



CONSEJO DE RECURSOS MINERALES



INFORME DE LA CARTA GEOLÓGICO-MINERA

MELCHOR MUZQUIZ G14-A12

ESCALA 1:50,000

ESTADO DE COAHUILA

**CONVENIO DE COLABORACIÓN CON EL
GOBIERNO DEL ESTADO DE COAHUILA**

2003



CONSEJO DE RECURSOS MINERALES
GERENCIA DE GEOLOGÍA Y GEOQUÍMICA
SUBGERENCIA REGIONAL SALTILLO
CONVENIO GOBIERNO DEL ESTADO DE COAHUILA



**INFORME DE LA CARTA GEOLÓGICO-MINERA
MELCHOR MÚZQUIZ
CLAVE G14-A10, ESCALA 1:50,000
ESTADO DE COAHUILA.**

POR:
GYMSA ESTUDIOS DE PLANEACIÓN REGIONAL S.A. DE C.V.

REVISO
ING. DAVID BARBOSA LUNA
ING. J. CARLOS RIVERA MARTINEZ

SUPERVISO
ING. RAFAEL JUAREZ JACOBO

2002

CONTENIDO

RESUMEN	5
I. INTRODUCCIÓN	8
I.1.- OBJETIVOS DEL ESTUDIO	8
I.2.- TRABAJOS PREVIOS	9
I.3.- MÉTODO DE TRABAJO	11
II. GEOGRAFÍA	12
II.2- ACCESO Y VÍAS DE COMUNICACIÓN	13
II.3 FISIOGRAFÍA	13
III. GEOLOGÍA	15
III.1. MARCO GEOLÓGICO	15
III.2. ESTRATIGRAFÍA	15
MESOZOICO	16
Formación La Mula (Khb Lu-Cz).	16
Formación Cupido (Kbap Cz).	17
Formación La Peña (Kap Cz-Lu).	19
Formación Aurora (Ka Cz-Do).	20
Formación Georgetown (Ka Cz).	21
Formación Del Rio (Kce Lu-Cz).	22
Formación Buda (Kce Cz).	23
Formación Eagle Ford (Kcet Lu-Cz).	24
Formación Austin (Kcoss Cz-Lu).	25
Formación Upson (Kc Lu-Lm).	26
Formación San Miguel (Kc Ar-Lu).	27
Formación Olmos (Km Lu-Ar).	28
Formación Escondido (Km Lm-Ar).	29
TERCIARIO	30
Plioceno	30
Formación (Conglomerado) Sabinas (Tpl Cgo).	30
CUATERNARIO	31
Basaltos (Qpt B)	31
Depósitos del Cuaternario Holoceno (Qho al)	32
III.3. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	32
III.3.1.-- Interpretación de la imagen de satélite	32
III.3.2.– Descripción de Estructuras	33
III.3.2.1.- Deformación dúctil-frágil	34
III.4. TECTÓNICA	37
IV. YACIMIENTOS MINERALES	43
IV.1. METÁLICOS	43
IV.1.1. Introducción	43

IV.1.2. Antecedentes	43
IV.1.3. Minas en explotación	44
IV.1.4. Infraestructura	44
IV.1.5. Zona mineralizada El Cedral	44
IV.2.- NO METÁLICOS	47
IV.2.1. Carbón	47
IV.2.1.1. Introducción	47
IV.2.1.2. Antecedentes	47
IV.2.1.3. Minas en explotación	48
IV.2.1.4. Infraestructura	49
IV.2.1.5.- Cuenca Carbonífera de Sabinas.	51
IV.2.2. Barita	54
IV.2.2.1. Introducción	54
IV.2.2.2. Antecedentes	55
IV.2.2.3. Minas En Explotación	55
IV.2.2.4. Infraestructura	56
IV.2.2.5. Zona Mineralizada El Cedral	56
IV.2.3. Bancos de materiales y otros recursos	62
Bancos de Materiales	62
Otros Recursos	62
V. MODELO DE YACIMIENTOS	65
VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	67
CONCLUSIONES	67
RECOMENDACIONES	69
VII. PROBLEMAS NO RESUELTOS:	69
BIBLIOGRAFÍA	70

ANEXOS

TABLAS

- Análisis químicos
- Datos estructurales
- Muestro general
- Resultados petrográficos
- Roca dimensionable y bancos de material
- Yacimientos minerales
- Reporte de análisis geoquímicos

RESULTADOS LABORATORIO

- Petrograficos

RESUMEN MELCHOR MUZQUIZ
CLAVE G14-A12
ESCALA 1:50,000

La carta se ubica en la porción nor-central del estado de Coahuila, geográficamente está limitada por las coordenadas 27° 45' y 28° 00' de latitud norte y los meridianos 101° 20' y 101° 40' de longitud oeste, cubre una superficie de 911 km².

Fisiográficamente se ubica en el límite nor-occidental de la provincia Planicie Costera del Golfo, abarcando una pequeña porción de la provincia de la Sierra Madre Oriental, subprovincia de las Sierras del Norte, (Raisz, 1964).

En la carta, las rocas más antiguas que afloran corresponden a una alternancia de lutita y caliza arcillosa, con esporádicos horizontes de microdolomías pertenecientes a la Formación La Mula (KhbLu-Cz) de edad Hauteriviano-Barremiano; su contacto superior es nítido, transicional y concordante con caliza de la Formación Cupido (KbapCz), constituida por un potente paquete de caliza, que varía de wackestone a grainstone de fragmentos biógenos, dispuestas en estratos gruesos a masivos. Por su posición estratigráfica y contenido faunístico se le ha asignado una edad del Barremiano superior al Aptiano inferior. En la sierra de Santa Rosa, específicamente en los cañones El Potrero y El Cedral, le sobreyace una alternancia rítmica de caliza arcillosa y lutita calcárea, dispuestas en capas delgadas, con abundantes impresiones de amonitas del género Dufrenoya pertenecientes a la Formación La Peña (KapCz-Lu) de edad Aptiano.

El Albiano inferior al superior está representado por caliza parcialmente dolomitizada de la Formación Aurora (KaCz-Do), de textura mudstone con variaciones a wackestone, dispuestas en capas medianas y gruesas, hasta bancos masivos. A esta unidad le sobreyace concordante y transicional una secuencia de caliza pura que varía en su textura de mudstone a wackestone, con abundante presencia de nódulos y bandas de pedernal negro, en estratos medios a gruesos correspondientes a la Formación Georgetown (KaCz) de edad Albiano superior y Cenomaniano basal.

Durante el Cenomaniano se depositó una alternancia de lutita calcárea y caliza arcillosa, que constituyen a la Formación del Río (KceLu-Cz); su contacto con la Formación Buda (KceCz) que la sobreyace de edad Cenomaniano inferior, es concordante. Esta última consta de caliza pura, de textura mudstone, dispuesta en capas de entre 15 y 40 cm. Cubriendo concordantemente a esta unidad se encuentra la Formación Eagle Ford (KcetLu-Cz) de edad Cenomaniano-Turoniano, constituida por una alternancia de horizontes delgados y laminares de lutita calcárea que se intercala con caliza limo-arcillosa, que en conjunto se caracterizan por presentar un marcado aspecto lajoso.

La Formación Austin (KcrossCz-Lu) del Coniaciano-Santoniano sobreyace en contacto transicional a la unidad previa y está formada por caliza que texturalmente varía de mudstone a wackestone en estratos de 10 a 30 cm con abundantes impresiones de Inoceramus; se encuentra cubierta en forma concordante por la Formación Upson (KcLu-Lm) de edad Campaniano inferior, formada por una secuencia homogénea de lutitas y limolitas dispuestas en horizontes laminares que forman bancos masivos. Durante el Campaniano superior se deposita concordante y transicionalmente la

Formación San Miguel (KcAr-Lu). Esta unidad es predominantemente siliciclástica, conformada por una alternancia de limolita arenosa y arenisca en estratos de 5 a 30 cm que alcanzan un espesor de 277 m. Está cubierta de manera concordante y transicional por la Formación Olmos (KmLu-Ar), de edad Maastrichtiano inferior. Esta unidad ha sido dividida en 5 miembros, el basal se caracteriza por lutita y arenisca de grano fino con horizontes de concreciones ferruginosas y un doble manto de carbón bituminoso con espesor entre 1 y 3 m, que constituye la fuente de este importante recurso. Por último, y como cierre de la sedimentación en la cuenca, ocurre durante el Maastrichtiano superior, el depósito de la Formación Escondido (KmLm-Ar), la cual está constituida por una alternancia de limolita y arenisca y ocasionales capas aisladas de caliza oolítica y arenosa.

En el Plioceno, la erosión es el proceso más importante en la región, lo que permitió la erosión de la secuencia marina que había sido plegada y levantada y por lo tanto ocurre el depósito de conglomerado de la Formación Sabinas (TplCgo), constituido por fragmentos de caliza y arenisca con matriz areno-calcárea; hacia la cima aparecen eventuales paquetes de caliza lagunar. Por su origen continental, desarrolla una discordancia angular sobre las formaciones Olmos y Escondido del Cretácico superior.

En el Pleistoceno, se presenta un evento volcánico de origen fisural y de composición básica, que formó un paisaje de mesetas. A esta unidad se le conoce como Lavas Las Esperanzas y está constituida por basaltos (QptB) de color gris oscuro a negro de matriz afanítica-holocristalina. Finalmente, en el Holoceno, ocurren depósitos continentales de aluvión, limo y arena (Qhoal) que cubren discordantemente a las rocas antes mencionadas.

Las estructuras producidas durante la orogenia Laramide ocurrida en el transcurso del Cretácico superior al Terciario inferior, corresponden exclusivamente a un arreglo constituido por tres pliegues asimétricos y una falla de cabalgadura, con sus ejes orientados NW 62° SE, dirección que coincide con la tendencia regional de las estructuras del Golfo de Sabinas.

La carta se ubica en el terreno tectonoestratigráfico Coahuila (Campa et al., 1983). Con la culminación de la orogenia Apalachiana de edad Paleozoico tardío, se definen una serie de elementos positivos y negativos que dan lugar al arreglo paleogeográfico configurado a través de todo el Mesozoico. Uno de ellos, el Golfo o Cuenca de Sabinas en el que se depositan secuencias eminentemente carbonatadas desde el Jurásico superior hasta el Cenomaniano-Turoniano, para después revertir a un aporte eminentemente terrígeno, fenómeno que se relaciona con la colisión del terreno Guerrero con el terreno Sierra Madre. Los esfuerzos compresivos desde el SW producido por la orogenia Laramide, dieron lugar al desarrollo de cuencas frontales de avance (foreland) sobre el borde del cinturón plegado, en las cuales ocurre el aporte terrígeno del Maastrichtiano. En el Terciario la dinámica es distensiva y los aportes de tipo continental. En el Cuaternario, probablemente como reactivación de fallas profundas, se manifiesta la extravasación de basaltos fluidales que adoptan una morfología de meseta (plateau) de poca elevación.

En lo que corresponde a yacimientos minerales metálicos, dentro de la carta se definieron dos áreas mineralizadas El Cedral y El Socavón las cuales se caracterizan por ser depósitos hidrotermales brechoides de plata-plomo-zinc, alojados en forma de chimeneas irregulares en calizas de la Formación Cupido; actualmente estas áreas no están activas.

Los yacimientos minerales no metálicos en la carta, se dividen en tres grupos: barita, carbón y bancos de materiales. Estos dos últimos, están asociados con los medios de depósito de las rocas sedimentarias que los contienen y no a un proceso de mineralización epigenético o diagenético, como podría ser el caso de la barita. El carbón es el de mayor importancia económica.

La producción mensual de carbón en la región es del orden de 500,000 toneladas, que se extraen utilizando tres métodos de explotación: a) gran minería subterránea, b) operaciones a cielo abierto (tajos) y c) pozos o tiros.

Las minas más importantes son las explotaciones del Grupo Acerero del Norte (MIMOSA) que explota la Mina II y la Mina VI y la del Grupo Industrial Minera México. (IMMSA) que opera la mina Pasta de Conchos. Se trata de minas altamente tecnificadas, con maquinaria sofisticada y trabajos bajo estrictas medidas de seguridad.

En la subcuenca Sabinas, únicamente hay un tajo que está iniciando operaciones al norte de la población denominado Rancherías. Existen además, 6 tajos abandonados a lo largo de la periferia del flanco oeste de la subcuenca Sabinas.

Dentro de la carta, el carbón se encuentra distribuido en dos subcuencas denominadas Las Esperanzas y Sabinas, ambas están relacionadas al miembro inferior de la Formación Olmos (KmLu-Ar), originando mantos con espesores que varían de unos cuantos centímetros hasta 2.9 m.

En la subcuenca Las Esperanzas, únicamente se ha explotado su extremo sur y superficialmente el flanco noreste. Su distribución es errática y presenta echados muy pronunciados. Su explotación se restringe a una serie de pozos inclinados denominados Las Esperanzas.

En la subcuenca de Sabinas, el carbón es más uniforme y por consiguiente su explotación ha sido más abundante. Han explotado 10 km hacia el este desde la periferia del flanco oeste, quedando por explotar la porción sur y norte de la estructura.

El carbón mineral en ambas cuencas se clasifica como carbón bituminoso de volatilidad media a baja, de fácil aglomeración para convertirlo a coque. Su factor de expansión es de 7.9, lo que facilita su aprovechamiento y uso en los altos hornos de la industria siderúrgica de la región y al mismo tiempo, cubre las especificaciones requeridas por la Comisión Federal de Electricidad para generar energía eléctrica.

Conforme a las estimaciones de reservas in situ, la subcuenca de Sabinas, cuenta con 901'116,405 t, de las cuales, se refieren como positivas únicamente 77'843,488 t (COREMI. 1994).

En la carta se localizan el Tajo Milagro operado por MEXATIN, S.A.; Tajo El Coyote operado por Materiales Industrializados S.A. (IMMSA); el Tajo 4 ½ operado por MIMOSA, en la propiedad de IMMSA, este tajo está por agotarse y tiene una producción mensual de 125,000 t; el Tajo operado por la Compañía Minera Siderúrgica y el Tajo Palomas del Sr. Enrique Montemayor.

La barita es otro importante recurso minero no metálico ubicado dentro de la carta. Se localiza en la zona mineralizada El Cedral dentro de la cual se ubican tres áreas mineralizadas en las que se lleva o se llevó a cabo la explotación de barita; estas son: Salsipuedes, Barrancas y El Cedral. En

esta última, además de la barita, se presentan depósitos de plomo-plata-zinc. Las minas más importantes son la de El Potrero y la mina de Cocinas las cuales se encuentran en preparación y exploración, el resto de los prospectos se encuentran inactivos.

Los depósitos de barita tienen forma de mantos interestratificados con las capas de caliza de la Formación Cupido, con espesores que varían entre 2 y 5 m. Usualmente se presentan dos mantos separados por un intervalo estéril de 5 a 10 m. La excepción a esta regla es la mina Maravillas, ubicada en el arroyo del mismo nombre, en la cual se observa una estructura vetiforme que ha sido trabajada mediante un rebaje desde superficie con extensión de unos 10 m de largo por 3 m de ancho con dirección al N 76° W e inclinación de 68° al NE. El contenido de sulfato de bario es de 91% con una densidad de 4.31 g/cm³. La única mina activa es la de El Potrero, que se ubica en el cañón del mismo nombre a 8.6 km al SSE de Melchor Múzquiz. La mina de Cocinas, se encuentra actualmente en preparación y exploración.

Por las características físicas y mineralógicas de estos yacimientos de barita, se concluye que pueden asociarse con los yacimientos tipo estratiformes singenético-diagenético; posteriormente, existe removilización y enriquecimiento de sulfatos a partir de secuencias de yesos. El ascenso de fluidos generó un reemplazamiento de tipo hidrotermal que mineralizaron espacios abiertos y/o porosos.

En lo que respecta a bancos de materiales pétreos se localizaron dentro de la carta 5 localidades en donde se ha explotado el conglomerado Sabinas (TplCgo). Su operación es intermitente y se ajusta a los requerimientos de estos materiales por las empresas de construcción o las propias compañías mineras.

Resulta importante mencionar que el potente paquete de calizas de las formaciones Cupido y Aurora funcionan como excelentes acuíferos confinados, debido al gran fracturamiento que exhiben, asociado con el alto porcentaje de porosidad debido a la disolución de las calizas.

En el cañón de La Sanguijuela, en el extremo occidental de la carta, dentro de la Formación Cupido existen horizontes de caliza dolomitizada, con valores por arriba del 40% de magnesio lo que las hace potenciales y recomendables para realizar una exploración y muestreo adicional. Otra zona prospectiva la representa la Formación Eagle Ford, ya que la caliza en forma de lajas es utilizada como material de construcción o de ornato en fachadas.

I. INTRODUCCIÓN

I.1.- OBJETIVOS DEL ESTUDIO

Con el propósito de proporcionar al sector minero y al usuario en general, de manera más completa y

eficiente el servicio de información Geológico -Minera de nuestro País, el Consejo de Recursos Minerales instituyó un programa de infraestructura Básica Geológica -Minera, con el fin de generar toda la información de campo necesaria para la elaboración de cartas Geológico -Mineras, Geoquímica (31 elementos) y magnéticas, en formato cartográfico 1 :50,000 y 1 :250,000.

Este programa se basa en la misión del Consejo de Recursos Minerales, que consiste en generar , interpretar y difundir la infraestructura de información Geológico -Minera básica y de investigación tecnológica que soporte, apoye y motive al sector privado a continuar la exploración y evaluación del potencial minero del país, con menor riesgo, brindándole además, la asesoría Geológico-Minera necesaria para que de esta forma, se traduzca en un importante detonador de nuevas operaciones mineras.

El objetivo es incentivar y apoyar la inversión en exploración y explotación minera, ofreciéndoles a los capitales nacionales y extranjeros la información Geológico-Minera Básica y de investigación, que aliente la evaluación del potencial minero del país, con mayores elementos y márgenes de confiabilidad, mediante el manejo de un gran volumen de datos Geológicos, Geofísicos y Geoquímicos, que permitan al usuario conocer, interpretar y seleccionar las características y potencialidad de cada zona; esta información se sintetiza en cartas especializadas accesibles al público, en planos impresos o de forma digital que se complementará con información textual.

El caso del presente estudio consistió en realizar la cartografía Geológico-Minera y Geoquímica de la Carta Melchor Múzquiz, escala 1:50,000, clave G14-A12, mediante la exploración integral programada, realizando estudios de imágenes de satélite, fotografías aéreas y cartografía Geológico-Minera de campo, mapeando unidades litoestratigráficas y zonas de alteración; paralelamente se realizó un estudio geoquímico de sedimentos activos de arroyo; así como la prospección Geológico-Minera con el respectivo inventario e interpretación correspondiente, incluyendo un estudio de magnetometría aérea, el cual no es parte de este informe.

I.2.- TRABAJOS PREVIOS

La primera actividad en el desarrollo de los trabajos de cartografía, consistió en la compilación geológica minera de la región, considerando para el presente estudio un total de 28 trabajos, de los cuales se

describen a continuación los más relevantes, de manera breve y en orden cronológico:

Desde el año de 1946 y hasta el 2000 el C.R.M. efectúa diferentes trabajos en esta región con el fin de evaluar los diferentes yacimientos, Entre los que destacan:

Pérez P.A. (1946), En un trabajo conjunto, entre el Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales de México y el United States Geological Survey, del Gobierno de los Estados Unidos, evalúa los yacimientos de barita en la parte oriental de la Sierra de Santa Rosa. La potencia de los mantos, en promedio, es de 2 m . Reporta que los afloramientos aparecen en una longitud de 20 Km con un tonelaje explotable a cielo abierto de un millón de toneladas y 6 millones en explotación subterránea hasta los 50 metros de profundidad. Clasifica los depósitos como del tipo de reemplazamiento metasomático.

R.C. Robeck, *et al.* 1956 en su excelente trabajo, describen la estratigrafía de la región, haciendo énfasis en las unidades que hospedan los mantos de carbón, así como las estructuras, siendo las más importantes desde el punto de vista económico las estructuras sinclinales que se reflejan fisiográficamente como cuencas, cuyos límites son las líneas de afloramientos de carbón.

Galicia, F.J. *et al.* 1977 describe la geología de detalle de las Cuencas carboníferas en los Estados de Coahuila, Nuevo León y Chihuahua, como resultado del programa Nacional de Exploración por Carbón del C.R.N.N.R., del proyecto "Carbón Coahuila".

Chairez B. J. *et al.* 1981 mencionan la existencia de un "yacimiento argentífero-zincífero conocido como El Cedral que es bastante antiguo y fue un importante productor de minerales oxidados de plata y zinc con ganga de barita y calcita.

Flores G.E., *et al.* 1980 Presentan los resultados obtenidos en la exploración por Reservas de Carbón, efectuada por COREMI en una porción de la Subcuenca de Sabinas. Exploraron una superficie de 121.4 Km². Las formaciones de interés económico se limitan a 2 en especial; la Formación Olmos, dentro de la cual se localizan los mantos de carbón precisamente en la base denominándola zona de carbón, y la cima del la Formación San Miguel que está en contacto con la Formación Olmos y que sirve como horizonte índice, abajo del cual ya no se encuentran mantos de carbón. Se perforaron 141 barreros, con un cuele de 55,827.41 m. La

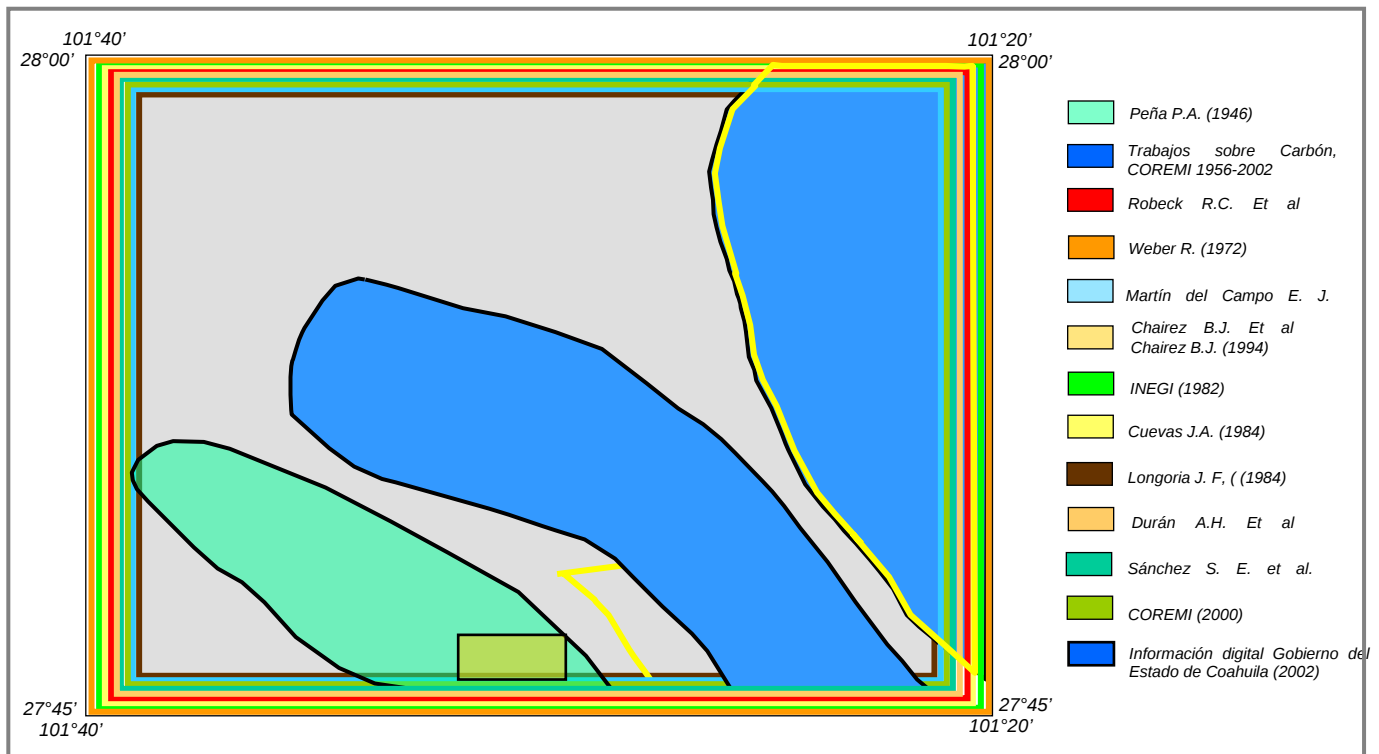


Figura 1 Trabajos previos

profundidad promedio de la barrenación fue de 351.44 m; 98 barrenos cortaron espesores de carbón de más de 0.80 m. Se cubicaron 238'912,505 toneladas de reservas positivas de carbón *in situ*, utilizando el Método de Isopacas.

Flores G.E. *et al.* 1983 Consignan los resultados obtenidos del "Programa Nacional de Exploración por Reservas del Carbón" efectuada por COREMI en donde se realizaron numerosas perforaciones y calculan las diferentes reservas de Carbón.

Durán M. H., *et al.* 1993 Monografía Geológica Minera del Estado de Coahuila publicada por el Consejo de Recursos Minerales. Se proporciona información generalizada de la geología, yacimientos minerales y otros recursos naturales de todo el Estado de Coahuila.

Chairez B. J., *et al.* 1993 Inventario Minero y Exploración sobre lotes mineros existentes Pre-liberación del carbón como Reserva Minera Nacional, en la región carbonífera del Estado de Coahuila. Hacen una síntesis de la situación de los lotes mineros así como un inventario por medio de fichas del estado de explotación por lote y mencionan toneladas extraídas y reservas. Informe para el COREMI.

Chairez B. J., 1994, Informe sobre la Mina El Cedral, en donde se explotó Plata; Plomo y Zinc y se está explotando Barita.

Sánchez S. E. *et al.*, 1994 del Consejo de Recursos publican el Inventario Minero y Exploración del Carbón en el Estado de Coahuila en donde se sintetizan los resultados anteriores y se publican las operaciones, reservas y facilidades de beneficio de las compañías carboníferas en la Región.

Alvarez S. E., 2000 describe las actividades mineras en el Lote Minero El Cinco en la Cuenca de las Esperanzas y propone un programa de exploración para cubicar reservas de carbón. Informe para COREMI.

COREMI, 2000 Publica la Carta Geológica Minera Nueva Rosita G14-1 Esc 1:250,000.

Entre los trabajos más importantes de otras instituciones y que tienen relación con el presente estudio son las siguientes:

Weber R., 1972 presenta el programa y resultados preliminares de un proyecto de investigación paleobotánica, iniciado en 1970, sobre la Formación Olmos (Maastrichtiano, Cretácico superior) y sus depósitos de carbón en la región de Sabinas. Se postula el origen autóctono del carbón en condiciones

predominantemente lagunares y de clima tropical o subtropical. Trabajo paleontológico de detalle en la Formación Olmos. La palinoflora del carbón corrobora la edad del Maastrichtiano inferior o medio.

INEGI, 1972 Publica la Carta Topográfica Melchor Múzquiz G14-A12 Esc. 1:50,000.

Del Campo E. J. J. 1976 Tesis Universidad Autónoma de San Luis Potosí describe la región de estudio y establece que geomorfológicamente la zona se caracteriza por sierras alargadas y valles amplios y planos. Las sierras son anticlinales dómicos o alargados, abiertos en formaciones del Jurásico superior y del Cretácico, orientados de NW a SE. Para la Formación Olmos se definen cinco zonas litoestratigráficas, destacando dos de ellas por su importancia económica con respecto al yacimiento de carbón. Determina que los depósitos del carbón generalmente estuvieron regulados por la presencia de paleocanales. En la descripción de unidades litoestratigráficas del presente estudio, se hace referencia para la Formación Buda (correlacionable con el Grupo Washita), su ubicación en el Cenomaniano inferior, correspondiendo más bien al Cenomaniano superior.

Longoria J.F., 1984, discute varias teorías sobre el origen del Golfo de Sabinas y propone dos modelos tectónicos para explicar su origen, el Modelo Aulacógeno donde cuencas continentales intersectan la margen continental y corresponden a un brazo afallado de un RR-Triple Unión en el Jurásico superior. Es claro que la deriva y apertura del Golfo de México comenzó en el Triásico superior-Jurásico inferior con la separación de Norte y Sud-América, sin embargo en la Cuenca de Sabinas no hay ninguna evidencia de actividad magmática y depósitos clásticos continentales que caracterizan una secuencia típica aulacógena, y el modelo de transcurrancia ligada a la geodinámica del Golfo de México y se inclina a favorecer este último modelo.

Cuevas L. J. A., 1988, presenta el Trabajo Análisis de Subsistencia e Historia Térmica en la Cuenca de Sabinas, en donde reseña la historia de sedimentación dentro de la Cuenca de Sabinas que representa la evolución de una cuenca tipo "rift", relacionada con los procesos de ruptura y deriva que abrió el Océano Atlántico y el Golfo de México. Las etapas principales de evolución se refieren a: 1) Estado de rompimiento que comprendió el fallamiento en bloques y la formación de grabens. 2) Estado de subsidencia con depósitos sobreyacientes del Mesozoico superior y 3) Finalización de la subsidencia por la intensa deformación y fallamiento

inverso que provocó el levantamiento de la región en la Orogenia Laramide. El Terreno Coahuila constituye el piso de la Cuenca de Sabinas de edad Paleozoico tardío. Los depósitos sobreyacientes del Mesozoico superior afloran en toda el área; cubriendo discordantemente las unidades del basamento, se diferencian estratos del Oxfordiano al Tithoniano. El origen de la Cuenca de Sabinas parece relacionarse más bien en tiempo (Jurásico medio-tardío) a la deriva y expansión del piso oceánico en el Golfo de México que a la fase de ruptura. La paleogeografía de la región tuvo variantes según la evolución de la transgresión marina desarrollada desde el Jurásico tardío hasta el Cretácico tardío. Durante el Kimmeridgiano, la transgresión se acentuó más, reemplazando el depósito de evaporitas por depósitos de carbonatos y lutitas. La presencia de una falla cercana al borde norte de la Isla de Coahuila, tuvo gran influencia en la secuencia de terrígenos clásticos desarrollados a lo largo de la costa norte de la isla. La transgresión continuó generando depósitos de carbonatos hasta el Aptiano tardío que marca el cambio abrupto entre los carbonatos de aguas someras de la formación Cupido y las lutitas de aguas profundas y carbonatos de la Formación La Peña. A principios del Cretácico tardío se incrementan los depósitos terrígenos arcillosos, extendiéndose hacia el oeste. En el Campaniano al Maastrichtiano, la continua acumulación de arenas, limos y arcillas, transformaron las áreas de cuenca en un sistema deltáico, dando origen a las formaciones Upson, San Miguel, Olmos y Escondido. A finales del Cretácico la Orogenia Laramide crea estructuras anticlinales orientadas NW-SE.

El Gobierno del Estado ha estado recabando información cartográfica de varias fuentes, pero principalmente de las empresas carboníferas y la tienen digitalizada. No obstante que no está publicada, se facilitaron para complementar este estudio archivos digitales en formato AutoCad R12.

1.3.- MÉTODO DE TRABAJO

La metodología aplicada para la realización del proyecto integral cartográfico escala 1:50,000 consistió de tres etapas distribuidas a lo largo de 6 meses de trabajo: Estas etapas se mencionan a continuación:

- 1.- Gabinete, al inicio de los trabajos (recopilación y análisis de la información)
- 2.- Cartografía, como parte medular del estudio

3.- Integración, interpretación y elaboración de informe y planos finales, como resultado final de los trabajos.

La primera etapa de gabinete, con duración de un mes, consistió de:

a.- Recopilación de información: para su selección, integración y reinterpretación para los fines geológico-mineros y geoquímicos perseguidos. Las fuentes de información fueron el propio Consejo de Recursos Minerales, INEGI para obtención de la cartografía base, e instituciones afines como Petróleos Mexicanos, Instituto de Geología de la UNAM, Instituto Mexicano del Petróleo, Comisión Federal de Electricidad, así como otras Universidades, Institutos y empresas mineras.

b.- Interpretación de: Imágenes de satélite con especial énfasis en lineamientos y curvilineamientos, zonas de alteración y relación estructural con yacimientos minerales conocidos para la definición de nuevas áreas prospectivas.

c.- Programación de localidades de muestreo de sedimento activo de arroyo para geoquímica regional, con densidad de una muestra por cada 9 Km², aplicando el criterio de cuencas y subcuencas.

La segunda etapa, con una duración de dos meses, se realizó en campo y comprendió lo siguiente:

a.- Obtención de muestreo geoquímico de sedimento activo (limos y arcillas) de arroyo, con un total de 107 muestras a las cuales se les aplicó un análisis cuantitativo multielemental; finalmente se definen 31

elementos para el análisis de todas las muestras, el cual se controla mediante fichas alfanuméricas, con obtención de datos geológicos puntuales.

b.- Cartografía geológica, definiendo contactos litológicos mediante caminamientos estratégicamente planeados, procurando ubicarlos perpendicularmente a los ejes de las estructuras detectadas y apoyados con equipos de navegación GPS y fotografías aéreas en áreas de complicación geológica y/o de interés económico. La información se enfoca hacia la obtención de cartas geológicas litoestratigráficas.

c.- Reconocimiento geológico minero, con muestreo representativo de la mineralización, definiendo calidad, potencial y perspectivas de yacimientos minerales, tanto metálicos como no metálicos. Se delimitaron zonas, distritos o provincias mineralizadas con sus respectivas características, además de áreas nuevas prospectivas.

d.- Obtención de muestras de esquirlas de zonas mineralizadas y alteraciones para análisis químico; también se obtuvieron muestras para análisis petrográficos y mineragráficos.

La tercera y última etapa consistió en la integración, interpretación y validación de la información obtenida, se realizó durante los últimos tres meses del año. El resultado de esta etapa se traduce en un informe final con los siguientes planos digitalizados: geológico minero, estructural; de yacimientos minerales, de dataciones paleontológicas y de muestreo. Cabe mencionar que la información estará disponible en medio magnéticos y se podrán combinar varios temas.

II. GEOGRAFÍA

II.1.- LOCALIZACIÓN Y EXTENSIÓN DEL ÁREA

La Carta Melchor Múzquiz se ubica en la porción nor-central del Estado de Coahuila y geográficamente está limitada por las coordenadas 27°45' y 28°00' de latitud norte y los meridianos 101°20' y 101°40' de

longitud oeste, cubriendo una superficie de 910 Km². Dentro de sus límites se encuentran las poblaciones de Melchor Múzquiz, Palaú, La Cuchilla, Rancherías y Santa María, todas ellas pertenecientes al Municipio de Melchor Múzquiz.

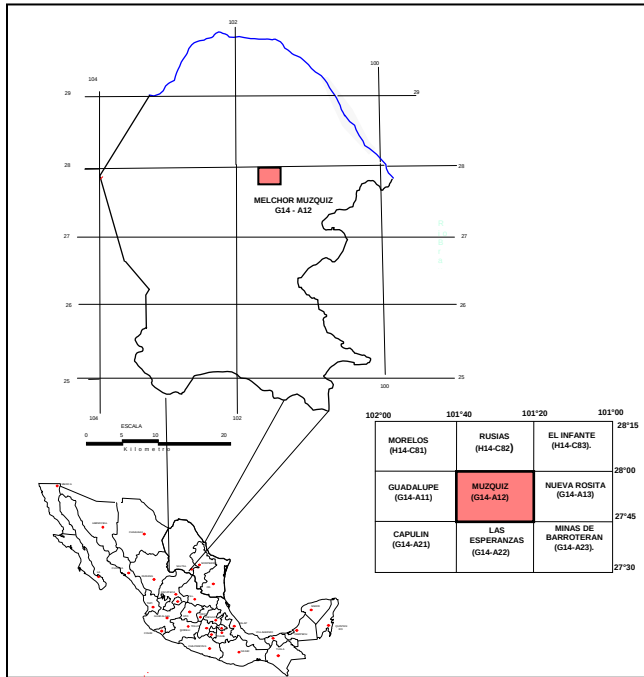


Figura 2 Localización del área

II.2- ACCESO Y VÍAS DE COMUNICACIÓN

El área de estudio se encuentra bien comunicada y sus principales accesos son las carreteras estatales números A-8 y 9, de las cuales, la primera en su trayecto hacia Boquillas del Carmen, une a las poblaciones de Sabinas, Palaú y Melchor Múzquiz, mientras que la segunda en su trayecto hacia el sur, comunica a los poblados de Palaú, con Rancherías, Ejido La Mota y Minas de Barroterán, esta última ya fuera de los límites del área de estudio.

De las carreteras pavimentadas mencionadas se desprenden un gran número de terracerías en buen estado y prácticamente transitables en toda época del año, que comunican a las principales minas de carbón y plantas de lavado, así como a la gran cantidad de ranchos ganaderos que se ubican a lo

largo de la Carta. De igual forma, resulta importante mencionar la vía de ferrocarril que comunica a las Ciudades de Melchor Múzquiz y Palaú, con la Capital del Estado.

El acceso al área de estudio por vía aérea es posible mediante la pista pavimentada que se localiza en la ciudad de Melchor Múzquiz, la cual permite el acceso de aviones de pequeño tamaño.

