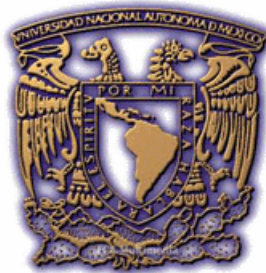


**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO**



**CENTRO DE GEOCIENCIAS, CAMPOS JURQUILLA**



**“DEPÓSITOS DE CELESTINA EN LA ZONA DE LOS ALAMITOS,  
ESTADO DE COAHUILA: UN EJEMPLO DE MINERALIZACIÓN  
DEL TIPO MVT”**

**TESIS**

**QUE COMO REQUISITO PARCIAL  
PARA OBTENER EL TÍTULO DE:**

**MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**PRESENTA:**

**JANET VILLARREAL FUENTES**

**TUTOR:**

**Dr. EDUARDO GONZÁLEZ PARTIDA**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## Dedicatoria

A mis padres, que gracias a ellos he llegado a donde estoy, y por la confianza que han depositado en mi, gracias Petrita y Roberto. A mis hermanos Roberto y Benjamín.

## Agradecimientos

A mi asesor Dr. Eduardo González Partida por la paciencia que me tuvo a través de estos años y por el proyecto a partir del cual se elaboró esta tesis. A Todos mis compañeros del CGEO especialmente a Rafa, Oscar, Janett, Blanca, Lupita, Maru, Lupillo, gracias por su amistad. A la gente de administración en especial a Marta Pereda y Juanito. A CONACYT por la beca otorgada. Y un agradecimiento especial a Gilles Levresse.

## ÍDICE

RESÚMEN	
CAPÍTULO I GENERALIDADES	1
I.1.- INTRODUCCIÓN.....	1
I.3.- CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA CELESTINA.....	3
I.4.- PRODUCCIÓN Y USO.....	4
CAPITULO II GENERALIDADES DE LOS DEPÓSITOS MISSISSIPPI VALLEY-TYPE (MVT)	8
II.1.- INTRODUCCIÓN.....	8
II.2.- CARACTERÍSTICAS DE LOS YACIMIENTOS TIPO MISSISSIPPI VALLEY.....	10
II.3.- DISTRIBUCIÓN Y LOCALIZACIÓN.....	11
II.4.- TEXTURAS.....	11
II.5.- EDADES.....	14
II.6.- DATOS DE ISOTOPÍA.....	14
II.7.- DATOS DE INCLUSIONES FLUIDAS.....	14
II.8.- MECANISMOS DE PRECIPITACIÓN.....	15
CAPITULO III ASPECTOS TEÓRICOS: GEOQUÍMICA DE LAS EVAPORITAS, BARITA Y CELESTINA, METODOLOGÍA DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS	16
III.1.- GEOQUÍMICA DE LAS EVAPORITAS.....	16
III.1.a.- Las evaporitas y su precipitación inorgánica.....	16
III.1.b.- La barita y celestina: Ba, Sr, y S en las rocas de la corteza y aguas naturales.....	17
III.1.c.- Distribución en la composición de la serie barita-celestina...	20
III.1.d.- Hipótesis de precipitación para amplios cuerpos de celestina.....	22
III.2.- LAS INCLUSIONES FLUIDAS.....	23
III.2.a.- Base teórica.....	23
III.2.b.- Conceptos importantes.....	24
III.2.c.- Clasificación de las inclusiones.....	25
III.2.d.- Fundamento de estudio.....	27
III.2.e.-Cambios posatrapamiento que pueden producir diversos cambios en las fases capturadas y en la naturaleza física de la inclusión.....	28
III.2.f.- Equipo.....	34
CAPITULO IV GEOLOGÍA REGIONAL Y LOCAL	35
V.1.- Antecedentes generales en el NE de México para la celestina.....	35
IV.2.- Localización.....	36
IV.3.- Relaciones geológicas regionales.....	38
IV.4.- Fallas principales en el NE de México.....	40
IV.5.- Estratigrafía regional.....	41
IV.5.a.- El Jurásico.....	42
<u>Formación Minas Viejas (Oxfordiano)</u> .....	42

<u>Formación La Casita (La Caja) (Kimmeridgiano-Tithoniano- Portlandiano)</u>	42
IV.5.b.- El Cretácico.....	43
<u>Arcosa San Marcos (Neocomiano-Berriasiano tardío-Valanginiano tardío)</u>	43
<u>Formación Menchaca ( Berriasiano-Valanginiano)</u>	44
<u>Formación Barril Viejo (Hauteriviano temprano- Valanginiano tardío)</u>	44
<u>Formación Padilla (Hauteriviano)</u>	44
<u>Formación La Mula (Barremiano)</u>	45
<u>Formación La Virgen (Neocomiano Superior)</u>	45
<u>Formación Cupido (Barremiano Superior)</u>	45
<u>Formación La Peña (Aptiano Superior)</u>	46
<u>Formación Acatita (Albiano inferior-Medio)</u>	47
<u>Formación Aurora ( Albiano-Cenomaniano)</u>	47
<u>Formación Cuesta del Cura (Albiano medio y Cenomaniano temprano)</u>	47
<u>Formación Del Río (Cenomaniano temprano)</u>	48
<u>Formación Buda (Cenomaniano temprano)</u>	48
<u>Formación Indidura (Cenomaniano Tardío-Turoniano)</u>	48
<u>Agua Nueva = Eagle Ford (Cenomaniano Tardío-Turoniano)</u>	49
IV.6.- Evolución paleogeográfica del NE de México. ....	49
IV.7.- Geología Local (ver Figura 42) .....	57
IV.6.b.- Descripción de la mineralización.....	63
CAPITULO V PRESENTACIÓN DE RESULTADOS.....	69
V.1.- DATOS DE INCLUSIONES FLUIDAS.....	69
CAPITULO VI DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN.....	74
BIBLIOGRAFÍA.....	80

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Cristales de celestina.....	3
Figura 2. Cristales de celestina de la Sierra de Alamos. Caras d(101), m(210), c(001) y o 011).....	4
Figura 3. Producción anual de México en fluorita, barita, celestina y Zinc/Plomo desde.....	6
Figura 4. Dolomita "silla de montar" de la mina Pine Point, Canadá.....	12
Figura 5. Dolomita con textura "zebra" en Dublín.....	13
Figura 6. Textura "chicken-wire" en yesos de la mina El Lucero.....	13
Figura 7. Relación Sr y Cl en aguas de cuenca y en marinas evaporadas.....	18
Figura 8. Variación de los sólidos totales disueltos de Ba contra Cl en salmueras de cuenca en el mundo (Hanor 1994).....	18
Figura 9. Variación del Bario contra el sulfato disuelto en salmueras de cuencas (Modificada de Hanor 1994).....	19
Figura 10. Variación en las relaciones de Sr/Ba contra salinidad en las salmueras de cuenca (modificado de Hanor 2000).....	20
Figura 12. Distribución de la frecuencia de las composiciones observadas en la serie de solución sólida barita-celestina normalizada (Modificada de Hanor, 1968).....	21
Figura 13. Composición de los últimos incrementos formados de (Ba,Sr)SO <sub>4</sub> en función de la fracción molar de Ba más Sr precipitado desde una solución acuosa en una	22

serie inicial con un contenido inicial de Sr/Ba. Los cálculos según Doerner-Hoskins (modificada de Hanor, 1968).....	
Figura 14. Cicatrización de una fractura en un cristal de cuarzo que da lugar a la formación de inclusiones secundarias. Si este proceso ocurre al tiempo que desciende la temperatura, las inclusiones individuales pueden tener relaciones gas/líquido variables (Roedder, 1962a).....	26
Figura 15. Inclusiones pseudosecundarias (Ermakov, 1950): a) Confinadas a superficies de corrosión planas. b) Asociadas con superficies de corrosión debidas a la exfoliación.....	27
Figura 16. Inclusiones primarias y secundarias: A) En cristales idiomorfos: p = primaria; s = secundaria; ps = pseudosecundaria (Goldstein 2003). B) En rocas masivas: 1) Inclusiones aisladas en granos. 2) Inclusiones a lo largo del borde del grano. 3) Líneas de inclusiones a lo largo de fracturas cicatrizadas (Touret, 1977).....	27
Figura 17. Comportamiento termodinámico de una inclusión fluida: a) Isocora en el plano Presión –Temperatura; b).- Esquema que muestra los cambios de fase en una inclusión fluida al ser movida a superficie.....	29
Figura 18. Inclusión con estrangulamiento (necking down).....	30
Figura 19.- Efecto del Necking-down: a).- En una inclusión que sufre cambio de forma cuando se encuentra en una sola fase; b).- En una inclusión que sufre necking-down cuando esta ha cambiado de fase.....	31
Figura 20. Efecto del stretching en una inclusión fluida.....	32
Figura 21. Efecto de rompimiento y relleno de una inclusión fluida (leaking).....	33
Figura 22. Diagramas Th-Salinidad (Tf): a) Representa la población original de inclusiones fluidas; b) Población de inclusiones fluidas que han sufrido stretching; c) Población de inclusiones que han experimentado fracturamiento-relleno y d) Población de inclusiones que han experimentado fracturamiento-relleno y stretching (tomado de Goldstein y Reynolds 1994).....	34
Figura 23. Equipo microtermométrico con platina calentadora-refrigeradora Chaixmeca, y equipo LINCAN (Centro de Geociencias, UNAM).....	34
Figura 24. Localización del área de estudio.....	37
Figura 25. Mapa paleotectónico en el noreste de México del Jurásico Tardío, y la relación estratigráfica involucrando los elementos principales ((Goldhammer, 1991 y Eguiluz 2001).....	39
Figura 26. Relaciones estratigráficas generalizada del NE de México (modificada de López Padilla 1986).....	42
Figura 27. Paleogeografía del Tríasico-Jurásico Medio (Goldhammer, 1999).....	50
Figura 28. Paleogeografía del Caloviano a Oxfordiano temprano (Goldhammer, 1999).....	51
Figura 29. Paleogeografía del Barremiano al Aptiano temprano (Goldhammer, 1999).....	54
Figura 30. Paleogeografía del Albiano (Goldhammer, 1999).....	55
Fig. 31. Vista panorámica de la Sierra de los Alamitos.....	57
Figura 32. Geología de los alrededores de la Sierra de los Alamitos (COREMI, 1933).....	58
Figura 33. Columna estratigráfica observada en la Sierra de Acatita (tomada y modificada Lehman 1999).....	58
Fig. 34. Columna esquemática sin escala de la Formación Acatita.....	60
Figura 35. Geología de la Sierra de los Alamitos (modificado de COREMI, 1993).....	61
Figura 36. Sección realizada para los mantos de El Venado, El Diablo y El Volcán.....	61
Figura 37. Se observa el carácter estratoligado del manto El Volcán A), El Diablo B) y	

horizontes de disolución para la Formación Acatita en C) y D).....	62
Figura 38. Muestra las dos texturas principales que constituyen a los mantos de celestina en la mayoría de las minas: la parte inferior corresponde a ritmitas y la superior a cristales bien desarrollados, la foto pertenece a la mina de El Venado.....	63
Figura 39 a. Cristales de celestina en las minas de El Diablo (AEB), Mina de El Venado (C) y El Volcán (D).	65
Figura 39 b. Zona de ritmitas en las minas de El Diablo (A), El Volcán (B) y La Tinaja (C).	65
Figura 39 c. Evidencia de relictos de caliza en la mina de El Venado.....	66
Figura 39.d.- Textura de relleno de espacios vacíos, de el manto Ana Gabriela(A,B) y en la zona de la Tinaja (C).....	66
Figura 39e.- Textura de relleno de espacios vacíos en el manto Ana Gabriela.....	67
Figura 39f.- Vista de la textura de enrejado de cristales de celestina en los mantos.....	67
Figura 40. Fotomicrografías en muestras de celestina mostrando el fenómeno de estrangulamiento en manto El Volcán A) y en el Diablo B) (Tomadas con ocular 10x, objetivos 10X, 20x, 40x).....	69
Figura 41. Fotomicrografías en muestras de cristales de celestina donde se puede apreciar la abundancia de inclusiones fluidas monofásicas en el manto El Volcán A), El Diablo B) y C) y el Venado C); (Tomadas con ocular 10x, objetivos 10X, 20x).....	70
Figura 42. Fotomicrografías en muestras de celestina en donde las inclusiones fluidas en círculos rojos son consideradas primarias en El Venado A), El Diablo C), y el Volcán B) y D). Tomadas con ocular 10x, objetivos 10X, 20x).....	70
Figura 43. Histograma mostrando la ocurrencia de la temperatura de homogeneización en los diferentes mantos y gráfica de Th vs Tf. ....	71
Figura 44. Histograma mostrando la ocurrencia de la temperatura de homogeneización en los diferentes mantos y gráfica de Th vs Tf. ....	72
Figura 45. Histograma mostrando la ocurrencia de la temperatura de homogeneización en los diferentes mantos y gráfica de Th vs Tf. ....	73
Figura 46. Rango para los depósitos MVT, y para depósitos de celestina y barita en el Bloque de Coahuila.....	76
Figura 47. Gráfica para el sulfato de mar a través del tiempo, y su comparación con datos obtenidos para celestina, yeso y barita en depósitos de México.....	77

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1 Usos del estroncio. Fuente: (Informe de Minería Mexicana 2002, Secretaría de Economía).....	5
Tabla 2 Producción mundial de celestina por país 1/2/ (Toneladas).....	7
Tabla 3 Producción de celestina por estado (Toneladas).....	7
Tabla 4 Mayores distritos de MVT, con sus elementos mayores y traza para cada uno de ellos.....	9
Tabla 5 Principales depósitos definidos como MVT.....	9
Tabla 6 Características generales de los yacimiento tipo MVT.....	10
Tabla 7 Texturas y rasgos en los principales depósitos señalados como MVT.....	11
Tabla 8 Principales minerales evaporíticos marinos y no marinos.....	16
Tabla 9. Composiciones $\delta^{34}\text{S}$ para algunas mantos de celestina en Coahuila (tomados de Kesler 1981) y algunos datos previos para la zona.....	77

## RESUMEN.

La presente tesis esta relacionada con los yacimientos estratoligados de celestina de las minas de El Volcán, Venado y Diablo de la sierra de Alamos Edo. de Coahuila, en el noreste de México, se decide estudiarlas debido a que México es un de los principales productores de Sr en el mundo, y el cual, en su mayoría proviene de esta provincia metalogenética.

Los cuerpos están estrechamente relacionados con las unidades evaporíticas de la formación Acatita y se concentran sobre la paleoestructura del bloque de Coahuila por lo que se encuentran localizados sobre un alto estructural; normalmente encajonados en series estratigráficas carbonatadas de plataforma, algunas dolomitizadas de espesores variables, aunque en la zona de estudio esta dolomitización no se identificó, presentan texturas de carácter epigenético, no ligados directamente a rocas ígneas. En teoría la distribución de los yacimientos estratoligados suele estar controlada por elementos estratigráficos como límites litológicos, cambios de facies, presencia de karst; límites estructurales (fracturas, fallas, brechas tectónicas) y sobre un horizonte determinado. Estas características son las que presentan los cuerpos de El Volcán, Venado y Diablo.

Los estudios microtermométricos en las inclusiones fluidas fueron de dos tipos: a líquido 100% y a Líquido + vapor con un 90-95% de la fase líquida y de 10-5 % de vapor. El estudio en los mantos presenta temperaturas que van de 45°C a 120°C y con una salinidad baja a mediana entre los 1 y 18 eq. % wt NaCl. Estos valores obtenidos son muy similares a los que se han publicado para otros yacimientos estratoligados del mundo.

En cuanto a isótopos estables se refiere en el área de trabajo los valores van de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4} = 17.2$  a  $17.8 \text{ ‰}$ , para la mina la Tinaja y de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4} = 18.0$  a  $18.2 \text{ ‰}$ , en la mina el Venado y de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4} = 17.2$  a  $17.8 \text{ ‰}$ , para la mina el Volcán. Los análisis isotópicos en el yeso (en la región de La Paila y Torreón) en unidades del Aptiano-Albiano tienen un rango de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4} = 14$  a  $17 \text{ ‰}$ , Estos valores concuerdan con la composición indicada para los sulfatos marinos del Cretácico inferior (Clapool et al., 1980). En medios evaporíticos casi no existe fraccionamiento isotópico entre las distintas especies precipitadas, por lo que se asume generalmente que los valores de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{‰}}$  de los sulfatos formados por evaporación es casi el mismo del reservorio (agua de mar) del cual se formaron, además se sabe que la disolución de las anhidritas por fluidos de baja temperatura se produce sin fraccionamiento isotópico. En la sierra de Alamos los datos isotópicos muestran un origen común entre los yesos de las unidades evaporíticas del Cretácico inferior y los mantos de celestina.

Para los cuerpos de El Volcán, Venado y Diablo se puede concluir que los yacimientos estudiados son mantos monominerales de celestina, estratoligados, con poca alteración hidrotermal representada por una incipiente a nula dolomitización, presentan texturas típicas a los yacimientos tipo MVT, con texturas de relictos, y que en general estos mantos muestran hacia la base la textura de ritmitas y hacia la cima cristales bien desarrollados que crecieron en espacios abiertos; los datos microtermométricos de inclusiones fluidas muestran una salmuera y temperaturas de formación similares a las que presentan otros yacimientos estratoligados del mundo, el enfriamiento con dilución de la salmuera junto con los datos isotópicos de azufre apuntan a que su origen está relacionado a el reemplazamiento de unidades evaporíticas de la formación Acatita en donde la precipitación de celestina es el producto de la mezcla de fluidos.



# CAPITULO I

## GENERALIDADES

### I.1. INTRODUCCIÓN.

La industria minera en México es de gran importancia desde hace algunos siglos, pero aun falta por explorar, encontrar, caracterizar y sobre todo entender cuales son los mecanismos genéticos de ciertos tipos de yacimientos.

