	2.6

**Tabla II. Abundancia de Elementos en láminas petrográficas de las tres localidades de la Formación Cupido.**

#### 4.5.2 Análisis de Isótopos

Para el análisis de isótopos estables se realizaron los cortes y se mandaron al laboratorio de análisis para su pulverización total. Las muestras fueron analizadas en el Laboratorio Analítico para estudios paleoclimáticos (ALPS) en *Jackson School of Geosciences, University of Texas* en Austin.

Las muestras enviadas para análisis corresponden a carbonatos microbianos y no microbianos derivados de las tres localidades bajo estudio de la Formación Cupido ilustrados en la Figura 34.



**Figura 34. Muestras diversas de la Formación Cupido analizadas para isótopos estables.**

Para las cuales se realizaron análisis de isótopos estables mediante la metodología descrita en el Capítulo 1 y cuyos resultados se presentan en la siguiente tabla.

LOCALIDAD	NOMBRE DE MUESTRA	$\delta^{13}C$ PDB	$\delta^{18}O$ PDB	Temp. °C
PUERTO MÉXICO	PM-1c-str	-7.92	-7.2	46.83
	PM-Cp-stro1	-6.79	-7.52	48.51
	6-CP-PM-02	0.4	-5.27	36.06
	Cp-PM-coral	0.75	-5.43	36.92
GARCÍA	Gr-Cp-str	0.93	-8.56	54.73
	CpG04	1.71	-6.83	44.55
	CpG16	2.69	-5.46	37.04
	Gr-CF-calcx	2.86	-4.74	33.29
	Gr-CF-MAT	2.29	-5	34.64
	CpG10	3.15	-5.47	37.09
LA HUASTECA	Cpdo-Ht	2.91	-3.98	29.51
	Ht-Cp-calc.	3.41	-4.89	34.06
	Ht-0-30b-S12	3.6	-3.64	27.85

**Tabla III. Paleotemperaturas de las muestras analizadas y los valores de PDB para cada muestra de las tres localidades**



## **Capítulo 5: Discusión**

"La perspectiva es a la pintura lo que la brida al caballo, lo que el timón al barco"

Leonardo Da Vinci

## 5.1 Microfábrica y microfósiles.

El análisis global de microbialitas de las tres localidades muestra que hay una gran variación en morfología, en el contenido interno de microfósiles y remanentes orgánicos detectados por SEM, texturas y microestructuras petrográficas. Aunque a nivel de microfacies se presentan semejanzas petrográficas en el contenido de bioclastos, a nivel de microestructura y asociaciones de facies cada localidad es particular, distinguiéndose de cualquier otra localidad de la Formación Cupido analizada en este trabajo o reportada en la literatura. Aunque estas diferencias en las características diagnósticas de cada microbialita ayudan en la interpretación paleoambiental, se debe tener presente que el rango de observación es realmente muy pequeño en relación al tamaño de las secuencias de cada localidad de Cupido.

En la localidad de Puerto México los tapetes estratiformes no superan los 30 cm de largo y se han interpretado, con base a su geometría y orientación, que pudieron haber sido fragmentos desprendidos y posteriormente transportados, depositados y litificados (por la diferencia en grano entre el tapete y la matriz) de una zona lagunar a perimareal a una zona de afinidad arrecifal; además la microestructura de los pequeños estromatolitos está marcada por fábricas geopetales y fibrosas que sugieren procesos de disolución; los estromatolitos pudieron haber sufrido también desecación, rompimiento, desprendimientos ligeros y haber sido redepositados en fragmentos pero ligeramente lejos del lugar de formación, como resultado probable de una erosión por agua y/o tormentas. Estos horizontes erosionados sugieren zonas de transición que marcan eventos transgresivos que representan una fase de baja sedimentación en plataforma marina abierta que eventualmente transita hacia un ambiente de una llanura de marea, ya que algunos estromatolitos muestran horizontes laminados de exposición subaérea. Hay una clara ausencia de granos envueltos y ooides, lo que excluye un ambiente de alta energía como una playa o isla (*shoals*). En comparación con las calizas que contienen rudistas fosilizados de tamaños diversos, los tapetes y estromatolitos tienen una ocurrencia puntual y muy localizada, lo que sugiere que pudieran ser componentes alóctonos, además de la evidente distribución y orientación al azar como primera característica diagnóstica.

A nivel de microestructura la textura es fenestrada y la laminación es extremadamente fina y en ocasiones está sustituida por cristales fibrosos y hasta radiales y los peloides son relativamente escasos; estas texturas se han interpretado como resultantes de la disolución y posterior neomorfismo agradante. En general las microfácies de la localidad de PM representan un ambiente restrictivo subacuático quizás con salinidades mayores como las que se encuentran en ambientes marinos marginales, ya sea en charcos o en depósitos lagunares donde hay poca incursión marina; la ausencia de una mayor proliferación de tapetes microbianos pudiera explicarse por la destrucción continua por parte de protistas bioerodadores.

Los filamentos microendolíticos encontrados en PM muestran semejanzas morfológicas con los reportados en la literatura, como *Reticulina elegans* que caracterizan principalmente facies de la zona eufótica profunda (30 a 60 m). Otras estructuras preservadas en PM en base a su morfología, tamaño y la orientación horizontal son comparables a eucariontes como clorofitas (algas verdes). Así mismo la presencia de icnofósiles parecidos a *Fasciculus dactylus* y a *Palaeoconchoelis starmachii* en conjunción con *Reticulina* en esta precisa asociación (flechas), indica una batimetría correspondiente a la subzona eufótica somera III, donde el nivel cambiante de energía hidrodinámica es el controlador más importante, e incluye porciones bien iluminadas de submarea dominadas por ciano bacterias microendolíticas y algas verdes y en menor proporción algas rojas (Glaub, 2005) y otros eucariontes cambian la orientación de vertical a horizontal, como se tiene en PM. Posteriormente se encuentra la zona disfótica llamada así porque sólo llega del 1% a 0.001 de luz superficial, y está dominada por quimiolitótrofos endolíticos muchos hongos y también *Reticulina sp.*

Con respecto a la columna estratigráfica, los resultados que arroja el análisis de microfácies para la Formación Tamaulipas Superior, la aparición de *Microcalamoides diversus* (Fig. 32, pág. 84) permite la actualización de algunos mapas donde se nombraba a la Formación Aurora como Tamaulipas Superior en La Huasteca y García (Anexos).

Por otra parte, el análisis de los tapetes microbianos en Puerto México no reveló alguna morfología microbiana filamentosa característica como era de esperarse. Sin embargo si reveló superficies con algún contenido orgánico, algunas esferoides de tamaño eucarionte, similar al de otros carbonatos microbianos de las otras localidades (Lámina 4).

Aunque se encontraron microfósiles constructores y endolíticos (remanentes reveladas por SEM después del tratamiento ácido) en los estromatolitos, fueron en general muy poco abundantes. Es posible que la escasa abundancia de microfósiles endolíticos observada en las muestras de estromatolitos y/o de tapetes microbianos de PM sea debido a que haya sido un ambiente de transición mucho más diverso y de condiciones más estresantes, poco propicias a la colonización estabilizadora por cianobacterias. Es probable también que la poca representación de endolíticos se deba a un sesgo en el muestreo, ya que la búsqueda no fue exhaustiva en otros tipos de sustrato (como serían conchas de foraminíferos, ostrácodos y/o bivalvos) y los resultados observados no reflejan la colonización real por cianobacterias. También es probable que no se hayan analizado las muestras más representativas de tapetes como de estromatolitos, dado que macroscópicamente la gran mayoría de tapetes microbianos varían en coloración, convexidad, erosión, diámetro y en grado de disolución (Lámina III). Cabe mencionar que en PM el microfósil más grande es un único ejemplar de un coral solitario semejante al género *Actinastrea*. Aunque es el más común de los corales cretácicos es el menos descrito y conocido (Löser 2011); pertenece a la familia Actinastreaeidae, al género de escleratinios y su registro fósil se restringe únicamente al Cretácico tardío. Aunque adicionalmente se hizo la técnica de resina y digestión con ácido en muestras de *Actinastrea sp.*, tampoco se detectó ningún endolítico, aunque se debe señalar que el nivel de escaneo fue mínimo y que la estructura del coral es muy grande y está relativamente bien preservado como lo mostró también la catodoluminiscencia (pero es una técnica que no detecta la alteración microbiana, que aunque es un cambio diagenético, es producto de alteración biológica).

En la localidad de García se tienen facies micríticas con gran abundancia de bioclastos indicando principalmente condiciones de submarea. En esta zona destaca la intensa bioturbación intercalada entre los tapetes microbianos relativamente gruesos, sugiriendo una buena homogenización del sedimento sin olas que rompieran las estructuras. En los tapetes estratiformes se observan texturas que sugieren un crecimiento controlado más bien por procesos de unión activa de partículas sedimentarias que por proceso de precipitación, además de que la laminación no ha sido tan alterada diageneticamente; estas texturas contrastan con las texturas en los estromatolitos de esta localidad, en donde la laminación es más fina, regular y más constante en sus espesores verticales y grado de

herencia. La secuencia paragenética indica que los periodos de sedimentación fueron seguidos por una generación de cementantes, micritización y cementante fibroso, calcita y posteriormente dolomita de remplazamiento en mosaico.

