



Universidad Autónoma de San Luis Potosí
Facultad de Ingeniería
Centro de Investigación y Estudios de Posgrado

**EVIDENCIAS PETROGRÁFICAS DEL REEMPLAZAMIENTO DE
SULFUROS DE HIERRO POR ÓXIDOS DE HIERRO EN MARGAS DE
LA FORMACIÓN EAGLE FORD (CRETÁCICO SUPERIOR) EN LAS
CERCANÍAS DE MÚZQUIZ, NORTE DE COAHUILA, MÉXICO**

T E S I S

Que para obtener el grado de:

Maestro en Ciencias

Presenta:

Susana Abigail Ángeles Trigueros

Asesor:

Dr. Rubén Alfonso López Doncel

Co-asesor:

Dr. Alberto Blanco Piñon

San Luis Potosí, S. L. P.

Febrero de 2015



AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Alberto Blanco Piñón, por incorporarme a su proyecto “Estructuras biomórficas en pirita sedimentaria: implicaciones astrobiológicas”, desarrollado en la UAEH, así como por todo el apoyo y asesoramiento brindado en la realización de este trabajo de tesis.

Al Dr. Rubén Alfonso López Doncel, por su apoyo, asesoramiento y revisión de esta tesis.

Al CONACYT, por otorgarme la beca con clave 288316.

Al Dr. Juan Hernández Ávila de la UAEH por su apoyo en el uso del Microscopio Electrónico de Barrido.

Al Ing. Erasmo Mata Martínez, por su colaboración en la preparación de láminas delgadas.

Al proyecto de Ciencias Básicas SEP-CONACYT 130282, a cargo del Dr. Rubén A. López Doncel por financiar la elaboración de láminas delgadas y los análisis de difracción de rayos X.

Al Programa de Mejoramiento de Profesorado, proyecto PROMEP: 72636363, a cargo del Dr. Alberto Blanco Piñón, por el financiamiento otorgado.

A los Dres. Rafael Barboza Gudiño, José Ramón Torres Hernández y Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz por sus revisiones y comentarios hacia esta tesis.

A Alejandra Trigueros, mi madre, por confiar en mí y apoyarme en todo.

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	I
LISTA DE ABREVIATURAS	II
LISTA DE FIGURAS	IV
INTRODUCCIÓN	1
Localización y vías de acceso.....	2
1. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA	
1.1. Objetivos	6
1.2. Metodología.....	7
2. MARCO TEÓRICO Y ANTECEDENTES SOBRE PROCESOS DE OXIDACIÓN DE SULFUROS DE HIERRO	
2.1. Óxidos de hierro	14
2.2. Pirita sedimentaria	15
2.2.1. Formación de pirita sedimentaria	16
3. MARCO GEOLÓGICO DEL NORTE DE COAHUILA	
3.1. Marco geológico regional.....	21
3.2. Desarrollo paleogeográfico durante el Cretácico tardío y Cenozoico del norte de Coahuila en el noreste de México	24
3.3. Estratigrafía del área de estudio	32
4. DESCRIPCIÓN DE LA FORMACIÓN EAGLE FORD EN EL ÁREA DE ESTUDIO	
4.1. Formación Eagle Ford: definición y distribución.....	44
4.2. Formación Eagle Ford en el área de estudio	46

4.2.1. Canteras Los Temporales.....	47
4.2.1.1. Óxidos de hierro en Los Temporales.....	53
4.2.2. Canteras de La Mula	56
4.2.2.1. Óxidos de hierro en canteras de La Mula	62
5. ANÁLISIS GEOQUÍMICO Y PETROGRÁFICO DE LOS ÓXIDOS DE HIERRO E LA FM. EAGLE FORD EN EL ÁREA DE ESTUDIO	
5.1. Caracterización de óxido de hierro de la Formación Eagle Ford en Múzquiz: Análisis de Difracción de rayos X	68
5.2. Petrografía	72
5.2.1. Componentes	72
5.2.2. Texturas.....	80
5.2.3. Presencia de óxidos de hierro en lámina delgada.....	84
5.3. Microscopía electrónica de barrido.....	89
5.3.1. Estructuras inorgánicas	89
5.3.2. Estructuras de origen orgánico	95
6. DISCUSIÓN	
6.1. Caracterización de óxidos y su disposición en el sedimento...102	
6.2. Estructuras texturales y biomórficas como evidencias de pirita sedimentaria como precursor.....103	
6.3. Ambiente de depósito y pirita sedimentaria	104
6.4. Procesos de oxidación.....107	
6.5. Implicaciones astrobiológicas.....	109
CONCLUSIONES.....	111
REFERENCIAS.....	112

RESUMEN

En el presente trabajo se realizó la caracterización, así como la descripción macroscópica y microscópica de óxidos de hierro presentes en capas de marga de la Formación Eagle Ford, con el fin de encontrar evidencias petrográficas que sugieran que la pirita sedimentaria fue el sulfuro de hierro precursor del óxido encontrado. Las secciones estudiadas afloran en las canteras de “Los Temporales” y “La Mula”, situadas en el norte del estado de Coahuila. Los óxidos de hierro se encontraron dispuestos en el sedimento de manera diseminada, en láminas de diferentes espesores, en nódulos y reemplazando material fósil. Los análisis de Difracción de Rayos X arrojaron como resultado que el óxido de hierro presente en el área de estudio es goethita ($\text{FeO}(\text{OH})$). Por su parte, los análisis petrográficos mostraron la presencia de goethita diseminada o presente en láminas milimétricas asociadas a las texturas mudstone-wakestone y packstone observadas en la marga. Observaciones de los óxidos bajo el Microscopio Electrónico de Barrido mostraron rasgos texturales tales como framboides y “teeth & sockets”, así como estructuras biomórficas como cocoides, filamentos, estructuras tubulares y estomatoquistes, los cuales también han sido previamente reportados en pirita sedimentaria. Los resultados obtenidos permitieron interpretar que la goethita reportada en el área de estudio es producto de la oxidación posdiagenética de pirita sedimentaria, la cual fue acumulada en ambientes de baja energía bajo condiciones deficientes de oxígeno en la plataforma interna. Dicha oxidación pudo haber estado asociada a un posible evento de hidrotermalismo ocurrido en el área durante el Cretácico Tardío al Terciario. Estos resultados permiten comparar posibles procesos análogos ocurridos en Marte y de esta manera validar a la pirita sedimentaria como una herramienta importante en la búsqueda de vida extraterrestre en sistemas similares a la Tierra.

LISTA DE ABREVIATURAS

°	grados
'	minutos
AACTyM	Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales
cm	centímetros
cm ³	centímetro cúbico
Coah.	Coahuila
EDS	Espectroscopía de Energía Dispersiva (siglas en inglés)
etc.	etcétera
Fe	hierro
FeS ₂	pirita
Fm.	Formación
g	gramos
HCl	ácido clorhídrico
kg	kilogramos
km	kilómetros
kV	kilovoltios
m	metros
m ²	metros cuadrados
MEB	Microscopio Electrónico de Barrido
mm	milímetros

N	norte
N°	número
NW	noroeste
O	oxígeno
pH	potencial de hidrógeno
S	azufre
S. L. P.	San Luis Potosí
SE	sureste
UAEH	Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo
UASLP	Universidad Autónoma de San Luis Potosí
W	oeste
µm	micrómetros

LISTA DE FIGURAS

Página

Figura 1. Mapa de localización y vías de acceso al área de estudio. La ubicación de las canteras estudiadas en este trabajo se señalan con los rombos de color verde (1. La Mula; 2. Los Temporales)	3
Figura 2. Acercamiento del recuadro verde de la Figura 1, mostrando con más detalle la ubicación de las áreas de estudio y su acceso desde la cabecera municipal de Múzquiz, Coah.	4
Figura 1.1. Cortadora de disco de diamante (izquierda) y cortadora/desvastadora (derecha) de la marca HILLQUIST, utilizadas para la elaboración de láminas delgadas.	9
Figura 1.2. Ionizadora marca DENTON VACUUM – Desk II (izquierda) y Microscopio Electrónico de Barrido (derecha).	11
Figura 2.1. Arreglos cristalinos de la pirita. A) Cúbico, B) Octaédrico, C) Piritóédrico y D) Diploide (Modificado de Canfield y Reisswell, 1991)	15
Figura 2.2. Texturas más comunes de la pirita. A) Pirita framboidal (modificada de MacLean et al., 2008). B) Pirita tipo cluster (modificada de Jones et al., 2005). C) Agregado de pirita (modificada de Siesser, 1978).	16
Figura 2.3. Esquema del proceso de formación de la pirita sedimentaria (modificado de Berner, 1984).	17
Figura 3.1. Mapa geológico del área de estudio (modificado de Carta Geológico-minera del Estado de Coahuila).	22
Figura 3.2. Mapa de la configuración estructural y rasgos tectónicos del noreste de México (estado de Coahuila y áreas adyacentes) (modificado de González-Sánchez et al., 2007).	23
Figura 3.3. Mapa paleogeográfico del noreste de México durante el Albiano-Cenomaniano (modificada de Padilla y Sánchez, 1986).	26

Figura 3.4. Mapa paleogeográfico del noreste de México durante el Turoniano (modificada de Padilla y Sánchez, 1986).....	27
Figura 3.5. Mapa paleogeográfico del noreste de México durante el Coniaciano-Santoniano (modificada de Padilla y Sánchez, 1986).	28
Figura 3.6. Mapa paleogeográfico del noreste de México durante el Campaniano-Maastrichtiano (modificada de Padilla y Sánchez, 1986). . .	30
Figura 3.7. Mapa de la Provincia MVT del Noreste de México, que contiene la Cuenca de Sabinas, con la ubicación de los depósitos minerales conocidos de tipo MVT y asociados, desarrollados durante el Cenozoico (modificado de González-Partida et al., 2008).	31
Figura 3.8. Columna estratigráfica de la zona donde se encuentra ubicada el área de estudio (modificada de González-Sánchez, 2008). . . .	32
Figura 3.9. Columnas estratigráficas que correlacionan el área de estudio con zonas aledañas: Mesa central (modificada de Tristán-González, 2008), Parte sur de la Cuenca de Sabinas (modificada de González-Sánchez, 2008), Cuenca Tampico-Misantla (modificada de PEMEX, 2000).	42
Figura 4.1. Canteras que se explotan con fines comerciales donde aflora la Formación Eagle Ford en Múzquiz, Coah. A y B) Canteras en el área de Los Temporales; C y D) Canteras en el área de La Mula.	46
Figura 4.2. Columna estratigráfica de la Formación. Eagle Ford en el área de Los Temporales, Múzquiz, Coah., mostrando la ubicación de las muestras.	48
Figura 4.3. Afloramientos de la Formación Eagle Ford en canteras de Los Temporales. A y B) Afloramientos generales de la sección estratigráfica; C) Limo anaranjado; D) Horizonte calcáreo arcilloso.	49
Figura 4.4. Afloramientos de la Formación Eagle Ford en canteras de Los Temporales. A) Muestra fresca; B) Muestra intemperizada	

mostrando encostramiento; C) Estrato con división interna; D) Fractura fisil; E) Marga que expone laminación paralela fina a escala milimétrica; F) Bioturbación tipo <i>Thalassinoides</i>	50
Figura 4.5. Biota fósil de la Formación Eagle Ford en la cantera de los Temporales. A) Bivalvo inocerámico; B) Ammonite no determinado; C) Pez no determinado; D) Pez teleósteo no determinado.	51
Figura 4.6. Marga de la Formación Eagle Ford mostrando alteraciones posdiagenéticas. A y B) marcas de fluoritización; C) Presencia de dendritas de óxido de manganeso.	52
Figura 4.7. Columna estratigráfica de la Fm. Eagle Ford en el área de Los Temporales, Múzquiz, Coah., mostrando los niveles que contienen óxidos de hierro.	54
Figura 4.8. Óxidos de hierro presentes en la marga de la Formación Eagle Ford en la cantera de los Temporales. A) Lámina milimétrica; B y C) Nódulos; D) Fósil reemplazado.	55
Figura 4.9. Secciones estratigráficas de la Formación Eagle Ford en las canteras de La Mula, mostrando la ubicación de las muestras.	57
Figura 4.10. Afloramientos de la Formación Eagle Ford en canteras de La Mula. A) Afloramiento general de la sección estratigráfica; B) Capa de caliza; C) Limo anaranjado.	58
Figura 4.11. Afloramientos de la Formación Eagle Ford en canteras de La Mula. A) Muestra fresca (en el centro de la fotografía) y también se observa el color de la marga en muestra intemperizada; B) Estrato con división interna; C) Fractura fisil; D) Marga que expone laminación paralela fina a escala milimétrica; E) Nódulo de caliza.	59
Figura 4.12. Afloramientos de la Formación Eagle Ford en canteras de La Mula. A) Inocerámico no determinado; B) <i>Inoceramus labiatus</i> ; C) Ammonite heteromorfo; D) Pez no determinado; E) Escamas tipo <i>Radü &</i>	

<i>Puncti</i> ; F) Inocerámidos dispuestos de forma aleatoria.	60
Figura 4.13. Afloramientos de la Formación Eagle Ford en canteras de La Mula. A) Horizonte de cristales de calcita; B) Capas de caliza gris.	61
Figura 4.14. Columna estratigráfica de la Fm. Eagle Ford en el área de La Mula (Cantera 1), mostrando los niveles que contienen óxidos de hierro.	63
Figura 4.15. Columna estratigráfica de la Fm. Eagle Ford en el área de La Mula (Cantera 3), mostrando los niveles que contienen óxidos de hierro.	64
Figura 4.16. Columna estratigráfica de la Fm. Eagle Ford en el área de La Mula (Cantera 4), mostrando los niveles que contienen óxidos de hierro.	65
Figura 4.17. Óxidos de hierro presentes en la marga de la Formación Eagle Ford en las canteras de La Mula. A) Lámina milimétrica; B) Nódulo; C) Horizonte de espesor variable; D) Fósil reemplazado.	66
Figura 5.1. Difractogramas de óxido de hierro dentro de la Formación Eagle Ford dispuestos en láminas milimétricas. A) Área de La Mula; B) Área de Los Temporales.	69
Figura 5.2. Difractogramas de óxido de hierro dentro de la Formación Eagle Ford dispuestos en forma de nódulos. A) Área de La Mula; B) Área de Los Temporales.	70
Figura 5.3. Difractogramas de óxido de hierro dentro de la Formación Eagle Ford que se encuentran reemplazando material fósil. A) Fragmento de pez en el área de La Mula; B) Fragmento de bivalvo en el área de Los Temporales.	71
Figura 5.4. Matriz micrítica de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio. A) Color gris medio (MC1-2A); B) Matriz con tonalidad café (MC4-5D); C) Matriz micrítica con cierta orientación horizontal	

(MC4-5B); D) Matriz micrítica con aparente laminación (MC4-5D). 73

Figura 5.5. Cemento esparítico de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio. A) Cemento dentro de granos esqueléticos (MC4-14B); B) Cemento con arreglo tipo mosaico (MC4-5D). 74

Figura 5.6. Calciesferas presentes dentro de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio. A) (MC4-5D); B) (LT-19A). 76

Figura 5.7. Filamentos presentes dentro de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio, que se disponen de manera subparalela al plano de estratificación y tienen más de 2 mm de longitud. A) Filamento anaranjado (MC3-3); B) Filamento café-anaranjado (MC4-14B). 77

Figura 5.8. Foraminíferos planctónicos presentes dentro de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio. A) Globotruncánidos con un tamaño mayor a 500 μm (LT-22C); B) Globotruncánido con un tamaño de 350 μm (LT-19A); C) Heterohelícido uniserial (MC1-15); D) *Hedbergella* sp. (MC4-5D). 78

Figura 5.9. Granos esqueléticos presentes dentro de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio. A) Fragmento de bivalvo (MC4-14B); B) Grano esquelético no determinado (LT-19A). 79

Figura 5.10. Clasificación textural de rocas calcáreas según Dunham (1962) (tomada de Atlas de Petrología Sedimentaria ©2007-2015). 80

Figura 5.11. Texturas presentes dentro de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio. A) Mudstone (MC4-5D); B) Mudstone (MC1-9A); C) Wakestone (LT-15A); D) Wakestone (MC4-14B); E) Packstone (nótese la matriz micrítica entre los granos) (MC4-14B); F) Horizonte de packstone con mayor espesor (MC4-5D). 82

Figura 5.12. Texturas presentes dentro de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio. A) Textura mudstone-wackstone. En la

parte central de la figura se observa un porcentaje muy bajo de granos, mientras que en la parte inferior aumenta la cantidad de granos, dando la alternancia de texturas (MC4-14B); B) Horizonte delgado de packstone (parte superior de la fotografía) (MC3-12B); C) Laminación, evidenciada por la alternancia de texturas (MC4-14B); D) Laminación, evidenciada por la alternancia de texturas (MC3-16D). 83

Figura 5.13. Óxidos de hierro dentro de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio, dispuestos de manera diseminada dentro de la matriz. A) (MC4-14B); B) (MC3-11B); C) (LT-34); D) (MC3-3). 84

Figura 5.14. Óxidos de hierro dentro de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio, dispuestos en láminas. A) Lámina con más de 0.5 mm de espesor (LT-35); B) Lámina con espesor variable que permite ver la alineación de los óxidos (MC3-6); C) En el centro de la fotografía se observa más bien un pequeño lente de óxido de hierro (MC4-5A); D) Lámina de óxido de hierro que por el tamaño de sus partículas permite que sea continua, aunque también se notan partículas de mayor tamaño (MC1-15). 85

Figura 5.15. Óxidos de hierro dentro de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio, dispuestos dentro de granos esqueléticos. A y B) Óxidos reemplazando partes de bivalvos (LT-15A); C y D) Pequeñas esferas de óxido de hierro dentro de cámaras de foraminíferos (LT-22C). 86

Figura 5.16. Óxidos de hierro dentro de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio que se encuentran dispuestos dentro de packstone y parecen tener cierta alineación siguiendo la laminación del horizonte de packstone. A) (MC3-3); B) (MC3-12B); C) (MC3-15B); D) (MC3-12B). 87

Figura 5.17. Micoláminas negras dentro de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio. A) Lámina de color negro con algunos tonos rojizos de al menos 2 mm de longitud, dispuesta de manera subparalela a la estratificación (MC1-9A); B) Lámina negra rodeando

(tanto por arriba como por abajo) a una calciesfera de al menos 3 mm de longitud (MC3-4). 88

Figura 5.18. Imagen MEB de microcristalitos observados en óxidos de hierro de la Formación Eagle Ford en el área de estudio. A) Cristalitos de aproximadamente 1 μm que se encuentran en pequeñas agrupaciones, se puede observar su forma de piritoedro; B) Cristalitos que se encuentran más separados, se puede observar su forma de piritoedro y su tamaño inferior a 1 μm 90

Figura 5.19. Imagen MEB de clusters y framboides. (A-E, provenientes de la Formación Eagle Ford en Múzquiz, Coah; F, proveniente de la Formación Agua Nueva en Xilitla, S.L.P.). A) Framboides rotos con tamaños aproximados de 10 μm ; B y C) Clusters, en los cuales se observan cristales sin forma bien definida; D y E) Framboides completos donde se observa la forma de piritoedro de sus cristalitos, tienen un tamaño aproximado de 10 μm ; F) Framboide en pirita sedimentaria de microcristales ehuedrales (modificada de Ángeles-Trigueros, 2012). 91

Figura 5.20. Imagen MEB de framboides recubiertos por un “biofilm” provenientes de la Formación Eagle Ford en Múzquiz, Coah. A) Framboide de 15 μm que tiene la mitad de abajo cubierta por “biofilm”; B) Cluster alargado de casi 20 μm cubierto por “biofilm”, dejando ver sólo en el extremo superior la forma de los cristalitos que lo componen; C) Framboide de 10 μm recubierto por “biofilm” en su parte central, dejando ver en los extremos la forma de sus cristales; D) Framboide de casi 10 μm de diámetro recubierto por “biofilm” en su parte superior. . . 92

Figura 5.21. Imagen MEB de agrupación de framboides provenientes de la Formación Eagle Ford en Múzquiz, Coah. A) Par de framboides de aproximadamente 6 μm de diámetro que se encuentran cubiertos y unidos por biofilm; B) En la parte central se observa un framboide roto de 15 μm de diámetro y en la parte superior izquierda se observa un pequeño framboide de 5 μm de diámetro; C) Agrupación de 3 framboides aproximadamente 15 μm cada uno, uno de los cuales está roto (centro

de la imagen); D) Agrupación de cinco framboides que varían de tamaño entre 5 μm y 10 μm , algunos de los cuales se encuentran cubiertos parcialmente por “biofilm”. 93

Figura 5.22. Imagen MEB de estructuras “teeth & socket” (A y B, provenientes de la Formación Eagle Ford en Múzquiz, Coah.; C, proveniente de la Formación Agua Nueva en Xilitla, S.L.P.). A) Estructura que de un lado está interrumpida por huecos y del otro tiene cristales presentes; B) Superficie interrumpida por huecos que semejan la forma de cristales de pirtoedro y octaedro; C) Estructura teeth & socket reportada en pirita sedimentaria (modificada de Ángeles-Trigueros, 2012). 94

Figura 5.23. Imagen MEB de estructuras cocoides (A, B y C provenientes de la Formación Eagle Ford en Múzquiz, Coah.; D, proveniente de la Formación Agua Nueva en Xilitla, S.L.P.). A y B) Estructuras ovaladas de textura lisa con un tamaño de 2 μm que se presentan aisladas; C) Cuerpos esféricos a elípticos que varían de tamaño entre 0.5 μm y 4 μm y cuya textura parece se lisa; D) Estructuras cocoides reportadas en pirita sedimentaria (modificada de Ángeles-Trigueros, 2012). 96

Figura 5.24. Imagen MEB de filamentos (A, proveniente de la Formación Winnipeg; B, C y D, provenientes de la Formación Eagle Ford en Múzquiz, Coah.). A) Filamento de aproximadamente 20 μm de longitud (señalado por flechas blancas) encontrado dentro de pirita sedimentaria (modificada de Schieber & Riciputi, 2005); B, C y D) Filamentos encontrados en óxido de hierro que presentan una textura lisa. 97

Figura 5.25. Imagen MEB de estructuras tubulares (A y B, provenientes de la Formación Eagle Ford en Múzquiz, Coah.; C, proveniente de la Formación Agua Nueva en Xilitla, S.L.P.). A) Estructura tubular de 90 μm de longitud que presenta una textura lisa y de su lado derecho parece estar rota; B) Estructura tubular de 30 μm que parece estar

adherida de su lado izquierdo a la matriz, presenta una textura rugosa con pliegues o estrías longitudinales; C) Estructura tubular reportada en pirita sedimentaria (modificada de Ángeles-Trigueros, 2012). 98

Figura 5.26. Imagen MEB de estomatoquistes (A-E, provenientes de la Formación Eagle Ford en Múzquiz, Coah.; F, proveniente de la Formación Agua Nueva en Xilitla, S.L.P.). A) Estomatoquiste con una tamaño de 4.5 μm por 4 μm , no presenta ornamentación (textura aparentemente lisa); B) Estructura ovalada con una longitud de 3 μm por 2 μm que es su extremo izquierdo presenta un poro y no tiene ornamentación aparente; C) Estructura ovalada de 4.5 μm de largo por 3 μm de ancho que presenta en el extremo izquierdo un poro aparente y cuya superficie es ligeramente rugosa, posiblemente por ornamentación; D) Estructura ovalada con posible ornamentación poco notoria de un tamaño aproximado de 5 μm ; E) Estructura esférica mostrando proyecciones; F) Estomatoquiste reportado en pirita sedimentaria (modificada de Castañeda-posadas et al., 2014). 100

Tabla 1. Tabla comparativa entre la disposición en el sedimento que presenta la goethita proveniente de la Formación Eagle Ford en el área de estudio, y la pirita sedimentaria. 103

INTRODUCCIÓN

Fósiles piritizados son relativamente comunes en el registro estratigráfico. La pirita sedimentaria, bajo ciertas condiciones, puede rellenar huecos a nivel macro y microscópicos, así como reemplazar tanto materia orgánica como partes blandas de organismos a diferentes escalas (Pfretzschner, 2001; Sawlowicz & Kaye, 2006).

Durante la génesis de pirita sedimentaria, ésta puede presentarse en forma diseminada a manera de cristales aislados que adoptan diversos arreglos (euhedrales, cúbicos, ortorrómbicos, etc.), o bien, agregarse en forma de esferas denominadas framboides (Canfield & Raiswell, 1991). Además de estas estructuras, la pirita sedimentaria puede albergar amplia variedad de microfósiles que representan organismos que existieron en el ambiente de depósito durante la formación de pirita sedimentaria. Entre los reportes de microorganismos preservados en pirita sedimentaria destacan bacterias cocoides (Schopf et al., 1965; Schieber, 2002a y b; Folk, 2005; Blanco et al., 2010; Ángeles-Trigueros et al., 2012), bacilos (Schieber, 2002; Blanco et al., 2010; Ángeles-Trigueros et al., 2012), fluidos extracelulares (Ángeles-Trigueros, 2012), diatomeas (Kaczmarek & Ehrman, 1990; Thomas & Gradstein, 1981) y estructuras similares a polen (Blanco et al., 2013).

Bajo diferentes condiciones (por ejemplo hidrotermalismo), la pirita sedimentaria puede ser oxidada formando óxidos de hierro, tales como hematita y goethita. Sin embargo, al parecer características primarias inherentes a la formación de pirita (arreglo cristalográfico, microelementos asociados a actividad microbiana, fósiles) sobreviven al proceso de oxidación y permanecen en el nuevo producto (hematita, goethita, etc.). Sawlowicz y Kaye (2006) reportan framboides, cúmulos de cristales y cristales aislados euhedrales en óxidos de hierro que han reemplazado pirita sedimentaria en huesos de dinosaurio. Por otra parte, Blanco et al.

(2013b) también reporta estructuras framboides así como “teeth & sockets” en óxidos de hierro de la Formación Eagle Ford, del Cretácico Superior (Turoniano) de Coahuila, lo que sugiere que dichos elementos se formaron durante la génesis de pirita sedimentaria en ambientes deficientes de oxígeno.

El presente trabajo pretende, por medio de petrografía de óxidos de hierro, identificar características texturales y estructuras biomórficas para aportar evidencias del reemplazamiento de sulfuros de hierro (pirita) por óxidos de hierro en la marga de la Formación Eagle Ford en el norte de Coahuila y con ello conocer los eventos que produjeron esta oxidación y de esta forma, establecer analogías con otros cuerpos planetarios del Sistema Solar, como Marte. Esto permitirá discutir si los óxidos de hierro encontrados en este planeta podrían ser producto de la oxidación de pirita, como ocurre en la Tierra, lo que arrojaría información valiosa sobre la búsqueda de vida extraterrestre.

Localización y vías de acceso

El área de estudio se encuentra en las cercanías del la localidad de San Francisco en el municipio de Melchor Múzquiz, Coah., a 180 km de la cabecera municipal (Múzquiz), y abarca las canteras que se explotan con propósitos comerciales denominadas “La Mula” (N 29° 09.53´, W102° 30.96´) y “Los Temporales” (N 28° 57.296´, W102° 18.00´) con un altitud aproximada de 1318 metros sobre el nivel del mar.

Desde San Luis Potosí, la principal vía de acceso al área de estudio es por la Carretera Federal N° 57 con dirección a Monclova, Coah. Se entronca con la Carretera N° 22 con dirección a Minas de Barroterán. Al llegar al poblado de Palau se accesa a la Carretera N° 20 rumbo a Múzquiz. Llegando este último municipio se continúa por la Carretera N°

20 en dirección noroeste y a los 133 km se accesa un camino de terracería hacia el norte, y siguiendo aproximadamente unos 38 km por este camino se encuentran las canteras del área de estudio.

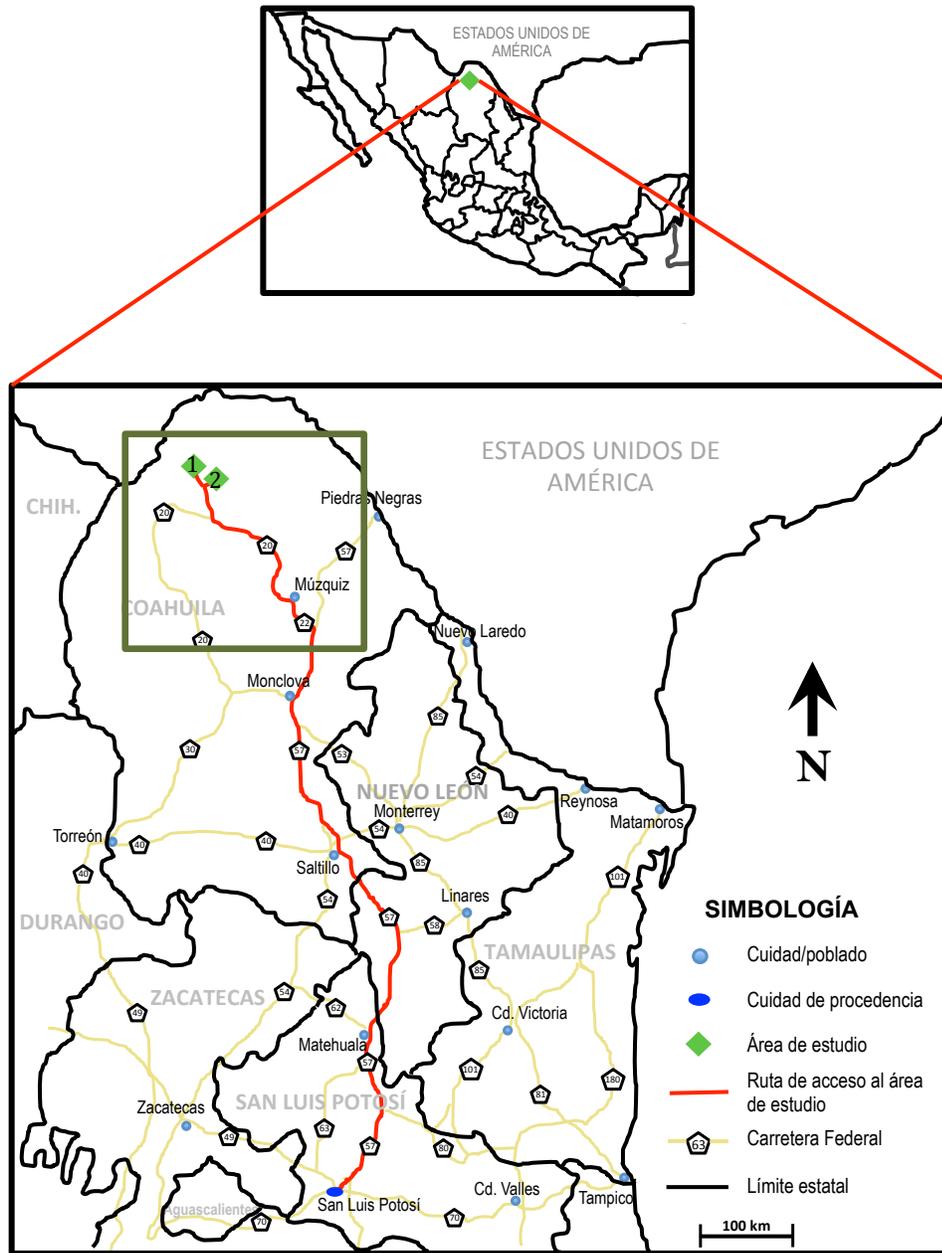


Figura 1. Mapa de localización y vías de acceso al área de estudio. La ubicación de las canteras estudiadas en este trabajo se señalan con los rombos de color verde (1. La Mula; 2. Los Temporales).



Figura 2. Acercamiento del recuadro verde de la Figura 1, mostrando con más detalle la ubicación de las áreas de estudio y su acceso desde la cabecera municipal de Múzquiz, Coah.

1. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

1.1 OBJETIVOS

Objetivo general:

Determinar si las capas de óxido de hierro de la Formación Eagle Ford (Turoniano: Cretácico Superior) en Múzquiz, Coahuila, son el producto de la oxidación postdiagenética de pirita sedimentaria mediante la identificación y análisis de estructuras biomórficas y características texturales piritomórficas asociadas a la génesis de sulfuro de hierro y previamente reportadas en este mineral, así como analizar sus implicaciones astrobiológicas.

Objetivos específicos:

- Caracterizar las capas de óxido de hierro de la Formación Eagle Ford, para determinar el tipo de óxido presente en esta unidad.
- Describir macroscópicamente y microscópicamente las capas con óxidos de hierro de la unidad estudiada para determinar su disposición en cada estrato (diseminada, lenticular, laminar, etc.) y determinar si ésta es similar a las reportadas en pirita sedimentaria.
- Identificar y describir en los óxidos de hierro las evidencias petrográficas (estructuras biomórficas, arreglo cristalográfico presente) que indiquen que dichos óxidos tienen como precursor a la pirita sedimentaria.
- Interpretar cuales fueron las condiciones que permitieron la oxidación de la pirita sedimentaria en la región para producir óxidos de hierro.

- Analizar cuáles son las implicaciones astrobiológicas de estos procesos en Marte mediante comparación de fenómenos análogos entre ambos planetas.

1.2 METODOLOGÍA

En el presente trabajo de investigación la metodología desarrollada consistió de cuatro etapas:

1) Revisión y recopilación bibliográfica.

Esta etapa consistió en la recopilación de información existente (tesis, artículos científicos en revistas indexadas de circulación internacional, mapas topográficos y geológicos, etc.) sobre el área de estudio relacionada con la Cuenca de Sabinas, la Formación Eagle Ford, y especialmente, sobre la conservación de estructuras biomórficas en óxidos de hierro productos del reemplazamiento de pirita sedimentaria. La mayor parte del material consultado estuvo disponible en el Instituto de Geología de la UASLP y en el Laboratorio de Minerales no Metálicos del AACTyM de la UAEH, así como información disponible en artículos electrónicos.

2) Etapa de campo

El trabajo de campo consistió en el reconocimiento geológico y levantamiento de 4 perfiles estratigráficos de la Formación Eagle Ford en las canteras “La Mula” y “Los Temporales” situadas en el municipio de Múzquiz, Coah. Los pasos seguidos para levantar los perfiles estratigráficos en el área de estudio fueron los siguientes:

Se midió cada una de las capas (o estratos) del corte vertical, tomando la distancia perpendicular entre base y techo del estrato, con una cinta métrica.

Se describió cada uno de los estratos de los cortes, observando las características litológicas macroscópicas como tipo de roca, color, espesor de estratos, fósiles presentes, estructuras sedimentarias primarias (laminación, bioturbación, etc.), presencia de óxidos de hierro, y estructuras secundarias (tipo de fractura, presencia de vetas, etc.), registrando cada dato en la libreta de campo.

Se elaboró un esquema de las secciones estratigráficas medidas en hojas cuadriculadas, representando de una forma gráfica el corte a una escala determinada (la cual se asignó de acuerdo al cuadriculado). También se asignó una simbología de litología según el tipo de roca.

Se realizó un muestreo tomando muestras de cada uno de los estratos con espesor centimétrico, o bien, de la base, mitad y techo de estratos de espesor decimétrico. Se tomaron aproximadamente de 500 g a 1 kg de roca por muestra. Posteriormente, las muestras fueron rotuladas para determinar su posición original en la sección y se guardaron en bolsas de polietileno previamente rotuladas que permitieron la identificación de cada muestra en el laboratorio, en especial aquellas que portaban óxido de hierro.

La columna estratigráfica, las muestras y el procedimiento completo fue documentado fotográficamente para su posterior estudio en gabinete.

3) Etapa de laboratorio

En esta etapa de la metodología se realizaron diferentes actividades:

Descripción petrográfica macroscópica. Se revisaron cada una de las muestras colectadas en campo con ayuda de lupas y microscopio estereoscópico para identificar y documentar bien las capas con presencia de óxidos de hierro (para la realización de láminas delgadas).

Se tomaron pequeñas muestras de óxido de hierro de aquellas capas donde ésta tuviera un mayor espesor para observarlas en el MEB. Los fragmentos con óxido fueron bañados en ácido clorhídrico para eliminar los restos de carbonato de calcio que pudieran tener, y así evitar cualquier tipo de contaminación de rocas calcáreas en los óxidos.

Preparación de láminas delgadas y descripción petrográfica microscópica. Las muestras de las capas que contenían óxidos de hierro (26 muestras) fueron laminadas en el laboratorio de preparación de láminas delgadas del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Primero se utilizó una cortadora de disco de diamante marca HILLQUIST (Figura 1.1) para cortar las muestras a tamaño del portaobjetos, una vez cortadas se pulieron con abrasivos del N° 400, 600 y 800 para luego ser pegadas al portaobjetos con resinas epóxicas, dejando secar de 12 a 24 horas.



Figura 1.1. Cortadora de disco de diamante (izquierda) y cortadora/desvastadora (derecha) de la marca HILLQUIST, utilizadas para la elaboración de láminas delgadas.

Ya pegadas se pasaron por una cortadora/desbastadora de la misma marca que la anterior, dejándolas de un espesor de 2 mm para luego ser desbastadas hasta el espesor deseado, utilizando al final nuevamente los abrasivos del N° 600 y 800. Al final las muestras fueron observadas en el microscopio para ver si observan las características petrográficas deseadas y fueron grabadas con una clave en el portaobjetos para su posterior descripción en el laboratorio de microscopía y petrografía del Instituto de Geología en un microscopio Leica DMLP y fueron documentadas fotográficamente con cámara digital Leica EC3.

Caracterización de estructuras en MEB y análisis EDS. La observación y descripción de las estructuras microscópicas analizadas en este trabajo fueron realizadas en un Microscopio Electrónico de Barrido marca JEOL modelo JSM-6300 con una resolución de 300,000 X y 35 kV (Figura 1.2), el cual permitió la observación de estructuras sedimentarias, bioestructuras y otros rasgos a una escala que no pueden ser observadas en microscopio petrográfico tradicional. La caracterización química a nivel elemental de las estructuras microscópicas observadas fue llevada a cabo en un Analizador de Energía Dispersiva (EDS por sus siglas en inglés) marca NORA. El equipo utilizado se encuentra en el Laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido del AACTyM de la UAEH.

El Microscopio Electrónico de Barrido utiliza un haz de electrones acelerados incidido sobre una muestra gruesa opaca a los electrones para formar una imagen. Por lo tanto, la calidad de la imagen está en función a la conductividad del objeto a observar, es por esto que la muestra es recubierta con una capa de carbón o una capa de un metal, como el oro, para darle o aumentarle las propiedades conductoras. Durante esta etapa, los pasos que se siguieron fueron:

Aproximadamente de 0.5 cm³ a 1 cm³ de muestras de óxido de hierro fueron recubiertas de oro en una ionizadora marca DENTON

VACUUM – Desk II, por 3 minutos. También fueron recubiertas algunas muestras en lámina delgada con presencia de óxido de hierro en láminas o diseminado.

Una vez que las muestras fueron cubiertas de oro, se observaron en el Microscopio Electrónico de Barrido para identificar las morfologías dentro del óxido de hierro.



Figura 1.2. Ionizadora marca DENTON VACUUM – Desk II (izquierda) y Microscopio Electrónico de Barrido (derecha).

Se procedió a identificar, describir y cuando fue posible determinar cada estructura observada tomando en cuenta criterios como morfología, tamaño, textura, así como composición química mediante EDS, la cual es una técnica analítica utilizada en conjunto con el MEB para la caracterización química de una muestra para microanálisis composicional. Todas la estructuras observadas fueron documentadas fotográficamente y los análisis químicos respaldados en archivos electrónicos.

Análisis de difracción de rayos X. Fragmentos de aproximadamente 0.5 cc de óxido de hierro de diferentes capas fueron triturados hasta dejar un polvo fino requerido para el análisis de difracción de rayos X, los cuales fueron realizados en el Centro de Geoinvestigación de la Universidad de Göttingen, en Alemania. El Difractómetro de Rayos X

funciona con un haz colimado de rayos X incidido en la muestra pulverizada, un detector de los rayos difractados recoge la información y la gráfica de la longitud de onda del mineral. La identificación de la especie se realiza por comparación mediante el uso de las fichas JCPDS (Joint Committee of Powder Diffraction Standards) recopiladas por el Centro Internacional de Datos de Difracción. La determinación de los parámetros de red se realiza usualmente aplicando programas computacionales a datos obtenidos por difracción. En este caso se utilizó el programa X`Pert HighScore Plus, versión 2.1.0 (año 2004).

4) Etapa de gabinete

Se realizó la interpretación y descripción de los datos obtenidos en las etapas anteriores, se crearon y editaron mapas correspondientes a los diversos capítulos de esta tesis, además de la edición de fotografías y otros gráficos para su posterior integración para su discusión y conclusión.

2. MARCO TEÓRICO Y ANTECEDENTES SOBRE PROCESOS DE OXIDACIÓN DE SULFUROS DE HIERRO

2.1 ÓXIDOS DE HIERRO

Se conoce como óxido de hierro a un compuesto químico que asocia el hierro con el oxígeno. En base a su grado de oxidación se distinguen tres tipos/grupos de óxidos de hierro. En rocas sedimentarias los óxidos más comunes son la magnetita (Fe_3O_4) y la hematita (Fe_2O_3).