En el NE de México existen yacimientos de Pb, Zn, barita, fluorita y celestina que presentan ciertas similitudes entre si y que en general se puede decir que son estratoligados y en forma de mantos la relación con la roca encajonante es un contacto bien definido, además de las texturas encontradas en ellos. Este tipo de depósitos se ha observado se encuentran verticalmente distribuidos como sigue: en las formaciones más antiguas la barita, seguidos por cuerpos de Pb/Zn, seguidos de los cuerpos de celestina y, por ultimo, la fluorita hacia las formaciones más jóvenes, además de que su zoneamiento y distribución se encuentra ligado a los altos estructurales establecidos durante el Triásico-Jurásico (González-Sánchez, et. al. 2007a, 2007b).

La producción en México para los minerales no metálicos (barita, celestina, fluorita), a partir del 2002 ha tenido un incremento considerable. Con respecto a la producción mundial de fluorita México se presenta como el segundo productor a nivel mundial con 808,000 toneladas métricas en el 2004 (Miller, 2004b), y 900,000 toneladas métricas en el 2005, mientras que China se adjudica el primer puesto como productor de fluorita en el mundo. Desde hace algunos años México es el primer productor de celestina en el mundo, seguido por España y China, aunque éstos dos últimos países superan a México en la producción de carbonato de estroncio (Ober, 2004). La cifra estimada de la producción en México hasta mayo del 2005, fue de 180,000 toneladas métricas y que en su mayoría provienen del Edo. De Coahuila.

Es por eso que a partir del entendimiento del marco geológico regional de la zona, análisis microtermométricos de inclusiones fluidas en la celestina, las relaciones texturales observadas en los mantos de y algunos datos de isotopía obtenidos como resultados previos se pretende llegar a un mejor entendimiento en la génesis de estos mantos de celestina de la Sierra de los Alamitos Coah. ligando su formación a los procesos que dan lugar a los del tipo MVT. Esta tesis forma parte de un trabajo en donde se plantea una nueva concepción de los yacimientos estratiformes que se encuentran en el Bloque de Coahuila al NE de México.

## I.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA CELESTINA.

A continuación se presentan las características generales de la celestina:

- **Sistema Cristalino:** Rómbico.
- **Dureza:** 3 a 3.5
- **Densidad:** 4
- **Etimología:** Del latín coelestus: celeste; en alusión al color azul de algunos ejemplares.
- **Familia:** Sulfatos.
- **Estructura:** la estructura de la celestina y barita es similar y consiste de un tetraedro de  $\text{SO}_4$  el cual se enlaza lateralmente al Sr.
- **Color:** por lo general es azul pálido, blanca, menos comúnmente amarilla con tintes rojizos, verde y café. Y presenta raya blanca (Figura1).
- **Brillo:** vítreo, nacarado.
- **Forma:** comúnmente son paralelos tabulares a (001) como se muestra en la Figura 2 a veces en forma de rombo, también pueden ocurrir en forma granular o en masas fibrosas.
- **Clivaje:** la celestina tiene cuatro direcciones de clivaje: un solo clivaje perfecto en la dirección (001) el cual es el más predominante, dos en la dirección (110) y uno solo en (010) el cual es el menos común.
- **Índice de refracción y birrefringencia:** Los colores de interferencia que se observan en lámina delgada son por lo general del primer orden gris y blanco, algunas veces con un ligero color amarillo.



Figura 1. Cristales de celestina. ([Http: //www.uned.es/cristamine/fichas/celestina/ceslestina.htm](http://www.uned.es/cristamine/fichas/celestina/ceslestina.htm), 2006)

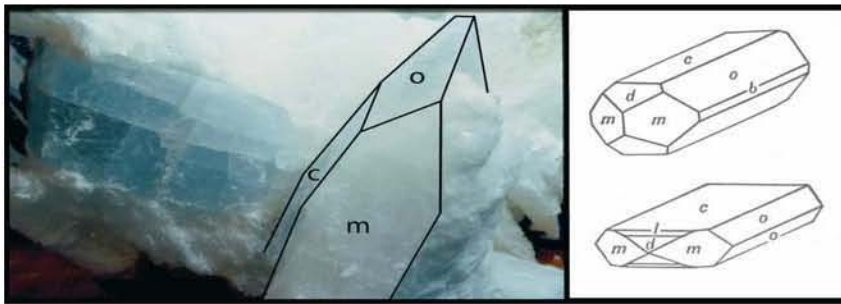


Figura 2. Cristales de celestina de la Sierra de Alamitos. Caras d(101), m(210), c(001) y o(011) (Rosique, 2005)

- **Figura de Interferencia:** Secciones que cortan paralelamente a la cara (100) produce una figura con bisectriz aguda en el centro con  $2V= 51^\circ$ , la cara (100) muestra extinción paralela y baja birrefringencia ( $\sim 0.002$ ).
- **Alteración:** La celestina puede alterar a estroncionita.
- **Características distintivas:** La celestina puede ser fácilmente confundida con barita o yeso, aunque la barita tiene más altos índices, ligeramente más alta birrefringencia, y pequeño  $2V$  y el yeso tiene extinción inclinada.
- **Ocurrencia:** La celestina se encuentra principalmente encajonada en rocas sedimentarias al igual que en depósitos evaporíticos asociada con yeso, anhidrita y halita como granos diseminados, masas irregulares, o vetillas en las calizas o dolomitas. También se encuentra en vetas de depósitos hidrotermales.

### I.3. PRODUCCIÓN Y USO

El Estroncio se recupera de forma económica principalmente de la celestina ( $\text{SrSO}_4$ ) y la estroncionita ( $\text{SrCO}_3$ ), éste último es más raro que forme yacimientos económicamente explotables posiblemente el único conocido en el mundo se encuentra en China (Secretaría de Economía). Los diversos usos del Sr se describen en la tabla 1.

Electrónica	Manufactura de bulbos o válvulas electrónicas a color de televisión. En tubos de televisores forma una barrera de absorción de los rayos X que se originan y añade manejabilidad a la mezcla fundida del vidrio. Pequeñas cantidades de Sr y sus aleaciones se usan para sacar restos de gases de tubos electrónicos. En la elaboración de tubos de rayos catódicos para producir los tres colores básicos: rojo, verde y azul. Otras aplicaciones son la producción de titanato, estanato y zirconato de estroncio para uso en electrónica, memorias de computadora, telecomunicaciones e industria automotriz.
Vidrio	El carbonato de estroncio se emplea en numerosas aplicaciones del vidrio utilizado en óptica, cristalería, iluminación, fibra de vidrio, vidrio de laboratorio y farmacéutico; mejora propiedades tales como el aumento de la dureza y de la resistencia al rayado, incremento del brillo y facilidad de pulido.
Imanes	El carbonato de estroncio es usado en la manufactura de ferrita magnética cerámica, ya que mejora la fuerza coercitiva y el grado de seguridad y eficacia en imanes usados en motores eléctricos de automóviles y altavoces entre otros.
Cerámica	El carbonato de estroncio se utiliza en el vidriado y esmaltado de la cerámica para vajillas, refuerza su resistencia a la abrasión y al rayado y evita la Formación de burbujas en el proceso de cocción, además de dar mayor brillo y de presentar, en algunos casos, mejor comportamiento que el plomo, sin riesgo de toxicidad.
Metalurgia	En la producción electrolítica de zinc, para que éste se deposite en el cátodo y elimine impurezas de plomo. El estroncio metálico es usado en diversas aleaciones y como agente modificante en la producción de aleaciones sílico-aluminicas hipoeutécticas.
Pirotecnia	Las sales de estroncio se usan en la preparación del nitrato de estroncio que se emplea como componente en la fabricación de fuegos artificiales, bengalas y trazadores.
Productos químicos	El nitrato de estroncio con su color rojo brillante es usado en señalamientos luminosos; el fosfato de estroncio es usado para hacer luces fluorescentes; el cloruro de estroncio se usa en la manufactura de pasta dental. Para eliminar sulfatos en el tratamiento de aguas residuales.
Pinturas	Para la manufactura de pigmentos y esmaltes; protege a los pigmentos contra la corrosión. Se emplea en la fabricación de cromato de estroncio que es un inhibidor de la corrosión.
Perforación de pozos	Incrementa el peso de los lodos de perforación.
Farmacéutica	En la Fabricación de Medicamentos (cloruro y peróxido), el isótopo radiactivo Sr-89 se usa en la terapia del cáncer, el Sr-85 se ha utilizado en radiología.
Alimentos	Para la extracción de azúcar en la refinera de remolacha
Siderurgia	El carbonato se usa en el refinado del zinc (remoción del Pb durante la electrolisis), y el metal en la desulfuración del acero y como componente de diversas aleaciones.
Textil	En la manufactura de sosa cáustica para elaborar un producto muy puro para la fabricación de rayón.
Óptica	El titanato de estroncio tiene un índice de refracción extremadamente alto y una dispersión óptica mayor que la del diamante propiedades de interés en diversas aplicaciones ópticas. También se ha usado ocasionalmente como gema.

Tabla 1. Usos del estroncio. Fuente: (Informe de Minería Mexicana 2002, Secretaría de Economía).

Los niveles de producción anual de celestina que México aporta a nivel mundial son de 94,015 Ton, seguido por España (Anuario de la Minería Mexicana 2002 (ed. 2003) (Figura 3); de donde la mayor parte de este mineral se extrae de yacimientos que se encuentran en el estado de Coahuila, principal estado productor de Celestina en México. En el 2000 la producción de celestina a nivel mundial decreció en 2%, alcanzando un volumen de 341,419 toneladas, donde México participa con el 46% del

volumen producido de este mineral, mientras que España tiene una aportación del 28%. Los principales países productores en este mineral son México, España, China y Turquía (Hanor J., 2004).

Actualmente las condiciones que presenta el comercio internacional con el aumento de la producción de celestina de algunos países, principalmente China, y en consecuencia los precios bajos, han obligado a los productores nacionales a modificar estrategias, cerrando temporalmente algunas minas y operando aquellas que le brindan mayores ventajas, reduciendo su producción, readaptando su planta a las exigencias del mercado con el fin de reducir costos y mantenerse competitivos, como resultado de dicha sobreoferta de celestina en el mercado internacional, las exportaciones mexicanas han mostrado una reducción. Sin embargo las reservas de celestina Chinas son pequeñas y de menor calidad que las de México, España o Turquía. (Tabla 2).

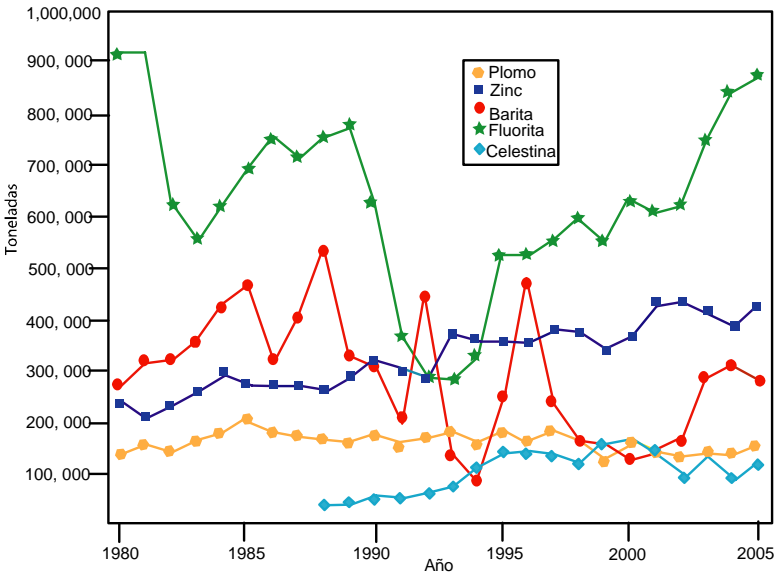


Figura 3. Producción anual de México en fluorita, barita, celestina y Zinc/Plomo desde 1985 a 2005 (Informe de Minería Mexicana, Secretaría de Economía)

<b>País 3/</b>	<b>1997</b>	<b>1998</b>	<b>1999</b>	<b>2000</b>	<b>2001 e/</b>	<b>2002 e/</b>
Argentina	1,905	2,416	2,141	2,200	2,200	2,200
Irán e/ 4/	2,000	2,000	1,650	2,000	2,000	2,000
México	134,707	118,230	164,682	157,420	160,000	140,000
Pakistán	3,000 e/	598	634	1,918	2,000	2,000
España e/	92,000	111,000	128,000	130,000	130,000	143,000
Turquía e/	30,000	30,000	25,000	25,000	25,000	25,000
<b>Total</b>	<b>264,000</b>	<b>264,000</b>	<b>322,000</b>	<b>319,000</b>	<b>321,000</b>	<b>310,000</b>

Tabla 2. Producción mundial de celestina por país 1/2/ (Toneladas) donde:

1/ Cifras redondeadas

2/ Con datos disponibles al 20 de mayo de 2002

3/ Excluye China y la Ex Unión Soviética

4/ Las cifras corresponden a años que inician el 21 de marzo

Fuente: U.S. Census Bureau

En el año 2001 tan solo el estado de Coahuila produjo 145,756.2 ton., siguiéndole el estado de Zacatecas que produjo solamente 33.0 ton. (Tabla 3).

	1997	1998	1999	2000	2001p/
Coahuila	134,707.30	118,229.60	164,682.00	157,368.30	145,756.20
Zacatecas	0	0	0	51.3	33
Total	134,707.30	118,229.60	164,682.00	157,419.60	145,789.20

Tabla 3. Producción de celestina por estado (Toneladas)

- p/ cifras preliminares
- Fuente: DGPM con base a las cifras del Anuario Estadístico de la Minería Mexicana. COREMI

## CAPITULO II

### GENERALIDADES DE LOS DEPÓSITOS MISSISSIPPI VALLEY-TYPE (MVT)

#### II.1. INTRODUCCIÓN.

El nombre "Mississippi Valley Type" (MVT) se definió a partir de por lo menos ocho minas económicas y cientos de pequeños depósitos no económicos distribuidos a través de la región del Valle del Río Mississippi en Estados Unidos, los cuales tienen rasgos geológicos, petrológicos y geoquímicos similares. Los principales minerales explotados en éstos yacimientos tipo Mississippi Valley son: esfalerita ((Zn,Fe)S) , galena (PbS), barita (BaSO<sub>4</sub>) y fluorita (CaF<sub>2</sub>). En la actualidad a partir de los rasgos y características de formación que definen estos depósitos se han ubicado yacimientos en todo el mundo con características similares a los del Valle del Río Mississippi. Éstos depósitos en conjunto con los SEDEX y VMS, constituían el 65% de las reservas mundiales de zinc y el 77% de las de plomo a finales de los años 80, debido a esto es el interés por conocer los procesos de formación de estos yacimientos ( ver Tabla 4).

Los aspectos controversiales de estos depósitos son: los mecanismos de flujo de los fluidos mineralizantes, el ambiente tectónico al que corresponden y los procesos de precipitación. Tomando en cuenta la paragénesis mineral y el tipo de soluciones formadoras surgen otros sub-tipos como: los depósitos estratoligados en rocas carbonatadas, estratoligados en rocas siliciclásticas, yacimientos alojados en fracturas y además, los yacimientos en filones de baja temperatura (Tritlla *et al*, 2005), aunque algunos autores no consideran éstos subtipos como MVT en sentido estricto, argumentando que sus características internas y externas, son suficientemente diferentes para mantenerlos separados (Sangster, 1990).



<b>Distrito</b>	<b>Mayores</b>	<b>Menores</b>	<b>traza</b>
Viburnm Trend	Pb Zn Fe	Cu Co Ni	Cd Ag In Ge Ga Sb Bi As Mo Sn Au(1)
Old Lead Belt	Pb Zn Fe	Cu Ni Co	Cd Ag In Ge Ga Sb Bi As Mo Sn Au(1)
Missouri Central	Ba Zn Pb	Fe	Cd Cu
Norte de Arkansas	Zn	Pb Fe	Cd Cu Ag Ge Ga In Bi As(1)
Tris state	Zn Pb	Fe Cu	Cd Ba Cu Ag Ge Ga Co Ni In Sb Bi(1)
Mississippi Valley Superior	Zn Pb Fe	Cu Ba	Cd Ag Ge Ga Co Ni In (2)
Centro de Tennessee	Zn	Pb Fe F Ba	Cd Cu Ag Ge Ga Co Ni Hg As(1)
Este de Tennessee	Zn	Pb Fe	Cd Cu Ag Ge Ga(1)
Austinville	Zn Pb Fe	Cu	Cd Ge Ga F Ba(1)
Friedensville	Zn	Pb	Cd
Timberville	Zn Fe	Pb Cd	
Gays River	Zn Pb Fe	Cu Ba	F
Newfoundland Zinc	Zn	Pb Fe	Cd
Polaris	Zn Pb Fe		
Nanisivik	Zn Pb Fe		Ba Ag(3)
Pine Point	Zn Pb Fe		Cd Ag As Ni(3)
Gayna River	Zn Pb Fe	Ba Fe	

Tabla 4. Mayores distritos de MVT, con sus elementos mayores y traza para cada uno de ellos. 1) Hagni (1983); 2) Heyl y otros (1959) y 3) Sangster (1968).

Los principales depósitos definidos como MVT se presentan en la tabla 5.