En contraste con las otras dos localidades, los estromatolitos de García son microbialitas bien desarrolladas y de diversidad morfológica que sugiere otro tipo de comunidades microbianas. Muchos de ellos alcanzan tal convexidad que pueden ser comparados con los conocidos estromatolitos columnares de submarea encontrados en secuencias del Proterozoico. Además estos estromatolitos marcan también el contacto con un cambio de régimen en la sedimentación (contacto La Peña) por medio del desarrollo de estromatolitos más grandes y complejos (parabólicos). Se han interpretados como indicativos de ambientes de submarea y originados en una rampa carbonatada gradual que antecedía un ciclo transgresivo que resultó en el ahogamiento de la formación Cupido con el depósito de la Formación La Peña durante el llamado "Evento Gargas" (Barragan-Manzo y Díaz-Otero, 2004). Además de las condiciones regionales del ambiente sedimentario, la diversidad de macroestructuras estromatolíticas es probablemente debida a la comunidad variable y diferente, lo cual a su vez está relacionado con la composición química del agua. Los mecanismos de unión microbiana y precipitación se preservan muy homogéneamente en las facies *wackestone* y *mudstone* de las microbialitas en la parte baja del intervalo, sugiriendo un decremento del nivel de energía, hasta que eventualmente estos mecanismos de estabilización microbiana fueron interrumpidos por condiciones más intensas de ahogamiento. Dentro del contexto sedimentario de la parte superior de Cupido, se desmarca la concepción básica de la relación que generalmente atribuyen a la parte superior de Cupido con un evento transgresivo, el cual si sucedió y está representado por la Formación La Peña, sin embargo en la localidad de García y La Huasteca, donde aflora toda la columna de Cupido, la parte superior está más relacionada a zonas de alta evaporación, demostrada con los nódulos de evaporitas encontrados en tapetes de La Huasteca, así como evidencias de exposición subaérea (Lámina 6, fig. B, página 68) interpretados como episodios con restricción de circulación en la zona perimareal por pulsos regresivos y transgresivos que de vez en cuando aportaban elevaciones en la columna de agua tal que se depositaban capas de caliza con intercalación de yesos y que promovía el desarrollo de tapetes laminares de manera extendida y abundante.

Al igual que en muchas otras calizas del Cretácico a nivel global no se detectaron microfósiles por SEM ni de algas verdes ni de cianobacterias en la lámina estromatolítica tan abundante o frecuentemente como se esperaba. Aunque el análisis biosedimentológico reveló sólo algunos remanentes solitarios y pluricelulares de procariontes y eucariontes de hábitos criptoendolíticas, estas observaciones son relevantes porque las contribuciones microbianas han sido desdeñadas o subestimadas en la precipitación de micrita y en la fábrica de carbonatos del Cretácico en general, en comparación con otros microfósiles.

Finalmente la localidad que se abordó en este estudio es La Huasteca, que por su gran extensión, no se pudo muestrear a gran detalle. La Huasteca cuenta con diferentes afloramientos con la columna completa de cupido y por tanto son ciclos carbonatados que se extienden lateral y verticalmente con espesores relativamente grandes donde sólo se forman tapetes estratiformes y anchos pero nunca estromatolitos, por lo que se consideran condiciones muy estables y cíclicas a lo largo de grandes intervalos temporales. En los tapetes gruesamente laminados de La Huasteca se observan facies carbonatadas menos restrictivas que en PM que están dominadas por más carbonato micrítico derivado por atrapamiento y unión en vez de precipitación influenciada por microorganismos. La microfábrica también reveló la presencia de dolomita aislada y escasa, así como precipitación de calcita anhedral cada vez más grande, mientras que la observación por catodoluminiscencia indica un empaquetamiento cerrado de la laminación fina y concéntrica donde la dolomita es ausente y también no se nota los microendolíticos, que crearían más espacios en los poros carbonatados tal como en el estromatolito de Puerto México.

En La Huasteca cambiaron las condiciones de sedimentación, a pesar de encontrarse relativamente cerca que García, pues las calizas tipo *mudstones* contienen abundantes clastos de composición similar de forma angular y subredondeada, las intercalaciones son muy gruesas y uniformes, su gran espesor y extensión lateral sugieren un gradiente continuo progradante desde un área muy plana hacia condiciones y regiones de supramarea. Sin embargo no hay signos de estratos expuestos con características paleocársticas muy claras, la secuencia de facies se interpreta como representantes de carbonatos someros en un ambiente de llanura de mareas con altas tasas de evaporación debido a la presencia de nódulos de evaporitas sustituida por calcita pero en una menor proporción que en García.

Aunque no se observan muchas estructuras de desecación y formación masiva de evaporitas, se cree que estuvieron sometidas a cierta exposición subaérea en climas áridos y posiblemente lluvia, pues el contenido de algas es mucho menor y además la mineralogía y textura petrográfica indican la frecuente presencia de cristales de yesos dentro de la laminación de los tapetes. Por otra parte es difícil indicar transgresiones en ausencia de paleokarst o desarrollo de calcretas que indicarían una regresión máxima pero si se presenta el desarrollo de brechas causadas por posibles canales submarinos exactamente en el contacto con La Peña, identificado como evidencias del repentino levantamiento del nivel del mar en el evento "Gargas".

En la Huasteca se ve que los tapetes estratiformes tienen un gran volumen que se repite en ciclos y son conspicuos a lo largo de todo lo que sería el margen de plataforma. Por otra parte la detección de yeso en la subyacente a las calizas laminadas y no laminadas trae a discusión si la mineralogía original no era de yeso y posteriormente fue remplazado por carbonatos; ésta suposición también debería ser respaldada por la presencia de pseudomorfos relictos de yeso en la microfábrica carbonatada, que no se evidenciaron en las láminas petrográficas revisadas. Además si prevalecieron condiciones evaporíticas antes que las secuencias carbonatadas, la formación de estromatolitos y diversidad de estructuras estratiformes y tepees y estructuras de desecación (como ojo de pájaro) se deberían reflejar en las calizas de esta localidad. La otra posibilidad para explicar la frecuencia de cristales de yeso es que exista una infiltración secundaria postdeposición a partir de aguas kársticas y exposición subaérea.

## 5.2 Isótopos y paleoambientes

Los análisis isotópicos proveen información adicional importante para averiguar el tipo de comunidades microbianas o el tipo de metabolismo microbiano predominante en la construcción de estas microbialitas fósiles, y las responsables de la organomineralización que conduce a la formación de microbialitas. Para caracterizar la precipitación de carbonato de calcio se analizó la proporción de isótopos de  $C^{13}$  de los estromatolitos y de otras calizas circundantes para saber si había diferencias. Dado que los procesos biológicos tienen

afinidad por isótopos ligeros, tienden a tomar el  $C^{12}$ , dejando a su alrededor un reservorio inorgánico ligeramente enriquecido en  $C^{13}$ . La proporción de  $C^{13}$  será negativa en la biomasa enriquecida en  $C^{12}$  en comparación al ambiente que será enriquecido en  $C^{13}$ . Como se muestra en la Tabla 3 (pag.89), la composición isotópica de los valores de oxígeno están situados entre -3 a -9, mientras que los valores de carbono son mayoritariamente positivos (entre 0 a 4), lo cual sugiere carbonatos lagunares a marinos. Excepto por las dos muestras que se ubican en valores negativos de carbono, indicando una fuente continental, los valores de isótopos sugieren un ambiente rico en materia orgánica con un gran aporte de carbono inorgánico disuelto derivado principalmente de fuentes subterráneas, aunque lejos de los valores típicos de calizas marinas (20 a 30 de carbono PDB). Las dos muestras que ostentan los valores que se alejan del promedio y que indican procedencia continental, son justamente las que corresponden a los dos estromatolitos (C001PM) analizados de la localidad de PM, corroborando también su alto contenido de microorganismos fotosintéticos. Precisamente los valores que caen en entre -8 y -7 de carbono y en valores negativos de entre -6 y -8 de oxígeno corresponden al estromatolito de Cupido que previamente se analizó por SEM, y es precisamente el estromatolito retratado en la Fig. A de la Lámina II. Entre las conclusiones que saltan a la vista es que todos los carbonatos analizados sean microbianos o no, incluyendo la muestra de coral, tienen valores semejantes que se ubican en valores negativos de oxígeno y positivos en cuanto al fraccionamiento de carbono (entre 0 a 4 aproximadamente). Esta zona puede indicar una gran influencia de carbono inorgánico disuelto derivado de aguas subterráneas y fuentes tendientes a mayor humedad más que a aridez (Leng *et al.*, 2005). También es de llamar la atención que ninguno de los carbonatos analizados refleja un valor isotópico correspondiente a calizas marinas, que comúnmente muestran valores de carbono positivos (entre 20 – 30). Sin embargo, las únicas dos muestras de estromatolitos de PM analizados si reflejan un origen diferente lo cual confirma que probablemente son elemento alóctonos que se desprendieron de un ambiente mucho más continental antes de ser totalmente litificados en la localidad de PM. Aunque los datos isotópicos de los carbonatos medidos no son suficientes para documentar la paragénesis de carbonatos en las localidades bajo estudio, son útiles para estimar la procedencia y el paleoambiente.