Los óxidos de hierro en rocas sedimentarias pueden tener un origen primario, donde el hierro disuelto en el sedimento o columna de agua se va oxidando al ir aumentando la cantidad de oxígeno, al combinarse el Fe y el O precipita debido a que se vuelve insoluble en el agua. Otro origen del óxido de hierro en rocas sedimentarias es el secundario que consiste en la alteración de minerales ferruginosos preexistentes, donde el elemento que acompaña al Fe es reemplazado por oxígeno, formando así un óxido de hierro.

Generalmente los óxidos de hierro secundarios son producto del reemplazo sinsedimentario de algún mineral de hierro o de oxidación posterior debida a la exposición subaérea de los minerales de hierro o a su exposición al agua, permitiendo que un precursor, generalmente un sulfuro de hierro, pierda azufre (u otro elemento asociado al hierro) y gane oxígeno, un ejemplo común es la oxidación de la pirita (FeS_2).

Aunque durante el proceso de oxidación existe un cambio en la composición química, el nuevo mineral preserva las características morfológicas y texturales del mineral precursor, características tales como el hábito cristalográfico y morfologías presentes al momento de la formación del mineral precursor (microfósiles).

El precursor más conocido de óxidos de hierro secundarios en rocas carbonatadas es la pirita sedimentaria.

2.2 PIRITA SEDIMENTARIA

La pirita es un mineral compuesto por Fe y S (FeS_2) con un arreglo cristalino comúnmente cúbico (6 caras), aunque también tiene una estructura cristalina octaédrica (8 caras arregladas como 2 pirámides de 4 lados emplazados base con base), piritóédrica (12 caras arregladas como 6 pares de caras pentagonales) y diploide (24 caras arregladas en 12 pares de caras de 4 lados) (Canfield & Raiswell, 1991) (Figura 2.1).

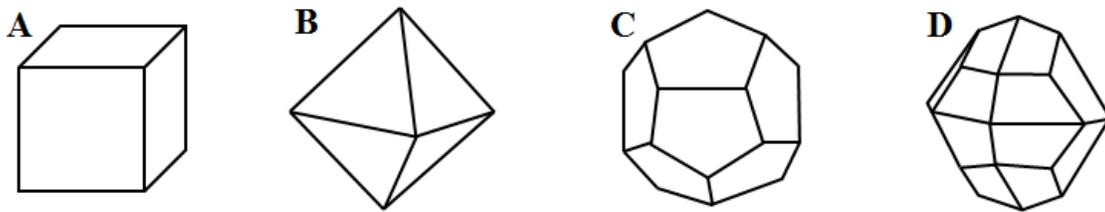


Figura 2.1. Arreglos cristalinos de la pirita. A) Cúbico, B) Octaédrico, C) Piritóédrico y D) Diploide (Modificado de Canfield y Reiswell, 1991).

La pirita presenta diversas texturas (Figura 2.2), siendo las más comunes la pirita framboidal (agregados esferoidales de microcristales equigranulares de pirita), pirita tipo “cluster” (agregados más irregulares de microcristales con tamaños más variables) y agregados de pirita (granos irregulares agregados y cuerpos redondeados irregulares. Su núcleo consiste generalmente de cristales de grano fino y es rodeado por cristales más gruesos) (Canfield & Raiswell, 1991).

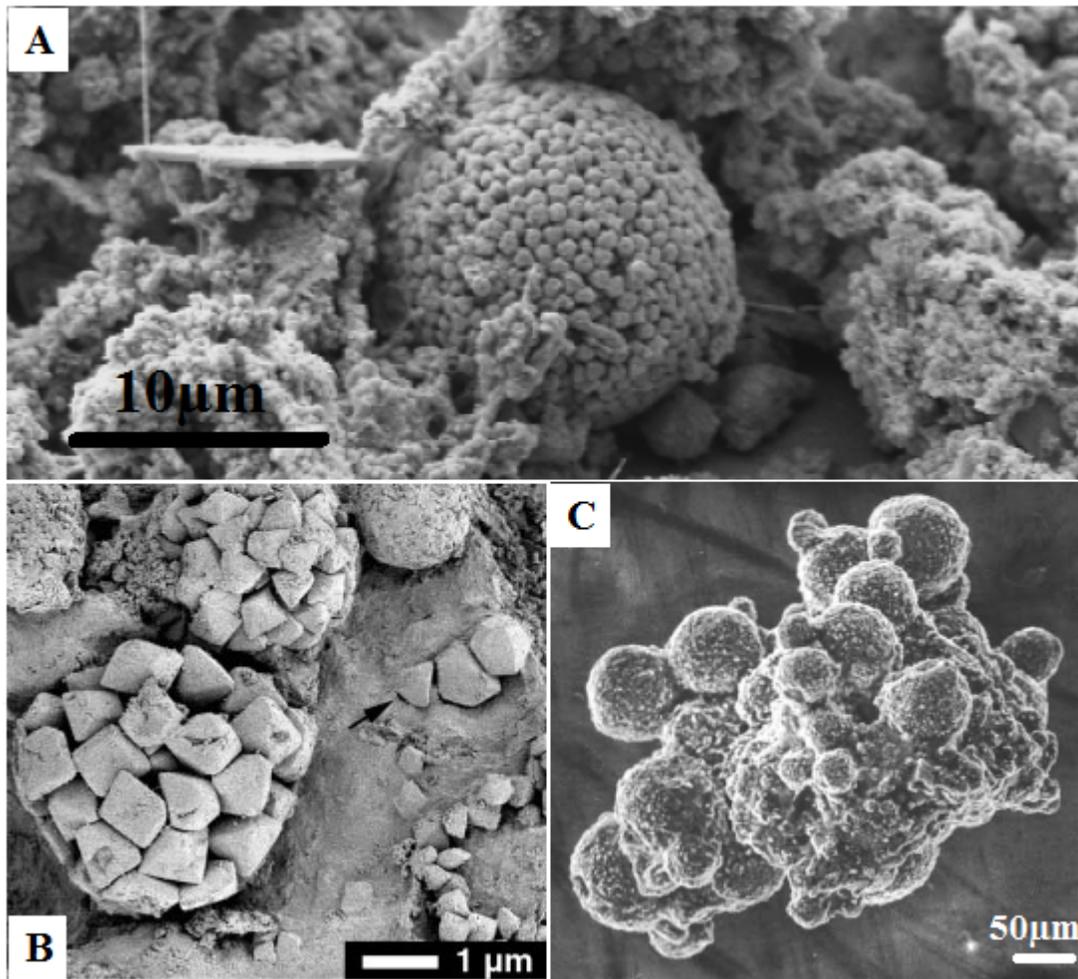


Figura 2.2. Texturas más comunes de la pirita. A) Pirita framboidal (modificada de MacLean et al., 2008). B) Pirita tipo cluster (modificada de Jones et al., 2005). C) Agregado de pirita (modificada de Siesser, 1978).

2.2.1 Formación de pirita sedimentaria

La pirita sedimentaria (FeS_2) es un mineral que se forma exclusivamente en ambientes de anoxia en medios acuosos. Berner (1984) reporta que los ingredientes necesarios para la formación de pirita sedimentaria incluyen materia orgánica, sulfatos (SO_4^{2-}) disueltos y minerales detríticos de hierro (Fe) reactivo (Figura 2.3).

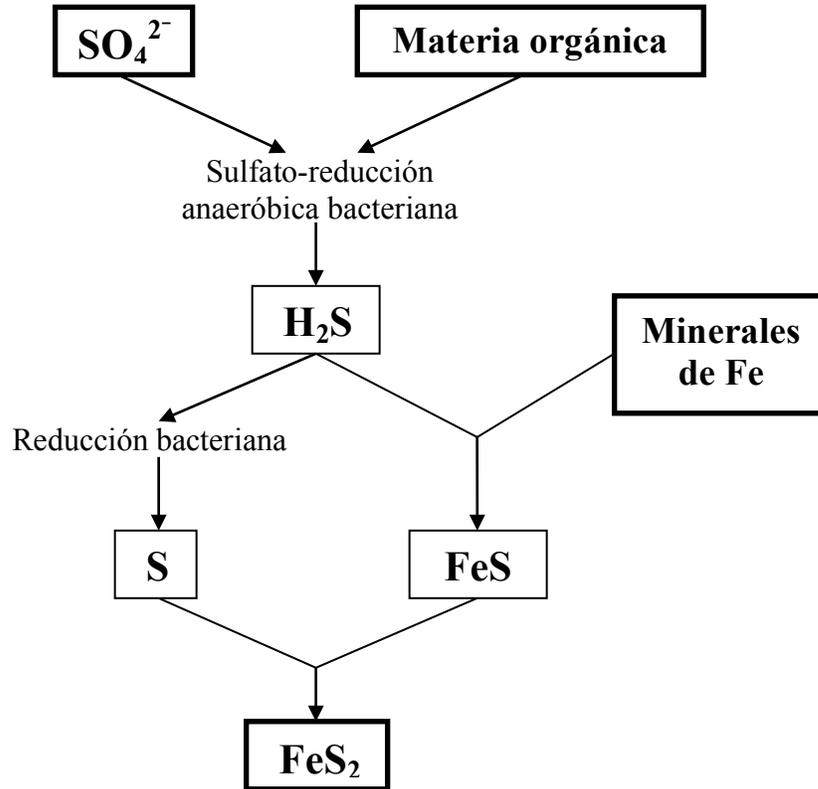


Figura 2.3. Esquema del proceso de formación de la pirita sedimentaria (modificado de Berner, 1984).

La pirita sedimentaria se forma durante un entierro poco profundo, por la reacción de minerales de hierro detríticos con sulfuro de hidrógeno (H_2S), que a su vez, es producido por la reacción de sulfato intersticial disuelto por bacterias usando materia orgánica sedimentaria como un agente reductor y fuente de energía. El producto inicial de esta reacción no es la pirita, sino monosulfuro de hierro metaestable, el cual, mediante la diagénesis temprana, fácilmente se transforma en pirita en la mayoría de las condiciones (Berner, 1984).

Prácticamente, todos los fondos oceánicos contienen oxígeno disuelto, por lo que la pirita tiende a formarse debajo de la interfase agua-sedimento, ya que el rápido consumo de oxígeno por parte de las bacterias cerca de esta interfase, impide que éste penetre muy lejos en el sedimento,

resultando condiciones de anoxia por debajo de una profundidad normalmente de unos pocos centímetros. De este modo, las bacterias que descomponen materia orgánica se necesitan no solo para la reducción de sulfatos, sino también como un agente para lograr condiciones de anoxia (Berner, 1984).

La pirita sedimentaria se encuentra dispuesta de diversas formas en el sedimento, siendo las más comunes las siguientes:

- **Diseminada:** consiste en pequeñas concentraciones o cristales dispersos dentro de la roca, sin un orden o alineación aparente.
- **Laminas o lentes milimétricos a centimétricos:** consisten en la agrupación de este mineral con una extensión horizontal constante como para formar lentes o láminas y con un espesor de más de un milímetro.
- **Láminas micrométricas:** éstas tienen un espesor de menos de un milímetro.
- **En framboides:** éstos pueden estar dispersos en el sedimento o rellenando cavidades como cámaras de foraminíferos o calciesferas.
- **Reemplazando fósiles:** esta disposición se da a dos escalas, a nivel macro, reemplazando fauna como ammonites, belemnites, peces, etc. y a nivel micro reemplaza bacterias, fluidos extracelulares, tubos, estructuras similares a polen, diatomeas, estomatoquistes y filamentos (Ángeles Trigueros, 2012; Kaczmarska & Ehrman, 1990; Thomas & Gradstein, 1981; Blanco et al., 2013a; Castañeda-Posadas et al., 2014).

Rasgos típicos de la pirita sedimentaria se preservan cuando ésta es oxidada y hasta la fecha son pocos los trabajos que reportan estructuras biomórficas y/o texturales de pirita sedimentaria dentro de óxidos de hierro. Sawlowicz & Kaye (2006) y Kaye et al. (2008) reportan framboides, cúmulos de cristales y cristales aislados euhedrales, así como “biofilms”

bacterianos en óxidos de hierro en huesos de dinosaurio, concluyendo que los óxidos de hierro han reemplazado pirita sedimentaria por los framboides encontrados.

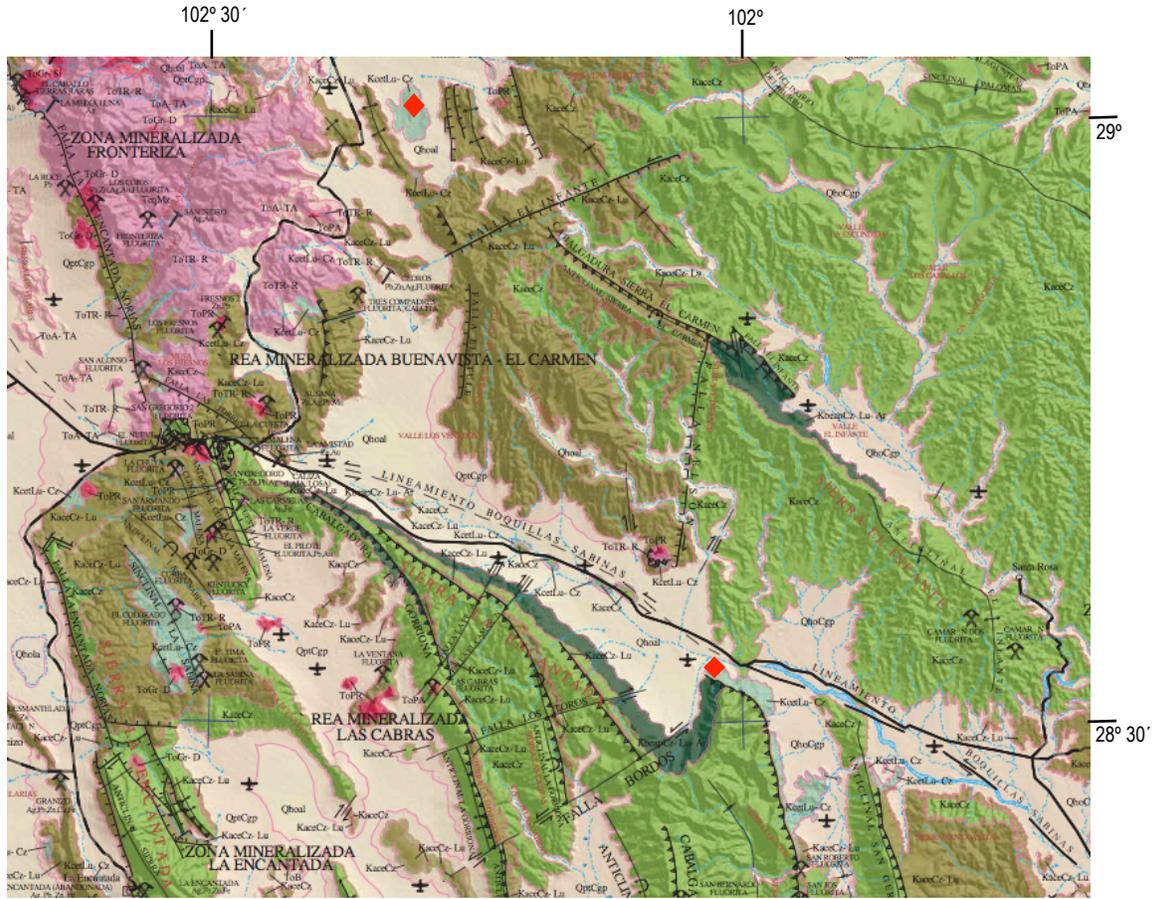
En México, el único trabajo sobre pirita sedimentaria reemplazada por óxidos de hierro es el realizado por Blanco et al. (2013b) quienes en un reporte preliminar describen estructuras framboidales y de tipo “teeth & sockets” en óxidos de hierro de la Formación Eagle Ford, del Cretácico Superior (Turoniano) de Coahuila. Esto sugiere que dichos elementos se formaron durante la génesis de pirita sedimentaria en ambientes deficientes de oxígeno. Por lo anterior, el presente trabajo de investigación representa el primer reporte completo de estructuras formadas durante la génesis de pirita sedimentaria, el cual no sólo incluye framboides y “teeth and sockets”, sino también estructuras biomórficas que pudieran representar organismos asociados a la génesis de pirita sedimentaria o bien, que fueron reemplazados por este mineral durante su génesis.

3. MARCO GEOLÓGICO DEL NORTE DE COAHUILA

3.1 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La parte norte del estado de Coahuila, en donde se encuentra ubicada el área de estudio, se encuentra en la provincia fisiográfica de Sierra Madre Oriental (Humphrey, 1956) y a la subprovincia de Cuencas y Sierras (Raisz, 1964). Desde el punto de vista geológico, se encuentra situada en la provincia de Plataforma de Coahuila (Ortega-Gutiérrez, et al. 1992), la cual comprende la parte norte del antiguo Golfo de Sabinas desarrollado durante la segunda parte del Mesozoico. Esta provincia se encuentra representada por un basamento Permo-Triásico que consiste en rocas metasedimentarias. Sobre este basamento descansan rocas sedimentarias del Jurásico Superior y Cretácico que reflejan el desarrollo paleogeográfico de la región. Además, el Cenozoico está representado por rocas clásticas del Terciario así como por una secuencia de rocas volcánicas, mientras que el Cuaternario está representado por sedimentos como conglomerados, coluvión, aluvión y lacustres. A lo largo de su columna estratigráfica, la región está afectada por intrusivos que van desde máficos hasta félsicos de edad terciaria (Figura 3.1).

Desde el punto de vista estructural, la zona está situada en la provincia estructural del Margen noroeste progradacional, donde un margen de plataforma clástico-carbonatado del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano es afectado por cuencas y levantamientos deposicionales y tectónicamente activos (Ewing, 1991), la cual se encuentra afectada por plegamientos y fallamientos (Figura 3.2).



SIMBOLOGÍA

10 km

	Aluvión (Qhoal)		Turoniano - Santoniano (KcetLu-Cz)
	Conglomerado polimíctico (QptCgp)		Albiano Medio - Cenomaniano (KaceCz-Lu)
	Toba riolítica (ToTR-R)		Albiano Inferior - Albiano Medio (KaceCz)
	Pórfido riolítico (ToPR)		Barreniano - Aptiano (KbeapCz-Lu-Ar)
	Granito-Diorita (ToGR-D)		



 Áreas de estudio

Figura 3.1. Mapa geológico del área de estudio (modificado de Carta Geológico-minera del Estado de Coahuila).

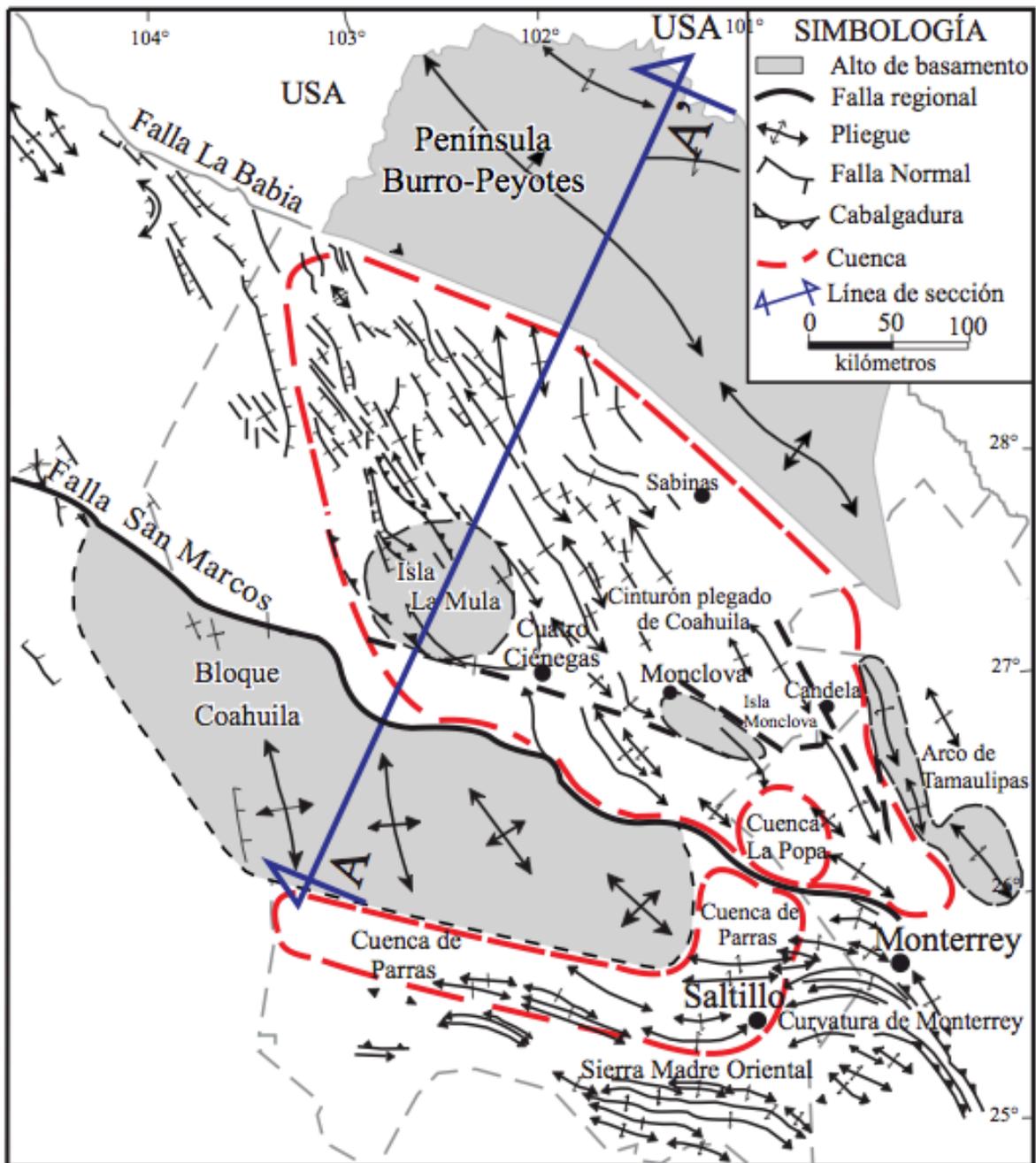


Figura 3.2. Mapa de la configuración estructural y rasgos tectónicos del noreste de México (estado de Coahuila y áreas adyacentes) (modificado de González-Sánchez et al., 2007).

Para una mejor comprensión de la evolución geológica – histórica de la región, se presenta el desarrollo paleogeográfico de la cuenca de Sabinas.

3.2 DESARROLLO PALEOGEOGRÁFICO DURANTE EL CRETÁCICO TARDÍO Y CENOZOICO DEL NORTE DE COAHUILA EN EL NORESTE DE MÉXICO

La paleogeografía del Mesozoico y Cenozoico está muy relacionada con el origen del Golfo de México, el cual comienza a abrirse en el Triásico Tardío cuando la placa de Norteamérica comienza a separarse de las placas Sudamericana y Africana. El rompimiento y separación de estas placas llevó a la formación de altos y bajos estructurales (“grabens” y “horsts”) que serían determinantes para la distribución posterior de mares y zonas emergidas, y consecuentemente, para los patrones de sedimentación del noreste de México durante el Mesozoico y Cenozoico (Padilla y Sánchez, 1986), que culminaron con el evento de la Orogenia Laramide durante el Cretácico Tardío al Terciario Temprano (Goldhammer, 1999).

Los principales elementos tectónicos creados en esta área durante la etapa del rifting comprenden altos de basamento entre los que destacan el Bloque Coahuila, Península de Burro-Peyotes, el Arco de Tamaulipas y las Islas de La Mula y Monclova, así como bloques bajos de basamento que forman la Cuenca de Sabinas (González-Partida et al., 2008b). Durante el Triásico comienza la separación del supercontinente Pangea, producto de un evento de rifting continental (May, 1971), dando lugar a la formación de grandes bloques y fosas tectónicas que posteriormente fueron rellenadas inicialmente por depósitos fluviales de origen continental (Formación Huizachal) hasta el Jurásico Medio, y algunas otras sirvieron como comunicación a mares y canales someros (López-Ramos, 1981).

Posteriormente, se produjo la transgresión marina del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano, dando lugar al Golfo de Sabinas, la Isla de Coahuila, La Mula, la Península Burro-Peyotes y el Archipiélago de Tamaulipas (Padilla y Sánchez, 1986). En las primeras etapas de este evento transgresivo en el Golfo de Sabinas comenzaron a formarse depósitos evaporíticos de cuenca restringida de las formaciones Minas Viejas y Olvido, carbonatos oolíticos de la Formación Zuloaga, así como arenas costeras de la Formación La Gloria (Rogers et al., 1961). Con el avance de la transgresión marina, se formaron depósitos clásticos de mar abierto de las formaciones la Caja y Pimienta así como los depósitos detríticos del Grupo La Casita (Goldhammer, 1999; Goldhammer & Johnson, 2001).

En el Cretácico Temprano se formaron extensos mares epicontinentales en cuyos márgenes se desarrollaron grandes plataformas carbonatadas, tales como la Plataforma de Coahuila (Norte) y la Plataforma Valles San Luis Potosí (Centro) (Moran- Zenteno, 1984; López-Ramos, 1981), constituidas por calizas arrecifales, postarrecifales y de talud, al mismo tiempo en las depresiones se depositan sedimentos calcáreos de mar abierto con fauna pelágica. (Córdoba, 1994).

El Cretácico Tardío se caracterizó por el establecimiento de secuencias más siliciclásticas debido a una regresión marina. Además, comienza el inicio de la Orogenia Laramide que da como resultado las primeras pulsaciones de la Sierra Madre Oriental y la formación de la Cuenca de Parras (López-Ramos, 1981).

Cretácico Tardío

Durante el Albiano Tardío al Cenomaniano Tardío, continúa el desarrollo de los elementos arrecifales del Albiano Temprano (formaciones

Aurora y Acatita), mientras que hacia el sur de la misma cuenca se depositaron calizas pelágicas con pedernal de la Formación Cuesta del Cura y Formación Tamaulipas Superior, en zonas de cuencas profundas (Padilla y Sánchez, 1986, Goldhammer, 1999) (Figura 3.3).

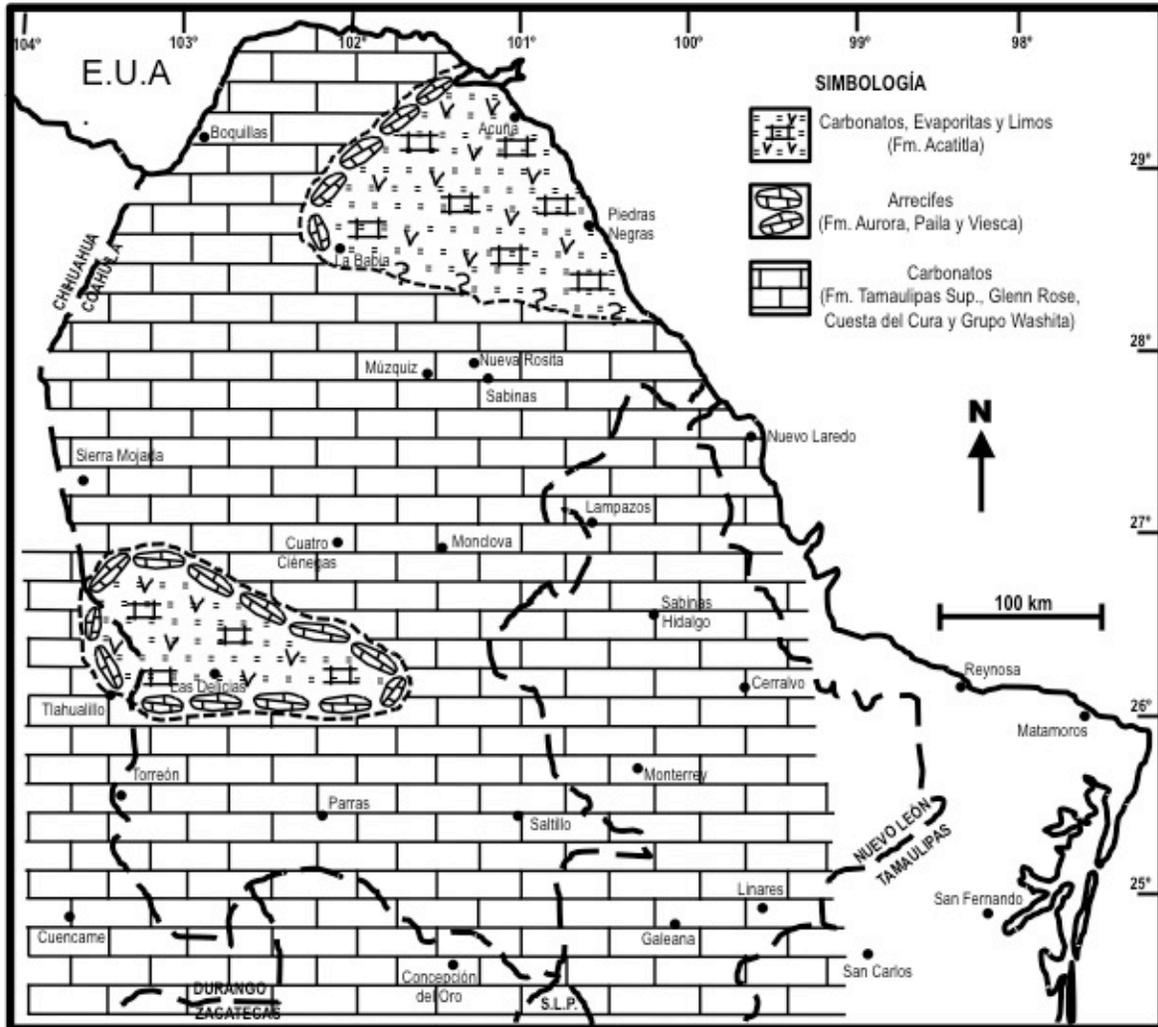


Figura 3.3. Mapa paleogeográfico del noreste de México durante el Albiano-Cenomaniano (modificada de Padilla y Sánchez, 1986).

Hacia el Turoniano, el área fue completamente cubierta por aguas marinas, pero el desarrollo de las grandes secuencias de carbonatos disminuyó bruscamente, depositándose una secuencia más lutítica con menor cantidad de carbonatos cubriendo casi todo el estado de Coahuila (Padilla y Sánchez, 1986). En las plataformas se produjo el depósito de

estratos de calizas y capas de lutitas de la Formación Indidura y la Formación Boquillas; hacia el sur de Texas se depositaron lutitas calcáreas con alternancia de calizas de la Formación Eagle Ford (Figura 3.4) de ambiente de plataforma (Padilla y Sánchez, 1982), y más hacia el este se depositaron carbonatos de la Formación Agua Nueva (Padilla y Sánchez, 1986), bajo condiciones de circulación restringida (Sohl et al., 1991).

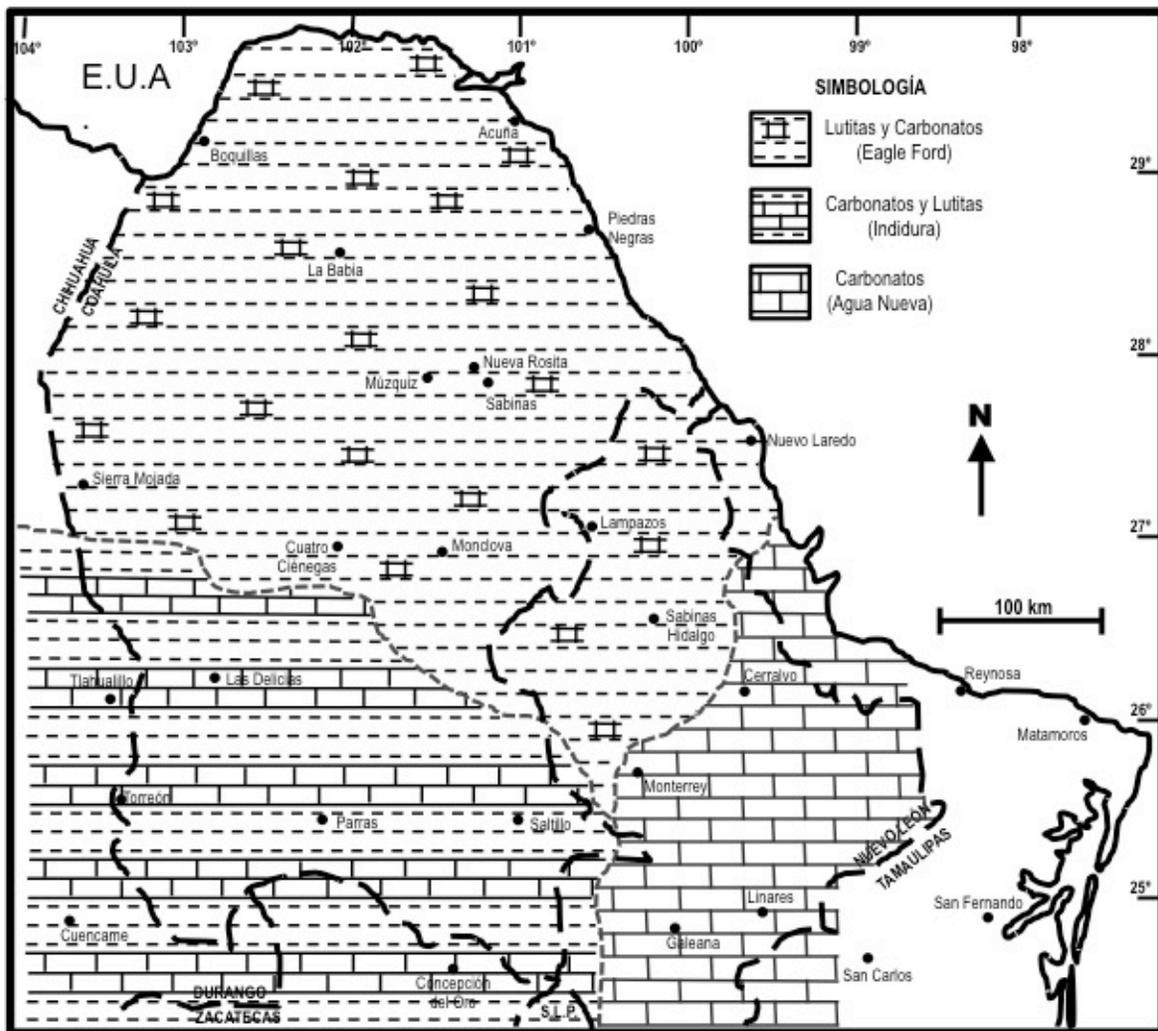


Figura 3.4. Mapa paleogeográfico del noreste de México durante el Turoniano (modificada de Padilla y Sánchez, 1986).

Durante el Coniaciano-Santoniano, los patrones sedimentarios cambiaron muy poco. La parte norte y centro del actual estado de

Coahuila fue cubierta por carbonatos y lutitas de agua poco profunda, que se han considerado equivalentes al Grupo Austin (López-Ramos, 1981), mientras que la parte sur de esta área fue cubierta por areniscas y lutitas de la Formación Caracol. Entre Torreón y Monterrey se originó un depósito de sedimentos más arcillosos correspondientes a la parte inferior de la Lutita Parras (Padilla y Sánchez, 1982; Padilla y Sánchez, 1986). Hacia el este se depositó de una secuencia más espesa de carbonatos y lutitas de estratificación delgada con horizontes de bentonita de la Formación San Felipe (Padilla y Sánchez, 1986) (Figura 3.5).

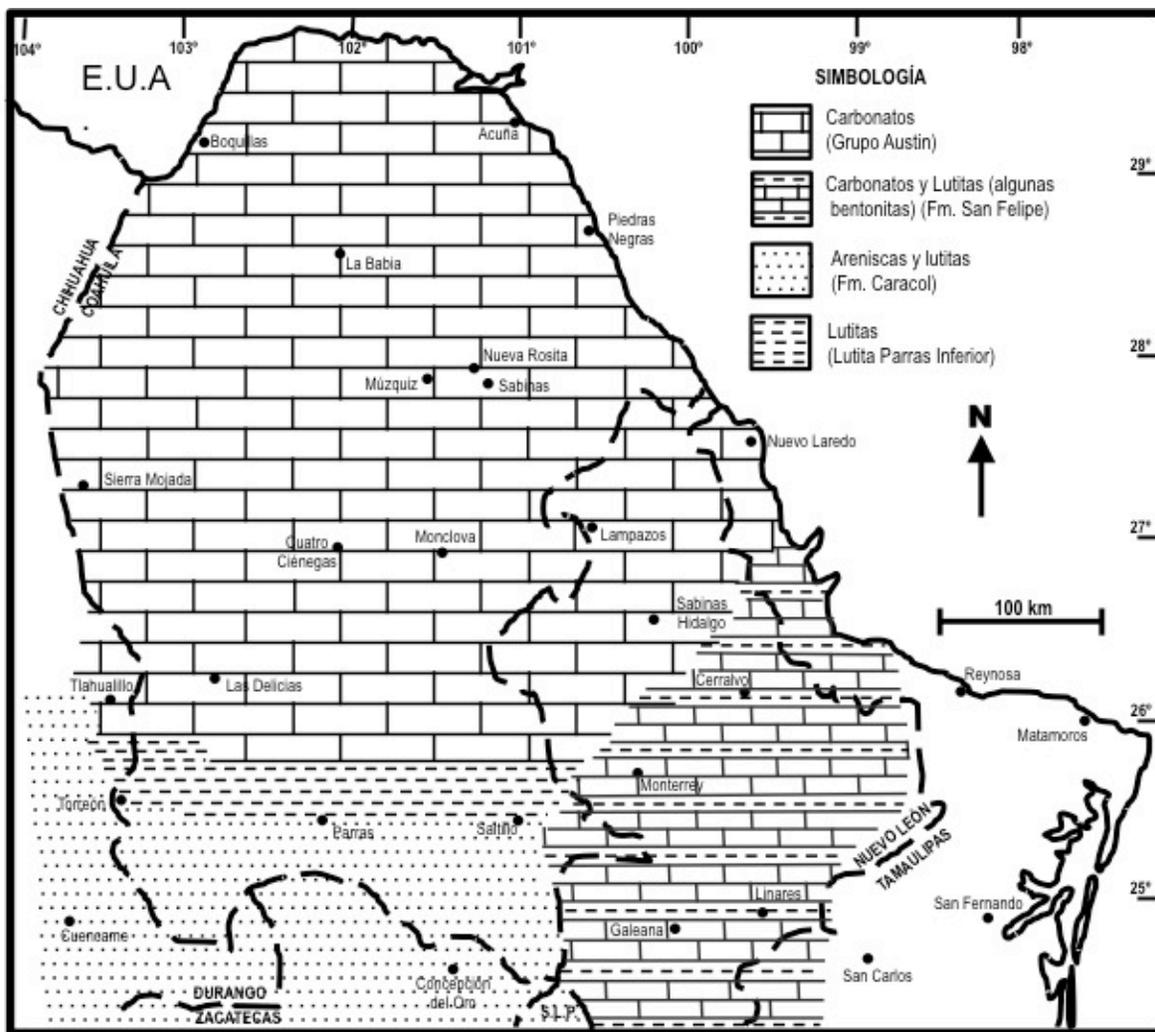


Figura 3.5. Mapa paleogeográfico del noreste de México durante el Coniaciano-Santoniano (modificada de Padilla y Sánchez, 1986).

Del Campaniano al Maastrichtiano el área entera fue cubierta por sedimentos terrígenos provenientes de la parte oeste de México, debido a la regresión marina (Padilla y Sánchez, 1986). Dicho evento está representado por las formaciones Méndez y Parras en el noreste de México. Los sedimentos fueron productos de levantamientos orogénicos que empezaron en este tiempo y que culminaron con la formación de estructuras plegadas, características de la Sierra Madre Oriental (Morán-Zenteno, 1994). Posteriormente la Orogenia Laramide provocó el desarrollo de las cuencas de Parras y La Popa, que albergaron rellenos sedimentarios de este evento que componen al Grupo la Difunta. Al mismo tiempo se desarrolló el Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental, migrando la deformación desde el oeste al este (López-Ramos, 1981) (Figura 3.6).

Cenozoico

Al final del Cretácico y durante el Terciario Temprano, las rocas depositadas durante el Mesozoico Tardío fueron plegadas y falladas por efectos de la Orogenia Laramide. En términos de placas tectónicas, la deformación Laramide ha sido definida como un cambio en el movimiento relativo entre dos placas. La Placa Farrallón de un movimiento lento y oblicuo, rápidamente convergió debajo de la Placa Americana (Coney, 1976). Existió un asociado incremento en la pendiente de la placa subducida que creó esfuerzos compresionales en la corteza superior y consecuente deformación (Coney, 1978; Dickinson, 1981). Dentro de la Cuenca de Sabinas las estructuras creadas durante este periodo consisten en pliegues anticlinales alargados, relativamente angostos, doblemente buzantes, ocasionalmente bifurcados y orientados NW — SE. Sobre las plataformas de Coahuila y El Burro las estructuras están marcadas por pliegues anticlinales suaves y amplios en forma de domos y orientados NW — SE (Cuevas, 1984).