<b>Depósitos MVT</b>		
<b>África</b>	Morocco:	El Abadakta
	Sur de África	Pering
<b>Australia</b>		Sorby Hills, Coxco, Lennard Shelf District
<b>Europa</b>	Inglaterra:	Cumberland
		Área minera de Halkyn
		Northern and Southern Pennine Orefields
	Polonia:	Upper Silesia-Cracow
	Yugoslavia:	Trepca
<b>Norte América</b>	Canadá:	Daniels Harbor
		Eclipse
		Gays River
		Nanisivik
		Pine Point, Northwest Territories
		Polaris
	Estados Unidos:	Oklahoma-Kansas-Missouri - Tri-State District
		Missouri - Lead Belt, Viburnum Trend
		Tennessee

		Washington - Metaline Falls District
		Wisconsin - Schullsberg area
<b>América del Sur</b>	Brasil:	Vazante
	Perú:	San Vicente

Tabla 5.- Principales depósitos definidos como MVT, Datos de: Guilbert, John M., y Charles F. Parks, Jr., 1986. The Geology of Ore Deposits. New York: Wilt. Freeman y Company, 985 pp. Leach, David L. J.B. Viets, N. Foley-Ayuso, y D.R. Klein, 1996. Mississippi Valley Type Pb-Zn Deposits, pp 234-243 en Preliminary Compilations of Descriptive Geoenvironmental Mineral Deposit Model. USGS of report 95-831.

## II.2. CARACTERÍSTICAS DE LOS YACIMIENTOS TIPO MISSISSIPI VALLEY.

En la tabla 6 se listan las características generales de este tipo de yacimientos:

1.	La mayoría de los depósitos se encuentran en dolomitas asociadas a evaporitas de plataformas carbonatadas y menos frecuentemente en otro tipo de calizas o en arenisca. Por lo general las rocas no han sido deformadas.
2.	Los yacimientos son epigenéticos y estratoligados.
3.	Los depósitos no se encuentran asociados a actividad ígnea.
4.	Son de profundidad somera (< 1.5 Km.), por lo general localizados en los bordes de las cuencas en los altos estructurales y con presiones que no exceden algunos cientos de atmósferas (Tritlla 2006).
5.	Muchos depósitos están en distritos que cubren cientos de kilómetros cuadrados; algunos forman provincias metalogénicas.
6.	Los depósitos de los distritos se localizan por rasgos geológicos que incluyen brechas, márgenes deposicionales de unidades de lutitas (horizonte índice), trazas de facies, fallas, y altos de basamentos que permitan la migración ascendente de los fluidos mineralizantes.
7.	Las temperaturas de depositación son bajas (50°C-200°C), pero generalmente más altas a las atribuidas al gradiente termal local del basamento, pero la mineralización está en equilibrio termal con respecto a las roca encajonante.
8.	Por lo general la mineralogía es simple, dominan minerales como la esfalerita, galena, fluorita, barita, celestina y como accesorios dolomita, calcita y cuarzo.
9.	La alteración asociada con la mineralización consiste principalmente de dolomitización, hay disolución de la roca encajonante y recristalización por lo que es común encontrar brechación.
10.	La morfología de los depósitos es amplia, puede ser desde mantos de reemplazamiento, masivos a bandeados; relleno de cavidades (drusas, geodas) las cuales en ocasiones pueden ser de origen kárstico (karst hidrotermal); cementos de brechas hidráulicas o de colapso; cementos ocupando bioestromas, generalmente de rudistas o corales.
11.	Muestra de disolución en la roca encajonante evidenciado por desplomes, colapsos, brechación o alguna combinación de estos.
12.	En numerosos distritos, los depósitos están acompañados por material orgánico en forma de kerógeno o bien, de inclusiones fluidas con metano e hidrocarburos líquidos y/o sólidos atrapados en los minerales que constituyen el depósito.
13.	Los datos de inclusiones fluidas indican que los fluidos mineralizantes se encuentran asociados a salmueras de cuencas densas, que típicamente contienen de 4-30 % de peso en sales, con soluciones acuosas ricas en cloruro de sodio.
14.	Los datos isotópicos indican una fuente de basamento para los metales y el sulfuro reducido.
15.	Las texturas del sulfuro mineral son variadas, en el yacimiento puede ser desde grano grueso a grano fino, de masivo a diseminado.

Tabla 6.- Características generales de los yacimiento tipo MVT.

### II.3. DISTRIBUCIÓN Y LOCALIZACIÓN:

Los depósitos se concentran cerca, o en los altos que rodean las cuencas sedimentarias. Normalmente, aparecen encajonados en series estratigráficas carbonatadas de plataforma, comúnmente dolomitizadas, con espesores variables. La distribución de los MVT suele estar controlada por elementos estratigráficos como límites litológicos, cambios de facies, presencia de karst; límites estructurales (fracturas, fallas, brechas tectónicas), sobre un horizonte determinado, de aquí su carácter estratoligado.

### II.4. TEXTURAS.

Muchos de los depósitos MVT se encuentran asociados a cavidades o brechas de la roca encajonante, los cuales pueden ser de origen primario o no, también se observan texturas de disolución de la roca carbonatada, precipitación del sulfuro dentro de la cavidad formada y el posterior relleno por carbonatos los cuales pueden ser parte del mismo proceso o de la mezcla de fluidos (Tabla 7) (Mercè Corbella, 2004).

Distrito	vugs	disolución, colapso y brechación	cavidades, karts y brechación	brechación hidrotermal	galena esquelética o dentrítica (fig. Xc)	esfalerita coliforme (Fig. Xb)	cavidades con relleno de cristales (fig. Xa)	reemplazamiento de sulfuros	ritmitas, "zebra"	disolución y precipitación de sulfuros y carbonatos	estalactitas de sulfuros, dripstones, dropstones
UMV, USA											
SE, Missouri, USA											
Apalachanos, USA											
Colorado, USA											
Pine Point, Canadá											
Polaris, Canadá											
Nanisivik, Canadá											
Pennines, Canadá											
Reocin, España											
Silesia, Polonia											
Alpinos											
Cèvennes, Francia											
Lennard Shelf, Aust.											

Tabla 7. Texturas y rasgos en los principales depósitos señalados como MVT. Tomado de Mercè Corbella, 2004.

En estos depósitos es común encontrar el relleno de espacios vacíos (drusas o geodas) los cuales pueden ser primaria o generada por el fluido mineralizante (karst hidrotermal; Dzulyński & Sass-Gustkiewicz, 1985). La mineralización en éstos espacios vacíos, se presenta desde cristales idiomórficos de tamaño variable, hasta estructuras bandeadas con formas botroidales, formadas por pequeños cristales alotriomórficos; en estas bandas, la cristalización suele desarrollarse en forma radial y mostrando variaciones en su composición las cuáles se manifiestan por niveles de colores diferentes (Tritlla y Canals, 1997; Tritlla *et al*, 2005 y González-Sánchez *et al*. 2007a). También se encuentran brechas gravitacionales generadas por el colapso de una cavidad debido a movimientos o disoluciones en la roca (Ohle, 1985) en cuyos fragmentos se pueden encontrar bandas concéntricas de los minerales formadores del depósito.

La dolomita en ocasiones se presenta en hábito de “silla de montar” (*saddle dolomite*; Radke & Mathis, 1980, Figura 4) es de tonos blancos y brillo perlado a nacarado, con caras y aristas curvas, extinción ondulante, abundantes inclusiones fluidas y variaciones intracristalinas en el contenido de elementos traza. Esta particular dolomita, precipita a partir de soluciones calientes (> 60°C) y salinas; las cuáles son un típico producto de la reducción termoquímica del azufre también denominada TSR (Machel, 1987).



Figura 4. Dolomita “silla de montar” de la mina Pine Point, Canadá (<http://usuarios.lycos.es/pmminerales>, 2005)

Las texturas bandeadas (“ritmitas”, texturas “zebra”, “rubané” o “laminadas” Figura 5) están conformadas por bandas alternadas de colores claros y oscuros, correspondientes a diferentes pulsos mineralizantes (Fontboté, 1993). Las bandas oscuras pueden estar compuestas por un agregado fino a medio de dolomita con o sin esfalerita y ocasionalmente pirita, mientras que las bandas claras corresponden a cristales grandes de dolomita o esfalerita (Tritlla y Canals, 1997; Tritlla *et al*, 2005). Las texturas bandeadas también pueden contener minerales como barita, fluorita (Gorzawski *et al*, 1989), sideritas, ankeritas (Gil *et al*, 1984; Gil & Velasco, 1992), magnesitas (Velasco *et al*, 1987), dolomita, pirita y esfalerita (Arne & Kissin, 1989; Arne *et al*, 1991), celestina, yeso, apatito, hematita, talco,

cinabrio, tetrahedrita, calcopirita, bornita, estibina, arsenopirita, además, en raras ocasiones scheelita y bismutita (Pohl y Siegl 1986). Regularmente se puede observar una transición entre las texturas bandeadas y las brechas, interpretándose como una respuesta al mismo proceso; es decir, si la presión del fluido que forma a las ritmitas supera al tensor de esfuerzos  $\sigma_3$ , se pueden generar fracturas que podrían formar brechas hidráulicas (Sibson, 1990; Jebrak, 1992).



Figura 5. Dolomita con textura "zebra" en Dublín (<http://usuarios.lycos.es/pmminerales>, 2005)

Existen otras texturas interesantes aunque menos frecuentes, entre ellas, cristales de calcita tanto en lentes (aislados y en grupo) como calcita con textura en mosaico; ambas texturas se han observado soportadas por una matriz de dolomita micrítica impura o dolomita esparítica fina. Cabe indicar que estas texturas, no son formadas a partir de la precipitación asociada a la mineralización, sino que, los cristales lenticulares de calcita, son pseudomorfos de minerales evaporíticos primarios (yeso, anhidrita); mientras que la textura en mosaico, recuerda a las texturas "chicken-wire" (ver Figura 6) de las anhidritas, sugiriendo que la fuente del azufre está relacionada con la disolución de niveles evaporíticos (Tritlla y Canals, 1997; Tritlla *et al*, 2005).



Figura 6. Textura "chicken-wire" en yesos de la mina El Lucero, Coah.

## **II.5. EDADES DE MINERALIZACIÓN**

Varían desde el Proterozoico (Canadá y Sudáfrica) al Terciario, con dos dominios uno del Devoniano al Pérmico (415 Ma a 250 Ma) y otro del Cretácico al Eoceno (145 Ma a 34 Ma). En México este tipo de yacimientos están relacionados a los procesos de la Orogenia Laramide por lo que están comprendidos entre el Cretácico Superior al Terciario (Tritlla, 2006). Cuando se logra comprobar la edad de la mineralización se puede confirmar el carácter epigenético de estos depósitos debido a la diferencia de edad en la roca encajonante y la de la mineralización (Fig.7).

## **II.6. DATOS DE ISOTOPIA**

Para éstos depósitos, los datos isotópicos de plomo sugieren un origen cortical para los metales, probablemente lixiviados de materiales sedimentarios provenientes de la misma cuenca, o bien de materiales presentes en el basamento.

La fuente del azufre se asocia generalmente a una fuente evaporítica (evaporación de agua marina; lavado de evaporitas), aunque en algunos depósitos se observa un amplio rango en composición, que sugiere que dicha composición puede estar modificada por procesos de oxidación-reducción en presencia de materia orgánica.

En relación a las composiciones isotópicas de oxígeno y deuterio de las aguas contenidas en las inclusiones fluidas, se observa que son similares a las de los fluidos presentes en las cuencas sedimentarias (Tritlla, 2006).

## **II.7. DATOS DE INCLUSIONES FLUIDAS.**

Los estudios de inclusiones fluidas (Anderson G.M. 1983) en esfalerita, barita, fluorita y carbonatos han establecido los siguientes factores importantes:

- a) La temperatura de homogenización tiene un rango que varía de 80°C a 200°C, pero es más común que caigan dentro del rango de 100°C a 150°C.
- b) Los fluidos mineralizantes contienen una alta salinidad con salmueras de Na-Ca-Cl, con rango de salinidad de 4% a 30% en peso de sales totales.

- c) La densidad es siempre mayor a 1.
- d) Las inclusiones contenían soluciones concentradas de Na y CaCl, con cantidades menores de K, Mg y Br, y localmente metales pesados como Cu y Zn.
- e) La materia orgánica es común en forma de metano o gases similares, o en forma de hidrocarburo líquido inmiscible.

## II.8. MECANISMOS DE PRECIPITACIÓN.

Como ya se mencionó antes, uno de las principales cuestiones es el mecanismo de transporte de los fluidos transportadores de los metales. Para el origen de los yacimientos se han manejado principalmente cuatro modelos genéticos:

- Transporte por separado de los metales y del Azufre (Beales, 1975), produciéndose la mineralización en el sitio en donde ambos fluidos se mezclan. Por lo que la mezcla de agua subterránea rica en sulfuros y una salmuera rica en metales, podrían producir la precipitación siempre y cuando los dos fluidos contengan lo suficiente en sulfuro y metales respectivamente.
  - El azufre y los metales son transportados por la misma solución y la precipitación se da por la reducción del sulfato cuando la solución mineralizante interacciona con materia orgánica, o cualquier otro agente reductor (Bartón, 1967).
  - Los metales y el azufre, en estado reducidos, son transportados en la misma solución a pH bajos, y la precipitación se da por un incremento en el pH, una dilución o un enfriamiento de la solución mineralizante (Anderson, 1983).
  - Los metales son transportados mediante complejos orgánicos (Barnes, 1983) en soluciones neutras o alcalinas, y la precipitación se da cuando hay un descenso de pH o de una oxidación en la solución.
- De los modelos anteriores el más aceptado es el de mezcla.

# CAPITULO III

## ASPECTOS TEORICO:

### GEOQUIMICA DE LAS EVAPORITAS, BARITA Y CELESTINA Y METODOLOGIA DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS.

#### III.1.- GEOQUÍMICA DE LAS EVAPORITAS.

##### III.1.a.- Las evaporitas y su precipitación inorgánica

Las evaporitas se precipitan químicamente desde salmueras naturales concentradas en cuencas con conexiones limitadas a mar abierto o en cuencas continentales cerradas. Las altas tazas de evaporación requeridas para este proceso involucra: altas temperaturas y relativamente baja humedad (Kinsman, 1976).

Las evaporitas se encuentran ampliamente distribuidas durante el Fanerozoico, particularmente en el Cámbrico (543 a 490 Ma.), Pérmico (290 a 248 Ma.) y en el Triásico (desde los 245 a 208 Ma.). La mineralogía de las rocas evaporíticas es compleja con casi 100 variedades posibles, pero menos de una docena de especies son volumétricamente importantes. Los minerales asociados con las evaporitas incluye a los carbonatos (calcita, dolomita, magnesita y aragonito), precipitación de sulfatos (anhidrita y yeso), y cloruros (halita, silvita y carnalita), al igual que varios boratos, silicatos, nitratos y subcarbonatos. Las principales fases de minerales evaporíticos se listan en la Tabla 8.

Minerales evaporíticos marinos	
Halita	NaCl
Yeso	CaSO <sub>4</sub> 2H <sub>2</sub> O
Anhidrita	CaSO <sub>4</sub>
Silvita	KCl
Kieserita	MgSO <sub>4</sub> H <sub>2</sub> O
Carnalita	KMgCl <sub>3</sub> 6H <sub>2</sub> O
Polihalita	K <sub>2</sub> MgCa(SO <sub>4</sub> ) <sub>4</sub> 2H <sub>2</sub> O



Minerales evaporíticos no marinos	
Halita, yeso, anhidrita	$\text{NaMgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Epsomita	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Trona	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Mirabilita	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
Thernardita	$\text{NaSO}_4$
Blondita	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Gailusita	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Glauberita	$\text{CaSO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$

Tabla 8. Principales minerales evaporíticos marinos y no marinos

Nótese que la halita es mucho más subsaturada que el yeso o la anhidrita, de tal manera que cualquier evaporación podría causar la precipitación de yeso. La sales más subsaturadas son una serie de complejos de sales de potasio las cuales representan el final de la precipitación de las salmueras altamente concentradas.

### III.2.- GEOQUÍMICA DE LA BARITA Y CELESTINA

#### III.2.a. La barita y celestina: Ba, Sr, y S en las rocas de la corteza y aguas naturales

Mucha de la barita y celestina ha sido precipitada desde fluidos acuosos cuyo contenido de Ba y Sr se derivan de la alteración de silicatos, carbonatos y sulfatos en rocas sedimentarias, metamórficas e ígneas y en donde la interacción fluido-roca como es de esperar, juega un papel importante para los controles de distribución y precipitación de barita y celestina.

El Ba, Sr y S son elementos relativamente abundantes y ampliamente distribuidos en las rocas de la corteza terrestre, las estimaciones de la abundancia en la corteza en el Ba es de 250 ppm; Sr de 260 ppm; y S de 310 ppm, (Hannor, 1994), El Ba y el S restan presentes en muchas rocas ígneas y silicatadas en cantidades relativamente importantes con concentraciones entre 200 y 900 ppm, (con excepciones de las toleítas en aperturas oceánicas las cuales contienen bajas concentraciones de ambos en comparación de las carbonatitas las cuales tienen concentraciones excepcionalmente altas). Además la abundancia de Ba y Sr en las rocas ígneas incrementa con el aumento del Si.

Hannor (1979, 1994) propone que la salinidad de los fluidos de poros en cuencas sedimentarias

varia por casi cinco ordenes de magnitud, desde <100 mg/L en sistemas de aguas meteóricas subterráneas someras a salmueras hipersalinas que contienen >400,000 mg/L. El bario y el estroncio disuelto también muestran un amplio rango de concentraciones de 0.1 a >1000 mg/L. Las concentraciones de Sr en aguas de cuenca aumentan significativamente con la salinidad, estas relaciones de  $Sr^{2+}$  contra cloruro o sólidos totales se reflejan en aproximadamente una pendiente de 2:1 en un diagrama Log-Log para fluidos de cuenca como se muestra en la Figura 7; En contraste el Ba muestra un comportamiento muy distinto el cual denota un amplio grado de esparcimiento (ver Figura 8), además el Ba está en función inversa de las concentraciones del sulfato como se muestra en la Figura 9.