Además se tendría que tomar un número de muestras muy grande y corroborar cual de los tres procesos de crecimiento (atrapamiento, unión y precipitación) es el dominante en cada lámina petrográfica, lo que raramente se hace. Durante los largos periodos de tiempo como el que se dio lugar en la Formación Cupido afectaron la proliferación de construcciones arrecifales negativamente pero favorecieron progresivamente el desarrollo de estromatolitos sobre todo en la laguna del *back reef*. Lo importante es localizar en cada localidad de Cupido estas rocas organosedimentarias. Por eso este estudio es importante, pues permite un acercamiento a nivel microscópico de las bioestructuras de esta Formación. Los procesos principales incluyen la unión, atrapamiento y la precipitación de carbonatos pero también la bioerosión y encrustación secundaria así como por la importación de sedimento clástico, incluyendo disolución y cementación temprana. La asociación cercana con rudistas bivalvos que son comunidades bentónicas de varios ambientes de depósito con distribución amplia en ambientes someros y zonas arrecifales, contribuyen también al sedimento calcáreo (Ross y Skelton 1993). Presumiblemente los preservados en PM pertenecen a ambientes lagunares y crecían en posición postrada; su distribución de tamaños pudiera reflejar un gradiente en la disponibilidad de alimento y de oxígeno. En ambientes de baja turbulencia los biodepositos no se removieron pero su acumulación probablemente indujo condiciones anóxicas en la superficie del sedimento, lo cual explicaría que la mayor porcentaje de endolíticas se concentre en PM.

## **Capítulo 6: Conclusiones**

"Correcto e incorrecto tal como bueno y malo son el resultado de nuestra  
percepción y perspectiva"

-Rob McBride-

Los biohermas microbianos que originaron los estromatolitos más complejos encontrados en García pudieron derivarse de montículos microbianos pequeños que se ubican en lo que fueron los márgenes de bordes de plataforma o intraplataforma cuando el nivel del mar paulatinamente estuvo subiendo. La micrita que constituye el componente dominante de los microfacies, seguidas de facies *wackestone*, *packestone* y *grainstone* en menor cantidad. Esta precipitación puede estar influenciada biológicamente mediante la litificación durante las reacciones orgánicas e inorgánicas derivadas del metabolismo microbiano, que al degradar la materia orgánica por heterótrofos anaerobios, van aumentando la alcalinidad, induciendo así indirectamente la precipitación de carbonatos. Además esta influencia microbiana puede ser importante también al proveer superficies cristalinas como de semillas de nucleación para la posterior precipitación abiótica de calcita. En suma, se puede resumir que las calizas de Cupido en las áreas bajo estudio derivan característicamente de carbonatos donde hay autótrofos fotosintéticos como cianobacterias y algas verdes, además de heterótrofos como moluscos, foraminíferos que precipitan cementos abióticamente. Hay autores que argumentan que el crecimiento de estromatolitos se favorece más en facies lagunares que en facies de rampa, debido al efecto reducido de las olas y a que el flujo sedimentario se incrementa por el atrapamiento y la unión de partículas sedimentarias.

Sin embargo son muchos factores los que intervienen en la proliferación de estromatolitos y el registro fósil muestra que se encuentra en todos los ambientes. Por otra parte, la preservación de microbialitas de esponjas fue ausente en estas tres localidades pero se ha reportado en el cañón Bustamante donde también aflora Cupido, bajo condiciones de submarea y donde las esponjas pudieron haber tenido un papel más importante en la formación de arrecifes (Murillo-Muñeton y Dorobek, 2003).

Durante el transcurso del Cretácico temprano en el noreste de México, el depósito masivo de calizas tuvo lugar en un ambiente somero de submarea bajo condiciones normales de salinidad y temperatura, y con condiciones eufóticas y bien oxigenadas que sustentaron un ecosistema rico en biota. Como componentes bióticos constructores principales se encuentran a nivel de procariontes, las comunidades microbianas representadas por estromatolitos y por tapetes microbianos estratiformes, y a nivel eucarionte, los remanentes protistas mayoritaria e integralmente mejor preservados, algas calcáreas y foraminíferos, y en menor porcentaje restos de invertebrados como moluscos de

gasterópodos, bivalvos y en menor grado fragmentos de pelecípodos y equinodermos. Aunque no se trate de arrecifes en el sentido más estricto del término, Cupido representa una secuencia de plataformas carbonatadas cuyas condiciones estables y altas en biodiversidad permitieron el desarrollo de arrecifes en el sentido ecológico del término. Los cambios en las condiciones sedimentarias están marcados por el desarrollo de estromatolitos en condiciones de submarea y por el retrabajado de remanentes esqueléticos de invertebrados y micritización extensiva. Los estromatolitos por su forma pueden relacionarse con el periodo transgresivo de la plataforma de Cupido principalmente en la zona de García, mientras que en la zona de La Huasteca no hubo una transgresión tan pronunciada, debido probablemente a tormentas intensas que aumentan la calcificación pero también promueven la disolución de carbonatos y la karstificación sólo en ciertas zonas, mientras que los estromatolitos se restringieron a lugares muy localizados del antiguo margen de plataforma. Aunque los arrecifes hayan jugado un papel preponderante en la geometría y en las características sedimentarias de la plataforma de Cupido, especialmente los que ocurren en el margen de plataformas de Cupido, no significa que se hayan formado verdaderos arrecifes, pero esto no significa que la proliferación de arrecifes tenga que ver con la producción de carbonatos o por altas tasas de sedimentación de carbonatos (Scaturo *et al.*, 1989, Kiessling *et al.*, 2000). Se cree que Cupido representa una transgresión relativa del mar en ciclos repetitivos. Durante el Barremiano se aumentaron todas las plataformas hasta el final de Cretácico, y el Campaniano parece representar el máximo fanerozoico en la expansión de plataformas cubriendo un área de  $16.5 \times 10^6$  km<sup>2</sup>. El desarrollo de facies microbianas sólo se dio de manera muy localizada en condiciones ambientales que excluían a la gran mayoría de competidores de sustrato y factores abióticos diversos. Sin embargo en algunos periodos no tan extremos si hubo proliferación de organismos que se sustentaban de los tapetes, como se aprecia en García. En definitiva, las asociaciones de facies descritas reflejan una génesis en medios litorales con baja energía dominante, en los que se produce una sedimentación esencialmente carbonática controlada en gran medida por el régimen mareal. Esto indujo el desarrollo de extensas llanuras de marea en las que, bajo las constantes climáticas uniformes a gran escala, se generaron ciclos de secuencias carbonatadas muy extensas, que abarcaron vastas áreas del noreste de México y hasta Texas, tal como lo sugirió Wilson hace dos décadas.

## **Bibliografía**

- ALAVI-NAÏNI M., 1972**, ETUDE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE DJAM. REP. GEOL. SURV. IRAN., 23, 1-288.
- ANDREYEV Y. N. Y ANUPRIYENKO L. A., 1970**, PALAEONTOLOGICAL DESCRIPTION AND AGE OF THE DOLOMITE BED OF THE AL'MURAD SUITE. DOKL. AKAD. NAUK S.S.S.R., 191, 15-16.
- BARRAGAN-MANZO R. Y DÍAZ-OTERO C., 2004**, ANÁLISIS DE MICROFACIES Y DATOS MICROPALAEONTOLÓGICOS DE LA TRANSICIÓN BARREMIANO-APTIANO EN LA SIERRA DEL ROSARIO, DURANGO, MÉXICO. REVISTA MEXICANA DE CIENCIAS GEOLÓGICAS, 21, 247-259.
- BARRON E. J. Y WASHINGTON W. M., 1984**, THE ROLE OF GEOGRAPHIC VARIABLES IN EXPLAINING PALEOCLIMATES: RESULTS FROM CRETACEOUS CLIMATE MODEL SIMULATIONS. JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH 89, 1267–1279.
- BARRON E. J. Y WASHINGTON W. M., 1985**, WARM CRETACEOUS CLIMATES: HIGH ATMOSPHERIC CO<sub>2</sub> AS A PLAUSIBLE MECHANISM, EN THE CARBON CYCLE AND ATMOSPHERIC CO<sub>2</sub>: NATURAL VARIATIONS, SUNDQUIST, E. T Y BROECKER W. S., (EDS): ARCHEAN TO PRESENT, AMERICA GEOPHYSICAL UNION GEOPHYSICAL MONOGRAPH, 32, 546-553
- BARRON E. J. Y WASHINGTON W. M., 1985**. WARM CRETACEOUS CLIMATES: HIGH ATMOSPHERIC CO<sub>2</sub> AS A PLAUSIBLE MECHANISM. IN: SUNDQUIST, E.T., BROECKER, W.S. (EDS.), THE CARBON CYCLE AND ATMOSPHERIC CO<sub>2</sub>: NATURAL VARIATIONS ARCHAEOAN TO PRESENT: AMERICAN GEOPHYSICAL UNION GEOPHYSICAL MONOGRAPH, 32, 546–553.
- BELCHER R. C., 1979**, DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS, PALEOMAGNETISM, AND TECTONICS SIGNIFICANCE OF HUIZACHAL RED BEDS (LOWER MESOZOIC): NORTHEASTERN MEXICO, UNIV. OF TEXAS AT AUSTIN, TESIS DOCTORAL, 276 PP.