II.3 FISIOGRAFÍA

Fisiográficamente el área que cubre la Carta Melchor Múzquiz se ubica en el límite nor-occidental de la Planicie Costera del Golfo, abarcando una pequeña porción de la Provincia de la Sierra Madre Oriental, Subprovincia de las Sierras del Norte (E. Raisz, 1964). Esta provincia es la más extensa de la República Mexicana, ya que prácticamente se extiende a todo lo largo del Golfo de México, desde el Río Bravo en su porción norte, hasta el Estado de Campeche en su porción sur. Está limitada al occidente por las provincias Sierra del Norte, Sierra Alta, Eje Neovolcánico; en tanto que hacia el sur colinda con las provincias Altiplanicie de Oaxaca y Sierras Plegadas. Su extremo sur-oriental limita con la Plataforma de Yucatán.

A partir del análisis del material cartográfico recopilado tal como espaciograma, imagen de satélite y fotografías aéreas, en conjunto con el plano geológico preliminar elaborado con la interpretación de las fotografías aéreas esc. 1:50,000, se puede establecer que dentro de la carta resaltan cuatro elementos morfoestructurales, mismos que corresponden a la Sierra de Santa Rosa, los Basaltos de Meseta dispuestos al pie de ella, el Valle de Múzquiz-Palaú y una pequeña prominencia topográfica conocida localmente como Lomas Altas, que corresponde a una terminación anticlinal ubicada en la franja y límite septentrional de la carta.

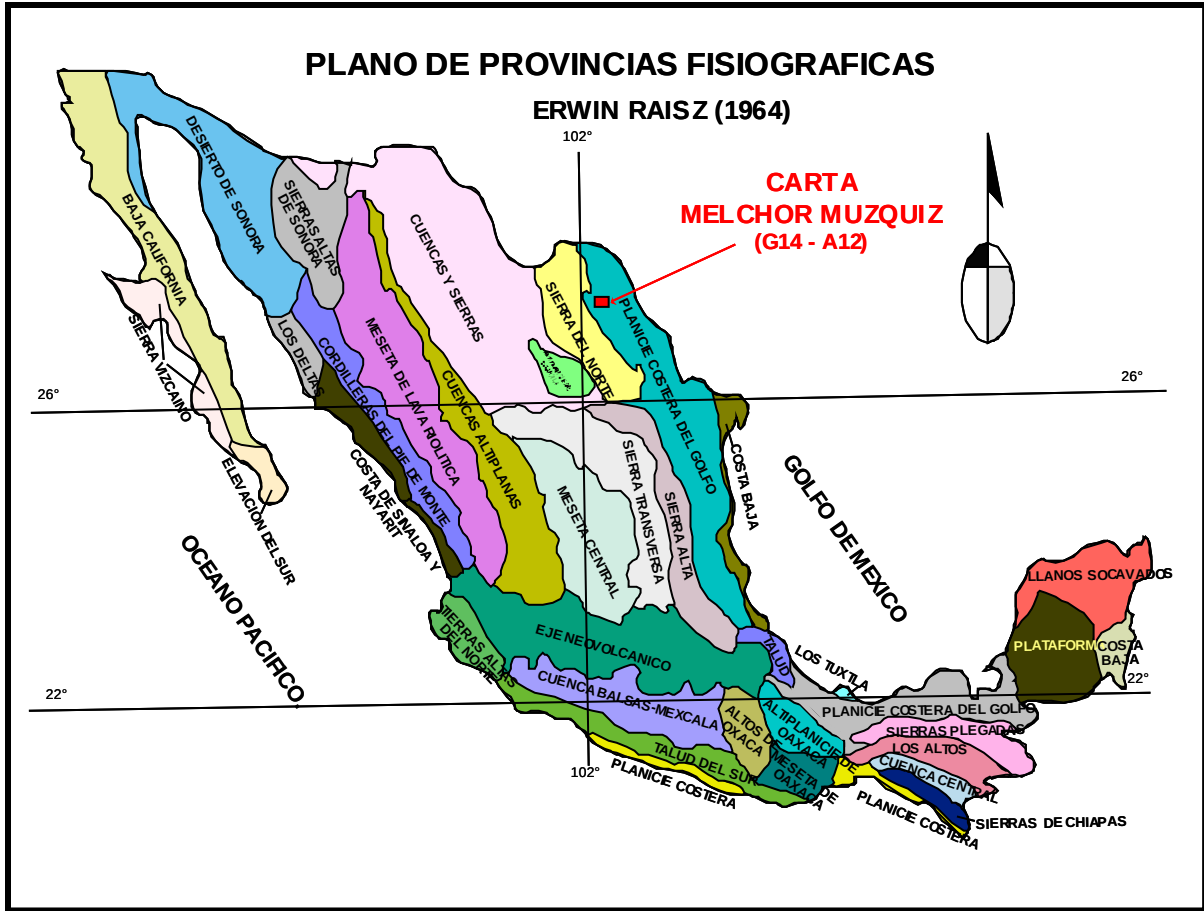


Figura 3 Plano de Provincias

El rasgo morfoestructural más relevante, con una elevación máxima de 1,500 msnm, comprende una fracción de la Sierra de Santa Rosa, la cual está definida por un anticlinal asimétrico, con su eje orientado en el rumbo N65°W y su plano axial sensiblemente recostado al nor-orientado, con un desarrollo dentro del área de estudio de 25 Km aproximadamente. Sobre este elemento morfoestructural se desarrolla un drenaje de tipo dendrítico sub-paralelo. La misma asimetría de la estructura, le confiere a la sierra que su flanco norte presente pendientes abruptas, mientras que su flanco sur exhibe pendientes moderadas. Los flancos de la estructura están formados por calizas de las formaciones Cupido, La Peña, Aurora y específicamente en su flanco norte, destaca un puerto de erosión dispuesto inmediatamente arriba estratigráficamente de la Formación Aurora, que corresponde a la secuencia calcáreo-arcillosa del Grupo Washita. De igual forma, sobre el mismo flanco norte y ya en contacto con los depósitos de talud, se observan unos montículos sensiblemente paralelos al eje estructural que por su resistencia a la erosión

corresponden a la secuencia del Turoniano-Santoniano que agrupa a las formaciones Eagle Ford y Austin.

Los basaltos de meseta, localizados inmediatamente al pie de la sierra, definen en planta una forma lobular, con su eje mayor orientado en el rumbo N40°E, el cual se extiende por una distancia de más de 15 Km. Su porción más ancha tiene una extensión de 10 Km. Estos basaltos cubren parcialmente a las rocas del Cretácico superior y por su juventud no exhiben ningún tipo de drenaje y tampoco han desarrollado suelo.

El Valle de Múzquiz-Palaú cubre la mayor parte de la Carta y en él se alojan una serie de dos estructuras sinclinales y un anticlinal, todos buzantes hacia el sur y armados exclusivamente en rocas del Cretácico superior, las que se presentan en afloramientos aislados y de poca relevancia topográfica. Estos materiales se encuentran en gran parte cubiertos por depósitos de talud y terrazas continentales. Es en esta zona en donde se localizan las sub-cuencas carboníferas de Las Esperanzas y Sabinas. El

drenaje en el valle está bien desarrollado e integrado, en donde los materiales de acarreo del pie de la sierra exhiben un patrón de tipo paralelo a subparalelo, formando los afluentes del Río San Juan el que disecta el valle en sentido de poniente a oriente, en la franja norte de la Carta y es un afluente importante del Río Sabinas.

Hacia la porción septentrional de la Carta, resalta un lomerío aislado que corresponde respectivamente a la

terminación de un anticlinal simétrico con su eje orientado en el rumbo N45°W y buzante hacia el sureste. Este lomerío está constituido en su totalidad por afloramientos de calizas de la Formación Austin, la que se aloja en el núcleo y flancos del anticlinal, habiéndose detectado pequeños remanentes de sedimentos más suaves en los extremos de los flancos, que corresponden a los sedimentos terrígenos de la Formación Upton.

III. GEOLOGÍA

III.1. MARCO GEOLÓGICO

La región donde se ubica la carta es el resultado de un marco geológico que ha sido definido por los eventos relacionados principalmente con la evolución de la Cuenca de Sabinas, elemento paleogeográfico cuya cobertura sedimentaria marina, exhibe únicamente rocas del Jurásico superior al Cretácico superior, por lo que la evolución sedimentológica y tectónica, refleja exclusivamente los efectos geodinámicos ocurridos a partir de la edad primeramente mencionada. Sin embargo para definir el marco geológico de la zona de estudio, será necesario ubicar el área cartografiada dentro del contexto geológico regional con el objetivo de establecer la mecánica de deformación de la carpeta sedimentaria mesozoica, así como el origen de las rocas suprayacentes constituidas por rocas ígneas y sedimentarias de franco origen continental (Figuras 4 y 5).

Dentro del contexto de terrenos estratotectónicos, el área de estudio se ubica dentro del Terreno Coahuila, el cual conforma el piso sobre el que se depositó la importante carpeta sedimentaria mesozoica y que se estima fue formado durante el Paleozoico tardío, al cierre del Océano Proto-Atlántico (Coney, 1981; Campa *et al.*, 1983). De acuerdo con estos autores, el Terreno Coahuila está constituido por dos fracciones, una formada por rocas metamórficas de bajo grado, cuyo origen se relaciona con la porción interna del sistema Marathon-Ouachita (Flawn *et al.* 1961), el cual traslapó al Terreno Chihuahua a lo largo de una zona de fallamiento. Las rocas de este terreno, dentro de las que destacan filitas, mármol y cuarcitas de facies esquistos verdes, se encuentran aflorando en las vecindades de la Sierra del Carmen, en la región norte del Estado de Coahuila (Flawn y Maxwell, 1958). La otra porción del Terreno Coahuila, lo constituyen las rocas que se encuentran aflorando en las cercanías de Delicias, Coah., en donde desarrollan una gruesa secuencia de sedimentos de

tipo flysch, de edad Permo-Pensilvánico, parcialmente intrusiva por rocas de composición granítica de edad Triásica (Wardlaw *et al.* 1979).

Sobreyaciendo discordantemente a los materiales incipientemente metamorfizados del Terreno Coahuila, se extiende una amplia cobertura de sedimentos clásticos, evaporíticos y carbonatados, cuyo origen está íntimamente relacionado con la proximidad o lejanía a los elementos paleogeográficos configurados durante el transcurso del Mesozoico temprano (Triásico-Jurásico basal), tales como los bloques Burro-Tamaulipas y Coahuila y las depresiones representadas por la propia Cuenca o Golfo de Sabinas y su prolongación al nor-oeste por la Cuenca de Chihuahua, cuya morfología constituida por un paisaje de pilares y cuencas, influyeron fuertemente en el modelo sedimentario y posterior deformación de los materiales de la cobertura, los que en conjunto definen el Cinturón Plegado de Coahuila, de edad Laramídica, caracterizado por plegamientos anticlinales estrechos y alargados, doblemente buzantes y orientados preferencialmente en dirección NW-SE, todos ellos separados por amplios valles sinclinales.

III.2. ESTRATIGRAFÍA

Debido a la presencia de los diferentes elementos paleogeográficos enunciados anteriormente, la estratigrafía del área de estudio manifiesta notables cambios en los regímenes sedimentológicos, en donde la evolución estratigráfica estuvo fuertemente influenciada por movimientos de carácter eustático, a diferencia de la margen occidental activa de México, en donde las facies sedimentarias desarrolladas estuvieron definitivamente sujetas al intenso tectonismo relacionado al arco adyacente y al fuerte aporte de sedimentos.

Dentro de la carta, se diferenciaron 16 unidades, de las cuales, 13 son de origen sedimentario marino, una

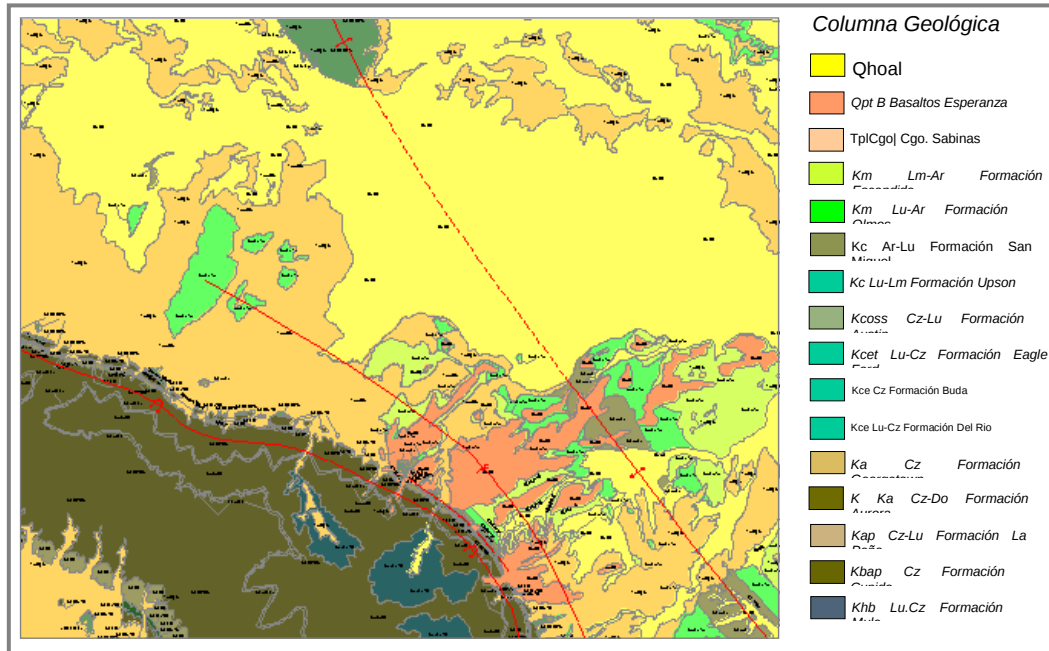
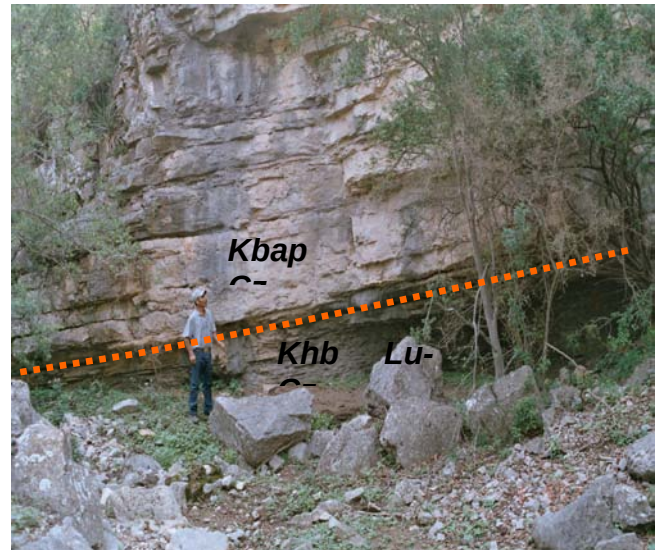


Figura 4 Plano Geológico Carta Melchor Múzquiz G14-A12

está asociada con procesos volcánicos y las dos restantes corresponden a unidades sedimentarias depositadas en ambientes continentales, (Figura 5). Las primeras de éstas, conforman la columna sedimentaria marina cuya secuencia incluye unidades formacionales que se manifiestan a través de un depósito continuo que incluye gran parte del Cretácico inferior hasta el Cretácico superior, con edades que varían desde el Hauteriviano-Barremiano de la Formación La Mula (**Khb Lu-Cz**) hasta el Maastrichtiano de la Formación Escondido (**Km Lm-Ar**). Dentro de la secuencia, la parte basal de la columna, es decir a partir de la formación La Mula hasta la formación Austin (**Kcoss Cz-Lu**), la litología es predominantemente calcárea, mientras que las cuatro unidades superiores que corresponden al Campaniano-Maastrichtiano, son eminentemente terrígenas.

Las dos unidades detríticas continentales, corresponden la primera, a la Formación Sabinas (**Tpl Cgo**) de edad Plioceno, constituida por conglomerados de fragmentos de los materiales preexistentes, mientras que la segunda, de edad Holoceno, incluye a los depósitos continentales de aluvión, que cubren discordantemente a cualquiera de las unidades de roca depositadas previamente. Las rocas volcánicas corresponden a corrientes de lavas basálticas sumamente fluidas, emplazadas a través de fisuras, las que forman un paisaje de mesetas que cubren parcialmente a los conglomerados de la Formación Sabinas y a las unidades siliciclásticas del Cretácico superior, Figura 5.



Fotografía 1 Contacto concordante y transicional entre la Formación La Mula (Khb Lu-Cz**) y la Formación Cupido (**Kbap Cz**). Cañada El Cedral**

MESOZOICO

Formación La Mula (**Khb Lu-Cz**).

El término Formación La Mula fue originalmente empleado por William G. Kane en un reporte inédito; posteriormente, Imlay (1940, p.123) acuñó en la literatura geológica el término "Lutitas La Mula" dando

crédito a lo propuesto por Kane y cita como localidad tipo a la sección expuesta en el Potrero de La Mula, en el anticlinal del mismo nombre, localizado a 75 Km en dirección NW de la ciudad de Cuatrociénegas, Coah. Dentro de la carta, los únicos afloramientos de esta formación se encuentran restringidos a los expuestos en las cañadas de Aparicio, El Potrero, El Cedral y La Caballada, en donde forman el núcleo del Anticlinal Santa Rosa. Litológicamente la unidad está constituida por una alternancia de calizas arcillosas y lutitas, con esporádicos horizontes de microdolomías. Las calizas corresponden texturalmente a mudstones y wackestone de fragmentos biógenos y peletoides, contaminadas con material arcilloso, dispuestas en capas de 5, 10 y 30 cm de potencia, observándose eventualmente capas de hasta 80 cm de espesor; los horizontes subordinados de lutitas calcáreas son de escasos 5 cm de espesor y al igual que en la fracción calcárea, se llegan a observar paquetes de hasta 50 y 60 cm de potencia formados por horizontes laminares de material arcilloso. La fracción calcárea es la más predominante y de manera general son de color gris oscuro que interperiza en gris cenizo con esporádicas manchas amarillentas, mientras que la fracción pelítica presenta un color beige que interperiza en tonos más pálidos del mismo color. Aunque la base de la formación no aflora, se estima que los materiales descritos desarrollan un espesor del orden de los 300 m. El contacto superior de la Formación La Mula es nítido, concordante y transicional con las calizas gruesas a masivas de la Formación Cupido, lográndose observar esta relación en los cañones previamente descritos en donde se visitaron las localidades MM-215, MM-203 y MM-300, habiéndose determinado el contacto, por la desaparición de horizontes pelíticos y aumento en el espesor de las calizas de la Formación Cupido. Por su posición estratigráfica se estima que el depósito de la Formación La Mula se llevó a cabo durante el transcurso del Hauteriviano-Barremiano, por lo que resulta correlacionable con la Formación La Virgen de la misma Cuenca de Sabinas, solo que de facies evaporíticas y con la base de la Formación Cupido y Tamaulipas Inferior de la Provincia de la Sierra Madre Oriental. Dos muestras de la unidad, la MM-308 y la MM-216 fueron analizadas por su contenido de microfauna, habiendo reportado la primera fragmentos de gasterópodos, pelecípodos y ostrácodos, sin poder determinarse una edad precisa; la segunda muestra citada no reportó fauna. Por su contenido y alternancia litológica, se considera que el depósito de los sedimentos de la Formación La Mula se llevó a cabo en un ambiente de plataforma abierta bajo condiciones de aguas someras y tranquilas con fuertes aportes cíclicos de sedimentos terrígenos, indicativo de que las áreas aun emergidas

continuaban aportando significativos volúmenes de material erosionado. Las rocas de la Formación La Mula no presentan condiciones geológico-mineras adecuadas para el hallazgo de recursos económicos importantes.

Formación Cupido (Kbap Cz).

La Formación Cupido debe su nombre a R. W. Imlay (1936), quien designó con este nombre a la secuencia de calizas de color gris oscuro, claro y amarillento, estratificadas en capas delgadas a medias, habiendo considerado como sección y localidad tipo los afloramientos de la unidad dispuestos en la pared norte del Cañón del Mimbres, localizado en la porción media de la Sierra de Parras, Coah. Las mejores exposiciones de las rocas de la Formación Cupido se encuentran a todo lo largo de la Sierra de Santa Rosa, formando el núcleo y ambos flancos del anticlinal del mismo nombre, distinguiéndose por desarrollar un paisaje de fuertes y pronunciados escarpes. La unidad está constituida por un potente paquete de calizas, que varían en su textura de wackestone a grainstone de fragmentos biógenos, peletoides y miliólidos, dispuestas en estratos medios a masivos, de 20, 30, 50 cm, hasta más de 150 cm de espesor. Dos muestras representativas de estas calizas, tomadas en las localidades MM-081 y MM-297 fueron analizadas petrográficamente, habiéndose determinado una composición mineralógica basada en más del 75% de calcita, bioclastos y fragmentos de cuarzo (menos de 5%) del tamaño de las arenas finas, que texturalmente corresponden a wackestone de bioclastos. Eventualmente es posible reconocer estratos de dolomías que presentan una textura sacrosa y olor fétido a la fractura con el martillo. El color de estas rocas es predominantemente gris medio a gris oscuro que en términos generales interperiza en gris claro cenizo, con tonalidades amarillentas en los horizontes dolomitizados. Estas rocas se caracterizan por presentar abundantes huellas de disolución, fuerte fracturamiento perpendicular a la estratificación, grandes dolinas y vetillas rellenas de calcita. A lo largo de la columna es frecuente observar abundantes fragmentos biógenos, así como restos de caprínidos y toucasias. El espesor total de la formación reportado en diversos trabajos consultados es de 550 m en la Sierra de Oballos, habiendo estimado por construcción para la Sierra de Santa Rosa un total de 450 m de espesor. La Formación Cupido sobreyace en contacto concordante, nítido y transicional a la Formación La Mula. Por otra parte se observa a la Formación La Peña descansando sobre las calizas de la Formación Cupido por medio de un contacto concordante, nítido y abrupto, claramente identificable en el



Fotografía 3 Afloramiento en el Cañón Aparicio de la secuencia de la Formación La Peña (Kap

terreno ya que los materiales de la primera formación tienden a desarrollar un notorio puerto de erosión. Por su posición estratigráfica y variado contenido faunístico dentro de los que destacan por su abundancia restos de rudistas, miliólidos, texturálidos, *Chofatella* sp. Charleston, 1974 (*in* N.W. Jones 1984) se considera que el depósito de la potente carpeta carbonatada de la Fm Cupido se desarrolló durante el transcurso del Barremiano superior al Aptiano inferior, en un ambiente lagunar, de aguas cálidas y bien oxigenadas, bajo un régimen hidrodinámico de baja energía que propició la precipitación de grandes cantidades de lodo calcáreo y la abundante proliferación de organismos arrecifales. Dos muestras representativas de la unidad recolectadas en las localidades MM-222 y MM-298, fueron enviadas al laboratorio de micropaleontología, habiéndose observado bajo el campo del microscopio la siguiente microfauna: *Nummuloculina heimi*, *Quinqueloculina* sp. *Cornuloculina* sp, *Choffatella decipiens*, placas de equinodermos, tubos de serpulidos y gasterópodos, conjunto faunístico que corrobora la edad de depósito de la formación. La potente columna desarrollada es indicativa de una constante subsidencia del piso marino bajo un periodo de estabilidad tectónica de la margen pacífica así como de la escasa variación en los niveles eustáticos de los mares epicontinentales de la margen pasiva. De acuerdo con la edad establecida para el depósito de los carbonatos que conforman a la Formación Cupido, la unidad resulta correlacionable con la formación Tamaulipas Inferior de la provincia de la Sierra Madre Oriental; de igual forma, es parcialmente correlacionable con la Formación Las Vigas y Formación Cuchillo de la Cuenca de Chihuahua. En la Sierra de Santa Rosa, específicamente en las cañadas de El Potrero y El Cedral, existen importantes desarrollos mineros enfocados a la explotación de minerales no metálicos,

ERA	PERIODO	EPOCA PISO	COLUMNA	CLAVES CARTOGRAFICAS	M.a.
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO		Qhoal	0.01
		PLEISTOCENO		Qpt B	1.68
	TERCIARIO	PLIOCENO		Tpl Cgo Fm. Sabinas	5.1
		MIOCENO			
		OLIGOCENO			
		EOCENO			
		PALEOCENO			67.0
MESOZOICO	CRETACEO	SENONIANO	MAASTRICHTIANO	Km Lm-Ar Fm. Escondido	
				Km Lu-Ar Fm. Olmos	71.5
			CAMPANIANO	Kc Ar-Lu Fm. San Miguel	
				Kc Lu-Lm Fm. Upson	83.0
		CONCACIANO		Kcoss Cz-Lu Fm. Austin	86.0
					89.0
		TURONIANO		Kcet Lu-Cz Fm. Eagle Ford	91.0
		CENOMANIANO		Kce Cz Fm. Buda Kce Lu-Cz Fm. Del Rio	97.5
		ALBIANO		Ka Cz Fm. Georgetown	
				Ka Cz-Do Fm. Aurora	108.5
		APTIANO		Kap Cz-Lu Fm. Peña	
				Kbap Cz Fm. Cupido	114.0
		BARREMIANO		Khb Lu-Cz Fm. La Mula	124.0
		HAUTERIVIANO		Fm. Padilla*	
		VALANGINIANO		Fm. Barni Viejo*	
		BERRIASIANO		Fm. Menchaca*	140.0
		PORTLANDIANO		Fm. La Casita*	
	JURASICO SUPERIOR				

* Unidades controladas por información de pozos de PEMEX

Figura 5 Columna Estratigráfica



Fotografía 2 Escarpes de las calizas de la Formación Cupido (Kbap Cz). Núcleo de la

específicamente barita, la cual se presenta en mantos dispuestos de forma paralela a la estratificación. Resulta importante mencionar que el potente paquete de la Formación Cupido debe funcionar como un excelente acuífero confinado, debido al gran fracturamiento que exhibe la unidad, asociado con el alto porcentaje de porosidad producto de la disolución de las calizas.

Formación La Peña (Kap Cz-Lu).

El nombre de Formación La Peña fue original y formalmente propuesto por R. W. Imlay (1936), quien designó con este nombre a la secuencia sedimentaria compuesta por dos miembros, uno inferior formado por capas medias a delgadas de calizas con ocasionales intercalaciones de lutitas y limolitas y uno superior conformado por una intercalación de calizas y lutitas con abundantes amonitas del género *Dufrenoya*; posteriormente W. E. Humphrey (1949) propuso que la Formación La Peña se restringiera exclusivamente a la porción superior de la secuencia descrita originalmente. La localidad y sección tipo de la formación está dada en el flanco norte de la Sierra de Taraises, en las vecindades de la Sierra La Peña, Coah. Dentro de la carta, los sedimentos arcillo-calcáreos de la unidad se encuentran a todo lo largo de ambos flancos del anticlinal Santa Rosa, en donde morfológicamente forman un conspicuo puerto de erosión fácilmente identificable en el terreno, ya que se encuentra dispuesta entre dos cuerpos masivos de calizas. La columna litológica de la Formación La Peña está constituida por una alternancia rítmica de calizas arcillosas y lutitas calcáreas, dispuestas en capas delgadas de 5, 10 y hasta 20 cm de espesor, en donde las calizas presentan un textura de mudstone a wackestone contaminadas con material pelítico, lo que le confieren a la roca una apariencia

terrosa al intemperismo. Estas rocas son de color gris, a gris oscuro con intemperismo gris parduzco; eventualmente forman bancos de hasta 80 cm de potencia. Por otro lado, las lutitas se presentan finamente laminadas y son de color gris medio, en ocasiones negras por el alto contenido de material carbonoso, que intemperizan en tonos de beige y gris cenizo; esta litología contiene gran cantidad de cementante calcáreo. El espesor de la Formación La Peña es de 50 m y se caracteriza porque a lo largo de la columna es posible observar abundantes restos de fauna fósil, destacando por su abundancia impresiones de amonitas del género *Dufrenoya*. Ambos contactos, tanto el superior con la Formación Aurora y el inferior con la Formación Cupido, son nítidos, concordantes y abruptos, fácilmente identificables en el terreno debido al cambio súbito de calizas masivas por material arcillo-calcáreo de la unidad.



Fotografía 4 Intenso fracturamiento ortogonal que exhiben las calizas de la Formación Aurora (Ka Cz-

Una muestra representativa de la formación recolectada en la localidad MM-253 fue analizada en el laboratorio micropaleontológico, habiendo determinado la presencia de fantasmas de *Nannoconus* sp., la que en conjunto con las amonitas *Dufrenoya* sp., *Kazanskiella spathi* y *Columbiceras* sp. cf. *tobleri* (Jones, N.W., et al 1984) y su posición estratigráfica, permiten asignarle a la Formación La Peña una edad de depósito del Aptiano Superior, por lo que es correlacionable con la misma Formación La Peña de la Sierra Madre Oriental, con la Formación

La Uvas del área de Acatita, Coah., con el Horizonte Otates de la Cuenca Tampico-Misantla y con parte de la Formación Cuchillo de la Cuenca de Chihuahua. Debido a su amplia distribución en todo el norte de México, se ha considerado a este horizonte como un excelente índice estratigráfico. La asociación litológica de la unidad, la cual incluye la presencia de abundante material clástico a lo largo de la columna, así como su alternancia rítmica con carbonatos, manifiestan en conjunto una interrupción abrupta en el ambiente de plataforma calcárea que había prevalecido desde el Barremiano Superior a la parte basal del Aptiano, lo cual permite visualizar un cambio drástico en el tirante de agua, asociado con un periodo de inestabilidad tectónica de la margen activa del Pacífico, condiciones que se tradujeron en el hundimiento del piso oceánico y avance regionalizado de los mares aptianos, dando lugar a la instalación de una amplia rampa en donde se depositaron los carbonatos y arcillas de la formación. Estas rocas no manifiestan ningún tipo de atractivo minero.

Formación Aurora (Ka Cz-Do).

El término Formación Aurora fue introducido en la literatura geológica por Burrows, R. H. (1910), quien designó como localidad tipo a la secuencia de calizas que afloran en las vecindades de la mina Aurora, ubicada en la Sierra Cuchillo Parado, la cual se localiza en dirección oeste de la población de Ojinaga, Chih. Dentro de la carta, las calizas de la formación se localizan a todo lo largo de la Sierra de Santa Rosa, delineando ambos flancos del anticlinal del mismo nombre y formando las elevaciones topográficas más prominentes de la sierra. Litológicamente consta de un potente cuerpo de calizas parcialmente dolomitizadas que texturalmente corresponden a mudstone que varían por el aumento de su porcentaje de aloquímicos a wackestone de microfósiles y peletoides, dispuestas en capas medianas de 30 a 40 cm de espesor en promedio, hasta bancos definitivamente masivos, de más de 150 cm de potencia. Esta última característica es más notoria en el flanco norte de la sierra, ya que en el flanco opuesto, los estratos son menos potentes; la roca fresca tiene un color predominantemente gris claro que interperiza en tonos del mismo color, con eventuales manchas color ocre. Una muestra de las calizas de la unidad tomada en la localidad MM-221, fue enviada al laboratorio de petrografía, habiéndose determinado una composición mineralógica basada en más del 75% de lodo calcáreo (micrita), fragmentos biógenos soportados por la matriz y granos de cuarzo en finos microcristales fuertemente retrabajados, por lo que texturalmente fue clasificada como una micrita fosilífera (Folk), que corresponde a

un wackestone de fragmentos biógenos de acuerdo con la clasificación textural de Dunham. El espesor de la formación estimado a partir del caminamiento efectuado a lo largo del arroyo El Cedral y verificado en la construcción de la sección B-B' es de 320 m, medida que es congruente con el espesor reportado en la Sierra de Oballos, la cual constituye el plegamiento adyacente al arreglo estructural de la región. Las calizas de la Formación Aurora sobreyacen concordantemente a la secuencia arcillo-pelítica de la Formación La Peña y se relacionan de la misma manera con los carbonatos similares de la Formación Georgetown. El primer contacto se presenta abrupto, mientras que el segundo es transicional y se determina a partir de la aparición de abundantes bandas y nódulos de pedernal de color negro. El depósito de la formación se desarrolló durante el trascurso del Albiano inferior al superior en un ambiente de rampa calcárea, suavemente inclinada, bajo condiciones hidrodinámicas de baja energía, con aguas templadas y bien oxigenadas, simultáneamente con un periodo tectónico estable, que dio origen a la continua subsidencia del fondo marino condición que permitió la acumulación continua de lodo calcáreo hasta formar el potente paquete de calizas de la formación. Dos muestras de calizas de la unidad colectadas en las localidades MM-165 y MM-190 fueron analizadas por su contenido micropaleontológico, las que reportaron la presencia de la siguiente microfauna, *Favusella* sp., ostrácodos, pelecípodos, *Microcalamoides ornatus*, *Colomiella recta* y escasos peletoides, con abundancia de fauna planctónica como, *Calcisphaerula innominata*, radiolarios calcificados, *Bishopella diazi*, *B. alata*, placas de equinodermos, *Saccocoma* sp., y escasa *B. ornelasae* conjunto faunístico característico del Albiano que corrobora la edad de depósito de la unidad. De acuerdo con su edad de depósito, la Formación Aurora de la Sierra de Santa Rosa es correlacionable con la Formación Tamaulipas Superior de la Sierra Madre Oriental; con las formaciones Acatita, Viesca y Treviño de la Provincia Geológica de la Plataforma de Coahuila. y con las formaciones Benigno, Finlay y Benevides de la Cuenca de Chihuahua. Al igual que las calizas de la Formación Cupido, es muy importante resaltar que el potente paquete de la Formación Aurora debe funcionar como un excelente acuífero confinado, debido al gran fracturamiento que exhiben las rocas de la unidad, asociado con el alto porcentaje de porosidad producto de la disolución de las calizas. Adicionalmente, deberá tomarse en cuenta la mayor superficie de afloramientos de la formación, parámetro que se traduce en una mayor superficie de recarga.



Fotografía 5 Bandas y nódulo de pedernal de la Formación Georgetown (Ka Cz). Flanco sur de la Sierra de Santa Rosa

Grupo Washita: Formación Georgetown (**Ka Cz**), Formación Del Río (**Kce Lu-Cz**), Formación Buda (**Kce Cz**).

El Grupo Washita, incluye a las formaciones Georgetown, Del Río y Buda, mencionadas en sentido ascendente.

Formación Georgetown (Ka Cz).

La Formación Georgetown fue inicialmente mencionada por Roemer (*in* E. H. Sellards *op. cit.*), quien describió fósiles de la unidad en los condados de Hill y Comal, en el Estado de Texas. Posteriormente, B. F. Shumard (*in* E. H. Sellards *op. cit.*), describió a la “Caliza Georgetown” mencionando a las localidades ubicadas en los condados de Austin, Grayson, Fannin y Red River, en el mismo Estado de Texas. Dentro de la carta, los afloramientos de la Formación Georgetown se restringen a los extremos de ambos flancos del anticlinal Santa Rosa, bordeando la estructura a todo lo largo de su desarrollo. Litológicamente consiste de una secuencia de calizas puras con texturas que varían de mudstone a wackestone, en donde es posible distinguir esporádicos fragmentos biógenos así como abundantes restos de cámaras de microfósiles bentónicos. La característica principal de la unidad, que permite diferenciarla de la subyacente Formación Aurora, es la abundante presencia de nódulos y bandas de pedernal negro y café rojizo y la disminución en el espesor de los estratos, ya que texturalmente resulta difícil diferenciar una de otra. Las calizas de la unidad presentan un color en roca fresca gris claro a gris medio, que intemperiza en gris cremoso, formando estratos medios a gruesos de 30, 40 y hasta 70 cm de espesor, con estilolitas de

disolución paralelas a la estratificación y eventuales horizontes que desprenden un olor fétido al golpe del martillo. Como se mencionó anteriormente, la columna de la unidad se distingue por presentar a todo lo largo de su desarrollo abundantes nódulos y lentes de pedernal de color gris muy claro a blanquecino en superficie fresca, que intemperiza en tonos de negro y pardo rojizo. Una muestra de la formación recolectada en la localidad MM-113 fue analizada petrográficamente, habiéndose observado bajo el microscopio una composición mineralógica basada en más del 75% de lodo calcáreo (micrita) y el resto constituido por oolitas de la misma composición, por lo que texturalmente fue clasificada como una oomicrita (Folk) que equivale a un wackestone oolítico (Dunham). El espesor de la unidad estimado a partir de la construcción de las secciones geológicas es de 80 m. Su contacto inferior con las calizas de la Formación Aurora es concordante y transicional y se determinó a partir de la mayor presencia de pedernal; por otro lado, su cima se relaciona en contacto concordante, nítido y abrupto con la secuencia arcillo-calcárea de la Formación Del Río, habiendo podido determinar la naturaleza de este contacto, precisamente en la pared situada al nor-occidente de la entrada a la Cañada El Potrero, en donde se visitó la localidad MM-251. Por la posición estratigráfica que guarda con respecto a la Formación Aurora, y su contenido microfaunístico determinado en la muestra recolectada en la localidad MM-178, en donde se determinó la presencia de fauna planctónica como, *Calcisphaerula innominata*, *Pithonella ovalis*, *P. trejoi*, *Bonetocardiella peregrinaensis*, *B. ponce-de-leoni*, *B. conoidea* y *Hebergella* sp, es posible afirmar que su edad de depósito ocurrió durante el Albiano superior, por lo que es correlacionable con la Formación Cuesta del Cura de la Sierra Madre Oriental y con la Formación Loma de Plata de la Cuenca de Chihuahua. Por sus características texturales y su litología homogénea a lo largo de toda la columna, es posible determinar que el depósito de los carbonatos que la constituyen se depositaron en un ambiente de rampa calcárea, con una pequeña pendiente, bajo condiciones hidrodinámicas de baja energía, con aguas templadas y bien oxigenadas, simultáneamente con un periodo tectónico estable, que dio origen a la continua subsidencia del fondo marino, característica que dio lugar a la constante precipitación de lodo calcáreo. La abundante presencia de pedernal, es indicativo de fuertes aportes de sílice libre, probablemente relacionado con una mayor profundización del substrato marino y una gran actividad volcánica en la margen del Pacífico. La unidad no presenta rasgos de mineralización, pero actúa de la misma manera que la Formación Aurora

como un acuífero confinado, debido al alto grado de fracturamiento y porosidad por disolución.