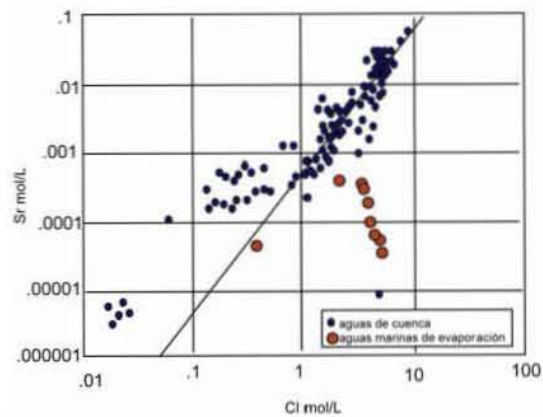


Figura 7.- Relación Sr y Cl en aguas de cuenca y en marinas evaporadas.

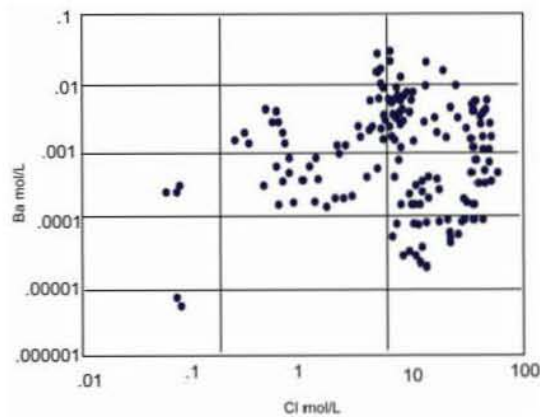


Figura 8. Variación de los sólidos totales disueltos de Ba contra Cl en salmueras de cuenca en el mundo (Hanor 1994).

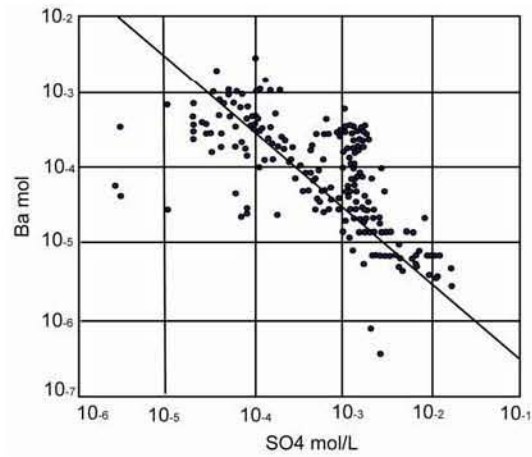


Figura 9. Variación del Bario contra el sulfato disuelto en salmueras de cuencas (Modificada de Hanor 1994).

De esta forma tenemos los fluidos con altos contenidos de Sr/Ba son aquellas que altamente salinos y con alto contenido de cloruros como se aprecia en la Figura 10 y las que contienen bajas relaciones de Ba/SO<sub>4</sub> (ver Figura 11), son aguas altamente salinas con concentraciones significativas de sulfato disuelto.

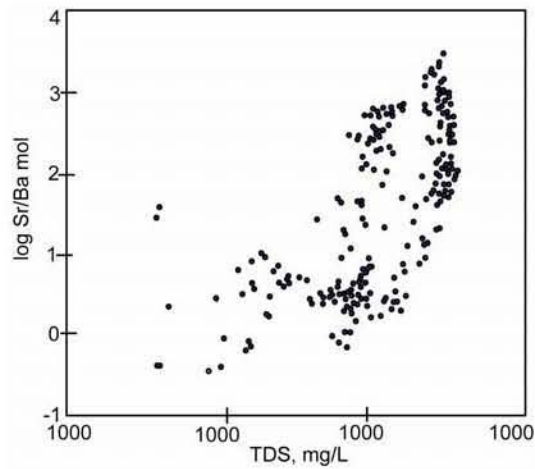


Figura 10. Variación en las relaciones de Sr/Ba contra salinidad en las salmueras de cuenca (modificado de Hanor 2000).

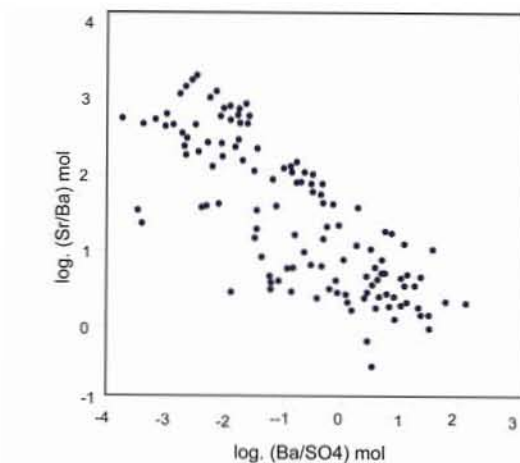


Figura 11. Variación en las relaciones de Sr/Ba contra Ba/SO<sub>4</sub> en salmueras de cuenca (modificado de Hanor 2000).

### III.2.b. Distribución en la composición de la serie barita-celestina.

Ambos, el Ba<sup>2+</sup> y Sr<sup>2+</sup>, tienen altos potenciales iónicos (relación entre la carga y el radio iónico), y pueden estar en soluciones acuosas como cationes divalentes hidratados, sin la necesidad de un fluido acuoso complejo. Los complejos aniónicos de sulfato también se encuentran en soluciones acuosas como especies aniónicas hidratadas.

La precipitación de barita y celestina puede ser resultado de una serie de cambios en la presión y temperatura. La barita muestra una reducción en la solubilidad a través del descenso de presión y algo de temperatura. La celestina, debido a su fuerte solubilidad retrógrada es menos comúnmente precipitada por el ascenso de fluidos que sufren enfriamiento.

Algunos laboratorios han llevado a cabo estudios de la partición del Ba y Sr entre soluciones acuosas coexistentes y fases cristalinas sulfatadas. Aquí la partición se expresa no como una constante termodinámica, sino como una proporcionalidad de  $D_{Sr-Ba}$ , cuya magnitud podría reflejar un comportamiento no ideal para la solución acuosa y/o sólida, la cinética de precipitación, la relación en sentido inverso o reequilibrio después de la precipitación y la composición zonal de la precipitación:

$$(Sr)/(Ba)_{sólido} = D_{Sr-Ba} ((Sr^{2+})/(Ba^{2+}))_{acuoso}$$

Los experimentos de precipitación que involucran (Ba,Sr)SO<sub>4</sub> son complicados debido a la división preferencial del Ba en los resultados de precipitación con un continuo incremento en la relación

Sr/Ba en la solución acuosa restante y de aquí en la relación Sr/Ba de los sólidos secuencialmente precipitados desde la solución. Si los sólidos formados en la fase temprana no tienen reacción en sentido inverso con el fluido, entonces el cambio progresivo en la composición del fluido como resultado de la división puede estar descrito por la relación de Doerner-Hoskins:

$$\ln (Sr_i / Sr_f) = \lambda_{Sr-Ba} \ln (Ba_i / Ba_f)$$

donde:

$\lambda_{Sr-Ba}$  = es el coeficiente de distribución logarítmica  $D_{Sr-Ba}$  y los subíndices *i* y *f* indican la concentración de la solución acuosa inicial y final.

Existe una solución sólida completa entre la celestina-barita, aparentemente uniforme a temperaturas aproximadas de 25°C, hay una fuerte distribución bimodal en la distribución de la frecuencia composicional de esta serie de solución sólida (Hanor 1968, Prieto et al. 1993, 1997) como se muestra en la Figura 12. Mucha de la barita contiene menos de 7 mol% de SrSO<sub>4</sub> y mucha de la celestina contiene menos del 4 mol % de BaSO<sub>4</sub> (Hanor 1968). Las composiciones intermedias son conocidas en la naturaleza, pero poco comunes (Burkhard 1978).

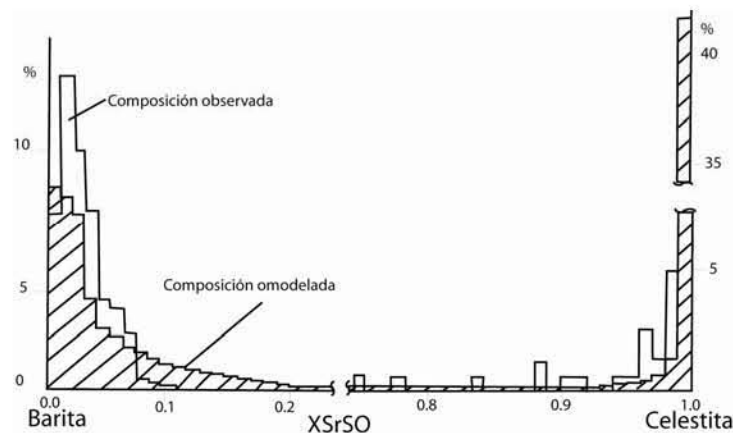


Figura 12. Distribución de la frecuencia de las composiciones observadas en la serie de solución sólida barita-celestina normalizada (Modificada de Hanor, 1968).

Hanor (1968) ha explicado esta fuerte distribución bimodal a través de una serie de modelos calculados que predicen la composición de la serie barita-celestina que se esperaría durante la titulación progresiva del Ba y Sr hacia afuera de una solución acuosa (Figura 13). En los resultados de los modelo, se asumió que la composición de la solución acuosa inicial entre el Ba<sub>90</sub>Sr<sub>10</sub> y Ba<sub>10</sub>Sr<sub>90</sub> ocurre con igual frecuencia y que todo el Ba y el Sr es periódicamente precipitado fuera de la solución.

Durante la titulación de Ba y Sr de un fluido dado, con un contenido inicial de Sr/Ba, el primer sólido que aparece es altamente enriquecido en Ba (como se esperaba) desde un pequeño valor del coeficiente de partición. Como el Ba es removido preferencialmente sobre el Sr en la solución acuosa, la concentración en el fluido de Sr/Ba incrementa, y la relación de Sr/Ba en el próximo sólido por ser precipitado tendrá más altas relaciones Sr/Ba que el precedente. Sin embargo hay una fuerte variación no lineal en la composición sólida con el grado progresivo de removimiento del Ba e incremento de Sr desde la solución acuosa. Existen tres estados distintivos en la evolución de la composición de los sólidos como resultado de la precipitación progresiva. En el primer estado, una serie de Ba-enriquecido, Sr-empobrecido se forma como sólido como se aprecia en la Figura 14. El Sr contenido en estos sólidos incrementa solo ligeramente con la precipitación progresiva. En el segundo estado, la composición de los sólidos varía abruptamente de Ba-enriquecido a Sr enriquecido sobre un muy estrecho rango de precipitación. En el tercer estado, los sólidos que precipitan son casi totalmente SrSO<sub>4</sub> puro.

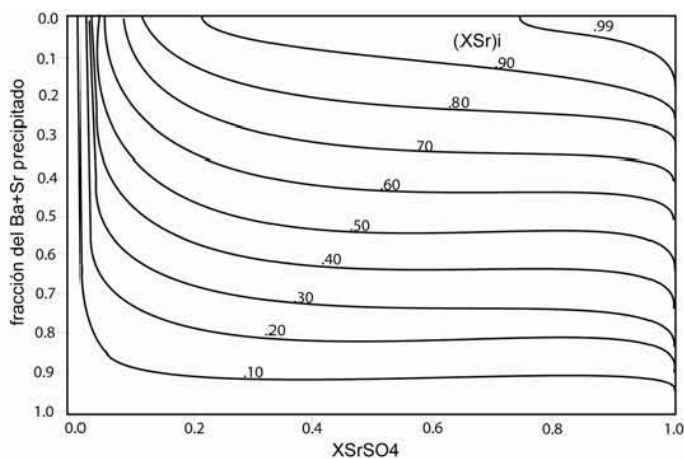


Figura 13. Composición de los últimos incrementos formados de (Ba,Sr)SO<sub>4</sub> en función de la fracción molar de Ba más Sr precipitado desde una solución acuosa en una serie inicial con un contenido inicial de Sr/Ba. Los cálculos según Doerner-Hoskins (modificada de Hanor, 1968).

### III.2.c. Hipótesis de precipitación para amplios cuerpos de celestina.

En las hipótesis de precipitación tanto de origen singenético (precipitación a partir de agua marina) como el epigenético (reemplazamiento de yesos o anhidritas) se aplica que los grandes volúmenes de fluidos tienen altas concentraciones de Sr, altas relaciones Sr/Ba y que la celestina se asocia con secuencias marinas costeras carbonatadas-evaporíticas a saber:

- 1) Por precipitación singenética de la celestina a partir de agua de mar (Müller y Puchelt 1961, Müller 1962, Brodtkorb et al. 1982). Müller (1962) estima que la celestina se precipita por intensa evaporación del agua de mar, precipitando ésta en las partes tempranas del sistema durante la precipitación del yeso y después precipitan las otras sales.  
Los experimentos hechos por Zherebtsova y Volkova (1996) no concuerdan con los obtenidos por Müller y sugieren que el Sr se precipita favorablemente durante la etapa de cristalización de la halita; y que solo el 10% del estroncio se precipita durante el estado de precipitación del yeso.
- 2) Por reemplazamiento epigenético en carbonatos y sulfatos de calcio por celestina (Carlson 1987; Scholle et al. 1990). Lo que implica la existencia de un fluido que lixivia Sr siendo éste el fluido mineralizante. Los fluidos óptimos son aquellos que tienen una alta relación Sr/Ba, los cuales al infiltrarse en los sedimentos adyacentes lixivian y migran y al encontrar horizontes que contienen sulfatos de Ca, favorecen la precipitación de celestina por reemplazamiento.

Así la hipótesis general propuesta por el origen diagenético de depósitos de celestina involucra:

- a) el comportamiento particional del Ba y Sr entre una solución acuosa y una sólida.
- b) La alta concentración de sulfatos presentes en las evaporitas de agua marina.
- c) Los mecanismo de fraccionamiento diagenético generales para el Sr y el Ba.

### III.3. LAS INCLUSIONES FLUIDAS.

#### III.3.a. Base teórica

Muchos de los fluidos que forman las rocas quedan atrapados en pequeñas cavidades la mayoría menores a 100  $\mu\text{m}$  -, que reciben el nombre de *inclusiones fluidas*. Por lo tanto, una inclusión fluida se forma cuando una cavidad o laguna de crecimiento de un mineral, se rellena por uno o varios fluidos de formación, a partir del cual pueden precipitar uno a más minerales sólidos, de esta manera de las inclusiones fluidas podemos obtener información sobre las condiciones de presión y temperatura al momento de su atrapamiento. Su composición y las fases de equilibrio están controladas por las condiciones termodinámicas de presión-volumen-temperatura-composición (PVTX):

Sorby en 1818, propuso que las burbujas de gas de las inclusiones fluidas son el resultado de una contracción diferencial del líquido durante el enfriamiento, desde la temperatura de atrapamiento

hasta la temperatura ambiente, por lo que la temperatura de formación podía ser estimada por calentamiento progresivo de la muestra hasta que la burbuja de gas desaparezca. Con limitaciones esta hipótesis es la base de los procesos de calentamiento, ya que la evolución del fluido atrapado en las inclusiones durante el enfriamiento en condiciones naturales es el mismo, pero en sentido inverso, que la que tiene lugar durante el calentamiento experimental. Los estudios microtermométricos son aceptados como geotermómetros directos. Las temperaturas de homogenización de los fluidos se interpretan como temperaturas mínimas de atrapamiento de los mismos.

La homogenización puede ocurrir mediante diferentes transiciones de fases y los reactantes y los productos se registran en conjunto con su temperatura:

- (1) homogenización a estado líquido vía transición punto de burbuja,  $T_h$  (LV→L);
- (2) homogenización al estado de vapor vía transición punto de rocío,  $T_h$  (LV→V);
- (3) homogenización a un fluido supercrítico vía transición crítica,  $T_h$  (LV→SCF) o simplemente  $T_h$  (crítica);
- (4) homogenización a líquido vía transición *líquidos* (fusión-disolución)  $T_h$  (SL→L) y
- (5) homogenización vía transición *vapores* (sublimación),  $T_h$  (SV→V).

La temperatura de homogenización final o total ( $T_{hf}$ ) en conjunto con los datos obtenidos del estudio a bajas temperaturas (congelación), pueden ser usados para calcular la densidad casi total de los fluidos y de esta manera poder proyectar la isocora a través de la cual la inclusión fluida fue atrapada, con el objetivo de determinar las condiciones de temperatura y presión en el momento del atrapamiento de la inclusión.

### III.3.b.- Conceptos importantes

- **Temperatura de homogeneización ( $T_h$ ):** es la temperatura a la cual dos fases se comportan como una sola, ejemplo: la desaparición de una burbuja de vapor en fase líquida al calentar la inclusión. A partir de aquí la inclusión evoluciona a lo largo de una isocora siguiendo una línea recta; esta temperatura de cambio de fase representa la temperatura mínima de atrapamiento de la formación del cristal.