- BENAVIDES-CACÉRES V. E., 1956**, CRETACEOUS SYSTEM IN PERU. BULL. AM. MUS. NAT. HIST., 108: 359-493.
- BERNER R. A., 1990**, ATMOSPHERIC CARBON DIOXIDE LEVELS OVER PHANEROZOIC TIME, SCIENCE 249, 1382–1386.
- BESAIRIE H., 1972**. GÉOLOGIE DE MADAGASCAR. I. LES TERRAINS SEDIMENTAIRES. ANN. GÉOL. MADAGASCAR, 35: 1-463.
- BICE K. L., BIRGEL D., MEYERS P. A., DAHL K. A., HINRICHS K. U., NORRIS R. D., 2006**, A MULTIPLE PROXY AND MODEL STUDY OF CRETACEOUS UPPER OCEAN TEMPERATURES AND ATMOSPHERIC CO<sub>2</sub> CONCENTRATIONS. PALEOCEANOGRAPHY 21.
- BRACKEN B., 1984**, ENVIRONMENTS OF DEPOSITION AND EARLY DIAGENESIS, LA JOYA FORMATION, HUIZACHAL GROUP RED BEDS, NORTHEASTERN MEXICO, VENTRESS W.P.S. *ET AL.*, EDS., THE JURASSIC OF THE GULF RIM: GULF COAST SECTION, SOCIETY FOR SEDIMENTARY GEOLOGY (SEPM), PROCEEDINGS OF THE THIRD ANNUAL RESEARCH CONFERENCE, 19-26.
- BUDYKO M. I., RONOVA A. B., ANSHIN A. L., 1987**, HISTORY OF THE EARTH'S ATMOSPHERE, SPRINGER-VERLAG, BERLIN; NEW YORK, USA. 139 PP.
- BUKATCHUK P. D. Y YANOVSKAYA G. A., 1968**, STRATIGRAPHY OF THE LOWER CRETACEOUS NEAR THE VILLAGE OF YARGARA (SOUTH OF THE MOLDAVIAN S.S.R.). DOKL. AKAD. NAUK S.S.S.R., 181, 54-55.
- BUREAU D., 1971**, LE CRETACEOUS INFRIEUR DES MONTS DE BATNA (AURES). LITHOLOGIE ET PREMIERES OBSERVATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES. BULL. SOC. GEOL. FR., 13, 374-385.
- BURNE R. V., MOORE L. S., 1987**, MICROBIALITES: ORGANOSEDIMENTARY DEPOSITS OF BENTHIC MICROBIAL COMMUNITIES. PALAIOS 2:241-154.
- CABALLERO-RAMIREZ V., 2010**, ANÁLISIS PALEOAMBIENTAL DEL NORESTE DE MÉXICO MEDIANTE EL USO DE MICROFACIES E ISÓTOPOS ESTABLES DE  $\Delta 18O$  Y  $\Delta 13C$  EN LA PARTE SUPERIOR DE LA UNIDAD CUPIDITO EN POTRERO CHICO, HIDALGO, NUEVO LEÓN. FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA. LINARES, NUEVO LEÓN,

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN. TESIS DE LICENCIATURA, INGENIERO GEÓLOGO: 144 PP.

**CAMACHO A. Y FERNÁNDEZ-VALIENTE E., 2005**, UN MUNDO DOMINADO POR LOS MICROORGANISMOS. ECOLOGÍA MICROBIANA DE LOS LAGOS ANTÁRTICOS: ECOSISTEMAS, 14, 2, 66-78.

**CAMPA M. F., Y CONEY P. J., 1983**, TECTONO-STRATIGRAPHIC TERRANES AND MINERAL RESOURCE DISTRIBUTIONS IN MEXICO: CANADIAN JOURNAL OF EARTH SCIENCES, 20, 1040–1051.

**CASEY R., 1961**, THE STRATIGRAPHICAL PALEONTOLOGY OF THE LOWER GREENSAND, PALEONTOLOGY, 3, 487-621.

**CHACÓN E., 2002**, ANÁLISIS BIOGEOQUÍMICO DE LOS ESTROMATOLITOS DE LA FORMACIÓN TARAHUMARA, UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO, TESIS DOCTORAL, 138 PP.

**CHACÓN, E., 2010**, MICROBIAL MATS AS A SOURCE OF BIOSIGNATURES, EN: J. SECKBACH Y A. OREN EDS., MICROBIAL MATS, MODERN AND ANCIENT MICROORGANISMS IN STRATIFIED SYSTEMS, SPRINGER, NEW YORK, 149-181.

**CHÁVEZ-CABELLO G., ARANDA-GÓMEZ J. J., MOLINA-GARZA R. S., COSSÍO-TORRES T., ARVIZU-GUTIÉRREZ I. R., GONZÁLEZ-NARANJO G. A., 2005**, LA FALLA SAN MARCOS: UNA ESTRUCTURA JURÁSICA DE BASAMENTO MULTIRREACTIVADA DEL NORESTE DE MÉXICO: BOLETÍN DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA MEXICANA, 57, 27-52.

**CHÁVEZ-CABELLO, G., 2005**, DEFORMACIÓN Y MAGMATISMO CENOZOICOS EN EL SUR DE LA CUENCA DE SABINAS, COAHUILA, MÉXICO: JURIQUILLA, QRO., CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO, CAMPUS JURIQUILLA, TESIS DOCTORAL. 266 PP.

**CLARKE L. J. Y JENKYN H. C., 1999**, NEW OXYGEN-ISOTOPE EVIDENCE FOR LONG-TERM CRETACEOUS CLIMATE CHANGE IN THE SOUTHERN HEMISPHERE, GEOLOGY, 27, 699-702.

- COFFIN M. Y ELDHOLM O., 1994**, LARGE IGNEOUS PROVINCES CRUSTAL STRUCTURES, DIMENSIONS, AND EXTERNAL CONSEQUENCES . REVIEW OF GEOPHYSICS. 32, 1-36.
- CONEY P. J., 1983**, UN MODELO TECTÓNICO DE MÉXICO Y SUS RELACIONES CON AMÉRICA DEL NORTE, AMÉRICA DEL SUR Y EL CARIBE: REVISTA DEL INSTITUTO MEXICANO DEL PETRÓLEO, 15,1, 6-15.
- CONKLIN J. Y MOORE C., 1977**, PALEOENVIRONMENTAL ANALYSIS OF THE LOWER CRETACEOUS FORMATION, NORTHEAST MEXICO. IN: BEBOUT, D.G. & LOUCKS, R.G. (EDS.), CRETACEOUS CARBONATES OF TEXAS AND MEXICO. UNIVERSITY OF TEXAS, BUREAU OF ECONOMIC GEOLOGY, REPORT OF INVESTIGATION, 89, 302-323.
- COOGAN A. H., 1977**, EARLY AND MIDDLE CRETACEOUS HIPPURITACEA (RUDISTS) OF THE GULF COAST, IN CRETACEOUS CARBONATES OF TEXAS AND MEXICO. TEXAS UNIV. AUSTIN, BUR. ECON. GEOL., REP. INVEST. 89, 32-70.
- COOPER M. R., 1977**, EUSTACY DURING THE CRETACEOUS: ITS IMPLICATIONS AND IMPORTANCE, PALEOGEOGRAPHY , PALEOCLIMATOLOGY, PALEOECOLOGY, 22: 1-6.
- DE LOS RIOS A., ASCASO C., WIERZCHOS J., FERNANDEZ-VALIENTE E. Y QUESADA A., 2003**, MICROSTRUCTURAL CHARACTERIZATION OF CYANOBACTERIAL MATS FROM THE MCMURDO ICE SHELF, ANTARCTICA: APPLIED AND ENVIRONMENTAL MICROBIOLOGY, 70, 1, 569- 580.
- DEMERGASSO C., CHONG G., GALLEGUILLOS P., ESCUDERO L., MARTÍNEZ-ALONZO M. Y ESTEVES I., 2003**, TAPETES MICROBIANOS DEL SALAR DE LLAMARÁ, NORTE DE CHILE, REVISTA CHILENA DE HISTORIA NATURAL 76, 485-499.
- DERCOURT J., RICOU L. E., VRIELYNCK B., 1992**, ATLAS TETHYS PALEOENVIRONMENTAL MAPS, 307 PP., GAUTHIER-VILLARS, PARIS. DERCOURT, J.; BASSOULET, J.P.; BAUD, A.; BUTTERLIN, J.; CAMOIN, G.; CAVALIER, C.; CACCA, F.; ENAY, R.; FOURCADE, E.; GUIRAUD, R.; LORENZ, C.; MARCOUX, J.; MASSE, J.P.; ORZAG, F. & PHILIP, J. (1992). PALEOENVIRONMENTAL ATLAS OF THE TETHYS FROM PERMIAN TO

RECENT. 28TH INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, KYOTO, JAPAN, PROCEEDINGS, I-3-24,1, 116 PP.

**DICKINSON W. R. Y LAWTON T. F., 2001, CARBONIFEROUS TO CRETACEOUS ASSEMBLY AND FRAGMENTATION OF MEXICO, GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN, 113, 9, 1142-1160.**

**DUPRAZ C., VISSCHER P. T. Y AUMGARTNER L. K., 2004, MICROBE-MINERAL INTERACTIONS: EARLY CARBONATE PRECIPITATION IN A HYPERSALINE LAKE (ELEUTHERA ISLAND, BAHAMAS): SEDIMENTOL, 51, 745-765.**

**DUPRAZ, C. Y VISSCHER, P. T., 2005, MICROBIAL LITHIFICATION IN MARINE STROMATOLITES AND HYPERSALINE MATS: TRENDS IN MIROBIOLOGY, 13, 9, 429-438.**

**EGUILUZ DE ANTUÑANO, S., ARANDA-GARCÍA M. Y MARRETT R., 2000, TECTÓNICA DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL, MÉXICO. BOLETÍN DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA MEXICANA, 53, 1-26.**

**EKDALE A., EKDALE S. F. Y WILSON J. L., 1976, NUMERICAL ANALYSIS OF CARBONATE MICROFACIES IN THE CUPIDO LIMESTONE (NEOCOMIAN-APTIAN), COAHUILA, MEXICO: JOURNAL OF SEDIMENTARY PETROLOGY, 46, 2, 362-368.**

**FLUGEL E., 1982, MICROFACIES ANALYSIS OF LIMESTONES. BERLIN SPRINGER-VERLAG, 633 PP.**

**FLÜGEL E., 2004, MICROFACIES OF CARBONATE ROCKS. ANALYSIS, INTERPRETATION AND APPLICATION: SPRINGER- VERLAG, BERLING, HEIDELBERG, NEW YORK, 976 PP.**