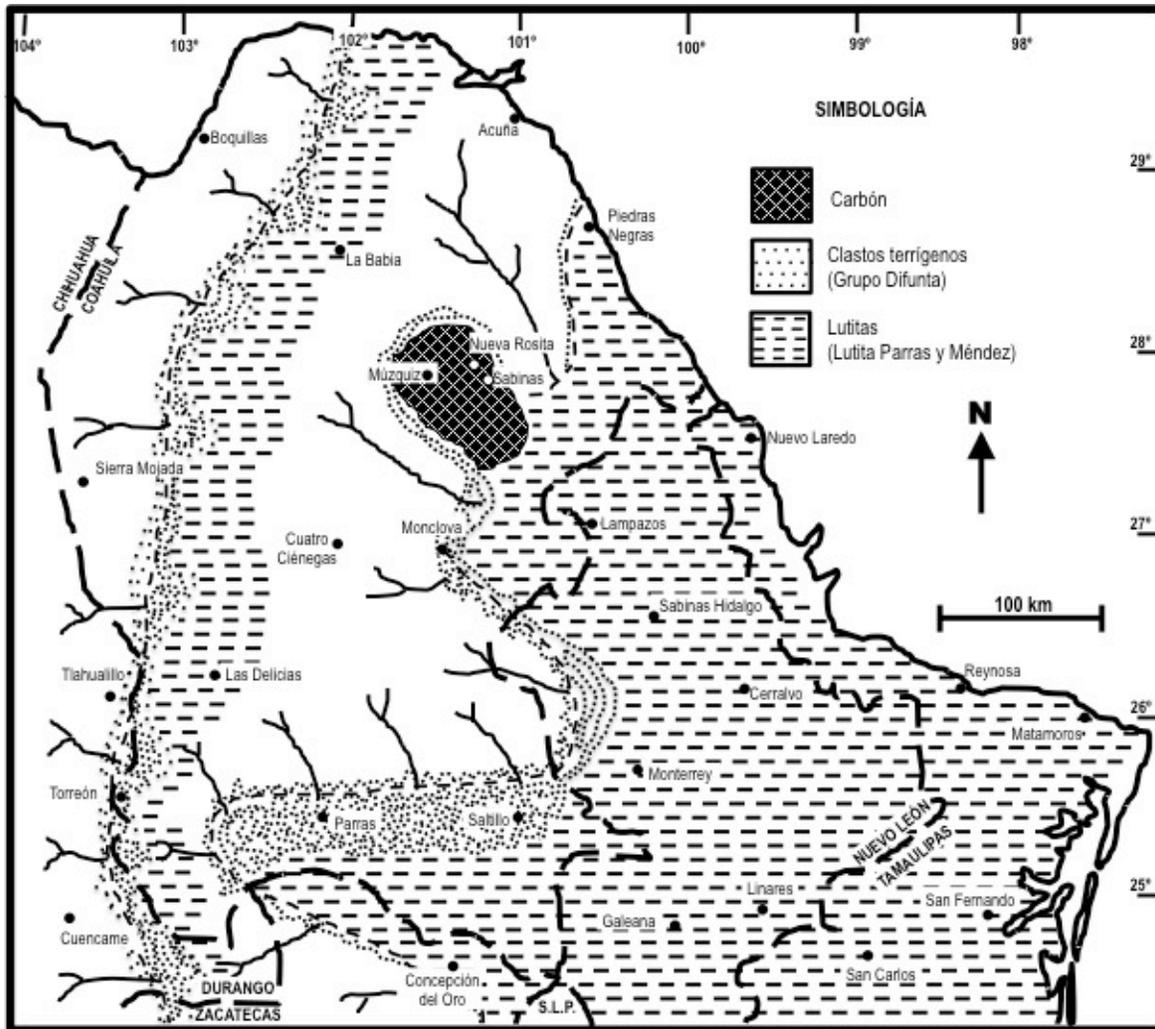


Figura 3.6. Mapa paleogeográfico del noreste de México durante el Campaniano-Maastrichtiano (modificada de Padilla y Sánchez, 1986).

En la cuenca de Sabinas la Orogenia Larámide detonó el flujo de fluidos asociado a las zonas más profundas de la cuenca, iniciándose así la acumulación de yacimientos estratoligados en el noreste de México, los cuales se acumularon preferencialmente en los bordes de las plataformas que limitan dicha cuenca. Las condiciones de temperatura, composición y presión de los fluidos transportadores y mineralizantes han quedado registradas en minerales neoformados como la celestina, barita, fluorita, esfalerita, barita, dolomita y calcita (González-Sánchez et al., 2007; González-Partida et al., 2008a; González-Partida et al., 2010) (Figura 3.7).

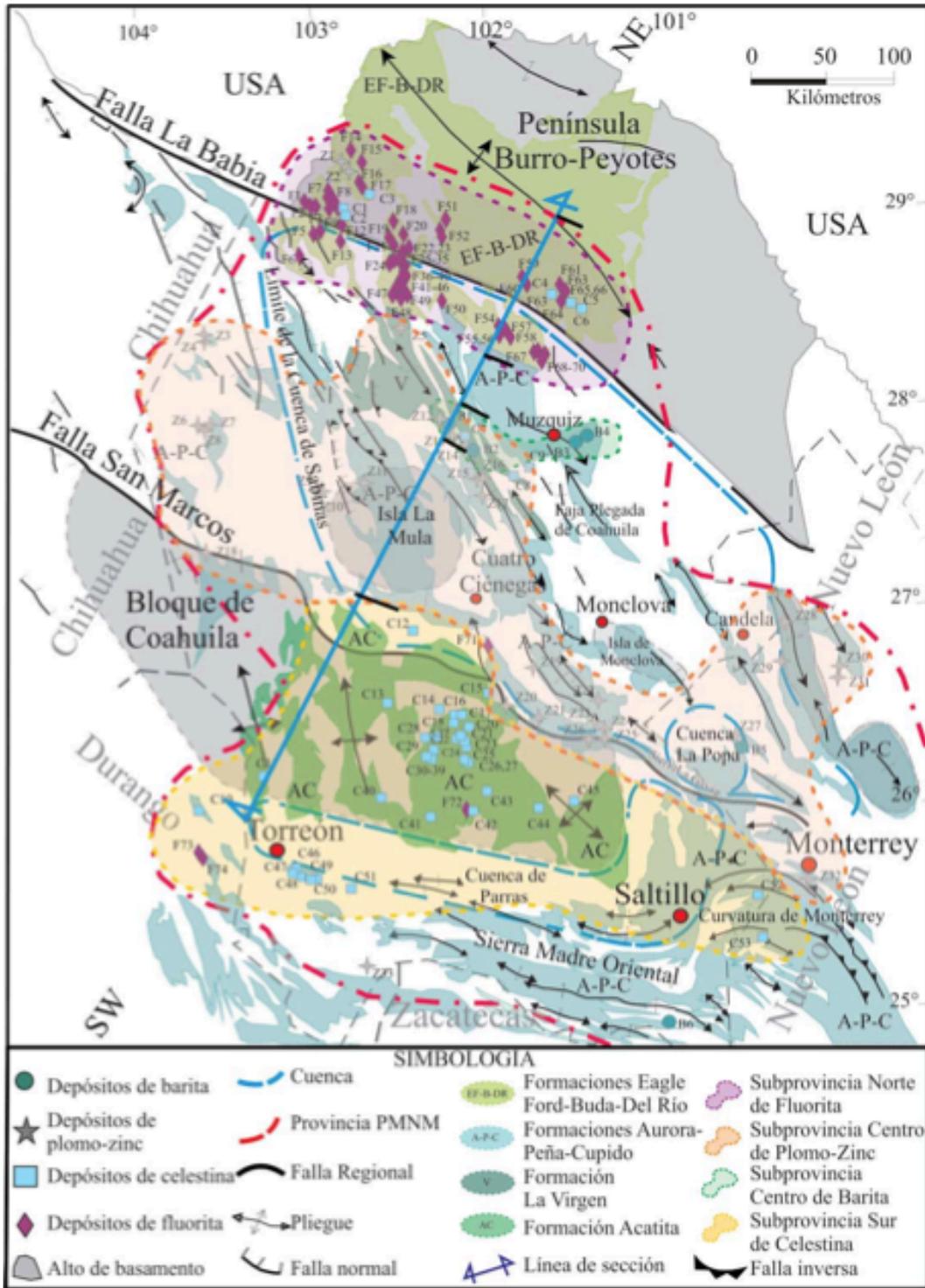


Figura 3.7. Mapa de la Provincia MVT del Noreste de México, que contiene la Cuenca de Sabinas, con la ubicación de los depósitos minerales conocidos de tipo MVT y asociados, desarrollados durante el Cenozoico (modificado de González-Partida et al., 2008b).

3.3 ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

En el área de estudio, las rocas que afloran en los alrededores son predominantemente del Cretácico marino y reflejan la evolución paleogeográfica de la zona norte del Golfo de Sabinas (Figura 3.8). A continuación se describen las unidades.

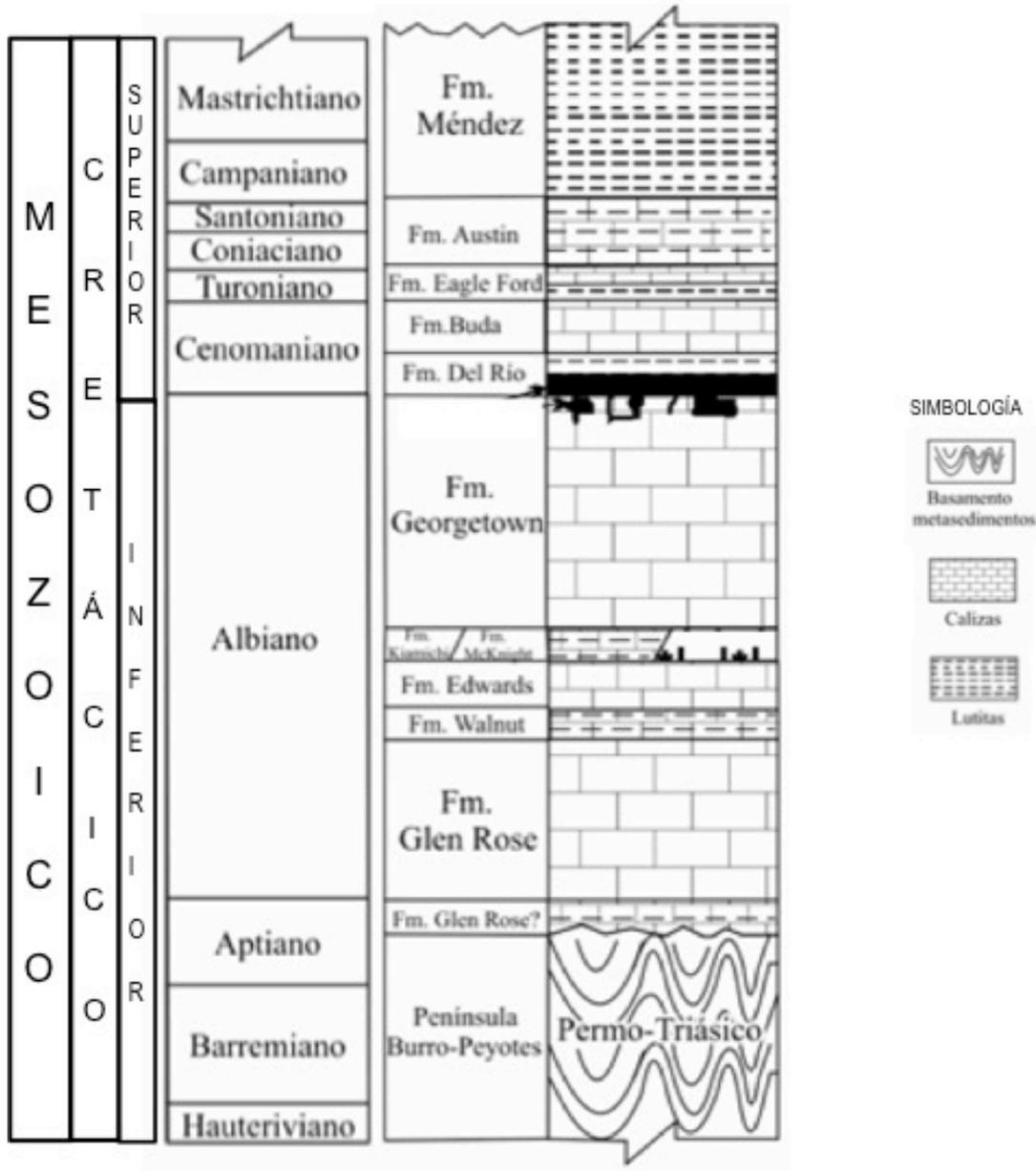


Figura 3.8. Columna estratigráfica de la zona donde se encuentra ubicada el área de estudio (modificada de González-Sánchez, 2008).

Eratema Mesozoico

Sistema Cretácico

Serie Cretácico Inferior

Calizas correlacionables con la Formación Cupido

Unidad de calizas que consiste en capas gruesas de mudstone color gris oscuro con intercalaciones de pedernal y pirita de edad Hauteriviano-Aptiano. De acuerdo a Guzmán (1973) esto corresponde a la facies de cuenca, mas que a la facies de plataforma o facies marginal de la Formación Cupido, depositada en un ambiente de aguas profundas, sin embargo Barragán & Maurrasse (2008) consideran que su depositación fue en un ambiente de plataforma somera.

Formación Glen Rose

Hill (1891) utilizó el término de capas Glen Rose para diferenciar la parte superior del Grupo Trinity al referirse a estratos de caliza y caliza arenosa, alternando con estratos delgados de arcilla arenosa, arenisca y marga, expuestas a lo largo del río Paluxy en las cercanías del poblado Glen Rose, en el condado de Somerwell, Texas, pero hasta 1967, Barnes le da el rango de formación.

En el área de estudio esta formación está constituida por calizas con líneas estilolíticas de estratificación gruesa con algunos estratos medianos a gruesos de lutita (Santiago-Carrasco et al., 2002) y se encuentra distribuida en el centro y sur del estado de Texas, en Chihuahua y en menor proporción en la parte noreste de Coahuila (Romo-Ramírez et al., 2002).

La Formación Glen Rose sobreyace concordantemente a las formaciones Travis Peak y La Peña, y de manera transicional a la Formación Tamaulipas Superior y subyace a las formaciones Telephone Canyon, West Nueces y Walnut (Hernández-Ávila & Franco-Vega, 2004).

Hill (1981) de acuerdo a su contenido fósil le asigna una edad de Cratácico Inferior (Albiano); Young en 1967, por el contenido de amonites, la considera de edad Aptiano tardío a Albiano temprano y se correlaciona con la parte superior de la Formación Tamaulipas Superior (Santiago-Carrasco et al., 2002). La Formación Glen Rose fue depositada en aguas poco profundas (plataforma somera) (Ramírez & Acevedo, 1957).

Formación Walnut

Fue descrita por Hill (1891) en la localidad tipo de Walnut Springs, Condado del Bosque, Texas, quien la describe como una secuencia de arcillas amarillentas y calizas en capas laminares.

Esta unidad está constituida por capas de mudstone arcilloso color gris con bioclastos, pelets y abundante microfauna plancónica, que tiene algunas intercalaciones con lutitas calcáreas y ocasionales capas de areniscas gris verdoso de grano fino. La Formación Walnut sobreyace y subyace transicionalmente a la Formación Glen Rose y a la Formación Edwards respectivamente. La Formación Walnut se distribuye, en México, en el estado de Chihuahua y en Coahuila, específicamente en la Serranía del Burro y en la Sierra Hermosa de Santa Rosa, al noroeste de Múzquiz.

Por su contenido microfaunístico (calciesferúlidos, hedberguélidos, favusélidos y radiolarios calcificados) se le asigna una edad de Albiano Medio y es correlacionable con la Formación Cox. Esta unidad fue depositada en un ambiente de plataforma profunda con variaciones a

condiciones batiales de profundidades moderadas (Humphrey & Díaz, 1956).

Formación Edwards

Hill & Vaughan (1899) le asignan el nombre de Caliza Edwards y su localidad tipo se encuentra en Barton Creek, cerca de Austin, Texas, donde la litología consiste en calizas con nódulos de pedernal.

En el noreste de México, su litología consiste en caliza de estratificación media a gruesa color gris a blanco, que en su parte basal contiene localmente capas o lentes de arenisca calcárea, y en su parte superior tiene abundantes nódulos de pedernal (Humphrey & Díaz, 1956). En el noreste de México esta unidad está distribuida en la Serranía del Burro en Coahuila.

La Formación Edwards sobreyace concordantemente a la Formación Walnut y subyace discordantemente a la Formación Kiamichi (Santiago et al., 2003). En base a su contenido paleontológico y posición estratigráfica se le asigna una edad de Albiano Medio y es correlacionable con las formaciones Aurora y Tamaulipas Superior y tiene un ambiente de depósito de plataforma interna de aguas someras (Humphrey & Díaz, 1956).

Formación Kiamichi

La Formación Kiamichi fue denominada por primera vez por Hill (1891) como Arcilla Kiamitia. Posteriormente cambió de nombre a Formación Kiamichi por Sellards et al. (1966). Su localidad tipo de encuentra en las planicies del Río Kiamichi, cerca de Fort Towson al este del Condado de Choctaw, Oklahoma, E.U.A.

Esta unidad se constituye por una secuencia de margas y arcillas con intercalaciones delgadas de caliza y estratos delgados con fragmentos de conchas formando lentes. Está integrada por tres miembros: el miembro inferior lo forma una alternancia de calizas arcillosas y estratos delgados con lutitas que contienen fragmentos de ammonitas y equinodermos; el intermedio es un miembro calcáreo arcilloso de textura fina y estratificación mediana a gruesa; y el miembro superior que consiste en calizas arcillosas de estratos que van de delgados a laminares (Santamaría et al., 1991). De acuerdo a su contenido faunístico se le asigna una edad del Albiano Medio-Superior y se correlaciona con las formaciones Sombrerete, Cuesta del Cura, Aurora y Tamaulipas Superior (Santamaría et al., 1991).

En México, esta unidad se distribuye superficialmente en los estados de Coahuila y Nuevo León. En el subsuelo se reporta en el centro y norte de la Cuenca de Sabinas y Cuenca de Burgos (Santamaría et al., 1991; PEMEX, 1988). El contacto inferior de esta unidad es con la Formación Aurora y el superior es con el Grupo Washita, ambas son concordantes y transicionales. Cambia de facies lateralmente a las formaciones McNight, Glen Rose, Benevides y Tamaulipas Superior. Esta unidad fue depositada en un ambiente de plataforma externa (Santamaría et al., 1991).

Grupo Washita

Hill (1891) hizo la primera mención del Grupo Washita e incluía ocho unidades cartografiadas a lo largo del río Rojo (Red River). Humphrey & Díaz (2003) utilizan el término Grupo Washita Indiferenciado en el Golfo de Sabinas para designar una secuencia que consisten en una alternancia de sedimentos clásticos finos y rocas carbonatadas que afloran en las provincias paleogeográficas del Golfo de Sabinas y la Península de Tamaulipas.

Esta unidad está formada por sedimentos de calizas de estratificación mediana a gruesa con un alto contenido de miliolidos y rudistas hacia la parte superior, generalmente son comunes los nódulos y lentes de pedernal. En algunas ocasiones presenta horizontes de dolomitas de color gris oscuro de estratificación gruesa. El Grupo Washita fue perfectamente desarrollado sobre las áreas del antiguo Golfo de Sabinas, tiene un contacto superior probablemente discordante con la Formación Eagle Ford y un contacto inferior concordante y transicional con la Formación Kiamichi (Uribe & Cuevas, 1979).

En la región del Golfo de Sabinas, tres formaciones han sido diferenciadas en este grupo:

Formación Georgetown

Esta unidad fue descrita originalmente como Caliza Georgetown por Shumard en 1860, pero el término de Formación Georgetown lo propuso Hill en 1901 para los estratos expuestos en el río San Gabriel ubicado al este de Georgetown, Texas, por lo que éste se considera su localidad tipo (Housh, 2007).

De manera general, esta unidad consiste en calizas grises, de estratificación mediana a gruesa con textura fina y abundantes nódulos y lentes de pedernal y algunos microfósiles. Se le asigna una edad correspondiente al Albiano tardío, de acuerdo al contenido de su microfauna (Humphrey & Díaz, 2003).

La Formación Georgetown se encuentra ampliamente distribuida en el Golfo de Sabinas, ubicándose en los estados de Chihuahua, Coahuila y Tamaulipas (Hill & Vaughan, 1899). Esta unidad tiene un contacto inferior con la Formación Kiamichi y un contacto superior con la Formación Del Río, ambas son concordantes y transicionales (Uribe & Cuevas, 1979).

Esta unidad se formo en un depósito de ambientes neríticos de aguas someras a lo largo de bordes de plataforma (Humphrey & Díaz, 2003).

Formación Del Río

El nombre de Lutita Del Río fue propuesto por Hill y Vaughan en 1898 para una secuencia de lutitas fosilíferas en el Valle Del Río Grande, cerca del Río Texas, estados Unidos de América. Su localidad tipo se encuentra en el Cerro de la Cruz, 3 km al sur de la ciudad Del Río, Condado de Valverde, Texas (Castillo-Madrid, 1982).

Esta unidad se compone de lutitas intercaladas con calizas arcillosas de estratificación delgada y contienen numerosos equinodermos y fragmentos de ammonites, que permiten asignarle una edad de Cenomaniano temprano. (Pascacio-Toledo, 2005; Uribe & Cuevas, 1979).

Esta formación se encuentra aflorando en la mayor parte del Golfo de Sabinas. Sobreyace concordante y transicionalmente a la Formación Georgetown y subyace de igual forma a la Formación Buda. Se determina por el contenido faunístico a esta unidad, un depósito en un ambiente nerítico con un gran aporte de terrígenos, provocado posiblemente por movimientos orogénicos (Pascacio-Toledo, 2005).

Formación Buda

Hill (1889) asignó a esta unidad el nombre de Caliza Shoal Creck para designar a un conjunto de calizas en Tezas, pero posteriormente le dio el nombre de Caliza Buda. Más tarde fue nombrada Formación Buda por primera vez por Vaughan (1900). Su localidad tipo se encuentra ubicada en una continuidad de granjas del Condado de Hays, Texas. Dicha unidad está compuesta por calizas de estratificación delgada a media, hacia la parte superior presenta intercalaciones de lutita. Esta unidad se caracteriza por presentar un alto contenido faunístico (ammonites, equinodermos, bivalvos) (Pascacio-Toledo, 2005) que permiten asignarle

una edad de Cenomaniano temprano a medio (PEMEX, 1988) y se correlaciona con la parte media de la Fm. Indidura, y con la parte superior de las formaciones Tamaulipas Superior, Aurora, El Abra y Cuesta del Cura (Humphrey & Díaz, 2003).

En México, esta formación se encuentra distribuida en Chihuahua y en el norte y noreste de Coahuila, así como en Múzquiz y en Nuevo León. Presenta un contacto inferior concordante y transicional con la Formación Del Río y un contacto superior concordante y brusco con la Formación Eagle Ford. De acuerdo a su fauna y litología, es posible que esta unidad haya sido depositada en un ambiente nerítico de aguas tranquilas (Uribe & Cuevas, 1979).

Serie Cretácico Superior

Formación Eagle Ford

La Formación Eagle Ford fue estudiada por primera vez por Römer (1852), quien la incluyó bajo el nombre de lutitas negras en sus formaciones de la región de New Braunfels, Texas. Más tarde, Hill (1887) establece que estos estratos se encuentran en la base de la Serie del Golfo, y en la cima de las Arenas Woodbine asignando por primera vez el nombre de Lutita Eagle Ford.

Su localidad tipo se encuentra en Eagle Ford, situado a 9.65 km al oeste de Dallas, Texas, Estados Unidos de América (Sellards et al., 1966). Esta unidad se compone una secuencia de calizas arcillosas, de estratificación laminar que alternan con lutitas y margas, presentando fragmentos de pelecípodos; con base en su contenido faunístico se le ha asignado una edad de Cenomaniano tardío-Turoniano temprano (Eguiluz,

2001) y se correlaciona con las formaciones Agua Nueva, Indidura y Ojinaga.

Esta unidad se encuentra en la superficie y en el subsuelo del Golfo de Sabinas, en los bordes de la Península de Tamaulipas y en los bordes de noreste de la Cuenca de Burgos al norte de Nuevo León (PEMEX, 1988). Sobreyace concordantemente a la Formación Buda y subyace transicional y concordantemente con la Formación Austin (Santamaría et al., 1991). Por sus características litológicas, esta formación tuvo su depósito en un ambiente nerítico-medio que representa un sistema transgresivo con un gran aporte de material terrígeno (Eguiluz, 2001).

Formación Austin

La Formación Austin fue descrita por primera vez por Shumard (1860) bajo el término de Caliza Austin, para designar a una alternancia de carbonatos y lutitas. La localidad tipo se encuentra ubicada en los alrededores de Austin, Texas, E.U.A.

Esta unidad se constituye por una alternancia de lutita gris ocasionalmente carbonosa y caliza gris de estratificación gruesa hacia la base y delgada en el resto de la unidad. De acuerdo a Santamaría et al. (1991), esta unidad tiene un espesor promedio es de 200m. Hacia el este del Golfo de Sabinas, esta unidad se torna más calcárea aumentando sus espesores de caliza (Santiago et al., 2003; Escalante et al., 2002; Santamaría et al., 1991). De acuerdo a su contenido paleontológico (foraminíferos planctónicos, inocerámidos y ammonites) y a su posición estratigráfica, se le asigna una edad de Turoniano tardío-Santoniano (Goldhammer & Johnson, 2001), correlacionándose con las formaciones Ojinaga, Caracol, Parras, Méndez y San Felipe (Santamaría et al., 1991).

En México, la Formación Austin se encuentra en la superficie y subsuelo del Golfo de Sabinas, en la porción norte de la Península de Tamaulipas y en el borde noroccidental de la Cuenca de Burgos (PEMEX, 1988). Su contacto inferior es concordante y transicional con la Formación Eagle Ford y el superior con la Formación Upson (del Grupo Taylor). Lateralmente cambia de facies a las formaciones Indidura, San Felipe, Aguja y Pen. La Formación Austin se depositó en facies de plataforma externa, relacionada a frentes de sistemas fluviodeltáicos (PEMEX, 1988).

ERA	PERIODO	EPOCA	EDAD	MESA CENTRAL	ÁREA DE ESTUDIO	PARTE SUR DE LA CUENCA DE SABINAS	CUENCA TAMPICO-MISANTLA				
MESOZOICO	CRETÁCICO SUPERIOR	MAASTRICHTIANO	Formación Caracol	Formación Méndez	Lutita Parras	Lutita Parras	Formación Méndez				
		CAMPANIANO					Formación Austin	Formación San Felipe			
		SANTONIANO						Formación Eagle Ford	Formación Agua Nueva		
		CONIACIANO	Formación Buda	Formación Tamaulipas Superior	Fm. Tamabra						
		TURONIANO	Formación Cuesta del Cura		Formación Del Río	Fm. Tamps. Sup					
		CENOMANIANO	Formación La Peña		Fm. Georgetown	Fm. El Abra	Fm. Otates				
		ALBIANO		Formación Kuanichi Formación Jalapa Formación Escobedo	Formación La Peña						
		APTIANO	Formación Glen Rose	Formación Cupido							
		BARREMIANO	Formación Cupido	Formación La Virgen							
		HAUTERIVIANO		Formación La Mula							
		VALANGINIANO		Formación Padilla							
		BERRIASIANO	Formación Taraises	Formación Barril Viejo	Formación Tamauilpas Inferior						
	CENOZOICO	SUPERIOR	TITHONIANO	Formación La Caja	Península Burro-Peyotes		Formación La Casita	Fm. La Casita	Fm. Pimienta		
			KIMMERIDGIANO					Formación Zuloaga	Fm. San Andrés	Fm. Chi-poco	Fm. Jamán
			OXFORDIANO					Formación Minas Viejas	Formación Santiago		
			CALLOVIANO					Formación La Joya	Formación Tepexic		
		MEDIO	BATHONIANO	Formación Nazas	Península Burro-Peyotes (basamento metasedimentario)	Conglomerado basal ?	?	Formación Cahuasas			
			BAJOCIANO				?				
			ALENIANO				?				
			TOARCIANO				?				
			PUENSCHACHIANO				Formación Huayacocotla				
			SINEMURIANO				?				
			HETTANGIANO				?				
			RHAETIANO				Formación Huizachal				
		INFERIOR	NORIANO	Formación Zacatecas	Península Burro-Peyotes (basamento metasedimentario)	Conglomerado basal ?	?				
			CARINIANO				?				
			LADINIANO				?				
			ANISIANO				?				
OLENIGIANO	?										
Basamento											

Figura 3.9. Columnas estratigráficas que correlacionan el área de estudio con zonas aledañas: Mesa central (modificada de Tristán-González, 2008), Parte sur de la Cuenca de Sabinas (modificada de González-Sánchez, 2008), Cuenca Tampico-Misantla (modificada de PEMEX, 2000).

4. DESCRIPCIÓN DE LA FORMACIÓN EAGLE FORD EN EL ÁREA DE ESTUDIO

4.1 FORMACIÓN EAGLE FORD: DEFINICIÓN Y DISTRIBUCIÓN

La Formación Eagle Ford fue estudiada por primera vez por Römer (1852), quien la incluyó bajo el nombre de lutitas negras con restos de peces de Eagle Ford en sus “formaciones al pie de las tierras altas” en la región de New Braunfels, Texas, Estados Unidos de América. La siguiente mención de Eagle Ford fue por Shumard (1860), quien ubicó las capas con restos de peces y mosasauridos de Eagle Ford bajo la “Creta” Austin. Posteriormente, Hill (1887) le asigna por primera vez el nombre de Lutita Eagle Ford.

Esta unidad ha sido considerada en Texas como Grupo Eagle Ford. Su localidad tipo se encuentra en el poblado de Eagle Ford (condado de Dallas), a 9.65 km al oeste de la ciudad de Dallas, Texas (Sellards et al., 1966). En esta localidad, el Grupo Eagle Ford ha sido dividido en tres unidades (Sohl, et al. 1991): 1) aproximadamente 7m de areniscas café a grises, limolitas y lutitas con nódulos fosfáticos, 2) aproximadamente 90 m de lutita calcárea café interestratificada con caliza y limolitas con ocasional presencia de bentonita, 3) cerca de 30m de lutita calcárea gris con pocas capas delgadas de limolitas con abundantes concreciones calcáreas que a su vez presenta en su parte superior horizontes ricos en peces fósiles.

Hacia el sur de Texas y noreste de México, esta unidad está indiferenciada y de acuerdo a Escalante et al. (2002) ha sido reportada como formación por varios autores (Moreman, 1927; Sellards et al., 1966; Morán-Zenteno, 1984; Cobban, 1988; Sohl et al., 1991) y consiste en lutitas calcáreas y calizas arcillosas de color gris que intemperizan a colores amarillentos.

Esta formación se reporta desde el noreste de Texas, EUA. En México se encuentra ampliamente distribuida en el noreste, en la superficie y en el subsuelo de la Cuenca de Sabinas, en el estado de Coahuila y en los bordes de la península de Tamaulipas, así como en el

borde noroeste de la Cuenca de Burgos al norte de Nuevo León (PEMEX, 1988). Sus espesores mínimos son de 45 metros y máximos de 480 (Santamaría et al., 1991; Eguiluz, 2001).

En el noreste de México, esta unidad sobreyace concordantemente a la Formación Buda y su contacto superior es transicional y concordante con la Formación Austin (Santamaría et al., 1991). Hacia el oeste del estado de Coahuila la Formación Eagle Ford presenta un cambio lateral de facies, marcado por un aumento de niveles arcillosos (Formación Ojinaga) (Sánchez et al., 2002). Esta unidad ha sido considerada como Cenomaniano medio a Turoniano (Sohl, et al 1991). Hasta la fecha, no existen trabajos bioestratigráficos de alta resolución en esta unidad, sin embargo la presencia de *Rotaliporia cushmani* (fósil índice del Cenomaniano Superior) y del bivalvo inocerámico *Inoceramus labiatus* (fósil índice del Turoniano), se considera esta unidad como Cenomaniano superior - Turoniano superior y es correlacionable en edad con la Formación Indidura (sur del Golfo de Sabinas), Formación Agua Nueva (Cuenca Tampico-Misantla), Formación Soyatal (ambiente pelágico, Plataforma Valles San Luis Potosí) en el centro y norte de México. De acuerdo a Eguiluz (2001), la Formación Eagle Ford fue depositada en un ambiente nerítico-medio y representa un sistema transgresivo con mayor aporte de terrígenos.

4.2 FORMACIÓN EAGLE FORD EN EL ÁREA DE ESTUDIO

En el área de estudio, la Formación Eagle Ford aflora en dos zonas de canteras (Figura 4.1) situadas a aproximadamente 180 km al noroeste de la cabecera municipal de Múzquiz, Coahuila, en las cuales se explotan margas litográficas con fines comerciales. Dichas canteras son: Los Temporales ($28^{\circ} 57.296' N$ y $102^{\circ} 18.00' W$) y La Mula ($29^{\circ} 09.53' N$ y $102^{\circ} 30.96' W$) (Ver Figura 1, apartado de Localización y vías de acceso).

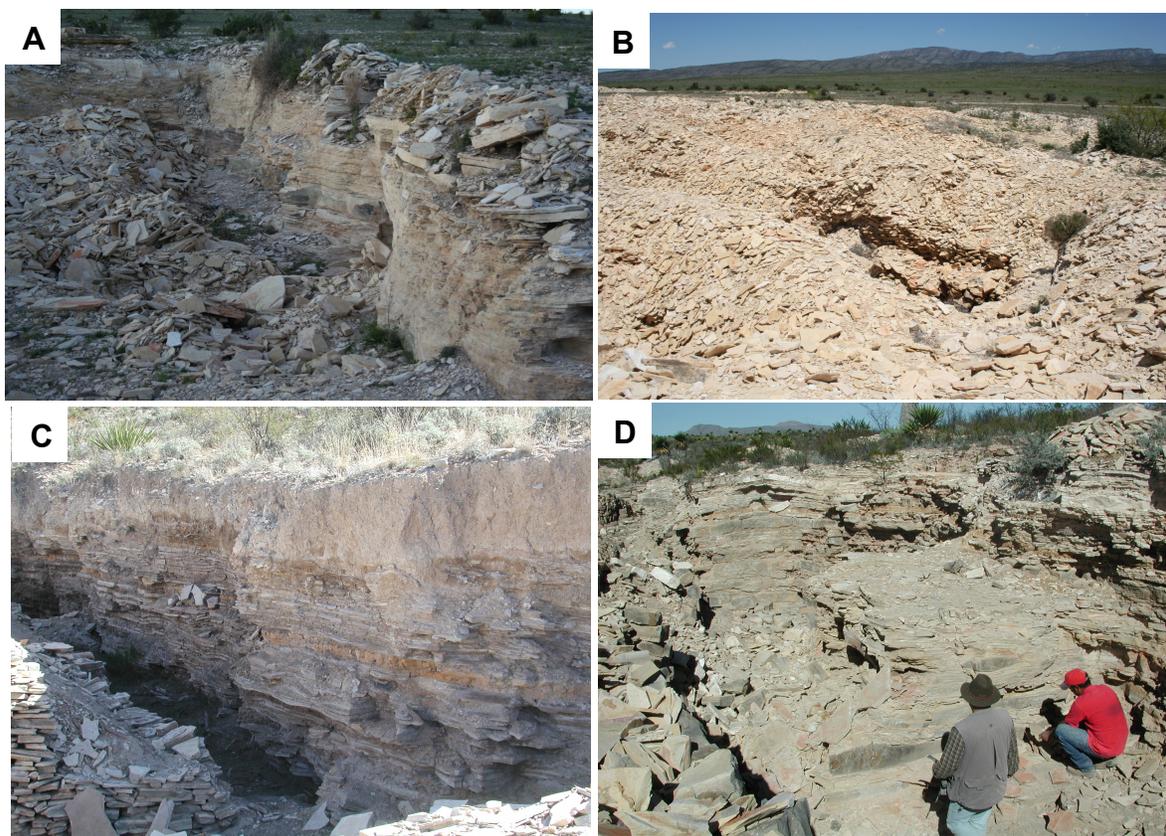


Figura 4.1. Canteras que se explotan con fines comerciales donde aflora la Formación Eagle Ford en Múzquiz, Coah. A y B) Canteras en el área de Los Temporales; C y D) Canteras en el área de La Mula.

4.2.1 Canteras Los Temporales

En las canteras de Los Temporales, esta unidad consiste en una sección de aproximadamente 4.5 m de marga fisil centimétrica a decimétrica (Figura 4.2). Hacia el techo aparece intercalado un horizonte centimétrico (8 cm) de limolitas de color anaranjado, que presenta estructura interna que consiste en láminas lenticulares paralelas a subparalelas al plano de estratificación interpretadas como bioturbación planar. Ocasionalmente las capas margosas están intercaladas con horizontes calcáreo arcillosos (efervescen con HCl) de aproximadamente 1cm de espesor, de color café claro y ocasionalmente de color rojizo por la presencia de óxidos de hierro, muy deleznable, los cuales pueden ser producto de disolución de carbonatos asociada a procesos postdiagenéticos. (Figura 4.3).

Las capas de marga presentan una coloración café amarillento en muestra fresca (Figura 4.4A) y color café claro con tonalidades que van de café claro a blanquecino (por costras de calcita) y ocasionalmente rojizo (por óxidos de hierro) en muestra intemperizada (Figura 4.4B). Su espesor varía de centimétrico (4 cm – 6 cm) a decimétrico (17 cm - 68 cm). Las capas se encuentran divididas en niveles de menor espesor que podrían ser confundidos con estratos independientes (Figura 4.4C). Esto da a la marga una fractura fisil, es decir, tiene la propiedad de fragmentarse en lascas de espesor centimétrico de forma paralela al plano de estratificación (Figura 4.4D).

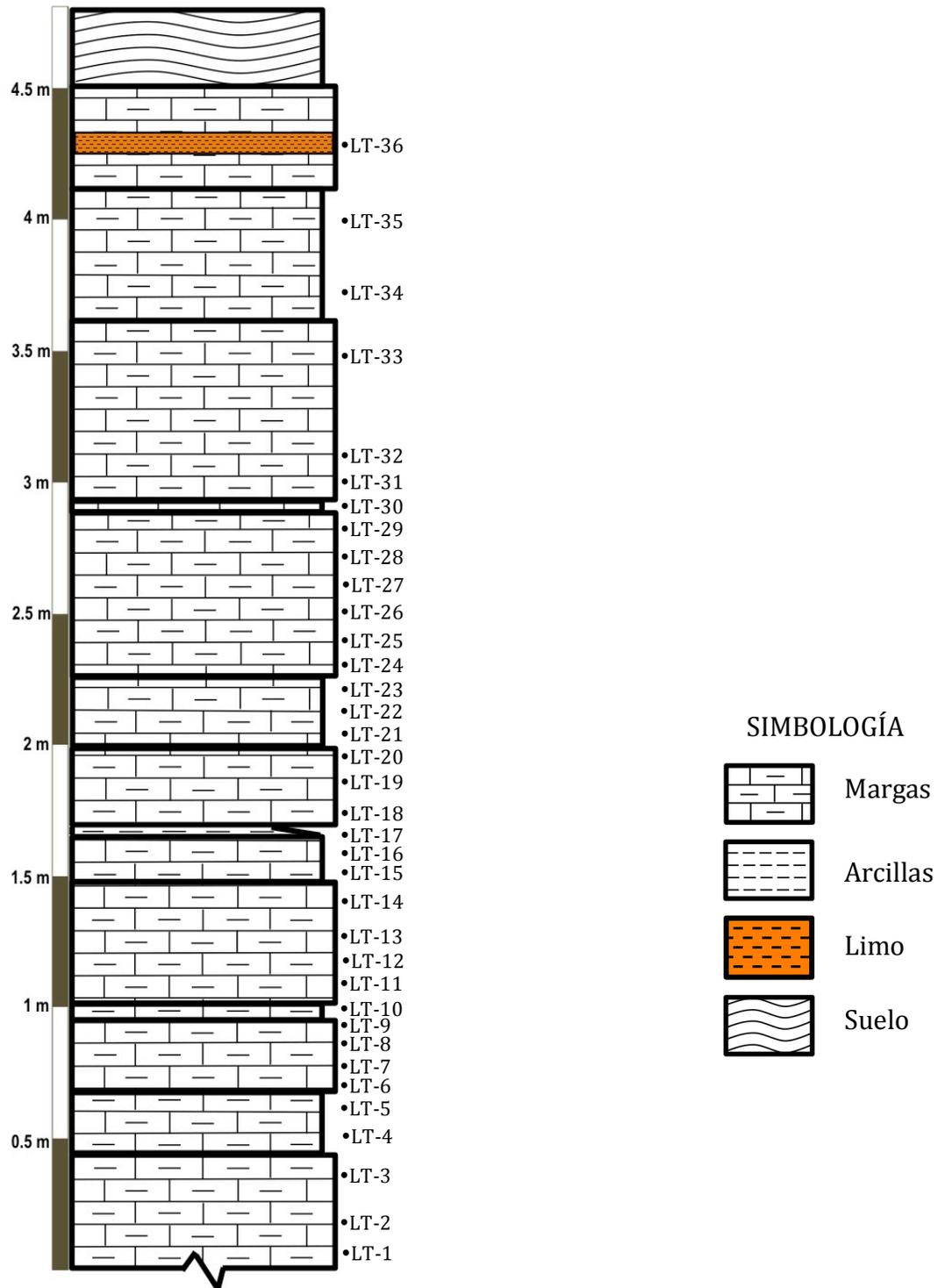


Figura 4.2. Columna estratigráfica de la Formación. Eagle Ford en el área de Los Temporales, Múzquiz, Coah., mostrando la ubicación de las muestras.