- **Temperatura de atrapamiento (Ta):** temperatura a la cual una inclusión fue atrapada, en la práctica equivale a la temperatura de homogeneización más una corrección de temperatura debido a la presión.
- **Temperatura de decrepitación (Td):** temperatura a la cual una inclusión explota debido al exceso de presión perdiendo sus fluidos, en este caso las manipulaciones sobre la misma inclusión se vuelven irreproducibles.
- **Temperatura de fusión del hielo (Tfh):** temperatura a la cual funde el último cristal de hielo, misma que se relaciona con la composición del fluido ya que lo podemos relacionar con las sales disueltas en el mismo.
- **Temperatura crítica:** temperatura a la cual líquido y vapor se comportan termodinámicamente de una misma manera. Se relaciona con una densidad crítica.
- **Temperatura eutéctica (Te):** es la temperatura a la cual inicia la fusión de las fases congeladas de un sistema. Por ejemplo, la temperatura eutéctica para el sistema H<sub>2</sub>O-NaCl es -20.8° C. Para H<sub>2</sub>O-KCl es -10.6° C.
- **Punto triple (Pt):** representa la temperatura a la cual coexisten las tres fases sólido-líquido-vapor de un mismo material. El punto triple del H<sub>2</sub>O es 0.01° C y el del CO<sub>2</sub> -56.6° C.
- **Isocora:** curva de igual densidad de un fluido (volumen constante).
- **Curva de punto de burbuja:** es la curva de equilibrio entre dominio de fase vapor y líquido.
- **Curva de fusión:** curva de equilibrio entre las fases líquido y sólido.
- **Curva de sublimación:** curva de equilibrio sólido-vapor.

### III.3.c.- Clasificación de las inclusiones.

Roedder (1976, 1981, 1984) establece ciertos parámetros geométricos y morfológicos para distinguir la cronología de las inclusiones, si bien ninguno de ellos es definitivo y resultan ser un tanto ambiguos:

#### *a) Inclusiones primarias.*

Son aquellas inclusiones que representan y contienen al fluido que dio origen al cristal que las contiene formadas al mismo tiempo que éste, las cuales se pueden localizar en el avance de las caras, aristas y vértices del cristal (a favor de los planos cristalográficos) aunque, al considerarse como defectos intracristalinos también pueden estar distribuidas al azar (aisladas). Estas inclusiones son las más

representativas de las condiciones termodinámicas presentes en el momento del atrapamiento.

*b) Inclusiones secundarias.*

Se incluyen aquí todas las inclusiones que se originan con posterioridad a la formación del cristal. Así pues, si un cristal se fractura en presencia de un fluido de solubilidad finita, el fluido penetra en la fractura y comienza una acción de disolución y recristalización del mineral, reduciendo la superficie y atrapando un conjunto de inclusiones secundarias (ver Figura 14) por lo tanto se considera que se distribuyen a lo largo de fracturas recristalizadas. Como el cristal en donde se encuentra la fractura sigue cristalizando al tiempo que entra el fluido, el término inclusión secundaria es relativo.

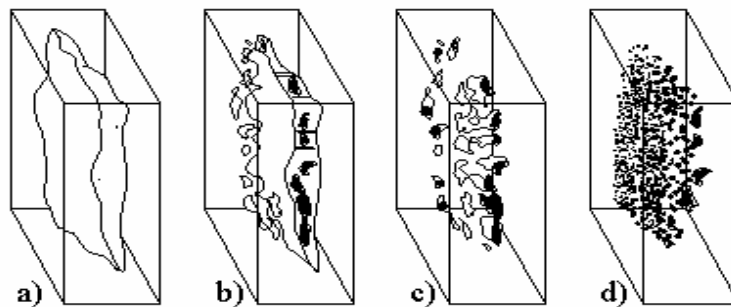


Figura 14. Cicatrización de una fractura en un cristal de cuarzo que da lugar a la formación de inclusiones secundarias. Si este proceso ocurre al tiempo que desciende la temperatura, las inclusiones individuales pueden tener relaciones gas/líquido variables (Roedder, 1962a).

El estudio de las inclusiones fluidas de diversas fracturas, ayudan a determinar y comparar los diferentes fluidos que han atravesado una roca, así como la cronología de los mismos.

*c) Inclusiones pseudosecundarias.*

Si un cristal se fractura durante su crecimiento, los fluidos nutrientes entran dentro de la fractura y quedan atrapados dentro del cristal. Las inclusiones formadas por este proceso reciben el nombre de pseudosecundarias y representan estados intermedios entre inclusiones primarias y secundarias. Para poder definir exactamente estas inclusiones, es necesario que estén bien delimitadas las fracturas dentro del cristal como se muestra en la Figura 15.

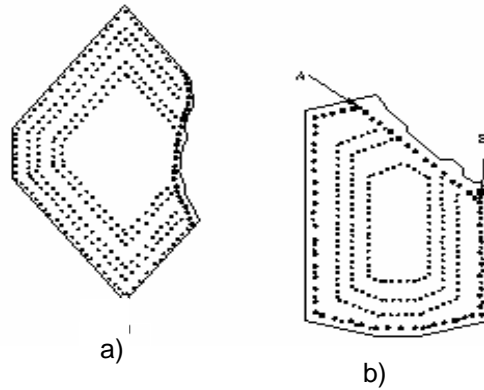


Figura 15. Inclusiones pseudosecundarias (Ermakov, 1950): a) Confinadas a superficies de corrosión planas. b) Asociadas con superficies de corrosión debidas a la exfoliación.

Las inclusiones primarias y pseudosecundarias reflejan el fluido presente durante el crecimiento del cristal, mientras que las inclusiones secundarias corresponden a soluciones posteriores posiblemente no relacionadas con los fluidos responsables del crecimiento las cuales atraviesan el cristal con orientaciones irregulares como se presenta en la Figura 16.

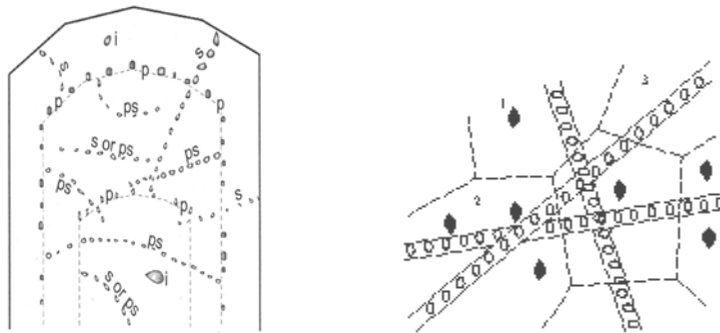


Figura 16. Inclusiones primarias y secundarias: A) En cristales idiomorfos: p = primaria; s = secundaria; ps = pseudosecundaria (Goldstein 2003). B) En rocas masivas: 1) Inclusiones aisladas en granos. 2) Inclusiones a lo largo del borde del grano. 3) Líneas de inclusiones a lo largo de fracturas cicatrizadas (Touret, 1977).

### III.3.d.- Fundamento de estudio.

Para estudiar las inclusiones fluidas es necesario tener en cuenta ciertos parámetros; estas condiciones son (Roedder y Bodnar, 1997):

- Que el fluido atrapado represente la solución a partir de la cual creció el mineral o al estado geológico que se considere.

- Que una vez atrapado el fluido se supone que la cavidad permanece herméticamente y químicamente inerte. En este caso, las características fisicoquímicas del fluido, tales como la composición, volumen y la densidad, no se modifican, por lo que las inclusiones fluidas se comportan como cavidades de paredes rígidas que actúan como pequeñísimos sistemas termodinámicos aislados del exterior. En la práctica la mayor garantía de que esto sucede consiste en comprobar, que la inclusión recobra su estado inicial al volver a la temperatura ambiente.
- Que se conozcan las relaciones espacio-temporales entre el evento del atrapamiento y el proceso geológico de interés.
- Que los efectos de la presión fueron insignificantes o son conocidos.

### **III.3.e.-Cambios post-atrapamiento que pueden producirse diversos cambios en las fases capturadas y en la naturaleza física de la inclusión.**

#### *Cambios en las fases.*

- 1) Durante el enfriamiento natural puede haber una cristalización en el mineral que contiene la inclusión si el fluido está saturado. La característica más distintiva de las inclusiones a temperaturas ambientes es la presencia de una burbuja de gas o vapor que se puede mover por la influencia de gradientes térmicos o gravitatorios, y si es suficientemente pequeña, puede tener un movimiento constante al que se ha llamado equívocamente movimiento browniano (Roedder, 1981). Esta burbuja nuclea y crece cuando la presión en el interior de la inclusión es menor que la presión total de vapor del fluido atrapado, es decir, cuando el volumen de equilibrio del fluido es inferior al de la inclusión. Las condiciones termodinámicas de atrapamiento de una inclusión pueden ser representadas en un diagrama de fases como el que se muestra en la Figura 17, para ilustrar el comportamiento termodinámico de una inclusión y el significado de la temperatura de homogeneización a través de una isocora en el diagrama P-T (la isocora representa las temperaturas y presiones a las que el fluido puede mantener su densidad a volumen constante).

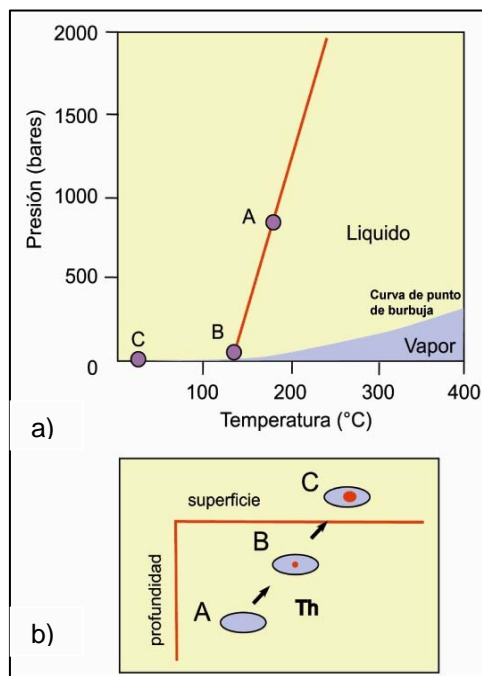


Figura 17.- Comportamiento termodinámico de una inclusión fluida: a) Isocora en el plano Presión –Temperatura; b).- Esquema que muestra los cambios de fase en una inclusión fluida al ser movida a superficie.

Así cuando una muestra es recuperada a profundidad (punto A en la Figura 17b), el fluido viaja a lo largo de la isocora a través de temperaturas sucesivamente más bajas hasta que este alcanza la curva “de punto de burbuja” en el punto B (Figura 17b), a partir del cual el fluido nuclea una burbuja de vapor. Como la muestra se enfrió con respecto de la posición que ocupaba a profundidad donde se formó, el líquido se contrae y la burbuja se agranda conforme la inclusión continúa sobre la curva del punto de burbuja hasta el punto C (Figura 17b) que es el estado correspondiente a las condiciones de superficie.

Este proceso se invierte en el laboratorio por medio del calentamiento de la inclusión hasta llegar al punto B en el cual la burbuja desaparece y el fluido se pasa a estar compuesto por una sola fase. Este punto se conoce como la temperatura de homogeneización (Th) de la inclusión y se considera que es la temperatura mínima de atrapamiento, que es una aproximación a la temperatura real.

- 2) El fluido homogéneo atrapado originalmente puede precipitar nuevas fases sólidas que sean diferentes a la del mineral encajonante. Estos cristales se denominan cristales hijos. El más común es el NaCl, aunque también se han encontrado, entre otros, sulfatos y carbonatos.
- 3) Las inclusiones fluidas son pequeños sistemas en los que frecuentemente se observan procesos de metaestabilidad de diferente grado, durante el enfriamiento de las inclusiones que eran homogéneas a temperatura ambiente.

### *Cambio del emplazamiento y la morfología.*

- 1) Muchas inclusiones presentan formas diferentes a las que tenían en el momento del atrapamiento. Así, cuando el mineral tiene una solubilidad finita en el fluido atrapado, los procesos de recristalización pueden producir estrangulamiento (necking down) como se muestra en la Figura 18.



Figura 18. Inclusión con estrangulamiento (necking down).

Resultado de ello es el cambio de forma o la creación de inclusiones más pequeñas con fases heterogéneas que puede afectar muchas inclusiones fluidas formadas en ambientes diagenéticos, por lo tanto es importante tomar en cuenta la posibilidad de existencia de este fenómeno. Este efecto depende de dos factores:

- a).- Si el cambio de forma se llevó a cabo cuando la inclusión fluida se encontraba en una sola fase (monofásica).
- b).- Si se realizó cuando la inclusión presentaba cambio de fase (bifásica).

En el primer caso de una inclusión monofásica, no provoca problema alguno para los datos de inclusiones, debido a que para este caso, el proceso no cambia la densidad de la inclusión fluida significativamente, ya que el material de la inclusión solo es movido de un lugar a otro. El proceso puede cambiar la composición de elementos traza y composición isotópica pero se considera que la composición de los iones principales y salinidad total permanecen sin cambio. En la figura 19A, por ejemplo, en el punto A que es el de atrapamiento, una inclusión acuosa (toda líquida) la cual se encuentra a cierta temperatura sufre de un posterior efecto de estrangulamiento formándose varias inclusiones (punto B) cada una de las inclusiones nuevas producidas tendrían la misma densidad que la inclusión original. Con el enfriamiento hacia las condiciones de P-T en que la isocora intercepta el límite líquido-vapor (punto C) cada inclusión tiene el potencial de nuclear una burbuja de vapor. Bajo enfriamiento continuo a lo largo de la curva líquido-vapor hasta la temperatura ambiente (25°C, punto D) cada inclusión contendrá una pequeña burbuja de vapor. Si esas inclusiones se calentaran en el laboratorio, homogeneizarían exactamente a la misma temperatura

de homogeneización que la inclusión original tenía, ya que las inclusiones que sufrieron necking down aún contienen fluidos de densidad representativa del fluido que fue inicialmente atrapado.

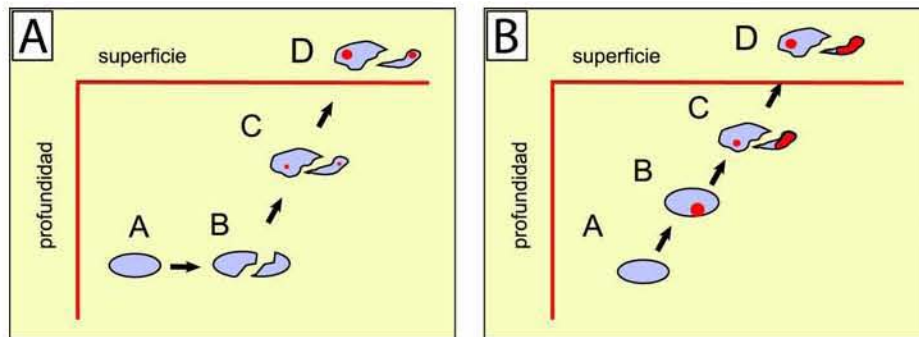


Figura 19. Efecto del Necking-down: a).- En una inclusión que sufre cambio de forma cuando se encuentra en una sola fase; b).- En una inclusión que sufre necking-down cuando esta ha cambiado de fase.

Para el segundo caso, la Figura 19B muestra el proceso de cambio de forma que origina inclusiones que no son representativas del fluido que inicialmente se atrapó, como por ejemplo una inclusión que se atrapa en el punto A de la Figura 19B. El sistema se enfría antes de que el estrangulamiento se lleve a cabo y las condiciones de P-T de la inclusión bajan hasta que la curva de líquido-vapor es alcanzada en el punto B. Si la inclusión sufriera una ruptura resultando en varias inclusiones después de la nucleación de una burbuja de vapor (punto C), entonces una de estas inclusiones podría contener la mayor parte de la burbuja y otra inclusión contendría únicamente una pequeña porción de vapor y abundante líquido. Si continúa el enfriamiento hasta la temperatura ambiente (punto D) se podrían nuclear nuevas burbujas. De esta manera, cada una de las inclusiones producidas por estrangulamiento después de un cambio de fases, podría tener diferentes densidades y, por consiguiente, diferentes temperaturas de homogeneización altamente variables. Por ejemplo, una mayor proporción de vapor atrapada en alguna de las inclusiones resultantes, tendrá temperaturas mayores con respecto a las dominadas por la fase líquida.

## 2.- *Stretching o aumento de volumen de una inclusión.*

El stretching es el efecto de incremento de volumen de la cavidad de la inclusión que trae como consecuencia una disminución de la densidad de la inclusión y por lo tanto un incremento en  $T_h$ . La Figura 20 ilustra el proceso de stretching en la naturaleza. Si una inclusión fluida es atrapada durante el sepultamiento en el punto A y sufre un enterramiento adicional la presión de la inclusión habrá aumentado. Si la presión interna causa la expansión de la cavidad de la inclusión a un punto de deformación plástica punto A', la densidad de la inclusión decrecerá. Si

esta inclusión posteriormente fuera levantada y por lo tanto enfriada, interceptaría la curva de líquido/vapor y nuclearía una burbuja de vapor (punto B') y por lo tanto la medición microtermométrica daría una Th mayor (en el punto C') que la inclusión fluida originalmente atrapada (punto C). Así el resultado del incremento de volumen de la inclusión con el sepultamiento será una Th mayor para cada inclusión que ha sufrido stretching.

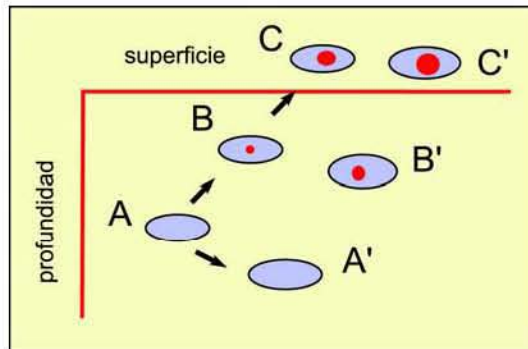


Figura 20.- Efecto del stretching en una inclusión fluida.