Formación Del Rio (Kce Lu-Cz).

Originalmente fue nombrada como Formación Grayson por Cragin (1894), para designar con este nombre a los afloramientos argiláceos dispuestos sobre la Formación Georgetown que se encuentran aflorando en el Condado Grayson, localizado al nor-este del Estado de Texas del cual toman el nombre; posteriormente, Hill y Vaughan (1898b *in* Pessagno, 1969), aplicaron el nombre Formación Del Rio para la extensión hacia el sur de la Formación Grayson, y tomaron como localidad tipo los afloramientos de la unidad expuestos en la población Del Rio, ubicado en el condado de Val Verde en el sur de Texas. Dentro de la carta, los afloramientos de la unidad se localizan circundando ambos flancos del Anticlinal Santa Rosa, en las zonas topográficamente más bajas, por lo que en gran parte se encuentran cubiertos por suelos residuales y material de talud. Litológicamente la unidad consiste de una alternancia de calizas arcillosas y lutitas calcáreas, que en conjunto exhiben al intemperismo, un característico color beige amarillento, fácilmente distinguible en el campo. Las calizas arcillosas corresponden a mudstone a wackestone arcillosos, con restos de fauna planctónica, calciesferas y eventuales espículas y conchas de equinodermos, de color gris medio a gris oscuro verdoso en superficie fresca, que intemperiza en gris cenizo y gris oscuro con aspecto terroso, por efecto del material arcilloso que contienen. Esta característica le confieren a los estratos, formas redondeadas, que dan la apariencia de boudinage. Se presentan en capas delgadas de 5 y 10 cm de espesor, y eventuales capas de hasta 30 cm de potencia. Una muestra de esta litología, recolectada en la localidad MM-285 fue analizada petrográficamente, la cual bajo el campo del microscopio reportó una composición mineralógica en donde predomina por arriba del 75% el carbonato de calcio de la variedad micrita, soportando esporádicos ooides y granos finos de cuarzo, por lo que fue clasificada como una caliza oomicrítica (Folk), que corresponde a un wackestone oolítico según la clasificación de Dunham. Los sedimentos arcillosos con los que se intercalan, son de color verde olivo que intemperiza en gris oscuro, en partes beige, dispuestos en horizontes laminares que llegan a formar estratos de 20 cm de espesor, aunque en promedio son más frecuentes las capas de 5 a 10 cm. La misma naturaleza arcillosa de la unidad, la que le determina una baja resistencia a los procesos erosivos, permiten que estas rocas configuren un notorio puerto de erosión, dispuesto hacia el pie de la

sierra. El espesor determinado para la unidad, estimado en los caminamientos efectuados en las entradas de las cañadas Sanguijuela, El Potrero y El Cedral, es de escasos 26 m, y en estos dos últimos sitios, en donde se verificaron las localidades MM-285 y MM-255, se observó claramente el contacto con la subyacente Formación Georgetown, determinándose un contacto concordante, nítido y abrupto, dado por la aparición de un horizonte de 20 cm de espesor de sedimentos arcillosos, en claro contraste con las calizas gruesas de la primera unidad; de la misma forma se relaciona con las calizas de la Formación Buda que la sobreyacen. La asociación litológica de la Formación Del Rio, en donde predomina la fracción arcillo-calcárea, es indicativa de la interrupción abrupta y regional del modelo sedimentario previo, caracterizado por una amplia y estable rampa calcárea, de tal forma que su depósito es fiel reflejo del inicio de un periodo de actividad tectónica de la margen del Pacífico, asociado con un cambio en los niveles eustáticos de los mares del Cenomaniano temprano, que dieron lugar al hundimiento del piso marino. Por su posición estratigráfica y contenido faunístico en donde destacan las formas planctónicas, *Bonetocardiella conoidea*, *Bonetocardiella betica*, *Calcisphaerula innominata*, *Pithonella ovalis*, *Stomiosphaera sphaerica*, *Stomiosphaera* sp., *Bonetocardiella ponce-de-leoni*, *Bonetocardiella peregrinaensis*, *Pithonella trejoi*, heterohelicidos y radiolarios calcificados determinadas en los análisis micropaleontológicos practicados a las muestras MM-067, MM-255 y MM-285, indican que el depósito de la unidad se efectuó durante el transcurso del Cenomaniano temprano, por lo que es parcialmente correlacionable con las formaciones Cuesta del Cura e Indidura de la Sierra Madre Oriental y Plataforma de Coahuila, respectivamente. No presenta condiciones mineras.



Fotografía 6 Contacto nítido, concordante y abrupto entre la Formación Georgetown (Ka Cz) y la Formación Del Rio (Kce Lu-Cz). Localidad ubicada en la pared nor-occidental

Formación Buda (Kce Cz).

De acuerdo con Sellards *et al.* (1932, p. 396) la unidad fue nombrada primeramente como “*Shoal Creek Limestone*” por Hill (1899), quien designó con este nombre a la secuencia de calizas con estratificación media, que afloran en la localidad de Shoal Creek, del Condado de Austin, en el estado norteamericano de Texas. Posteriormente, Vaughan en 1900, a sugerencia de Hill, sustituyó este nombre, e introdujo en la literatura geológica el término Formación Buda para designar a la misma secuencia de calizas compactas, impuras de textura nodular y color amarillento, con un espesor de 23 m y que tienen sus mejores exposiciones 30 Km al norte de la comunidad Buda del Condado de Hays, en el mismo estado de Texas. Dentro del área cartografiada, las calizas de la unidad pueden ser reconocidas a todo lo largo de ambos flancos del Anticlinal Santa Rosa, en la sierra del mismo nombre, en donde son claramente identificables en las entradas de los cañones La Sanguijuela, localidad MM-047; El Potrero, localidad MM-254; El Cedral, localidad MM-289 y Nogales, localidad MM-324; asimismo afloramientos de esta unidad fueron cartografiados en el flanco sur de la estructura mencionada, en las inmediaciones de la Cañada La Mariana, en donde se visitó la localidad MM-193. Litológicamente, la unidad consiste de un cuerpo muy homogéneo de calizas puras que texturalmente corresponden a mudstone de color en superficie fresca, gris y gris verdoso olivo, que intemperiza en gris cenizo y gris parduzco, dispuestas en estratos medios de 15, 20 y 40 cm, hasta capas francamente gruesas de 60 cm de espesor, siendo las primeras las más predominantes. Una muestra de esta litología tomada en la localidad MM-324 fue

analizada petrográficamente y su reporte indica una estructura compacta y una mineralogía basada en más del 50% de lodo calcáreo (micrita), soportando un agregado de oolitas de la misma composición y granos muy finos de cuarzo retrabajado diseminados en toda la muestra, por lo que fue catalogada como una caliza oomicrítica (Folk), que texturalmente corresponde a un wackestone de oolitas de acuerdo con la clasificación textural de Dunham. El espesor de la unidad, estimado en los caminamientos efectuados en los cañones previamente descritos, es de escasos 30 m. Ambos contactos, tanto el inferior con la Fm Del Rio, como el superior con la secuencia arcillo-calcárea de la Formación Eagle Ford, son concordantes, nítidos y abruptos y son claramente observables en la pared norte de la entrada a la Cañada El Potrero, sitio en donde se verificó la localidad MM-254, la cual corresponde al contacto entre la Formación Del Rio y la Formación Buda (Fotografía 6), en donde un horizonte de lutitas de escasos 20 cm delinea claramente el cambio entre ambas formaciones. Dos muestra representativas de la unidad, tomadas en las localidades MM-254 y MM-289, fueron analizadas por su contenido de microfósiles, las que reportaron las siguientes especies: *Bonetocardiella conoidea*, *B. peregrinaensis*, *B. betica*, *Calcisphaerula innominata*, *Pithonella ovalis*, *P. trejoi*, *Saccocoma* sp. y placas de equinodermos. Esta asociación faunística permiten establecer que las calizas de la formación se depositaron durante el Cenomaniano inferior, por lo que es parcialmente correlacionable con la parte basal de la Formación Indidura de la Plataforma de Coahuila y con la porción superior de la Formación Cuesta del Cura de la Sierra Madre Oriental. Las características litológicas que exhibe la formación a todo lo largo de su columna, indican que su depósito se desarrolló en un ambiente de plataforma externa, bajo condiciones hidrodinámicas de baja energía que dieron lugar al depósito continuo de lodo calcáreo. Las rocas de la unidad no manifiestan evidencias de mineralización de ningún tipo.



Fotografía 7 Estratos verticales de calizas de la Formación Buda (Kce Cz). Afloramiento sobre el cauce del Arroyo Nogales.

Formación Eagle Ford (Kcet Lu-Cz).

El término Grupo Eagle Ford fue originalmente aplicado por F. Roemer en 1852 (*in* Pessagno 1969) y ya formalmente utilizado como unidad formacional, fue R. T. Hill en 1887, quien aplicó este término a la secuencia de calizas arcillosas intercaladas rítmicamente con lutitas, cuya localidad tipo se localiza en las vecindades de la Villa Eagle Ford, de la cual toma el nombre, perteneciente al Condado de Dallas en el estado de Texas de la Unión Americana. Los afloramientos de la Formación Eagle Ford dentro de la carta, se encuentran principalmente bordeando ambos flancos de la Sierra Santa Rosa, en donde se manifiestan como montículos aislados a la manera de “hog backs”, dispuestos al pie de la sierra, coincidiendo con la tendencia regional de la misma. Litológicamente consiste de una alternancia rítmica de horizontes delgados con estructura laminar de lutitas calcáreas, intercaladas con calizas limo-arcillosas, localmente contaminadas con arenas de grano muy fino, e igualmente laminares, que le proporcionan a la roca un aspecto lajoso. En términos generales, las lutitas son de color gris claro, gris pistache y café claro, que intemperizan en beige y crema muy claro, casi blanco con una textura calichosa; se presentan en horizontes laminares que forman capas de 2, 5 y 10 cm y esporádicos bancos de hasta 40 cm de potencia, en donde es posible apreciar delgados horizontes francamente calcáreos de poco más de 1 cm. En conjunto, la secuencia pelítica se distingue por ser sumamente calcárea. Las

calizas presentan una textura de wackestone con contaminantes del tamaño de los limos y las arenas finas, dispuestos en horizontes laminares, que le proporcionan a la roca una apariencia lajosa. En superficie fresca son de color café claro y gris con manchas de color beige dispuestas en un arreglo moteado, y localmente con formas circulares y bandas delgadas sin ninguna orientación preferencial, que intemperizan en tonos de gris claro parduzco. Sobre las caras intemperizadas se llegan a apreciar el arreglo laminar de los fragmentos líticos, característica que le confieren a la roca un aspecto gradado, ya que estos se disponen hacia la base de los estratos. A lo largo de la secuencia, en especial en los estratos de calizas es común observar pequeños nódulos de fierro de aproximadamente 1 cm de diámetro en promedio. El espesor de la Formación Eagle Ford, estimado en el caminamiento realizado a lo largo del arroyo Nogales y confirmado con la construcción de las secciones estructurales es de 300 m. Su contacto inferior con la Formación Buda es concordante, nítido y abrupto, relación que fue confirmada en la localidad MM-289, sitio en donde es claramente observable esta relación. Por otro lado, su contacto superior con la Formación Austin es difícil de establecer, ya que aunque es concordante, se presenta de manera transicional por lo que se ha considerado como criterio para diferenciar una formación de otra, la desaparición de los horizontes lajosos de la Formación Eagle Ford y la aparición de estratos de calizas con apariencia ondulada por intemperismo de la Formación Austin. Un contacto tectónico se observó en las vecindades de la localidad El Cedral, en donde la Formación Eagle Ford, se sobrepone en contacto tectónico a los niveles estratigráficos más altos de las calizas de la Formación Austin. La abundante presencia del lamelibranquio *Inoceramus labiatus*, así como la microfauna *Rotalipora* spp., *Hedbergella* cff. *H. Simples*, *Globotruncana* spp, *Globotruncana* cff. *G. linneiana*, heterohelicidos, determinada en las muestras MM-053, MM-054 y MM-065 indican una edad de depósito que varía del Cenomaniano tardío al Turoniano temprano, en un ambiente de plataforma externa, con aportes de material clástico fino, en condiciones de corrientes de turbidez, lo cual le proporcionaron a las rocas el aspecto laminar que exhiben. Por su edad, la Formación Eagle Ford es correlacionable con la Formación Ojinaga de la Cuenca de Chihuahua y con la Formación Indidura de la Plataforma de Coahuila, así como con la Formación San Felipe de la región de Monterrey, N. L. La unidad no evidencia rasgos de mineralización alguna, aunque resulta importante resaltar que la estructura lajosa que presentan las calizas de la secuencia, podrían considerarla como un material adecuado para

el diseño de fachadas.



Fotografía 8 Alternancia de calizas lajosas y lutitas de la Formación Eagle Ford (Kcet Lu-Cz). Afloramiento sobre el Arroyo El Cedral.

Formación Austin (Kcoss Cz-Lu).

Fue descrita inicialmente por B. F. Shumard (1860), quien designó con este nombre a la secuencia de calizas blancas intercaladas con margas de colores blanco, beige y gris, cuyas mejores exposiciones se localizan en el poblado de Austin, perteneciente al Condado Travis, en el vecino estado norteamericano de Texas. Los afloramientos de la Formación Austin, dentro de la carta, se localizan principalmente circundando los flancos del Anticlinal Santa Rosa, en donde se presentan de forma aislada y en gran parte cubiertos por depósitos recientes, por lo que prácticamente las rocas de la formación se pueden observar únicamente en los cauces de los arroyos. Las exposiciones más importantes de la unidad, se presentan en el sector norte de la Carta, formando el núcleo del anticlinal El Pulpito, en el lomerío conocido localmente como Lomas Altas. Litológicamente la Formación Austin consta de una alternancia de calizas ligeramente arcillosas y horizontes laminares de lutitas fuertemente calcáreas, predominando a lo largo de la columna la fracción carbonatada. Las calizas corresponden texturalmente a mudstones o wackestones con abundante microfauna planctónica, con un color en superficie fresca gris claro a beige y una apariencia aporcelanada, que intemperiza en tonos de beige a crema; algunas capas presentan variaciones en su coloración interna, cambiando en el mismo estrato de tonos gris claros a beige y café claro. Estos materiales se presentan formando capas

de 10, 20, 30 y hasta 60 cm de espesor, y a lo largo de su columna son frecuentes las impresiones de *Inoceramus undulaticus*, así como nódulos de hierro oxidados. La característica de las calizas de la formación, la cual permite diferenciar a esta unidad de la subyacente Formación Eagle Ford, es que las caras intemperizadas de los estratos forman planos ondulados y prácticamente no manifiestan horizontes laminados producto del arreglo de las partículas gruesas. Los paquetes arcillosos, se presentan subordinados a los cuerpos calcáreos y están fuertemente contaminados con material carbonatado, lo cual le confieren a la roca una textura margosa. Son de color beige y crema, que intemperizan en tonos más pálidos de los mismos colores. Se presentan en horizontes laminares que forman capas de escasos 5, 10 y hasta 15 cm de espesor, en donde se llegan a intercalar delgadas capas de calizas similares a los estratos de mayor tamaño. El espesor de la Formación Austin, estimado a partir del caminamiento efectuado a lo largo del Arroyo Nogales, es del orden de 200 m. Su contacto inferior con la Formación Eagle Ford es concordante y transicional, mientras que su contacto superior con la suprayacente Formación Upson, es concordante, nítido y abrupto, lográndose apreciar esta relación en el lomerío localizado al norte de la carta, específicamente en el flanco occidental del Anticlinal El Pulpito, en donde se verificó la localidad MM-015; de igual forma esta relación es claramente identificable en las vecindades de El Cedral, en donde se visitó la localidad MM-283. En este mismo sitio, es posible observar en contacto tectónico a la Fm Eagle Ford cabalgando a las calizas de la Formación Austin, disponiendo a la primera sobre niveles superiores de la segunda. Una muestra de la unidad, la



Fotografía 9 Formación Austin (Kcoss Cz-Lu) calizas y capas laminares de lutitas. Localidad Lomas Altas, Arroyo El Sauz, sector norte de

correspondiente a la localidad MM-024 recolectada en Lomas Altas encontró la siguiente microfauna, *Hedbergella* spp., *Globigerinelloides* sp., Heterolelicidos y *Globotruncana* sp., mientras que otra colectada en la localidad MM-191 en un lomerío aislado al sur de la Sierra de Santa Rosa reportó el siguiente contenido micropaleontológico *Globotruncana* cff. *Gt. angusticarinata*, *Dicarinella* sp., y Heterohelicidos, asociación faunística que permiten confirmar que la edad de depósito de la formación ocurrió en el Cretácico superior, abarcando los pisos Coniaciano y Santoniano, por lo que es correlacionable con la porción superior de la Formación Indidura de la Plataforma de Coahuila; con la parte basal de la Formación San Carlos de la Cuenca de Chihuahua y con las Lutitas Parras de la cuenca del mismo nombre. Básicamente el depósito de la secuencia de la Formación Austin es la continuación del mismo ambiente de plataforma externa que dio lugar al depósito de la Formación Eagle Ford, bajo un tirante de agua que corresponde al nerítico medio, con un alto contenido de carbonato de calcio, probablemente debido a cambios en las condiciones climáticas asociado con una disminución en el nivel del mar provocado por el levantamiento del piso marino dando paso a niveles eustáticos más elevados. La unidad no presenta rasgos de mineralización.

Formación Upson (Kc Lu-Lm).

La Formación Upson debe su nombre a E. T. Dumble (1892), quien nombró como Upson Clay a la secuencia compuesta por lutitas glauconíticas oscuras de color gris verdoso, cuya localidad tipo se encuentra en los alrededores de la oficina de correos Upson en la población de Quemado, perteneciente al Condado Maverick del Estado de Texas, en los Estados Unidos de Norteamérica. Debido a su poca resistencia a los procesos erosivos, dentro de la carta, las rocas de la unidad solo son observables en esporádicos y aislados afloramientos, localizados en los cauces de los arroyos El Cedral y Nogales, ubicados al pie del flanco norte de la Sierra de Santa Rosa y sobre el flanco occidental del Anticlinal El Pulpito así como en un pequeño afloramiento dispuesto en la margen norte del arroyo del mismo nombre, en las vecindades del Rancho La Loma. La unidad consiste de un paquete homogéneo de lutitas y limolitas dispuestas en horizontes laminares que forman bancos masivos, en donde no se logran apreciar planos de estratificación. La roca fresca es de color gris muy oscuro, casi negro con tonalidades verdosas, que intemperiza en tonos de gris oscuro verdoso, exhibiendo las superficies intemperizadas un característico aspecto terroso. Son rocas sumamente

friables y deleznales, por lo que al golpe del martillo prácticamente se desbaratan, característica que dificulta en gran medida su muestreo. Localmente se llegan apreciar horizontes muy delgados, de escasos 1 a 2 cm de espesor, de materiales contaminados con cementante calcáreo, que por su mayor resistencia resaltan por efectos de erosión diferencial. El espesor de la unidad estimado a partir de los caminamientos efectuados a lo largo de los arroyos Nogales y Cedral es del orden de 150 a 200 de espesor. Su contacto inferior con las calizas de la Formación Austin es concordante, nítido y abrupto, y fue posible observarlo en la localidad MM-015, situada en el flanco occidental del Anticlinal El Pulpito, localizado en la



Fotografía 10 Aspecto característico de las lutitas de la Formación Upson (Kc Lu-Lm) Afloramiento sobre el Arroyo El Pulpito.

fracción norte de la carta. Por otro lado, la cima de la unidad se relaciona en contacto concordante y transicional con la Formación San Miguel, lográndose observar esta relación en los alrededores del Arroyo El Cedral, sitio en donde se verificó la localidad MM-282. De igual forma, esta misma relación fue claramente observada en la localidad MM-330, en donde aflora una pequeña ventana no cartografiada de la cima de la formación, la cual ocupa el núcleo del mismo Anticlinal El Pulpito en su prolongación hacia el sur-este de la carta. Por su posición estratigráfica se considera que el potente depósito de la arcillas de la Formación Upson se llevó a cabo durante el transcurso del Campaniano inferior, en un ambiente de prodelta, bajo condiciones netamente regresivas, como respuesta al levantamiento regionalizado del

piso marino y la instalación de un ambiente deltáico en la terminación norte de la cuenca, originado tal vez como una respuesta a los inicios de la acreción en la margen pacífica del Terreno Guerrero (TG) a la margen del Terreno Sierra Madre (TSM), como lo manifiesta el inicio y la regularidad del aporte de clásticos finos en todas las unidades del Cretácico superior del norte de México, es decir, representa a la etapa precoz del periodo orogénico Laramide. Por su edad, la Formación Upson es correlacionable con la parte inferior de la Formación Méndez de la Cuenca Tampico-Misantla y con las Lutitas Parras de la cuenca del mismo nombre, la cual es la extensión hacia el sur de la Cuenca de Sabinas. La Fm Upson no presenta condiciones mineras de ningún tipo.

Formación San Miguel (Kc Ar-Lu).

La Formación San Miguel debe su nombre a E. T. Dumble (1892), quien designó así a una secuencia de areniscas silíceas de color gris y ante, con estratificación cruzada, intercaladas con lodolitas limosas y calcáreas, que de acuerdo con Sellards, *et al.*, (1932) tienen probablemente como localidad tipo la sección expuesta sobre el Arroyo Elm aproximadamente 3 Km al norte de la ciudad de Eagle Pass, en el Estado Norteamericano de Texas. Dentro de la carta, la Formación San Miguel presenta sus mejores exposiciones en una franja orientada en dirección NW-SE que resulta sensiblemente paralela al camino que une a las poblaciones de Palaú y Rancherías, en la porción centro-oriental de la carta, la que se extiende hasta la fracción sur-oriental de la misma, en los alrededores del Rancho Las Tres Lilas, formando el núcleo de la prolongación hacia el Sur del Anticlinal El Púlpito. De igual forma, se reconocieron afloramientos de la unidad sobre el lecho de los arroyos El Cedral y Nogales. En términos generales, la unidad se muestra muy erosionada y en gran parte cubierta por depósitos continentales recientes. De forma aislada, se cartografiaron



Fotografía 11 Concreciones de la Formación San Miguel (Kc Ar-Lu), sobre el Arroyo El

sedimentos de la unidad en el sector nor-occidental de la carta, específicamente en las vecindades del rancho La Miseria.

La Formación San Miguel consiste de una alternancia de sedimentos siliciclásticos finos y de grano medio, en donde destacan limolitas arenosas y areniscas dispuestas en estratos delgados a medios y ha sido descrita con mucho detalle por varios autores, de tal forma que Robeck R. C. (1956, p. 31-37) subdivide a la Formación San Miguel en 5 unidades litoestratigráficas, mostrados en la Figura 6. Dentro de estos materiales, se intercalan esporádicos cuerpos muy resistentes de calizas coquinoideas formadas por pedacería de conchas de exogyras, así como concreciones calcáreas de formas esferoidales, de hasta 50 cm de diámetro y estructuras septarias de carbonato de calcio. La porción limo-arenosa predomina hacia la base de la unidad y es de color gris verdoso que intemperiza en color caqui y café medio; se presenta formando capas delgadas de 5 a 10 cm de espesor que llegan a constituir bancos de hasta 100 cm de potencia. Dentro de estos paquetes se llegan a observar capas delgadas de 15 a 20 cm de espesor, de limolitas muy calcáreas, sumamente compactas y muy resistentes, de color café que intemperiza en tonos anaranjados, las que por su

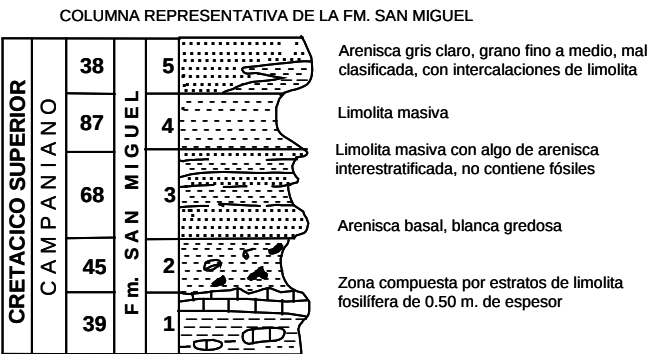


Figura 6 Formación San Miguel (Kc Ar-Lu).

dureza resaltan sobre los materiales débilmente compactados. Las areniscas son de grano fino a medio, de color gris claro que intemperizan en color caqui y café claro, de composición cuarzo-feldespática, con fragmentos líticos diseminados; dentro de estas capas arenosas se llegan a observar huellas de oleaje. Dos muestras representativas de estas areniscas tomadas en las localidades MM-027 y la MM-317 fueron analizadas petrográficamente, habiéndose determinado en la primera una textura carbonatada espática definida por una asociación mineralógica basada en calcita y aragonita, por lo que fue clasificada como un grainstone, mientras que la segunda, está constituida por un agregado de granos subangulosos a subredondeados de cuarzo y plagioclasas, cementados por calcita. Fue clasificada como una arenisca de la variedad grauvacafeldespática, ya que se estimó más de un 15% de matriz de grano fino. En términos generales se puede establecer que la secuencia siliciclástica de la Formación San Miguel es más fina hacia la base y más gruesa hacia la cima. El espesor reportado para la Formación San Miguel es de 277 m (Robeck, *op. cit.*), medidos en el Arroyo El Cedral, en donde es posible observar el contacto concordante y transicional con la subyacente Formación Upson; de igual forma se relaciona con la suprayacente Formación Olmos, con la cual la aparición del doble manto de carbón, permiten identificar el contacto. De acuerdo con Pessagno (*op. cit.*), a lo largo de la columna de la Formación San Miguel, es posible reconocer abundantes restos de moluscos, destacando por su abundancia *Ostrea plumosa* Morton, *Ostrea saltillensis* Böse, *Exogyra ponderosa* Roemer, *Pecten simplicius* Conrad, *Turritella* aff. *T. Cuadrilira* Johnson, *Placenticas* sp., así como foraminíferos planctónicos tales como *Globotruncana* sp. y *Heterohelids* sp. (Eguiluz, 2001), conjunto faunístico que permite afirmar que el depósito de la

unidad se llevó a cabo durante el transcurso del Campaniano Superior, por lo que es correlacionable con las Lutitas Parras de la cuenca del mismo nombre y parcialmente con la Formación Indidura de la Plataforma de Coahuila, así como con el Grupo Difunta de la Cuenca La Popa. Las características litológicas así como las estructuras primarias que exhiben las areniscas de la formación, indican que su depósito se llevó a cabo en un ambiente deltáico progradante con abundantes canales distributarios. La secuencia siliciclástica de la Formación San Miguel no presenta condiciones geológico-mineras de importancia económica.

Formación Olmos (Km Lu-Ar).

Fue definida en el año de 1927 por Stephenson L. W., quien toma el nombre de la estación ferroviaria en Olmos, Texas, ubicada sobre un afloramiento de la formación. De acuerdo con este autor, la unidad consiste de arcilla gris verdosa y arcilla arenosa fina, interestratificadas irregularmente con areniscas del mismo color; y de grano que varía de fino a grueso, en capas delgadas a medias, con algo de estratificación cruzada, ondulamientos y delgados mantos de carbón. La Formación Olmos presenta exposiciones a lo largo del Sinclinal de Las Esperanzas y del Sinclinal Sabinas, cuyos ejes tienen orientación en el rumbo N50°W. De esta forma, se encuentran afloramientos relativamente aislados entre el Ejido La Mota en la esquina SE de la carta, y el poblado de Melchor Múzquiz. De la misma forma, existen exposiciones a lo largo de la Sub-cuenca o Sinclinal de Sabinas, principalmente en los alrededores del poblado de Palaú. La Formación Olmos es la principal productora de carbón, y por lo tanto ha sido descrita con mucho detalle por varios autores. Robeck R. C. (1956, p. 31-37) subdivide a la Formación Olmos en 5 unidades litoestratigráficas, de las cuales, las de mayor importancia son las número 1 y 2. La Número 1, hacia la base, aloja a un doble manto de carbón con espesor variable entre 1.2 y 2.1 metros. Los mantos están separados por un horizonte muy delgado de arcillas o limos densos, carbonosos y muy duros que es conocido localmente como “hueso” el cual tiene un desarrollo vertical de escasos 20 cm de espesor. En conjunto la unidad 1 tiene 36 metros de espesor. La unidad Número 2, la constituyen areniscas con estratificación cruzada, abundantes restos de madera petrificada y gran cantidad de restos de gasterópodos; tiene 86 metros de espesor medidos en el Cañón de El Cedral por Robeck (*op. cit.*) y se considera de importancia porque es la unidad que cubre inmediatamente al doble manto de carbón a la vez que sirve de referencia para planificar las obras de extracción. La unidad Número 3 tiene 31

COLUMNA REPRESENTATIVA DE LA FM. OLMOS

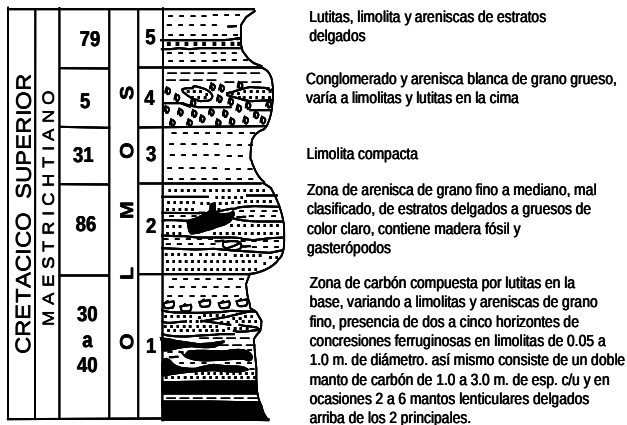


Figura 7 Columna Formación Olmos (Km Lu-

metros de espesor, y se trata de limolitas exclusivamente. La unidad 4 consiste de areniscas de grano grueso y tiene alrededor de 148 metros de espesor. Finalmente, la unidad 5 consiste de una interestratificación de limolitas y areniscas de estratificación delgada, con espesor de 79 metros. Conforme a lo anterior, el espesor total de la Formación es de 380 metros, medidos en el Arroyo de El Cedral por Robeck (*op cit.*) de los cuales solamente afloran en superficie las areniscas y limolitas, es decir la unidad 5. Durante los trabajos de campo, se describieron como Formación Olmos lutitas y limolitas interestratificadas con areniscas de grano medio que presentan frecuentemente estratificación cruzada y rizaduras de corriente en las superficies superiores de los estratos, conjunto que intemperiza en color ocre y café con tonos amarillentos y naranjas; las capas varían de 10 a 15 cm de espesor. Debido a su carácter deltáico, es difícil establecer una correlación precisa entre los miembros de la Formación Olmos, ya que muchos de sus estratos son lenticulares, y de ahí la variación en el espesor de la Unidad. Verdugo D. F. *et al.* (1985), refieren espesores que van desde unos cuantos metros hasta 150 metros. Por su parte, Santamaría O. D. y sus colaboradores (1991) indican que los espesores máximos reportados en el área de Sabinas son de 378 metros, y los mínimos de 10. En El Pozo Merced-1, la Formación Olmos alcanza los 272 metros. Para el presente estudio, se determinó como espesor promedio 300 metros, tomando en cuenta la gran variación de datos entre las diferentes localidades estudiadas en la literatura. La Formación Olmos se correlaciona con la base del Grupo Navarro, y con la porción superior de la Formación Méndez en la Cuenca de Tampico-Misantla. De acuerdo con Pessagno E. A. (1969), se atribuye al Maastrichtiano inferior o medio por el conjunto fosilífero correspondiente a la biozona de *Globotruncana fornicata/stuartiformis*, subzona de *Rugotruncana subcircumnodifer*. Weber R. (1972), estudia la vegetación de esta unidad y concluye que la palinoflora del carbón que se encuentra intercalado cerca de la base de la formación, corrobora las determinaciones de edad referidas. Verdugo D. F. (1985), reporta el cefalópodo *Sphenodiscus* sp. y restos de *Exogyra costata*, así como pedacería de gasterópodos que ubican a la Formación Olmos en el Maastrichtiano inferior. La Formación Olmos se depositó en un ambiente regresivo y progradante-deltáico que se desarrolló en una superficie con aguas dulces y tranquilas, bajo condiciones lagunares. Weber R. (1972) precisa que “la ausencia de arenisca inmediatamente sobre el carbón en algunas localidades, demuestra que la sedimentación ocurrió en un cuerpo de agua estancada o de



Fotografía 12 Alternancia rítmica de lutitas y areniscas en capas delgadas de la Formación Olmos (Km Lu-Ar). Al fondo se observa el

corrientes lentas, y el elemento deltáico aparentemente fue de importancia subordinada, y por lo tanto la vegetación debe haberse desarrollado en condiciones predominantemente lagunares”. La Formación Olmos es de gran importancia minera por la presencia de horizontes de carbón hacia la base. Un gran número de minas que explotan este recurso se han desarrollado a lo largo de las sub-cuencas de Las Esperanzas y Sabinas y las características de estos depósitos se describen en el capítulo de Yacimientos Minerales.

Formación Escondido (Km Lm-Ar).



Fotografía 13 Areniscas basales con estratificación cruzada de la Formación Escondido (Km Lm-Ar) en contacto nítido y concordante con los sedimentos pelíticos de la

Definida por Dumble E. T. en 1892. La localidad tipo se encuentra en la desembocadura del Río Escondido con el Río Bravo, cerca de Piedras Negras, expuesta sobre el Arroyo Caballeros, donde se localiza el

contacto entre el Cretácico superior y las capas del Eoceno. La Formación Escondido se encuentra aflorando en el núcleo de los sinclinales de Las Esperanzas y Sabinas, en la esquina SE de la carta, con exposiciones restringidas y parcialmente cubiertas por mesas de basalto. Las capas basales de la Formación Escondido pueden identificarse por la primera aparición de estratos gruesos (de más de 1 metro de espesor) de areniscas compactas de grano medio a grueso, ligeramente calcáreas, con estratificación cruzada, que descansan sobre una secuencia más o menos rítmica de areniscas y lutitas de la Formación Olmos. Esta relación puede observarse claramente en los afloramientos localizados en el Ejido El Encino, al pie de la mesa de basalto conocida localmente como Mesa El Cariño, sitio en donde se verificó la localidad MM-119. Para el resto de la unidad, se encontraron intercalaciones de areniscas y limolitas de color café, con tonalidades en naranja y amarillento, cuyos estratos miden de 5 a 10 cm, y las limolitas frecuentemente ocurren en capas laminares, en forma de lechos hasta de 3 ó 4 metros, limitados por capas compactas de areniscas de 10 a 15 cm de espesor. Se aprecian en algunos sitios restos de madera fósil, gasterópodos, ostrácodos y bivalvos. Las capas son prácticamente horizontales y es probable que la cima haya sido removida por erosión. Una cubierta de suelo de color pardo-rojizo, se desarrolla muy fácilmente sobre la unidad, de modo que muchos de los afloramientos son bastante restringidos. Se estima que en la Carta Melchor Múzquiz, afloran aproximadamente 100 metros de la Formación Escondido, de la cual se han estimado espesores hasta de 430 metros (Santamaría O. D., 1991). Robeck R. C. (1956) midió 104 metros en la sección Piloncillos y 238 metros en su sección denominada El Cedral. La Formación Escondido cubre concordantemente a la Formación Olmos, y el contacto se marca en donde aparecen los primeros estratos muy gruesos de areniscas con estratificación cruzada. Subyace de forma discordante al Conglomerado Sabinas, o bien a sedimentos aluviales y derrames de lavas basálticas. Se han llevado a cabo estudios de macro y microfauna en la Formación Escondido. Verdugo D. F. en 1985 señala una edad Maastrichtiano tardío. Robeck R. C. (1956), en base al hallazgo de amonitas como *Coahuilites sheltoni*, determina igualmente edad Maastrichtiano, por lo que se puede correlacionar con la partes superior del Grupo Navarro en Texas y con el Grupo Difunta de la Cuenca de Parras. La Formación Escondido se depositó en un ambiente mixto, sobre una plataforma terrígena con desarrollo de varios deltas progradantes. Conforman el cierre de la secuencia sedimentaria Mesozoica, de tal forma que define un ambiente netamente regresivo y en forma

general, su depósito ocurrió en condiciones de franca inestabilidad tectónica, la que se reflejó con el levantamiento y plegamiento de la potente columna sedimentaria previamente depositada. No existen condiciones minerales en la Formación Escondido, pero se le ha utilizado ocasionalmente como banco de préstamo para materiales de relleno en caminos locales. Probablemente su mayor uso se limite a la obtención de fósiles, tales como dientes de tiburón y huesos de dinosaurios.