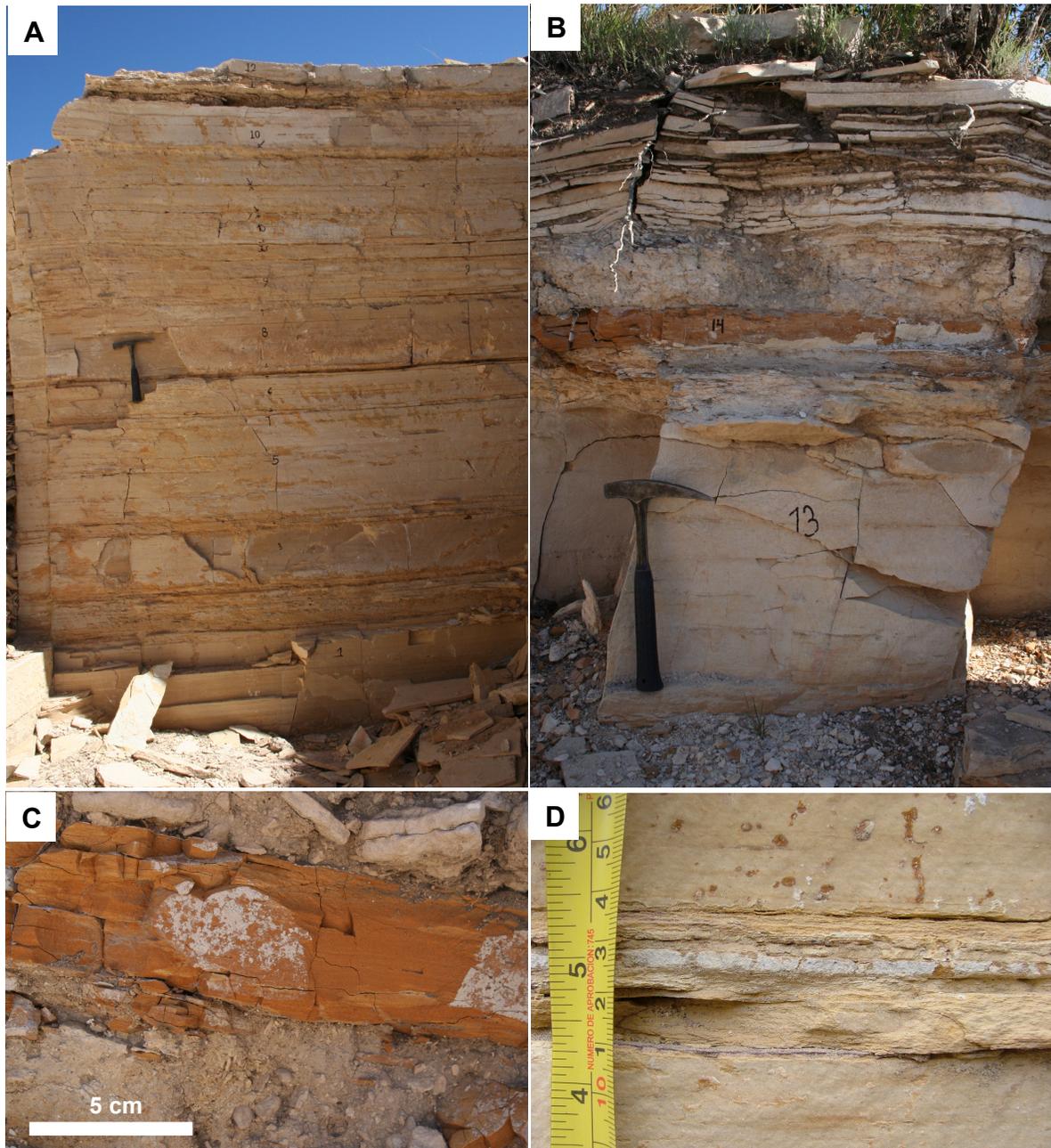


Figura 4.3. Afloramientos de la Formación Eagle Ford en canteras de Los Temporales. A y B) Afloramientos generales de la sección estratigráfica; C) Limo anaranjado; D) Horizonte calcáreo arcilloso.

En algunos niveles de la sección, la margas exhibe laminación paralela fina a escala milimétrica (Figura 4.4E), mientras que en otros niveles ésta está ausente y presenta bioturbación a nivel macroscópico posiblemente perteneciente al ichnogénero *Thalassinoides* (Figura 4.4F).

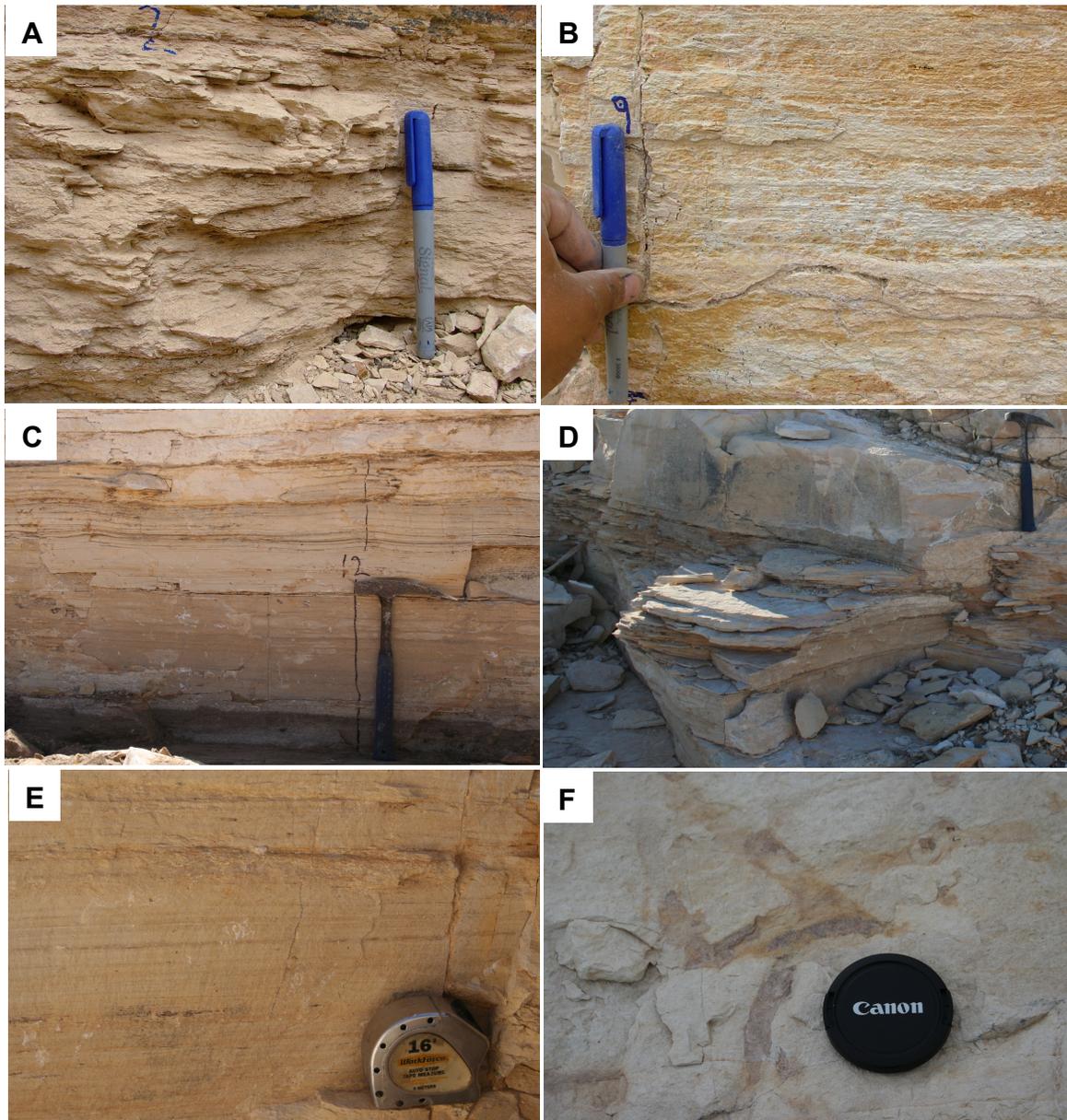


Figura 4.4. Afloramientos de la Formación Eagle Ford en canteras de Los Temporales. A) Muestra fresca; B) Muestra intemperizada mostrando encostramiento; C) Estrato con división interna; D) Fractura fisil; E) Margas que expone laminación paralela fina a escala milimétrica; F) Bioturbación tipo *Thalassinoides*.

La marga físil presenta paleobiota que consiste tanto en invertebrados como en vertebrados preservada en dos dimensiones. Los invertebrados están representados por conchas disueltas de diferentes especímenes de bivalvos, entre ellos el inocerámido *Inoceramus labiatus* (Figura 4.5A) y ammonites principalmente (Figura 4.5B). Los inocerámidos presentan conchas parcialmente disueltas y/o reemplazadas por calcita u óxido de hierro, mientras que los ammonites presentan conchas totalmente disueltas. Entre la biota vertebrada se encuentran restos de tiburones, así como peces teleósteos (Figura 4.5C y D). Los restos de tiburones consisten principalmente en dientes aislados, mientras que los peces están preservados como esqueletos completos, como esqueletos desarticulados y ocasionalmente preservación de partes blandas; algunos especímenes presentan reemplazamiento por óxido de hierro.

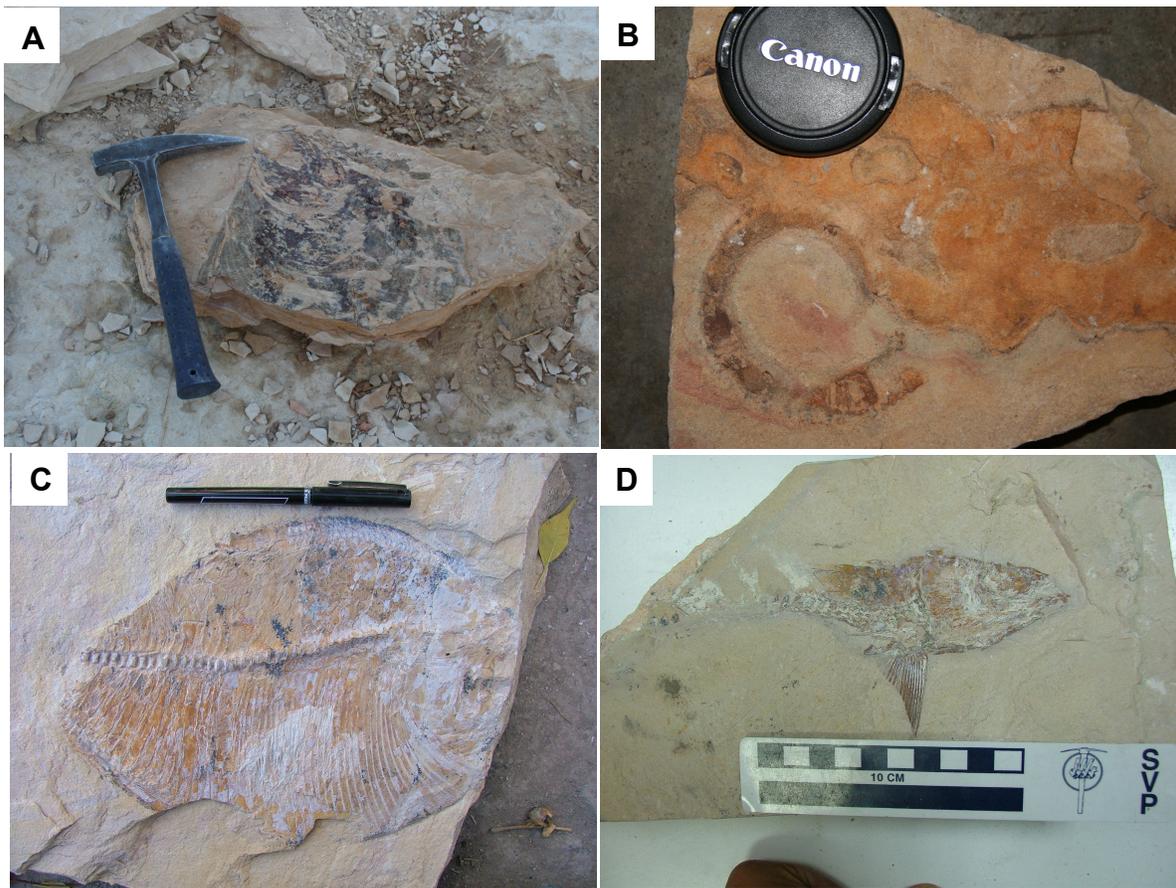


Figura 4.5. Biota fósil de la Formación Eagle Ford en la cantera de los Temporales. A) Bivalvo inocerámico; B) Ammonite no determinado; C) Pez no determinado; D) Pez teleósteo no determinado.

Algunas capas se encuentran alteradas por fluoritización, la cual se refleja por manchas y vetas de calcita que presentan una coloración violeta (Figura 4.6A y B). Esto es consistente por lo reportado por Blanco et al. (2008) para margas de la Formación Boquillas en la Mina de Fluorita la Encantada. Además, las capas presentan dendritas de óxido de manganeso que exponen una coloración negra y que presentan diferentes dimensiones (Figura 4.6C).

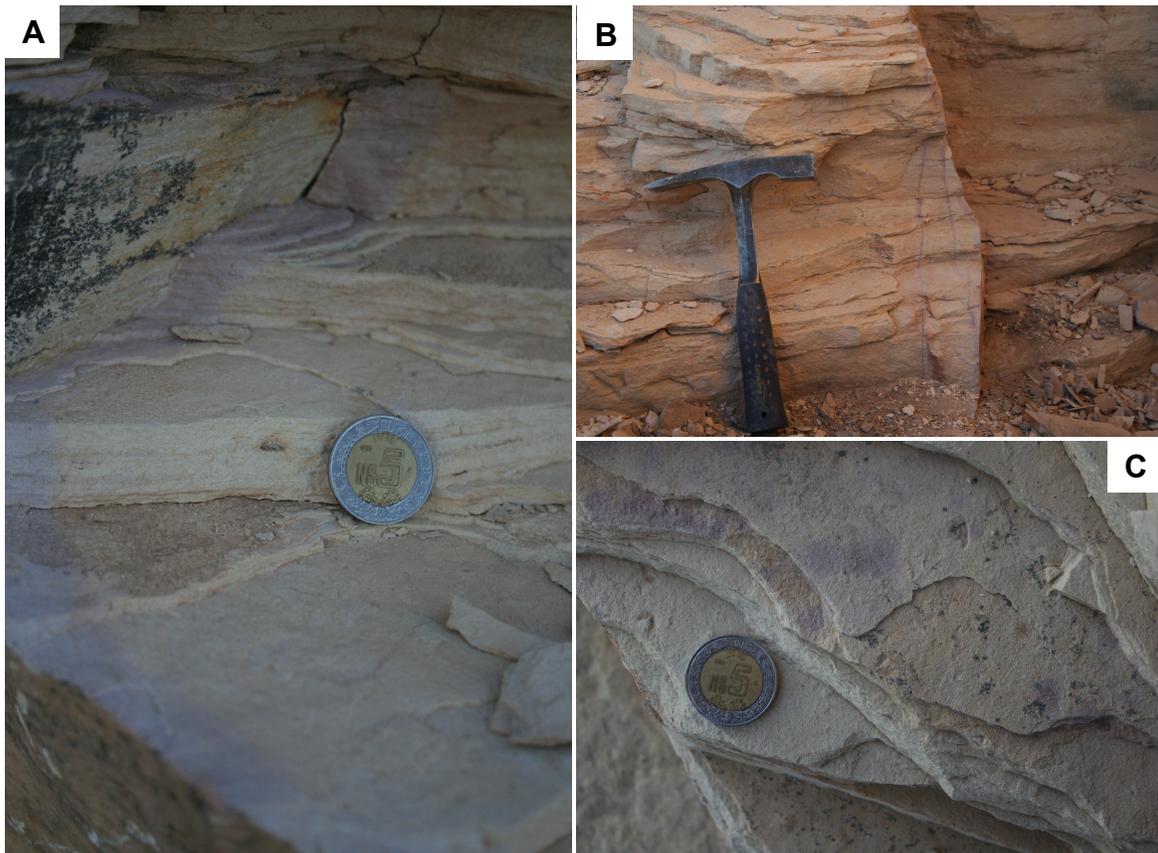


Figura 4.6. Marga de la Formación Eagle Ford mostrando alteraciones posdiagenéticas. A y B) marcas de fluoritización; C) Presencia de dendritas de óxido de manganeso.

4.2.1.1 Óxidos de Hierro en Los Temporales

Los óxidos de hierro, tema principal de este trabajo, se encuentran presentes en varios niveles de marga a lo largo de la sección (Figura 4.7). Dentro de la roca encajonante, los óxidos de hierro se encuentran dispuestos de la siguiente manera: 1) diseminados, 2) láminas milimétricas, 3) nódulos y 4) reemplazando material fósil.

1. Óxido de hierro diseminado.- Consiste en microcristales de óxido de hierro dispuestos de forma aleatoria en el sedimento. Esta disposición se encuentra a manera de parches en el techo del estrato y es difícil de detectar a simple vista, por lo que esta disposición se observa bajo la lupa petrográfica con magnificaciones de 10X o más o de microscopio estereoscópico.
2. Láminas milimétricas.- El óxido de hierro también se encuentra dispuesto en láminas de espesor menor a 1 mm y que se extienden de forma paralela a subparalela al plano de estratificación. Estas láminas presentan una coloración marrón a guinda y se extienden a lo largo del afloramiento, por lo que exhiben longitudes métricas. Ocasionalmente, algunas capas de marga, presentan láminas cuyo espesor es mayor a las antes descritas alcanzando hasta 0.5 mm (Figura 4.8A).
3. Nódulos.- Las estructuras nodulares de óxido de hierro presentes en la Formación Eagle Ford en la Cantera de Los Temporales presentan una forma irregular. Exhiben un espesor que varía de 2 mm a 3.5 cm y longitudes que alcanzan hasta los 7 cm. Éstos presentan una coloración marrón y se encuentran presentes en distintos niveles de cada estrato (Figura 4.8B y C).
4. Reemplazando material fósil.- El óxido de hierro ocasionalmente se encuentra reemplazando partes duras (refractarias) de diferentes fósiles tanto de invertebrados y vertebrados (Figura 4.8D). Presenta una coloración marrón a rojiza mientras que en otros especímenes su coloración consistió en un tono anaranjado.

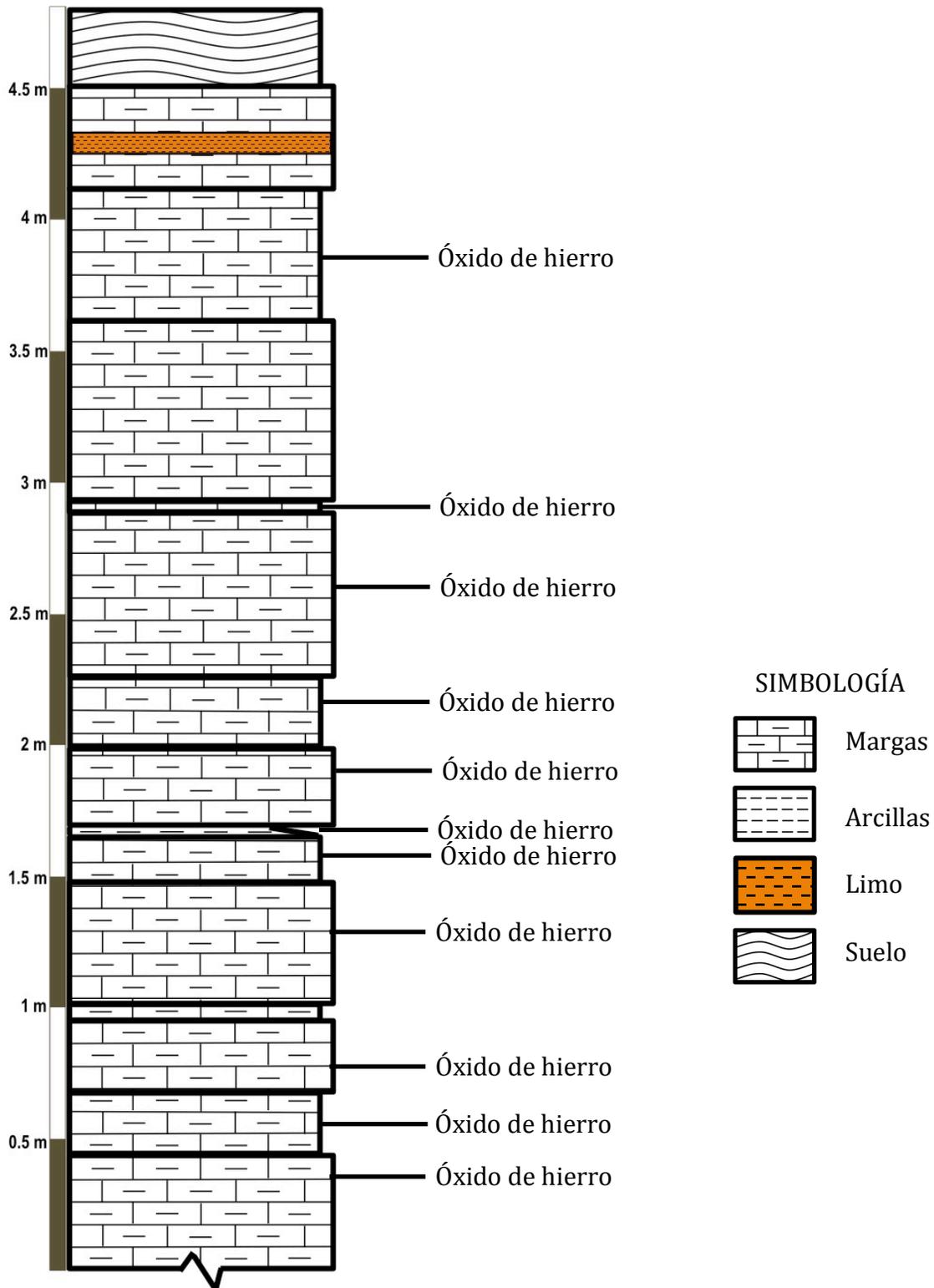


Figura 4.7. Columna estratigráfica de la Formación. Eagle Ford en el área de Los Temporales, Múzquiz, Coah., mostrando los niveles que contienen óxidos de hierro.

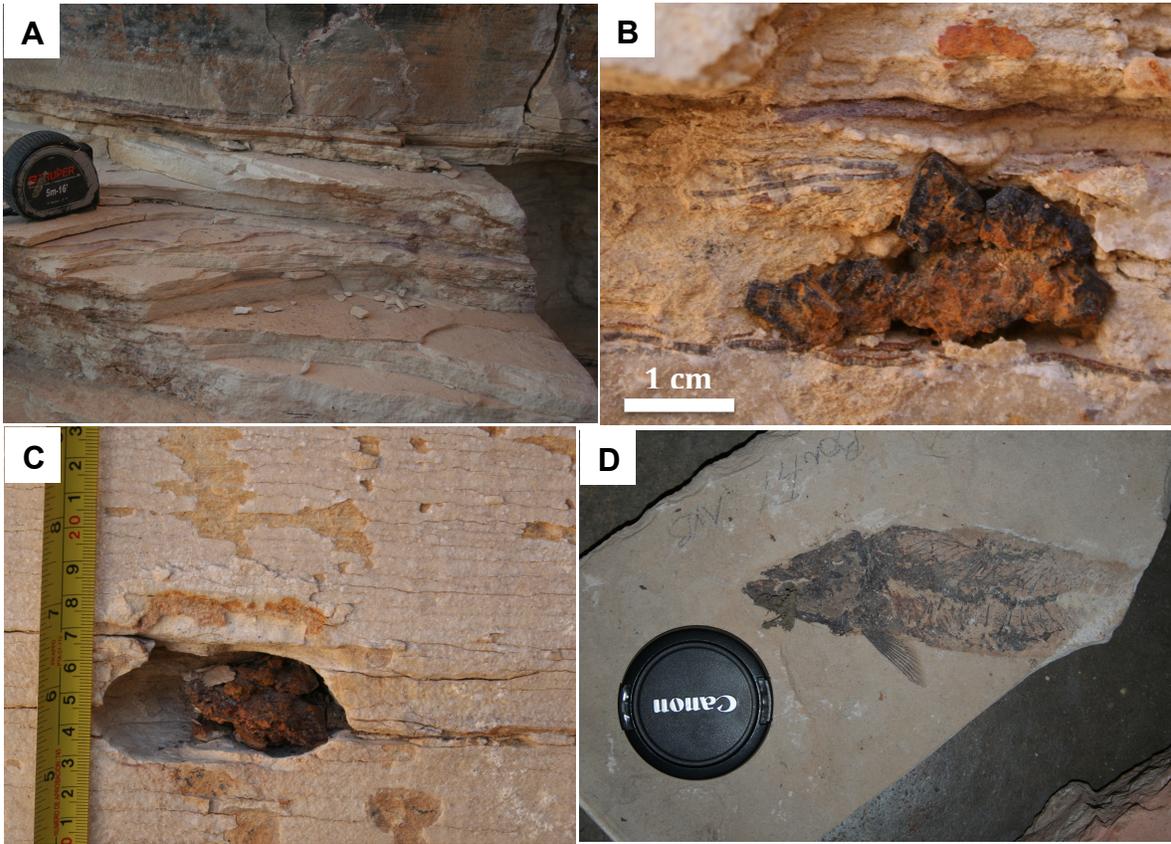


Figura 4.8. Óxidos de hierro presentes en la marga de la Formación Eagle Ford en la cantera de los Temporales. A) Lámina milimétrica; B y C) Nódulos; D) Fósil reemplazado.

4.2.2 Canteras de La Mula

En el área de La Mula se tomaron 3 perfiles en canteras diferentes (Figura 4.9). En estas canteras la Formación Eagle Ford consiste en una sección de aproximadamente 8 m de marga fisil centimétrica a decimétrica interrumpidas por capas ocasionales de caliza gris. La marga se encuentra intercalada ocasionalmente por limolita anaranjada de espesor centimétrico (3 cm) a decimétrico (16 cm) y horizontes calcáreo arcillosos de aproximadamente 1 cm a 3 cm de espesor, de color café claro muy deleznable, los cuales pueden ser producto de disolución de carbonatos asociada a procesos posdiagenéticos. (Figura 4.10). A lo largo de toda la sección, el material se encuentra alterado por calcita posdiagenética.

La marga presenta una coloración café claro a medio en muestra fresca y color café claro con tonalidades que van de café claro a blanquecino (por costras de calcita) y ocasionalmente rojizo (por óxidos de hierro) en muestra intemperizada (Figura 4.11A). Su espesor es centimétrico (2 cm-10 cm) aunque algunas capas alcanzan los 35 cm. Al igual que en la cantera de los Temporales, los estratos de marga se encuentran divididos en niveles de menor espesor (Figura 4.11B) que podrían ser confundidos con estratos independientes. Esto da a la marga una fractura fisil (Figura 4.11C). En la mayor parte de la sección, la marga presenta laminación paralela fina a escala milimétrica (Figura 4.11D). A aproximadamente 3 m de la sección, la marga expone un nódulo de caliza con forma oval con una longitud de 27 cm de longitud y un espesor de 17 cm (Figura 4.11E). La caliza que conforma el nódulo presenta un color gris oscuro en muestra fresca, no presenta estructura interna ni contenido paleontológico.

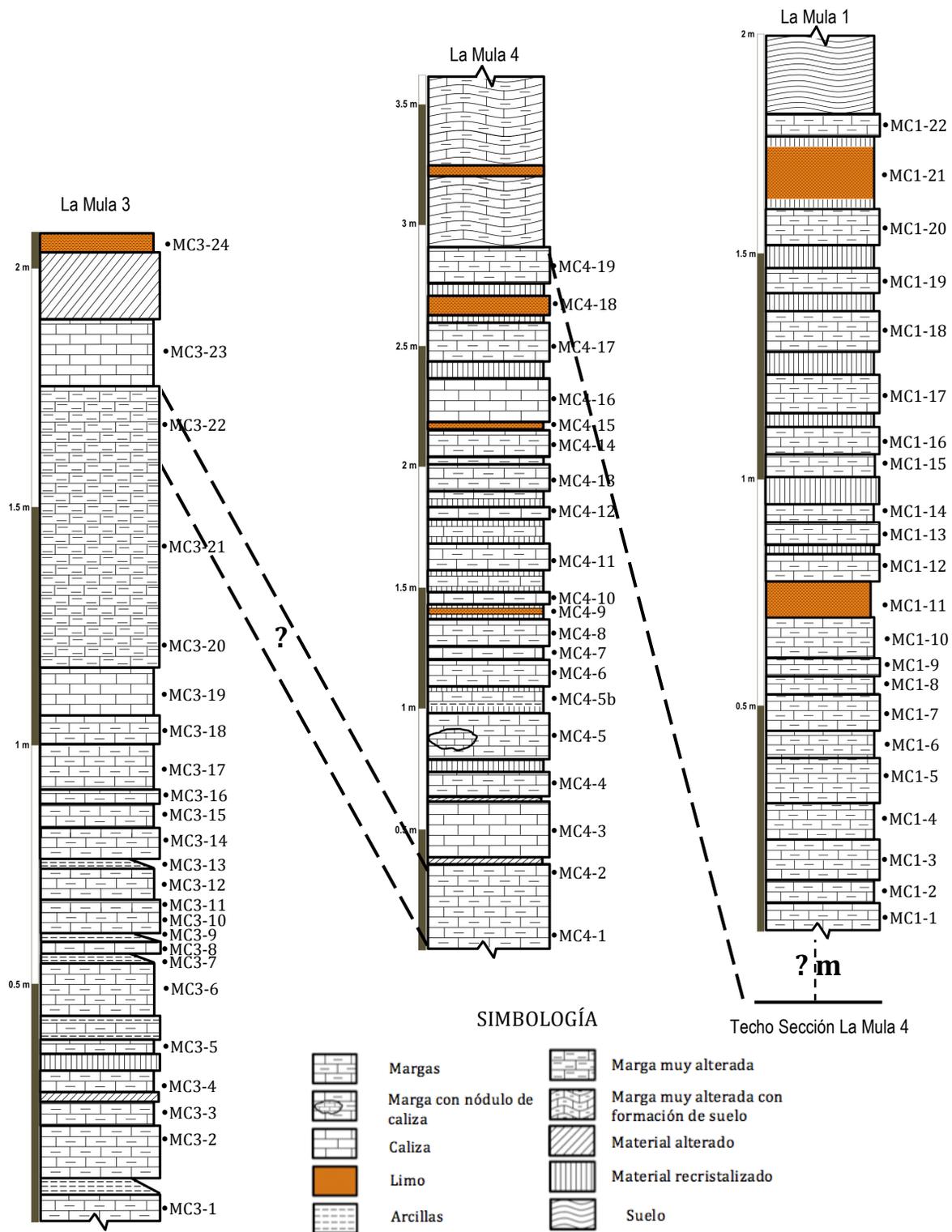


Figura 4.9. Secciones estratigráficas de la Formación Eagle Ford en las canteras de La Mula, mostrando la ubicación de las muestras.

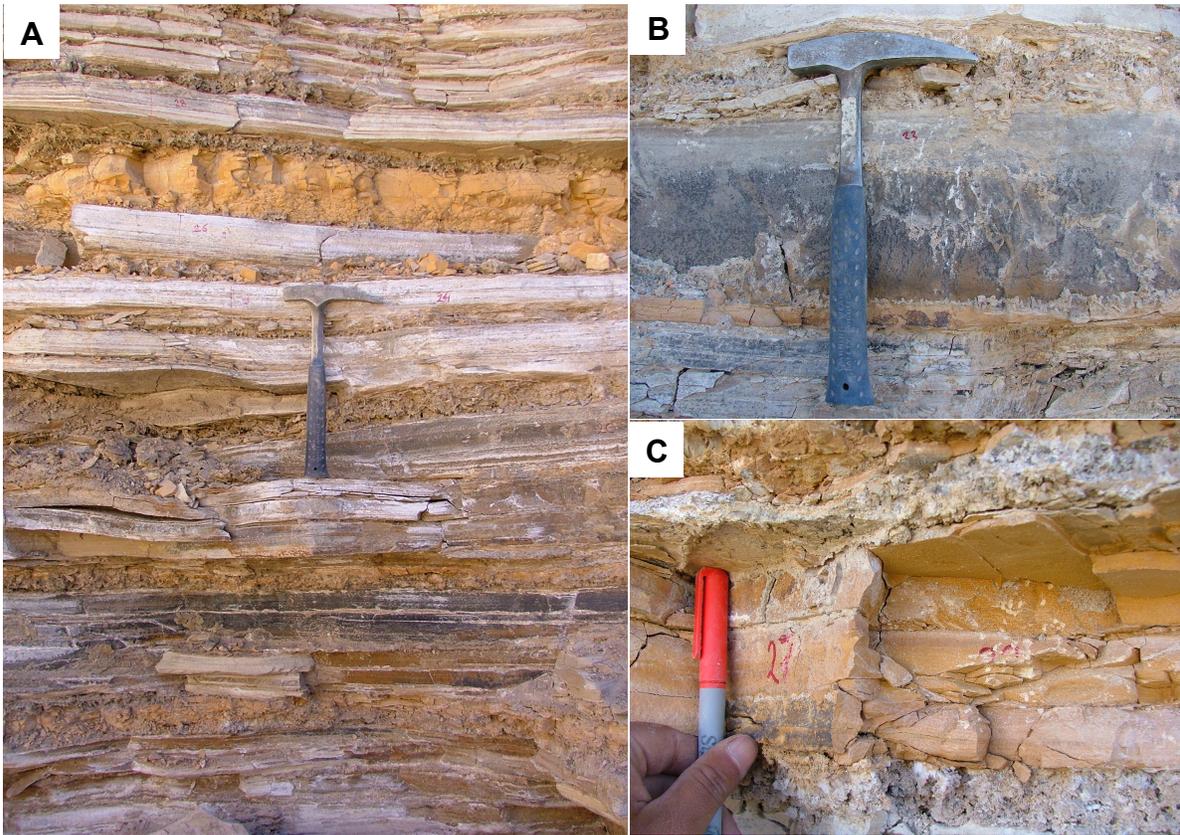


Figura 4.10. Afloramientos de la Formación Eagle Ford en canteras de La Mula. A) Afloramiento general de la sección estratigráfica; B) Capa de caliza; C) Limo anaranjado.

La paleobiota presente en la marga consiste tanto en invertebrados como vertebrados (Figura 4.12). Los invertebrados están representados por diferentes especímenes de bivalvos, entre ellos el inocerámido *Inoceramus labiatus*, y ammonites heteromorfos. Entre la biota vertebrada se encuentran restos de tiburones, así como diferentes grupos de peces teleósteos. En algunas capas también se identificaron restos de vértebras y escamas de peces tipo *radii & puncti* (Figura 4.12E).

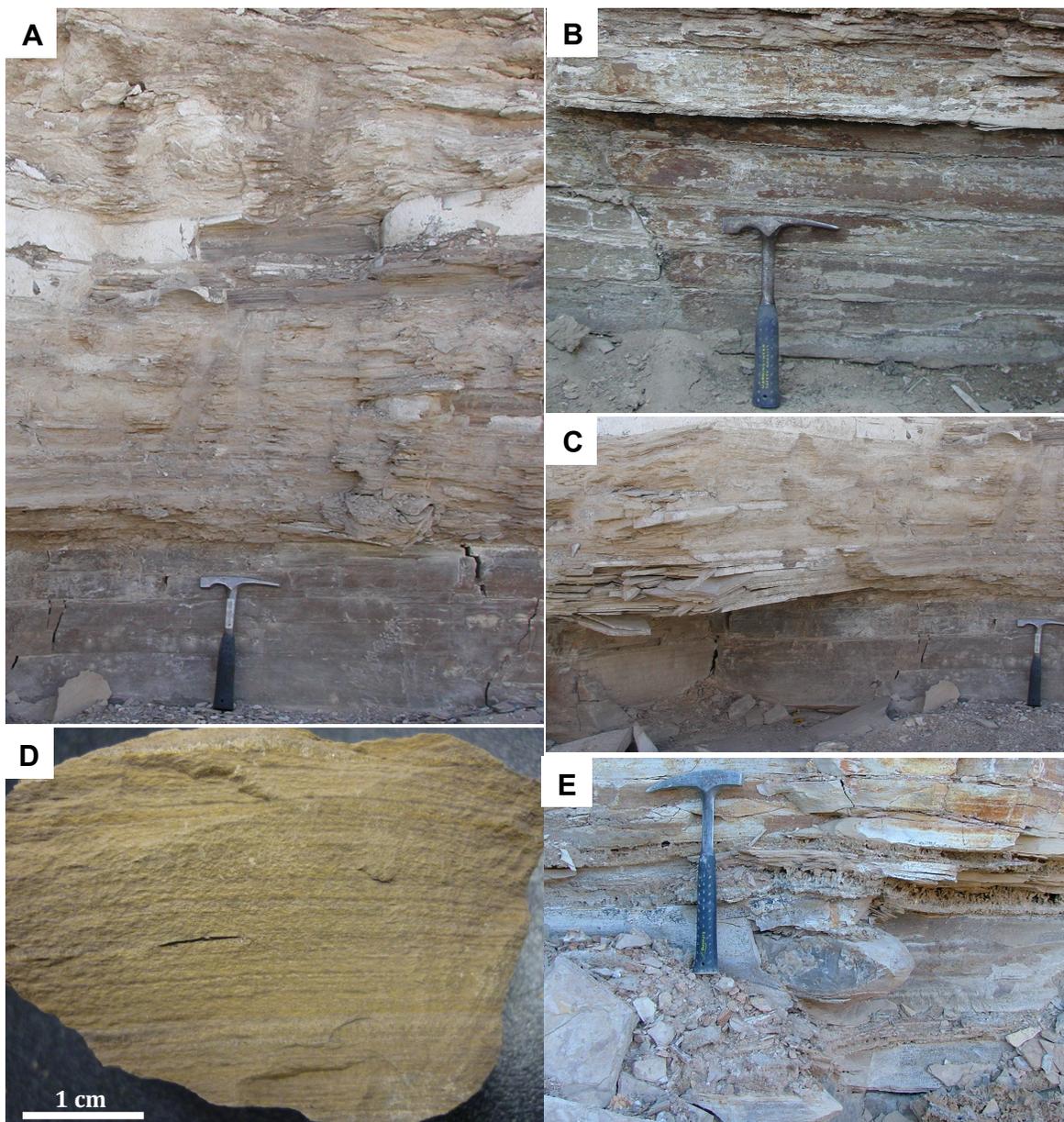


Figura 4.11. Afloramientos de la Formación Eagle Ford en canteras de La Mula. A) Muestra fresca (en el centro de la fotografía) y también se observa el color de la marga en muestra intemperizada; B) Estrato con división interna; C) Fractura fisil; D) Marga que expone laminación paralela fina a escala milimétrica; E) Nódulo de caliza.

En el área de La Mula se observa un nivel hacia el techo de la sección en el que se encuentra expuesto el techo de un estrato a través de un área extensa (30 m²). En éste se observan inocerámidos dispuestos de forma aleatoria dentro del estrato (Figura 4.12F). Algunos de ellos mantienen sus valvas unidas, mientras que otros especímenes presentan sólo una valva.