### 3.- Apertura y/o decrepitación y relleno con fluidos nuevos (*leaking en ingles, ver Figura 21*).

Para este caso, la inclusión que ha decrepitado por sobrecalentamiento natural (Ej. sepultamiento) o por un levantamiento brusco. Las fracturas así formadas alrededor de la inclusión son aprovechadas por la misma inclusión para perder parte de su relleno por capilaridad o hasta puede conectarse con los fluidos de sus alrededores, y rellenarse con un fluido ajeno. La Figura 21 muestra la trayectoria A-B-C para una inclusión fluida que no ha sido modificada, y para A'-B'-C' una trayectoria para una inclusión ha sido modificada en su composición y condiciones de P-T. Para este último caso la fractura alcanza el borde de la cavidad de la inclusión en el punto X, la inclusión entonces puede equilibrarse con los fluidos capilares y los fluidos dentro de la inclusión posiblemente alcanzarán una composición y densidad idéntica a los fluidos capilares de los alrededores (A'). Bajo este mecanismo, una inclusión puede cambiar totalmente por el relleno de fluidos tardíos de sepultamiento. Este mecanismo de pérdida y relleno de las inclusiones, ha sido identificado por estudios empíricos y experimentales.



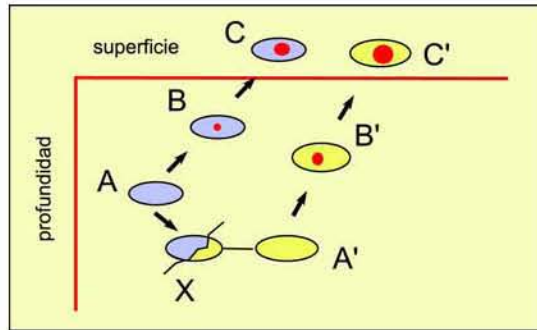


Figura 21. Efecto de rompimiento y relleno de una inclusión fluida (leaking).

Existe una manera gráfica que nos puede servir para detectar los fenómenos de post-atrapamiento mostrados en la Figura 22; en esta figura el comportamiento de la Th y de la salinidad pueden ser usadas para identificar si las inclusiones fluidas han sufrido stretching, o leaking durante el sepultamiento, dando información concerniente a la historia que ha tenido una inclusión con posterioridad a su atrapamiento. En ambientes sedimentarios es común que las inclusiones sean sepultadas profundamente, llevando con esto cambios en sus condiciones internas de presión y temperatura, Bajo tales circunstancias, las inclusiones fluidas son sobrepresurizadas, y la cavidad del fluido puede sufrir los cambios ya señalados.

Cuando ocurre el stretching el fluido de la inclusión no se escapa, pero las condiciones internas han cambiado debido al incremento de volumen de la cavidad, esto produce un incremento en la medición de Th. En los diagramas de la Figura 22 los datos que no han estado sujetos a stretching o a leaking presentan un patrón circular (Figura 22a). Las muestras que han sufrido stretching muestran gran variedad en Th, pero invariable salinidad, por lo que el conjunto de datos adopta la dirección del eje de la temperatura (Figura 22b). Las inclusiones que han perdido fluido y han vuelto a llenar generalmente trazan un tren lineal hacia mayores valores de Th-salinidad (Figura 22c), debido a que los fluidos diagenéticos comúnmente incrementan su temperatura y salinidad durante el sepultamiento progresivo en una cuenca. Finalmente el conjunto de datos de poblaciones compuestas por inclusiones que han sufrido stretching e inclusiones que se han vuelto a llenar por fluidos nuevos, se arreglan de forma triangular entre dos líneas que convergen hacia su parte inferior en un punto que representa las condiciones originales de Th y salinidad (Figura 22d).

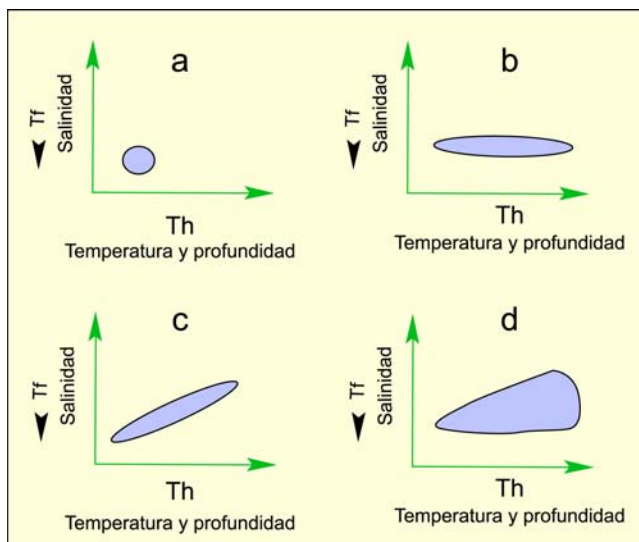


Figura 22.- Diagramas Th-Salinidad (Tf): a) Representa la población original de inclusiones fluidas; b) Población de inclusiones fluidas que han sufrido stretching; c) Población de inclusiones que han experimentado fracturamiento-relleno y d) Población de inclusiones que han experimentado fracturamiento-relleno y stretching (tomado de Goldstein y Reynolds 1994).

Por lo tanto, es fundamental, antes de llevar a cabo el estudio microtermométrico, observar cuidadosamente las muestras para distinguir entre estos fenómenos lo cual nos podría llevar a la interpretación de datos erróneos.

### III.3.f. Equipo

El equipo microtermométrico que se muestra en la Figura 23 consta de una platina calentadora-refrigeradora y una consola de medida y regulación. Esta platina se instala sobre la del microscopio petrográfico. Los rango de temperaturas que se pueden conseguir están entre  $-180^{\circ}$  y  $+600^{\circ}\text{C}$ .

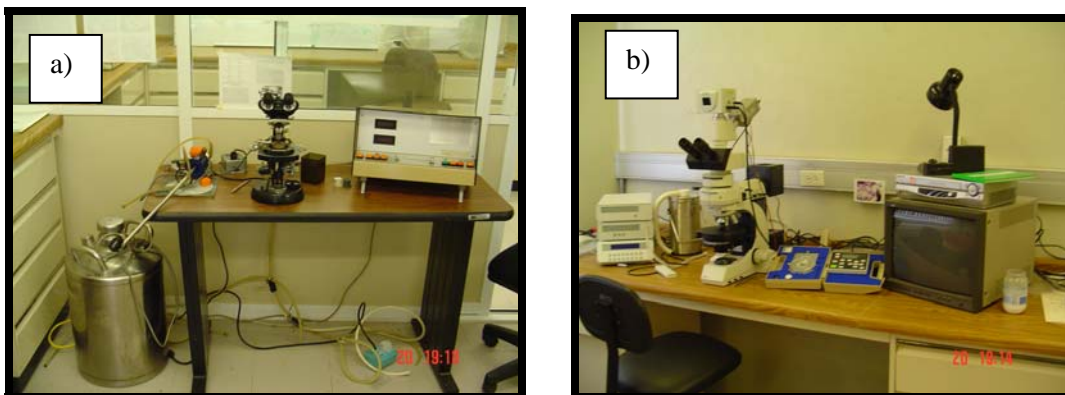


Figura 23. Equipo microtermométrico Chaixmeca (a), y equipo LINKAM (b), (Centro de Geociencias, UNAM).

## CAPITULO IV

### GEOLOGIA REGIONAL Y LOCAL

#### V.1. Antecedentes generales en el NE de México para la celestina.

El antiguo Consejo de Recursos Minerales (COREMI y ahora Servicio Geológico Nacional Mexicano hace referencia a estos yacimientos en la zona de las Sierras de la Paila y Alamos en el distrito minero Paila-Alamos. En dicho distrito existen yacimientos de celestina y fluorita, la compañía minera La Valenciana, S.A., fue quien explotó dichos yacimientos y sus principales minas son San Agustín y Piedras Negras. El Consejo de Recursos Minerales reporta tres zonas con depósitos que tienden a tener similitudes: en la porción sur predominan los mantos, en el centro zona de mantos con vetillas y en la zona norte predominan las vetas. Las vetas se encuentran emplazadas en rocas carbonatadas Cretácicas que rellenan fracturas y los depósitos tipo "manto" se encuentran emplazados en calizas. Los minerales de mena son celestina y fluorita y los de ganga incluyen barita, calcita, yeso y minerales arcillosos. El método de exploración de estos yacimientos siempre se ha llevado a cabo de forma subterránea, con frentes, cruceros, pozos y tiros; las obras siempre se realizan sobre el mineral que generalmente es masivo.

Kesler (1981) estudia la zona de La Paila y Cuatro Palmas, en la parte sur del Estado de Coahuila y hacia la parte SW del área de estudio y, los depósitos se describen de la siguiente forma: mantos de celestina, estratoligados, los cuales se formaron a partir del reemplazamiento de las rocas sedimentarias preexistentes confinados en un mismo horizonte estratigráfico, la celestina de estos mantos es de grano medio a grueso (1cm) de color blanca, con cantidades variables de caliza y dolomita no reemplazada (Salas, 1973). En algunos de los mantos los espacios vacíos están alineados con celestina hojosa. Otros minerales presentes pero en cantidades menores son azufre nativo y yeso. Existen mantos de barita similares a los de celestina pero con el tamaño de grano fino. Generalmente la

barita y la celestina no se presentan en el mismo manto. En lo concerniente a estudios de inclusiones fluidas Kesler et. al. (1981) únicamente menciona que son de muy baja temperatura (< a 100 °C).

Los estudios isotópicos obtenidos por Kesler (1981) en  $\delta^{34}\text{S}$  en el yeso (para unidades del Aptiano-Albiano) tienen un rango de +14 a +17‰, estos valores concuerdan con la composición indicada para los sulfatos marinos del Cretácico inferior (Clapool et al., 1980, Figura 46). La composición isotópica del Sr para el yeso en las áreas de La Paila y Torreón oscilan en promedio alrededor de 0.7075 y estos valores concuerdan con los valores de Peterman et al. (1970), Dasch y Biscaye (1971), Veizer y Compson (1974) para las calizas y fósiles del Mesozoico las cuales no tienen relaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mas grandes a 0.7085. L.M. Jones y colaboradores obtuvieron valores similares para calizas del Aptiano-Albiano en el noreste de México. Los datos obtenidos para 13 muestras de celestina oscilan alrededor de 0.70765, lo cual en promedio es esencialmente lo mismo que la del yeso, además en estos mantos aparece barita, los datos obtenidos para 8 muestras en la barita de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  arrojaron valores promedio de 0.7094, la explicación de este enriquecimiento podría ser la presencia de la arcosa Patula (Cretácico Temprano) ampliamente distribuida en el borde del Bloque Coahuila (Krutak, 1965), la cual contiene materiales clásticos derivado desde el basamento Paleozoico y Precámbrico (?) y que contiene una cantidad abundante de Sr radiogénico mas pesado (Denison et al. 1970).

Kesler concluye que los resultados de los estudios en composición isotópica de S y Sr, en celestina, barita y yeso indican que la celestina y barita probablemente se formaron a partir de los elementos derivados de la cuenca durante procesos diagenéticos, mientras que el Sr en la celestina parece ser derivado desde las rocas carbonatadas locales.

#### **IV.2.- Localización**

La zona de estudio se encuentra en el norte del país en el Estado de Coahuila, tiene coordenadas geográficas comprendidas entre los 102° 22' a 102° 26' de longitud oeste y 26° 16' a 26°19' de latitud norte; administrativamente pertenece al municipio de San Pedro de las Colonias, en la Sierra de los Alamos. (Figura 24).



Figura 24. Localización del área de estudio (<http://209.15.138.224/inmomex/mapas.htm>, google earth.com; sin escala)

### IV.3- Relaciones geológicas regionales.

En el Triásico Tardío - Jurásico Temprano ocurre el rifting que marca el comienzo de rompimiento de la Pangea, la apertura del Atlántico y la generación del Golfo de México generándose las placas de Norte América, la placa de América del Sur y la Placa de África (Dickinson y Coney, 1980; López Ramos 1981, Padilla Sánchez, 1982). De esta manera el noreste de México durante el Mesozoico y Cenozoico está estrechamente relacionada al origen del Golfo de México (Salvador y Green, 1980), la deriva de Yucatán hacia el sur hasta el Jurásico Tardío (Pindell, 1985, 1993; Goldhammer, 1999) y la separación de las placas debidos a la dispersión del piso oceánico, convirtieron el basamento del noreste de México en altos y bajos estructurales de nuestro interés: la Cuenca de sabinas, El Bloque de Coahuila Bloque de la Mula, Península de Burro-Peyotes-Salado y el Arco ó Archipiélago de Tamaulipas y algunos otros elementos como Canal de Chihuahua, el Geosinclinal Mexicano y la Cuenca de Maverick, estos elementos frecuentemente están limitados por fallas laterales izquierdas y por fallas normales que conformaron a estos horts y grabens que controlaron las facies sedimentarias durante el Mesozoico como se muestra en la Figura 25 (Wilson et al., 1984; Salvador, 1987; Salvador, 1991a. 1991b. 1991c.; Wilson, 1990; Goldhammer et al., 1991; Goldhammer, 1999).

Las rocas en el Bloque de Coahuila están compuestas en su parte basal de rocas ígneas y metamórficas de bajo grado del basamento Paleozoico Tardío-Mesozoico Temprano que corresponden a un conjunto de arco (McKee et al., 1988); y en la parte superior por un paquete sedimentario marino de calizas de plataforma y evaporitas (Formación Acatita) que sobreyace discordantemente y marca el inicio de la transgresión marina del Aptiano Tardío sobre el bloque (Smith, 1981; Goldhammer 1999; Lehmann et al., 1999).

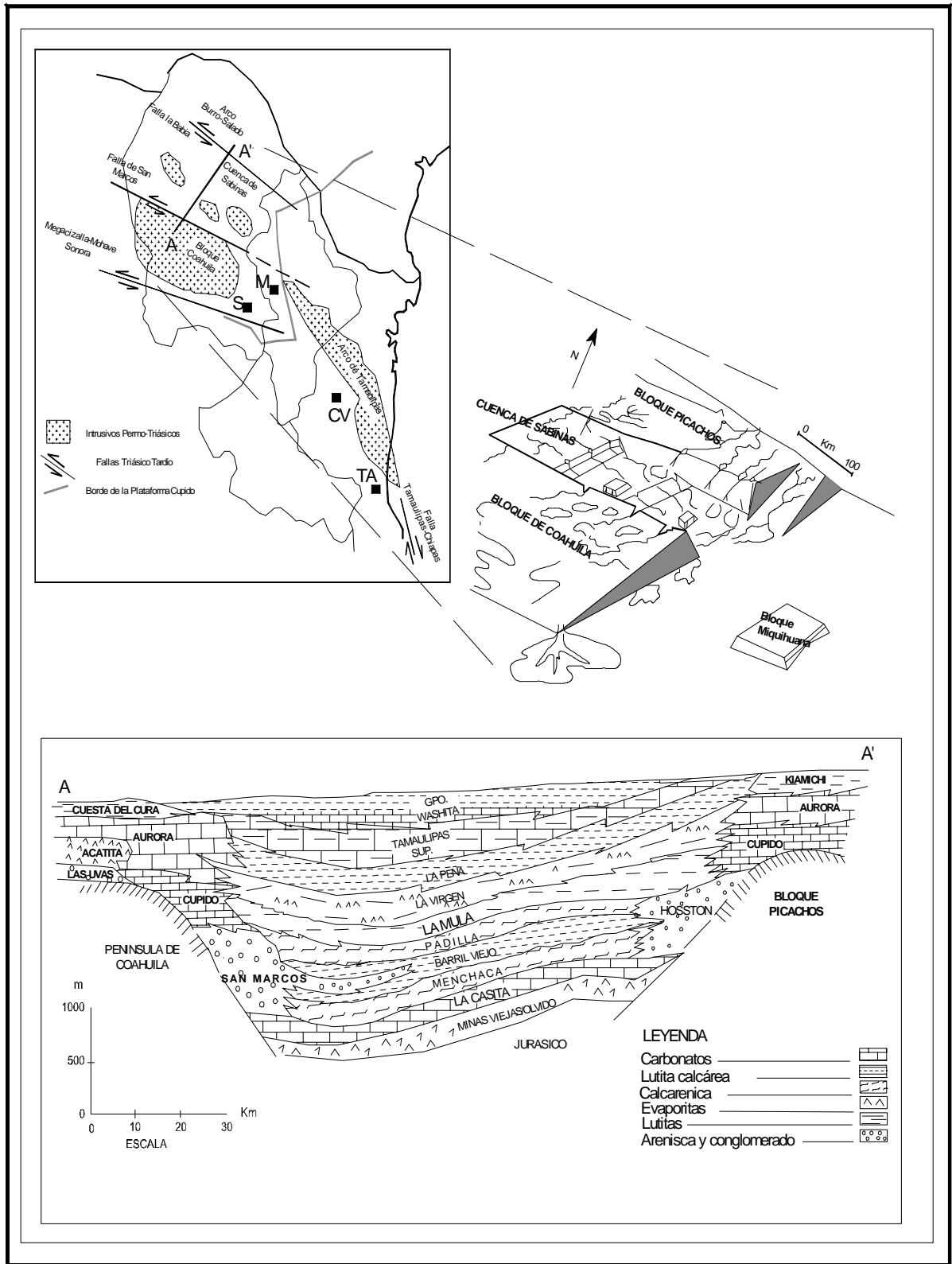


Figura 25. Mapa paleotectónico en el noreste de México del Jurásico Tardío, y la relación estratigráfica involucrando los elementos principales ((Goldhammer, 1991 y Eguiluz, 2001)

#### IV.4-Fallas principales en el NE de México

##### *La falla (megacizalla) Mohave-Sonora*

La falla Mohave-Sonora (FMS) fue propuesta por Silver y Anderson (1974) como una solución parcial a los problemas existentes entre el traslape del sur de México y la parte norte de América del Sur en los modelos tectónicos para la reconstrucción de la Pangea (i. e. Bullard et al., 1965; Pindell, 1985). Anderson y Schmidt (1983) postularon que la FMS es una falla lateral izquierda de rumbo NW que estuvo activa en el Jurásico Tardío (~150 Ma) y que posiblemente tiene un rango de 700 a 800 Km. de desplazamiento. La FSM divide al basamento de Sonora en dos bloques cristalinos con edades aparentemente diferentes. Las rocas más antiguas con edades entre 1.8 y 1.7 G.a. correspondientes al Bloque Caborca, localizado al noroeste de la traza propuesta para la FMS; mientras que un basamento un poco más joven denominado Bloque de América del Norte, localizado al noreste de la traza de la Megacizalla presenta edades de 1.7 a 1.6 G.a.