**FRAKES L. A., 1999, ESTIMATING THE GLOBAL THERMAL STATE FROM CRETACEOUS SEA SURFACE AND CONTINENTAL TEMPERATURE DATA. GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA SPECIAL PAPER, 332, 49-57.**

**FURON R., 1963, THE GEOLOGY OF AFRICA. OLIVER AND BOYD, EDINBURGH. GARRELS, R. M. Y PERRY, E. A., 1975. CYCLING OF CARBON, SULFUR, AND OXYGEN THROUGH GEOLOGIC TIME. IN: E. D. GOLDBERG (EDITOR), THE SEA, 5. WILEY; NEW YORK, N.Y., 303-336.**

- GOLDHAMMER R. K. Y JOHNSON C. A., 2001**, MIDDLE JURASSIC-UPPER CRETACEOUS PALEOGEOGRAPHIC EVOLUTION AND SEQUENCE-STRATIGRAPHIC FRAMEWORK OF THE NORTHWEST GULF OF MEXICO RIM, EN C. BARTOLINI, R. T. BUFFLER, Y A. CANTÚ-CHAPA, EDS., THE WESTERN GULF OF MEXICO BASIN: TECTONICS, SEDIMENTARY BASINS, AND PETROLEUM SYSTEMS: AAPG MEMOIR 75, 45-81.
- GOLDHAMMER R. K. Y LEHMANN, P. J., 1991**, DEPOSITIONAL CYCLES, COMPOSITE SEA-LEVEL CHANGES, CYCLE STACKING PATTERNS, AND THE HIERARCHY OF STRATIGRAPHIC FORCING: EXAMPLES FROM ALPINE TRIASSIC PLATFORM CARBONATES GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN, MAY, 102, 5, 535-562.
- GOLDHAMMER R. K., 1999**, MESOZOIC SEQUENCE STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHIC EVOLUTION OF NORTHEAST MEXICO. EN BARTOLINI. C., WILSON, J. L., Y LAWTON. T. F., EDS. MESOZOIC SEDIMENTARY AND TECTONIC HISTORY OF NORTH-CENTRAL MEXICO: BOULDEN, COLORADO GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA SPECIAL PAPER, 340, 58 PP.
- GOLDHAMMER R. K., DUNN P. A. Y HARDIE L. A., 1990**, DEPOSITIONAL CYCLES, COMPOSITE SEA-LEVEL CHANGES, CYCLES STACKING PATTERNS, AND THEIR HIERARCHY OF STRATIGRAPHIC FORCING: EXAMPLES FROM ALPINE TRIASSIC PLATFORM CARBONATES, GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN, 102, 535-562.
- GONZALEZ-SÁNCHEZ F., PUENTES-SOLIS R., GONZÁLEZ-PARTIDA E. Y CAMPRUBÍ A., 2007**, ESTRATIGRAFÍA DEL NORESTE DE MÉXICO Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS ESTRATOLIGADOS DE FLUORITA, BARITA, CELESTINA Y ZN-PB, BOLETÍN DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA MEXICANA, 1, 43-62.
- GÖTTE M., 1988**, ESTUDIO GEOLÓGICO Y ESTRUCTURAL DE GALEANA N.L. (MÉXICO) Y SUS ALREDEDORES: ACTAS DE LA FACULTAD DE CIENCIAS TIERRA UANL (LINARES) 3: 61-87.
- GRADER P., 1960**, GEOLOGICAL HISTORY OF THE HELETZ-BRUR AREA, ISRAEL. II. LOWER CRETACEOUS. BULL. GEOL. SURV. ISRAEL, 31, 1-50.

- GRADSTEIN F. M. Y OGG J. G., 2004**, GEOLOGIC TIME SCALE- WHY, HOW, AND WHERE NEXT!, *LETHAIA*, 37, 37 PP.
- GRAY G. Y JOHNSON C. A., 1995**, STRUCTURAL AND TECTONIC EVOLUTION OF THE SIERRA MADRE ORIENTAL, WITH EMPHASIS ON THE SALTILLO-MONTERREY CORRIDOR (FIELDTRIP GUIDEBOOK), *EN AMERICAN ASSOCIATION PETROLEUM GEOLOGISTS, 10TH ANNUAL CONVENTION: HOUSTON, TEXAS, AMERICAN ASSOCIATION PETROLEUM GEOLOGISTS*, 1-17.
- GUZZY-ARREDONDO G. S., MURILLO-MUNETON G., MORAN-ZENTENO D. J., GRAJALES-NISHIMURA J., 2007**, HIGH-TEMPERATURE DOLOMITE IN THE LOWER CRETACEOUS CUPIDO FORMATION, BUSTAMANTE CANYON, NORTHEAST MEXICO: PETROLOGIC, GEOCHEMICAL AND MICROTHERMOMETRIC CONSTRAINS. *REVISTA MEXICANA DE CIENCIAS GEOLÓGICAS*, 24, 131-149.
- HAY W. W, 2010**, CAN HUMANS FORCE A RETURN TO A ‘CRETACEOUS’ CLIMATE?, *SEDIMENTARY GEOLOGY*, 22PP.
- HAY W. W., 2008**, EVOLVING IDEAS ABOUT THE CRETACEOUS CLIMATE AND OCEAN. *CRETACEOUS RESEARCH*, 29, 725–753.
- HAYWARD O. T. Y BROWN L. F., 1967**, COMANCHEAN (CRETACEOUS) ROCKS OF CENTRAL TEXAS. EN: L. HENDRICKS (EDITOR), COMANCHEAN (LOWER CRETACEOUS) STRATIGRAPHY AND PALAEOONTOLOGY OF TEXAS. PERMIAN BASIN SECT., SOC. ECON. PALAEOONTOLOG. MIN., TEXAS. 412 PP.
- HENDRICKS, L., 1967**, COMANCHEAN STRATIGRAPHY OF THE CRETACEOUS OF NORTH TEXAS. EN: 52 L. HENDRICKS (EDITOR), COMANCHEAN (LOWER CRETACEOUS) STRATIGRAPHY AND PALAEOONTOLOGY OF TEXAS. PERMIAN BASIN SECT., SOC. ECON. PALAEOONTOLOG. MIN., TEXAS. 412 PP
- HOFMANN H. J., 1973**, STROMATOLITES: CHARACTERISTICS AND UTILITY. *EARTH-SCIENCE REVIEWS*, 9, 339–373.
- HUBER B. T., NORRIS R.D., Y MACLEOD K. G., 2002**, DEEP-SEA PALEOTEMPERATURE RECORD OF EXTREME WARMTH DURING THE CRETACEOUS. *GEOLOGY* 30, 123–126.

- HUMPHREY W. H., 1949**, GEOLOGY OF THE SIERRA DE LOS MUERTOS AREA, MEXICO (WITH DESCRIPTIONS OF APTIAN CEPHALOPODS FROM THE LA PENA FORMATION) BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA VOL, 60, 89-176.
- 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, 47, 1091–1152.
- IMLAY R. W., 1937**, GEOLOGY OF THE MIDDLE PART OF THE SIERRA DE PARRAS, COAHUILA, MEXICO. GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN 48, 63PP.
- IMLAY R.W., 1938**, STUDIES OF THE MEXICAN GEOSYNCLINE: GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN, 49, 1651–1694.
- JAHREN A. H., 2002**, THE BIOGEOCHEMICAL CONSEQUENCES OF THE MID-CRETACEOUS SUPERPLUME. JOURNAL OF GEODYNAMICS 34, 177–191.
- JELETZKY J. A., 1971**, MARINE CRETACEOUS BIOTIC PROVINCES AND PALEOGEOGRAPHY OF WESTERN AND ARCTIC CANADA: ILLUSTRATED BY A DETAILED STUDY OF AMMONITES. PAP. GEOL. SURV. CAN., 70-22, 1-92.
- JENKYNS H. C., 2003**, EVIDENCE FOR RAPID CLIMATE CHANGE IN THE MESOZOIC–PALEOGENE GREENHOUSE WORLD. PHILOSOPHICAL TRANSACTIONS OF THE ROYAL SOCIETY LONDON A, 361, 1885–1916.
- JOSEF PAUL, TADEUSZ, M. PERYT Y ROBERT V. BURNE 2011**, KALKOWSKY'S STROMATOLITES AND OOLITES (LOWER BUNTSANDSTEIN, NORTHERN GERMANY) EN **RIETNER, J., QUERIC, NIDIA VALÉRIE Y ARP G., 2011**, ADVANCES IN STROMATOLITE GEOBIOLOGY, LECTURE NOTES IN EARTH SCIENCES. HEIDELBERG DORDRECHT LONDON, NEW YORK, SPRINGER. 13-28.
- JUIGNET P., 1974**. LA TRANSGRESSION CRÉTACÉE SUR LA BORDURE ORIENTALE DU MASSIF ARMORICAIN. APTIEN, ALBIEN, CENOMANIEN DE NORMANDIE ET DU MAINE; LE STRATOTYPE DU CENOMANIEN. TESIS DE ESTADO, UNIVERSIDAD CAEN. 810 PP.