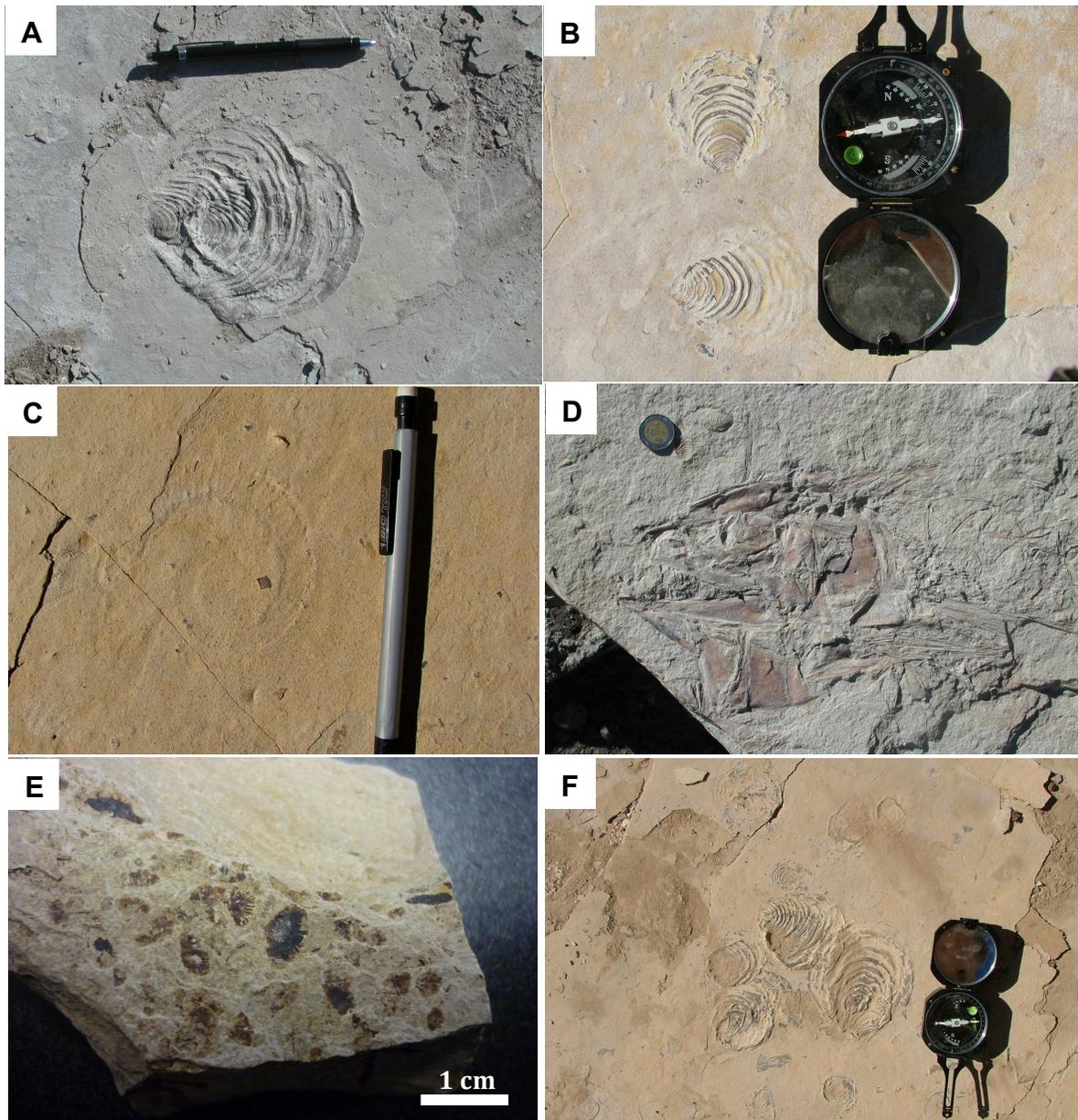


Figura 4.12. Afloramientos de la Formación Eagle Ford en canteras de La Mula. A) Inocerámido no determinado; B) *Inoceramus labiatus* ; C) Ammonite

heteromorfo; D) Pez no determinado; E) Escamas tipo *Radii & Puncti*; F) Inocerámidos dispuestos de forma aleatoria.

Algunas capas se encuentran fuertemente alteradas por calcita de color blanco a crema, la cual está dispuesta en vetas perpendiculares al plano de estratificación y como horizontes de cristales que se disponen entre los estratos de margas y del material deleznable (Figura 4.13A). La marga también expone dendritas de óxido de manganeso.

En diferentes niveles de la sección, y alternando de forma intermitente con la marga, se encuentran 4 estratos de caliza gris medio en muestra fresca a gris claro en muestra intemperizada, de espesores decimétricos que varían de 10 cm a 23 cm (Figura 4.13B). Algunas capas de caliza presentan laminación a escala milimétrica al plano de estratificación, la cual es muy poco notoria, mientras que otras capas no presentan estructura interna. A diferencia de la marga, no se ha encontrado contenido macro fósil.

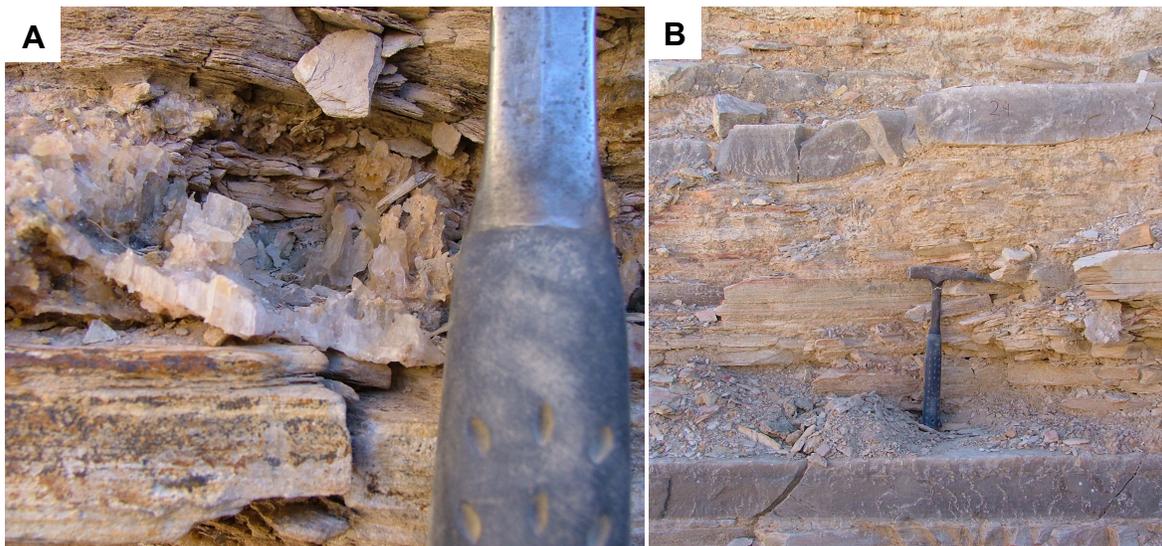


Figura 4.13. Afloramientos de la Formación Eagle Ford en canteras de La Mula. A) Horizonte de cristales de calcita; B) Capas de caliza gris.

4.2.2.1 Óxidos de hierro en canteras de La Mula

Los óxidos de hierro se encuentran presentes en varios niveles de marga a lo largo de la sección (Figuras 4.14 a 4.16). Se encuentran dispuestos de la siguiente manera: 1) diseminados, 2) láminas milimétricas, 3) nódulos, 4) horizontes irregulares centimétricos de espesor variable y 5) reemplazando material fósil.

1. Óxido de hierro diseminado.- Consiste en microcristales de óxido de hierro dispuesto aleatoriamente en el sedimento y se encuentra a manera de parches en el techo del estrato, siendo difícil de detectar a simple vista, por lo que esta disposición se observa con la ayuda de lupa petrográfica con magnificaciones de 10X o más o microscopio estereoscópico.
2. Láminas milimétricas.- El óxido de hierro también se encuentra dispuesto en láminas de espesor menor a 1 mm y que se extienden de forma paralela a subparalela al plano de estratificación (Figura 4.17A). Estas láminas presentan una coloración marrón con algunos tonos anaranjados.
3. Nódulos.- Estas estructuras presentan una forma ovalada. Exhiben con longitudes que varían de 2 mm a 2 cm (Figura 4.17B). Éstos presentan una coloración marrón y se encuentran presentes en distintos niveles de cada estrato.
4. Horizontes irregulares centimétricos.- Éstos presentan un espesor variable entre 0.5 cm y 2 cm que no se extienden por todo el afloramiento, sino aproximadamente por 50 cm (Figura 4.17C).
5. Reemplazando material fósil.- Al igual que en Los Temporales, el óxido de hierro ocasionalmente se encuentra reemplazando partes duras (refractarias) de fósiles invertebrados y vertebrados (Figura 4.17D). Presenta una coloración marrón a rojiza mientras que en otros especímenes su coloración consistió en un tono anaranjado.

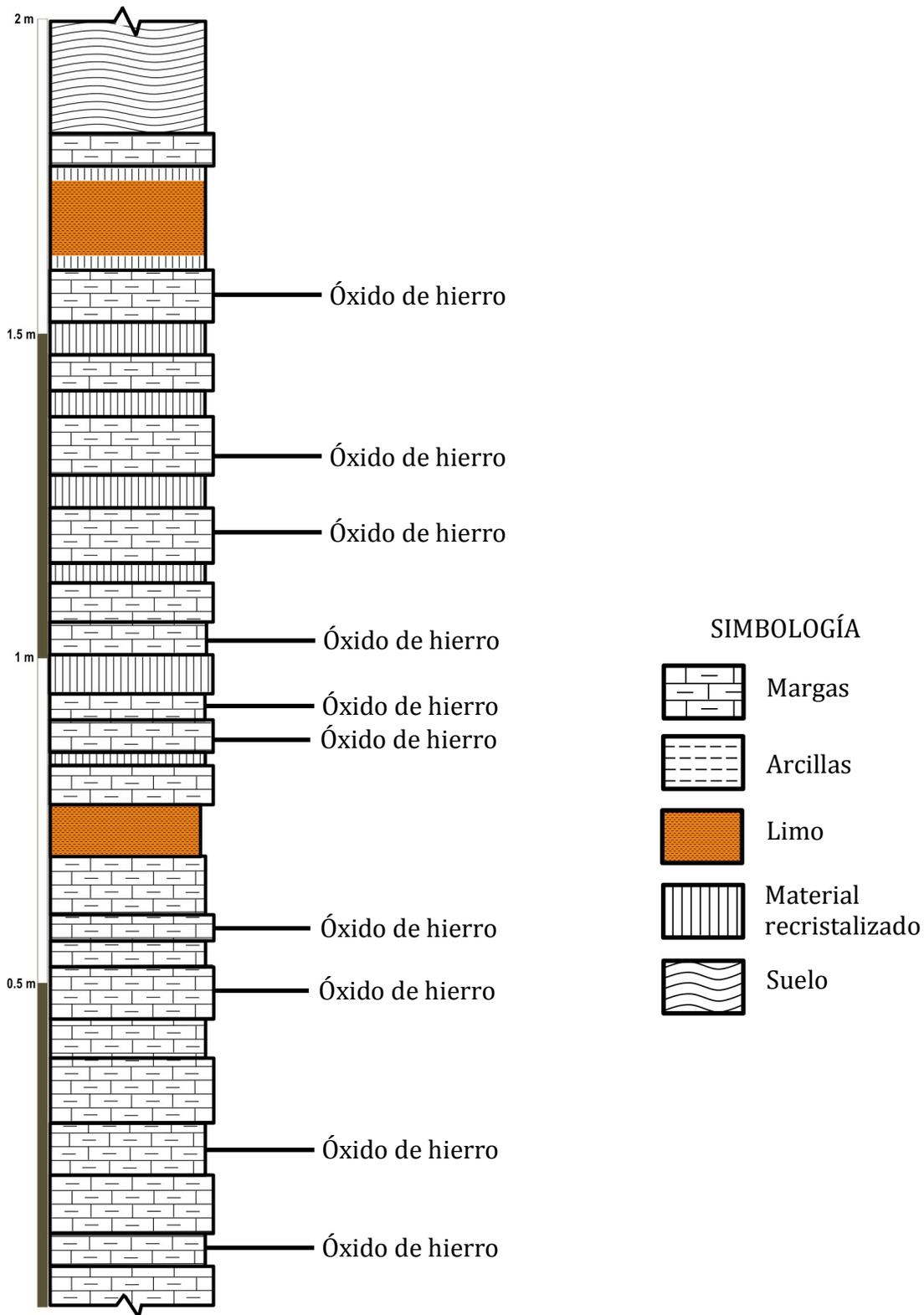


Figura 4.14. Columna estratigráfica de la Formación Eagle Ford en el área de La Mula (Cantera 1), mostrando los niveles que contienen óxidos de hierro.

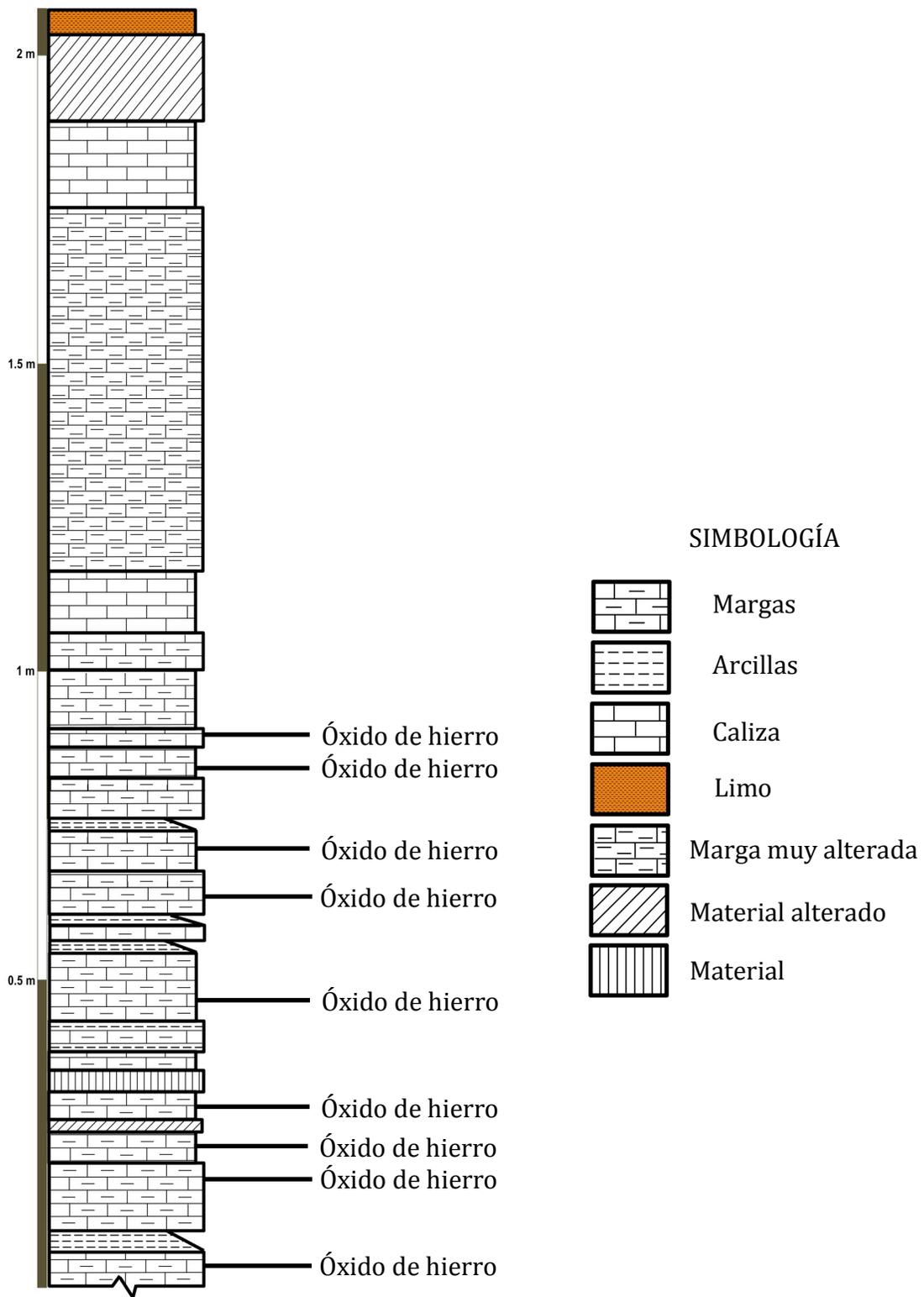


Figura 4.15. Columna estratigráfica de la Formación Eagle Ford en el área de La Mula (Cantera 3), mostrando los niveles que contienen óxidos de hierro.

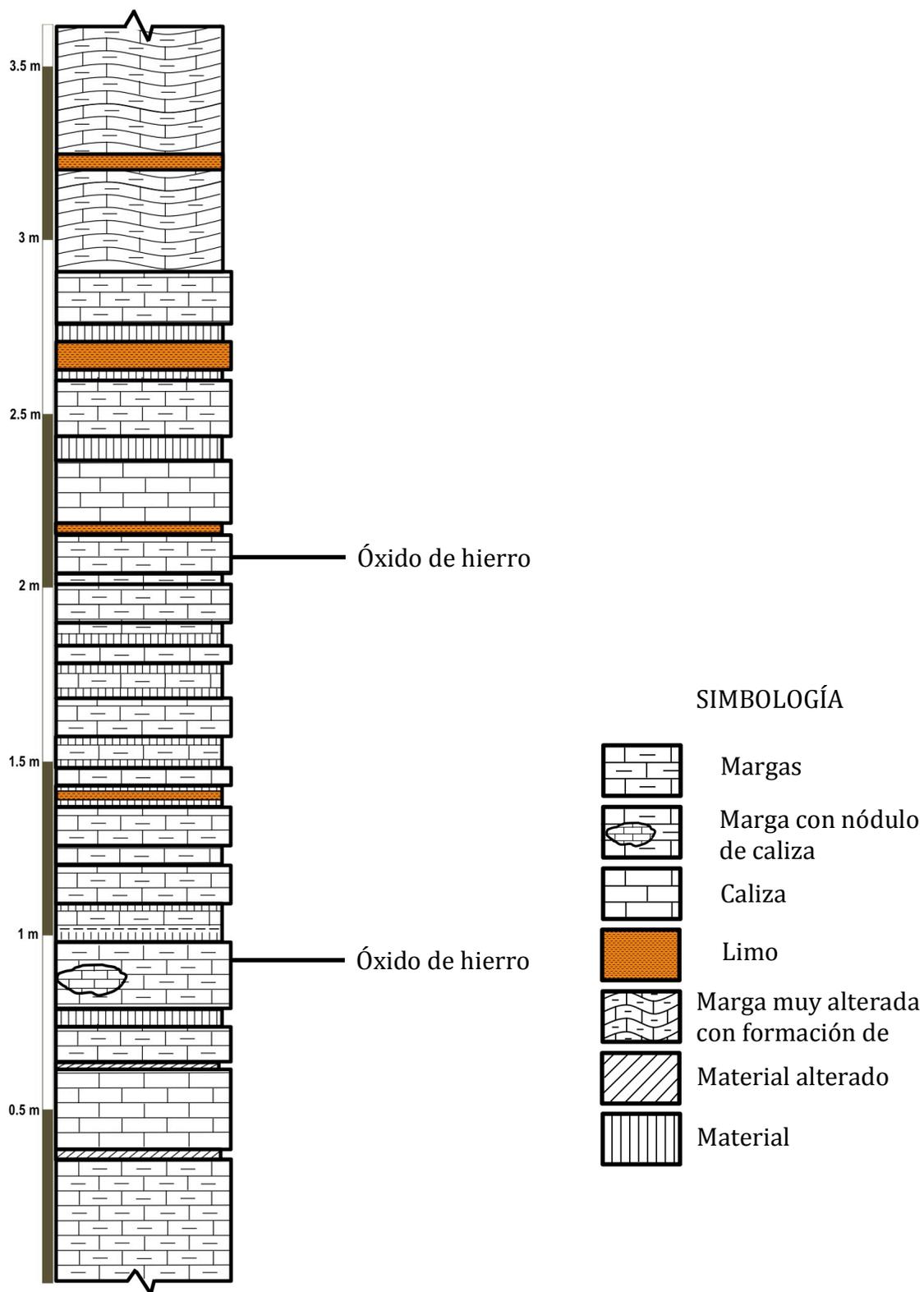


Figura 4.16. Columna estratigráfica de la Formación Eagle Ford en el área de La Mula (Cantera 4), mostrando los niveles que contienen óxidos de hierro.

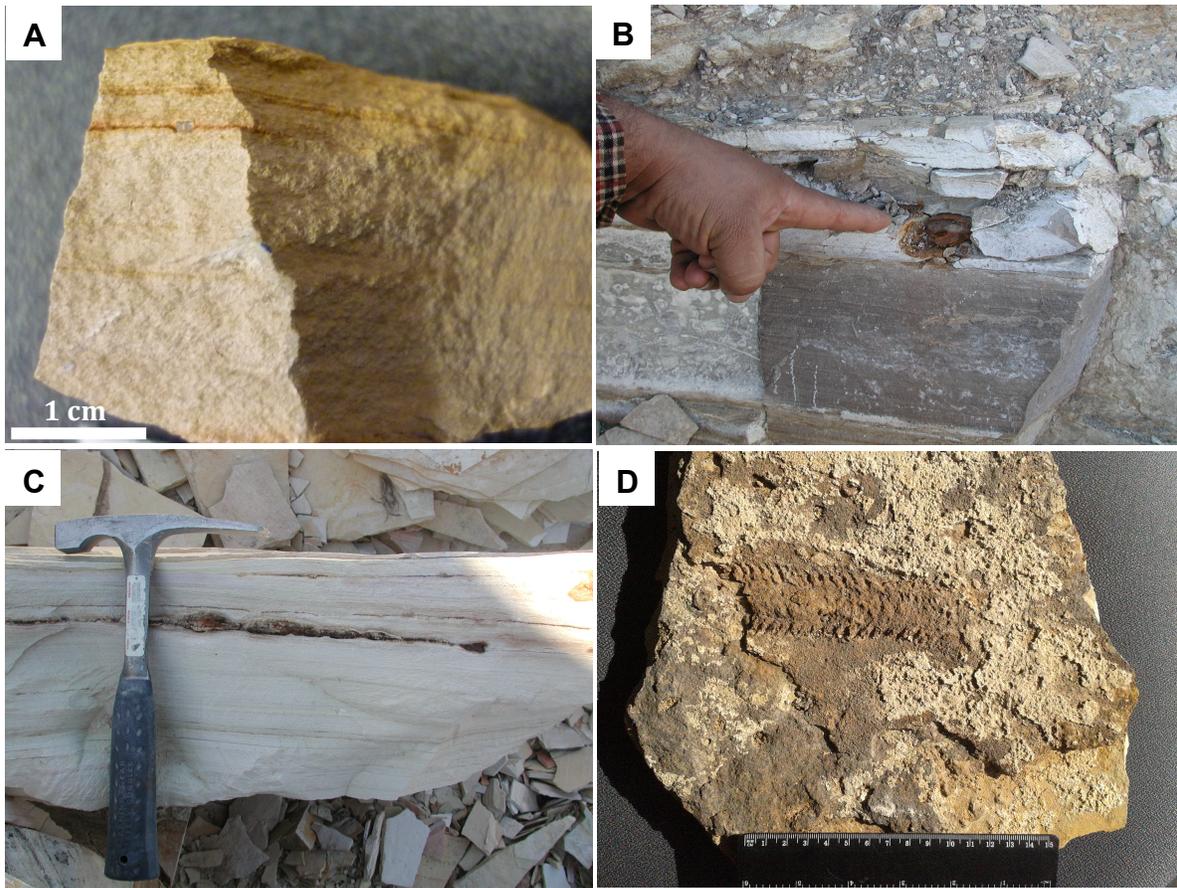


Figura 4.17. Óxidos de hierro presentes en la marga de la Formación Eagle Ford en las canteras de La Mula. A) Lámina milimétrica; B) Nódulo; C) Horizonte de espesor variable; D) Fósil reemplazado.

**5. ANÁLISIS GEOQUÍMICO Y
PETROGRÁFICO DE LOS ÓXIDOS DE
HIERRO DE LA FM. EAGLE FORD EN
EL ÁREA DE ESTUDIO**

5.1 CARACTERIZACIÓN DEL ÓXIDO DE HIERRO DE LA FORMACIÓN EAGLE FORD EN MÚZQUIZ: ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Fragmentos de óxidos de hierro procedentes de láminas milimétricas, nódulos y fósiles reemplazados fueron preparadas (ver el capítulo de metodología) para su análisis en el Difractómetro de Rayos X, con el propósito de conocer el tipo de óxido de hierro presente en la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio.

Las Figuras 5.1 a 5.3 muestran los difractogramas interpretados, arrojando como resultado que el óxido de hierro presente en el área de estudio corresponde a goethita ($\text{FeO}(\text{OH})$). De acuerdo con la clasificación de Strunz (1938), basada en la composición química de los minerales, la goethita es un mineral del grupo IV (óxidos e hidróxidos). Su sistema cristalino es ortorrómbico bipiramidal y su morfología variada, abundando las masas fibrorradiales, compactas, hojosas y estalactíticas.

La interpretación fue realizada con base en el programa X'Pert HighScore Plus, versión 2.1.0 (año 2004).

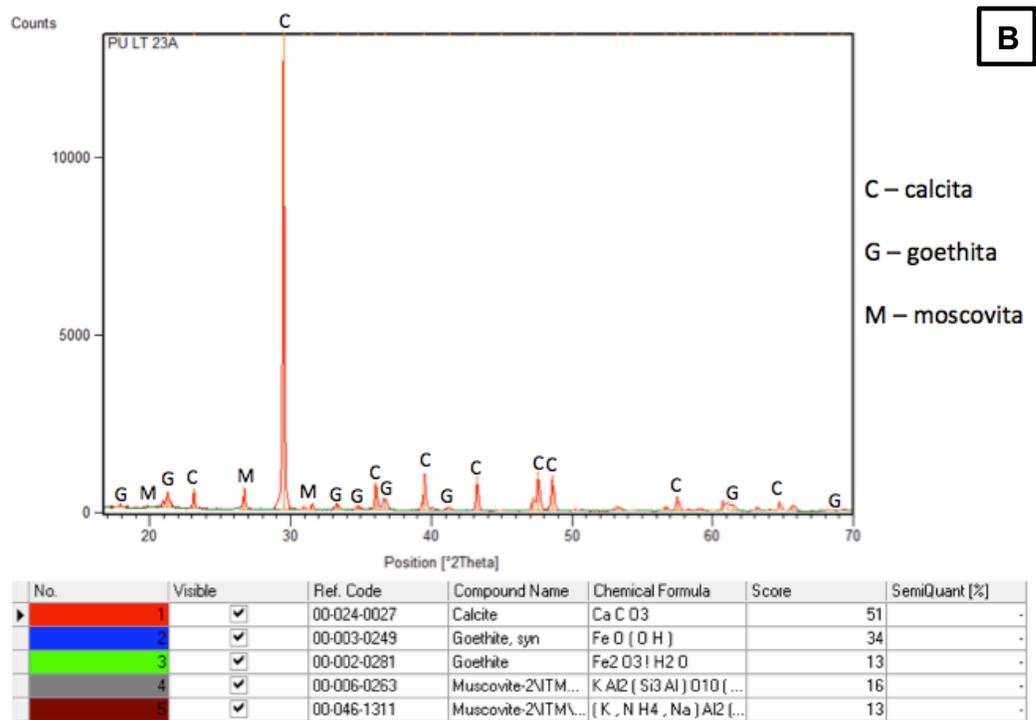
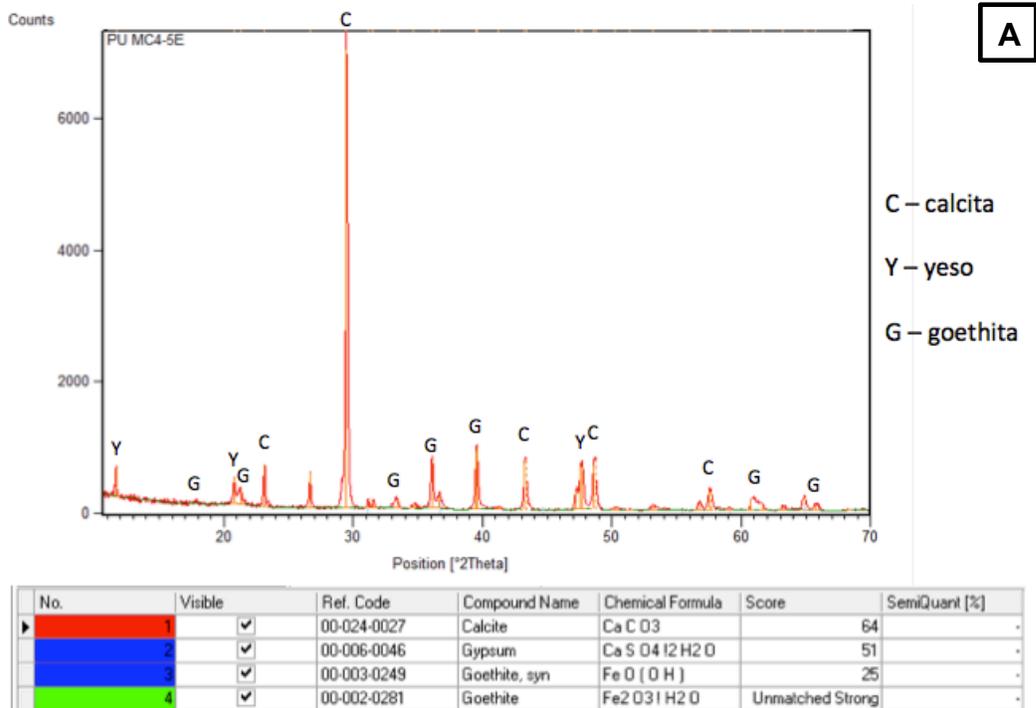


Figura 5.1. Difractogramas de óxido de hierro dentro de la Formación Eagle Ford dispuestos en láminas milimétricas. A) Área de La Mula; B) Área de Los Temporales.

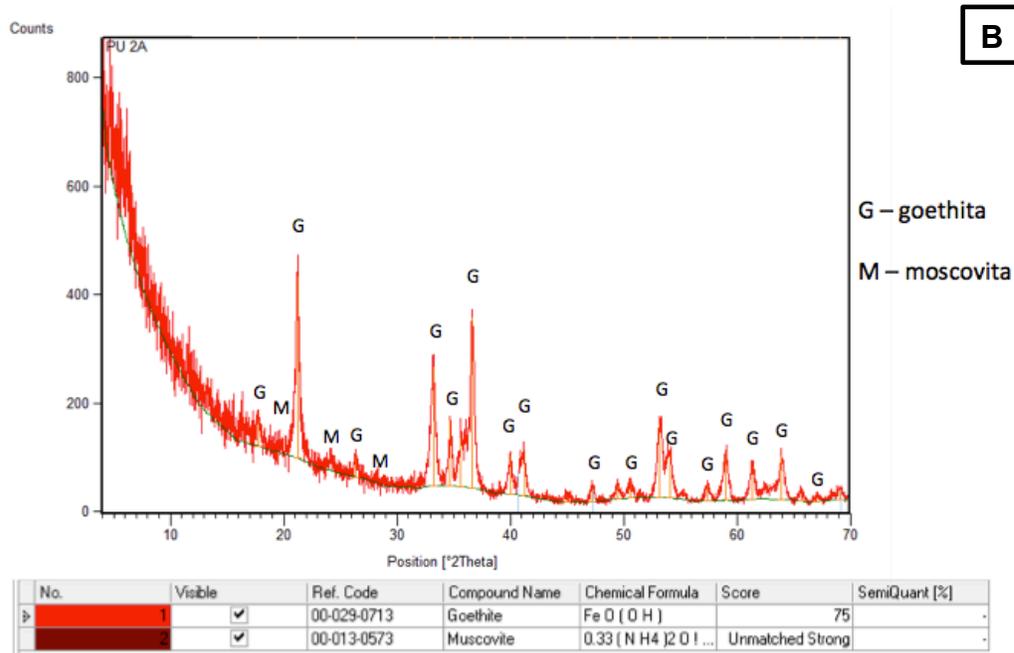
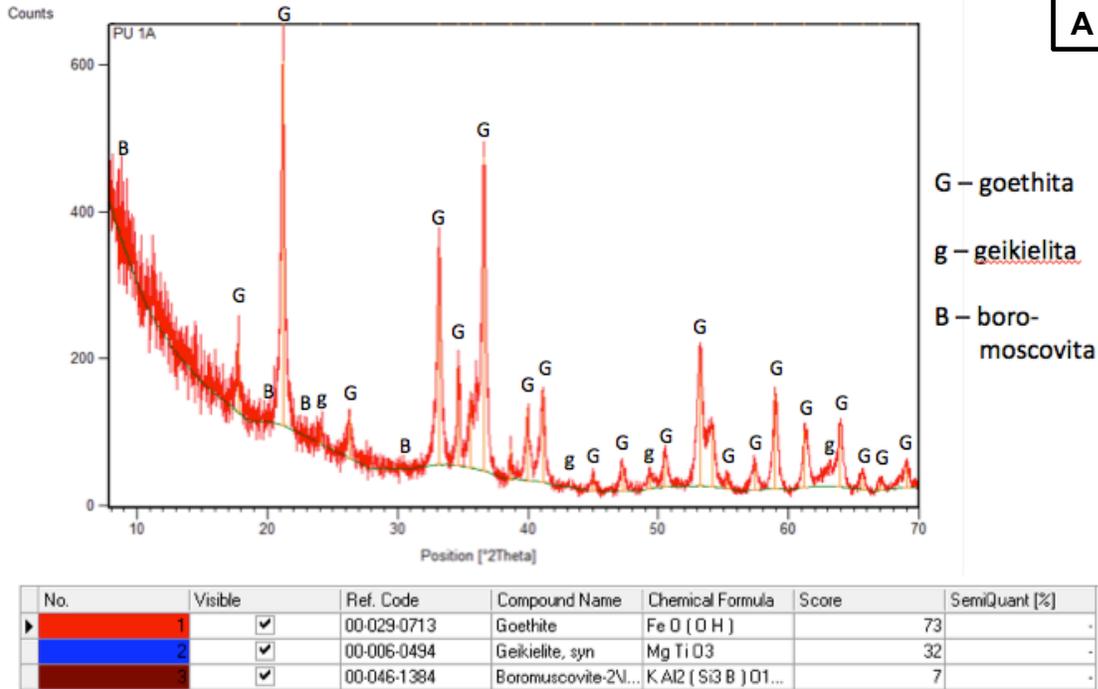


Figura 5.2. Difractogramas de óxido de hierro dentro de la Formación Eagle Ford dispuestos en forma de nódulos. A) Área de La Mula; B) Área de Los Temporales.

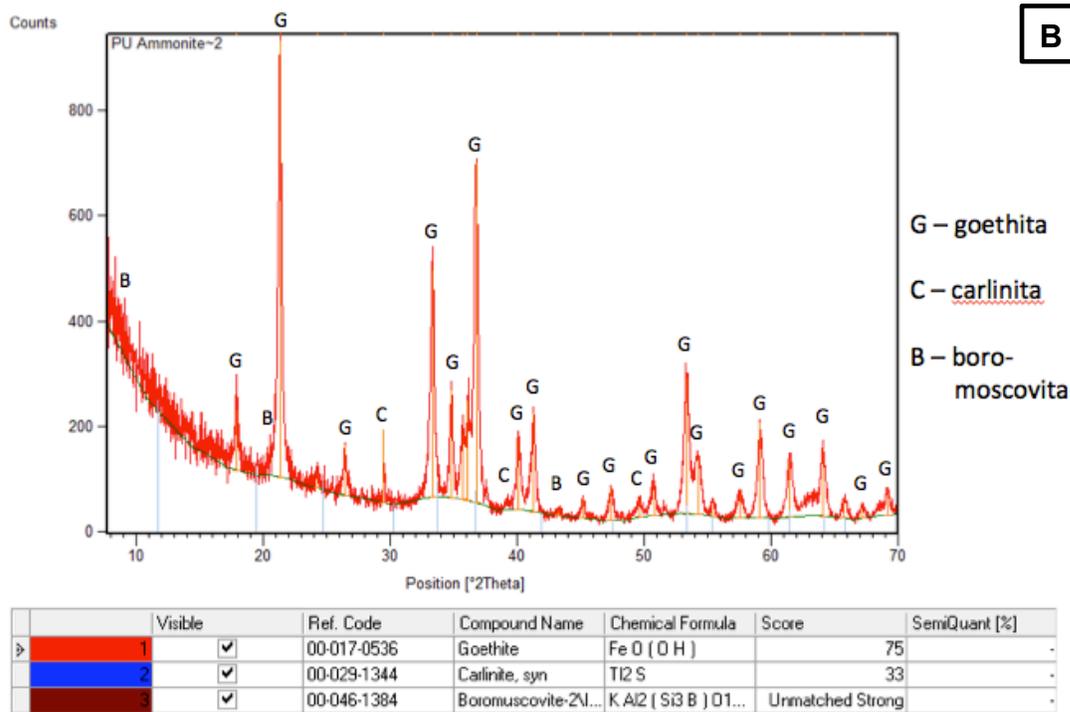
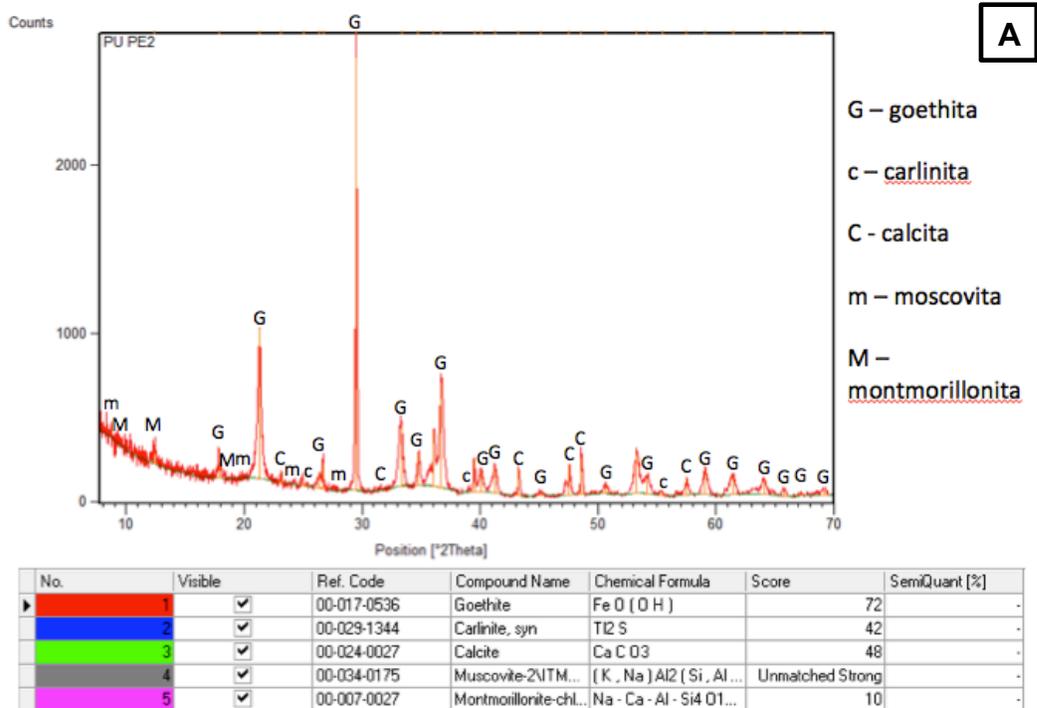


Figura 5.3. Difractogramas de óxido de hierro dentro de la Formación Eagle Ford que se encuentran reemplazando material fósil. A) Fragmento de pez en el área de La Mula; B) Fragmento de bivalvo en el área de Los Temporales.

5.2 PETROGRAFÍA

Un total de 26 muestras fueron seleccionadas por su contenido de óxidos de hierro para ser laminadas y observadas en microscopio petrográfico para ver la disposición de éstos y a la vez poder observar los componentes de la roca y hacer su clasificación textural.

Nota: todas las fotografías mostradas a continuación fueron tomadas con luz polarizada.

5.2.1 Componentes

Los componentes observados en las láminas delgadas de la Formación Eagle Ford en la localidad de Múzquiz, Coah. fueron los siguientes:

Matriz

Se entiende por matriz al lodo calcáreo constituido por un agregado de cristales finos menores a 4 μm (Neuendorf et al., 2005), que bajo el microscopio se ve como una masa homogénea criptocristalina, normalmente de color pardo y usualmente es referida como micrita (Folk, 1959). La matriz se forma en la cuenca de sedimentación principalmente por la desintegración de algas calcáreas y partes esqueléticas de otros organismos. También se forma por la bioerosión de esqueletos carbonáticos y por la propia acumulación de pequeños fragmentos esqueléticos, en algunos casos se forma como precipitado inorgánico o bien como precipitado bioinducido (actividad cianobacteriana) (Mackenzie & Adams, 1996). La matriz micrítica es un material primario en la formación de la roca y se forma en ambientes de baja energía, de lo contrario los cristallitos serían dispersados con la agitación.

En todas las láminas delgadas observadas está presente la matriz y consiste en micrita de color gris medio a oscuro (Figura 5.4A) que en algunos casos varía a tonalidades cafés (Figura 5.4B) que soporta a granos de diversos tamaños que en algunos casos tiene orientación horizontal (Figura 5.4C) poco notoria y cierta laminación (Figura 5.4D).