Fotografía 14 Alternancia rítmica de areniscas y limolitas de la Formación Escondido (Km Lm-Ar). Localidad sobre la carretera Palaú-Sabinas

TERCIARIO

Plioceno

Formación (Conglomerado) Sabinas (Tpl Cgo).

La Formación (Conglomerado) Sabinas, como unidad formacional debe su nombre a Humphrey (1956) quien designó de esta manera al conglomerado constituido por un agregado predominantemente de fragmentos de calizas, que varían en tamaño de gravas a cantos rodados, embebidos en una matriz limo-arenosa con cementante calcáreo. A lo largo de su columna es posible observar bancos de hasta 100 cm de espesor de materiales limo-arenosos sumamente calcáreos de color blanco, tanto en superficie fresca como al intemperismo. Se distribuye en las porciones topográficamente bajas, principalmente a lo largo de las márgenes del río del cual toma su nombre y en ambos flancos de la Sierra de Santa Rosa. Se estima un espesor irregular de 30 m depositado en un ambiente netamente continental. El Conglomerado Sabinas cubre parcial y discordantemente a los siliciclastos del Cretácico superior, en forma de abanicos y terrazas disectadas y de igual forma es cubierto por los basaltos

cuaternarios de la Lava Esperanzas y por los sedimentos aluviales del Holoceno. Por su posición estratigráfica y relación con los basaltos cuaternarios, se ha establecido que el depósito del Conglomerado Sabinas ocurrió durante el transcurso del Plioceno, por lo que es correlacionable con el Conglomerado Reynosa de la Cuenca de Burgos y con la Formación Ahuichila de la Sierra Madre Oriental en su Sector Transversal. Las condiciones geológico mineras de la unidad se restringen a su uso como materiales para agregados pétreos y en especial sus horizontes margosos, son explotados para la extracción de carbonato de calcio el cual es utilizado para el blanqueo de tablas y cielo de las minas de carbón.



Fotografía 15 Cuerpos masivos subhorizontales característicos del Conglomerado Sabinas (Tol)

CUATERNARIO

Basaltos (Qpt B)

Dentro de la carta, se cartografiaron Basaltos de Meseta conocidos en la literatura geológica como Lava Esperanzas (Mulleried, 1941) la cual consiste en basaltos de meseta (plateau), cuya principal distribución es en el frente norte de la Sierra de Santa Rosa, en donde topográficamente forman extensas mesetas de formas lobulares y poca elevación, con su eje mayor orientado en el rumbo N40°E, el cual se extiende por una distancia de más de 15 Km; su porción más ancha tiene una extensión de 10 Km. Estas mesetas de basalto se extienden hasta la parte media del Valle de Múzquiz, siguiendo la trayectoria de paleo-canales fluviales someros. Los basaltos de la unidad son derrames de lava de color gris muy oscuro que intemperizan en pardo a café grisáceo, con una estructura masiva y una textura microporfídica con una matriz microlítica holocristalina constituida por finos cristales de plagioclasas

cálcicas, en donde los microcristales de escasos 1 a 2 mm de diámetro son de olivino (forsterita) y piroxeno (augita), con formas euhedrales y subhedrales. Dos muestras representativas de la unidad, recolectadas en las localidades MM-116 y MM-244 fueron analizadas petrográficamente, habiéndose observado bajo el campo del microscopio una textura microlítica y una mineralogía basada en plagioclasas medias de la serie andesina-labradorita, piroxenos (augita), magnetita y fluorapatito en la primera, y plagioclasas básicas de la serie labradorita-bytownita, piroxenos (augita), olivino (forsterita), apatito y magnetita, en la segunda por lo que fueron clasificadas como Andesita-Basáltica de Augita y Basalto con Forsterita (olivino), respectivamente. Ocasionalmente las lavas exhiben una estructura vesicular, la cual se presenta principalmente hacia la cima y base de los derrames. El espesor de las lavas basálticas es muy irregular, siendo el espesor máximo reportado de 53 m, cortado por barrenos de exploración; el espesor mínimo es de apenas 100 cm de potencia, ubicado hacia las partes más distales de las corrientes de lava. El origen del vulcanismo máfico que dio lugar a los derrames basálticos, concuerda con el pulso de extensión-magmatismo intraplaca más joven del norte de México y se estima fueron expulsados a través de fisuras corticales ya que no existen evidencias de aparatos volcánicos centrales; asimismo, por su expresión morfológica y distribución, se considera que la orientación de las fracturas deben estar ubicadas en el rumbo NE-SW, ubicadas justo frente a la Sierra de Santa Rosa, precisamente en donde existe la mayor flexión y transporte tectónico del bloque que configura a la sierra. De acuerdo a las conclusiones establecidas por Valdez (2001, p. 108), su composición química, de afinidad alcalino-sódica sin anomalías negativas de Nb y Ti, son indicativas de magmas generados en un ambiente de intra-placa que deben su origen en un manto enriquecido con respecto al MORB (Basaltos de Cordillera Meso-Oceánica), aunque durante su ascenso no existen evidencias de haber asimilado una porción considerable de corteza continental. Este mismo autor, (*op.cit.* p. 32), establece que la edad de los basaltos determinada por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total realizado a una muestra recolectada en las inmediaciones del Volcán Agua Dulce (fuera del área estudiada) y realizado en los laboratorios de la Universidad de Queen's, permiten dos posibles interpretaciones con incertidumbres muy grandes, una de ellas indica 0.60 ± 0.46 Ma y la otra determina 2.78 ± 2.23 Ma, edades que quedan ubicadas dentro del Plioceno, misma que había sido inferida por su posición estratigráfica. Estos basaltos cubren parcial y discordantemente a las rocas siliciclásticas del Cretácico superior, así como a los depósitos

continentales del Conglomerado Sabinas. Por su misma juventud, los basaltos no han desarrollado drenaje.



Fotografía 16 Basaltos de Meseta (Qpt B) en contacto discordante con la Formación Olmos

Depósitos del Cuaternario Holoceno (Qho al)

Se agruparon con el nombre de Cuaternario Aluvión a los depósitos continentales formados por fragmentos de las rocas preexistentes, que pueden estar más o menos consolidados o sueltos, generalmente embebidos en una matriz limo-arenosa. Estos depósitos se encuentran dispuestos en las partes topográficamente más bajas, formando gran parte del valle de Múzquiz. El espesor de esta unidad es muy variable y se estima entre 5 y 10 m. Su origen es francamente continental y cubren discordante y parcialmente a toda la secuencia del Cretácico superior.

III.3. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

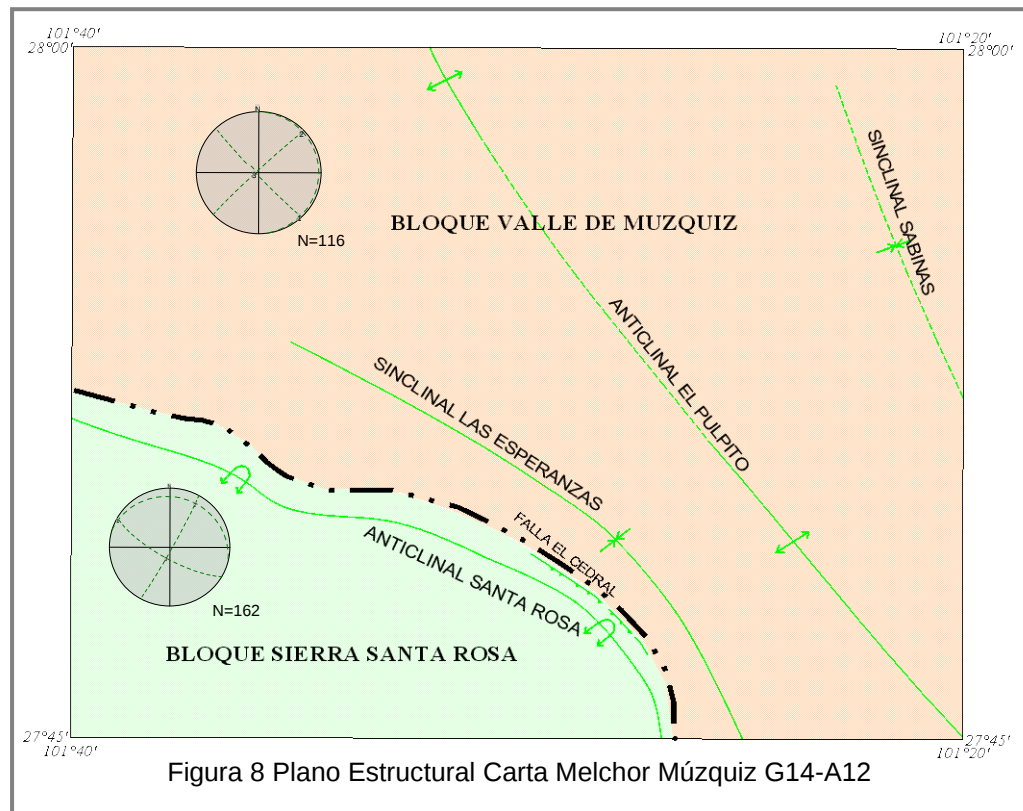
III.3.1.-- Interpretación de la imagen de satélite

Considerando que en la imagen de satélite se tiene una visión global de las características morfoestructurales de la región, en donde con una visión regional se pueden determinar los lineamientos, los curvilineamientos y las tendencias de las estructuras mayores, así como los contrastes entre los diferentes conjuntos litológicos, se realizó el análisis de la imagen junto con el plano geológico, de tal manera que se puede establecer que resaltan cuatro elementos morfoestructurales, mismos que corresponden a la Sierra de Santa Rosa, los Basaltos de Meseta dispuestos al pie de ella, el Valle de Múzquiz y una pequeña terminación anticlinal ubicada en la franja y límite

norte de la hoja, conocida localmente como Lomas Altas.

El primer elemento morfoestructural, con una elevación máxima de 1,500 msnm, comprende una fracción de la Sierra de Santa Rosa, la cual está definida por un anticlinal asimétrico, con su eje orientado en el rumbo N50°W y su plano axial sensiblemente recostado al nor-orienté, con un desarrollo dentro del área de estudio de 25 Km aproximadamente. Sobre este elemento morfoestructural se desarrolla un drenaje de tipo dendrítico sub-paralelo. La misma asimetría de la estructura, le confiere a la sierra, que su flanco norte presente pendientes abruptas, mientras que su flanco sur exhibe pendientes moderadas, fuertemente disectadas por corrientes consecuentes. El núcleo de la estructura está armado en las rocas de la Fm La Mula, mientras que ambos flancos están formados por calizas de las formaciones Cupido, La Peña, Aurora, Georgetown y específicamente en su flanco norte, destaca un puerto de erosión dispuesto inmediatamente arriba estratigráficamente de esta última unidad, que corresponde a la secuencia calcáreo-arcilloso del Grupo Washita. De igual forma, sobre el mismo flanco norte y ya en contacto con los depósitos de talud, se observan unos montículos sensiblemente paralelos al eje estructural que corresponden a las formaciones Eagle Ford y Austin. Dentro de este rasgo morfoestructural, resalta lo sinuoso de la traza del eje del anticlinal, observándose una mayor flexión hacia su porción centro-sur, en donde las capas del flanco norte se muestran francamente verticales, percibiéndose un decremento en el espesor de las formaciones, de tal manera que se evidencia la presencia de un fallamiento inverso, el que involucra como plano de despegue a la secuencia arcillo-calcárea de la Formación Eagle Ford. Un rasgo adicional que exhibe este elemento, es la presencia de los conductos que dieron origen a los basaltos de meseta.

El segundo elemento lo constituyen los basaltos de meseta, localizados inmediatamente al pie de la sierra, los que definen en planta una forma lobular, con su eje mayor orientado en el rumbo N40°E, el cual se extiende por una distancia de más de 15 Km. Su porción más ancha tiene una extensión de 10 Km. Estos basaltos cubren parcialmente a las rocas del Cretácico superior y se caracterizan por no tener desarrollado drenaje. Por su naturaleza, se estima que los derrames basálticos deben su origen a emplazamientos profundos debidos a fisuras de la corteza.



El tercer elemento morfoestructural, definido por el Valle de Múzquiz, cubre la mayor parte de la Carta del mismo nombre y en él se aloja una serie de 3 pliegues, correspondiendo a dos sinclinales y un anticlinal, todos buzantes hacia el sur y armados exclusivamente en rocas del Cretácico superior, las que se presentan en afloramientos aislados, fuertemente erosionados e intemperizados y de poca relevancia topográfica. Estos materiales se encuentran en gran parte cubiertos por depósitos de talud y terrazas continentales (Conglomerado Sabinas). Es en esta zona en donde se encuentran las Sub-cuencas carboníferas de Las Esperanzas y Sabinas. El drenaje en el valle está bien desarrollado e integrado, en donde los materiales de acarreo del pie de la sierra exhiben un patrón de tipo paralelo a subparalelo, formando en conjunto los afluentes del Río San Juan el que disecta al valle en sentido de poniente a oriente, en la esquina nor-oriental de la carta.

El cuarto elemento, el cual es el menos extenso, se localiza hacia la porción septentrional de la carta, en donde se manifiesta como un lomerío aislado que corresponde a la terminación de un anticlinal simétrico con su eje orientado en el rumbo N45°W y buzante hacia el SE. Esta estructura está armada exclusivamente en las calizas de la Formación Austin, pudiéndose observar pequeños remanentes de sedimentos más suaves en los extremos de los flancos, que corresponden a los sedimentos terrígenos de la Formación Upson. Esta estructura se extiende hasta el límite sur-oriental de la hoja, en donde se manifiesta en forma de aislados afloramientos de las formaciones terrígenas del Cretácico superior.

III.3.2.– Descripción de Estructuras

III.3.2.1.- Deformación dúctil-frágil

Las estructuras producidas durante la fase de deformación compresiva del evento orogénico Laramide, ocurrida durante el transcurso del Cretácico superior al Terciario inferior, corresponden exclusivamente a un arreglo constituido por cuatro pliegues sensiblemente asimétricos y una falla de cabalgadura. Para su descripción y ubicación dentro el contexto regional, el área de estudio se dividió en dos bloques, el Bloque Sierra de Santa Rosa (BSSR) y el Bloque Valle de Múzquiz (BVM), ambos con características afines en cuanto a su origen, pero que fueron divididos para su descripción en función de las rocas que los conforman, de tal manera que el BSSR, está formado en su totalidad por rocas predominantemente carbonatadas del Cretácico inferior y medio, mientras que el BVM, exhibe en superficie sedimentos exclusivamente siliciclásticos de las unidades del Cretácico superior. Bajo este contexto, se optó por analizar la información obtenida a partir de los seccionamientos realizados a lo largo de toda el área de estudio, consistente únicamente en los datos de estratificación (S_0) y plano de fallamiento inverso. Los conjuntos de datos se integraron dentro de una proyección de igual área (Schmidt), con el objeto de determinar el grado de orientación preferencial de cada plano en particular y la relación que guardan con el tipo de roca. En ambos casos los estereogramas muestran estructuras asimétricas con sus ejes orientados en el rumbo NW-SE, la cual se ubica en la tendencia generalizada de las estructuras desarrolladas en toda la Cuenca o Golfo de Sabinas.

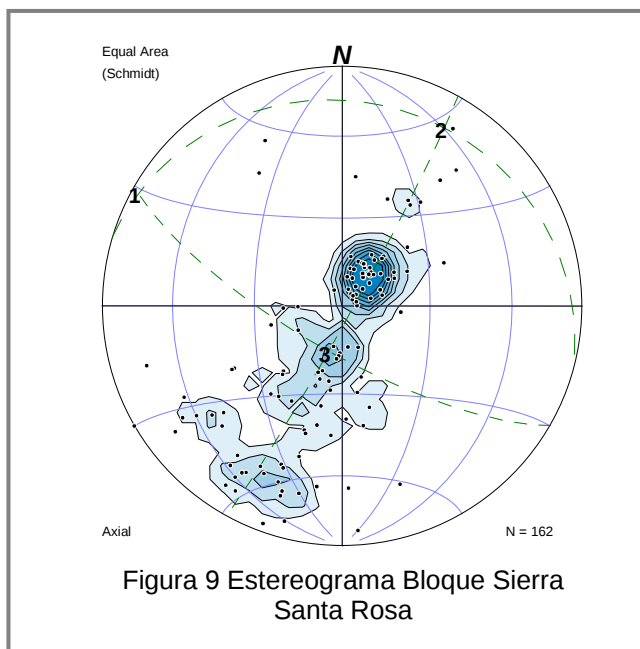
Bloque Sierra de Santa Rosa (BSSR)

Los planos de estratificación (S_0) medidos en la secuencia carbonatada del BSSR, desarrollan dos polos estadísticos preferenciales o concentraciones de datos (P_1 y P_2) ubicados el primero en el rumbo: $N41^\circ E$ con una inclinación de 75° al NE, mientras que el segundo, representa un plano cuya dirección de buzamiento está ubicado en el rumbo $S23^\circ W$, con una intensidad de 22° en la misma dirección. Estas dos tendencias estructurales representan los planos de los flancos de los plegamientos susceptibles a desarrollarse y que de manera general, es la misma que manifiesta regionalmente la traza del plano axial del Anticlinal de Santa Rosa. La relación entre estos dos polos definen estructuras con sus ejes orientados en el rumbo $N61^\circ W$ y buzantes con 03° de intensidad en la misma dirección, que se consideran formadas por un mismo vector de esfuerzos, aplicado desde el SW (Figura 9), de tal forma que la dirección del transporte tectónico reflejada en el principal

indicador cinemático, como son los ejes estructurales, confirman esta dirección de esfuerzos. Este conjunto estadístico de plegamientos, coincide sensiblemente con la orientación regional que presentan las estructuras que configuran el Cinturón Plegado de Coahuila (CPC).

Bloque Valle de Múzquiz (BVM)

Los planos de estratificación (S_0) medidos en la secuencia siliciclástica del BVM, desarrollan dos polos estadísticos preferenciales o concentraciones de datos (P_1 y P_2) ubicados el primero en el rumbo $S80^\circ W$ con una inclinación de 79° en dirección W mientras que el segundo, representa un plano cuya dirección de buzamiento está ubicado en el rumbo $N54^\circ E$ con una intensidad de 49° en la misma



dirección. Estas dos tendencias estructurales definen estadísticamente los limbos de los plegamientos susceptibles a desarrollarse. La relación entre estos dos polos configuran estructuras con sus ejes orientados en el rumbo $S43^\circ E$ y buzantes con 03° de intensidad en la misma dirección, que se consideran formadas por un mismo vector de esfuerzos, aplicado desde el SW (Figura 10), de tal forma que la dirección del transporte tectónico reflejada en el principal indicador cinemático, como son los ejes estructurales, confirman esta dirección de deformación. Esta dirección estadística de los pliegues, coincide sensiblemente con la orientación regional que presentan las estructuras del Cinturón Plegado de Coahuila (CPC).

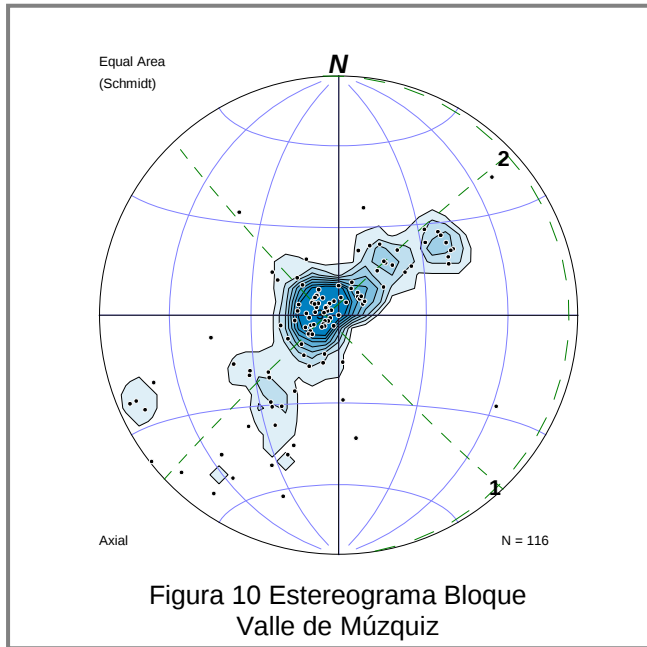


Figura 10 Estereograma Bloque Valle de Múzquiz

Pliegues

Estas estructuras manifiestan diferencias en cuanto a sus características geométricas, dado que representan el grado de acortamiento de la carpeta sedimentaria, el cual por lo común, tiende a ser mayor en las zonas de cuenca con respecto al que se manifiesta en las estructuras formadas sobre la plataforma. Tomando en cuenta la geometría de los pliegues, específicamente la naturaleza del anticlinal Santa Rosa, el cual se manifiesta sensiblemente asimétrico con un rompimiento de la carpeta sedimentaria sobre su flanco de recumbencia a nivel de la Formación Eagle Ford, se considera que el estilo de deformación representa un modelo incipiente con pendientes imbricadas tipo duplex. De manera general, se observa que los ejes de las estructuras definidas se encuentran orientados en el rumbo NW-SE y que la vergencia de los planos axiales de los mismos, es ortogonal hacia el NE, por lo que en conjunto, estos indicadores cinemáticos muestran

claramente un acortamiento de la carpeta sedimentaria mesozoica, paralelo a la dirección del transporte tectónico, o sea que el vector regional de deformación provenía del SW.

Anticlinal Santa Rosa (Bloque Sierra de Santa Rosa)

Se localiza en el sector sur-occidental de la carta, a todo lo largo de la Sierra de Santa Rosa de la cual toma el nombre, en donde la longitud de la traza de su eje es fácilmente determinable por espacio de 25 Km aproximadamente, prolongándose fuera del área de estudio, tanto hacia el norte como hacia el sur, con una amplitud del orden de 14 Km en su porción más amplia, disminuyendo hasta 9.5 Km en su extremo nor-occidental. Geométricamente se trata de un pliegue fuertemente asimétrico, con su plano axial sensiblemente recostado hacia el nor-oriental. Su flanco norte está definido por capas con echados fuertes que varían en intensidad desde 35° de inclinación hasta capas netamente verticales, y en especial, hacia la porción centro-sur de su desarrollo, en las vecindades del Arroyo El Cedral, la estructura se muestra francamente recumbente. En lo que respecta a su flanco sur, los buzamientos que exhiben las capas que lo definen, se manifiestan muy homogéneas, teniendo en promedio echados de 14° de inclinación. En la zona axial del anticlinal se alojan las rocas de la Formación La Mula, estando ambos flancos formados por las formaciones Cupido, La Peña, Aurora, Georgetown, Del Rio, Eagle Ford y Austin. La traza de su eje presenta una orientación general ubicada en el rumbo N60°/65°W, flexionándose hacia el rumbo N30°W en su extremo sur, Figura 11.

Anticlinal El Púlpito (Bloque Valle de Múzquiz)

Aunque en gran parte se encuentra cubierto por materiales continentales de relleno, esta estructura se extiende a todo lo largo del Valle de Múzquiz, desde las vecindades del Arroyo El Púlpito, en su extremo norte, hasta las cercanías del poblado Rancherías en su extremo sur, por lo que la traza de su eje se determinó por espacio de 33 Km. La porción norte del pliegue está formado por las calizas de la Formación

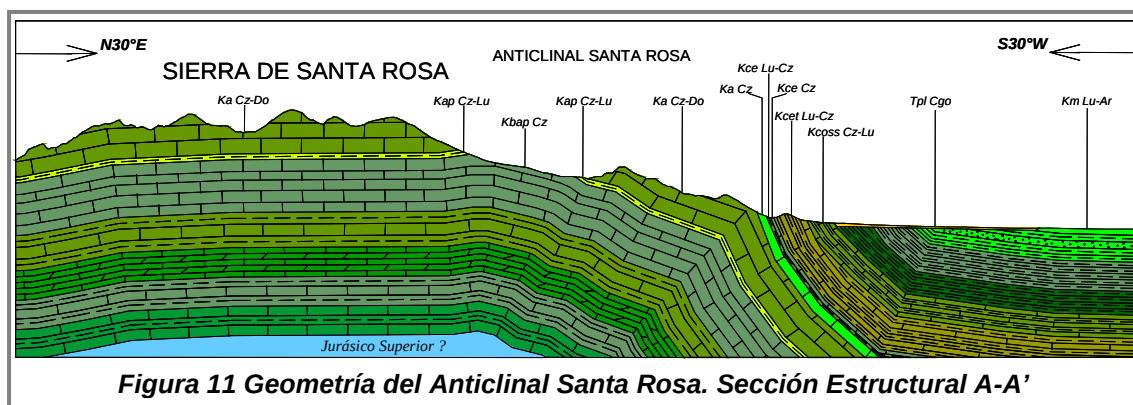


Figura 11 Geometría del Anticlinal Santa Rosa. Sección Estructural A-A'

Austin y ambos flancos presentan echados suaves, de no más de 14° de intensidad; hacia el sector central y sur de la estructura en las inmediaciones de Palaú y Ejido La Mota, el anticlinal está armado en rocas de las formaciones San Miguel, en el núcleo, y Olmos y Escondido en ambos flancos. Hacia esta porción de su desarrollo, la estructura está definida por echados del orden de 35° a 45° de inclinación en su flanco occidental, mientras que el flanco opuesto está configurado por capas con echados de menor intensidad, variando de 20° hasta 38° de inclinación. Geométricamente, la estructura se comporta como un pliegue simétrico en su porción norte cambiando a asimétrico con su plano axial recostado hacia el oriente, en su extremo sur. En términos generales el anticlinal presenta un buzamiento hacia el sur-oriente.

Sinclinal Las Esperanzas (Bloque Valle de Múzquiz)

Se presenta hacia el sector central del área de estudio, en donde se manifiesta por medio de aislados afloramientos, por lo que gran parte de su desarrollo se encuentra cubierto por materiales de relleno y los basaltos de meseta. Está armado en su totalidad por las rocas siliciclásticas del Cretácico superior. La traza de su eje se determinó por espacio de 25.5 Km, desde las vecindades del poblado de Melchor Múzquiz en su porción norte hasta el límite sur del área en las inmediaciones de la ranchería Las Pampas, con su eje describiendo un arco orientado en el rumbo N65°W en su extremo norte, el cual se flexiona hacia el rumbo N45°W en su parte central y sur. Las características del flanco occidental, formado por las capas de las formaciones Upson, San Miguel y Olmos, con echados fuertes del orden de los 70° de inclinación hasta francamente verticales, en conjunto con las características del flanco oriental configurado con las mismas formaciones, pero con echados de menor intensidad, definen al plegamiento como una estructura asimétrica, con su plano axial vergente en dirección NE y buzante hacia el SE. Las rocas clásticas de la Formación Escondido forman el núcleo de la estructura.

Sinclinal Sabinas (Bloque Valle de Múzquiz)

Se localiza hacia la porción centro-oriental de la Carta, en donde únicamente se pudo detectar su flanco occidental, ya que en gran parte se encuentra cubierto por materiales recientes, por lo que su presencia se ha determinado por las obras mineras enfocadas a la extracción de carbón. Está armado en su totalidad por las rocas siliciclásticas del Cretácico superior. La traza de su eje se infirió por espacio de 8 Km, desde las vecindades de la población de Palaú en su porción norte, hasta el límite oriental de la carta,

en donde continua fuera de los límites estudiados. La traza de su eje se encuentra orientado en el rumbo N25°W, dirección que coincide sensiblemente con la orientación que guarda el Anticlinal El Pulpito, la cual es su estructura alterna. Las características del flanco occidental, formado por las capas de las formaciones San Miguel y Olmos, con echados moderados del orden de los 30° a 12° de inclinación, en conjunto con las características del flanco oriental configurado con las mismas formaciones, pero con echados muy suaves, definen al plegamiento como una estructura débilmente asimétrica, con su plano axial vergente en dirección NE y buzante en dirección SE, por lo que es de esperarse la terminación perisinclinal de la estructura en los límites meridionales de la carta. La secuencia clástica de la Formación Escondido forma el núcleo de la estructura.

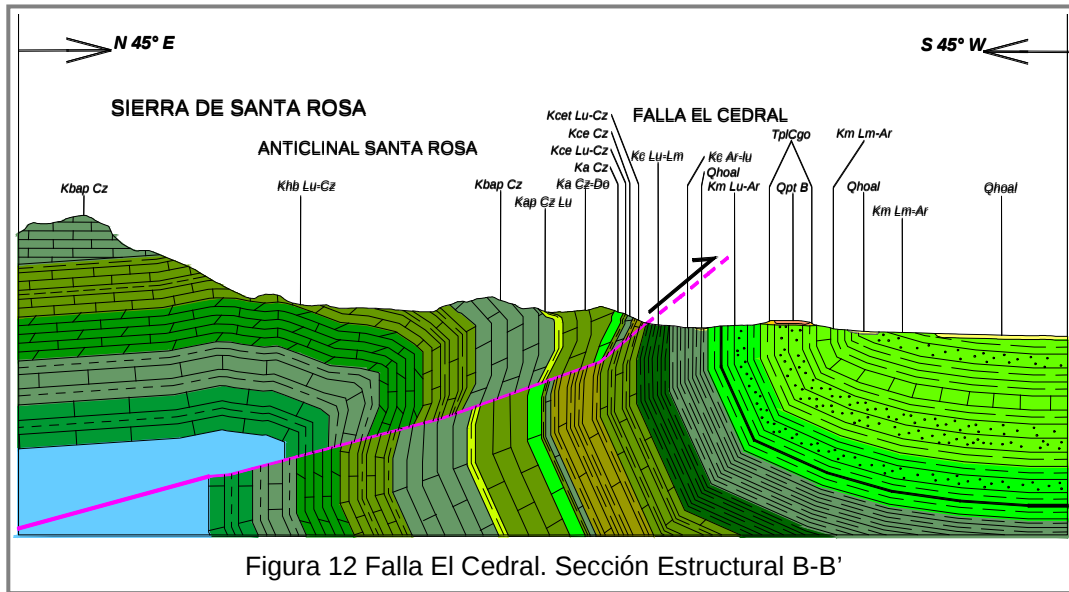
Cabalgaduras (Límite Bloque Sierra de Santa Rosa-Bloque Valle de Múzquiz)

Las estructuras regionales derivadas de la deformación frágil se encuentran estrechamente relacionadas con la tectónica compresiva originada por el evento orogénico Laramide de edad Cretácico superior-Terciario inferior, que de acuerdo con Eguiluz (2001), la Cuenca de Sabinas tiene niveles de despegue regional por debajo y por encima de las evaporitas jurásicas, que han producido un estilo de deformación denominado "*thin-skinned*", de tal suerte que las litologías dúctiles de las evaporitas de la Formación La Virgen o las arcillas de las formaciones Eagle Ford y Upson, proporcionan niveles de despegue locales, como es el caso de la Falla El Cedral, reconocida en el frente nor-oriental de la Sierra de Santa Rosa. La cabalgadura expuesta dentro del área de estudio se considera que forma parte de un sistema originado a partir de una cabalgadura basal, cuya evolución de poniente a oriente con geometría de tipo duplex, se considera un indicador de la magnitud de los esfuerzos compresivos derivados del evento orogénico Laramide.

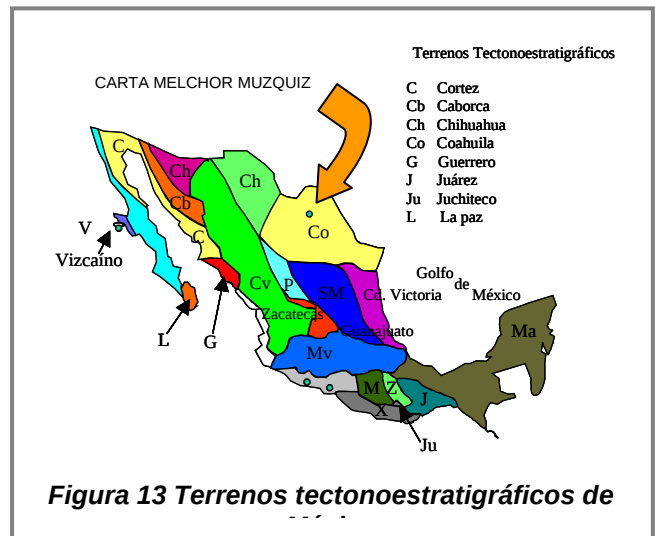
Cabalgadura El Cedral

Se reconoció en el frente nor-oriental de la Sierra de Santa Rosa, justamente en las vecindades de la localidad El Cedral, de la cual toma el nombre, un accidente estructural de tipo falla inversa, que únicamente involucra en superficie a las formaciones Eagle Ford y Austin, siendo el nivel de despegue, los materiales dúctiles de la secuencia arcillo-calcárea de la Formación Eagle Ford, Figura 12.

Debido a que gran parte de su desarrollo se



encuentra cubierta por materiales recientes y lavas basálticas, la Falla El Cedral solo fue detectada por espacio de 10.5 Km, describiendo en superficie la forma de un segmento de arco, con una tendencia que sigue el rumbo N65°W en su extremo norte, flexionándose hacia el rumbo N30°W en su terminación sur, con su plano de despegue buzante con 45° de inclinación al SW. De acuerdo con las unidades estratigráficas que involucra, en donde únicamente se ven afectadas en superficie los sedimentos arcillo-calcáreos de la Formación Eagle Ford, sobreponiéndose a gran parte de la columna de la Formación Austin, se ha considerado un desplazamiento del bloque alóctono del orden de 250 m en su parte de mayor transporte, distancia que disminuye y prácticamente desaparece en ambos extremos de su desarrollo. Por su expresión y evidencias estratigráficas, se estima que este accidente es de tipo *fault-propagation fold* (pliegue por propagación de falla) y conforma el límite entre el ambiente de mar abierto de la Cuenca de Sabinas y la Plataforma Burros-Picacho, por lo que de acuerdo con la posición que guarda con respecto al modelo paleogeográfico, es de esperarse que esta discontinuidad involucre en el mecanismo de deformación a las rocas del complejo basal, de tal forma que de acuerdo con Eguiluz (*op. cit.*) corresponde al tipo de deformación “*thick-skinned*”, en donde los esquistos pelíticos del basamento, deben corresponder al nivel de despegue profundo de la secuencia mesozoica.



III.4. TECTÓNICA

Considerando el concepto de terrenos estratotectónicos, el área de estudio se ubica dentro del Terreno Coahuila, tal como puede apreciarse en la Figura 13, (Campa *et al.*, 1983), el cual conforma el piso sobre el que se depositó la importante carpeta sedimentaria mesozoica y que se estima fue formado durante el Paleozoico tardío, al cierre del Océano Proto-Atlántico (Coney 1981). De acuerdo con estos autores, el Terreno Coahuila está constituido por dos fracciones, una formada por rocas metamórficas de bajo grado, cuyo origen se relaciona con la porción interna del sistema Marathon-Ouachita (Flawn *et al.*, 1961), el cual traslapó al Terreno Chihuahua a lo largo de una zona de fallamiento. Las rocas de este terreno, dentro de las que destacan filitas, mármol y cuarcitas de facies esquistos verdes, se encuentran

aflorando en las vecindades de la Sierra del Carmen, en la fracción norte del Estado de Coahuila (Flawn *et al.* 1958). La otra porción del Terreno Coahuila, lo constituyen las rocas que se encuentran aflorando en las cercanías de Las Delicias, Coah., en donde desarrollaron una gruesa secuencia de sedimentos de tipo flysch, de edad Permo-Pensilvánico, parcialmente intrusionada por rocas de composición granítica de edad Triásica (Wardlaw *et al.* 1979). Sobreyaciendo discordantemente a los materiales incipientemente metamorfizados del Terreno Coahuila, se extiende una amplia cobertura de sedimentos clásticos, evaporíticos y carbonatados, cuyo origen está íntimamente relacionado con la proximidad o lejanía a los elementos paleogeográficos configurados durante el transcurso del Mesozoico Temprano (Triásico-Jurásico basal), tales como los bloques Burro-Tamaulipas y Coahuila y las depresiones representadas por la propia Cuenca o Golfo de Sabinas y su prolongación al nor-oeste por la Cuenca de Chihuahua, cuya morfología constituida por un paisaje de pilares y cuencas, influyeron fuertemente en el modelo sedimentario y posterior deformación de los materiales de la cobertura, los que en conjunto definen el Cinturón Plegado de Coahuila, de edad Laramídica, caracterizado por plegamientos anticlinales estrechos y alargados, doblemente buzantes y orientados preferencialmente en dirección NW-SE, todos ellos separados por amplios valles en donde se alojan estructuras sinclinales.

Paleogeográficamente el área que cubre la Carta Melchor Múzquiz se encuentra situada en la provincia de la Cuenca o Golfo de Sabinas y su cobertura sedimentaria marina, únicamente exhibe rocas del Jurásico superior al Cretácico superior, por lo que la evolución sedimentológica y tectónica, reflejan exclusivamente los efectos geodinámicos ocurridos a partir de la edad primeramente mencionada. Sin embargo para enmarcar la tectónica local, será necesario ubicar el área de estudio dentro del contexto geológico regional con el objetivo de establecer la mecánica de deformación de la carpeta sedimentaria mesozoica, así como las rocas suprayacentes constituidas por rocas ígneas y sedimentarias de franco origen continental. De esta manera, la evolución dinámica de la deformación de la secuencia sedimentaria mesozoica del área de estudio, debe ser referida a los elementos paleogeográficos que influyeron en su patrón sedimentario, así como a la evolución tectogenética que dio lugar al arreglo estructural del Noreste de México y el propio del sureste de Estados Unidos, de tal forma que a continuación se hace un breve resumen de los eventos geológicos ocurridos a partir

del Paleozoico, ya que son las rocas más antiguas que afloran en el noreste de México.