- KALKOWSKY E. L., 1908**, OOLITH UND STROMATOLITH IM NORDDEUTSCHEN BUNTSANDSTEIN. ZEITSCHRIFT DER DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT 60:68–125.
- KELLEY S. P., 2003**, THE WORKINGS OF THE CRETACEOUS WORLD, EN: SKELTON P. W. ED., THE CRETACEOUS WORLD, CAMBRIDGE, UNITED KINGDOM, CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, 185-207.
- KELLUM L. B., 1932**, RECONNAISSANCE STUDIES IN THE SIERRA DE JIMULCO, MEXICO: GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN, 43, 541-564.
- KEMPER E., 1973**, THE APTIAN AND ALBIAN STAGES IN NORTHWEST GERMANY. EN: R. CASEY Y P. F. RAWSON (EDS), THE BOREAL LOWER CRETACEOUS. SEEL HOUSE PRESS, LIVERPOOL.
- KLEIST R., HALL S. A. Y EVANS I., 1984**, A PALEOMAGNETIC STUDY OF THE LOWER CRETACEOUS CUPIDO LIMESTONE, NORTHEAST MEXICO: EVIDENCE FOR LOCAL ROTATION WITHIN THE SIERRA MADRE ORIENTAL: GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN, 95, 55-60.
- LAPPARENT A. F. DE, PHILIP J., MARIE P. Y DUFAURE P., 1974**, LA MONTAGNE DE PARANDAZ ET LES TRANSGRESSIONS CRÉTACÉES EN AFGHANISTAN CENTRAL. BULL. SOC. GÉOL. FR., 7, 16, 311-318.
- LARSON R. L., 1991**, LATEST PULSE OF EARTH: EVIDENCE FOR A MID-CRETACEOUS SUPERPLUME. GEOLOGY, 19, 547-550.
- LEAL-RESENDEZ I., 2009**, ANÁLISIS MICROFACIAL Y GEOQUÍMICO EN CALIZAS DE LA PORCIÓN SUPERIOR DE LA FORMACIÓN CUPIDO EN EL POTRERO CHICO, HIDALGO, NUEVO LEÓN, MÉXICO, FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA, LINARES, NUEVO LEÓN, TESIS DE LICENCIATURA UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN. INGENIERO GEÓLOGO. 151 PP.
- LEHMANN C., OSLEGER D. A., MONTAÑEZ I. P., 1998**, CONTROLS ON CYCLOSTRATIGRAPHY OF LOWER CRETACEOUS CARBONATES AND EVAPORITES, CUPIDO AND COAHUILA PLATFORMS, NORTHEASTERN MEXICO. JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH, 68, 6, 1109-1130.

- LEHMANN C., OSLEGER D. A., MONTAÑEZ I. 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, 111, 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 70, 2, 373-391.
- LÖSER H., 2011**, SYSTEMATIC REVISION OF THE PLACOCOENIIDAE (SCLERACTINIA; LATE CRETACEOUS): NEUES JAHRBUCH FÜR GEOLOGIE UND PALÄONTOLOGIE, ABHANDLUNGEN, 261, 195-200.
- LUDWIG R., THEOBALD., G., (1852)** UEBER DIE MITWIRKUNG DER PFLANZEN BEI DER ABLAGERUNG DES KOHLENSAUREN KALKES. ANNALEN FÜR PHYSIK UND CHEMIE 87:91-107.
- LYONS W. B., LONG D. T., HINES M. E., GAUDETTE H. E. Y ARMSTRONG P., 1984**, CALCIFICATION IN CYANOBACTERIAL MATS IN SOLAR LAKE, SINAI: GEOLOGY, 12,10, 623 PP.
- MANRUBIA S. C., 2007**, EN BUSCA DE LOS LÍMITES DE LA VIDA-CLAVES DESDE LA TIERRA REV. REAL ACADEMIA DE CIENCIAS. ZARAGOZA. 62, 119–133.
- MAREK S. Y RACZYŃSKA A., 1973**, THE STRATIGRAPHY AND PALAEOGEOGRAPHY OF THE LOWER CRETACEOUS DEPOSITS OF THE POLISH LOWLAND AREA. EN: R. CASEY Y P. F. RAWSON (EDS), THE BOREAL LOWER CRETACEOUS. SEEL HOUSE PRESS, LIVERPOOL.
- MARRETT R. Y ARANDA-GARCÍA M., 1999**, STRUCTURE AND KINEMATIC DEVELOPMENT OF THE SIERRA MADRE ORIENTAL FOLD-THRUST BELT MÉXICO, EN WILSON, J.L., WARD, W.C., MARRETT, R., STRATIGRAPHY AND STRUCTURE OF THE JURASSIC AND CRETACEOUS PLATFORM AND BASIN SYSTEMS OF THE SIERRA MADRE ORIENTAL, A FIELD BOOK AND RELATED PAPERS: SAN ANTONIO, TEXAS, SOUTH TEXAS GEOLOGICAL SOCIETY, 69-98.

- MATSUMOTO T., 1954**, THE CRETACEOUS SYSTEM IN THE JAPANESE ISLANDS. JAPAN SOCIETY FOR THE PROMOTION OF SCIENCE, TOKYO. 384PP.
- MICHAEL E., 1968**, VARIATIONS IN THE NUMBER OF SPECIES OF BENTHONIC FORAMINIFERA IN THE BARREMIAN OF NORTHWESTERN GERMANY. PALAEOGEOGR., PALAEOCLIMATOL., PALAEOECOL., 4, 287-303.
- MICHALZIK D., 1988**, TRIAS BIS TIEFSTE UNTER-KREIDE DER NORDÖSLICHEN SIERRA MADRE ORIENTAL, MEXICO: FAZIELLE ENTWICKLUNG EINES PASSIVEN KONTINENTALRANDES, TESIS DOCTORAL, TH. DARMSTAD (ALEMANIA), 247 PP.
- MICHALZIK D., 1991**, FACIES SEQUENCE OF TRIASSIC-JURASSIC RED BEDS IN THE SIERRA MADRE ORIENTAL (NE MEXICO) AND ITS RELATION TO THE EARLY OPENING OF THE GULF OF MEXICO: SEDIMENTARY GEOLOGY, 71: PP. 243-259.
- MIXON R. B., 1963**, GEOLOGY OF THE HUIZACHAL RED BEDS, SIERRA MADRE ORIENTAL, MEXICO, LOUISIANA STATE UNIV., TESIS DOCTORAL, 97 PP.
- MOLINA-GARZA R, S., IRIONDO A., 2005**, LA MEGACIZALLA MOJAVE-SONORA: LA HIPÓTESIS, LA CONTROVERSIA Y EL ESTADO ACTUAL DE CONOCIMIENTO, BOLETÍN DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA MEXICANA, 57, 1, 26 PP.
- MURILLO-MUNETON G. Y DOROBEK S. L., 2003**, CONTROL ON THE EVOLUTION OF CARBONATE MUD MOUNDS IN THE LOWER CRETACEOUS CUPIDO FORMATION, NORTHEASTERN MEXICO. JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH, 73, 869-886.
- NATSUKO A., YOICHI E., JIANBO L., Y JUN C., 2011**, LOWER ORDOVICIAN STROMATOLITES FROM THE ANHUI PROVINCE OF SOUTH CHINA: CONSTRUCTION AND GEOBIOLOGICAL SIGNIFICANCE EN RIETNER, J., QUERIC, NIDIA VALÉRIE Y ARP G., 2011 ADVANCES IN STROMATOLITE GEOBIOLOGY, LECTURE NOTES IN EARTH SCIENCES. HEIDELBERG DORDRECHT LONDON, NEW YORK, SPRINGER. 463-472.

- NEAVERSON, E., 1955.** STRATIGRAPHICAL PALAEOONTOLOGY. A STUDY OF ANCIENT LIFE-PROVINCES. CLARENDON PRESS, OXFORD. 806 PP.
- NUÑES-USECHE Y BARRAGAN-MANZO, 2012,** MICROFACIES ANALYSIS AND PALEOENVIRONMENTAL DYNAMIC OF THE BARREMIAN-ALBIAN INTERVAL IN SIERRA DEL ROSARIO, EASTERN DURANGO STATE, MEXICO, REVISTA MEXICANA DE CIENCIAS GEOLÓGICAS, 29,1, 204-218.
- OCAMPO-DÍAZ Y. E., JENCHEN J. Y GUERRERO-SUASTEGUI M., 2008,** FACIES Y SISTEMAS DE DEPÓSITO DEL MIEMBRO ARENOSO GALEANA, (FORMACIÓN TARAISES, CRETÁCICO INFERIOR, NE DE MÉXICO), REVISTA MEXICANA DE CIENCIAS GEOLÓGICAS, 25, 3, 438-464.
- 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, 25, 3, 438-464.
- PACHAURI R. K., REISINGER A., 2007,** CLIMATE CHANGE 2007: SYNTHESIS REPORT —CONTRIBUTION OF WORKING GROUPS I, II AND III TO THE FOURTH ASSESSMENT REPORT OF THE INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. IPCC, GENEVA, SWITZERLAND. 104 PP.
- PADILLA Y SÁNCHEZ R. J., 1982,** GEOLOGIC EVOLUTION OF THE SIERRA MADRE ORIENTAL BETWEEN LINARES, CONCEPCION DEL ORO, SALTILLO, AND MONTERREY, MEXICO: TESIS DOCTORAL, UNIVERSITY OF TEXAS AT AUSTIN, 217 PP.
- PITMAN W. C., 1978,** RELATIONSHIP BETWEEN EUSTACY AND STRATIGRAPHIC SEQUENCES OF PASSIVE MARGINS. GEOL. SOC. AMER, BULL, 80, 1389-1403.
- REITNER J., TRAUTH M. H., STÜWE K. Y YUEN D., 2011,** ADVANCES IN STROMATOLITE GEOGEOLOGY, HEIDELBERG DORDRECHT LONDON NEW YORK, SPRINGER, 573 PP.
- REYMENT R. A. Y TAIT E. A., 1972,** BIOSTRATIGRAPHICAL DATING OF THE EARLY HISTORY OF THE SOUTH ATLANTIC OCEAN. PHIL. TRANS. R. SOC. LOND., 264, 55-95.