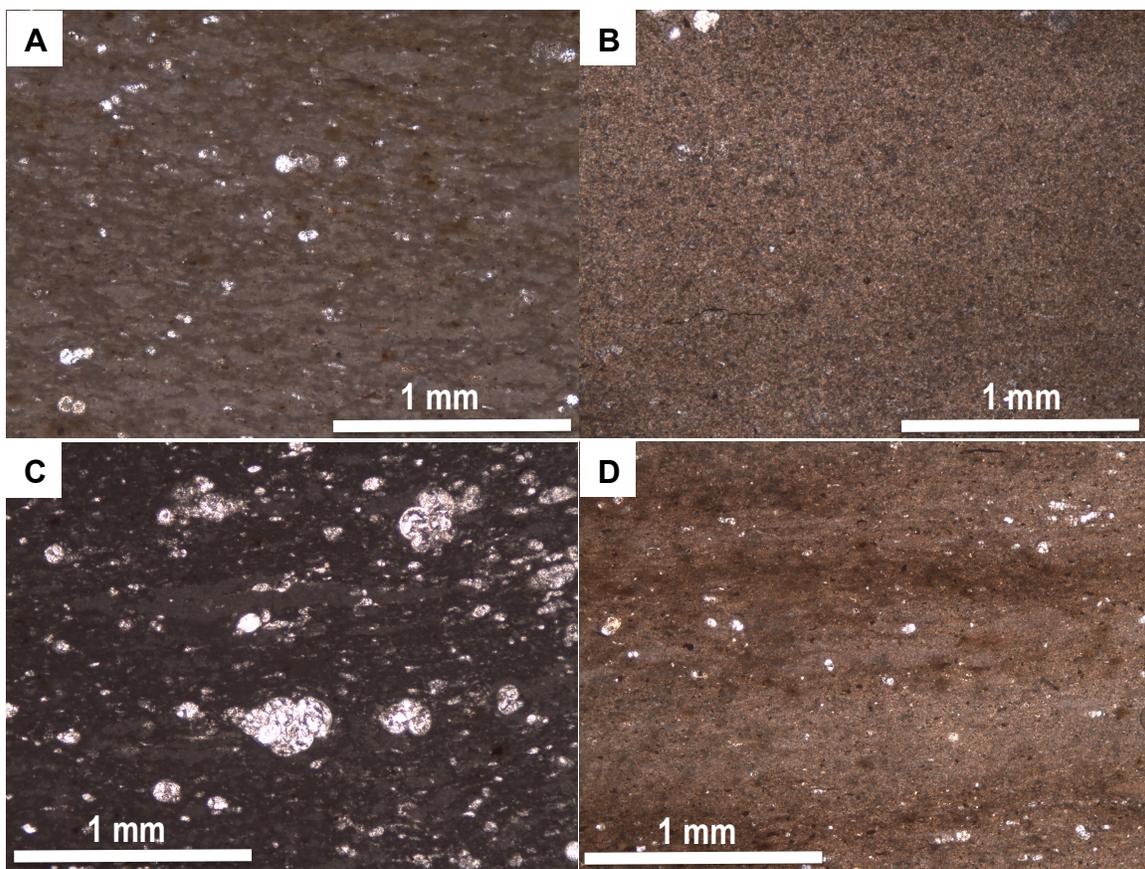


Figura 5.4. Matriz micrítica de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio. A) Color gris medio (MC1-2A); B) Matriz con tonalidad café (MC4-5D); C) Matriz micrítica con cierta orientación horizontal (MC4-5B); D) Matriz micrítica con aparente laminación (MC4-5D).

Cemento

El cemento calcáreo es un agregado de cristales de carbonato de calcio de tamaño mayor a $4\ \mu\text{m}$ que precipitan químicamente a partir de fluidos diagenéticos en los espacios existentes entre los granos de un sedimento carbonatado o en los espacios internos de estas partículas (granos). Es conocido como esparita, es el componente intersticial cristalino de naturaleza translúcida que fue precipitado “in situ”. Bajo el microscopio de observa normalmente claro y cristalino.

En las láminas delgadas observadas el cemento consiste en calcita esparítica de color blanco a crema, que se encuentra confinada o rellenando los espacios dentro de los granos esqueléticos como huecos en conchas de foraminíferos o calciesferas (Figura 5.5A). En todos los casos el cemento presenta un arreglo de tipo mosaico, lo cual es consistente con lo reportado con Asquith, (1979) (Figura 5.5B).

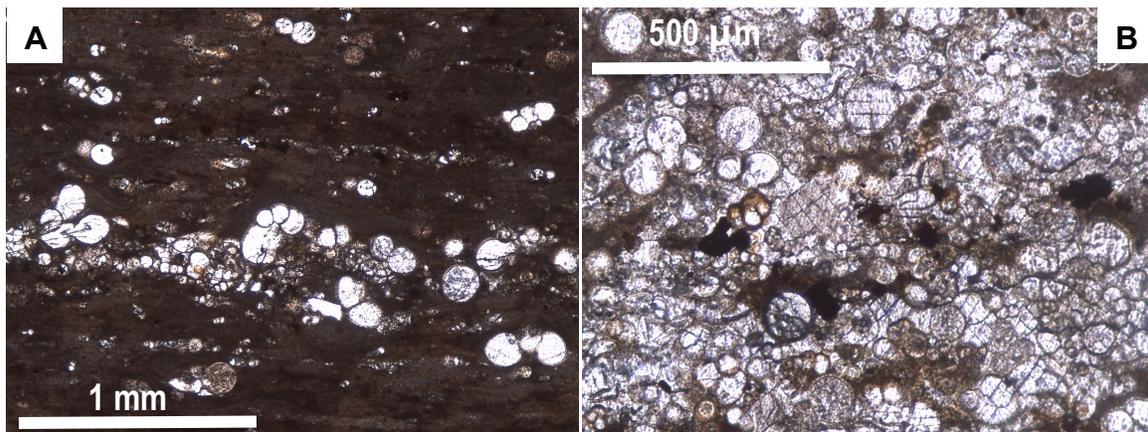


Figura 5.5. Cemento esparítico de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio. A) Cemento dentro de granos esqueléticos (MC4-14B); B) Cemento con arreglo tipo mosaico (MC4-5D).

Granos

Son componentes aloquímicos producto de la fragmentación de esqueletos de organismos, o bien, de partículas no biológicas que llegan a ser incluidos en el sedimento (Mackenzie & Adams, 1996). Los granos se dividen en esqueléticos si están formados por restos de diversos organismos, principalmente invertebrados con conchas producidas por secreción calcárea (fragmentos de bivalvos, braquiópodos, equinodermos, algas, foraminíferos, etc.) (López-Doncel, 2004) y en no esqueléticos, si provienen de fragmentos de rocas preexistentes, o bien de estructuras producto de actividad biológica tales como pellets, oncoides, o bien, por procesos mecánicos en ambientes costeros, como los ooides (Tucker & Wright, 1990).

En las láminas delgadas analizadas sólo están presentes granos esqueléticos de restos de diversos organismos, principalmente foraminíferos planctónicos, invertebrados con conchas, así como otros elementos que se encuentran flotando en la matriz producto de la preservación de organismos que estuvieron presentes en la cuenca al momento de la sedimentación, los cuales se describen a continuación.

Calciesferas: son cuerpos calcíticos, esféricos y huecos, habitualmente con pared simple o doble de carbonato de calcio (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003). Generalmente éstas son interpretadas como las partes reproductivas calcificadas de cierto tipo de algas (Adams et al., 1984) y están presentes en ambientes costeros, plataforma y ambiente pelágico oceánico (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).

En las láminas delgadas de Múzquiz, Coah., las calciesferas consisten en formas esféricas con diámetros que varían entre 120 μm y 300 μm rellenas de cemento a manera de esparita (Figura 5.6).

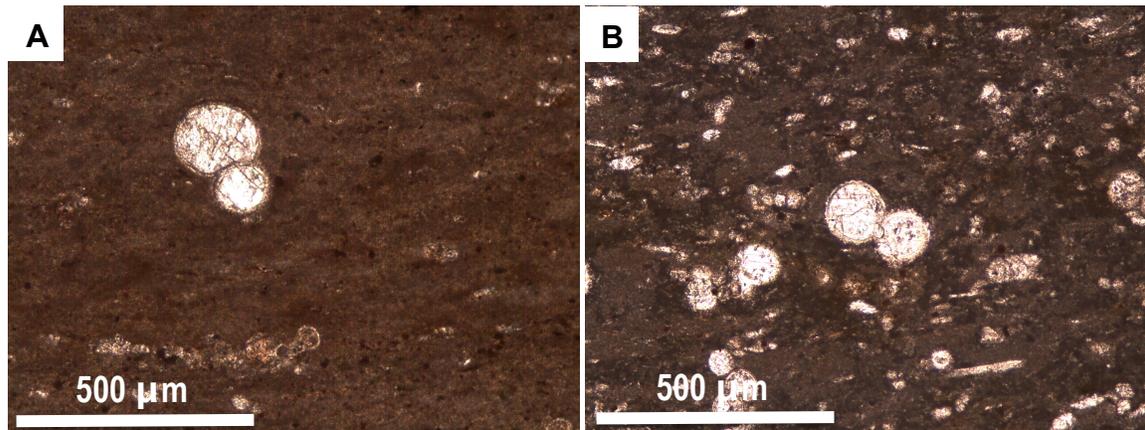


Figura 5.6. Calciesferas presentes dentro de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio. A) (MC4-5D); B) (LT-19A).

Filamentos: se conocen como estructuras alargadas con menos de 1 mm de espesor y con longitudes que van desde micrómetros hasta centímetros. Flügel (2004) atribuye los filamentos a dos grupos principales: bivalvos y cianobacterias.

En las láminas delgadas observadas los filamentos consisten en estructuras alargadas de más de 1 mm de longitud con una coloración café-rojizo o anaranjado que en su mayoría se encuentran dispuestos de forma paralela al plano de estratificación (Figura 5.7) que podrían ser interpretadas como los tricomas formados por diversos grupos de cianobacterias. Esto es consistente con lo reportado por Blanco-Piñón et al. (2014) en caliza laminada de la Formación Agua Nueva.

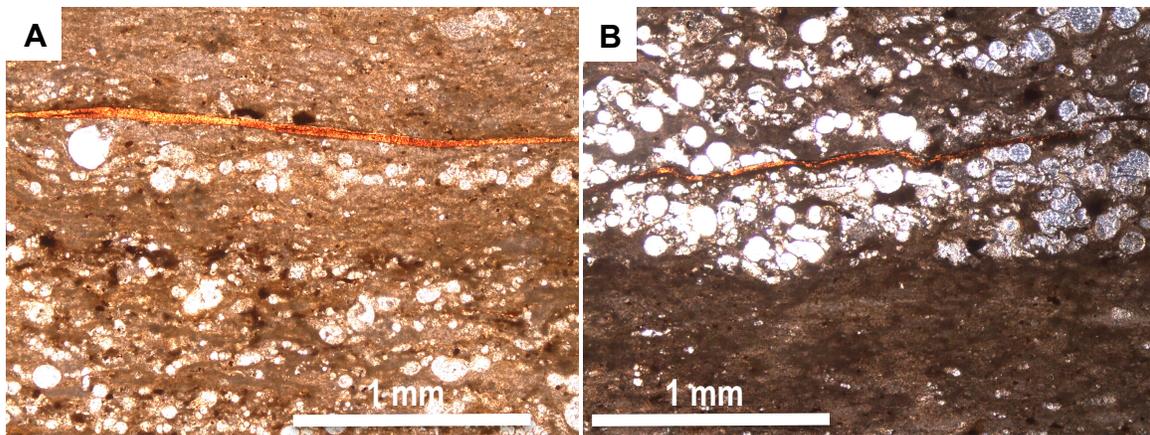


Figura 5.7. Filamentos presentes dentro de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio, que se disponen de manera subparalela al plano de estratificación y tienen más de 2 mm de longitud. A) Filamento anaranjado (MC3-3); B) Filamento café-anaranjado (MC4-14B).

Fragmentos de organismos: Se observaron principalmente foraminíferos planctónicos y algunos fragmentos de bivalvos y de organismos no determinados.

Los foraminíferos planctónicos son organismos unicelulares que secretan una concha calcárea con una arquitectura variada. (Daners & Verde, 2008). Los foraminíferos son exclusivamente marinos, son muy diversos y poseen un extenso registro fósil. Generalmente tienen tamaños inferiores a 1 mm y al morir, se depositan en el fondo marino constituyendo parte de los componentes de las rocas calcáreas. Los foraminíferos son indicadores de la profundidad de la columna de agua, así como de la temperatura.

En las láminas delgadas se observaron y reconocieron tres formas principales de foraminíferos planctónicos: globotruncánidos, heterohelícidos y formas parecidas a *Hedbergella* sp.

Los Globotruncánidos encontrados en las láminas de Múzquiz presentan un tamaño entre 200 μm y 600 μm de longitud, están formadas por calcita y se encuentran rellenas de cemento esparítico (Figura 5.8A y B). Por otra parte, los heterohelícidos observados presentan conchas uniseriales con longitudes que van de 150 μm a 300 μm que se encuentran rellenas de cemento esparítico (Figura 5.8C). Por último, las formas parecidas a *Hedbergella* sp. observadas tienen una longitud aproximada de 200 μm a 300 μm y están rellenas de cemento esparítico (Figura 5.8D).

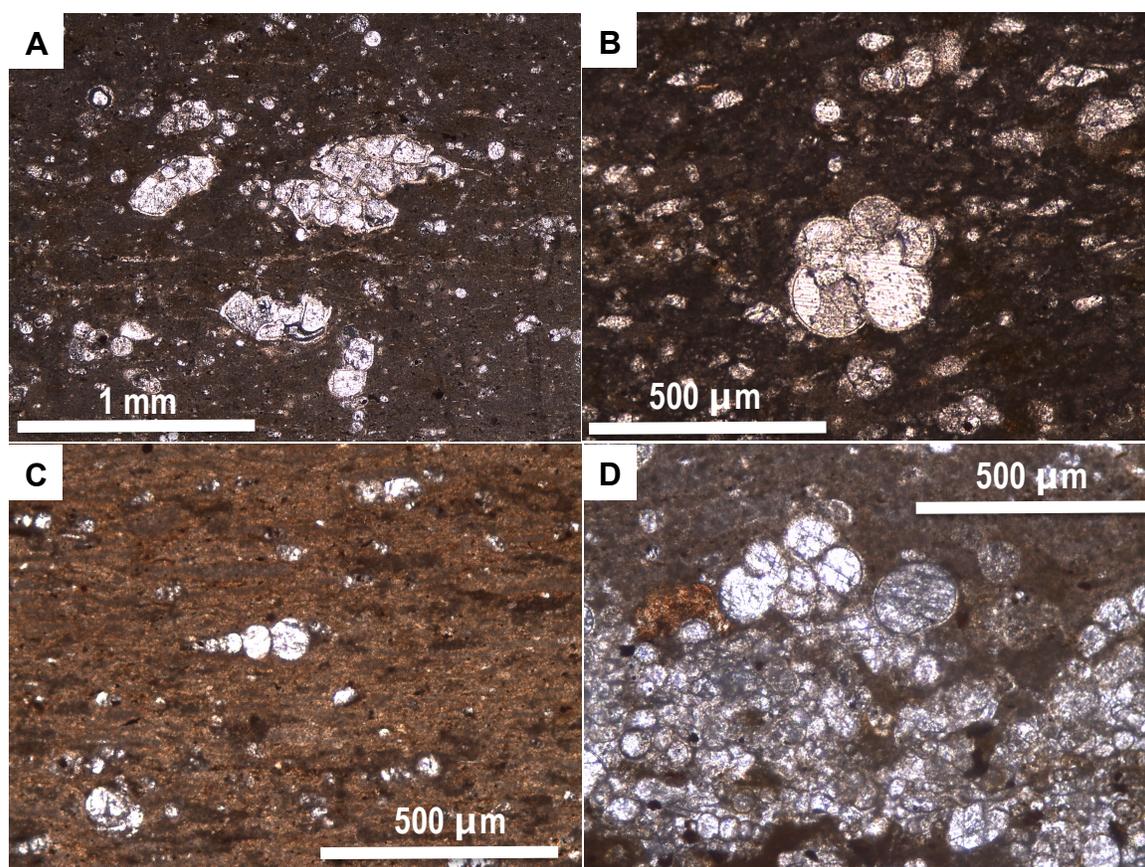


Figura 5.8. Foraminíferos planctónicos presentes dentro de la margá de la Formación Eagle Ford en el área de estudio. A) Globotruncánidos con un tamaño mayor a 500 μm (LT-22C); B) Globotruncánido con un tamaño de 350 μm (LT-19A); C) Heterohelícido uniserial (MC1-15); D) *Hedbergella* sp. (MC4-5D).

También se encontraron fragmentos de bivalvos (Figura 5.9A los cuales exhiben restos de la capa prismática de la concha, la cual muestra márgenes paralelos de cristales que reflejan el patrón original de esta parte de la concha, como lo sugiere Scholle & Ulmer-Scholle (2003). Dado a que los bivalvos más abundantes en el área son los inocerámidos, es posible que estos fragmentos pertenezcan a especímenes de este grupo. También fueron observados restos de organismos no determinados (Figura 5.9B).

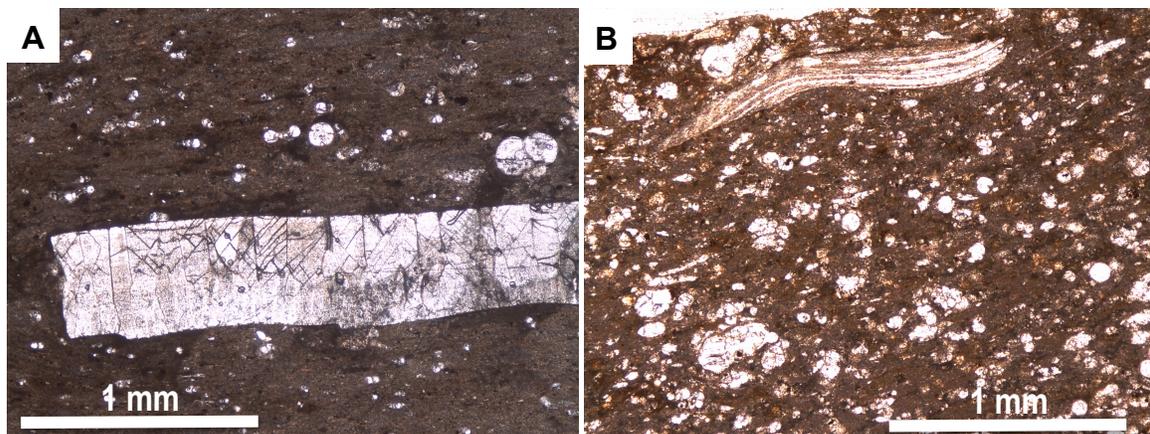
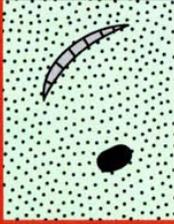
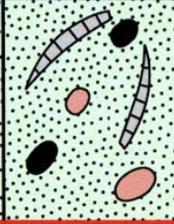
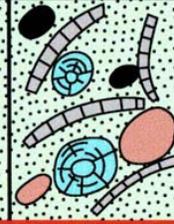
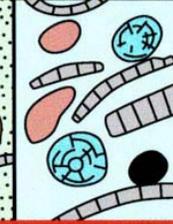
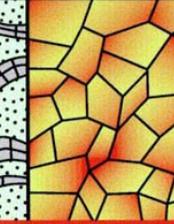


Figura 5.9. Granos esqueléticos presentes dentro de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio. A) Fragmento de bivalvo (MC4-14B); B) Grano esquelético no determinado (LT-19A).

5.2.2 Texturas

De acuerdo a las observaciones realizadas en microscopio petrográfico, el porcentaje de aloquímicos es muy variable y la mayoría de sus componentes presentan un tamaño inferior a 2 mm, por lo cual para la determinación de texturas se utilizó la clasificación de Dunham (1962) (Figura 5.10).

Clasificación de Dunham, 1962

Textura deposicional reconocible				Componentes originales unidos durante el desarrollo de una bioconstrucción	Textura deposicional no reconocible
Componentes originales no unidos durante la sedimentación			Esqueleto clasto-soportado sin barro micrítico		
Con barro micrítico		Esqueleto grano-soportado			
Esqueleto matriz-soportado					
< 10 % granos	> 10 % granos				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Cristalina
					

Dunham, 1962
Modificado de Moore, 2001
© Atlas de Petrología Sedimentaria

Figura 5.10. Clasificación textural de rocas calcáreas según Dunham (1962) (tomada de Atlas de Petrología Sedimentaria ©2007-2015).

Las texturas predominantes en las láminas delgadas observadas son el mudstone y wackstone, que están presentes en todas las láminas, sin embargo se presentan algunos horizontes con textura packstone.

Se conoce como textura mudstone a rocas carbonatadas soportadas por matriz micrítica que presenta menos del 10% de granos embebidos en la matriz; en las láminas analizadas la matriz micrítica es de color gris medio a oscuro con tonalidades cafés y los granos están representados por fragmentos de foraminíferos planctónicos y calciesferas principalmente (Figura 5.11A y B).

Se conoce como textura wackstone a rocas carbonatadas soportadas por matriz micrítica que presenta más del 10% de granos embebidos en la matriz; en las muestras analizadas los granos están representados por fragmentos de foraminíferos planctónicos principalmente y algunas calciesferas (Figura 5.11C y D).

Se conoce como textura packstone a capas de carbonato de calcio soportadas por granos y en la cual se encuentra matriz micrítica entre los granos; en las láminas analizadas, alternando intermitentemente, se encuentran delgados horizontes (desde 100 μm hasta 2 mm) que son los que representan la textura packstone (Figura 5.11E y F) y los granos están representados por fragmentos de foraminíferos planctónicos y otros granos esqueléticos, así como algunos filamentos.

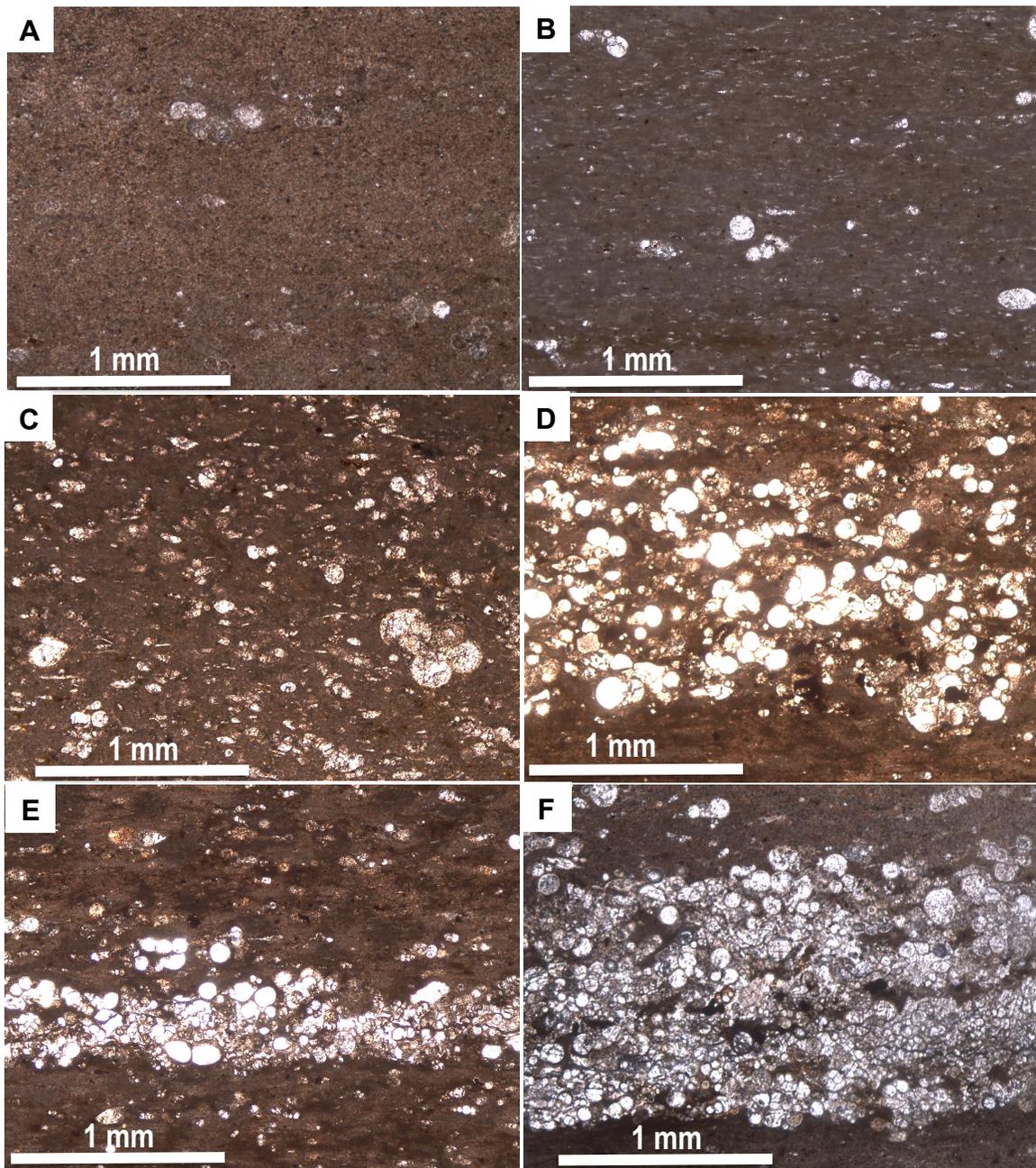


Figura 5.11. Texturas presentes dentro de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio. A) Mudstone (MC4-5D); B) Mudstone (MC1-9A); C) Wakestone (LT-15A); D) Wakestone (Mc4-14B); E) Packstone (nótese la matriz micrítica entre los granos) (MC4-14B); F) Horizonte de packstone con mayor espesor (MC4-5D).

La mayoría de las muestras presentan una textura mudstone-wackstone (Figura 5.12A), algunas de las cuales presentan horizontes o microláminas de packstone (Figura 5.12B), lo cual se ve reflejado en la laminación (Figuras 5.12C y D).

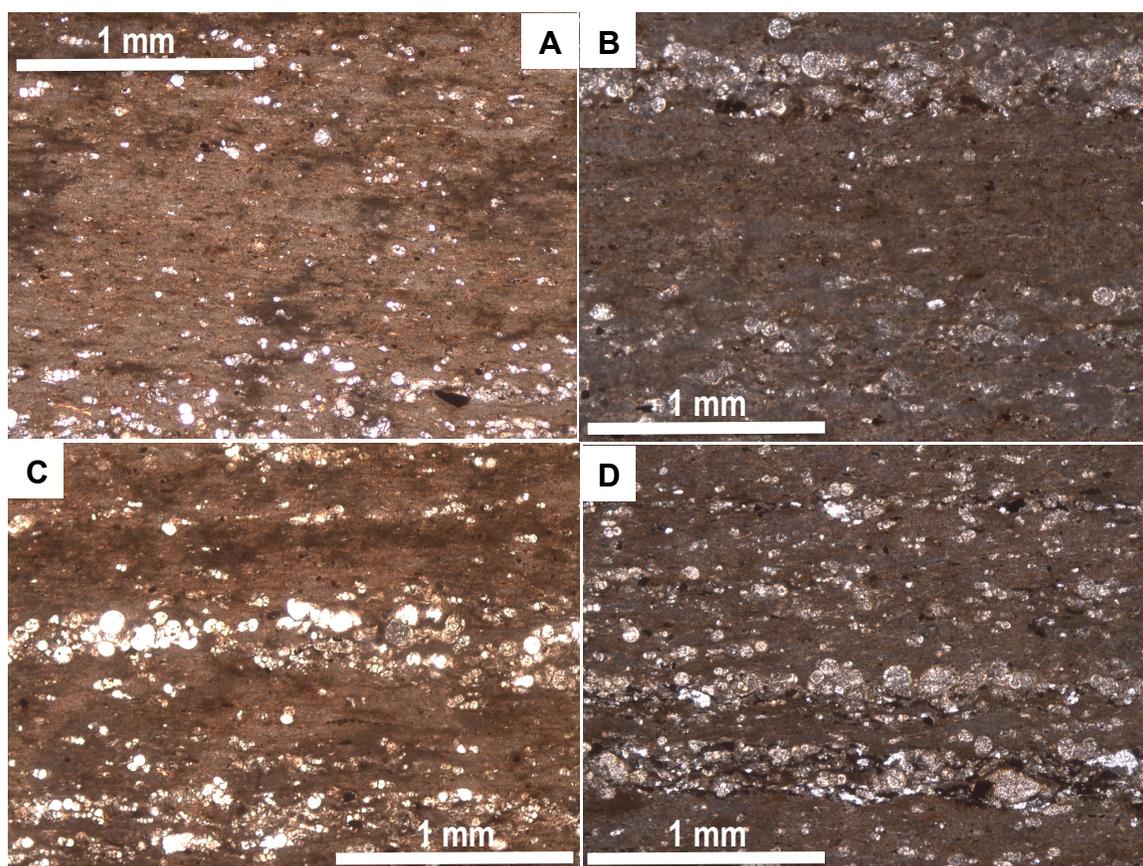


Figura 5.12. Texturas presentes dentro de la margá de la Formación Eagle Ford en el área de estudio. A) Textura mudstone-wackstone. En la parte central de la figura se observa un porcentaje muy bajo de granos, mientras que en la parte inferior aumenta la cantidad de granos, dando la alternancia de texturas (MC4-14B); B) Horizonte delgado de packstone (parte superior de la fotografía) (MC3-12B); C) Laminación, evidenciada por la alternancia de texturas (MC4-14B); D) Laminación, evidenciada por la alternancia de texturas (MC3-16D).

5.2.3 Presencia de óxidos de hierro en lámina delgada

Óxidos de hierro (identificados por ser minerales opacos con tonos café-rojizo) fueron identificados en las láminas delgadas de la Formación Eagle Ford en Múzquiz, Coah. y se encuentran dispuestos en los siguientes patrones.

Diseminados

Este patrón consiste en pequeños puntos de unas cuantas micras de diámetro de minerales opacos (óxidos de hierro) que se encuentran inmersos en la matriz sin ninguna disposición o alineación preferente (Figura 5.13) y están presentes en la mayoría de las láminas analizadas.

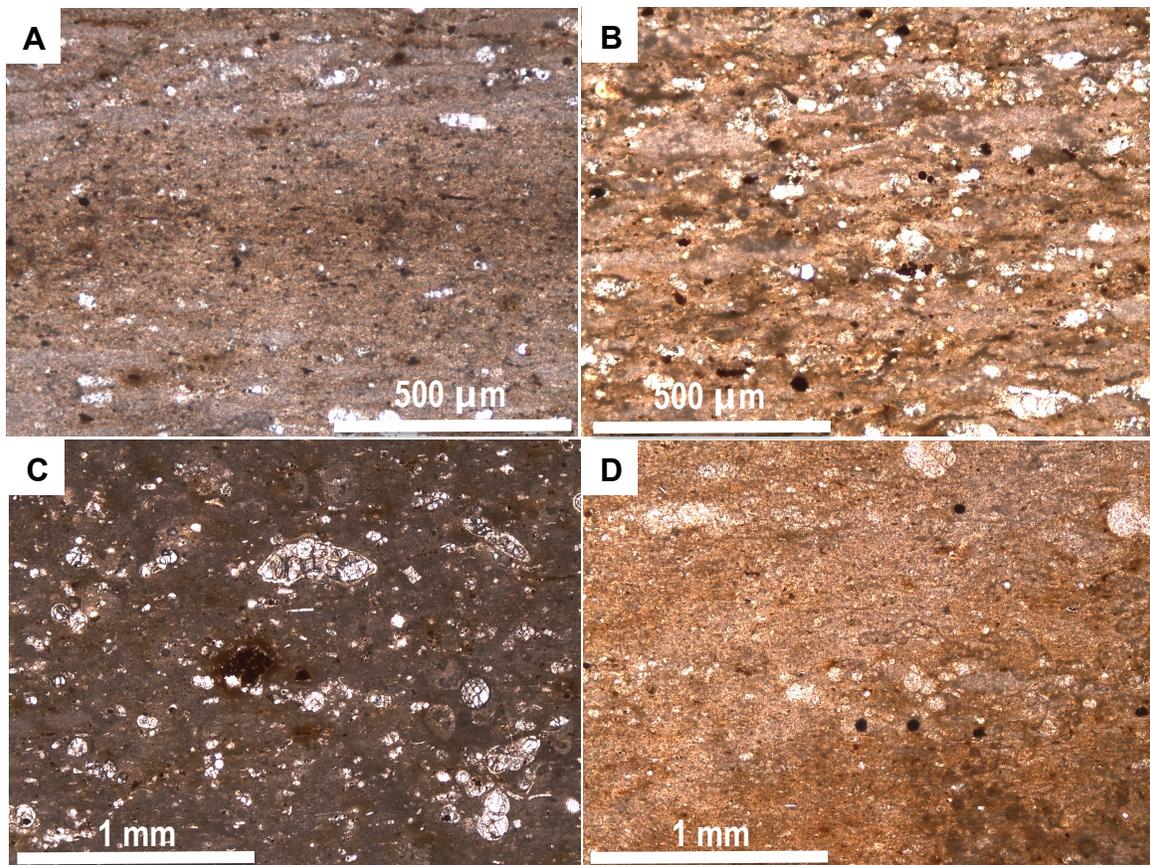


Figura 5.13. Óxidos de hierro dentro de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio, dispuestos de manera diseminada dentro de la matriz. A) (MC4-14B); B) (MC3-11B); C) (LT-34); D) (MC3-3).

Láminas micrométricas

Este patrón consiste en pequeños “cristales” de óxidos de hierro alineados formando microláminas de diversos espesores y que no son completamente continuas, pero en general no rebasan 1 mm de espesor (Figura 5.14).

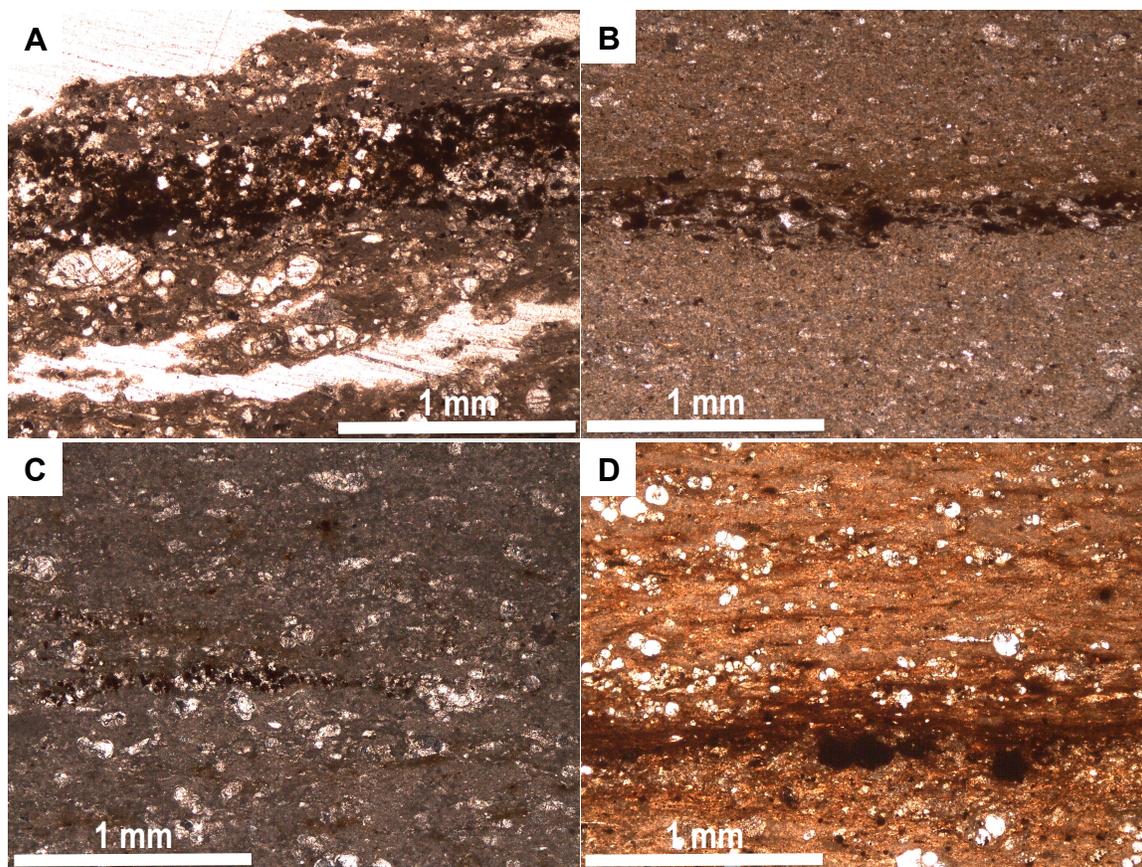


Figura 5.14. Óxidos de hierro dentro de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio, dispuestos en láminas. A) Lámina con más de 0.5 mm de espesor (LT-35); B) Lámina con espesor variable que permite ver la alineación de los óxidos (MC3-6); C) En el centro de la fotografía se observa más bien un pequeño lente de óxido de hierro (MC4-5A); D) Lámina de óxido de hierro que por el tamaño de sus partículas permite que sea continua, aunque también se notan partículas de mayor tamaño (MC1-15).

Dentro de granos esqueléticos

Este patón en lámina delgada es poco abundante (sin embargo dentro de los perfiles tomados se encontraron macrofósiles reemplazados por óxido de hierro) y consiste en óxidos de hierro color café oscuro con tonalidades rojizas de diversas formas pero en general de forma esférica o subesférica que se encuentra reemplazando o rellenando cavidades de algunos granos esqueléticos (Figura 5.15).

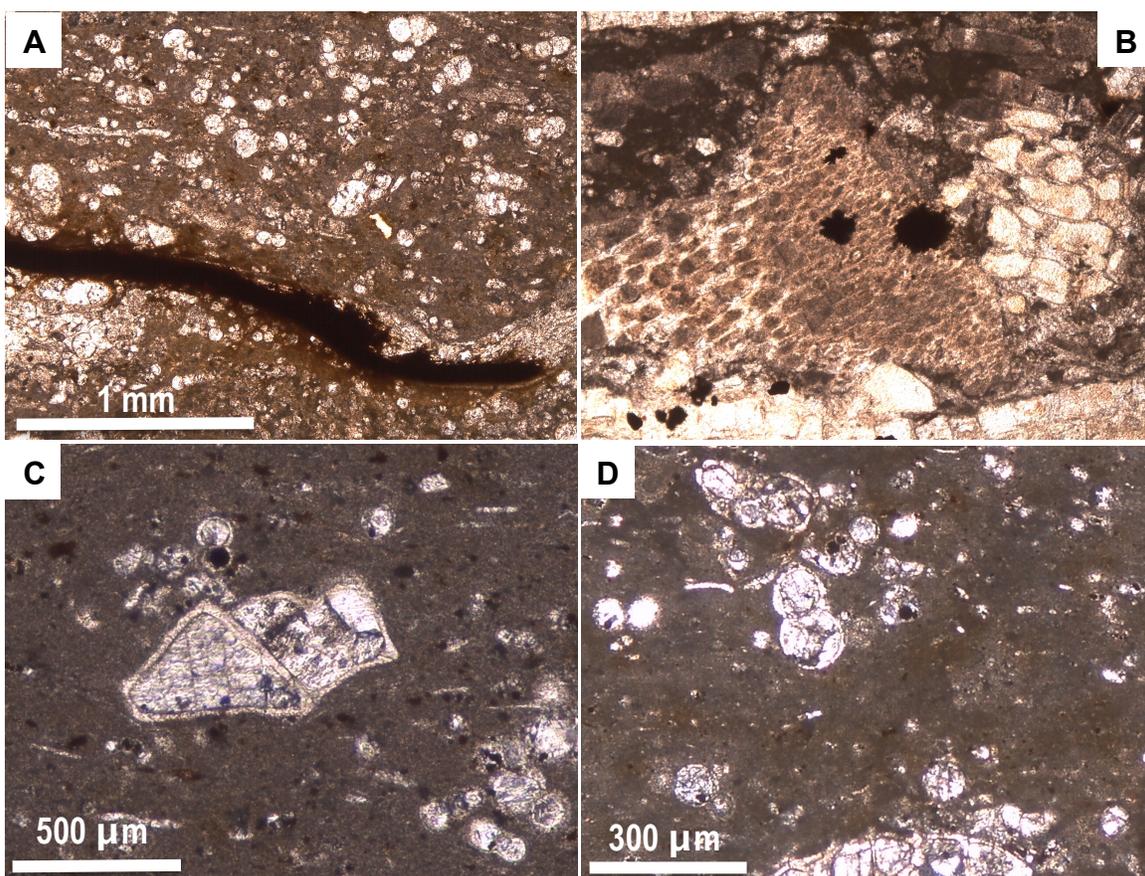


Figura 5.15. Óxidos de hierro dentro de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio, dispuestos dentro de granos esqueléticos. A y B) Óxidos reemplazando partes de posibles bivalvos (LT-15A); C y D) Pequeñas esferas de óxido de hierro dentro de cámaras de foraminíferos (LT-22C).

Asociados a packstone

Este patrón consiste en fragmentos o “cristales” de óxido de hierro de diversos tamaños y formas dispuestos dentro de packstone, algunos parecen seguir su laminación (Figura 5.16).