Paleozoico

El arreglo estructural de las rocas del basamento que

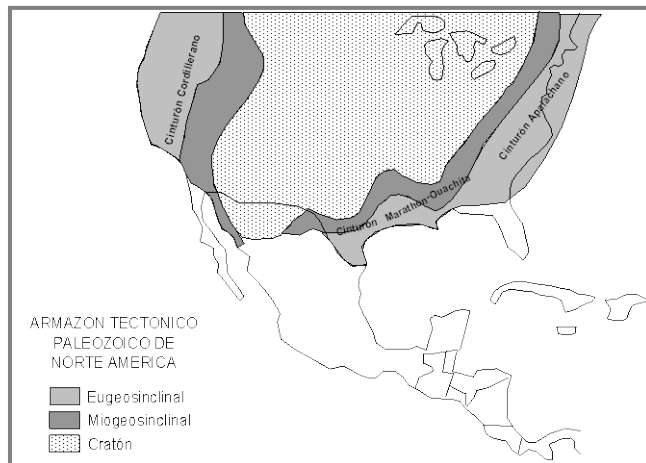


Figura 14 Armazón tectónico de Norteamérica.

influyeron en la estratigrafía del Mesozoico en el noreste de México, son el reflejo de la Orogenia Marathon-Ouachita, de edad Misisípico tardío al Pérmico temprano, la cual marcó la sutura de las placas de Norte América, Sudamérica y Yucatán (Salvador *et al.* 1980), que se caracterizó por ser una orogenia convergente que colisionó continente con continente. El complejo acrecionado resultante, constituye el Terreno Coahuila, el cual está definido por rocas metamorfizadas y no metamorfizadas de edad Permo-Pensilvánico.

Otros complejos incluyen los desplazamientos de los relictos localizados en el noreste de México, tales como los ubicados en las localidades Las Delicias, Coah. y Ciudad. Victoria, Tamps. Debido a los escasos y aislados afloramientos de rocas paleozoicas en el noreste de México, se deberá extrapolar la información obtenida a partir de afloramientos y pozos perforados en los Estados Unidos, en donde diversos autores plantean la presencia de un elemento estable, bordeado en ambos lados por cuencas sedimentarias, una al Oeste conocida como Geosinclinal Cordillerano y otros dos ubicados al Este denominados Apalachiano al norte y Maratón-Ouachita hacia el sur, Figura 14.

De estas dos provincias paleozoicas, la que reviste mayor importancia por su cercanía al área de estudio es el Cinturón Marathon-Ouachita, ya que se estima que se interna a profundidad, aunque seccionado, dentro del territorio nacional. En términos generales

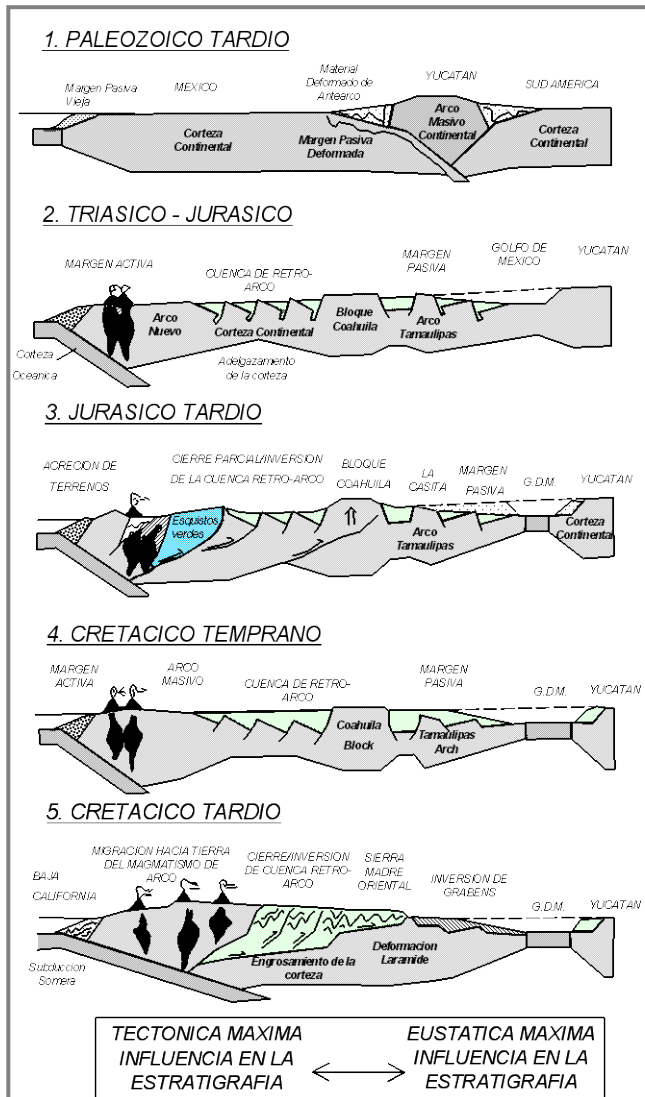


Figura 15 Evolución de ambas márgenes del norte de México a partir del Paleozoico tardío (tomado de Goldhammer, 1999).

se considera que la pila sedimentaria depositada en el geosinclinal paleozoico, es del orden de los 2,000 m en la fracción próxima a México, de tal suerte que a los inicios de la orogenia paleozoica, reflejada en estos sedimentos y ubicada en la porción tardía del Pensilvánico, dieron origen a plegamientos compresionales y despegues de la carpeta sedimentaria con planos de bajo ángulo. Al finalizar este evento tectónico, estimado en las postrimerías del paleozoico y como culminación del periodo de subducción de la placa oceánica bajo el material siálico de la corteza continental, se desarrolló la formación de una serie de fallas corticales que seccionaron el orógeno, dando origen a bloques con movimientos diferenciales que en conjunto marcan una tendencia regional NW-SE, y que básicamente

configuraron el panorama paleogeográfico del Jurásico Superior, sobre el cual se depositó la secuencia marina del Mesozoico, cuyos registros sedimentarios se manifiestan a partir del Jurásico superior. La figura 15, muestra de manera esquemática el desarrollo de ambas márgenes del norte de México a partir del Paleozoico, considerando en su evolución la influencia que tuvo en los modelos sedimentarios, los fuertes movimientos tectónicos en la margen activa del Pacífico, así como las variaciones en el nivel del mar de la margen pasiva, debidas predominantemente a cambios en el nivel eustático de los mares epicontinentales.

Mesozoico

La etapa inicial de la segmentación de Pangea, o etapa de rifting está caracterizada por una topografía peneplaneada y en el NE de México por la presencia de bloques altos del basamento, que desarrollaron los elementos paleogeográficos tales como el Bloque (Isla) de Coahuila, el Arco Burro-Salado y el Arco de Tamaulipas y depresiones que configuraron las Cuenca de Sabinas y el Canal de Monterrey. Estos bloques del basamento estaban limitados por fallas laterales con movimientos izquierdos que actuaron durante el transcurso del Triásico superior al Liásico, las cuales cortaron transversalmente al cinturón Permo-Triásico previamente desarrollado. Este sistema de fallamiento en conjunto con fallamiento normal, generaron los rift-grabens que controlaron la distribución y subsiguientes facies sedimentarias depositadas en las cuencas. La sedimentación relacionada a la apertura estuvo acompañada de actividad ígnea, desarrollando una secuencia de lechos rojos basales (Triásico superior Jurásico medio), conocida como Grupo Huizachal, en conjunto con paquetes evaporíticos y diques de composición riolítica y andesítica; se considera que este estado de apertura (Goldhammer *et al.*, 1999) perduró hasta finales del Oxfordiano. Los más importantes movimientos intraplaca que dieron origen a este paisaje paleogeográfico y a su vez generaron un extenso transporte de los bloques del basamento, se realizaron por medio de las Megacizallas Mojave-Sonora, San Marcos y La Babia, todas con movimiento lateral izquierdo (Anderson *et al.* 1983), siendo las dos últimas las que conforman los límites paleotectónicos de la Cuenca de Sabinas. Las fallas San Marcos al sur y La Babia al norte, son consideradas como las fallas del basamento más predominantes que modificaron gran parte del paleorelieve y el modelo de sedimentación durante el Mesozoico en la Cuenca o Golfo de Sabinas (Padilla y Sánchez, 1982, Salvador, 1987; Wilson *et al.* 1993; Goldhammer, *op. cit.*), para formar lo que actualmente

se conoce como el Cinturón Plegado de Coahuila (CPC; Charleston, 1981) y además separan zonas con estilos de deformación fuertemente contrastantes. La falla de La Babiá inicialmente propuesta por Charleston (*op. cit.*), separa al CPC del Arco Burro-Salado al norte, mientras que al Sur en la parte central de Coahuila, el CPC limita con el Bloque Coahuila a lo largo de la falla de San Marcos, definida por McKee *et al.* (1979), Figura 16.

De acuerdo con Pindell (1985), el origen de estas rupturas y el sentido de movimiento, se debió a la subducción oblicua de la Placa Kula/Farallón por debajo de la Placa Yaqui y Sud-América. Este movimiento relativo de subducción está evidenciado por el arco calco-alcalino localizado al nor-oeste y oeste de México, el cual estuvo persistente desde el Triásico tardío hasta el Jurásico tardío (Pindell *et al.* 1982).

Durante el Mesozoico y en especial a partir del Jurásico tardío, el patrón sedimentario marino estuvo regido por una serie de elementos emergidos y otros en constante subsidencia, conocidos los primeros como Isla o Bloque de Coahuila, Península de Tamaulipas o Plataforma del Burro Salado, Península de Aldama en Chihuahua e Isla de la Mula en la porción central de la Cuenca, mientras que los segundos lo constituyeron la Cuenca de Sabinas y su extensión hacia el noroeste conocida como Cuenca de Chihuahua, las Cuencas La Popa y Parras, hacia el sur y el Geosinclinal Mexicano hacia el poniente, Figura 17. Bajo este panorama paleogeográfico, particularmente en el Jurásico superior, la sedimentación refleja un ciclo transgresivo con sedimentación predominantemente terrígena y aislados paquetes de materiales evaporíticos, que básicamente estabilizaron los bajos paleotopográficos para consecuentemente, conformar una extensa plataforma sobre la que se depositó la megasecuencia carbonatada que perduró hasta finales del Albiano superior, tiempo en el cual la carpeta eminentemente calcárea y estable no sufrió ningún cambio en su régimen de sedimentación, sino únicamente en el Aptiano superior, cuando se deposita un delgado paquete de materiales arcillo-calcáreos. A partir del Albiano superior y la parte basal del Cenomaniano, el patrón sedimentario del noreste de México y en particular el propio de la Cuenca de Sabinas, experimentó un cambio radical en su modelo sedimentológico, debido a los inicios de la actividad tectónica, tal vez como resultado de una aceleración de la subducción de la placa marina o de un incremento en el ángulo de subsidencia de la misma en la margen activa del Pacífico. A partir del

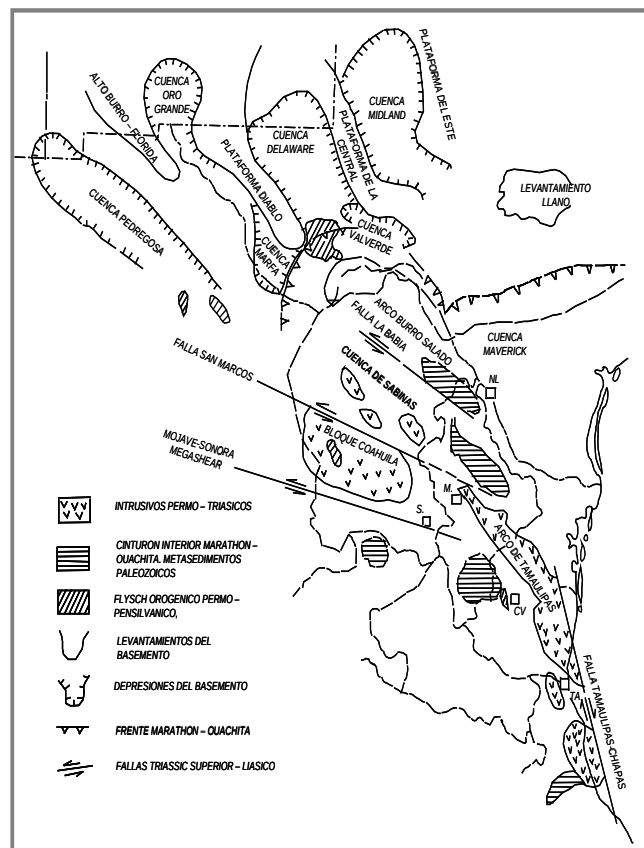


Figura 16 Mapa paleotectónico post-paleozoico, mostrando la posición de las megacizallas que originaron el dislocamiento del complejo acrecional Marathon-Ouachita

Albiano superior y durante gran parte del Cenomaniano, se estabilizan las condiciones orogénicas y se repite aunque en menor escala, la megasecuencia carbonatada de Barremiano-Albiano y a partir del Turoniano, el patrón sedimentario, eminentemente carbonatado se interrumpe para dar lugar a una megasecuencia predominantemente terrígena, con horizontes subordinados de material calcáreo, tal vez como una respuesta a los inicios de la colisión del Terreno Guerrero (TG) contra la margen occidental del Terreno Sierra Madre (TSM), como lo manifiesta el inicio y la regularidad del aporte de clásticos finos que llega a tener su máxima expresión en el Senoniano, cuando se vuelven más constantes y se evidencia el levantamiento y la inestabilidad tectónica de la franja acrecionada dando lugar al depósito de secuencias clásticas rítmicas tipo flysch, que son características de las formaciones del Cretácico superior.

Al respecto Tardy (1973), señala que la fuente de aporte de los flysch de la Sierra Madre Oriental se encontraba en la parte interna del orógeno, es decir en la franja que corresponde al TG situado en el cierre occidental de la cuenca y que surgió desde el Albiano-Cenomaniano, periodo en el que se estima el cambio radical de la sedimentación calcárea a la de tipo terrígeno, en donde se incluyen importantes niveles de rocas volcánicas de tipo intermedio y presencia de horizontes detríticos de origen sedimentario. Hacia finales del Mesozoico, específicamente durante el transcurso del Campaniano al Maastrichtiano, el cierre sedimentario de la Cuenca de Sabinas se manifiesta mediante la instalación de un ambiente mixto, con predominancia marina, representado por un ambiente constructivo fluvio-deltaico.

Durante el Cretácico superior, probablemente a partir del Coniaciano y hasta las postrimerías del Maastrichtiano, toda la columna sedimentaria depositada en las cuencas y plataformas fue intensamente plegada formando una serie de anticlinales y sinclinales, localmente afectados por fallamiento inverso, características que en conjunto definen un evento dominado por esfuerzos compresionales. La orientación generalizada de los ejes de las estructuras, ubicada en el rumbo NW-SE, indica que la dirección de los vectores de deformación claramente provenían del SW. Asimismo, la magnitud y dimensión de los plegamientos en conjunto con el estilo de deformación, guardan estrecha relación con el arreglo paleogeográfico configurado durante el Triásico superior-Jurásico inferior, de tal forma que

las estructuras desarrolladas sobre los elementos relativamente estables como la Isla o Bloque de Coahuila, representan la facies tectónica menos intensa, en donde los plegamiento son muy amplios y morfológicamente semejantes a estructuras dómicas, con un sistema de fallamiento exclusivamente normal, mientras que en el Golfo o Cuenca de Sabinas, así como en la Cuenca de Chihuahua, los pliegues anticlinales y sinclinales son alargados y angostos, predominantemente asimétricos con sus planos axiales recostados hacia el NE y eventualmente afectados por fallamiento inverso, con planos de bajo ángulo, inclinados en la misma dirección del transporte tectónico.

De manera regional se puede establecer que la Cuenca de Sabinas o CPC presenta cuatro dominios tectónicos bien definidos (Eguiluz, *op. cit.*), determinados por la presencia o ausencia de horizontes evaporíticos (Figura 16). Bajo esta óptica, el autor citado menciona que en donde la sal está presente, los pliegues anticlinales tienden a ser alargados y estrechos, con sus ejes orientados consistentemente en el rumbo N45°W, los cuales pueden ser detectados en superficie por espacio de decenas de kilómetros y con la característica de ser doblemente buzantes con ambas terminaciones periclinales bien desarrolladas.

El segundo estilo de deformación se localiza hacia las márgenes de la cuenca, en donde las evaporitas están ausentes, determinando que los corredores tectónicos se caractericen por presentar fallamientos emergentes y anticlinales con altos relieves

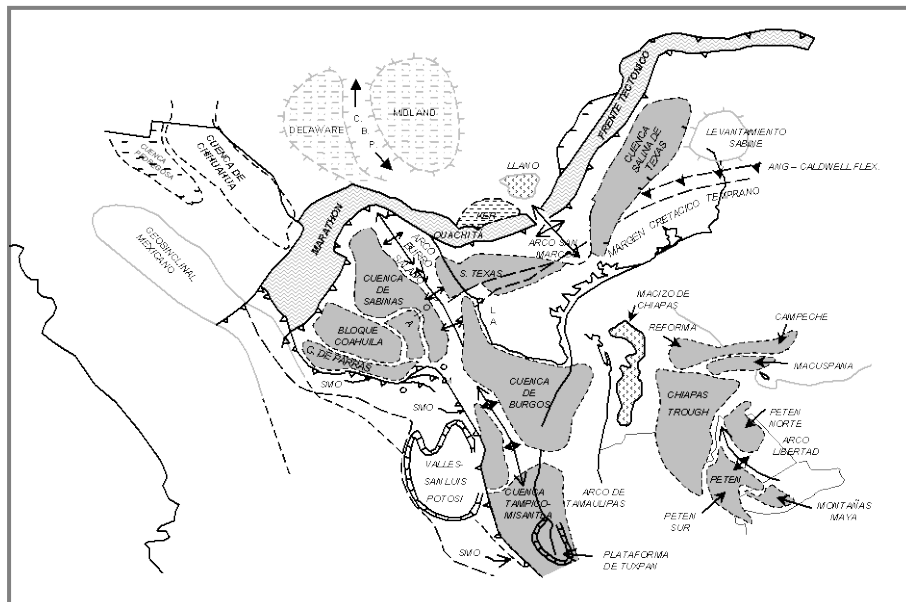


Figura 17 Contexto paleogeográfico del mesozoico del Nor-este de México (modificado de Goldhammer, (1999))

topográficos, con sus ejes orientados siguiendo el contorno paleogeográfico, como es el caso de la Sierra La Madera (SLM) y La Fragua localizadas en la margen sur-occidental de la Cuenca y la Sierra de Santa Rosa (SSR), dispuesta sobre la margen nor-oriental de la misma. En los ejemplos mencionados, los planos axiales de las estructuras desarrolladas tienden a presentar sus vergencias hacia los elementos estables, de tal manera que las estructuras de la margen sur, muestran sus planos inclinados hacia esa dirección, mientras que la última, ya ubicada dentro de la carta, presenta una vergencia de su plano axial hacia el nor-oriental, es decir hacia el elemento relativamente rígido.

El tercer estilo estructural, está determinado por la presencia del Bloque Tamaulipas, en donde las estructuras laramílicas desarrolladas son plegamientos relativamente suaves y simétricos. Un buen ejemplo de las estructuras ubicadas en este dominio, lo constituyen el Lomerío de Peyotes y el anticlinal El Pulpito (Ant. EP), este último dentro del área de estudio.

Por último, el cuarto estilo de deformación, en donde las evaporitas se presentan formando paquetes muy potentes, los núcleos de los anticlinales frecuentemente se encuentran intrusionados por estos materiales, de tal forma que son comunes los pliegues tipo caja, como es el caso de los anticlinales de Oballos (SO), La Popa (LP), Minas Viejas (MV) y la porción nor-oeste de la Sierra de Pájaros Azules, Eguiluz (*op. cit.*), Figura 18.

Con respecto al acortamiento tectónico presente en el CPC, Smith (1981) sugirió que fue consecuencia de

una dinámica transpresiva entre el cratón Burro Salado o Coahuila-Texas y el Bloque Coahuila, con desplazamientos laterales izquierdos proporcionados por las fallas San Marcos y La Babia, en el sur y norte respectivamente, y que en parte de la Cuenca ocasionaron la intrusión de la secuencia evaporítica la que dio origen a estructuras anticlinales aisladas observadas dentro del CPC. Por otro lado, Ye (1997) sugiere que la deformación presente en el CPC es por efecto de compresión SW-NE, debido a esfuerzos aplicados sobre el borde continental durante la subducción de la placa Farallón durante el Cretácico superior al Terciario inferior. Esto último fue la fuente de origen de los esfuerzos compresionales que originaron el transporte tectónico de la carpeta mesozoica y de su piso, los que en conjunto con los bloques formados por el basamento cristalino, influyeron en la dinámica de deformación, de tal forma que los límites tectónicos (Fallas La Babia y San Marcos) se reactivaron durante la Orogenia Laramide dando origen a un estilo de deformación transpresivo, que provocó que en ambas márgenes de la cuenca, los materiales dúctiles de la cobertura lograran cabalgar a los bloques relativamente estables, como es el caso de la Sierra La Madera (SLM) en la margen sur de la cuenca y la Sierra de Santa Rosa (SSR) en el corredor norte de la misma.

Como conclusión, se considera que el estilo estructural y contraste en composición, así como el ambiente de depósito del arreglo Jurásico-Cretácico de los Terrenos Sierra Madre, Coahuila y Guerrero, sugieren un transporte tectónico considerable durante la Orogenia Laramide, de tal forma que en el extremo oriental del sistema sedimentario Mesozoico, a partir del Jurásico superior y hasta el Cretácico tardío, la evolución del Terreno Coahuila y Sierra Madre queda estrechamente ligada a la margen pasiva, en donde se presentaron las condiciones adecuadas de subsidencia del piso marino para el depósito de las potentes secuencias de sedimentos calcáreos, los cuales en la porción más distal a la franja de colisión, conformaron zonas de mayor estabilidad conocidas como Plataforma de Coahuila, Península de Aldama, Plataforma Valles-San Luis Potosí, en donde se desarrollaron extensos complejos arrecifales y lagunares.

Cenozoico

Como una respuesta al cese de la subducción de un segmento de la Placa Pacífico (Farallón) bajo la margen continental de América y al consumirse en su totalidad la placa oceánica en la zona de la trinchera, se suscitó la interacción de la dorsal con la fosa, dando como resultado un cambio radical en la dirección de los sistemas y vectores de deformación, creando con ello una fase netamente distensiva,

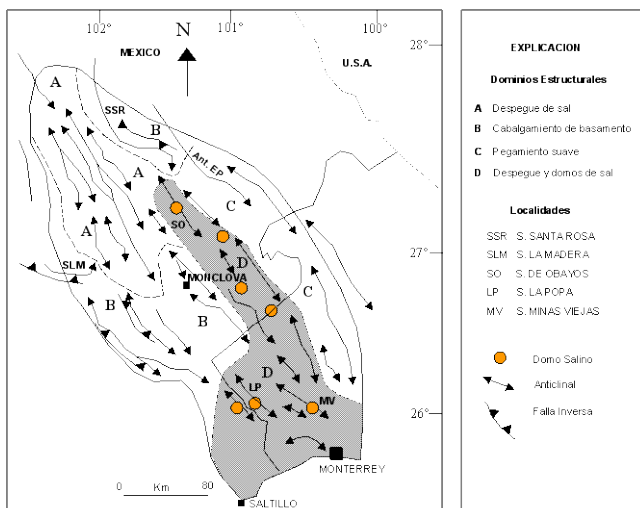


Figura 18 Mapa Estructural de la Cuenca de Sabinas (modificado de Eguiluz, 2001)

caracterizada por fallamiento normal Coney (1997), Atwater (1970), es decir que al cesar los esfuerzos compresivos durante el Terciario inferior y medio, se manifiesta una época de reacomodo distensivo que dio origen a extensas fallas normales con dirección N-S y NW-SE, probablemente ubicadas sobre los planos de las fallas compresionales previamente generadas.

Con respecto a esto último, el panorama geológico del Terciario manifiesta dos procesos tectónicos regionales que son: el desplazamiento hacia el sureste de América Central denominado Bloque Chortis, por medio de un sistema transformante y la apertura del Golfo de Baja California durante el Mioceno, reflejado por medio de la instalación del protogolfo en la actual zona de esparcimiento oceánico (East Pacific Rise), dando origen a un sistema de fosas y pilares orientados sensiblemente N-S, al que en el norte de la República se le conoce como Tectónica de Basin and Ranges (Valles y Sierras), la cual se manifiesta de manera preponderante en la región de Chihuahua, mientras

que en la porción que comprende la Cuenca de Sabinas, este evento tectónico no se reflejó en las estructuras compresionales desarrolladas y prácticamente no existen evidencias de esta etapa tectónica.

Asociado con este periodo de inestabilidad, durante el Oligoceno y el Mioceno, tiene lugar una extensa actividad volcánica tipo peleana, la cual aprovechó zonas de debilidad cortical a través de las fallas normales previamente desarrolladas, las que empezaron a actuar desde el Paleoceno y cuyo reflejo se patentiza en varias zonas del norte de México. Durante el Pleistoceno y como una manifestación tardía del evento referido, se presentan en el área de estudio los basaltos de meseta.

En la actualidad, la dinámica es extensiva y continental, manifestada por el constante relleno de los valles intermontanos con materiales poco consolidados producto de la erosión de las zonas topográficamente altas.

IV. YACIMIENTOS MINERALES

IV.1. METÁLICOS

IV.1.1. Introducción

Los yacimientos minerales metálicos en la Carta Melchor Múzquiz, se localizan en las áreas mineralizadas El Cedral y El Socavón y se caracterizan por ser depósitos hidrotermales brechoides de plata-plomo-zinc, alojados en forma de chimeneas irregulares en calizas de la Formación Cupido.

IV.1.2. Antecedentes

A fines del siglo XIX y principio del XX, varias empresas extranjeras llevaron a cabo actividades mineras de yacimientos metálicos en la sierra de Santa Rosa, al sur de Melchor Múzquiz.

No existen reportes precisos acerca de la exploración o explotación de las minas de minerales metálicos en la Zona Minera El Socavón. Los únicos trabajos que refieren algunos datos, son los de las minas Cuarterón y Sacramento que fueron denunciadas en el año de 1763 por misioneros jesuitas y de las cuales, se extraían menas de óxidos y sulfuros de galena y zinc, los que eran enviados directamente a fundición. Buss J. en 1910 describe vagamente algunos de los trabajos efectuados hasta

ese año en dichas minas, y refiere que al desarrollar un túnel en la Mina Sacramento, se encontrarían grandes cantidades de agua, por lo que se asume que la obra que se conoce actualmente como El Socavón, fue dada para trabajar dicha mina, pero el agua impidió las labores. En la actualidad, dicha obra se encuentra totalmente inundada y es la fuente principal de abastecimiento de agua potable para el poblado de Melchor Múzquiz. El resto de los tiros se encuentran aterrados. Una actividad eventual en este sector sería virtualmente imposible, ya que las autoridades municipales resguardan el sitio para garantizar el uso del agua potable que se extrae de estas antiguas obras mineras.

En el Cañón de El Cedral, Buss, J. (1910), describe las minas de San Francisco, San José y Guadalupe. De esta última, indica que hay posibles leyes de 34% a 38% de zinc en forma de carbonatos. Las minas, fueron originalmente denunciadas entre 1762 y 1772 por misioneros jesuitas.

En el año de 1916, Hackett W. H. en un reporte privado, hace referencia a las minas de Santa Gertrudis de Arriba y Santa Gertrudis de Abajo (nombres que actualmente se desconocen, aún por los mineros más antiguos de la región, pero que se sabe estuvieron localizadas en el Cañón de El Cedral), indicando que fue en ese año cuando se

terminaron los trabajos que venían realizando por causa de la invasión de tropas estadounidenses al Norte de México. En la mina de Santa Gertrudis de Arriba, se produjeron minerales con leyes de 30% de zinc, 3 a 8% de plomo, 28% de sulfuros, 26% de hierro y 22 onzas de plata, desde el año de 1898.

Por su parte, Pérez Peña A., elabora en el año de 1946 un estudio patrocinado por el Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales en México, en el cual presenta información que indica que se encuentran depósitos antiguamente explotados de plomo-zinc a corta distancia de los mantos de barita. No menciona ningún detalle con relación a esos depósitos, porque su objetivo principal estaba enfocado a los mantos de barita.

Chairez B. J. y Fuentes P. T., en 1981, mencionan la existencia de un “yacimiento argentífero-zincífero conocido como El Cedral que es bastante antiguo y fue un importante productor de minerales oxidados de plata y zinc con ganga de barita y calcita. La parte inferior de la mina fue productora importante de minerales de plata y zinc (óxidos), los cuales se presentan en forma de grandes chimeneas”. Conforme a dichos autores, fue en el año de 1953 cuando se suspendieron los trabajos por una fuerte baja en el precio del zinc.

IV.1.3. Minas en explotación

Ninguna de las minas señaladas se encuentra actualmente en explotación. Como se mencionó, el área conocida como El Socavón, se utiliza para el abastecimiento de agua; y en el Cañón de El Cedral, conforme a lo expresado por Chairez, B. J., y Fuentes, P. T., las actividades fueron suspendidas desde el año de 1953.

IV.1.4. Infraestructura

La infraestructura en el área del Cañón El Cedral es buena. Se cuenta con un camino de acceso de terracería desde la ciudad de Melchor Múzquiz,

corriente eléctrica, mano de obra y vías de ferrocarril cercanas. Por lo que se refiere al agua para una eventual explotación, parece razonable explorar por cavernas con saturación de agua en las calizas de la formaciones Aurora y Cupido. En Melchor Múzquiz y en las ciudades vecinas (Nueva Rosita, Sabinas), se cuenta con todos los elementos de infraestructura necesarios para las actividades mineras administrativas.

IV.1.5. Zona mineralizada El Cedral

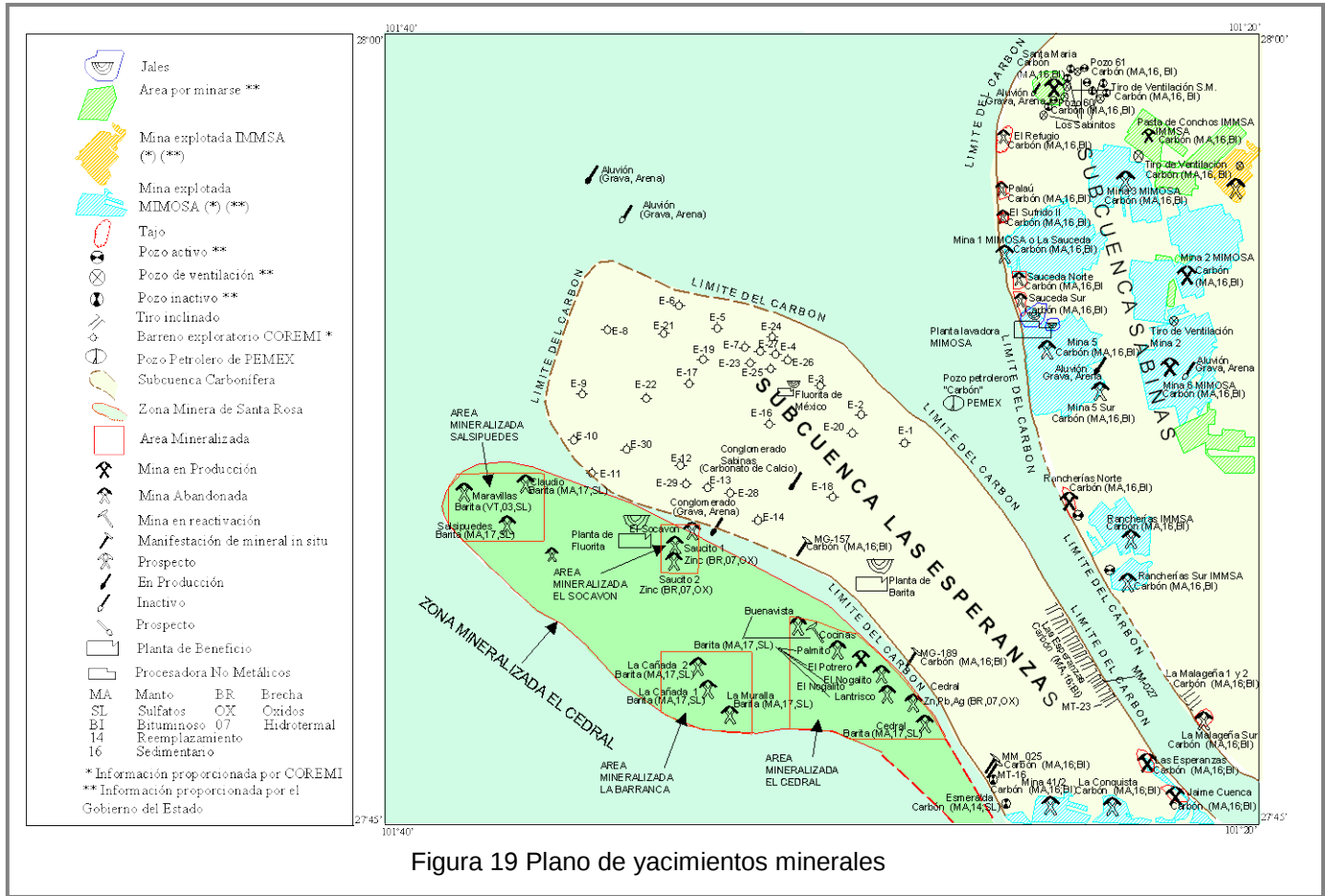
Conforme a la compilación de la Monografía Geológico Minera editada por el CRM en el año de 1993, la Sierra de Santa Rosa, donde se encuentra la Zona Mineralizada El Cedral, pertenece a la llamada Región Minera de Santa Rosa-El Carmen, que es una extensa región con manifestaciones de mineralización de fluorita, barita, plata, plomo y zinc.

Dentro de los límites de esta Región Minera, existen 3 distritos mineros: Múzquiz, La Encantada y Santa Rosa.

Los yacimientos minerales metálicos reconocidos dentro de la carta, pertenecen al Distrito Minero de Santa Rosa, dentro del cual se manifiesta la Zona Mineralizada El Cedral. En esta se reconocen cuatro áreas mineralizadas que se denominan Salsipuedes, El Socavón, La Barranca y El Cedral, conforme a la distribución que se ilustra en la Figura 19. Los yacimientos minerales metálicos ocurren solamente en las áreas de El Socavón y El Cedral.

Área Mineralizada El Socavón

Se ubica al SW-55° a 5.5 Km de la ciudad de Melchor Múzquiz. En el sitio se encuentran las instalaciones de la empresa Minera Múzquiz, en donde se procesa fluorita que proviene de la región de Aguachile y Cuatro Palmas, localizada al NW del Estado de Coahuila.



No se tienen mayores referencias acerca de la posición exacta de las minas antiguas en esta zona. Se identificaron tres obras mineras: La denominada El Socavón, que es un túnel de alrededor de 950 metros de largo, en cuya bocamina brota agua que abastece al poblado de Melchor Múzquiz. Un tiro de 6 a 8 m de profundidad hasta el espejo del agua y otro más a 250 metros al sur de El Socavón, que está completamente derrumbado y aparentemente era una obra de ventilación.

Buss J. (1910) en un reporte privado, refiere la existencia de dos minas: Cuarterón y Sacramento de las que se obtenían óxidos de plomo. En los terreros de la Mina El Sacramento, las leyes reportadas por dicho autor son las siguientes:

Plata Onzas	Plomo %	Fierro %	Zinc %
60-70	60-70	0.6	10

En su reporte el Dr. Buss, indica que de llevarse a cabo la propuesta de construir un socavón, podría

encontrarse una gran cantidad de agua, razón por la que se asume que probablemente este túnel fue construido en esa época (1910), pero el agua lo inundó completamente al cortar la zona cárstica de la Formación Aurora.

Para esta área mineralizada, las perspectivas para desarrollar actividades mineras son bastante restringidas, ya que las autoridades del Municipio de Melchor Múzquiz, resguardan el sitio con la finalidad de mantener y de seguir proporcionando actualmente y a futuro, agua potable suficiente y constante a la población.

Área Mineralizada El Cedral

Está localizada a 11.7 Km al SE-65° de la ciudad de Melchor Múzquiz a lo largo de la Cañada El Cedral, en el flanco norte del Anticlinal de Santa Rosa.