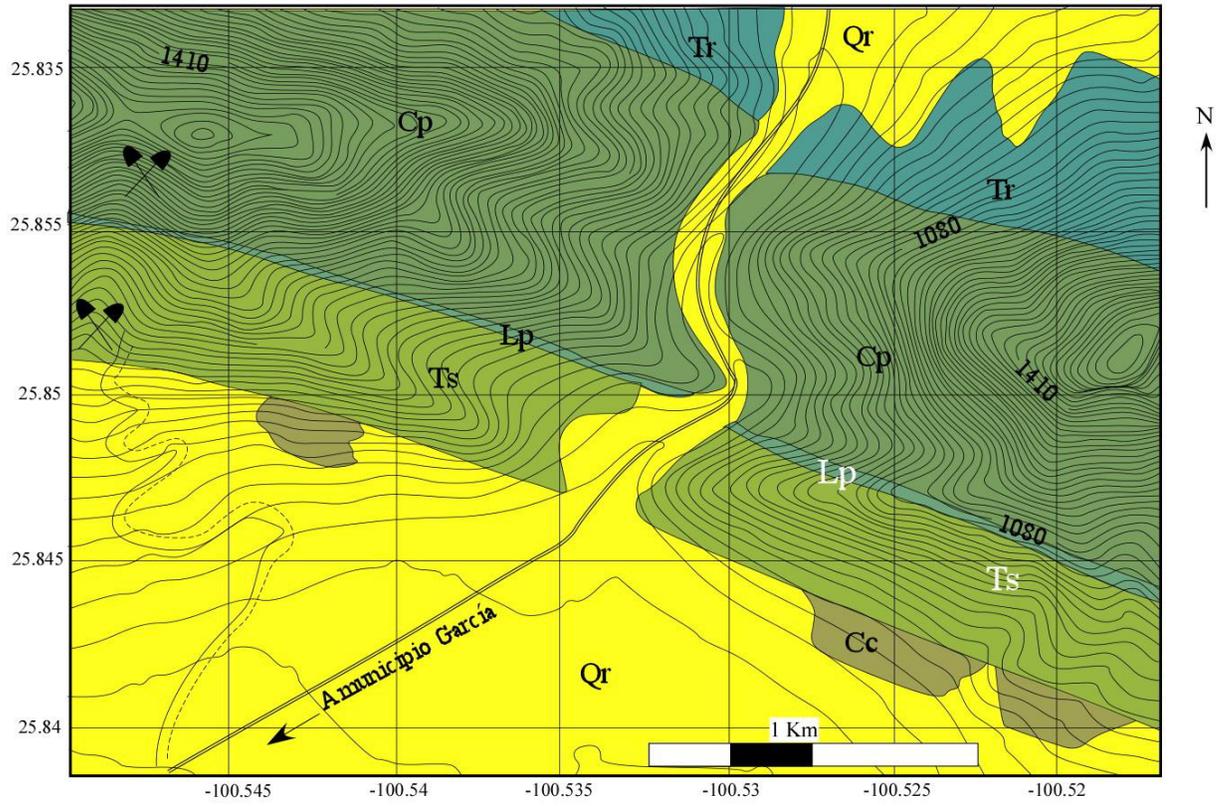
- RIDING R., 2011**, THE NATURE OF STROMATOLITES: 3,500 MILLION YEARS OF HISTORY AND A CENTURY OF RESEARCH. EN **RIETNER, J., QUERIC, NIDIA VALÉRIE Y ARP G., 2011** ADVANCES IN STROMATOLITE GEOBIOLOGY, LECTURE NOTES IN EARTH SCIENCES. HEIDELBERG DORDRECHT LONDON, NEW YORK, SPRINGER. 29-74.
- RODGERS R. W., 1967**, STRATIGRAPHY OF THE GLEN ROSE LIMESTONE, CENTRAL TEXAS. IN: L. HENDRICKS (EDITOR), COMANCHEAN (LOWER CRETACEOUS) STRATIGRAPHY AND PALEONTOLOGY OF TEXAS. PERMIAN BASIN SECT., SOC. ECON. PALAEOONTOL. MINERAL, TEXAS.
- RODRÍGUEZ-MARTÍNEZ M., MÉNDEZ S., MORENO-EIRIS E., CALONGE A., PEREJÓN A. Y REITNER J., 2010**, ESTROMATOLITOS: LAS ROCAS CONSTRUIDAS POR MICROORGANISMOS: REDUCA (GEOLOGÍA). SERIE PALEONTOLOGÍA, 2, 5, 1-25.
- RONOV A. B., KHAIN V. E., BALUKHOVSKY A. N., 1989**, ATLAS OF LITHOLOGICAL-PALEO GEOGRAPHICAL MAPS OF THE WORLD: MESOZOIC AND CENOZOIC OF CONTINENTS AND OCEANS. EDITORIAL PUBLISHING GROUP VNIIZARUBEZH-GEOLOGIA, MOSCO, 79 PP.
- SCHOPF J. W., 2000**, THE FOSSIL RECORD: TRACING THE ROOTS OF THE CYANOBACTERIAL LINEAGE. EN ECOLOGY OF CYANOBACTERIA: THEIR DIVERSITY IN SPACE AND TIME (EDS. WHITTON, B. Y POTTS, M.), KLUWER ACADEMIC PRESS, DORDRECHT, THE NETHERLANDS, 13-35.
- SCHOPF J. W., 2006**, THE FIRST BILLION OF YEARS: WHEN DID LIFE EMERGE? ELEMENTS, 2, 229-233.
- SEDLOCK R. L., ORTEGA-GUTIÉRREZ F., Y SPEED R. C., 1993**, TECTONOSTRATIGRAPHIC TERRANES AND TECTONIC EVOLUTION OF MEXICO: GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA SPECIAL PAPER 278, 153 PP.
- SINTON C. W. Y DUNCAN R. A., 1997**, POTENTIAL LINKS BETWEEN OCEAN PLATEAUS VOLCANISM AND GLOBAL OCEAN ANOXIA AT THE CENOMANIAN-TURONIAN BOUNDARY, ECONOMIC GEOLOGY, 92, 836-842.

- SKELTON P. J., 2003**, THE CRETACEOUS WORLD. CAMBRIDGE, UK, CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, 364 PP.
- SPEDEN I, G., 1975**. CRETACEOUS STRATIGRAPHY OF THE RAUKUMARA PENINSULAR. BULL. GEOL. SURV. N.Z., 91, 1-70.
- STAL L. J., 1995**, PHYSIOLOGICAL ECOLOGY OF CYANOBACTERIA IN MICROBIAL MATS AND OTHER COMMUNITIES. NEW PHYTOLOGIST, 131,1-32.
- TARDY M., 1972**, STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE DE LA SIERRA MADRE ORIENTALE AU NIVEAU DU SECTEUR TRANSVERSAL DE PARRAS (ETAT DE COAHUILA, MEXIQUE). BULL. SOC. GEOL. FR., 14, 66-76.
- 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): TESIS DE MAESTRÍA, UNIVERSITY OF MICHIGAN, ANN ARBOR, 80 PP.
- TORRES DE LA CRUZ, F. D. J., 2011**, CARACTERIZACIÓN DEL ARRECIFE CUPIDO EN PUERTO MÉXICO, NUEVO LEÓN. FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA. LINARES, NUEVO LEÓN, MÉXICO, UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN. INGENIERO GEÓLOGO AMBIENTAL, 122 PP.
- TREJO M., 1975**, TINTÍNIDOS MESOZOICOS DE MÉXICO (TAXONOMÍA Y DATOS PALEOBIOLÓGICOS): BOLETÍN DE LA ASOCIACIÓN MEXICANA DE GEÓLOGOS PETROLEROS, 27, 329–449.
- TRICHET J. Y DE FARGE C., 1995**, NON-BIOLOGICALLY SUPPORTED ORGANOMINERALIZATION: BULL. INST. OCEANOGR, MONACO, 8, 14, 203-236.
- WAGREICH M., XIUMAN H., SEGEMAN B., 2010**, CAUSES OF OXIC–ANOXIC CHANGES IN CRETACEOUS MARINE ENVIRONMENTS AND THEIR IMPLICATIONS FOR EARTH SYSTEMS—AN INTRODUCTION, SEDIMENT. GEOL. 4 PP.