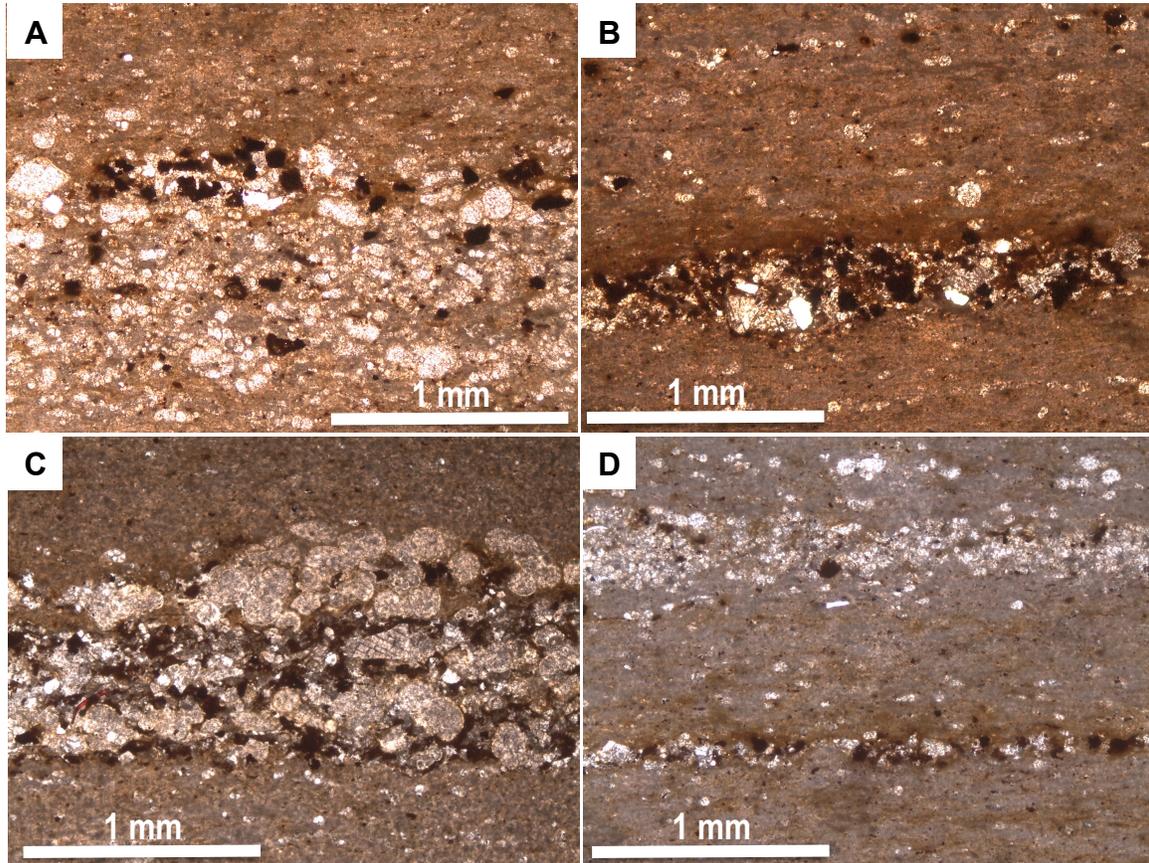


Figura 5.16. Óxidos de hierro dentro de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio que se encuentran dispuestos dentro de packstone y parecen tener cierta alineación siguiendo la laminación del horizonte de packstone. A) (MC3-3); B) (MC3-12B); C) (MC3-15B); D) (MC3-12B).

También están presentes esporádicamente en algunas láminas delgadas microláminas negras en algunos casos con tonos rojizos dispuestas subparalelas a la estratificación (Figura 5.17A), y en algunos casos rodeando a granos esqueléticos (Figura 5.17B).

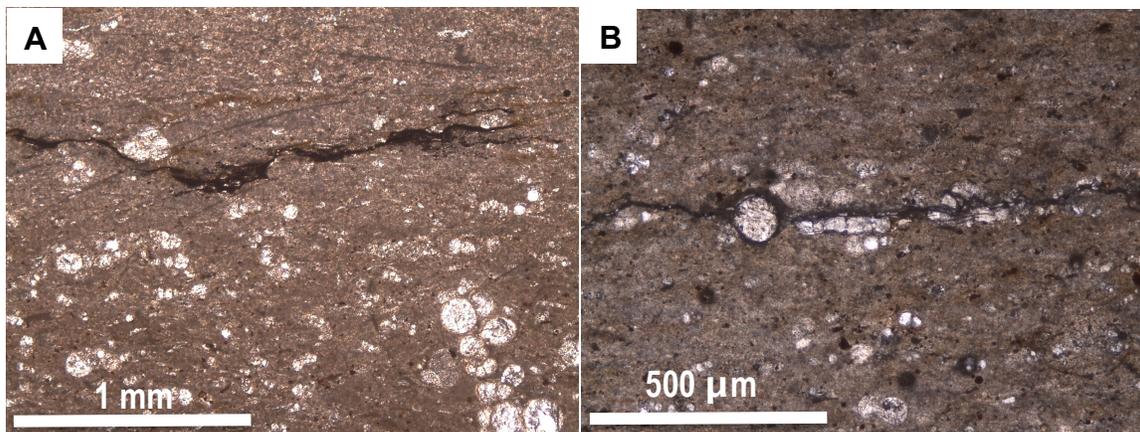


Figura 5.17. Microláminas negras dentro de la marga de la Formación Eagle Ford en el área de estudio. A) Lámina de color negro con algunos tonos rojizos de al menos 2 mm de longitud, dispuesta de manera subparalela a la estratificación (MC1-9A); B) Lámina negra rodeando (tanto por arriba como por abajo) a una calciesfera de al menos 3 mm de longitud (MC3-4).

5.3 MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO

Muestras de aproximadamente 1 cm³ de fragmentos de óxido de hierro colectado de los estratos de margas de la Formación Eagle Ford en las canteras de la Mula y Los Temporales fueron observadas mediante el Microscopio Electrónico de Barrido a diferentes magnificaciones, con el fin de detectar características texturales y estructuras microscópicas que permitieran asociar a la goethita presente a estructuras reportadas previamente en pirita sedimentaria.

Tras el análisis microscópico se detectaron dos grupos principales de estructuras de acuerdo a su origen: A) Estructuras inorgánicas y B) Estructuras de origen orgánico. A su vez, cada grupo fue dividido en varios tipos de estructuras de acuerdo a su morfología, tamaño o textura. A continuación se presenta una descripción de cada grupo reportado.

5.3.1 Estructuras inorgánicas

En este trabajo se asignó el término de estructuras inorgánicas a aquellas en cuya génesis no está involucrado el proceso de preservación directa de un microorganismo, ni estructuras asociadas a cualquier tipo de actividad orgánica.

Microcristalitos

Este término es usado en la literatura (Folk, 2005; Schieber, 2002b; Butler et al., 2000) para referir a pequeños cristales con tamaños de hasta 1 µm que se encuentran en pequeñas agrupaciones (Figura 5.18) o algunos aislados. La forma cristalina más abundante en las muestras analizadas es el piritoedro, aunque también fueron observados algunos octaedros.

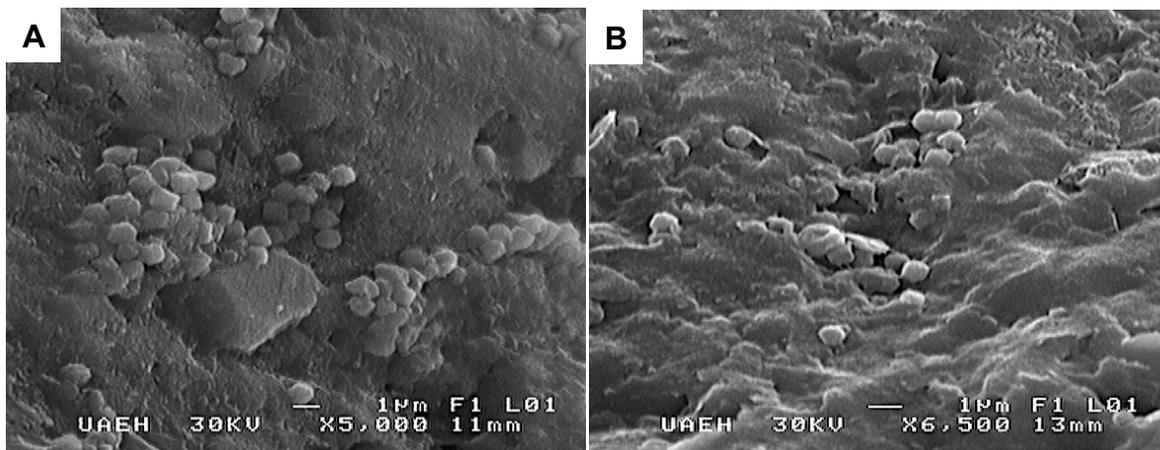


Figura 5.18. Imagen MEB de microcristalitos observados en óxidos de hierro de la Formación Eagle Ford en el área de estudio. A) Cristalitos de aproximadamente 1 μm que se encuentran en pequeñas agrupaciones, se puede observar su forma de piritoedro; B) Cristalitos que se encuentran más separados, se puede observar su forma de piritoedro y su tamaño inferior a 1 μm .

Framboides y cúmulos (“clusters”)

Estas estructuras son típicas de pirita y consisten en microcristales equigranulares (usualmente cubos o piritoedros con un diámetro mayor a 5 μm), empaquetados en un agregado esferoidal (Canfield & Raiswell, 1991). Un cúmulo es similar al framboide pero sus cristales no están bien formados y no alcanza una forma esférica. Los framboides se forman cuando las condiciones de sobresaturación en pirita son muy altas y la velocidad de nucleación es mayor que la velocidad de crecimiento cristalino (Merinero et al., 2010).

En las muestras analizadas se encontraron varios framboides y cúmulos de diferentes tipos y con tamaños entre 5 μm y 20 μm . En ambos casos, estas estructuras se encontraron completas o bien, parcialmente fracturadas (Figura 5.19).

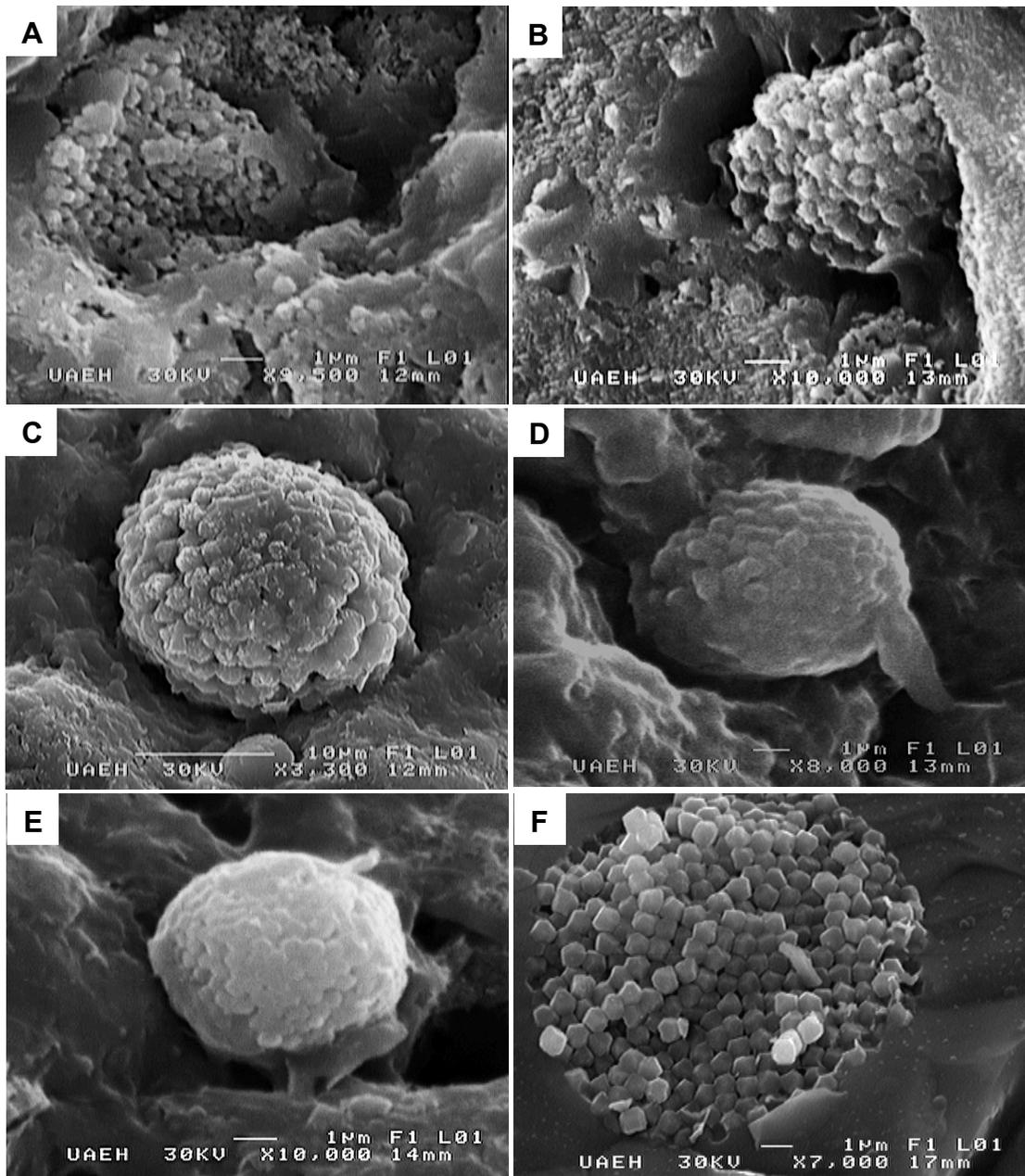


Figura 5.19. Imagen MEB de clusters y framboides. (A-E, provenientes de la Formación Eagle Ford en Múzquiz, Coah; F, proveniente de la Formación Agua Nueva en Xilitla, S.L.P.). A) Framboides rotos con tamaños aproximados de 10 μm ; B y C) Clusters, en los cuales se observan cristales sin forma bien definida; D y E) Framboides completos donde se observa la forma de piritoedro de sus cristalitos, tienen un tamaño aproximado de 10 μm ; F) Framboide en pirita sedimentaria de microcristales ehuedrales (modificada de Ángeles-Trigueros, 2012).

Algunos framboides mostraron una película o cubierta la cual fue interpretada como biopelícula (“biofilm”) (Figura 5.20). Aunque la mayoría de los framboides observados se encontraron aislados en la matriz, algunos de ellos se encontraron formando grupos hasta de 7 framboides (Figura 5.21).

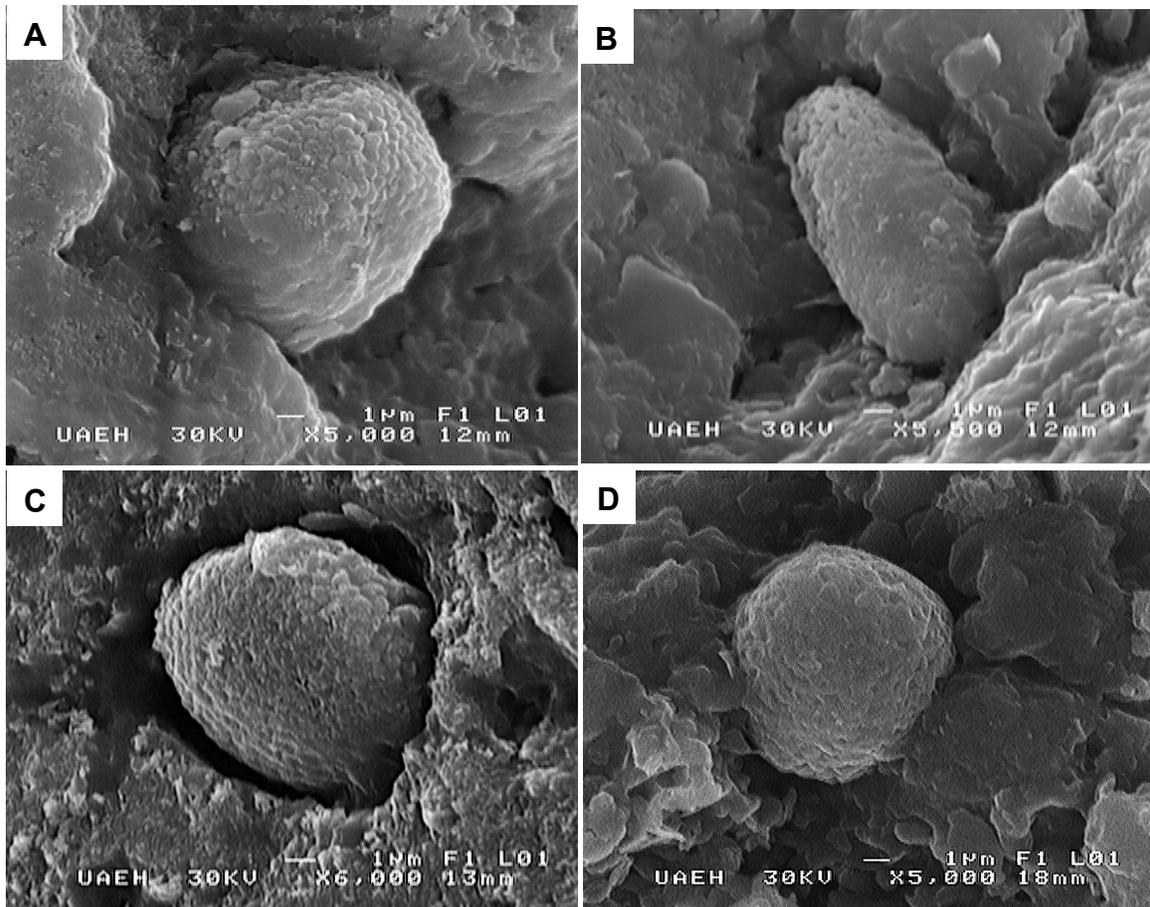


Figura 5.20. Imagen MEB de framboides recubiertos por un “biofilm” provenientes de la Formación Eagle Ford en Múzquiz, Coah. A) Framboide de 15 μm que tiene la mitad de abajo cubierta por “biofilm”; B) Cluster alargado de casi 20 μm cubierto por “biofilm”, dejando ver sólo en el extremo superior la forma de los cristalitos que lo componen; C) Framboide de 10 μm recubierto por “biofilm” en su parte central, dejando ver en los extremos la forma de sus cristales; D) Framboide de casi 10 μm de diámetro recubierto por “biofilm” en su parte superior.

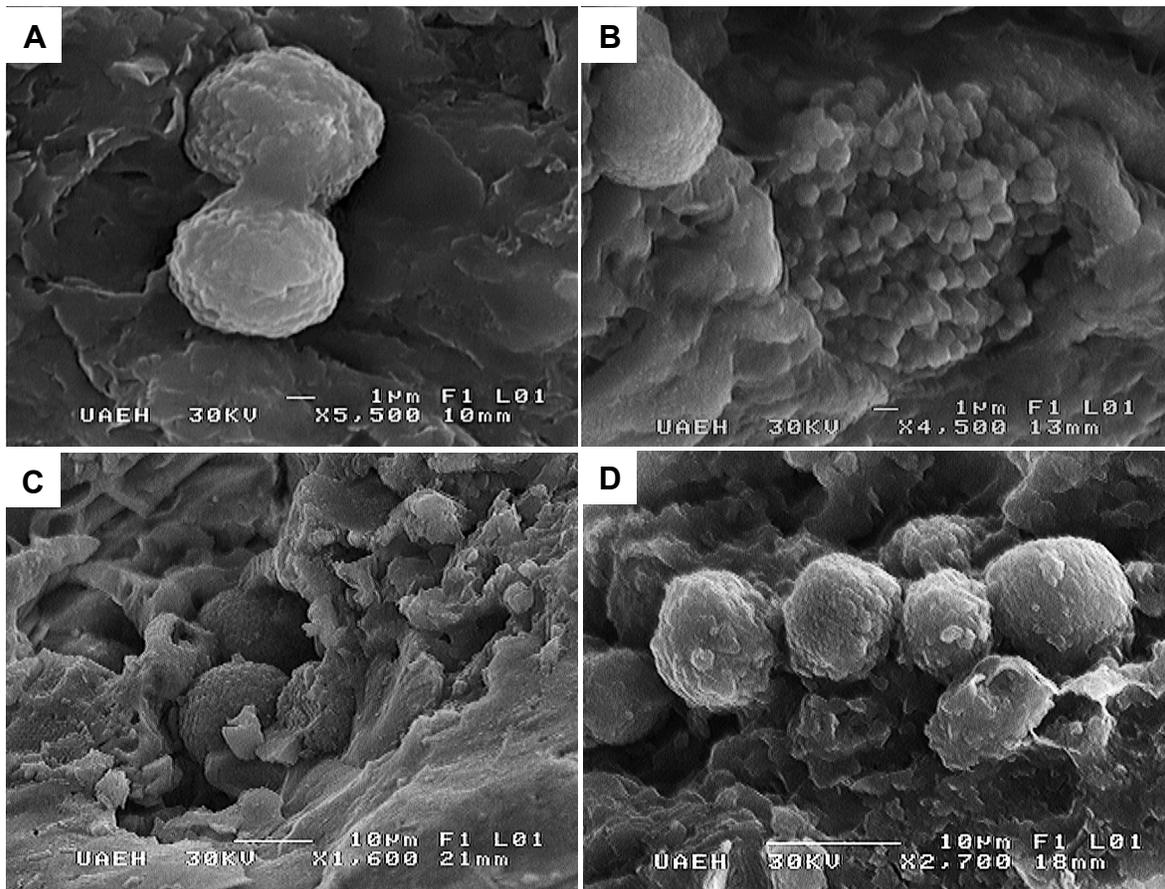


Figura 5.21. Imagen MEB de agrupación de framboides provenientes de la Formación Eagle Ford en Múzquiz, Coah. A) Par de framboides de aproximadamente 6 μm de diámetro que se encuentran cubiertos y unidos por biofilm; B) En la parte central se observa un framboide roto de 15 μm de diámetro y en la parte superior izquierda se observa un pequeño framboide de 5 μm de diámetro; C) Agrupación de 3 framboides aproximadamente 15 μm cada uno, uno de los cuales está roto (centro de la imagen); D) Agrupación de cinco framboides que varían de tamaño entre 5 μm y 10 μm , algunos de los cuales se encuentran cubiertos parcialmente por “biofilm”.

“Teeth & Sockets”

Estructuras reportadas en pirita sedimentaria que consisten en superficies generalmente lisas que son interrumpidas por pequeños cristales o bien, por huecos cuya forma y tamaño sugieren que estuvieron ocupados por cristales (Sur et al., 2006) son conocidas como “teeth & sockets”. En las muestras analizadas se encontraron pocas estructuras de este tipo (Figura 5.22) y consistieron en superficies interrumpidas por huecos de tamaño inferior a $1\ \mu\text{m}$ hasta $4\ \mu\text{m}$, que tienen forma de cristales y que en algunas ocasiones aún están rellenas por cristales, muy similares a las reportadas en pirita sedimentaria de varias localidades.

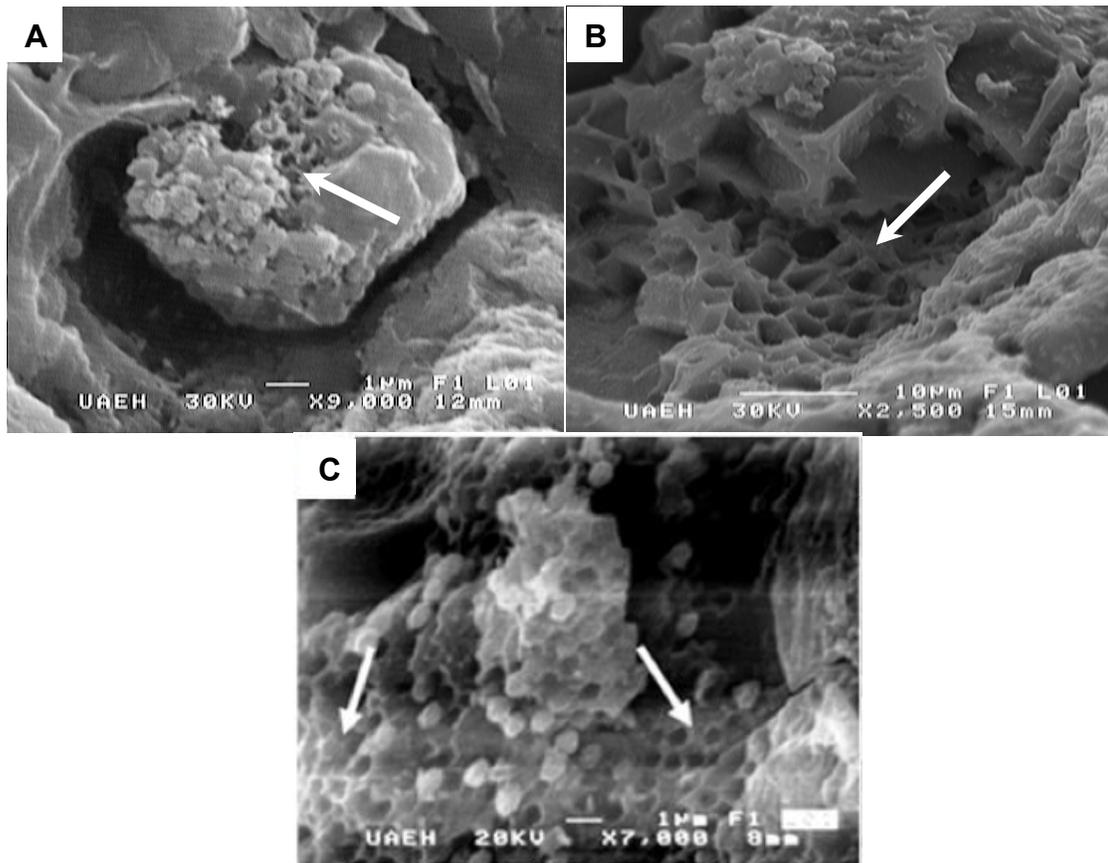


Figura 5.22. Imagen MEB de estructuras “teeth & socket” (A y B, provenientes de la Formación Eagle Ford en Múzquiz, Coah.; C, proveniente de la Formación Agua Nueva en Xilitla, S.L.P.). A) Estructura que de un lado está interrumpida por huecos y del otro tiene cristales presentes; B) Superficie interrumpida por huecos

que semejan la forma de cristales de piritoedro y octaedro; C) Estructura teeth & socket reportada en piritita sedimentaria (modificada de Ángeles-Trigueros, 2012).

5.3.2 Estructuras de origen orgánico

En este trabajo se asignó el término de estructuras de origen orgánico a aquellas en cuya génesis está involucrado el proceso de preservación directa de microorganismos. Entre estas estructuras destacan las bioformas (cocoides, estomatoquistes, filamentos), así como estructuras asociadas a cualquier tipo de actividad orgánica. A continuación se describe cada estructura.

Estructuras Cocoides

En microbiología se conoce como estructura cocoide o coco a aquella célula procarionte o bioforma que presenta una forma esférica, y que presenta dimensiones entre 0.2 μm y 5 μm (Brock et al., 1987). En el óxido de hierro analizado, se encontraron estructuras ovales a esféricas (Figura 5.23), cuyos tamaños varían de entre 0.5 μm a 2 μm . Algunas de estas estructuras biomórficas se encuentran preservadas como elementos aislados (Figura 5.23A y B), mientras que la mayoría de ellas están presentes en agrupaciones (Figura 5.23C) de forma muy similar a como se encuentran algunas colonias de bacterias recientes. Estas estructuras presentan morfologías muy similares a las reportadas dentro de piritita sedimentaria por Schieber (2002a) y Ángeles-Trigueros (2012), interpretándolas como restos mineralizados de bacterias sulfato-reductoras. En todos los casos encontrados, la estructuras biomórficas presentan, como característica distintiva, una superficie totalmente lisa.

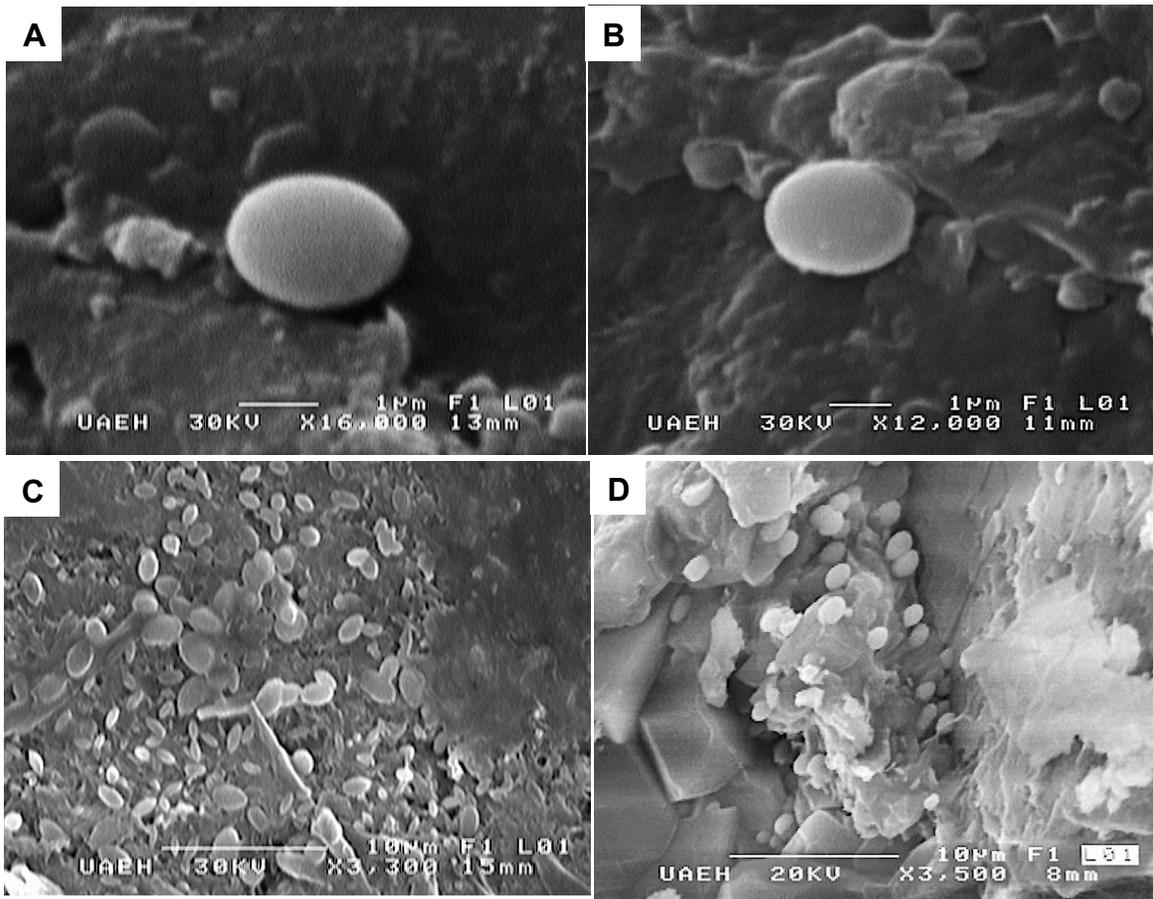


Figura 5.23. Imagen MEB de estructuras cocoides (A, B y C provenientes de la Formación Eagle Ford en Múzquiz, Coah.; D, proveniente de la Formación Agua Nueva en Xilitla, S.L.P.). A y B) Estructuras ovaladas de textura lisa con un tamaño de 2 μm que se presentan aisladas; C) Cuerpos esféricos a elípticos que varían de tamaño entre 0.5 μm y 4 μm y cuya textura parece se lisa; D) Estructuras cocoides reportadas en pirita sedimentaria (modificada de Ángeles-Trigueros, 2012).

Filamentos

Estas estructuras son derivadas de actividad microbiana. Son cuerpos alargados y muy delgados que presentan espesores inferiores a 1 μm hasta 3 μm y que alcanzan longitudes de hasta 600 μm . Los filamentos

presentan superficies lisas careciendo de cualquier tipo de ornamentación (Figura 5.24).

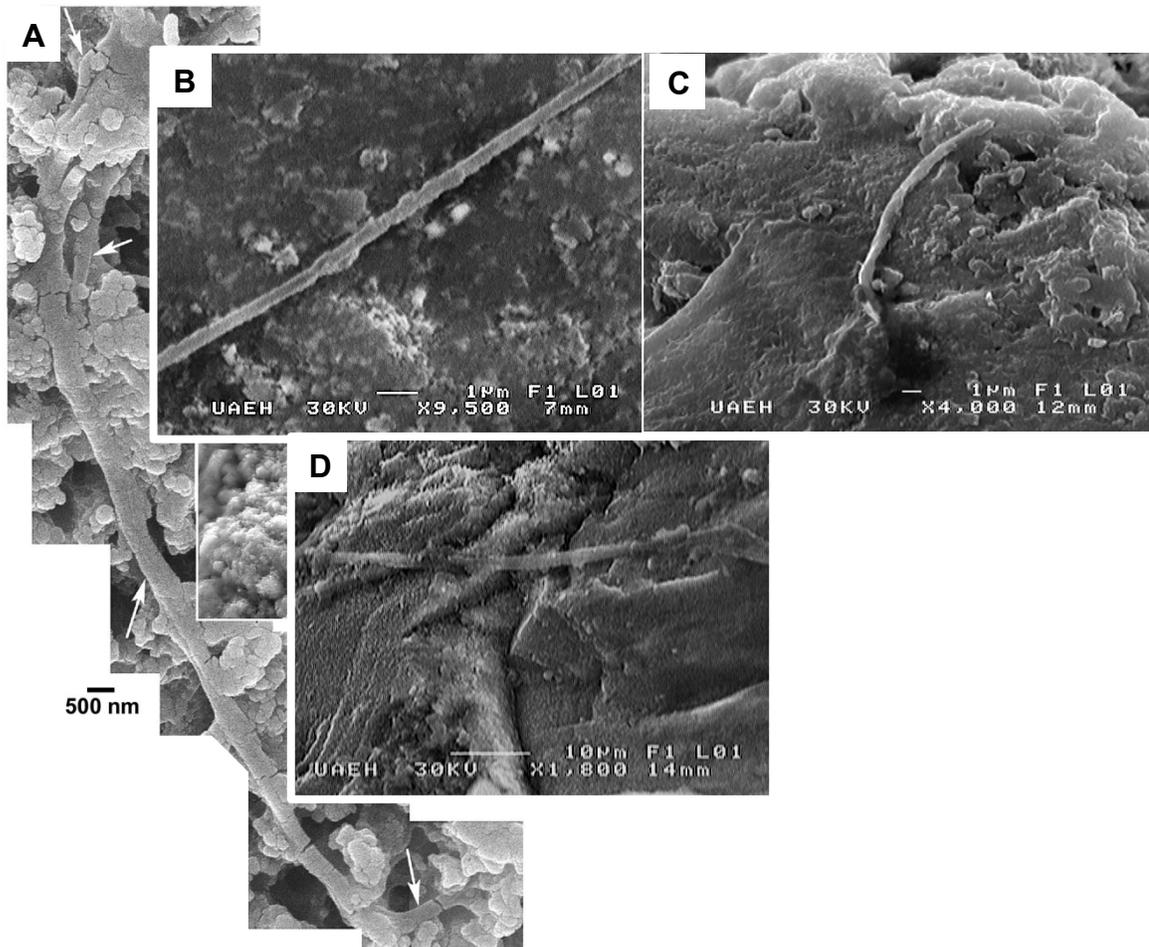


Figura 5.24. Imagen MEB de filamentos (A, proveniente de la Formación Winnipeg; B, C y D, provenientes de la Formación Eagle Ford en Múzquiz, Coah.). A) Filamento de aproximadamente 20 μm de longitud (señalado por flechas blancas) encontrado dentro de piritita sedimentaria (modificada de Schieber & Riciputi, 2005); B, C y D) Filamentos encontrados en óxido de hierro que presentan una textura lisa.

Estructuras tubulares

En las muestras analizadas se encontraron fragmentos de estructuras tubulares cilíndricas de 3 μm a 10 μm de diámetro y hasta 100 μm de longitud, algunas de las cuales presentan un extremo abierto (Figura 5.25). Estas estructuras presentan similitudes con aquellas reportadas por Ángeles-Trigueros (2012) y Ángeles-Trigueros et al. (2012) y que posteriormente fueron interpretadas como fundas (“sheets”) o fragmentos de filamentos microbianos.

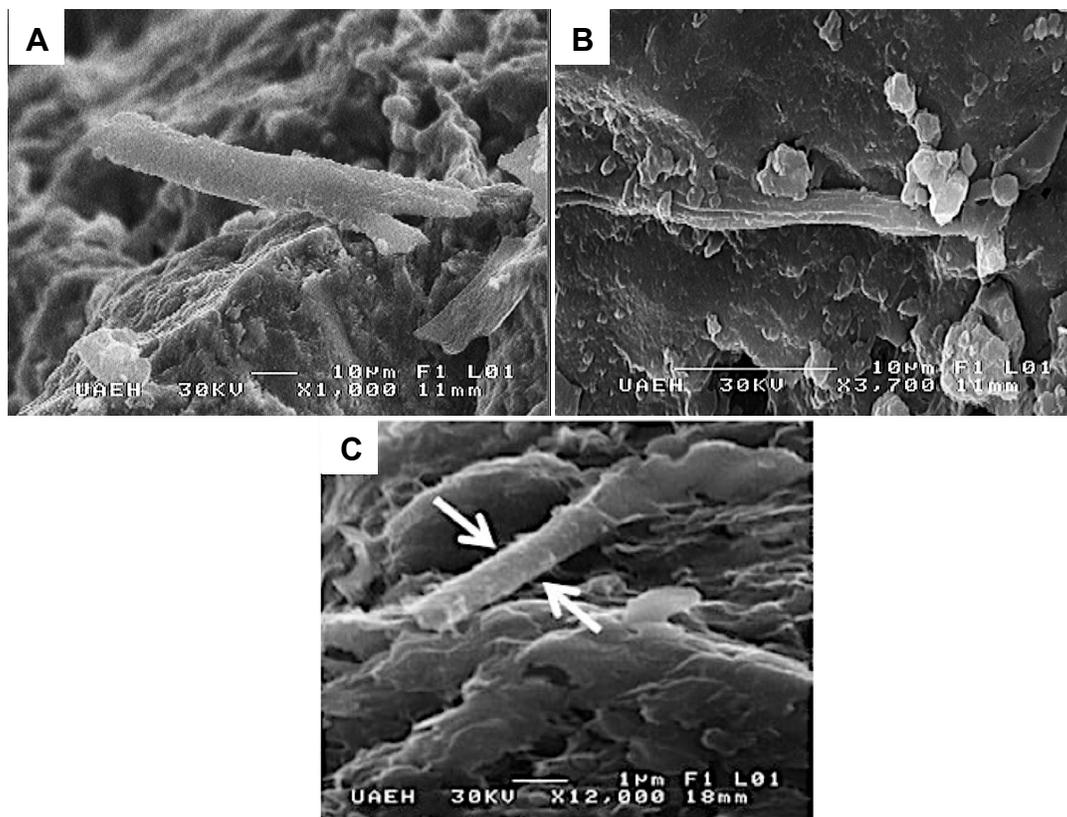


Figura 5.25. Imagen MEB de estructuras tubulares (A y B, provenientes de la Formación Eagle Ford en Múzquiz, Coah.; C, proveniente de la Formación Agua Nueva en Xilitla, S.L.P.). A) Estructura tubular de 90 μm de longitud que presenta una textura lisa y de su lado derecho parece estar rota; B) Estructura tubular de 30 μm que parece estar adherida de su lado izquierdo a la matriz, presenta una textura rugosa con pliegues o estrías longitudinales; C) Estructura tubular reportada en pirita sedimentaria (modificada de Ángeles-Trigueros, 2012).

Estomatoquistes

Son estructuras de resistencia o reposo producidas por algas Crisofitas y que están conformadas por silicio, de forma más comúnmente globosa y hueca con un poro simple (Sánchez et al., 2000). Exponen una gran variedad de morfologías consistentes en formas esféricas, ovaladas o incluso piramidal con un solo poro. Su superficie puede presentar ornamentación con diferentes patrones y estructuras. Comúnmente estas estructuras se acumulan en sedimentos lacustres y los reportes en ambientes marinos son escasos (Perch-Nielsen, 1977; Castañeda-Posadas et al., 2014).

En la goethita del área de estudio, estos consistieron en formas globosas con superficies lisas o notoriamente rugosa y que presentan un diámetro entre 2 μm y 6 μm , algunos de los especímenes presentan un poro (Figura 5.26). Esta descripción es consistente con lo reportado por Castañeda-Posadas et al. (2014) para estomatoquistes conservados en pirita sedimentaria de la Formación Agua Nueva en Xilitla, S.L.P.