##### *Falla la Babia*

También es conocida como lineamiento Boquillas-Sabinas (Padilla y Sánchez, 1982, 1986), o falla Sabinas (Alfonso, 1978). Esta falla limita en la parte norte al Cinturón Plegado de Coahuila (CPC) con el Arco de Burro-Salado. (Smith 1981) ha considerado que esta falla junto con la falla de San Marcos, que limita al CPC en su parte sur, tuvieron desplazamientos laterales izquierdos generando transpresión y como consecuencia acortamiento en el CPC. Yet (1997) sugiere que la deformación presente en el CPC es debido a efectos de compresión NE-SW por esfuerzos sobre el borde continental durante la subducción de la placa Farallón. Aunque no han sido documentadas evidencias estructurales contundentes en el campo sobre la traza de la falla, la diferencia de estilos de deformación y un magmatismo Terciario y Cuaternario son fuertes evidencias de su existencia.

##### *Falla de San Marcos*

La falla de San Marcos fue propuesta por Charleston (1981) quien la definió utilizando imágenes de satélite al contrastar diferentes estilos de deformación en el noreste de México. Padilla y Sánchez (1982) definió sobre esta misma zona un lineamiento con dirección WNW, el cual abarcaba desde la Sierra Mojada, en Coahuila, hasta China Nuevo León, nombrándola por lo mismo lineamiento Sierra Mojada-China. Estos autores sugirieron que la falla es lateral izquierda, con base en las observaciones



de los estilos de plegamiento entre el Bloque Coahuila y el Golfo de Sabinas. McKee et al., (1984,1990) realizaron diferentes estudios sobre la falla, principalmente estratigráficos, proponen que la FSM se instauró en el Jurásico como una falla con un movimiento lateral izquierdo predominante, y que tuvo al menos dos reactivaciones, una en el Cretácico Temprano con componente normal y el bloque hundido al N de la traza, y otra en el Terciario Temprano con componente inversa. De acuerdo con Aranda-Gómez et al. (2005) existen dos eventos de reactivación post-Laramide, que se manifiesta en la región SE del estado de Chihuahua.

#### **IV.5- Estratigrafía regional.**

A continuación se da una breve descripción de las diferentes litologías existentes en la región y para entender los cambios de facies en la Figura 26 muestra la correlación estratigráfica general del NE de México.

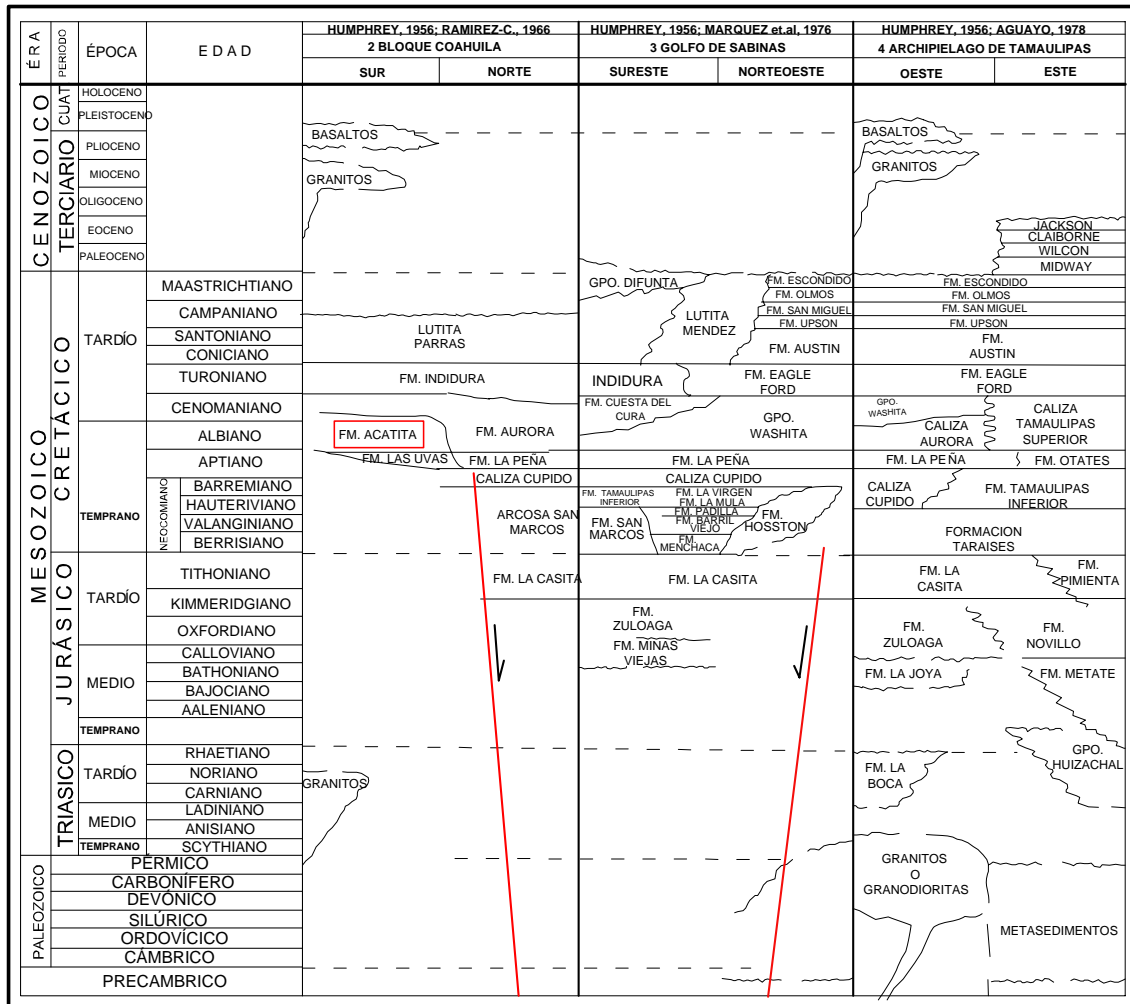


Figura 26. Relaciones estratigráficas generalizada del NE de México (modificada de López Padilla 1986).

#### IV.5.a. El Jurásico.

##### Formación Minas Viejas (Oxfordiano)

Humphrey y Díaz (1956), propusieron este término para la unidad de evaporitas (como anhidritas, yeso, halita, etc.), con intercalaciones aisladas de lutitas calizas y areniscas que conforman varios anticlinales en la zona de Coahuila, particularmente en el anticlinal Minas Viejas. PEMEX en su pozo Minas Viejas No.1, penetró cerca de 3 Km. en esta Formación, sin atravesarla totalmente.

##### Formación La Casita (La Caja) (Kimmeridgiano-Tithoniano- Portlandiano)

La Formación La Casita, fue designada por Imlay (1936), para sedimentos de aguas someras del Jurásico Superior, sobreyace a la Formación Zuloaga. La localidad tipo aparece en el Cañón de La

Casita, alrededor de 16 Km., al sur del poblado de General Cepeda, Coah.; su litología consiste de 60m de lutitas fósiles, de colore gris oscuro a negro, interestratificada con capas delgadas de caliza y arenisca amarillenta.

Para esta Formación se midió una sección de 85 m de espesor en el flanco norte de la Sierra de Presitas, al sur de Bisecas, Coah., además de otra sección en la parte central de Cañón del Álamo con un espesor de 86 m. en donde se observa que esta formación consiste de lutitas de color rojizo y pardo amarillento, ligeramente yesífera, con capas delgadas de caliza nodular. En la parte media y superior de esta unidad, se presentan intervalos de 3 a 20 m de lutita, limonita, caliza y fragmentos de amonitas.

El contacto de la Formación La Casita con La Formación Zuloaga (contacto inferior) es concordante. El contacto superior con la Formación Taraises es concordante, marcado litológicamente por el término de las lutitas rosadas y el inicio de calizas de estratos medios de la Formación Taraises.

La Formación La Casita, de acuerdo con su posición estratigráfica y su contenido faunístico, se le considera una edad Kimmeridgiano-Tithoniano, se le considera un ambiente de aguas de costa, a facies infralitorales, en las cuales existía cierta concentración de sulfatos de calcio, que al precipitarse formaron las laminillas de yeso que se encuentran en las lutitas de esta Formación.

#### **IV.5.b.- El *Cretácico*.**

- **Arcosa San Marcos (Neocomiano-Berriasiano tardío-Valanginiano tardío)**

Definida por Kane (en Imlay 1940) en el potrero de San Marcos con un espesor total de 744 m., la cual consiste en la base de 80 m de espesor de conglomerados arcósicos color rojo; el miembro medio tiene 510 m de arcosas y subarcosas con granos angulosos, pobremente clasificados, de estratificación gruesa y contiene algunas intercalaciones de guijarros; el miembro superior consiste de 154 m de arcosa conglomerática con estratificación media. Los espesores varían conforme la localidad; Humphrey y Díaz indican un espesor de más de 1000 m para la arcosa San Marcos en el Pozo Ohio-Mex-San Marcos N° 2, perforado sobre la plataforma de Coahuila. El medio ambiente de depósito se le considera de abanicos y planicies aluviales marginales.

- **Formación Menchaca ( Berriasiano-Valanginiano)**

Definida por Kane (en Imlay 1940), para los afloramientos a lo largo del Potrero de Menchaca, a 25 Km. al NE de Cuatro Ciénegas. El espesor medio en el Potrero Menchaca fue de 250 m, y está formado por wackstonitas y limonitas calcáreas de color gris oscuro, con margas nódulares oscuras que contienen abundantes *Exogyras* y fragmentos de amonitas. La estratificación es de gruesa a media.

En la parte central del Potrero de La Virgen hay un pequeño afloramiento de dolomías arenáceas de color rojizo y wackstonitas con fragmentos de conchas. Humphrey y Díaz (1956), asignaron estos sedimentos como transicionales entre el Jurásico tardío y el Neocomiano en base a su posición estratigráfica.

- **Formación Barril Viejo (Hauteriviano temprano- Valanginiano tardío)**

Consiste de margas nodulares y lutitas, intercaladas con wackstonitas y limonitas, como restos orgánicos (pelecípodos, gasterópodos, tubos de anélidos equinoides y corales solitarios y algunos amonitas) esta unidad interperiza para formar pendientes topográficas características que cubren las capas dolomíticas de la Formación Sacramento. El espesor máximo de la Formación Barril Viejo es de 350 m., y aparece en la esquina N-W de Potrero de Oballos de aquí se adelgaza hacia el SW y está ausente en el Potrero de San Marcos. Se considera el ambiente de depósito perteneciente a aguas marinas marginales.

- **Formación Padilla (Hauteriviano)**

Definida por Charleston (1973) consiste de lutitas en la parte inferior, cubierta por sedimentos calcáreos (mudstones), de la parte superior. El espesor total es de 674 m., en el Potrero de Padilla.

La Fm. Padilla se dividió en dos miembros; el inferior llamado Agua Chiquita que consiste de 59 cm., de dolomía gris oscuro con estratificación gruesa a muy gruesa; En ocasiones gradúa lateralmente a wackstonita, el miembro superior, llamado Oballos, aflora en el Potrero del mismo nombre y tiene 101m., de espesor. Consiste de margas nodulares intercaladas con wackstonitas. De acuerdo con su posición estratigráfica (yacen sobre la Formación Barril Viejo), la Formación Sacramento (Padilla) es de edad Hauteriviano. Ambiente de depósito es de aguas marinas someras claras y de gran movimiento.

- **Formación La Mula (Barremiano)**

Definida por Imlay (1940), designó al Potrero de La Mula 30 Km., al N-W de Ocampo, Coahuila, como localidad tipo. La característica distintiva para esta unidad es la presencia de lutitas en la parte inferior, cubierta por sedimentos calcáreos (mudstones), de la parte superior. El espesor total es de 674 m., en el Potrero de Padilla. Generalmente subyace a la Formación Cupido aunque lateralmente puede ser equivalente a facies profundas de esta Formación. Hacia las partes más someras de la Formación La Mula gradúa a sedimentos terrígenos de la Formación Pátula y también a las evaporitas de la Formación La Virgen. Se considera se forma en porciones internas de la plataforma marina, que en un tiempo estuvo influenciada por sedimentos terrígenos finos.

- **Formación La Virgen (Neocomiano Superior)**

Definida por Humphrey (1956) para designar a los yesos, anhidritas y calizas del Cretácico Inferior que afloran en la porción central del estado de Coahuila. Su localidad tipo fue asignada en el Potrero de la Virgen sobre la Sierra de las Ovejas, que se localiza aproximadamente 10 Km. al NE de Cuatro Ciénegas, Coah. Constituida predominantemente por evaporitas, con algunas intercalaciones de mudstone arcilloso en capas delgadas, lutitas y un cuerpo potente de grainstone de peletoides y oolitas, en su parte media, hacia la parte superior de la Formación, los yesos son más limpios y las capas de caliza dejan de ser arcillosas. Estratigráficamente se encuentra subyaciendo a la Formación Cupido con contacto es nítido y concordante y se marca donde terminan los yesos, se encuentra sobreyaciendo a la Formación La Mula. Se le asigna una edad del Neocomiano Superior en base a su posición estratigráfica y debido a la ausencia de fósiles. Se correlaciona parcialmente con la Formación Taraises y con la Formación Las Vigas de la Cuenca de Chihuahua, así como con la Formación Tamaulipas Inferior. Se considera que los sedimentos de esta Formación fueron depositados en un ambiente de plataforma somera cercano a la costa con circulación restringida, cuyas aguas contenían un alto contenido de  $\text{CaSO}_4$  y  $\text{CaCO}_3$ , enmarcadas dentro de un clima desértico con precipitación pluvial muy inferior al grado de la evaporación.

- **Formación Cupido (Barremiano Superior)**

Fue descrita por Imlay (1937) y por Humphrey (1956), como una unidad de calizas de estratificación gruesa, media y delgada, de color gris oscura a negra, presentando fractura subconcoidal, y debido al intemperismo toma un color gris azulado, sus capas son mas gruesas hacia la

cima donde alcanza espesores de 2 a 3m. las cuales contienen líneas estilolíticas, se encuentra en la Sierra de Parras, encajonada por la Formación La Peña arriba y Taraises abajo. La localidad tipo fue designada en la pared Norte del Cañón del Mimbres, alrededor de 60 Km. al Sureste de Parras, Coah.

Presenta tres facies bien determinadas: la facies de plataforma, la facies arrecifal y la facies pelágica (Zwanzinger, 1976), presentando un dominio costero hasta el dominio de cuenca (Zwanzinger, 1976). El espesor es variable y está en función de su ambiente de depósito, aumentando conforme aumenta la distancia de las costas de la Isla de Coahuila hacia el Golfo de Sabinas (Humphrey y Díaz, 1956). Por su posición estratigráfica y el contenido faunístico presenta una edad del Hauteriviano Tardío- Aptiano Temprano. La sedimentación de la Formación Cupido durante el Hauteriviano al Aptiano Inferior, forma un complejo sedimentario llamado Complejo Cupido (Zwanzinger, 1976); marca un cambio notable de sedimentación predominantemente clástica a sedimentos calcáreos.

- **Formación La Peña (Aptiano Superior)**

Definida por Imlay (1936) para designar a una secuencia construida por dos miembros: el inferior calcáreo y el superior arcillo-calcáreo. Su localidad tipo se encuentra en el flanco norte de la Sierra de Taraises, aproximadamente a 40 Km. al Suroeste de Parras, Coahuila.

Consiste de dos unidades, la parte inferior está formada por capas delgadas a medias de caliza color gris claro con nódulos de pedernal y escasas interestratificaciones de material arcilloso. En la parte superior son más abundantes las capas de caliza las cuales se adelgazan y toman un aspecto lajoso, presentando transiciones a limonita calcárea; esta unidad adopta tonos ligeramente rojizos por el intemperismo. La Formación La Peña descansa concordantemente sobre la Formación Cupido y subyace también concordantemente con las calizas de la Formación Aurora. Por su contenido faunístico y posición estratigráfica, se le ha asignado una edad del Aptiano Superior. Es correlacionable con la Formación Cuchillo, con la Formación Otates y con la Formación Uvas. Estos sedimentos arcillosos indican la máxima transgresión marina iniciada durante el Jurásico Superior y cubre totalmente los elementos positivos (Paleo isla de Coahuila y la Paleo península de Tamaulipas). Se depositó en un medio de plataforma homogénea con sedimentación pelágica y terrígena en aguas no muy profundas (Humphrey y Díaz, 1956).

- **Formación Acatita (Albiano inferior-Medio)**

El término Formación Acatita fue propuesto por Humfrey (1956), para una unidad sedimentaria de facies lagunar del Albiano Inferior y Medio, que ocurre sobre un área considerable del Sur-Centro de Coahuila y Noreste de Durango. Consiste de interestratificaciones de caliza, yeso, dolomía y anhidrita. Como localidad tipo fue asignado el frente Suroeste de la Sierra de Acatita, entre el Cañón Grande y Las Uvas, Coahuila, y la sección tipo se considera la medida por Kelly, justamente al Oriente del Cañón de Pezuña, aproximadamente a 3 Km., del Rancho Acatita. En la localidad tipo, la Formación descansa sobre un miembro basal calcáreo potente, en forma de escarpe, sobre calizas impuras y clásticos de la Formación Las Uvas, y a la vez es cubierta por estratos con rudistas referenciados a la Formación Aurora. A la Formación Acatita, se le considera del Albiano Inferior y Medio, siendo correlacionable con la parte media y superior de la Formación Aurora.