- WATANABE Y., MARTINI J. E. J. Y OHMOTO H., 2000**, GEOCHEMICAL EVIDENCE FOR TERRESTRIAL ECOSYSTEMS 2.6 BILLION YEARS AGO: NATURE, 408, 574-578.
- WIEDMANN J. Y DIENI I., 1968**, DIE KREIDE SARDINIENS UND IHRE CEPHALOPODEN. PALAEONTOGR. ITAL., 64, 1-171.
- WILLIAM W. Y HAY, 2008**, EVOLVING IDEAS ABOUT THE CRETACEOUS CLIMATE AND OCEAN CIRCULATION, CRETACEOUS RESEARCH, 29, 725-753.
- WILSON H. H., 1974**, CRETACEOUS SEDIMENTATION AND OROGENY IN NUCLEAR CENTRAL AMERICA. BULL. AM. ASSOC. PET. GEOL., 58, 1348-1396.
- WILSON J. L. Y PIALLI G. 1977**, A LOWER CRETACEOUS SHELF MARGIN IN NORTHERN MEXICO. IN BEBOUT, D.G. & LOUCKS, R.G. (EDS.), CRETACEOUS CARBONATES OF TEXAS AND MEXICO. UNIVERSITY OF TEXAS, BUREAU OF ECONOMIC GEOLOGY, REPORT OF INVESTIGATION, 89, 302-323.
- WILSON J. L. Y SELVIUS D. B., 1984**, EARLY CRETACEOUS IN THE MONTERREY-SALTILLO AREA OF NORTHERN MEXICO, EN J. L. WILSON, W. C. WARD, & J. FINNERAN, EDS., A FIELD GUIDE TO UPPER JURASSIC AND LOWER CRETACEOUS CARBONATE PLATFORM AND BASIN SYSTEMS, MONTERREY-SALTILLO AREA, NORTHEAST MEXICO: GULF COAST SECTION: SOCIETY FOR SEDIMENTARY GEOLOGY (SEPM), 76 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. & MASSE, J.P. (EDS.), CRETACEOUS CARBONATE PLATFORMS. AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS, MEMOIR, 56: 35-50.
- YOUNG K., 1967**, COMANCHE SERIES (CRETACEOUS), SOUTH CENTRAL TEXAS. EN: L. HENDRICKS (EDITOR), COMANCHEAN (LOWER CRETACEOUS) STRATIGRAPHY AND PALEONTOLOGY OF TEXAS. THE PERMIAN BASIN SECT., SOC. ECON. PALEONTOL. MINERAL., TEXAS. 9-29

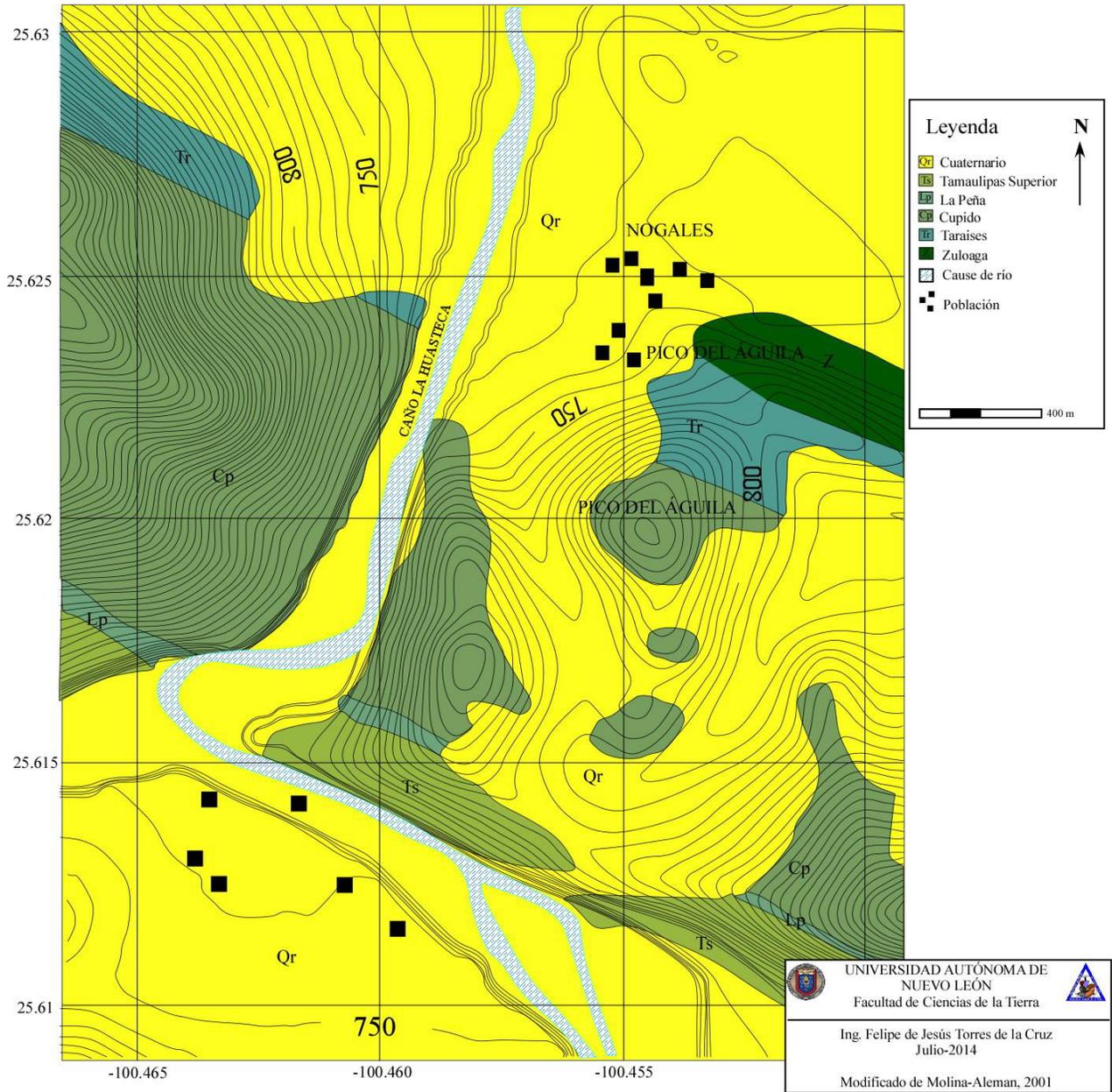
**ZWANZINGER J. A., 1978, GEOLOGÍA REGIONAL DEL SISTEMA SEDIMENTARIO CUPIDO: BOLETÍN DE LA ASOCIACIÓN DE GEÓLOGOS PETROLEROS, 30,(1-2), 1-55.**

# ANEXOS

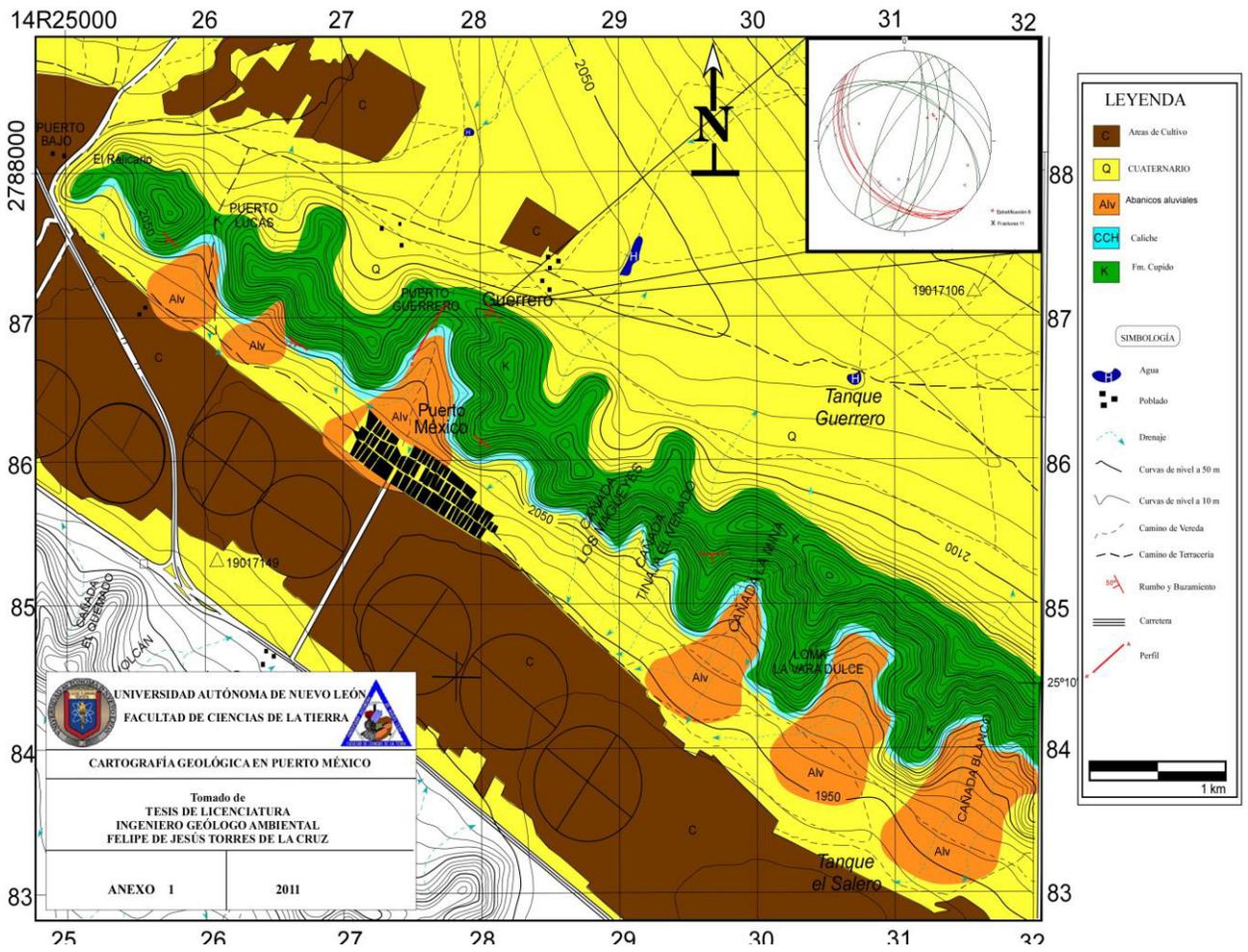


<b>Leyenda</b> Cuaternario Cueseta del Cura Tamaulipas Superior La Peña Cupido Taraises		Camino Principal Camino de Terraceria		<b>UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN</b> Facultad de Ciencias de la Tierra	
				Ing. Felipe de Jesús Torres de la Cruz Julio de 2014	
				Modificado de Lopez-Oliva 1989	

Mapa García



La Huasteca



Mapa Puerto México