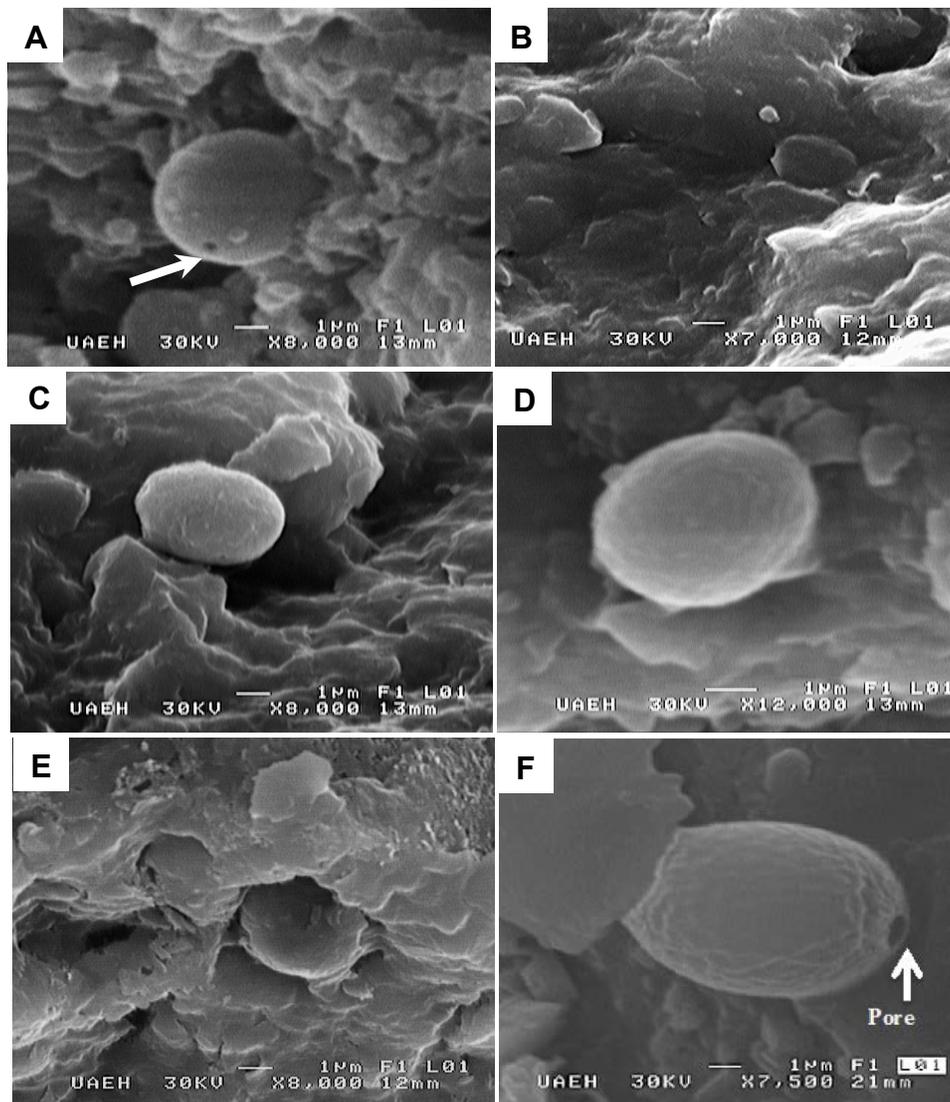


Figura 5.26. Imagen MEB de estomatoquistes (A-E, provenientes de la Formación Eagle Ford en Múzquiz, Coah.; F, proveniente de la Formación Agua Nueva en Xilitla, S.L.P.). A) Estomatoquiste con una tamaño de 4.5 μm por 4 μm , no presenta ornamentación (textura aparentemente lisa); B) Estructura ovalada con una longitud de 3 μm por 2 μm que es su extremo izquierdo presenta un poro y no tiene ornamentación aparente; C) Estructura ovalada de 4.5 μm de largo por 3 μm de ancho que presenta en el extremo izquierdo un poro aparente y cuya superficie es ligeramente rugosa, posiblemente por ornamentación; D) Estructura ovalada con posible ornamentación poco notoria de un tamaño aproximado de 5 μm ; E) Estructura esférica mostrando proyecciones; F) Estomatoquiste reportado en pirita sedimentaria (modificada de Castañeda-posadas et al., 2014).

6. DISCUSIÓN

6.1 CARACTERIZACIÓN DE ÓXIDOS Y SU DISPOSICIÓN EN EL SEDIMENTO

El óxido de hierro presente en las capas de la Formación Eagle Ford corresponde a goethita, que es un mineral típicamente de zonas sedimentarias pantanosas, lateritas y de zonas de alteración de yacimientos de sulfuros ricos en hierro (gossan) que en su formación primaria presenta formas botroidales, masivas, fibroso-radial, estalactítico.

La goethita a menudo se forma a través de, entre otros procesos, el reemplazamiento de otros minerales (como pirita, siderita y yeso) ricos en hierro, por lo cual es visto como pseudomorfo, donde la forma original de la matriz mineral se mantiene (Holden & Mathez, 1991; Wenk & Andrei, 2004).

La descripción macroscópica de las muestras permitió ver que la disposición que tiene la goethita es similar a la que presenta la pirita de origen sedimentario, pudiéndose observar de manera diseminada, en láminas de diferentes espesores y en nódulos. La disposición observada en las láminas delgadas también es coincidente con la disposición que presenta la pirita sedimentaria. Esto permite sugerir que la disposición con la que la goethita se encontró dentro de las capas estudiadas coincide totalmente con la disposición que la pirita sedimentaria tiene en el sedimento y que ha sido previamente reportada.

Disposición en el sedimento	Goethita en la Fm. Eagle Ford	Pirita sedimentaria
Diseminada	✓	✓
Láminas milimétricas a centimétricas	✓	✓
Láminas micrométricas	✓	✓
Reemplazando fósiles	✓	✓
Dentro de granos esqueléticos	✓	✓
Nódulos	✓	✓

Tabla 1. Tabla comparativa entre la disposición en el sedimento que presenta la goethita proveniente de la Formación Eagle Ford en el área de estudio, y la pirita sedimentaria.

6.2 ESTRUCTURAS TEXTURALES Y BIOMÓRFICAS COMO EVIDENCIAS DE PIRITA SEDIMENTARIA COMO PRECURSOR

Las estructuras observadas en Microscopio Electrónico de Barrido dentro de la goethita consistieron en dos tipos: 1) Texturales, que muestran la disposición de los cristales embebidos en la matriz, que en este caso corresponden a cristalitos con forma de piritoedro, aunque también fueron observados algunos octaedros. Los cristalitos se presentan de manera aislada, en pequeñas agrupaciones y agregados formando framboides o “clusters”. Como característica textural, también fueron observadas estructuras “teeth & sockets”. 2) Biomórficas, que consisten en la preservación directa de microorganismos o de partes de éstos, tal es el caso de estructuras cocoides, filamentos, estructuras tubulares y estomatoquistes encontrados en el óxido de hierro.

Estructuras similares son reportadas en pirita sedimentaria (Schopf, 1965; Sur et al., 2006; Schieber, 2002a y b; Schieber, 2005; Schieber et al., 2007, Blanco et al., 2010; Butler et al., 2000; Ángeles Trigueros et al.,

2012; Castañeda-Posadas et al. 2014) de diferentes ambientes sedimentarios, lo cual es una fuerte evidencia de que la pirita sedimentaria es el precursor de óxido de hierro presente en las capas de la Formación Eagle Ford en Múzquiz, Coah.

La pirita sedimentaria es un mineral inducido biológicamente (Frankel & Bazylinski, 2003) por varios grupos de bacterias sulfato-reductoras durante la diagénesis temprana en ambientes deficientes de oxígeno (Berner, 1984; Canfield & Raiswell, 1991). Los grupos de bacterias que participan en la formación de pirita sedimentaria exponen varias morfologías que van desde bastones (bacilos), esferas y cocoides. Por lo tanto, de acuerdo a la morfología y tamaño de bacterias sulfato-reductoras del Reciente, las bioformas observadas en la goethita de la Formación Eagle Ford, podrían estar relacionadas con las bacterias sulfato-reductoras.

6.3 AMBIENTE DE DEPÓSITO Y PIRITA SEDIMENTARIA

Un primer aspecto a discutir es que algunas capas de margas presentan laminación paralela a subparalela a escala milimétrica y alternan con estratos no laminados con abundante bioturbación y especies bentónicas (bivalvos). La laminación milimétrica en lámina delgada consiste en una alternancia de texturas mudstone-wackestone con horizontes de packstone. Por su parte, la bioturbación, a escala macroscópica, consiste en tubos muy similares reportados para ejemplares fósiles del ichnogénero *Thalassinoides*, reportado en diversos escenarios bien oxigenados.

La presencia de peces y foraminíferos planctónicos, aunado a la presencia de bioturbación, indica que al menos en la zona fótica

prevalecieron condiciones de buena oxigenación en la columna de agua durante la acumulación de sedimentos en el área del norte de Múzquiz.

Sin embargo, las características litológicas de las margas expuestas en la Formación Eagle Ford en el área de estudio, como la presencia de laminación paralela fina y la presencia de óxido de hierro a manera diseminada, de nódulos, o de láminas milimétricas o de mayor espesor, dispuestas paralelamente al plano de estratificación, así como de estructuras biomórficas y framboidales (vistas en MEB) encontradas dentro de los óxidos, aunado al buen grado de preservación que presentan la mayoría de los fósiles sugieren que éstas fueron depositadas en un ambiente deficiente de oxígeno, bajo condiciones de baja energía dentro de la plataforma. Las condiciones de baja energía también son evidenciadas por la disposición aleatoria de fósiles inocerámidos encontrados, ya que de haber existido corrientes presentes, éstos presentarían una orientación preferencial.

La presencia de framboides y bioestructuras dentro del óxido de hierro sugiere que el origen del óxido es resultado de la oxidación de sulfuros de hierro preexistentes como la pirita sedimentaria, debido a un evento postdiagenético como hidrotermalismo (González-Partida et al., 2008). Si se infiere que el óxido tiene como precursor a la pirita sedimentaria, su presencia no sólo indica concentraciones deficientes de oxígeno en la columna de agua, sino también condiciones euxínicas en el sedimento con un pH relativamente bajo en el fondo de la columna de agua (Blanco-Piñón et al. 2013b). Estas condiciones explicarían la parcialidad o totalidad de la disolución de conchas calcáreas de organismos como ammonites e inocerámidos en las capas laminadas y con presencia de óxidos de hierro, aunque no se descarta que la disolución de estructuras calcáreas también pudiera ser causa del hidrotermalismo. Sin embargo, dichas condiciones no fueron estables siendo interrumpidas de forma intermitente por condiciones de alta oxigenación, lo cual se ve

evidenciado por la presencia de marga no laminada con paleobiota bentónica y bioturbación.

Dentro del óxido estudiado se encontraron ocasionalmente framboides con diámetros de 5 μm y de acuerdo con Schieber et al. (2007), framboides relativamente pequeños (diámetro < 5mm) son comunes en sedimentos donde predominaron las condiciones euxínicas, ya que al parecer, en los ambientes euxínicos los framboides son formados en la columna de agua y crecen sólo unas pocas micras antes de caer al fondo por su peso, mientras que framboides de mayor tamaño se forman dentro del sedimento durante la diagénesis temprana. La presencia de estos framboides podría ser interpretada como otra evidencia de que en la cuenca prevalecieron condiciones euxínicas no sólo en el sedimento, sino posiblemente también en la parte baja de la columna de agua.

Oschmann (1991) propone una zonificación en la columna de agua con base en la concentración de oxígeno disuelto en un ambiente de depósito determinado. 1) La zona anaerobia (anóxica), presenta una concentración de oxígeno menor de 0.1 ml/l y se caracteriza por presentar laminación paralela fina, presencia de pirita y ausencia de bentos. 2) La zona disaeróbica (disóxica), presenta una concentración de oxígeno que varía entre 0.1 ml/l y 1.0 ml/l y se caracteriza por presentar sedimentos ligeramente laminados con pobre diversidad y cantidad de fauna bentónica. 3) La zona aeróbica (óxica) presenta concentraciones de oxígeno mayores a 1 ml/l y presenta una gran diversidad de fauna bentónica en sedimentos claros sin laminación.

Con base a dicha zonificación, es posible que condiciones óxicas y deficientes de oxígeno hayan estado alternando de forma intermitente en la columna de agua en el área de estudio durante la acumulación de la Formación Eagle Ford. Durante las etapas de mayor oxigenación, se dio el establecimiento de fauna bentónica y bioturbadores del sedimento,

borrando evidencias texturales como la laminación, mientras que durante las etapas deficientes de oxígeno, la presencia de bioturbadores y biota bentónica fue inhibida, lo que permitió la preservación de texturas laminares, así como una buena preservación de fauna fósil reportada por Blanco et al. (2004) y Alvarado-Ortega et al. (2006).

La presencia de capas de limolitas anaranjadas con bioturbación planar, indican una proximidad a una fuente continental con aporte de material terrígeno. Además de la biota reportada, se han encontrado en el área fragmentos de tallos de plantas continentales no determinadas (Blanco-Piñón, comunicación personal), lo que refuerza la hipótesis del aporte continental. Los estomatoquistes son la parte silicea de algunas algas Crisofitas y suelen ser elementos de agua dulce (Jendrzejewski & Hart, 1978), por lo tanto, los especímenes encontrados en las capas de la Formación Eagle Ford, indican la proximidad a la línea de costa y la influencia de algún delta que aporte agua dulce.

6.4 PROCESOS DE OXIDACIÓN

La evolución tectono-sedimentaria del noreste de México y, en específico, la del Golfo de Sabinas, ha estado ligada a la apertura y desarrollo del Golfo de México. Los cambios eustáticos que han regido durante la formación del Golfo se han manifestado en el noreste de México como etapas periódicas de transgresiones y regresiones, propiciando la depositación de secuencias sedimentarias compuestas principalmente de depósitos siliciclásticos de ambientes costeros, depósitos evaporíticos de sabkha, y depósitos de carbonatos tanto de ambientes de plataforma somera y profunda como de complejos arrecifales (González-Sánchez et al., 2007). Tales secuencias fueron depositadas ininterrumpidamente desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Tardío, tiempo en el que la Orogenia Laramide detonó el cambio en el régimen de depósito para esta zona.

Los ambientes de depósito y las condiciones paleogeográficas de esta área, en conjunto con la participación de un evento orogénico, generaron, en esta zona, los elementos necesarios para la formación de yacimientos minerales estratoligados semejantes a los depósitos conocidos como Mississippi Valley-Type (MVT), nombre asignado para los yacimientos de Pb-Zn estudiados por primera vez en el Valle del Mississippi y que son definidos textualmente por Leach & Sangster (1993) como “Una familia de minerales epigenéticos precipitados a partir de densas salmueras de cuenca, en rangos de temperatura entre 75°C a 200°C, depositados en secuencias carbonatadas de plataforma y que carecen de afinidades genéticas relacionadas a actividad ígnea”. Éstos están ligados más bien a un hidrotermalismo de bajo grado, ya que, en la corteza terrestre, una gran parte de las reacciones que producen cambios mineralógicos y/o texturales se producen en presencia de fases fluidas. Éstas son típicamente salmueras con composiciones y concentraciones diversas en sales, gases y, en ocasiones, hidrocarburos (González-Partida et al., 2008a).

La Cuenca de Sabinas puede englobarse en la Provincia Metalogenética MVT del Noreste de México. Específicamente en las cercanías del área de estudio se ha reportado este tipo de mineralización estratoligada, que pertenece a la Subprovincia Norte de Fluorita, asociada con la Península Burro-Peyotes y la falla de La Babia (González-Sánchez et al., 2007) la cual durante la formación de depósitos minerales ha tenido interacción agua-roca, propiciando su alteración (González-Sánchez et al., 2007, González-Partida et al., 2008a y b; Padilla y Sánchez, 2007), lo cual es evidenciado en la zona por la presencia de vetas de calcita recristalizada y la presencia de florita. Por lo tanto, esa interacción agua-roca pudo haber proporcionado el oxígeno requerido para la oxidación de la pirita sedimentaria previamente formada en las capas de la Formación Eagle Ford en el área de estudio, siendo así una evidencia de la oxidación de este

mineral, evidenciado por el pseudomorfismo que presenta la goethita encontrada en el área de estudio, con respecto a las morfologías encontradas en pirita sedimentaria.

6.5 IMPLICACIONES ASTROBIOLÓGICAS

Diversos autores (Schopf et al. 1965 y Schieber, 2001, 2002b, 2005, entre otros) han recalcado la importancia que tiene el estudio de microorganismos fósiles en el registro estratigráfico para la búsqueda de vida extraterrestre (astrobiología). Por eso, es importante partir de parámetros conocidos bajo los cuales la vida microscópica ha prosperado y de esta manera realizar comparaciones puntuales entre ambientes terrestres ricos en microbiota, con ambientes similares encontrados en otros cuerpos planetarios. Por ejemplo, el descubrimiento de organismos en ambientes extremófilos o poco comunes para la vida, permite sugerir que en ambientes extraterrestres similares existen las condiciones para el desarrollo de la vida.

En la actualidad, varios autores han sugerido la presencia de pirita en los sedimentos siliciclásticos del antiguo Marte. Sin embargo, evidencias directas de pirita sedimentaria no han sido reportadas en el Planeta Rojo, ya que lo que predomina en este planeta son los óxidos de hierro (como hematita, magnetita y goethita, algunos cristalinos) (Bell et al., 1990), por lo cual se ha considerado que la presencia de esos óxidos puede ser el resultado de la foto-oxidación de sulfuros de hierro (como la pirita) bajo condiciones acuosas (Eggelstone et al., 2010). En Marte, en Meridiani Planum, por ejemplo, el descubrimiento de depósitos que jarosita en el lugar de aterrizaje del rover Opportunity podría implicar que se formaron como consecuencia de la oxidación acuosa de pirita (Zolotov & Shock, 2005). Además, la presencia de sulfatos en Marte podría ser consecuencia de procesos de radiólisis de la pirita también en presencia de

agua (Leticariu et al., 2006). En general, ambos hallazgos sugieren la presencia de una amplia variedad de ambientes acuáticos en Marte (Wray et al. 2009).

Sin embargo, hasta el momento sólo se sabe como podría oxidarse la pirita en Marte, pero no se sabe si la pirita en ese planeta tiene un origen sedimentario, que aparte de representar evidencias de un pasado acuoso, sería relevante ya que la pirita de origen sedimentario es formada bajo condiciones muy particulares que tienen implicaciones bióticas. Por lo tanto deben llevarse a cabo más estudios geológicos y geoquímicos para determinar si pirita sedimentaria pudo haberse formado. Y de haberse formado de esta manera, entonces la búsqueda de restos microscópicos en óxidos de hierro que han reemplazado sulfuros de hierro, es muy importante como evidencia para detectar antigua vida en Marte.

Además, dado que la evidencia prueba que los microorganismos fosilizados y otras estructuras formadas dentro de pirita sedimentaria pueden sobrevivir a la oxidación, es de gran importancia retornar muestras de roca con óxidos de hierro de Marte a la Tierra, sobretodo de aquellos lugares en los que los óxidos de hierro se encuentran en sedimentos interpretados como lacustres o marinos, para tratar de identificar en esas muestras algunos elementos bióticos comúnmente presentes en la pirita sedimentaria, como lo ha sugerido Blanco et al (2013b). Esto podría proporcionar a los astrobiólogos una nueva visión en la búsqueda de vida en el Planeta Rojo.

CONCLUSIONES

- 1.- El óxido de hierro de la Formación Eagle Ford en Múzquiz, Coah. es goethita ($\text{FeO}(\text{OH})$), esto basado en los análisis de DRX.
- 2.- La goethita de la Formación Eagle Ford en Múzquiz, Coah. proviene de la oxidación de pirita sedimentaria, esto basado en la presencia de características texturales y estructuras biomórficas reportadas en pirita sedimentaria.
- 3.- La pirita sedimentaria fue formada en un ambiente de plataforma interna bajo condiciones deficientes de oxígeno, posiblemente en un escenario euxínico.
- 4.- Los procesos de oxidación de la pirita sedimentaria para la formación de goethita están posiblemente ligados a eventos hidrotermales que ocurrieron en el área durante el Cretácico Tardío al Terciario.
- 5.- La determinación de óxidos de hierro como goethita permite a corto plazo conocer las rutas de reacción que ocurrieron en el proceso de oxidación en el área de estudio y comparar con modelos reportados para oxidación de posible pirita sedimentaria en Marte.

REFERENCIAS

- Adams, A.E., Mackenzie, W.S., and C. Guilford (1984): Atlas of Sedimentary Rocks Under the Microscope, Longman, Harlow, 104p.
- Alvarado-Ortega, J., Blanco-Piñón, A., Porrás-Múzquiz, H., 2006, Primer registro de Saurodon (Teleostei: Ichthyodectiformes) en México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **23**(1): 107-112.
- Ángeles-Trigueros, S. A. 2012. Bioformas microscópicas en pirita sedimentaria y sus implicaciones astrobiológicas. Tesis presentada en la UAEH para obtener el título de Ingeniero Geólogo Ambiental. 75p.
- Ángeles-Trigueros, S. A., Blanco-Piñón, A., Hernández-Ávila, J. y Zavala-Díaz de la Serna, F. J. 2012. Bioformas microscópicas en pirita sedimentaria y sus implicaciones astrobiológicas. *VIII Reunión de la Sociedad Mexicana de Astrobiología*.
- Asquit, G. B. 1979. Subsurface carbonate depositional models: A concise review. The Petroleum Publishing Company. Tulsa, Ok. 121p.
- Atlas de petrología sedimentaria 2007-2015 (<http://pendientedemigracion.ucm.es/info/petrosed/>).
- Barragán, R., Maurrasse, F., 2008, Lower Aptian (Lower Cretaceous) ammonites from the basal strata of the La Peña Formation of Nuevo León State, northeast Mexico: biochronostratigraphic implications: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **25**(1): 145-157.
- Bell, J.F., III, McCord, T.B., and Owensby, P.D., 1990, Observational evidence of crystalline iron oxides on Mars: *Journal of Geophysical Research*, **95**: 14,447–14,461.

- Berner, R. A. 1984. Sedimentary pyrite formation: an update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **48**: 605-615.
- Blanco-Piñón, A., Porrás-Múzquiz, H., Vega-Vera, F., González-Rodríguez, K.A., Alvarado-Ortega, J., 2004, Múzquiz, Coahuila: a new fossiliferous locality, northern Mexico (resumen), en IX Congreso Nacional de Paleontología, Memorias: Tuxtla Gutierrez, Chiapas, Sociedad Mexicana de Paleontología, pp. 23.
- Blanco-Piñón, A., Maurrasse, F., Zavala-Díaz de la Serna, F. J., López-Doncel, R. A., Ángeles-Trigueros, S. A., Hernández-Ávila, J., Juárez-Arriaga, E. 2014. Evidencias petrográficas de estructuras de origen algal/bacteriano en carbonatos de la Formación Agua Nueva (Cenomaniano/Turoniano: Cretácico Superior) en Xilitla, S. L. P. México central. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. **66** (2): 397-412.
- Blanco, A., Ángeles-Trigueros, S. A., Castañeda-Psadas, C. y Ambrocio-Cruz, S. P. 2013a. Fossilized pollen grains in sedimentary pyrite and its significance for life prospecting in Mars. *44th Lunar and Planetary Science Conference*. 3060.pdf.
- Blanco, A., Bolaños-Sánchez, U., Lizárraga-Mendiola, L., Hernández-Ávila, J., Ángeles Trigueros, S., Ambrocio-Cruz, S. P. y González-Sandoval, M. R. 2013b. Microscopic evidences of replacement of iron sulfide by iron oxide in macro fossils: a useful tool for the search of life in Mars?. *44th Lunar and Planetary Science Conference*. 2956.pdf.
- Blanco, A., Zavala, F. J., Hernández-Ávila, J., Maurrasse, F., Duque-Botero, F. & Ramírez-Cardona, M. 2010. Microbial preservation in sedimentary pyrite from Cretaceous organic matter-rich carbonate mudstone: a preliminary report. *41st Lunar and Planetary Science Conference*. 2487.pdf.

- Brock, T. D., Smith, D. W. & Madigan, M. T. 1987. *Microbiología*. Prentice Hall Hispanoamericana S. A. 4a edición. México. 907p.
- Butler, I. Rickard, D. & Grimes, S. 2000. Framboidal Pyrite: Self Organisation in the Fe-S System. *Journal of Conference Abstracts*. **5**(2), 276.
- Canfield, D. E. & Raiswell, R. 1991. Pyrite formation and fossil preservation. In: Allison, P. A. & Briggs, D. E. G. (eds), *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record. Topics Geobiology*, **9**: 337–387.
- Castañeda-Posadas, C., Blanco-Piñón, A., Hernández-Ávila, J., Ambrocio-Cruz, S. P., Lizárraga-Mendiola, L., Ángeles-Trigueros, S. A. 2014. Fossil stomatocyst in Upper Cretaceous Sedimentary Pyrite From Central Mexico. *International Journal of Geosciences*. **5**: 214-221
- Castillo-Madrid, A., 1982, Reconocimiento geológico de una porción de los estados de Chihuahua y Coahuila: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, facultad de ingeniería, tesis profesional, 160 p.
- Centeno-García, E. 2005. Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography. *Geological Society of America*. Special Paper **393**: 233–258.
- Cobban, W.A., 1988, Tarrantoceras Stephenson and related ammonoid genera from Cenomanian (Upper Cretaceous) rocks in Texas and the Western Interior of the United States: U.S. *Geological Survey Professional Paper*, 1473, 51 p.
- Coney, P .J., 1976, Plate tectonics and the Laramide Orogeny: New México *Geol. Soc. Spec. Pubi*. **6**: 5-10.

- Coney, P .J., 1978, The plate tectonics settings of Southern Arizona: New Mexico *Geol. Soc. Guidebook*, 29^t Field Conference. p. 285-290.
- Cordoba, D.A. (1994): Geología del Estado de Hidalgo, Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de investigaciones en Ciencias de la Tierra, p 1-112.
- Cuevas, L.J.A., 1984, Análisis de Subsistencia e Historia Térmica en la Cuenca de Sabinas: *Bol. Asoc. Geol. Petroleros*, **36**(2): 56-100.
- Daners, G. y Verde, M. (2008): Capitulo 4, Fósiles microscópicos. Facultad de Ciencias de Uruguay p.47.
- Dickinson, W . R . , 1981, Plate tectonics constraints on the origin of the Gulf of México: In Pilger, R.H. (ed). The origin of the Gulf of México and the early opening of the central north Atlantic ocean: School of Geosc, Louisiana State University, Baton Rouge, La., p. 27-36.
- Dunham, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Classification of Rocks Symposium: *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **1**:108-121.
- Egglestone, C. M., Parkinson, B. A., Bramlett, E. S. 2010. The hematite-pyrite tandem al: Avenue to understanding Mars photochemical water oxidation? *Goldsmith Conference Abstract*, A261.
- Eguiluz, A.S., 2001, Geologic Evolution and Gas Resources of the Sabinas Basin in Northeastern Mexico, in C. Bartolini, R.T., Bluffer, and A. Cantu-Chapa eds, The western Gulf of Mexico Basin Tectonics, Sedimentary Basins, and petroleum systems: AAPG Memoir, **75**: 241-270.
- Escalante M. J. C., Rocha, R. M., Chiapa, G.R.R., Bastida, J.R., 2002, Carta Geológico-Minera Ciudad Acuña, H14-7, Escala 1:250,000 Estado de Coahuila. Informe técnico.

- Ewing, T. E., 1991a, Structural framework, *in* A. Salvador, ed., The Geology of North America, The Gulf of Mexico Basin: *Geological Society of America*, v. J, p. 31 - 52.
- Flügel, E. (2004): Microfacies de carbonate rocks. Analysis, Interpretation and Application. Institute of Paleontology. *Springer*. 999p.
- Folk, R. L. 2005. Nannobacteria and the formation of framboidal pyrite: textural evidence. *J. Earth Syst. Sci.* **114**(3): 369-374.
- Folk, R.L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **43**: 1-38.
- Frankel, R. B. & Bazylinski, D. A. 2003. Biologically induced mineralization by bacteria. *Rev. Mineral Geochem.* **54**: 95-114.
- Goldhammer R. K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. In: Bartolini C, Wilson JL, Lawton TF (eds) Mesozoic sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico. *Geol Soc Am Spec Paper, Boulder* **340**:1- 58.
- Goldhammer, R.K. & Johnson, C.A., 2001, Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim. in C. Bartolini, R.T., Buffler, and A, Cantú-Chapa, eds., The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir **75**: 45-81.
- González-Partida, E., Camprubí, A., Canet, C., González-Sánchez, F., 2008a, Fisicoquímica de salmueras e hidrocarburos en cuencas petroleras y en depósitos minerales tipo *Mississippi Valley* y asociados. Parte I: temperatura, presión y composición de inclusiones fluidas: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **60**: 11-22.

- González-Partida, E., Camprubí, A., Canet, C., González-Sánchez, F., 2008b, Fisicoquímica de salmueras e hidrocarburos en cuencas petroleras y en depósitos minerales tipo *Mississippi Valley* y asociados. Parte II: ejemplos de la Cuenca de Sabinas y la Cuenca del Sureste, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **60**, 23-42.
- González-Sánchez, F., Puente-Solís, R., González-Partida, E., 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*, **59** (1): 43-62.
- González-Sánchez, F., 2008, Caracterización y génesis de los yacimientos estratoligados de celestina, barita, fluorita y plomo-zinc del noreste de México: Juriquilla, Qro., Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de doctorado inédita, 91 p.
- Guzmán, A.E., 1973, Carbonated diagenesis of the Cupido Formation, Lower Cretaceous, Coahuila, Mexico: Texas, U.S.A., Faculty of Texas Tech University, tesis de maestría, 59 p.
- Hernández-Ávila, J.A. & Franco-Vega, O., 2004, Carta Geológico-Minera Cuchillo Parado H13-31, escala 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe, 59 p.
- Hill, R.T. & Vaughan, T.W., 1899, Geology of the Edwards Plateau and Rio Grande Plain adjacent to Austin and San Antonio, Texas, with reference to the occurrence of underground waters, U.S. G.S., An. Rp.
- Hill, R.T., 1887, The topography and geology of the Cross Timbers and surrounding regions in northern Texas, *Am. Jour. Sc.* (3), 33: 291-303, map, *Rv. Am. Nat.* 21:172.
- Hill, R.T., 1891, Geography and Geology of the Black and Grand Prairies, Texas with Detailed descriptions of the Cretaceous

- Formations and Special Reference to Artesian Waters, in Twenty – First Annual Report of the United States Geological Survey to the Secretary of the Interior, 666 p.
- Hill, R.T., 1901, Geography and geology of the Black and Grand prairies, Texas, detailed descriptions of the Cretaceous formations and special reference to artesian waters. U.S. Geological Survey Annual Report, 21, pt. 7, 666 p.
- Housh, T.B., 2007, Bedrock Geology of Round Rock and Surrounding Areas, Williamson and Travis Counties, Texas: Round Rock, Texas, tesis doctoral, 65 p.
- Humphrey, W. E. & Díaz, G. T. (1956), Jurassic and lower Cretaceous stratigraphy and tectonics of northeast Mexico. Informe geológico NE-M-799. Inédito, pp. 499.
- Humphrey, W.E., & Díaz, T., 2003, Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphy and Tectonics of Northeast Mexico: *Bureau of Economic Geology, Report of Investigations* **267**: 141-144.
- Jendrzewski, J. P. & Hart, G. F, 1978. Distribution of Siliceous Microfossils in Superficial Bottom Sediments of the Gulf of Mexico. *Palynology*, **2**(1): 159-166.
- Kaczmarska, I. & Ehrman, J. M. 1990. Pyritized diatoms in the sediments at the distal end of the bengal fan. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. **116**: 243-247.
- Kaye TG, Gaugler G, Sawlowicz Z. Dinosaurian Soft Tissues Interpreted as Bacterial Biofilms. *PLoS ONE*, 2008; 3 (7): e2808 DOI.
- Leach, D.L., Sangster, D.F., 1993, Mississippi Valley-type lead-zinc ore deposits, en Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., Duke, J.M. (eds.), Mineral Deposit Models, *Geological Association of Canada, Special Paper*, **40**: 289-314.

- Lefticariu, L., Pratt, L. M. & Laverne, J. A. 2006. Experimental study of radiolytic oxidation of pyrite: implication for Mars-relevant crystal processes. *Lunar and Planetary Science*. **XXXVIII**. 1953.pdf.
- López-Doncel, R. A. 2004: Manual para la clasificación de las rocas carbonatadas. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Instituto de Geología.
- López-Ramos, E. 1981. Paleogeografía y Tectónica del Mesozoico en México. Universidad Autónoma del Estado de México: *Revista del Instituto de Geología*, **5**: 158-177.
- López-Ramos, E. 1974. Paleogeografía de México del Paleozoico al Cuaternario y su relación a la tectónica; *Geofísica Internacional*. **14** (1): 85-96.
- Mackenzie, W. S. & Adams, A. E. 1996. Atlas de color de roca y minerales en lámina delgada. Mason publishing Ltd.
- May, P.R. 1971. Pattern of Triassic Jurassic dikes around the North Atlantic in the context of pre drift positions of the continents. *Geological Society of America Bulletin*, **82**: 1285-1292.
- Merinero, P. R., Lunar, H. R. & Martínez, F. J. 2010. Carbonatos metanógenos y pirita framboidal autigénica: geomarcadores de la actividad de organismos quimiosintéticos en el Golfo de Cádiz. *MACLA* **12**: 29-37.
- Morán-Zenteno D. 1984. Geología de la República Mexicana. Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México, D.F. 88p.
- Moreman, W.L., 1927, Fossil zones of the Eagle Ford of North of Texas, *Jour. Pal.*, **1**: 89-101.
- Murry, P.A., Winkler, D.A. & Jacobs, L.L. 1991. An Azhdarchid pterosaur humerus from the Lower Cretaceous Glen Rose Formation of Texas: *Journal of Paleontology*, **65**(1): 167-170.

- Neuendorf, K.K.E., Mehl, J.P. Jr., & Jackson A. J. 2005. Glossary of Geology, Fifth Edition, American Geological Institute. Alexandria Virginia, 779p.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando, Mitre-Salazar, Luis M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, José J., Morán-Zenteno, Dante, Alaníz-Alvarez Susana, A., Nieto-Samaniego, Ángel F. 1992. Texto Explicativo de la Quinta Edición de la Carta geológica de la República Mexicana, Escala 1:2,000,000. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México y el Consejo de Recursos Minerales, de la Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal.
- Oschman, W. 1991. Anaerobic-poikiloaerobic-aerobic: Anewfacies zonation for modern and ancient neritic redox facies: in Einsele, G., Rickenw, & Seilachera eds., Cycles and Events in Stratigraphy: *Springer-Verlag, Berlin*, pp. 565-571.
- Padilla y Sánchez, R. J. 1986. Post-Paleozoic Tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico. *Geofísica Internacional*, **25**, 157-206.
- Padilla y Sanchez, R., 2007, Evolucion geologica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el context regional del Golfo de Mexico: *Boletin de la Sociedad Geológica Mexicana*. **59**(1): 19-42.
- Padilla y Sánchez, R.J. 1982. Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico. Austin, Texas, E.U.A., The University of Texas at Austin, tesis doctoral, 217 p.
- Pascacio-Toledo, R. 2005, Importancia económico-minera de la Hoja Chihuahua, H13-10, con base en un estudio geológico-aeromagnético. Instituto Politécnico Nacional, México, D. F. 83p. Tesis de Maestría.
- Perch-Nielsen, K. 1977, Tertiary Silicoflagelates and other Siliceous Microfossils from the Western South Atlantic Deep Sea Drilling

Project. Leg 39. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project
Vol. 39, pp. 863-867.

Petróleos Mexicanos (PEMEX), 1988, Estratigrafía de la República Mexicana, Mesozoico: México, D.F., Subdirección de Producción Primaria, Coordinación ejecutiva de Exploración, Informe inédito, 216 p.

Petróleos Mexicanos (PEMEX). 2000. Un siglo de la perforación en México.

Pfretzschner, H. U. 2001. Pyrite in fossil bone. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **220**, 1-23.

Raisz, E. 1964. Landforms of Mexico (chart). Geography Branch of the Naval Research. 2o ed. Cambridge, Mass. USA.

Ramírez, J.C., Acevedo, C.F., 1957, Notas sobre la geología de Chihuahua: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, **9**(9-10): 583-772.

Roemer (Römer), F., 1852, Die Kreidebildungen von Texas, und ihre organischen Einschlüsse: Bonn, Adolph Marcus, 100p.

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

Romo-Ramírez, J.R., Herrera-Monreal, J.C., Rodríguez-Rodríguez, J.S., Larrañaga-Obregón, G., 2002, Carta Geológico-Minera San Miguel H13-12, escala 1:250,000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe, 64 p.

Sánchez, B., G., Jiménez, H. A., Caballero M. J.A., 2002, Servicio Geológico Mexicano, Carta Chihuahua. Informe técnico, inédito.

- Sanchez, L., Rico-M., R., Fernández, M. R., Canetas, J. 2000, Estomatoquistes Fósiles de Crisofíceas de El Arenal Jalisco, México, *Revista Chapingo Serie Ciencias Forestales y del Ambiente*, **6**(2): 93-102.
- Santamaría, D., Ortuño, A.F., Adatte, T., Ortiz, U.A., Riba, R.A., Franco, N.S. 1991. Evolución geodinámica de la Cuenca de Sabinas y sus implicaciones petroleras, estado de Coahuila. Gerencia de investigación aplicada a la exploración de la subdirección de tecnología de exploración del I. M. P.
- Santiago-Carrasco, B., Herrera-Monreal, J.C., Ontiveros-Escobedo, E., Martínez-Rodríguez, L., 2002, Carta Geológico-Minera Piedras Negras H14-10, escala 1:250,000 Estado de Coahuila. Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe, 44 p.
- Sawlowicz, Z. y Kaye, T.G. 2006. "Replacement of iron sulphides by oxides in the dinosaur bone from the Lance Fm. (Wyoming, USA) - preliminary study". *Mineralogia Polonica Spec. Pap.* **29**, 184-187.
- Schieber, J. & Riciputi, L., 2005, Pyrite-marcasite coated grains in the Ordovician Winnipeg Formation, Canada: An intertwined record of surface conditions, stratigraphic condensation, geochemical "reworking", and microbial activity. *Journal of Sedimentary Research*, **75**: 905-918.
- Schieber, J. 2001. Finding life on Mars: a Mudrock geologist's perspective. *Lunar and Planetary Science*. **XXXII**. 1072.pdf.
- Schieber, J. 2002a. The Role of an Organic Slime Matrix in the Formation of Pyritized Burrow Trails and Pyrite Concretions. *PALAIOS* **17**: 104-109.
- Schieber, J. 2002b. Sedimentary pyrite: A window into the microbial past. *Geology* **30**(6): 531-534.

- Schieber, J. 2005. Granular microbial habitat built from iron sulfides: alternative microbial lifestyles? *Lunar and Planetary Science*. **XXXVI**. 1972.pdf.
- Schieber, J., Glamoclija, M. & Thaisen, K. 2007. Experiments on fossilization of iron microbes – a preliminary report. *Lunar and Planetary Science*. **XXXVIII**. 1626.pdf.
- Scholle, P. & Ulmer-Schole, D.S. 2003. A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis. American Association of Petroleum Geologists. 474p.
- Schopf, J. M. 1975. Modes of fossil preservation. *Rev. Paleobot.Palynol.* **20**: 27-53.
- Schopf, J. M., Ehlers, E. G., Stiles, D. V., Birle, J.D. 1965. Fossil iron bacteria preserved in pyrite. *Proceedings of the American Philosophical Society*. **109**: 288-308.
- Sellards, E.H., Adkins W.S., F.B. Plummer, 1966, The Geology of Texas vol. I Stratigraphy, The University of Texas Bulletin, 5th printing, No. 3232, pp. 1007.
- Shumard, B.F., 1860, Observations upon the Cretaceous strata of Texas. St. Louis Academy of Science Transactions, **1**: 582-590.
- Siesser, W. G. 1978. Petrography and geochemistry of pyrite and marcasite in DSDP Leg 40 sediments. Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States, In: White, S. M. (editor), Supko, P. R. (editor), Natland, J. (editor), Gardner, J. (editor), Herring, J. (editor), Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 767-775.
- Sohl, N.F., E. Martínez, P. Salmerón-Ureña, F. Soto-Jaramillo (1991): Upper Cretaceous, The Geology of North America, vol. J, The Gulf of Mexico Basin, *The Geological Society of North America*, p. 205-242.

- Strunz, Hugo, 1938, Stereochemie der Silikatminerale: Zeitschr. für Gesamte Naturw., Jahrg, 1938, Heft 5, no. 4, p. 181-189.
- Sur, S., Schieber, J. & Banerjee, S. 2006. Petrographic observations suggestive of microbial mats from Rampur Shale and Bijaigarh Shale, Vindhyan basin, India. *J. Earth Syst. Sci.* **115**(1): 61-66.
- Tennissen, Anthony C., 1974., Nature of Earth Minerals. Prentice Hall.
- Thomas, F. C. & Gradstein, F. M. 1981. Tertiary subsurface correlations using pyritized diatoms, offshore Eastern Canada: in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada. Paper 81-1B. p. 17-23.
- Tristán-González, M., 2008, Evolución Tectono-Volcánica durante el paleógeno en la porción sur oriental de la Mesa Central: Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F., 204 p., Tesis doctoral.
- Tucker, M. E. & Wright, V. P. (1990): Carbonate sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford. Blackwell Scientific Publications, 482 p.
- Uribe E.M.S. & Cuevas L.J.A. 1979. Etapas de Exploración en una Región con Posibilidades Petrolíferas (Área Golfo Mesozoico de Sabinas). UNAM, Tesis.
- Vaughan, T.W., 1900, Reconnaissance in Río Grande coal fields of Texas. *United States Geological Survey Bulletin*, **164**: 73-88.
- Vega J. F, Perrilliat M. C, Duarte-Torres L, Durán-Herrera G, Rivas_García M, Aguilar-Piña M, and Ventura J. F. 2007. Eocene strata from the Sabinas Basin and their bearing in sedimentary basin correlation in NE Mexico. *Bol. Soc. Geol. Mex.* **59**(1): 115-123.
- Wenk, Hans-Rudolf, Andrei Bulakh. 2004, Minerals: Their Constitution and Origin. Cambridge.

- Wray, J. J., Murchic, S. L., Squyres, S. W., Seelos, T. P. & Tomabene, L. L. 2009. Diverse aqueous environments on ancient Mars revealed in the southern highlands. *Geology*. **37**:1043-1046.
- Young, K. 1967. Ammonite Zonations, Texas Comanchean (Lower Cretaceous); pp. 65-70 in L. Hendricks (ed.), Comanchean (Lower Cretaceous) stratigraphy and paleontology of Texas, Permian Basin Section, *Society of Economic Paleontologist and Mineralogists*: 67-8
- Zolotov, M.Y. & Shock, E.L. 2005. *Geophysical Research Letters* 32: L21203,