En esta área, ninguna de las obras mineras se encuentra activa. Se tuvo acceso a un socavón inclinado de unos 200 metros de largo y a un rebaje en el que están expuestas varias fallas normales que

se cruzan entre sí y forman una estructura semicircular en la que se aloja una brecha hidrotermal sumamente oxidada, con fragmentos de roca que van desde el tamaño de las arenas, hasta algunos de 10 cm de diámetro. La mineralización que se observa megascópicamente es: hematita con algunos sulfuros de plomo argentífero, así como esfalerita. El origen de esta brecha es eminentemente hidrotermal, ya que así lo indica la remolienda de los fragmentos, la presencia de sulfuros de plomo alojados en vetillas y un evidente fracturamiento alimentador, así como los relices en las fracturas que limitan al cuerpo mineralizado. Se tomaron varias muestras de la brecha hidrotermal, entre ellas, la marcada con el número MM-022 cuyos resultados indican la presencia de los siguientes elementos:

MM-022.- Ancho: 1.5 m

Au ppm	Ag ppm	As ppm	Ba %	Cu ppm	Fe %	Pb ppm	Sb %	Zn ppm
0.048	33	ND	ND	2	1.660	1630	ND	91200

La muestra MM-012, colectada en los patios de la antigua Fundición La Minera, a 3.3 Km. al SSW de Melchor Múzquiz, tiene los siguientes valores:

MM-012.- Terrero de fundición

Au ppm	Ag ppm	As ppm	Ba %	Cu ppm	Fe %	Pb ppm	Sb %	Zn ppm
ND	287	0.491	ND	1140	10.300	39000	0.022	96100

De los resultados, se deduce que las instalaciones de la fundición sirvieron para procesar el mineral de zinc del área mineralizada El Cedral.

En la entrada del socavón inclinado, se tomó otra muestra representativa numerada como MM-029, cuyos análisis arrojan los siguientes resultados:

MM-029.- Ancho: 1.70 m

Au ppm	Ag ppm	As ppm	Ba %	Cu ppm	Fe %	Pb ppm	Sb %	Zn ppm
ND	7	ND	ND	2	0.109	186	ND	279

Si bien los valores de zinc se reducen considerablemente en la muestra MM-029, probablemente se deba a que fue colectada del vetilleo alimentador y de la roca estéril que se observa a la entrada de dicho socavón. Es de notarse que ninguna de las tres muestras anteriores tiene valores de barita, en cambio el zinc y el plomo

son definitivamente anómalos, así como la plata en por lo menos dos de ellas.

Por otro lado, la muestra MM-035 localizada en el fracturamiento alimentador de la entrada del Nivel 710, en donde las labores siguen un manto de barita, se tienen los siguientes resultados:

MM-035.- Ancho: 2.00 m

Au ppm	Ag ppm	As ppm	Ba %	Cu ppm	Fe %	Pb ppm	Sb %	Zn ppm
0.001	2	ND	35.60	2	0.038	29	ND	272

Puede observarse claramente que el contenido de barita es por arriba del 35 %, pero sin embargo, el valor del zinc es comparativamente el mismo que se reportó en la muestra MM-029, proveniente de la entrada del socavón inclinado, en el que no hay



Fotografía 17 Entrada al socavón inclinado. Se colectó la muestra MM-029 en parte del reliz que se observa como pared al lado derecho. Es evidente una fuerte oxidación, fracturamiento y brechamiento.

evidencias de barita (Fotografía 17). Lo anterior puede ser concluyente en el sentido de que la mineralización hidrotermal de zinc-plata-plomo, afecta a la de barita, y que ambas son genéticamente independientes, siendo por supuesto posterior la introducción de los sulfuros.

Del mismo modo, se hicieron análisis mineragráficos, petrográficos y de difracción de rayos X. Se tratará más ampliamente el tema de génesis de los yacimientos metálicos, aunque es claro que se trata de un evento hidrotermal-epitermal.

Las relaciones de campo, indican que la mineralización de zinc-plata no parece estar asociada a los mantos de barita del Cañón de El Cedral, sin embargo, en la entrada del rebaje de la muestra MM-033, la brecha mineralizada de inyección hidrotermal parece atravesar a un cuerpo de barita paralelo a la estratificación, tal y como se ilustra en la Fotografía 18.



Fotografía 18 Se aprecia un manto de barita que está atravesado, parcialmente reemplazado por vetillo oxidado de posible origen hidrotermal, donde se demuestra que el depósito de barita es previo al emplazamiento de fluidos hidrotermales.

IV.2.- NO METÁLICOS

Los yacimientos minerales no metálicos en la carta, se dividen en tres grupos: Barita, Carbón y Bancos de Materiales. Estos dos últimos, se asocian con los medios de depósito de las rocas sedimentarias que los contienen y no a un proceso de mineralización epigenética o diagenética, como podría ser el caso de la barita. De los tres recursos mencionados, el de mayor importancia económica es el carbón que juega un papel preponderante en la economía no

sólo de la región, sino del Estado, e incluso en el ámbito nacional.

IV.2.1. Carbón

IV.2.1.1. Introducción

El carbón en la carta se encuentra distribuido en dos estructuras sinclinales, las cuales se denominan "Subcuenca Sabinas" y "Subcuenca Las Esperanzas", mismas que se ubican dentro de la Cuenca Carbonífera de Sabinas.

IV.2.1.2. Antecedentes

La presencia de carbón en la región carbonífera de Sabinas, se conoce desde 1850, pero su explotación comenzó formalmente hasta finales del siglo XIX para abastecer el consumo de las locomotoras de ferrocarril. Ha sido explotado por diversas compañías, tanto nacionales como norteamericanas, inglesas y francesas. La primera empresa, llamada "Compañía Carbonífera de Sabinas, S. A."; fue de origen inglés y se fundó en 1902.

A partir de entonces, y hasta la fecha, el carbón ha sido un recurso decisivo en el desarrollo de la industria siderúrgica y minero-metalúrgica. Las actividades fueron suspendidas parcialmente durante la época de la Revolución, pero en general han tenido un gran auge en el proceso del crecimiento económico del país.

En el año de 1954 se instalaron en la zona plantas lavadoras y coquizadoras con capacidad suficiente para recuperar hasta el 85 % de los subproductos del carbón. En 1959 se instaló en Monclova, Coah., la primera planta de fertilizantes que utilizó gas de la coquizadora construida por Mexicana de Coque y Derivados, S. A. de C. V., conforme a los datos publicados por Sánchez S. E. y sus colaboradores en 1994.

El Consejo de Recursos Minerales ha efectuado 4 campañas de exploración encaminadas a cuantificar el inventario del carbón y conocer su verdadero potencial. Los datos han sido publicados en el Inventario Minero y Exploración del Carbón en el Estado de Coahuila (Sánchez S. E. *et al*, 1994), con lo cual la información de la distribución y potencial del carbón, está disponible al público en general, misma que fue utilizada y verificada para la elaboración de la presente Carta, en conjunto con los datos compilados y digitalizados con los que cuenta el Gobierno del Estado de Coahuila.

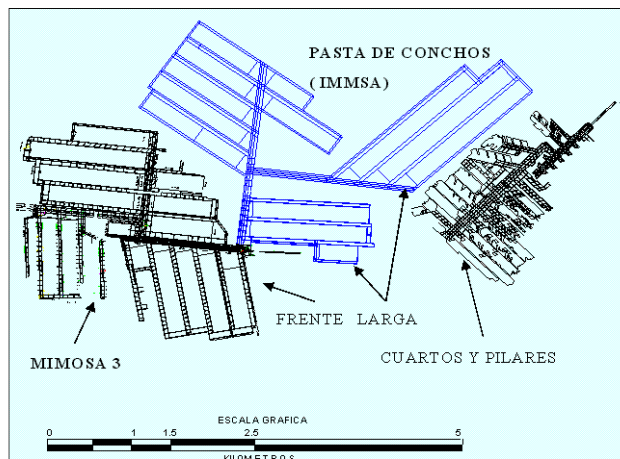


FIGURA M-2 Minas Pasta de Conchos (IMMSA) Sistema Frente Larga en azul y Sistema Cuartos y Pilares en negro. Mina MIMOSA Sistema Frente Larga

Figura 20 Minas Pasta de Conchos (IMMSA) Sistema Frente Larga en azul y Sistema Cuartos y Pilares en negro. Mina MIMOSA Sistema Frente Larga

La explotación de carbón obtuvo su mayor auge en el año de 1987, cuando alcanza una producción de 11'200,000 Ton. A la fecha se denota un marcado descenso debido a las restricciones del mercado, especialmente en las industrias siderúrgica y minero-metalúrgica.

El día 25 de Septiembre de 1992, se liberó el carbón como Reserva Minera Nacional, y a partir de esta fecha se incrementaron las empresas dedicadas a esta actividad. Del mismo modo, quedaron denunciadas todas las áreas con potencial para contener carbón, incluso aquellas que por restricciones técnicas y económicas bajo las condiciones actuales, tienen limitantes para su explotación.

La mayor parte del carbón se utiliza para la generación de energía eléctrica en las plantas carbo-eléctricas de Nava, Coahuila, operadas por la Comisión Federal de Electricidad y en segundo término en la industria siderúrgica.

Recientemente, la posibilidad de explotar gas metano proveniente de los mantos de carbón, ha despertado mucho interés, sin embargo el recurso jurídicamente le pertenece a Petróleos Mexicanos, por lo que los mineros han solicitado que se hagan las modificaciones pertinentes a la Constitución, de modo que se les permita abrir esta nueva perspectiva de aprovechamiento del gas metano.

IV.2.1.3. Minas en explotación

La actividad minera, encaminada a la explotación de carbón es muy intensa. La producción mensual de carbón en la región es del orden de 500,000 toneladas, que se extraen utilizando tres métodos de explotación:

Gran Minería Subterránea.- Dentro de la Carta se localizan las explotaciones del Grupo Acerero del Norte (MIMOSA) que explota la Mina II y la Mina VI a profundidades entre los 220 y 279 metros y las del Grupo Industrial Minera México. (IMMSA) que opera la mina Pasta de Conchos a los 125 metros de profundidad. Se trata de minas altamente tecnificadas con maquinaria muy sofisticada y trabajos bajo estrictas medidas de seguridad. Utilizan el método de minado llamado "Frente Larga" que permite recuperaciones hasta del 90 % del carbón. Ambas aportan el mayor tonelaje dentro del área que comprende la Carta. Tienen como limitantes que requieren de mucha inversión, y un espesor mínimo del manto de carbón de 1.5m, Figura 20.

En el área de Santa María, el grupo MIMSA se encuentra desarrollando una explotación subterránea, que ha tenido bastantes dificultades debido a la inestabilidad del terreno y a un grave accidente de fatales consecuencias.

En el flanco sur, MIMOSA explotó por métodos subterráneos las minas I, II, III y V, desde la población de Palaú hasta aproximadamente 8 kilómetros al Este. Así como las minas próximas a la población de Rancherías, Figura 19.

Dentro de la llamada Subcuenca de Las Esperanzas,



Fotografía 19 Tajío Abandonado El Refugio, Se muestra la Formación Olmos cubierta discordantemente por la Formación Sabinas.

en el extremo sureste de la Carta, se explotó la mina Mota del Cura, aunque la mayor parte de los trabajos se realizan dentro de los límites de la Carta Las Esperanzas (G14-A22) que limita al sur con la de Melchor Múzquiz.

Operaciones a Cielo Abierto (Tajos).- Estas minas se localizan en la periferia de los sinclinales en donde el carbón no es muy profundo, siendo la relación de encape hasta un máximo de 30:1, con la condicionante de que los echados no presenten fuerte inclinación. Con este método se logran explotar todas las capas con espesor mayor a los 30 cm, y tiene una recuperación entre el 90 y el 95 % del carbón.

En la carta Melchor Múzquiz en la Subcuenca Sabinas, únicamente hay un tajo que está iniciando operaciones al norte de la población de Rancherías. Existen además, 6 tajos abandonados a lo largo de la periferia del flanco oeste de la Subcuenca Sabinas.

En la Subcuenca Las Esperanzas, están en operación dos pequeños tajos en el extremo SE de la Carta; Las Esperanzas y Jaime Cuenca.

Pozos o Tiros.- Pueden ser verticales o inclinados. Generalmente son operaciones relativamente pequeñas, llevadas a cabo por pequeños mineros y se localizan en los alrededores de los tajos o minas subterráneas antiguas, explotando remanentes de carbón que no pudieron ser alcanzados por los otros dos métodos y

donde las profundidades no son muy grandes (alrededor de 60 m.). Los tiros inclinados se ubican en la periferia de los sinclinales en donde el echado del manto del carbón es más pronunciado. Los pozos son operaciones poco mecanizadas y eficientes, únicamente cuentan con compresor y malacate, además de ser bastante peligrosos para los mineros que trabajan en ellos.

Las operaciones son muy efímeras: en el extremo norte dentro de la Subcuenca de Sabinas, hay más de una docena de pozos verticales en el área de Santa María (Fotografía 20), mientras que en el extremo sur, donde los echados son más pronunciados, únicamente se encuentran en explotación dos tiros inclinados que se conocen con el nombre de La Malagueña.

En la Subcuenca de las Esperanzas, en su flanco sur caracterizado por tener echados fuertemente inclinados en la porción sur de la Carta, (Fotografía 21) ha habido poca actividad en este sector, únicamente se localizaron dos pozos verticales que cortaron carbón, pero no los desarrollaron. Mientras que en su flanco norte, donde los echados son del orden de 45°, hay una docena de tiros inclinados o pozos de arrastre y 1,400 m. de zanjas que se cavan utilizando un tractor *Caterpillar* 225 LC (Álvarez S. E., 2000)

IV.2.1.4. Infraestructura

La región cuenta con excelente infraestructura minera, así como de comunicaciones, (autopistas,



Fotografía 20 Pozo 61, en los alrededores de la Mina Santa María

carreteras, ferrocarril y un gran número de caminos de terracería y pavimentados). Se encuentra igualmente bien electrificada y abastecida de agua. En las ciudades de Melchor Múzquiz, Palaú y Nueva Rosita, existen todos los servicios desde suministro de víveres, médicos, de seguridad, educacionales (Universidad con carrera de Ingenieros de Minas en Nueva Rosita), insumos mineros, mano de obra calificada, talleres especializados, bancos, etc. Los centros de consumo de carbón son: Altos Hornos de México y las plantas termoeléctricas de la Comisión Federal de Electricidad en Nava, Coah., ambas comunicadas por autopistas.

Dentro de la Carta existe en operación la planta lavadora de MIMOSA, que tiene capacidad para procesar 2'100,000 ton/año, ubicada en el poblado de Palaú. (Fotografía 22).

Fuera de la Carta a pocos kilómetros al sur, se localizan las siguientes plantas:

- Planta lavadora La Florida, propiedad de MIMOSA. Tiene capacidad para 2'400,000 ton / año y se localiza en el poblado de Minas de la Florida.
- Hornos de coquización de la Cía. MINSA. Tiene capacidad para 1,600 ton / mes. Se localiza en la población de Barroterán.



Fotografía 21 Tajo Las Esperanzas nótese el fuerte echado del manto del carbón, buzando al SW. Únicamente tienen trabajando una pala

- Planta lavadora MIMOSA con capacidad para 1'440,000 ton / año. Se localiza entre las



Fotografía 22 Planta MIMOSA, al norte de Palaú, Coah.

poblaciones de Las Esperanzas y Barroterán (COREMI 1994).

IV.2.1.5.- Cuenca Carbonífera de Sabinas.

En la carta, se ubican porciones de las Subcuenca de Sabinas y Subcuenca Las Esperanzas. Figura 21.

Ambiente Geológico Regional

El marco geológico regional comprende rocas sedimentarias marinas del Cretácico inferior y medio, cubiertas por rocas continentales y marinas del Cretácico superior, las cuales fueron plegadas en estructuras anticlinales y sinclinales orientados NW-SE, posteriormente peneplaneadas y cubiertas por depósitos de aluvión y derrames de basalto.

El carbón se ha conservado en las estructuras sinclinales, su distribución es muy extensa y está controlada por el medio ambiente de depósito, presentándose en capas que tienden a acuñarse. Como todas las rocas que constituyen el sinclinal, su comportamiento estructural depende de los esfuerzos de compresión y la competencia de cada roca.

Las estructuras sinclinales que alojan los mantos de carbón en la Cuenca Carbonífera de Sabinas, comprenden una superficie reconocida de 6,877 km², repartidos como sigue: Sabinas (1,034 km²), Saltillito-Lampacitos (1,145 km²), Adjuntas (2,268 km²), Esperanzas (184 km²), San Patricio (2,106 km²), Monclova (120 km²), El Gavilán (9 km²) y San Salvador (11 km²) (ver Figura 21). Dentro de la carta, se ubica la porción oeste del sinclinal conocido como **Subcuenca de Sabinas**, así como la porción norte del sinclinal **Subcuenca Las Esperanzas**.

La **Subcuenca de Sabinas**, corresponde a un sinclinal asimétrico que tiene 59 Km. de longitud y un ancho total de 24 Km. La profundidad máxima conocida del manto de carbón es de 521 m. (barreno SAB-81, perforado por COREMI). La Subcuenca Sabinas se extiende al este dentro de la Carta Nueva Rosita y al sur a la Carta Las Esperanzas. Su porción norte se adentra hasta la carta El Caballo G14-C82. En su flanco sur presenta echados más fuertes, que pueden llegar hasta 45°, pero que se suavizan notablemente hacia el norte.

La **Subcuenca de Las Esperanzas**, corresponde a un sinclinal asimétrico que tiene 31 Km. de longitud y un ancho total de 7 Km. La profundidad máxima conocida del manto, por barrenación es de 579 m

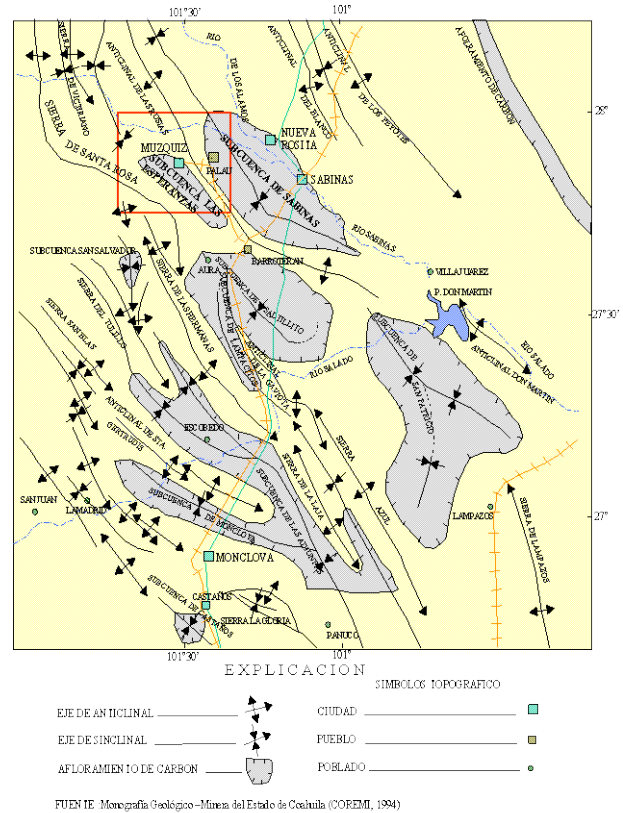


Figura 21 Distribución de las Subcuencas comprendidas en la Cuenca Carbonífera de

(barreno E-18) a unos 4 Km. al SE de la población de Melchor Múzquiz. Es una estructura influenciada por los anticlinales de Santa Rosa al SW y Las Rusias al NE. (COREMI 1994). Se caracteriza por los fuertes echados que se encuentran en sus flancos que van de 70° a 78° en el flanco sur, con buzamiento al NE y entre 38° y 70° hacia el SW en el flanco norte (Álvarez S. E. et al, 2000), suavizándose en su cierre al NW.

El carbón se encuentra en el miembro inferior de la Formación Olmos (**Km Lu-Ar**), localmente conocido como la zona del carbón. Dicha zona tiene un espesor que varía desde 36 metros en El Cedral (flanco sur de la Subcuenca de Las Esperanzas) hasta 10 metros (Flores G. E., 1993) y sobreyace a las areniscas de la Formación San Miguel (**Kc Ar-Lu**). Por encima de la zona del carbón, la Formación Olmos es eminentemente continental, de facies fluviales, formando en algunos lugares paleocanales.

La Formación Olmos (**Km Lu-Ar**), se encuentra cubierta por la Formación Escondido (**Km Lm-Ar**) que presenta un paulatino aumento hacia la cima de sedimentos arcillosos.

Tipo de Yacimiento

El carbón es un depósito sedimentario. El paquete de rocas que constituyen a la Formación Olmos (**Km Lu-Ar**), se formó en condiciones predominantemente lagunares, con abundante flora tropical o subtropical de agua dulce que permitió el depósito de un manto doble de turba, la vegetación sobrevivió en áreas insulares, formando bosques con exuberante vegetación constituida principalmente por helechos, licopodios y fanerógamas junto con coníferas y otras plantas sobre suelos limosos inundados permanente o intermitentemente (Sánchez S. E., et al. 1994). Localmente se presentaron condiciones favorables para el desarrollo de comunidades de plantas flotantes de agua dulce, representadas por el género *Salvinia* (Weber R, 1972) y la presencia de árboles acuáticos como la “*Sigillaria*” y el “*Lepidodendro*”.

La turba derivada de grandes acumulaciones de materia vegetal sujeta a la acción bioquímica de hongos y bacterias, y posteriormente afectada por la evolución térmica sufrida por la subsidencia de la Cuenca, dio origen a un carbón autóctono con crecimiento de vegetación “in situ”, *subituminoso* de espesor y calidad no uniformes.

(Weber R. 1972) colectó muchas impresiones de ramas, hojas, flores y frutos, en la zona del carbón y en las capas superiores que contienen madera silicificada. También encontró plantas fósiles de coníferas género *Brachyphyllum brongniart* que es muy común en el Cretácico superior; escasas araucarinas del género *Dadoxylon endlicher*, palmas del género *Palmoxylon schenk* y dicotiledóneas pertenecientes al género *Laurinoxylon felix*. La mayor parte de las maderas muestran huellas más o menos fuertes de ataque por hongos, que tuvo lugar antes de la fosilización.

El carbón se formó en un ambiente deltáico con aporte de sedimentos provenientes desde el poniente, como consecuencia de los procesos que acompañan a un delta del tipo alto constructivo, donde fueron constantes la progradación de las facies y la subsidencia de la cuenca. (Chairez B.J. et al. 1993).

Mineralogía y Alteraciones

El carbón es, de hecho, una roca sedimentaria combustible sólida, no cristalina, opaca, con coloración de negro a café y peso específico de 1-1.8 gr/cm³. A diferencia de las rocas sedimentarias comunes que se encuentran formadas por minerales, el carbón se forma en su mayoría por macerales

(vitrinita, inertinita y exinita), los cuales son equivalentes a los minerales en las rocas y se pueden distinguir ópticamente por su comportamiento en la luz transmitida y reflejada (Chairez B. J. et al. 1993). Se encuentra interestratificado con lutitas carbonosas, limolitas y areniscas.

No existen alteraciones debidas al proceso mineralizante del carbón. La única alteración visible es oxidación por aguas meteóricas y contacto con la atmósfera, que altera sus propiedades físico-químicas y lo convierte en carbón térmico. A medida que aumenta su profundidad se convierte en carbón coquizable.

Estructura, Leyes y Potencial

La forma que adoptan los yacimientos es de mantos concordantes con la estratificación, con espesores variables que van desde unos cuantos centímetros hasta 2.9 m (en Pasta de Conchos). En la parte basal se localiza un doble manto, cuyo promedio de espesor es del orden de 1.5 m, separado generalmente por un estrato de lutita carbonosa, comúnmente conocido como “hueso”, de aproximadamente 0.20 m de espesor. El manto normalmente presenta acúñamientos laterales de carácter local, que son reflejo de cambios de facies laterales de la sedimentación.

El “hueso” es una arcilla refractaria de color amarillo ocre. Los estudios petrográficos lo caracterizan como una arcilla de textura piroclástica, constituida por fragmentos de roca y agregados de montmorillonita, producto de la desvitrificación, con escasos cristales de cuarzo y plagioclasas recristalizadas a partir de la antigua matriz vítrea. Se clasifica como toba lítica de composición dacítica (clan Tonalita-Dacita), lo cual permite suponer que se trata de una roca ígnea extrusiva. Este horizonte es de mucha utilidad y sirve como guía estratigráfica en la correlación de los mantos de carbón económicamente explotables. (Flores G. E. 1993).

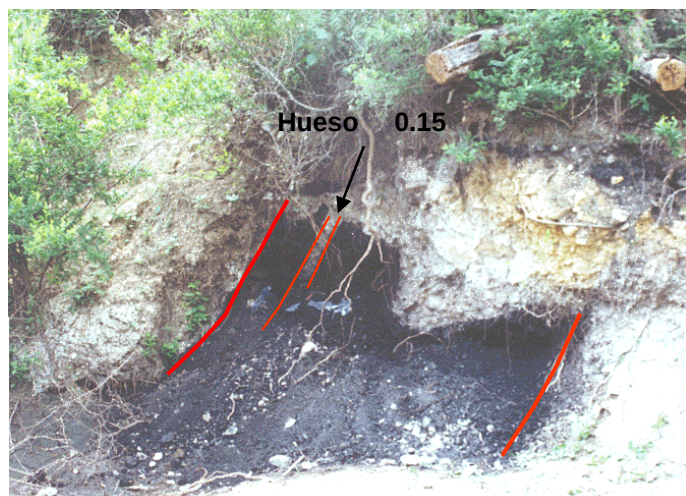
Los resultados de la campaña de perforación del COREMI en la Subcuenca de Sabinas, indican la existencia de un máximo de 15 mantos (barreno Sab-104) y como mínimo dos. Este contraste obedece a que los mantos posiblemente fueron erosionados y en su lugar, se reportó un paquete de areniscas, lo que permite suponer que existieron antiguos paleocanales.

En la Subcuenca Las Esperanzas, el doble manto aparece en forma muy esporádica, aflora en el

Rancho de Jesús Villareal con un espesor de 1.40 m en su base, separado por 0.15 m de "hueso" y otro manto superior de 0.40 m. (Fotografía 23).

Los reportes de 30 barrenos exploratorios llevados a acabo por el COREMI, señalan que únicamente el barreno E-4 cortó carbón con espesor explotable (1.57 m); cuatro más cortaron carbón con espesores entre 0.50 m. y 0.80 m y 6 de ellos fueron estériles. El restó atravesó espesores menores a 0.50 m. Por ese motivo no se consideró ninguna reserva positiva. (Payán, M. R. 1981).

Sin embargo, otra campaña de barrenación efectuada por los concesionarios del Lote Minero "El Cinco", determinaron que en el flanco norte, el manto se profundiza hasta 167.93 m. Con los resultados de



Fotografía 23 Afloramiento de Carbón en la base de la Formación Olmos. Rancho del Sr.Eugenio

11 de los 14 barrenos, se pudo determinar que en el área existen dos mantos de carbón, separados uno de otro, entre 0.20 m. y 0.75 m, de los cuales el más constante es el inferior que presenta variaciones lenticulares, tanto longitudinal, como verticalmente y por ello su espesor oscila desde 0.40 m. hasta 1.97 m. (Álvarez S. E. 2000).

El carbón mineral de la Subcuenca Carbonífera de Sabinas, se clasifica como: carbón bituminoso de volatilidad media a baja, de fácil aglomeración para convertirlo a coque. Su factor de expansión es de 7.9, lo que facilita su aprovechamiento y uso en los altos hornos de la industria siderúrgica de la región y al mismo tiempo, cubre las especificaciones requeridas por la Comisión Federal de Electricidad

para generar energía eléctrica en sus plantas termoeléctricas, dado que su poder calorífico es del orden de las 5 ,800 kca/kg.

Las características químicas promedio de todas las Subcuenas Carboníferas de Sabinas incluyendo las de Sabinas y Las Esperanzas, se definen en la Tabla No.1, tomada de datos publicados por Sánchez S. E. y sus colaboradores en 1994.

Dentro de la carta, se tomaron 8 muestras en varias bocaminas y afloramientos, las cuales fueron analizadas obteniendo los resultados que se muestran en la Tabla No. 2.

En la región carbonífera se extraen 7´000,000 de toneladas anuales; de éstas, 3´400,000 las generan

Muestra	Cenizas %	Carbón Fijo %	Humedad %	Materia Volátil %	Azufre %
MM-037**	15.61	47.83	5.19	31.29	0.06
MM-039*	43.65	39.70	0.40	15.28	0.97
MM-042*	36.70	39.24	0.36	22.95	0.75
MM-041	29.17	45.22	0.45	24.52	0.84
MM-043**	26.65	42.93	3.75	26.61	0.06
MM-006*	25.17	48.86	0.31	25.19	0.47
MM-003*	26.35	48.23	0.76	24.00	0.66
MM-004*	28.80	45.91	0.99	23.94	0.36
Promedio	29.01	44.74	1.53	24.22	0.52

*Después de haber sido pepenada manualmente en bocamina

**Muestra obtenida en el afloramiento

TABLA No. 1

pequeños y medianos productores para ser vendidas en su totalidad a la Comisión Federal de Electricidad. 3´600,000 ton, es la producción combinada de las empresas MIMOSA e IMMSA, que se comercializa principalmente con la industria siderúrgica. (Comunicación personal de la Oficina Regional Saltillo de COREMI).

La extensión de los mantos es a nivel regional y su existencia ha sido comprobada en casi toda el área del sinclinal mediante barrenación en diferentes proyectos desarrollados tanto por organismos gubernamentales, como por empresas particulares. Aunque en algunas áreas es demasiado delgado para ser explotable.

	Todas las Subcuencas de Coahuila		Subcuenca de Sabinas	Subcuenca Las Esperanzas
	C.T.U.* (%)	Carbón lavado (%)	C.T.U.* (%)	**
Carbón Fijo	45.61	63.57	45	62.9
Materia Volátil	16.97	19.83	16.68	18.5
Cenizas	40.43	14.97	39	17.24
Azufre	1.00	0.89	0.98	1.47
Humedad			0.68	0.98
Factor de Expansión	3.3	7.53		
Reflectancia	0.5	2.4		

*Carbón todo en uno

**No especifica, pero debe ser carbón lavado

TABLA No. 2

En la Subcuenca de Sabinas, el carbón es más uniforme en espesor y abundancia y donde su explotación ha sido más intensa; ha sido explotado desde la periferia del flanco oeste 10 Km. hacia el este. Queda por explotar la porción sur y norte, aunque para la elaboración de la Carta no se pudo tener acceso a las reservas de estas porciones, se puede afirmar, que lo que queda por explotar son las porciones más profundas, por lo que su factibilidad se ve reducida técnica y económicamente.

De la porción de la Subcuenca de Las Esperanzas, que se localiza dentro de la carta, únicamente se ha explotado su extremo sur, y muy superficialmente el flanco noreste. En su extremo sur por medio de pozos inclinados y zanjas. Su distribución es más errática y presenta echados muy pronunciados. Su potencial inmediato mayor, se ubica en el extremo NW en donde cierra el sinclinal y sus echados son suaves.

Conforme a las estimaciones de reservas *in situ* publicadas por el COREMI en el año de 1994, la Subcuenca de Sabinas, cuenta con 901'116,405 toneladas, de las cuales, se refieren como positivas únicamente 77'843,488 ton, mismas que a su vez están distribuidas, de acuerdo con su profundidad, de la siguiente manera:

- 68,000,000 ton a más de 150 y menos de 300 m.
- 179,000,000 ton entre 300 y 400 m.
- 235,627,000 ton entre 400 y 500 m.

En lo que se refiere a la Subcuenca de Las Esperanzas, la estimación de reservas de carbón mineral "in situ" publicada por el COREMI en 1994, asciende a 30'523,857 de toneladas, de las cuales se clasificaron como probables 2'938,857 ton, y 27'585,000 como posibles. Información del año 2000 considera 800,000 toneladas como positivas en el "Lote Cinco", (Álvarez S. E., 2000). El flanco sur de esta subcuenca presenta echados pronunciados, y una notable disminución del espesor de los mantos, circunstancias que limitan la eventual extracción en esta zona. Sin embargo, en el cierre del sinclinal en su extremo NW, es factible que se tengan condiciones estructurales favorables, por lo que se recomienda una exploración más detallada hacia ese sector.

La bibliografía e información técnica que se refiere a los recursos carboníferos es abundante y extensa, y ha sido motivo de diversos análisis y trabajos especializados que se están llevando acabo auspiciados por el Gobierno del Estado de Coahuila en coordinación con el Consejo de Recursos Minerales.

En algunos de estos trabajos, el Gobierno del Estado ha clasificado áreas con varios niveles de riesgo, tanto para la población como para los mineros, basándose en información sobre concentraciones de metano y otros parámetros que desconocemos. Ellos nos proporcionaron las áreas, su ubicación y grado de riesgo y con ligeras modificaciones se plasmaron en el plano de yacimientos.

El área tiene un gran potencial para la explotación del gas metano y para la generación de electricidad. En Europa y en algunos estados al Sur de Estados Unidos, se extrae comercialmente el gas metano, utilizando técnicas petroleras de extracción como es la perforación direccional, con lo cuál además se desgasifican los mantos de carbón, facilitando y haciendo más segura su explotación. Actualmente, como está consignado en la Constitución Mexicana, el único que lo puede explotar es Petróleos Mexicanos. Sin embargo las grandes compañías mineras de la región están pugnando por modificar la Constitución y poder tener el derecho de explotarlo.

IV.2.2. Barita

IV.2.2.1. Introducción

La barita es otro importante recurso minero no metálico en la carta. Para efectos del presente trabajo, se reporta la existencia de la Zona Mineralizada El Cedral, dentro de la cual se ubican

cuatro áreas mineralizadas en las que se lleva o se llevó a cabo explotación de barita. Una de éstas (área mineralizada El Cedral), comparte además de la barita, depósitos de plomo-plata-zinc, que ya han sido descritos en el inciso de Yacimientos Minerales Metálicos.

La barita tiene un uso trascendental como material densificante en los fluidos de perforación que se manejan en los pozos petroleros. Debe contener un 80 % de pureza mínima; las concentraciones ideales de sales solubles, deben de ser bajas para que el mineral pueda ser de uso industrial y cumplir con las especificaciones establecidas por PEMEX. La densidad debe ser, en la medida de lo posible $> 4.23 \text{ g/cm}^3$. En la siguiente tabla, se presentan los resultados promedio de caracterización física de 26 muestras representativas de barita procedentes de

Barita de Santa Rosa (Minas El Palmito y El Potrero)		PEMEX	Industria del Vidrio	Química	Pinturas
Concepto	Especif.				
BaSO ₄ (%)	91	90	96-98	95	94-98
Densidad (g/cm ³)	4.31	4.23			
Ca ²⁺ soluble (p.p.m.)	53	250 máx.			
	5	6 máx.			
Alkalis CaCO ₃ (%)	3.4				
SrSO ₄ (%)	0.7			> 1.0	
MnO (%)	0.3				
MgO (%)	0.04				
Fe ₂ O ₃ (%)	ND		0.1 a 0.2	> 1.0	0.02 a 1.0
SiO ₂ (%)			1.5		
Al ₂ O ₃ (%)			0.15		
TiO ₂ (%)			Trazas		

TABLA 3

las minas El Palmito y El Potrero, conforme a los análisis realizados por Torres H. D. (2002).

Del mismo modo, dicho autor realiza un estudio de los contaminantes existentes en las muestras con los siguientes resultados:

CaO (%)	SrSO ₄ (%)	MnO (%)	MgO (%)	Fe ₂ O ₃ (%)
3.4	0.7	0.3	0.04	ND

Con las cifras obtenidas, Torres H. D. (2002) concluye que la barita cumple con las especificaciones necesarias para ser utilizada como material densificante en los lodos de perforación de los pozos petroleros, pero indica al mismo tiempo, que no puede ser usada en la industria del vidrio, de la pintura o química, ya que el requerimiento mínimo es de 95 % de pureza en peso promedio.

Pérez P. A. en 1946, puntualiza que entre Junio de 1944 y Septiembre de 1945, se extrajeron unas 6,400 toneladas de barita del área mineralizada de El Cedral (no indica de cuáles minas) con ley promedio de 90 % de BaSO₄ y densidad promedio de 4.0 g/cm^3 , lo cual es congruente con los resultados presentados por Torres H. D. (2002) en su trabajo de tesis doctoral.

Finalmente, en la Tabla 3 se ilustra los requerimientos básicos de las diferentes industrias

$\delta \text{ (g/cm}^3\text{)}$	Concentración de Ca (ppm)	% de CaCO ₃	BaSO ₄
4.31	64	7	91%

para la utilización de barita en sus procesos. La información fue publicada por Brobst en 1995 y adaptada para visualizar el potencial de uso de la barita que se estudió en el área mineralizada El Cedral en la Sierra de Santa Rosa.

IV.2.2.2. Antecedentes

Hacia el año de 1936, se inician los trabajos de explotación de barita en la zona de El Cedral (Pérez P. A., 1946) y en 1944, se extrae este mineral de las cañadas de El Cedral, Nogalito y Lantrisco con producción aproximada de 1,000 toneladas en ese año. Posteriormente se inician trabajos en las barrancas de Cocinas y El Potrero, pero la actividad declina y cesa en el año de 1945, debido a las exigencias de los consumidores que solicitaban un contenido mínimo de 94 % de BaSO₄. En 1974, se reanuda la explotación de barita y a la fecha, la única mina en operación es la de El Potrero, operada por la empresa BAROSA, que instaló una planta de beneficio con capacidad para 400 t/día. Prácticamente, toda la producción se utiliza en la industria petrolera y alguna parte para exportación.

IV.2.2.3. Minas En Explotación

La única mina activa es la de El Potrero, que se ubica en el cañón del mismo nombre a 8.6 Km. al SSE de Melchor Múzquiz. La Mina de Cocinas, se encuentra actualmente en preparación y exploración. En el resto de las áreas mineralizadas, la actividad ha sido suspendida temporalmente.

IV.2.2.4. Infraestructura

La región cuenta con excelente infraestructura minera, así como de comunicaciones (autopistas, carreteras, ferrocarril y un gran número de caminos de terracería y pavimentados). Se encuentra igualmente bien electrificada y con facilidades para el abastecimiento de agua. En las ciudades de Melchor Múzquiz, Palaú y Nueva Rosita, existen todos los servicios desde suministro de víveres, médicos, de seguridad, educacionales (Universidad con carrera de Ingenieros de Minas en Nueva Rosita), insumos mineros, mano de obra calificada, talleres especializados, bancos, etc.

Las áreas mineralizadas en las que existen depósitos de barita, cuentan con caminos de acceso de terracería, excepción hecha del área La Barranca, cuyos caminos han sido completamente destruidos por la falta de uso, sin embargo, la rehabilitación puede llevarse a cabo con cierta facilidad.

IV.2.2.5. Zona Mineralizada El Cedral

Se propone la existencia de esta Zona Mineralizada que toma su nombre de la Mina El Cedral, la cual incluye cuatro áreas mineralizadas:

- Área Salsipuedes: minas Claudio, Maravillas y Salsipuedes.
- Área El Socavón (minerales metálicos).
- Área La Barranca: minas La Muralla y La Cañada.
- Área El Cedral: minas Buenavista, Cocinas, Potrero, Palmito, Nogalito, Lantrisco y Cedral.

Ambiente Geológico Regional

Los mantos de barita se encuentran en el flanco norte del Anticlinal de Santa Rosa. Solamente el área mineralizada de La Barranca, contiene depósitos en el eje del mismo anticlinal, y por lo tanto, se disponen horizontalmente. La roca encajonante es la Formación Cupido (**Kbap Cz**) constituida por calizas (wackstones y packstones arcillosos) en capas gruesas que van desde 30 cm

hasta más de 1 metro de espesor. Generalmente los mantos se encuentran a una distancia estratigráfica constante de 50 metros respecto al contacto con la Formación La Peña.

Las calizas de la Formación Cupido (**Kbap Cz**) forman parte de la secuencia de rocas plegadas del Cretácico inferior que afloran en la Sierra de Santa Rosa, en donde forman un anticlinal asimétrico en cuyo flanco norte parece concentrarse los yacimientos de barita.

Tipo de Yacimiento

Todos los depósitos de barita tienen forma de mantos interestratificados con las capas de calizas de la Formación Cupido. Usualmente se presentan dos mantos separados por un intervalo estéril de 5 a 10 metros. La excepción a esta regla es la Mina Maravillas, ubicada en el arroyo del mismo nombre, en la cual se observa una estructura vetiforme que ha sido trabajada mediante un rebaje desde superficie con extensión de unos diez metros de largo por tres de ancho con dirección al N76°W y buzamiento de 68° al NE.

Los yacimientos de barita han sido estudiados por diversos autores, entre ellos, Pérez P. A. (1946), quien concluye que los depósitos son el producto de procesos de reemplazamiento metasomático en calizas, con substitución de molécula a molécula a partir de soluciones mineralizantes derivadas de rocas ígneas intrusivas. El ascenso de dichas soluciones ocurre, según dicho autor, posteriormente al plegamiento de las rocas.

No hay evidencias que muestren la presencia de cuerpos intrusivos profundos, responsables del reemplazamiento. Tampoco hay minerales de alteración asociados al proceso metasomático, por lo que no se puede atribuir un origen de esta naturaleza a los mantos de barita, sino que es necesario tomar en cuenta diversos factores estructurales, químicos y físicos de este tipo de depósitos en la Sierra de Santa Rosa.

Siguiendo el razonamiento anterior, se describen a continuación una serie de elementos que se tomarán en cuenta para clasificar los yacimientos de barita, localizados dentro del área correspondiente a la Carta Melchor Múzquiz:

1. Son depósitos paralelos a la estratificación.
2. Se alojan exclusivamente en la cima de la Formación Cupido.
3. Tienen espesores que van de 2 a 5 metros.

4. Se ha reportado (Torres D., 2002) cizallamiento paralelo a la estratificación, lo que sugiere una evolución estructural coherente con la de la Sierra de Santa Rosa.
5. En ninguno de los mantos de barita pudo apreciarse otro mineral, a excepción de calcita de grano grueso. No se detectaron sulfuros u óxidos, para asociar su origen a hidrotermalismo.
6. Existe una estrecha y marcada correlación de los mantos referida a la distancia estratigráfica respecto al contacto con la Formación La Peña. Esta misma relación ha sido observada en otras zonas del Cinturón Plegado de Coahuila.
7. La deformación interna no es consistente en todos los mantos. Se aprecia una etapa de reemplazamiento por calcita y barita.
8. Los yacimientos tanto de barita, como de zinc-plata, se alojan en la zona de máxima flexión del Anticlinal de Santa Rosa, a excepción de los de La Muralla y La Cañada, que se localizan en el eje del pliegue.
9. Al parecer, esta zona de máxima flexión también coincide con la efusión de lavas basálticas del Reciente, cuyo emplazamiento ocurre a lo largo de fisuras profundas, posiblemente reactivadas a partir de un evento hidrotermal previo.

Por las características físicas de estos yacimientos de barita, se concluye que pueden asociarse con los de tipo Estratificado Singenético-Diagenético (Clark *et al.* 1990). Posteriormente, existe removilización y enriquecimiento de sulfatos a partir de secuencias de yesos. El ascenso de fluidos generó un reemplazamiento de tipo hidrotermal que mineralizaron espacios abiertos y / o porosos. Es notable el hecho de que las muestras que contienen minerales metálicos no muestran cantidad alguna de sulfato de bario, pero en contraste, algunas muestras de las minas de barita, sí contienen valores bajos, pero anómalos de zinc.

Conforme a la clasificación de Clark, la Tabla 5 ilustra los diferentes tipos de yacimientos de barita, tomando en cuenta su origen, características, ambiente de depósito y roca encajonante.

De las consideraciones anteriores, se puede concluir que los yacimientos de barita tienen características genéticas sobrepuestas. Algunas de ellas permiten clasificarlos como del tipo Estratificado Singenético-Diagenético masivo con roca encajonante sedimentaria estratiforme, pero otras sugieren

removilización tardía de tipo hidrotermal, dadas algunas propiedades que permiten inferirlo así:

- a. Se presentan zonas del manto donde no se aprecia deformación interna y sobre todo, la existencia de nuevas precipitaciones de barita posteriores al evento de deformación que generó la Sierra de Santa Rosa. Indicando eventos de hidrotermalismo alternados, especialmente en la parte central del manto en la que es posible observar brechamiento, como es el caso de la mina El Nogalito, ilustrada en la Fotografía 25.
- b. No son claras las evidencias de estratificación interna del manto de barita. En ocasiones se presentan bandeamientos de caliza que sugieren un reemplazamiento, como es el caso de la mina La Muralla, Fotografía 24.
- c. Está demostrado por la presencia de minerales metálicos de la asociación Ag-Pb-Zn, alojados en espacios abiertos generados por fallas, que existió un evento hidrotermal, el cual parece haber afectado a los mantos de barita por las relaciones de campo observadas
- d. Este evento hidrotermal puede ser el responsable de la reactivación y redeposición de fluidos saturados con barita disuelta del depósito diagenético original.

Conforme a los razonamientos de Paytan A. *et al.* (2002), la génesis de un yacimiento de estas características requiere de análisis combinados de isótopos de S y Sr, así como la caracterización de la morfología de los cristales.

Kesler S. E. y sus colaboradores (1988), señalan que los datos experimentales acerca de la solubilidad de la barita, muestran que el mecanismo más efectivo para precipitar grandes depósitos de barita monomineralógica (como es el caso de los mantos de la Zona Mineralizada El Cedral), es una mezcla de soluciones ricas en bario con el ión sulfato proveniente de otra fuente, y ejemplifica el depósito de barita de Galeana, N. L., en el que la fuente del sulfato puede haber sido la secuencia de los Yesos Olvido. De forma similar, se puede sugerir que la fuente del sulfato en la Sierra de Santa Rosa proviene de esta misma unidad, que aunque no aflora, ha sido reportada en pozos de PEMEX, subyaciendo a la Formación La Mula.

Mineralogía y Alteraciones

En todos los depósitos, el único mineral visible es la

barita, generalmente de grano fino, bandeada, de color blanco, además de la calcita de grano muy grueso en cristales prismáticos y de color blanco a café amarillento, rojizo y naranja

En la Mina El Nogalito y en el resto de las minas, el fracturamiento intenso al bajo del manto, exhibe coloración rojiza por intemperismo y por el posible contenido de hierro. Fuera de esta alteración, no se aprecia ningún otro mineral como sulfuros u óxidos, como cabría esperar si el yacimiento fuera de origen exclusivamente hidrotermal.

Estructura, Leyes y Potencial

Como se ha explicado, los yacimientos de barita forman una estructura tipo manto que se extiende desde la Mina de Buenavista hasta la de El Cedral, con espesor promedio de 1.5 a 2 metros. La continuidad de esta estructura tiene por lo menos 5.2 Km. de longitud, tomando en cuenta las evidencias de mineralización de barita detectadas en el área mineralizada de Salsipuedes, la extensión y el potencial para exploración de este elemento, siguiendo la guía estratigráfica que proporciona la distancia constante de 50 m. referida al contacto de la Formación La Peña, pudiéndose determinar a primera vista que hay una distancia potencial para ser explorada de por lo menos 14 kilómetros. Además, en el área mineralizada de La Barranca, también existe un importante potencial a juzgar por la persistencia del manto de barita.

La ley promedio y densidad de la barita proveniente de las minas El Palmito y Potrero (Torres H.D.,



Fotografía 24. Aspecto de uno de los dos mantos de barita en la Mina El Potrero. Se aprecia un marcado bandeamiento del mineral en concordancia con las capas de calizas.



Fotografía 25 Manto de Barita en el Nivel 710 de la mina El Cedral. Es notable que al alto de la estructura no se observa alteración alguna, en cambio en el cuerpo de la estructura es evidente el brechamiento. Se colectó la muestra MM-023 al bajo del manto

2002) es:

δ (g/cm ³)	Concentración de Ca (ppm)	% de CaCO ₃	BaSO ₄
4.31	64	7	91%

Los ensayos practicados a las muestras MM-008 y MM-009 (terrero) colectadas en la Mina Maravillas (Fotografía 26) son los siguientes:



Fotografía 26 Socavón de entrada a la Mina Maravillas. Al tope del mismo, se colectó la muestra MM-007. El socavón se desarrolló para cortar la única estructura vetiforme de barita en la Zona Mineralizada El Cedral.



Fotografía 27 Tope del socavón Maravillas. Se aprecia un intenso vetilleo con relleno de calcita y barita, así como incipiente oxidación.. Se aprecia vetilleo oxidado y brechamiento, producto del emplazamiento de fluidos

Es claro que la muestra MM-008, colectada a lo largo de un metro y medio de vetilleo oxidado y brecha en el tope del socavón, contiene valores sensiblemente más altos de zinc y plomo y no reporta barita, en contraste con la muestra del terrero que llega hasta 18.70 % de barita, pero se reduce en los valores de zinc y plomo.

MM-008.- (1.5 m)

Au ppm	Ag ppm	As ppm	Ba %	Cu ppm	Fe %	Pb ppm	Sb %	Zn ppm
0.001	9	ND	ND	2	0.137	205	ND	234
0.024	5	ND	18.70	2	0.058	36	ND	42



Fotografía 28 Tope en Mina Cocinas. Se aprecia brechamiento y reemplazamiento de barita, así como vetilleo oxidado dentro del manto. El contacto superior con la caliza

Lo anterior apoya la teoría de que un segundo evento alimentador pudo haber existido y ser de origen hidrotermal con removilización de barita. Debe tomarse en cuenta que esta es la única localidad en la que la barita se presenta en forma de veta, atravesando las capas de la Formación Cupido (*Kbap Cz*).

De manera similar, la muestra MM-016 proveniente de uno de los topes de la Mina Cocinas, reporta los

MM-016.- Ancho: 1.20 m

Au ppm	Ag ppm	As ppm	Ba %	Cu ppm	Fe %	Pb ppm	Sb %	Zn ppm
0.002	2	ND	46.50	2	0.029	24	ND	97

siguientes contenidos:

Por otro lado, la muestra MM-011 tomada en una zona que indica vetilleo alimentador atravesando capas de calizas con pliegues de arrastre en la Mina MM-011.- Ancho: 0.90 m

Au ppm	Ag ppm	As ppm	Ba %	Cu ppm	Fe %	Pb ppm	Sb %	Zn ppm
0.007	4	ND	20.70	2	0.019	39	ND	18

Salsipuedes, reporta los siguientes valores:

La muestra MM-026 colectada en el socavón El Nogalito de Arriba, tuvo los siguientes resultados:

La muestra representativa de la Mina La Cañada (MM-019) que se ilustra en la fotografía 31 y en la que se trabajó un manto sensiblemente horizontal,



Fotografía 29 Mina Salsipuedes. La estructura que atraviesa las capas tiene relleno de arcillas, calcita y barita.

arroja los siguientes valores:

MM-019.- Ancho: 1.7 m



Fotografía 30 Mina el Nogalito de Arriba. Junto al reliz a mano derecha, se tomó la muestra

Au ppm	Ag ppm	As ppm	Ba %	Cu ppm	Fe %	Pb ppm	Sb %	Zn ppm
0.071	3	ND	36.10	2	0.127	66	ND	36

Como puede observarse, las leyes de barita contrastan fuertemente para las diferentes localidades, con rangos entre 18.70 % de contenido de bario como mínimo en la Mina Maravillas, hasta un máximo de 46.50 % en la Mina de Cocinas. Debe tomarse en cuenta que la mayor parte de estas muestras, fueron tomadas con la finalidad de conocer los contenidos de bario, pero igualmente para tener información de otros elementos que proporcionarían datos para determinar el origen del yacimiento. En estas circunstancias, la mayor parte de las muestras se colectaron de vetilleo de calcita oxidado, de las tablas de los mantos o del fracturamiento.

Los contenidos comerciales de los depósitos de barita, los consigna Pérez P. A. (1946), quien refiere que "las leyes del mineral extraído y embarcado a los Estados Unidos, variaban entre 84% y 97% de BaSO_4 ". Más recientemente, Torres D. (2002), define una ley promedio de 91% de BaSO_4 en las minas de El Potrero y Nogalito. De igual forma refiere un peso

MM-026.- Ancho: 1.50 m

Au ppm	Ag ppm	As ppm	Ba %	Cu ppm	Fe %	Pb ppm	Sb %	Zn ppm
0.002	3	ND	34.10	2	0.048	42	ND	46

específico, también promediado, de 4.31 g/cm^3 adecuado para su utilización como densificante en lodos de perforación de la industria petrolera.



Fotografía 31 Mina La Cañada. El manto de barita es prácticamente horizontal y tiene 1.7 m de espesor.

Por lo anterior, y dado que las características del mineral de barita en la Sierra de Santa Rosa cumplen con las especificaciones de densidad y contenido para su uso en lodos de perforación petrolera, se abren expectativas para tratar de localizar el potencial geológico-minero, conforme a las estimaciones genéticas y estructurales que se hacen en el presente trabajo. Del mismo modo, queda abierta una buena posibilidad de expansión para las obras mineras que se trabajan actualmente, pues el control estratigráfico es un parámetro que habrá que tomarse en cuenta para la exploración.

Petrografía y Discusión acerca del origen de la Barita

A partir de los análisis petrográficos llevados a cabo en el Centro Experimental Chihuahua del Consejo de Recursos Minerales, se pueden obtener algunos



Fotografía 32 Pilar en la mina La Muralla. Se observa claramente un bandeamiento interno en el manto de barita con un espesor de 2.83 m

datos que aportan testimonios en relación a las teorías propuestas para el origen de la barita.

Todas las muestras analizadas petrográficamente indican un origen epitermal para la barita. La muestra MM-019, sin embargo, refiere que existe “cierta dirección preferencial y exfoliación paralela” de los cristales de barita, además de que la calcita rellena espacios abiertos en la barita. Estas relaciones, aunque no son concluyentes, probablemente son indicativas de un origen singenético de la barita. Por otro lado, para esta misma muestra, se indica que existe una intercalación con hidrotermalismo epitermal.

Por otro lado, la muestra MM-022, de la Mina La Muralla (Fotografía 32), también muestra direcciones de flujo preferencial que podrían estar asociadas a la deformación de la propia caliza, aunque llama la atención la presencia de por lo menos un cristal de pirita asociado a la barita.

El contenido predominante de hematita (entre 1 y 10%) en la muestra MM-022, acompañada de carbonatos de zinc y de plomo, y con trazas de estroncionita (SrCO_3) que es un mineral que aparece en todas las muestras de la mena de barita, permite suponer que los fluidos ricos en zinc y plomo pudieron haber reemplazado a la de barita. Una mayor cantidad de estudios petrográficos y mineragráficos, podrían proporcionar datos más concretos al respecto.

La muestra MM-029 refiere la presencia de magnetita, lo cual explica en parte la fuerte oxidación asociada a los depósitos de zinc-plomo, y también es evidencia del carácter hidrotermal de este tipo de mineralización.

Por último, las relaciones microtexturales observadas en la muestra MM-035, indican que la espatita (calcita) forma un mosaico isogranular asociado a la barita, y en menor proporción con la estroncionita (SrCO_3). Dicho mosaico se encuentra atravesado por vetilleo de calcita espática de grano más grueso. Probablemente la segunda etapa de calcita se deriva de removilización diagenética del exceso de carbonato de calcio que atravesó a una primera generación de calcita-barita.

Los resultados petrográficos y mineragráficos no son concluyentes, pero permiten confirmar la posibilidad de que el depósito de la barita sea del tipo híbrido, es decir que haya ocurrido a través de un proceso inicial singenético-diagenético, y posteriormente disuelto, removilizado y re-depositado mediante

mecanismos de flujo de fluidos hidrotermales cuando ocurrió la etapa hidrotermal que dio origen a los depósitos de zinc-plomo.

Otra alternativa, tomando en cuenta las características descritas tanto para las menas metálicas como no-metálicas, podría ser una variante de depósito tipo *Mississippi Valley Type* (MVT). A este respecto, las propiedades de esta clase de yacimientos se adaptan parcialmente a las encontradas en la Sierra de Santa Rosa. Para

no-metálicos de la Sierra de Santa Rosa. Nótese que esencialmente son yacimientos de Pb-Zn, y que la barita es un compuesto secundario pero importante en la caracterización del ambiente MVT. Se asume que en la Sierra de Santa Rosa, la salmuera predominante y depositada en primera instancia, se encontraba saturada con sulfato de bario, y que posteriormente, el flujo de soluciones, redepositó nuevamente bario con importantes cantidades de Zn-Pb, en zonas de debilidad asociadas al flanco Norte del Anticlinal de Santa Rosa.

Depósito	General MVT	Sierra de Santa Rosa	
	Mineralogía y alteraciones	Mineralogía y alteraciones	Observaciones
Elementos Principales	Zn, Pb, Fe	Ba, Zn, Pb, (Fe)	Principalmente carbonatos
Elementos traza	Cu, Ba, Cd, Ag,, Co, Ni, As	Ag	Cu y As (mineral de fundición)
Sulfuro de Fe dominante	Py	-	Trazas, a nivel microscopio
Sulfuros dominantes	Sp, gn	-	Trazas de esfalerita
Sulfuros secundarios	py, mc, cp, as, br	Sp	Carbonatos y óxidos de zinc y plomo
Sulfato principal	Ba	Ba	Predominio de Ba
Carbonato dominante	Dolomita	Calcita	Probables horizontes dolomitizados
Carbonatos secundarios	sm, cc, cr, cs	cc, sm, es, cr	Similares, asociados a brechas Zn-Pb
Óxidos, arsenatos, sulfatos, etc. secundarios	gr, an, cl, go, ep, gy, ma, me, sz, co, di, hm	cl, gy, hm	Yeso (gy) en trazas

TABLA 4, Modificada y adaptada de Foley et al. (2000).
Abreviaturas: an-anhidrita, as-arsenopirita, Ba-barita, br-bravoita, cc-calcita, cl-calamina, cp-calcopirita, co-copiatita, cr-cerusita, cs-carfosiderita,, ep-epsomita, di-diadoquita, es-estroncionita, gn-galena, go-goslarita, gr-greenockita, gy-yeso, hm-hematita, ma-malaquita, mc-marcasita, me-melanterita, py-pirita, sm-smithsonita, sp-esfalerita, sz-szomolnokita.

ilustrar esta posibilidad, se enlistan en la Tabla 4, conforme a las estimaciones de Foley N. K. et al. (2002), cuáles son los principales minerales de mena y ganga en un depósito MVT, y sus equivalencias referidas a los yacimientos combinados metálicos y

IV.2.3. Bancos de materiales y otros recursos

Bancos de Materiales

Se tienen localizados dentro de la carta, 7 localidades en donde se está o ha sido explotado el Conglomerado Sabinas (**Tpl Cgo**) o porciones erosionadas de esta formación que se localizan en los lechos de los arroyos, para seleccionar fragmentos calcáreos de diversos tamaños, los cuales son quebrados y cribados para aprovecharlos como materiales para la construcción, para el revestimiento de caminos o mantenimiento del balastro en las vías férreas. Su operación es intermitente y se ajusta a los requerimientos de estos materiales por las empresas de construcción o las propias compañías mineras.

El Conglomerado Sabinas (**Tpl Cgo**), aflora al norte de la Sierra de Santa Rosa abundantemente, al igual que en toda la Carta, cubriendo discordantemente a las formaciones del Cretácico superior.

Otros Recursos

Carbonato de Calcio

Al sureste de la población de Melchor Múzquiz, dentro del Conglomerado Sabinas, se explota un horizonte pulvurento de Carbonato de Calcio que se utiliza para blanquear las tablas y cielo de las minas de carbón.

En algunos afloramientos de la Formación Eagle Ford (**Kcet Lu-Cz**), situados en el flanco norte de la Sierra de Santa Rosa, se extraen de manera artesanal lajas de caliza arcillosa, que se utilizan como losetas para adorno en fachadas y pisos.

Basalto (**Qpt B**)

Dentro de la Carta afloran basaltos, que en algunas áreas se podrían explotar como agregados pétreos.

Dolomía (magnesio)

En el Cañón de La Sanguijuela, en el extremo occidental de la Carta, dentro de la Formación Cupido se colectaron muestras de una caliza muy dolomítica, de aspecto arenoso. Estas rocas suelen tener arriba del 40% de magnesio y se reporta como un posible potencial para exploración y muestreo adicional.

La muestra MM-070 fue analizada por su contenido de $MgCO_3$, reportando un 39.30% para esa localidad. Un muestreo más detallado podría confirmar si existe potencial para este compuesto y su posible rendimiento económico en la Formación Cupido de la Sierra de Santa Rosa.

Fluorita

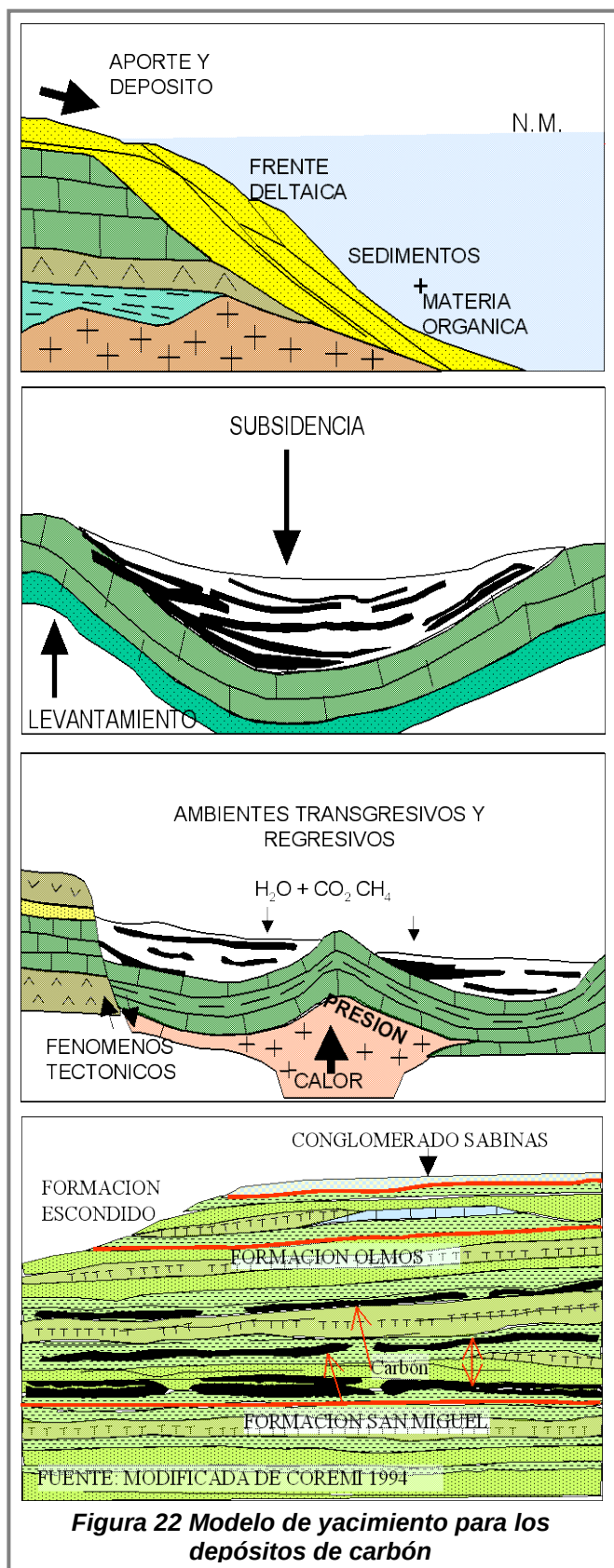
Otro recurso minero importante, lo constituyen los primeros descubrimientos de fluorita en los años cuarentas en el Municipio de Melchor Múzquiz. No obstante que dentro de la Carta no se encuentra este tipo de yacimiento, en la década de los cincuentas se instaló en la ciudad de Melchor Múzquiz una planta de flotación con capacidad de 500 ton/día, operada hasta el presente por la Compañía Fluorita de México. En el rancho El Saucito a 6 Km. al SW de Melchor Múzquiz, se instaló otra planta beneficiadora de fluorita de la empresa Minera Múzquiz, con capacidad para procesar 700 ton/día con mineral procedente de la zona minera de Aguachile-La Linda-Cuatro Palmas ubicada al Norte del Estado de Coahuila.

Tipo de depósito	Génesis	Rasgos característicos
Estratificado Singenético-Diagenético. Masivo, Roca encajonante sedimentaria, estratiforme.	Producto de la migración de fluidos reducidos y calentados circulando en zonas profundas dentro de sitios de precipitación cerca del piso oceánico.	En secuencias sedimentarias de cuenca con lutita y pedernal. Son comunes calizas, areniscas y tobos. La barita es blanca a gris oscura, café, roja, de granos finos, estratos laminados, en algunos depósitos forma capas homogéneas. Asociados a sulfuros.
Sindepositacional Roca encajonante sedimentaria, estratiforme.	Detritos derivados de depósitos estratiformes retrabajados de barita y transportados como flujos de escombros y turbiditas en abanicos submarinos.	Los detritos de barita se incorporan a clastos en turbiditas y flujos, formando parte de sistemas de abanicos submarinos. Las asociaciones litológicas son similares a las de depósitos sedimentarios estratiformes, singenéticos-diagenéticos.
Diagenético Roca encajonante sedimentaria, estratiforme.	Formado en interfase de oxígeno deficiente (redox) en cuencas marinas con lutitas negras con intercalaciones de concreciones carbonatadas.	La barita ocurre en forma de nódulos, rosetas y concreciones de color gris verdoso o café. Algunas veces, en capas con concreciones en lutitas negras. Asociadas con pirita y esfalerita.
Singenético-Diagenético Asoc. evaporítica-estrat.	Formados por concentración inicial en depósitos marinos o lacustres, seguidos de una concentración adicional durante la diagénesis.	Ocurre en o cerca de secuencias evaporíticas (calizas, yesos, anhidrita, celestita y halita), la barita es gris a blanca, de grano fino a grueso y puede presentar capas rítmicas.
Singenético-Diagenético Asociado a rocas volcánicas, estratiforme.	Formado en ambiente sedimentario marino producto de la circulación de aguas termales calentadas por intrusiones ígneas en el piso oceánico.	Ocurre en secuencias sedimentarias marinas volcánicas de arcos de isla a tras-arco, en rocas volcánicas calco-alcalinas y volcanoclásticas intercaladas con lutitas. La barita es de color blanco a gris, de grano fino a grueso, asociado a depósitos polimetálicos (Cu-Pb-Zn).
Vetas epigenéticas Vetas y relleno de cavidades.	Producto de actividad hidrotermal en fallas, fracturas y zonas de cizalla.	Ocurre a lo largo de zonas de cizalla, fracturas o fallas. Algunas vetas están en fracturas en cuencas de rift, asociadas a rocas félsicas a máficas o carbonatitas; otras a actividad ígnea, La barita es de grano fino a grueso cristalino o cataclástico, de color blanco a gris. Asociado a depósitos de metales preciosos y minerales radioactivos.
Vetas y relleno de cavidades Epigenético Roca encajonante carbonatada, límite-estrato.	Migración de cuencas salobres o mineralización de aguas subterráneas favorables para su depósito en sitios carbonatados	Ocurre en rocas carbonatadas. La barita se localiza en horizontes de espacios abiertos, típico de vetas, cavidades de disolución o brechas de colapso, de grano fino a grueso cristalino y de color blanco a gris. Formas de depósito monominerálicas asociados con Zn-Pb y fluorita.
Vetas y relleno de cavidades Epigenético Roca encajonante clástica, límite-estrato.	La barita formada como cementante o reemplazando a la matriz de rocas clásticas.	La barita como cementante o reemplazando la matriz de rocas clásticas. La barita se encuentra en depósitos monominerálicos diagenéticos-epigenéticos, cristales anhedrales, intergranulares y hojosos.
Residual Residual	Concentración de fragmentos de barita en suelos y coluviones. Se forman por el intemperismo de estratos subyacentes o de basamento.	Depósitos en coluvión o suelos de fragmentos pequeños, largos y bloques de barita de color blanco a gris claro. Depósitos en rocas carbonatadas límite-estrato y epigenéticas.

Tomada de Clark *et al.* 1990.

TABLA No. 5

V. MODELO DE YACIMIENTOS



El carbón es una roca sedimentaria y por lo tanto su origen depende de los medios de depósito de las rocas que lo contienen y no a un proceso de mineralización diagenético.

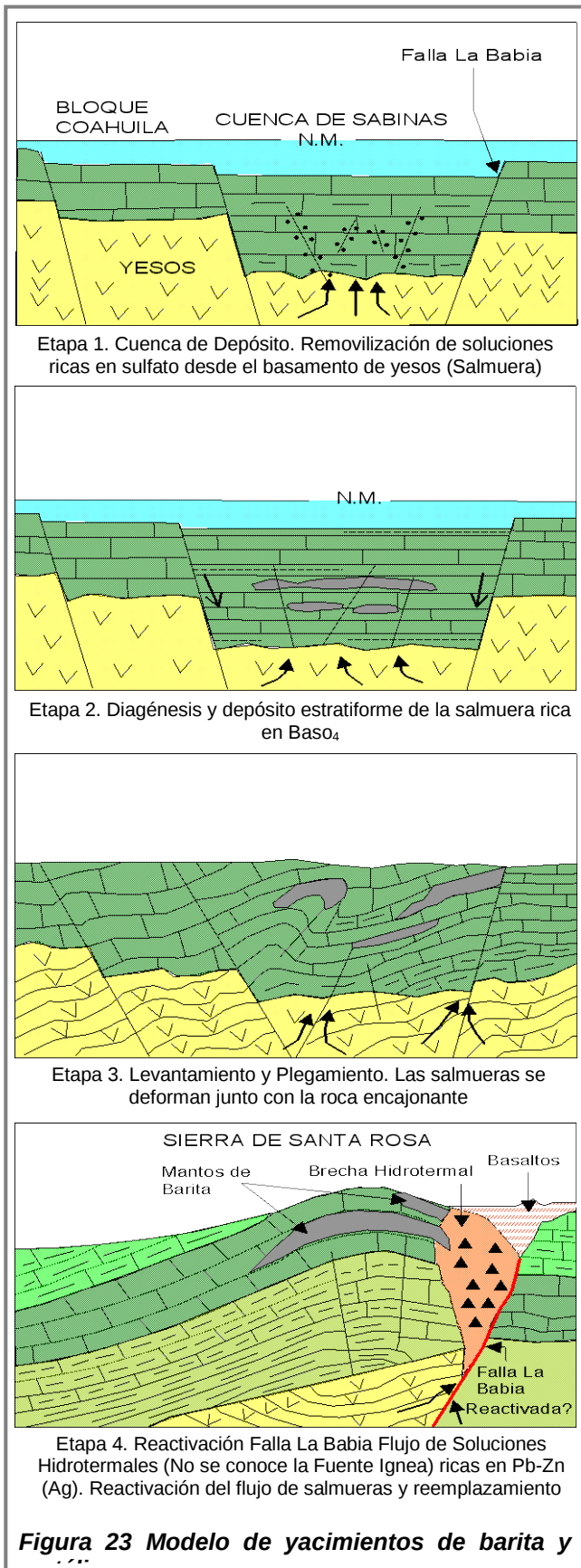
El carbón, en la Cuenca Carbonífera de Sabinas, se formó en un ambiente deltáico con aporte de sedimentos provenientes desde el nor-poniente, como consecuencia de los procesos que acompañan a un delta del tipo alto constructivo, donde fueron constantes la progradación de las facies y la subsidencia de la cuenca. Figura 22.

Durante el Maastrichtiano, existían condiciones lagunares con abundante flora. La porción marina del delta dio origen a la Formación San Miguel, la porción lagunar es el medio de depósito de la base de la Formación Olmos o más concretamente de la zona del carbón. La turba derivada de las acumulaciones de materia vegetal, sujeta a la acción bioquímica de hongos y bacterias y posteriormente afectada por la evolución térmica sufrida por la subsidencia de la Cuenca, dio origen a un carbón autóctono con crecimiento de vegetación "in situ", subituminoso de espesor y calidad no uniformes.

Los yacimientos de carbón, se presentan formando mantos estratiformes discontinuos con un espesor entre 2.90 metros y menos de 30 centímetros. El número de mantos encontrados en la Carta fluctúa entre 2 y 15. En algunos lugares no se depositó, posiblemente debido a la presencia de paleocanales distributarios, característicos de un ambiente deltáico

La porción de la Formación Olmos que sobreyace a la zona del carbón, es eminentemente continental, de facies fluviales, formando en algunos lugares paleocanales y está cubierta por la Formación Escondido constituida por una alternancia rítmica de areniscas, lutitas y escasos horizontes de calizas oolíticas de alta energía. La Formación Escondido se depositó en un ambiente mixto, sobre una plataforma terrígena con desarrollo de varios deltas progradantes. Conforman el cierre de la secuencia sedimentaria Mesozoica, de tal forma que define un ambiente netamente regresivo y en forma general, su depósito ocurrió en condiciones de franca inestabilidad tectónica, la que se reflejó con el levantamiento y plegamiento de la potente columna sedimentaria previamente depositada.

El plegamiento dio origen a estructuras anticlinales y sinclinales orientados NW-SE, las cuales



posteriormente fueron peneplaneadas y cubiertas por

terrazas continentales, derrames de basalto y depósitos de aluvión. El carbón se preservó en las cuencas que constituyen los sinclinales.

El modelo de yacimientos minerales metálicos y de barita en la Sierra de Santa Rosa ilustrado en la Figura 23, refiere un depósito inicial en sedimentos carbonatados de plataforma que se forman por la interacción de salmueras de baja temperatura (generalmente < 100° C) y salinidad de 10-30 de peso equivalente porcentual de NaCl, y saturadas con el ión sulfato removilizado a partir de la secuencia de anhidritas sobre la que descansan los carbonatos.

En la etapa inicial, los procesos diagenéticos precipitan fluidos ricos en barita finamente laminada y masiva que se emplazan a través de fallas en la corteza oceánica. Clark S. y Orris G. J. (1991) puntualizan al respecto que las salmueras pueden migrar y dispersarse de la fuente original. El origen, en todo caso, tiene cierta afinidad con los depósitos **Mississippi Valley Type**, pero éstos concentran principalmente valores de Pb-Zn (Ag) con barita secundaria. De esta forma, el proceso se asemeja más a un origen **singenético-diagenético** (Clark S. et al., 1990) por una concentración inicial en sedimentos marinos seguida por una adicional durante la diagénesis, cuya ocurrencia se asocia a secuencias evaporíticas.

El plegamiento y levantamiento de la pila carbonatada produce un tipo de barita que refleja los efectos orogénicos de la roca encajonante, los cuales fueron detectados por Torres H. M. (2002) en algunas de las muestras de la Mina El Palmito, en el Área Mineralizada El Cedral y con evidencias en las muestras MM-019 y MM-022 colectadas durante este trabajo, pues se observó cierta dirección preferencial y exfoliación paralela, así como intercalación con hidrotermalismo epitermal y direcciones de flujo en ejemplares estudiados en el microscopio petrográfico.

La etapa 4 en el modelo, trata de ilustrar como una reactivación de la Falla Sabinas deriva en un posible emplazamiento de fluidos mineralizados con barita, zinc-plomo y algo de plata, estos últimos a través de fracturamiento preferencial en el flanco Norte del Anticlinal de Santa Rosa. Del mismo modo, algunos de los fluidos pudieron reemplazar y redepositar una nueva etapa de barita y de ahí los rasgos de este proceso definidos bajo el campo del microscopio petrográfico.

Por último, a través de estos conductos se emplaza magmatismo basáltico típicamente fisural que forma

mesetas de flujos. Dicha actividad ígnea manifiesta una nueva historia de reactivación tectónica muy reciente, pero que se localiza muy cerca de los depósitos minerales tanto de barita como de minerales metálicos, justamente en la zona de máxima flexión del Anticlinal de Santa Rosa, por lo

que se infiere que es el sitio más probable para adaptarse al modelo propuesto de un depósito híbrido, en el que intervienen procesos singenéticos e hidrotermales.

VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

Dentro de la cartografía geológica-minera de la Carta Melchor Múzquiz, se diferenciaron 16 unidades, de las cuales, 13 son de origen sedimentario marino, una está asociada con procesos volcánicos y las dos restantes corresponden a unidades sedimentarias depositadas en ambientes continentales. Las primeras de éstas, conforman la columna sedimentaria marina depositada sobre un piso de edad paleozoica que corresponde al Terreno Coahuila. Esta secuencia incluye unidades formacionales que se manifiestan a través de un depósito continuo que incluye gran parte del Cretácico inferior hasta el Cretácico superior, con edades que van del Hauteriviano-Barremiano de la formación La Mula (**Khb Lu-Cz**) hasta el Maastrichtiano de la Formación Escondido (**Km Lm-Ar**). Dentro de la secuencia, la parte basal de la columna, desde la Formación La Mula (**Khb Lu-Cz**) hasta la Formación Austin (**Kcoss Cz-Lu**) la litología es predominantemente calcárea, mientras que las cuatro unidades que corresponden al Campaniano-Maastrichtiano, son predominantemente terrígenas y son el resultado del tectonismo y la instalación de un ambiente fluvio-deltáico en la porción nor-occidental de la Cuenca de Sabinas.

Para la base del Terciario y durante el Terciario medio, no hay registro de sedimentación alguna dentro la carta. En el Plioceno, la erosión es el proceso más importante en la región, fenómeno que permite la degradación de toda la secuencia marina que había sido levantada y plegada y por lo tanto ocurre el depósito de las rocas clásticas de grano grueso de la Formación Sabinas (**Tpl Cgo**), constituida por conglomerados oligomíticos de fragmentos de calizas (95%) y areniscas (5%) embebidos en matriz areno-calcárea. Estos materiales se encuentran dispuestos horizontalmente y hacia la cima aparecen algunos horizontes de calizas lagunares que señalan la existencia de cuerpos de agua locales para aquella época. El conjunto tiene espesor variable, siendo el máximo de 30 m. El depósito es de origen eminentemente continental, conformando una discordancia de tipo

angular y petrológica sobre las unidades del Cretácico superior, especialmente con las formaciones Olmos y Escondido.

En el Pleistoceno, una corriente de lavas basálticas sumamente fluidas y emplazada a través de fisuras, formó un paisaje de mesetas que cubren parcialmente a los siliciclastos de Cretácico superior, así como a los conglomerados de la Formación Sabinas. Esta unidad también se conoce como Lavas Las Esperanzas y está constituida por basaltos de olivino y piroxenos, de color gris oscuro y negro de matriz afanítica-holocristalina. Dentro la carta estos basaltos representan la única expresión de vulcanismo. Finalmente, en el Holoceno, ocurren depósitos continentales de aluvión, limos y arenas que cubren discordantemente a cualquiera de las unidades de roca depositadas previamente. Finalmente en el cuaternario se realiza el depósito de los materiales preexistentes sobre las áreas topográficamente bajas.

Se considera que el estilo de deformación de la carpeta sedimentaria mesozoica de la región de estudio provocado por el evento orogénico Laramide, estuvo gobernado por el comportamiento plástico de la secuencia, dando lugar a que las estructuras producidas durante el transcurso del Cretácico superior al Terciario inferior, corresponden exclusivamente a un arreglo constituido por cuatro pliegues asimétricos y una falla de cabalgadura. Para su ubicación dentro el contexto regional, el área de estudio se dividió en dos bloques, el Bloque Sierra de Santa Rosa (BSSR) y el Bloque Valle de Múzquiz (BVM). Se analizó la información consistente en los datos de estratificación y plano de fallamiento inverso dentro de una proyección de igual área (Schmidt), con el objeto de determinar el grado de orientación estadístico de las estructuras ubicadas en cada bloque. En ambos casos los estereogramas muestran estructuras asimétricas con su ejes orientados en el rumbo NW62°SE, la cual coincide con la tendencia regional de las estructuras de la Cuenca de Sabinas.

En la carta Melchor Múzquiz existen yacimientos minerales metálicos y no metálicos, siendo el carbón el de mayor importancia económica.

En la región carbonífera se extraen 7'000,000 de toneladas anuales; de éstas, 3'400,000 las generan pequeños y medianos productores para ser vendidas en su totalidad a la Comisión Federal de Electricidad; 3'600,000 ton, es la producción combinada de las empresas MIMOSA e IMMSA, que se comercializa principalmente con la industria siderúrgica.

El carbón se formó en un ambiente deltáico con aporte de sedimentos provenientes desde el norponiente, como consecuencia de los procesos que acompañan a un delta del tipo alto constructivo, donde fueron constantes la progradación de las facies y la subsidencia de la cuenca.

El carbón se encuentra en el miembro inferior de la Formación Olmos (**Km Lu-Ar**), localmente conocido como la zona del carbón. La forma que adoptan los yacimientos es de mantos concordantes con la estratificación, con espesores variables que van desde unos cuantos centímetros hasta 2.9 m.

El carbón se ha conservado en las estructuras sinclinales, su distribución es muy extensa y está controlada por su ambiente de depósito, presentándose en capas que tienden a acuñarse.

El carbón se encuentra distribuido en dos estructuras sinclinales, las cuales se denominan Subcuenca Sabinas y Subcuenca Las Esperanzas

En la Subcuenca de Sabinas, el carbón es más uniforme y donde su explotación ha sido más intensiva e importante. Queda por explotar la porción sur y las porciones más profundas, por lo que su factibilidad se ve reducida técnica y económicamente.

En la Subcuenca Las Esperanzas, su distribución es más errática y las capas que lo contienen presentan echados muy pronunciados, condición que ha limitado su explotación dentro de la carta, a pequeñas operaciones mineras. Su mayor potencial inmediato, se ubica en el extremo NW de la Carta en donde cierra el sinclinal y sus echados son suaves.

El carbón mineral de la Subcuenca Carbonífera de Sabinas, se clasifica como: carbón bituminoso de volatilidad media a baja, de fácil aglomeración para convertirlo a coque. Su factor de expansión es de 7.9, lo que facilita su aprovechamiento y uso en los altos hornos de la industria siderúrgica de la región y al mismo tiempo, cubre las especificaciones requeridas

por la Comisión Federal de Electricidad para la generación de energía eléctrica.

Conforme a las estimaciones de reservas in situ publicadas por el COREMI en el año de 1994, la Subcuenca de Sabinas cuenta con 901'116,405 toneladas, de las cuales, se refieren como positivas únicamente 77'843,488 ton.

Entre los yacimientos metálicos se cuentan depósitos hidrotermales (epitermales) de plomo-zinc en la Mina El Cedral, ubicada en el cañón del mismo nombre.

Los yacimientos metálicos se encuentran alojados en una chimenea de forma semicircular, limitada por fallamiento de tipo normal y con diámetro de 10 a 12 metros en promedio.

Los resultados obtenidos en las muestras de esquirlas de la mina El Cedral, señalan que los valores de plata alcanzan rangos hasta de 287 ppm y los de zinc son del orden de 96,100 ppm.

La presencia de esta manifestación de mineralización metálica en la Sierra de Santa Rosa, abre expectativas para la futura exploración de plata-zinc.

Los yacimientos de barita se presentan en forma de mantos concordantes con la estratificación.

Se conocen las siguientes obras mineras que explotan la barita: El Cedral, Nogalitos, El Palmito, El Potrero, Cocinas y La Muralla.

Los yacimientos de barita tienen las siguientes características:

1. Son depósitos paralelos a la estratificación.
2. Se alojan exclusivamente en la cima de la Formación Cupido.
3. Tienen espesores que van de los 2 a los 5 metros.
4. Se ha reportado (Torres, David, 2002) cizallamiento paralelo a la estratificación, lo que sugiere una evolución estructural coherente con la de la Sierra de Santa Rosa.
5. En ninguno de los mantos de barita pudo apreciarse otro mineral, a excepción de calcita de grano grueso. No se detectaron sulfuros u óxidos, cuyo origen estaría asociado a hidrotermalismo.

6. Existe una estrecha y marcada correlación de los mantos, referida a la distancia estratigráfica respecto al contacto con la Formación La Peña. Esta misma relación ha sido observada en otras zonas del Cinturón Plegado de Coahuila.
7. La deformación interna no es consistente en todos los mantos. Se aprecia una etapa de reemplazamiento de barita por calcita.
8. Los yacimientos, tanto de barita como de zinc-plata, están alojados en la zona de máxima flexión del Anticlinal de Santa Rosa, a excepción de los de La Muralla que se localizan en el eje del pliegue.
9. Al parecer, esta zona de máxima flexión también coincide con la efusión de lavas basálticas del Pleistoceno, cuyo emplazamiento ocurre a lo largo de fisuras profundas, posiblemente reactivadas a partir de un evento hidrotermal previo.

Por las características físicas de los yacimientos de barita, se concluye que pueden asociarse con los de tipo Estratificado Singenético-Diagenético (Clark et al. 1990); posteriormente existe removilización y enriquecimiento de sulfatos a partir de secuencias de yesos. El ascenso de fluidos generó un reemplazamiento de tipo hidrotermal.

RECOMENDACIONES

Explorar el extremo NW de la Subcuenca Las Esperanzas para determinar la presencia y características del carbón donde los echados no son tan pronunciados.

Para los yacimientos de minerales metálicos, se recomienda un estudio geoquímico de orientación, con objeto de localizar anomalías en superficie.

Es recomendable un mapeo en el interior de las minas de zinc-plata en El Cedral, así como muestreo sistemático para delinear la extensión del cuerpo mineralizado y al mismo tiempo establecer parámetros para barrenación.

En lo que respecta a los yacimientos de barita en la Sierra de Santa Rosa, es recomendable establecer si los mantos alojados en el eje del pliegue anticlinal, corresponden con los del flanco plegado de la porción NE.

Un mapeo detallado a lo largo del horizonte estratigráfico en la Formación Cupido que aloja a los mantos de barita, es ampliamente recomendado para conocer el potencial de este recurso.

Estudios adicionales de isótopos de azufre y de estroncio, son recomendables para establecer la génesis de los yacimientos de barita.

VII. PROBLEMAS NO RESUELTOS:

- No se define con el estudio si los yacimientos de barita son de origen hidrotermal. Las evidencias indican un depósito híbrido, es decir, una posible combinación de dos procesos en los que se involucra uno relacionado con la diagénesis en el piso marino y uno más tardío, que removiliza al anterior y que tiene que ver con los yacimientos hidrotermales de zinc-plomo-plata.
- No fue posible detectar la fuente de la mineralización metálica en el área Minera El Cedral y las relaciones que guarda con respecto a los depósitos de barita.
- No se determina cual es el potencial real de metano y la factibilidad de su explotación.

BIBLIOGRAFÍA

Aguayo C. J. E., 1978. Sedimentary Environments and Diagenesis of a Cretaceous Reef Complex, Eastern Mexico. Instituto Mexicano del Petróleo, México.

Álvarez, S. E., García, R. E. Y Flores, G. E., 2000, Estudio de Asesoría Geológica al Lote Minero El Cinco, T-199306, Mpio. Melchor Múzquiz, Edo. De Coahuila, Consejo De Recursos Minerales.

Anderson, H. T., Schmidt A. V., 1983. The Evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea Region During Mesozoic Time. *Geo. Soc. Of Am. Bull.* Vol. 94, pp. 941-966.

Aranda-G. J. J., Henry C. D., Luhr, J. F., 2000. Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.* v. LIII, pp. 59-71.

Atwater, T., 1970. Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America. *Geol. Soc. Of Am. Bull.*, v. 81 pp. 3513-3536.

Baker L. C., 1971. Geologic Reconnaissance in The Eastern Cordillera of Mexico. Special Paper 131, The Geological Society of America.

Barrett ,T. W., 1972. Geología entre los kilómetros 125 y 152 a lo largo de la carretera Dgo.-Mazatlán-México (Soc. Geol. Méx.), p. 129.

Bombolakis. E. G., 1986. Thrust-Fault Mechanics and Origin of a Frontal Ramp. *Journal of Structural Geology*, Vol. 8, Nos. 3-4, pp. 281 to 290.

Boyer Steven E., Elliot David, 1982. Thrust Systems. *AAPG Bulletin*, Vol. 66/9, pp. 1196-1230.

Brobst, D. A., 1984. The geological Framework of Barite Resources. In Report of the eighth annual commodity meeting of the Institution of Mining and Metallurgy: Transactions, Section A, v. 93, pp. A123-A130.

Foley N. K., 2002. Environmental Geochemistry of Platform Carbonate-hosted Sulfide Deposits. Progress on Geoenvironmental Models for Selected Mineral Deposit Types, USGS 02-0195, pp. 87-100.

Burrows, R. H., 1910. Geology of Northern Mexico. *Bol. Sociedad Geológica Mexicana.* t. VII.

Buss J., 1910. Private Reports as a Consulting Engineer. Archivo Técnico COREMI 50013-8, Saltillo, Coahuila.

Campa U. M. F. y Coney P. J., 1982. Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson.

Campa U. M. F. y Coney P. J., 1983. Tectonostratigraphic Terranes and Mineral Resource Distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences.* Vol. 20, pp. 1040-1051.

Campa U. M. F. y Ramírez E. J., 1979. La Evolución Geológica y Metalogénesis del Noroccidente de Guerrero. Universidad Autónoma de Guerrero. Serie Técnico Científica.

Campa U. M. F., Campos M., Flores T. R. y Oviedo R., 1974. La Secuencia Mesozoica Volcánico-Sedimentaria Metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Méx.-Teloloapan, Gro. *Bol. Soc. Geol. Mexicana* XXXV, pp. 7-28.

Campa U. M. F., Flores T. R. Guerrero P., Limón M., Ramírez B., Ramírez E. J. y Vázquez M., 1977. La Evolución Tectónica y la Mineralización en Valle de Bravo, México., e Iguala, Guerrero, México. AIMMGM. Memoria Técnica XII p. 143-169.

Campa U. M. F., Ramírez E. J., Flores R. y Coney P. J., 1981. Terrenos Tectonostratigráficos de la Sierra Madre del Sur, Región Compreendida entre los Estados de Guerrero, Michoacán, México, y Morelos. Universidad Autónoma de Guerrero. Serie Técnico Científica.

Campa U. Ma. Fernanda, Ramírez E. Joel, Coney Peter J., 1983. Conjuntos Estratotectónicos de la Sierra Madre del Sur, región comprendida entre los estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.* pp. 45-67.

Centeno G. E., 1994. Tectonic Evolution of the Guerrero Terrane, Western México. Doctor of Philosophy Degree, Department of Geosciences, The University of Arizona (Inédito).

Centeno G. E., Ruíz J., Coney P. J., Patchett P. J., Ortega-Gutiérrez F., 1993. Guerrero Terrane of

México: Its role in the Southern Cordillera from new Geochemical data. *Geology*, v. 21, pp. 419-422.

Centeno G. E., Silva R. G., 1997. Petrogénesis and Tectonic Evolution of Central Mexico During Triassic-Jurassic Time. UNAM, Inst. Geol., *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol.14-2, pp. 244-260.

Clark, K. F., Carrasco, M. L., Damion, P., Sandoval, H., 1977. Posición estratigráfica y distribución en tiempo y espacio de la mineralización en la provincia de la Sierra Madre Occidental en Dgo, Méx., p. 244.

Clark S. H. B., Gallagher M. J., Poole F. G., 1990. World Barite Resources a Review of Recent Production Patterns and a Genetic Classification Meeting: Council of Mining and Metallurgical Institutions, fourteenth congress; Minerals, materials and industry, Edinburgh, Scotland, United Kingdom, July 2-6. pp. 175-184.

Clark, S. H. B. (U. S. Geol. Surv., Reston, VA, United States), Geologic settings of barite deposits as indicators of the potential for other types of mineral deposits Good, Elizabeth E. (editor) (U. S. Geol. Surv., United States), Slack, John F. (editor), Kotra, Rama K. (editor), USGS research on mineral resources, 1991; program and abstracts, C 1062, pp. 8-9, illus., 1 refs, 1991. Meeting: Seventh annual V. E. McKelvey forum on Mineral and energy resources ; USGS research on mineral resources, 1991, Reno, NV, United States, Feb. 11-14, 1991. 1991-003935.

Clark S. H. B., Gallagher M. J., Poole F. G. 1990. World Barite Resources; a Review of Recent Production Patterns and a Genetic Classification. Meeting: Council of Mining and Metallurgical Institutions, fourteenth congress; Minerals, materials and industry, Edinburgh, Scotland, United Kingdom.

Clark S., Orris G. J., 1991. Sedimentary Exhalative Barite. Some Industrial Mineral Deposit Models: Descriptive Deposit Models. USGS, Open File Report 91-11A, pp. 24-25.

Clift, P. D., 1995. Active margins and Marginal Basins of the Western Pacific Geophysical Monograph. American Geophysical Union.

Coney P. J., 1978. Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics: *Geol. Soc. America, Mem.* 152, pp. 33-50.

Coney P. J., 1981. Accretionary Tectonics in Western North America. *Arizona Geological Society Digest*. Vol. XIV, pp. 23-38.

Consejo de Recursos Minerales, 1993. Monografía Geológico Minera del Estado de Coahuila; Consejo de Recursos Minerales, México.

Cotter, Edward; Wilson, John C.; McBride, Earle F, 1982. Upper Cretaceous coals of Sabinas Basin, northeastern Mexico; products of back-barrier deposition and changing rates of progradation. International Congress on Sedimentology. Association of Sedimentologists, International.

Cuevas L. J. A., 1988. Análisis de subsidencia e historia térmica en la Cuenca de Sabinas, noreste de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 36, no. 2.

Chairez B. J., Fuentes P. T., 1981. Informe del Convenio de Exploración con Barrenación de Diamante en los Lotes El Cedral y María Elena, Municipio de Múzquiz, Coah., Pertenecientes a la Negociación Minera Eulalio Gutiérrez, S. A. Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Evaluación y Contratos, aprobado por Ing. Héctor Rodríguez M. Archivo Técnico COREMI, 050148.

Charleston, S., 1981. A summary of the structural and tectonics of the State of Coahuila, México, in Lower Cretaceous stratigraphy and structure, Northern Mexico: West Texas Geological Society Field Trip Guidebook, Publication No. 81-74. p. 28-36

Damon P. E., Shafiqullah M., Clark K. F., 1983. Geochronology of the Porphyry Copper Deposits and Related Mineralization of Mexico. *Can. Journal of Earth Sciences*, 20, pp. 1052-1071.

Damon, P. E., Shafiqullah M., Clark K. F., 1981. Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in southern Cordillera, in Dickinson, W. R., and Payne, W. D., end., Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera: *Arizona Geological Society Digest*, v.14, pp. 137-154.

De Cserna Z., 1976. Geology of the Fresnillo area, Zacatecas, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*. v. 87. pp. 1191-1199.

Demant A., Robin, C., 1975. Las fases del vulcanismo en México: una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico (boletín UNAM), p.72.

DETENAL, 1981. Atlas de la República Mexicana, pp. 152-169.

- Dickinson W. R., 1981. Plate Tectonic Evolution of the Southern Cordillera. In *Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera, Arizona Geological Society Digest*, Vol. XIV, pp. 113-135.
- Dickinson W. R., Beard L. S., Brakenridge G. R., Erjavec J. L., Ferguson R. C., Inman K. F., Knepp R. A., Lindberg F. A., Ryberg P. T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*. v. 94, pp. 222-235.
- Dickinson, W. R., 1992, Cordilleran sedimentary assemblages, in Burchfield, B. C.; Lipman, P. W.; and Zoback, M. L., eds., *The Cordilleran orogen-conterminous United States*: Cambridge, Massachusetts Institute of Technology, Department of earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. G-3, pp. 539-551.
- Donald M. B. *et al* (1987). Types of mineralization related to fluorine-rich silicic lava flows and domes.
- Dumble E. T., 1892. Notes on the Geology of the Middle Rio Grande. *Geological Society of America Bull.*, Vol. 3, pp. 219-230, 438-484.
- Durán M. H. A., Sánchez S. E., Arias G. M. A., Parga P. J. J., 1993. Monografía Geológico-Minera del Estado de Coahuila. Publicación M-9e del Consejo de Recursos Minerales. Coordinada por José Cárdenas Vargas.
- Eguiluz S., 2001. Geologic Evolution and Gas Resources of the Sabinas Basin in Northeastern Mexico, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds. *The Western Gulf of Mexico Basin*. AAPG Memoir 75., pp. 241-270.
- Flawn P. J., Maxwell R. A., 1958. Metamorphic Rocks in the Sierra del Carmen, Coahuila. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 42, pp. 2245-2249.
- Flores G. E., Chairez B. J., Parra S. R., 1980. Resultado Obtenido por Reservas de Carbón en la Subcuenca de Sabinas. Consejo de Recursos Minerales. Programa Nacional de Explotación por Reservas de Carbón. Archivo Técnico COREMI 050331.
- Flores G., E., 1988. Geología y reservas de los yacimientos de carbón en la República Mexicana. *Geología económica de México*. Fondo de Cultura Económica, S. A. de C. V., México.
- Freydier C., Talavera M. O., Tardy M., Lapierre H., 1993. Birth, Growth and Accretion of Mesozoic Intra-Oceanic Island Arc (Guerrero Terrane) in the Mexican Cordillera. *Proceed. First Circum Pacific and Circum Atlantic Terr. Conf.* pp. 50-51.
- Garfias V. R., 1915. The oil region of northeastern Mexico. *Econ. Geol.* Vol. 10 p. 195.
- Garrison., J. M.; McMillan N. J. (1999): Jurassic continental rift magmatism in Northeast Mexico; allogenic metaigneous blocks in the El Papalote evaporite diapir, La Popa Basin, Nuevo Leon, Mexico. *Special Paper-Geological Society of America* 340 319-332.
- Goldhammer R. K., 1999. Mesozoic Sequence Stratigraphy and Paleogeographic Evolution of Northeast Mexico. *Geological Society of America, Special Paper* 340, pp. 1-58.
- Grajales-Nishimura J. M., Centeno G. E., Keppie J. D., Dostal J., 1999. Geochemistry of Paleozoic Basalts from the Juchatengo complex of southern México: tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*. v. 12 pp. 537-544.
- GymSA E. P. R. S.A., 1979. Exploración Geológico-Petrolera, Prospecto Majoma, Estados de Chihuahua-Coahuila. (Inédito).
- GymSA E. P. R. S.A., 1979. Exploración Geoquímica-Geológica, de 4 Estructuras en La Cuenca de Sabinas, Estados de Nuevo León-Coahuila. (Inédito).
- GymSA E. P. R. S.A., 1984. Exploración Geológico-Petrolera de Detalle Estructural-Estratigráfico, Prospecto El Número, Estados de Coahuila-Zacatecas. (Inédito).
- GymSA E. P. R. S.A., 1989. Exploración Geológico-Petrolera de Detalle Estructural-Estratigráfico, Prospecto Rayones, Estados de Nuevo León-Coahuila. (Inédito).
- GymSA E. P. R. S.A., 1982. Exploración Geológico-Petrolera de Detalle Estructural, Prospecto Esmeralda, Estados de Coahuila-Chihuahua (Inédito).
- GymSA E. P. R. S.A., 1986. Exploración Geológico-Petrolera de Detalle Estructural, Prospecto Huariche, Estados de Coahuila-Zacatecas (Inédito).

- Gyma E. P. R. S.A.1988. Exploración Geológico-Petrolera de Detalle Estructural, Prospecto Carneros, Estado de Coahuila. (Inédito).
- Hackett W. H., 1916. Private Report for Mr. E. L. Poch in Reference to the Work done at the Upper Santa Gertrudis and Lower Santa Gertrudis Mines. Archivo Técnico COREMI 50013-8, Saltillo, Coahuila.
- Hall, W. E. (U. S. Geological Survey, United States), Kiilsgaard, Thor H., Stratiform barite deposits Fisher, Frederick S. (editor) (U. S. Geological Survey, United States), Johnson, Kathleen M. (editor), Geology and mineral resource assessment of the Challis 1 degrees X2 degrees Quadrangle, Idaho, P 1525, p. 166, 1995. 1995-068861.
- Hill R. T., 1887. The Topography and Geology of the Cross Timbers and Surrounding Regions in Northern Texas. American Journal of Science, ser. 3, Vol. 33, pp. 291-303.
- Humphrey W. E., 1956. Tectonic Framework of Northeast Mexico. Gulf Coast Association of Geological Societies, Trans., Vol. 6 pp. 25-30.
- Imlay R. W., 1936. Geology of the western part of The Sierra de Parras, Bull. Geol. Soc. America, Vol. 47, pp. 1091-1152.
- Imlay R. W., 1944. Cretaceous Formations of Central America and Mexico; Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol. Vol. 28, pp. 1077-1195.
- Kellum L. B., 1930. Similarity of surface geology in front angle of Sierra Madre Oriental to surface in Mexican south fields. Bull. Amer. Assoc. Pet. Geol. Vol. 14 p. 73.
- Kennet, F. C., Carrasco, C. M. Damon, P. E. y Sandoval, S. H., 1977. Posición estratigráfica y distribución en tiempo y espacio de mineralización en la provincia de la Sierra Madre Occidental, en Durango, México. Mem. Tec. XII, A.I.M.M.G.M.
- Kesler S. E., Jones L. M., Ruiz J., 1988. Strontium and Sulfur Isotope Geochemistry of the Galeana Barite District, Nuevo Leon, Mexico. Economic Geology, Vol. 83, pp. 197-1917.
- Laudon C. R., 1984, Evaporite Diapirs in the La Popa Basin, Nuevo Leon, Mexico., Bulletin Geological Society of America, v. 95, pp. 1219-1225.
- Longoria J. F., 1984. Stratigraphic Studies in the Jurassic of Northeastern Mexico: Evidence for the Origin of the Sabinas Basin. GCSSEPM Foundation, Third National Research Conference. Proceedings, pp. 171-193.
- Madrid, R. J. (non-survey author) (Conquistador Gold, Palo Alto, CA, United States), Forrest, G., Oliva-Becerril, J. F. (non-survey author), Origin of barite in the Barita de Sonora Mine area, central Sonora, Mexico Zoback, Mary Lou (non-survey chairperson), Rowland, Stephen M. (chairperson), Geological Society of America, Cordilleran Section, 86th annual meeting, 22 (3), p. 38, 1990. Meeting: Geological Society of America, Cordilleran Section, 86th annual meeting, Tucson, AZ, United States, Mar. 14-16, 1990. 1990-062764.
- Marshak S., Woodward N., 1988. Introduction to Cross-Section Balancing. Basic Methods of Structural Geology. Prentice Hall, Chapter 14, pp. 303-331.
- Martín del Campo E. J. J., 1976. Estudio Geológico de los Mantos de Carbón en la Porción S. E. de la Cuenca Carbonífera de Sabinas, Coahuila. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Escuela de Ingeniería. Trabajo Recepcional.
- Mattauer, M., 1976. Las deformaciones de los Materiales de la Corteza Terrestre, Ed. Omega, Barcelona, España.
- McKee, J. W. and Jones, N. W., 1979. A large Mesozoic fault in Coahuila, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, vol. 11, p. 476.
- Miranda G. M. A., Ruiz J., Titley S. R., Coney P. J., 1993. Tectonic Evolution of the Guerrero Terrane, Mexico from Pb-Isotope data and Base Metal Composition of Ore Deposits. Proceedings of the First Circum Pacific and Circum Atlantic Terrane Conference pp. 86-89.
- Monod O., Faure M., Thieblemont D., 1994. Guerrero Terrane of Mexico: its role in the southern Cordillera from new geochemical data. Geology. pp. 477-478.
- Mulleried, F. K., 1941. Actividad Volcánica Bastante Reciente del Oriente del Estado de Coahuila, México. Revista Geográfica del IPGH. Vol. 1, Núm. 2-3; pp. 11-24.
- Norris W. J., W. McKee J., Márquez D. B., Tovar J., E. Long Leon, and S. Laudon T., 1984. The Mesozoic La Mula Island. Coahuila, Mexico, Bulletin Geological Society of America, v. 95, pp. 1226-1241.

- Obregón de la Parra J., 1959. Foraminíferos de la formación La Peña. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros 11, no. 3-4 pp.135-153.
- Ortega G. F., Centeno G. E., Morán Z. D. J., Gómez C. A., 1993. First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. pp.5-22.
- Ortega G. F., Ruíz J., Centeno G. E., 1995. Oaxaquia a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, v. 23, no. 12, pp. 1127-1130.
- Ortiz H. L. E., Lapierre H., Yta M., 1992. Late Jurassic-early cretaceous tholeitic and calc-Alkaline arc series in Mexico; implications for the magmatic evolution of the Mexican Cordillera. Convención, evolución geológica, México. pp. 147-149.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey México: Ph. D. Dissertation, University of Texas at Austin, 217 p.
- Park, F. C. and Diarmid, A. R., 1975. Ore deposits tirad edition. W. H. Freeman and Company.
- Payán, M. R., 1981, Programa Nacional de Exploración por Reservas de Carbón, Sub-cuenca de Esperanzas, Consejo de Recursos Minerales, 050 334, RC-27.
- Paytan A., Mearon S., Cobb K., Kastner M., 2002. Origin of Marine Barite Deposits: S and Sr isotope Characterization. *Geological Society of America, Geology*, V. 30, No. 8. pp. 747-750.
- Pérez P. A., 1946. Estudio Geológico-Económico de los Mantos de Barita Ubicados en la Sierra de Santa Rosa, Múzquiz, Coah. Programa de Cooperación entre el Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales de México y el United States Geological Survey. Archivo Técnico COREMI (50028).
- Pessagno E. A. Jr, 1969. Upper Cretaceous Stratigraphy of the Western Gulf Coast Area of Mexico, Texas, and Arkansas. *Memoir III Geological Society of America*.
- Pindell, J. L., 1985, Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto-Caribbean: *Tectonics*, v. 4, p.-1-39.
- Raisz E., 1964. Landforms of Mexico. Prepared for the Geography Branch of the Office of Naval Research, Cambridge Mass., Second Corrected Edition.
- Robeck R. C., Pesquera V. R., Ulloa S., 1956. Geología y Depósitos de Carbón de la Región de Sabinas, Estado de Coahuila. Informe del Instituto Nacional para la Investigación de los Recursos Minerales en colaboración con el U. S. Geological Survey. XX Congreso Geológico Internacional, México.
- Rowland S. M., Duebendorfer E. M., 1994. Structural Analysis and Synthesis. A Laboratory Course in Structural Geology. Second Edition, Blackwell Science Editorial.
- Rueda G. J., 1998. El origen del Golfo de México y de sus subcuencas petroleras mexicanas, con base en la palinología de lechos rojos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México.
- Sabanero S. H., Salinas P. J. C., González A. A., Oejo P. T., 1999. Caracterización Tectónica e Implicaciones Metalogenéticas de la Faja de Plata. AIMMG, XXIII Conv. Nal. (CD).
- Salvador, A., 1987, Late triassic-jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin. *AAPG Bull.* V. 71, no. 4, pp. 419-451.
- Sánchez S. E., Chairez B. J., González A. A., Luna C. H., Larre C. L., 1994. Inventario Minero y Exploración del Carbón en el Estado de Coahuila. Consejo de Recursos Minerales. Editor: Alfonso Martínez Vera.
- Sánchez-Zavala J. L., Centeno G. E., Ortega-Gutiérrez F., 1999. Review of Paleozoic Stratigraphy of Mexico and its role in the Gondwana-laurentia connections. *Geological Society of America. Special paper* 336. pp. 211-226.
- Santamaría O. 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. Tomo I, CAO-3508, Instituto Mexicano del Petróleo (Inédito).
- Sedlock R. L., Ortega G. F., Speed R. C., 1993. Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of México. *Geological Society of America, Special Paper* 278, p. 153.

- Sellards E. H., Adkins W. S., Plummer F. B., 1932. The Geology of Texas. Texas Univ. Bull., No. 3232, pp. 1-1007.
- Shumard B. F., 1860. Observations on the Cretaceous Strata of Texas: St. Louis Acad. Sci. Trans., v. 1, pp. 582-590.
- Smith, I. C., 1981, Review of the geologic setting, stratigraphy, and facies distribution of the Lower Cretaceous in Northern Mexico, *in* C. I. Smith, ed., Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society Publications 81-74, p. 1-27.
- Stephenson L. W., 1921. Geologic work for the Mexican Gulf Oil Co. Private report (in Muir. J., 1936. p. 23).
- Stephenson L. W., 1927. Notes on the Stratigraphy of the Upper Cretaceous formations of Texas and Arkansas: Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull., Vol. 11, p. 17.
- Storti F., Salvini F. 1996. Progressive Rollover Fault-Propagation Folding: A Possible Kinematic Mechanism to Generate Regional-Scale Recumbent Folds in Shallow Foreland Belts. AAPG Bulletin, Vol. 80, NO. 2.
- Suppe J., 1983 Geometry and kinematics of fault-bend folding: American Journal of Science. Vol. 283 pp. 684-721
- Suppe J., Medwedeff A. D., 1990. Geometry and Kinematics of Fault-Propagation Folding. Eclogae Geol. Helv. 83/3: pp. 409-454.
- Tardy M., 1980. Contribution á l'Etude Géologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique. Tesis Doctoral Universidad de París VI.
- Tardy M., Lapierre H., Boudier J. L., Yta M., Coulon C., 1992. The late Jurassic-early cretaceous arc of western México (Guerrero Terrane); origin and geodynamic evolution. Convención Evolución Geológica México. pp. 213-215.
- Tardy M., Maury, R., 1973. Sobre la Presencia de Elementos de Origen Volcánico en las Areniscas de los Flysch de Edad Cretácica Superior de los Estados de Coahuila y de Zacatecas, México. Boletín de la Soc. Geol. Mex. Bol. 34, 1 y 2. pp. 5-12.
- Torres-Hernández, M. D., 2002. Comportamiento Geológico y Mineralógico de los Mantos de Barita de El Potrero y El Palmito en el Distrito Minero de Múzquiz, Coahuila, México. Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. Tesis de Licenciatura.
- Urrutia Fucugauchi J., 1986. Late Mesozoic evolution of the Northwestern México magmatic arc zone. Geof. Int. v. 25-1 pp. 61-84.
- Valdez Moreno Gabriel, 2001. Geoquímica y Petrología de las Rocas Ígneas de los Campos Volcánicos Las Esperanzas y Ocampo, Coahuila, México. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Verdugo D. F., Ariciaga M. C., 1985. Informe Geológico de la Cuenca Carbonífera Fuentes-Río Escondido, Coahuila. Geología Económica de México, pp. 143-170. Depto. de Estudios Carboníferos, CFE.
- Wardlaw B., Furnish W. N., Nestell, M. K., 1979. Geology and Paleontology of the Permian Beds Near Las Delicias, Coahuila, Mexico. Geological Society of America Bull., vol. 90, pp. 11-116.
- Weber R., 1972. La Vegetación Maestrichtiana de la Formación Olmos de Coahuila, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. 33, Núm. 1, pp. 5-20.
- Wilson J. L., , D. B. Selvius, 1984. Early Cretaceous in the Monterrey-Salttillo area of northern Mexico. A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems; Monterrey-Salttillo area, Northeast Mexico. pp. 28-42, Soc. Econ. Paleontol. and Mineral. Found., Gulf Coast Sect., San Antonio.
- Wilson, J. L., and W. C. Ward, 1993, Early Cretaceous carbonate platforms of northeastern and east-central Mexico, *in* J. A. T. Simo, R. W. Scott, J-P. Massr, eds., Cretaceous Carbonate pltfoms: AAPG Memoir 56, p. 35-50.
- Ye, H., 1997, The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE México: Tectonic infilling of a recess along the southwestern Nprth America continental margin, *in* K. Soegaard, K. Giles, F. Vega, and T. Lawton, eds., Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-early Terciary Parras-La Popa foreland Basin near Monterrey, Mexico: AAPG Field Trip Guidebook, Field Trip no. 10, AAPG Annual Meeting, Dallas, Texas, p. 82-115.

Yta M., 1992. Etude geodynamique et metallogénique d'un secteur de la "Faja de plata", Mexique. La zona de Zacatecas-Francisco I. Madero-Saucito: Université d'Orléans, Ph. D. Dissertation, p. 266. (unpublished).