- **Formación Aurora ( Albiano-Cenomaniano)**

Esta unidad fue definida por Burrows (1910), para una secuencia predominantemente calcárea, cuya localidad tipo se encuentra en la Sierra del Cuchillo Parado, situada al noroeste del estado de Chihuahua. En general esta unidad se encuentra distribuida en todo el noreste de México.

Litológicamente está constituida por calizas de color gris claro, en estratos gruesos a masivos, tipo mudstone con nódulos de pedernal, fosilífera y presenta estilolitas paralelas a la estratificación. Su espesor no es muy variable oscilando entre 400 a 600 m. por su posición estratigráfica y por su contenido faunístico se considera esta Formación del Albiano (De Cserna, 1956). Se correlaciona con la Formación Acatita, parte inferior de la Formación Gleen Rose y la parte media de la Formación el Abra.

Por su litología y contenido faunístico esta facies calcárea se depositó en un medio de plataforma carbonatada, de aguas profundas (Golfo de Sabinas) y con un desarrollo arrecifal (Toucasia, caprina y miliólidas), bordeando la ya sumergida Isla de Coahuila.

- **Formación Cuesta del Cura (Albiano medio y Cenomaniano temprano)**

Imlay (1936) describió por primera vez la Caliza Cuesta del Cura, de acuerdo con afloramientos de calizas delgadas ondulantes con bandas de pedernal negro. Aflora en casi toda la Sierra de Torreón-Monterrey, aunque con espesores de no más de 300 m. Consiste principalmente de capas medianas a delgadas y onduladas de caliza gris oscura a negra, compacta, un poco arcillosa. Contiene además, nódulos, lentículos y bandas de pedernal negro, contiene amonitas junto con microfauna que

corresponde a una edad del Albiano- Cenomaniano.

La Formación Cuesta del Cura es correlacionable con las siguientes Formaciones: con la caliza Sierra Madre en Tabasco y el Istmo de Tehuantepec, Tamaulipas Superior y Caliza el Abra de la Cuenca de Tampico –Misantla. La parte inferior con la Formación Kiamichi, Grupo Washita, indiferenciado del noreste de México y Oriente de Texas.

- **Formación Del Río (Cenomaniano temprano)**

Fue descrita por Humphrey (1956) como lutitas de color gris a verde, nodular y laminado con estratos arcillosos calcáreos intercalados, los cuales contienen amonites y equinoideos que intemperizan a un material tipo caliche blanquecino. Su localidad tipo se encuentra hacia el Sur en el Valle del Río Grande cerca del Río Texas, E.U.A. estratigráficamente yace concordantemente sobre la caliza Georgetown y subyace a una delgada sección de calizas correspondientes a la Formación Buda. Por su posición estratigráfica y su contenido de amonites y equinoideos se le atribuye una edad del Cenomaniano Temprano y Según Humphrey y Díaz (1956) los sedimentos se depositaron en un ambiente de plataforma abierta pelágica con subsidencias lentas y continuas.

- **Formación Buda (Cenomaniano temprano)**

Fue descrita por Hill (1891) como calizas de color gris claro de estratos delgados de 0.30 m. de espesor y arcillosa. Presenta intercalaciones delgadas de lutitas arcillo-arenosas regularmente estratificadas, compactas y con pequeños nódulos de hematita y amonites. La Lutita Del Río es cubierta por la caliza Buda, por su posición estratigráfica se le asignó una edad del Cenomaniano Temprano, correlacionable a los cuerpos superiores del Grupo Washita y de la Formación Cuesta del Cura. Según Humphrey y Díaz (1956). Los sedimentos se depositaron en un ambiente de plataforma abierta pelágica con subsidencias lentas y continuas.

- **Formación Indidura (Cenomaniano Tardío-Turoniano)**

Redefinida por WA. Kelly (1936), en la localidad de Delicias, Coah., y la bautizó por el afloramiento localizado en el flanco oriental del Cerro de La Indidura. Se observan tres miembros diferentes de la Formación en las dos Sierras al SE de Torreón. Sobre el flanco norte y sur de la Sierra de Mayrán se clasificó como arenisca de grano fino, de gris oscuro a pardo, la cual intemperiza a blanco y amarillo claro, no se observaron microfósiles. En la parte sur del sinclinorio la Peña, se observan dos



miembros, el Miembro Inferior aflora en la parte sur del Cañón sin Nombre; se encuentra constituido por Lutitas calcáreas resquebrajadas y calizas nodulares color gris que intemperizan a color amarillo; en esta unidad no se recolectaron fósiles. El miembro superior se observó sobre el flanco norte del Cañón constituido por lutitas laminares de color oscuro, las que intemperizan a café rojizo, éstas se encuentran interestratificadas con lutita que contiene fósiles (*Inoceramus labiatus*).

- **Agua Nueva = Eagle Ford (Cenomaniano Tardío-Turoniano)**

Hill (1887) determinó que esta unidad esta formada de lutitas y su localidad tipo se encuentra en Tagle Ford, Texas. Se encuentra constituida por una alternancia de capas de lutita calcárea gris oscuro y calizas con estratificación delgada; tanto la lutita calcárea como la caliza se caracterizan por su estructura laminada que al intemperizar produce lajas muy peculiares por lo que esta Formación también ha sido llamada "Lajas de Boquillas", además son fácilmente erosionables debido a su poca dureza. Se le ha determinado un espesor de 200 m., en la sección de Cedral. Se encuentra subyaciendo a la Formación Austin y suprayaciendo a la Formación Aurora. Se le considera con base a su contenido litológico y faunístico que se depositó en un ambiente nerítico.

#### **IV.6.- Evolución paleogeográfica del NE de México.**

Las rocas sedimentarias de los lechos rojos de la Formación Huizachal (Fm. La Boca y Fm. La Joya) se deduce fueron debidas al evento extensional que fragmentó el basamento en bloques para los cuales se especula una edad Triásico Tardío o Jurásico Temprano a Medio (López Ramos, 1980; González, 1976) como se muestra en la Figura 27.

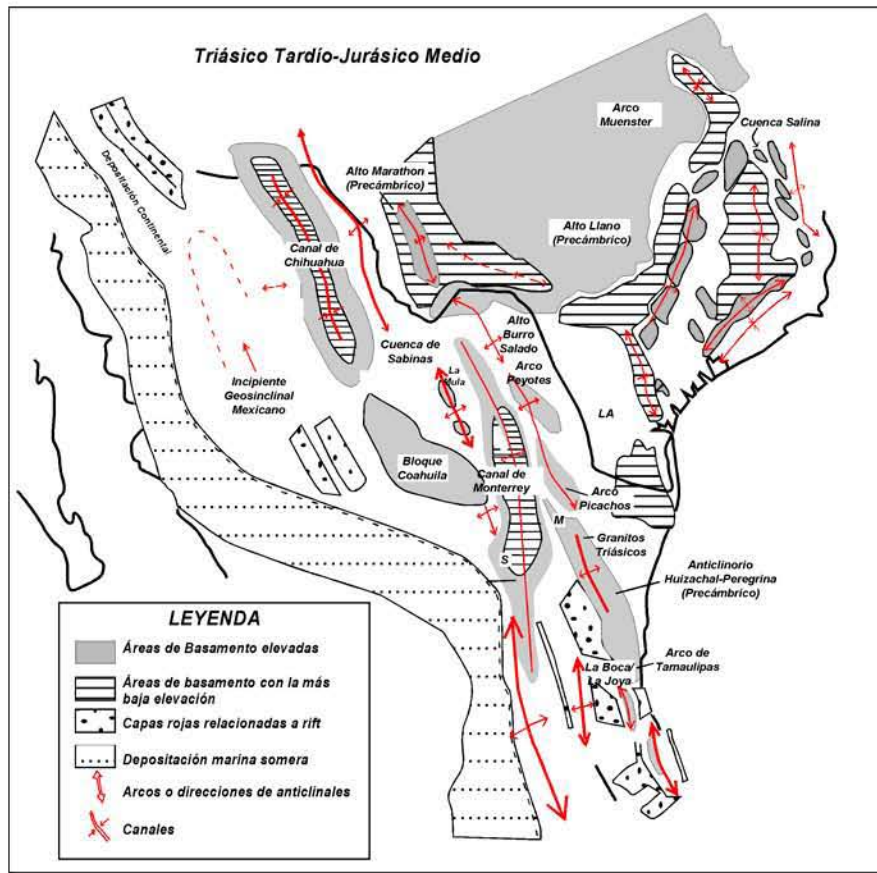


Figura 27. Paleogeografía del Triásico-Jurásico Medio (Goldhammer, 1999).

Posteriormente, ocurrió la transgresión marina del Jurásico Tardío y la instauración de la dorsal oceánica del Golfo de México, que marca el inicio de una separación rápida de fragmentos continentales y en la translación de Yucatán a su posición actual (Wilson et al., 1984; Salvador, 1987, 1991a., 1991b., 1991c.; Wilson, 1990; Goldhammer, 1999).

En la Cuenca de sabinas las evaporitas más antiguas Jurásicas son las de la Formación Minas Viejas en la región de Monterrey-Saltillo y afloran como masas de yesos deformadas, que sobreyacen discordantemente a las capas rojas del Grupo Huizachal y basamento Paleozoico. La Formación Minas Viejas marca la incursión marina inicial restringida en las cuencas de *rift* y registra un espesor de más de 2500 m en algunas zonas como en su localidad tipo. Por su posición estratigráfica y el periodo de deposito probablemente su acumulación ocurre durante el Caloviano (?) y Oxfordiano Temprano (Goldhammer et al., 1991), éstas rocas se encuentran en su mayoría en la parte central de la cuenca como se puede ver en la Figura 28. Hacia la parte de la Península de Tamaulipas las sales decrecen o

desaparecen siendo reemplazadas por anhidritas y carbonatos. La Formación Minas Viejas está compuesta principalmente por partes salinas mientras que La Formación Olvido es una mezcla de litologías (Eguiluz S. 2001). La Formación Olvido consiste en la parte baja de carbonatos con nódulos de evaporitas, calcarenitas y grainstones oolíticos de alta energía depositados en una plataforma carbonatada compleja, en ambientes más profundos hacia el tope de la Formación está representada por wackestones y mudstones que contienen amonites Ataxiocecas de edad Kimmeridgiano Temprano indicando un paulatino hundimiento de la cuenca y una transgresión gradual llegando a formar espesores de esta formación en la Cuenca de Sabinas hasta de 800 m en su parte más profunda, estos gradúan hacia los límites de la cuenca a terrígenos costeros, areniscas y conglomerados de la Formación La Gloria.

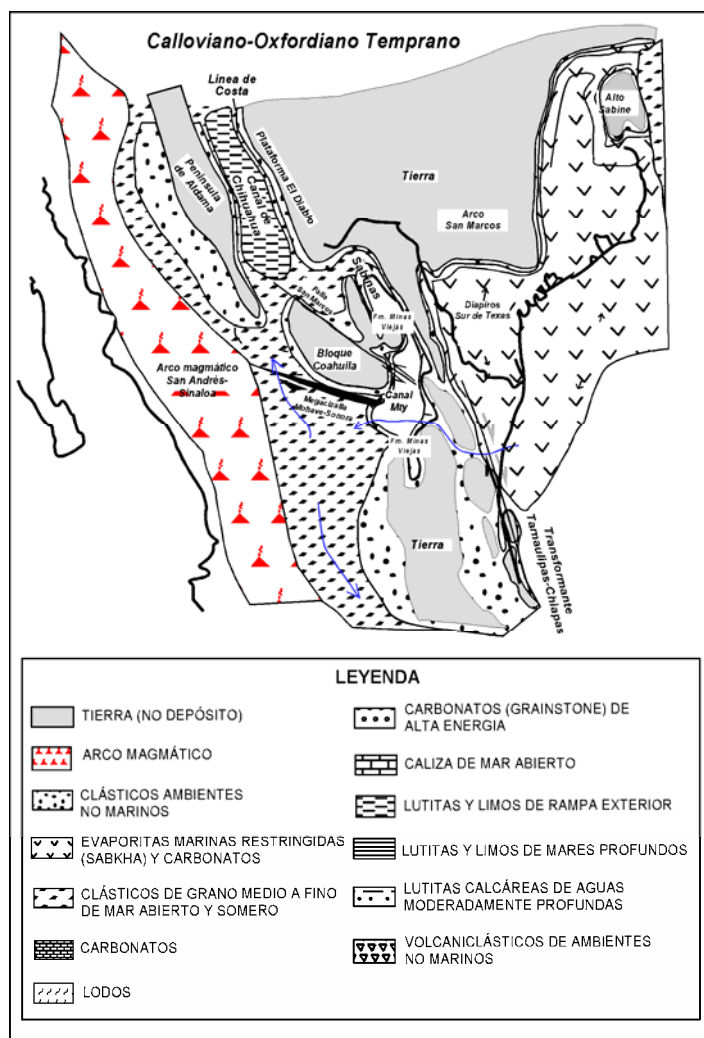


Figura 28. Paleogeografía del Caloviano a Oxfordiano temprano (Goldhammer, 1999)

Para el Kimmeridgiano- Tihoniano solo la Península El Burro-Peyotes, el Bloque Coahuila y la Isla la Mula estuvieron emergidas, mientras que el Archipiélago Tamaulipas fue completamente cubierto por el mar hacia el Tithoniano Tardío. Así las Formaciones Olvido y la Gloria fueron cubiertas por lutitas carbonatadas de la Formación La Casita (Imlay, 1937), cuya base representa la máxima superficie de inundación de una transgresión con dirección oeste la cual transporta materia orgánica vegetal y terrígena que fueron depositadas mar adentro; La Casita consiste de areniscas conglomeráticas que bordean los bloques emergidos, mientras que las lutitas fueron depositadas hacia la parte este de la Cuenca de Sabinas y sobre el inundado archipiélago de Tamaulipas. El ingreso de agua marina fue controlada por la deriva del bloque Yucatán a lo largo de la falla Tamaulipas-Chiapas (Pindell, 1985), una vez inactiva, sedimentos carbonatados y arcillas del Jurásico tardío (Fm. La Caja, y Fm. Pimienta) cubrieron el arco de Tamaulipas (Padilla y Sánchez, 1986). Carbonatos arcillosos y rocas terrígenas de tamaño de grano variable fueron depositados durante el Barremiano en el borde del bloque Coahuila como facies de conglomerados de abanicos aluviales de la Formación San Marcos, y en la parte del bloque de Tamaulipas, se depositan facies de planicies aluviales que consisten de areniscas y conglomerados rojos de la Formación Houston. Hacia la parte más profunda de la cuenca se encuentran carbonatos de alta energía representados por la Formación Menchaca (Imlay 1940) considerada como de edad Barriasiana basados en la presencia de foraminíferos y amonites; ésta Formación gradúa hacia el sureste y este a facies de plataforma abierta representados por la interestratificación rítmica de capas negras de lutitas y caliza pelágica (mudstone) con intercalación de arcillas de la Formación Taraises (Imlay, 1936) , contiene fósiles como cocolitos, nanocolitos, calpionelidos y radiolarios, es una caliza pelágica que se acumula al borde de la plataforma Jurásica. La Formación Barril Viejo sobreyace a la Formación Menchaca y consiste de areniscas y terrígenos de grano fino (Imlay 1940), la fuente de las rocas siliciclásticas se le atribuye a los bloques Coahuila y Tamaulipas y su depósito se relacionó a la reactivación y levantamiento del bloque Coahuila, hacia el oeste es transicional a los conglomerados de la Formación San Marcos y hacia el este a la Formación Houston, la edad establecida para la Formación Barril Viejo es del Hauteriviano. La subsidencia de la Cuenca de Sabinas continúa durante el Hauteriviano, Barremiano y Aptiano Tardío ocurriendo cambios graduales de la sedimentación a través del tiempo. El depósito de los carbonatos de la Formación Padilla (Imlay, 1940), que sobreyace a la Formación Barril Viejo consiste de facies progradantes depositadas durante un alto nivel del mar y representa facies de plataforma inicial con un promedio de espesor de 150 m. y se le asigna una edad del Hauteriviano Superior (Eguiluz S. 2001). Hacia la parte

noroeste de la cuenca de Sabinas hay un cinturón de rocas terrígenas de grano fino de la Formación La Mula (Imlay 1940), la cual se adelgaza hacia el mar abierto en la parte este y sureste de la cuenca. La Formación la Virgen consiste de evaporitas depositadas en medio lagunar carbonatado tipo sabkha, la cual tiene cambios de facies laterales hacia la Formación San Marcos y Hosston, mientras que la Formación Cupido es una barrera arrecifal compleja (Murillo-Muñeton, 1999) que restringe la salinidad del agua del mar dentro de la laguna. La Formación La Virgen la integran cinco unidades: tres son dolomitas (Márquez et al., 1979) separadas por dos unidades de evaporitas. La Formación Cupido se deposita durante periodos de aparente estabilidad, desarrollando una plataforma calcárea con un frente arrecifal hacia el oriente (Imlay, 1937; Conklin y Moore, 1977; Charleston, 1981), este alineamiento arrecifal corre de Laredo, Tamaulipas, hacia el sur de Monterrey y de ahí al oeste hacia Torreón. Cerca de la ciudad de Monterrey, Goldhammer et al., 1991 identifican un contacto erosional en el tope de la Formación Cupido, el cual ha sido observado en diversas localidades en la cuenca de Sabinas, mientras que hacia la base la integran carbonatos de alta energía que transicionan hacia arriba a carbonatos de baja energía, también es conocida como la Caliza Cupidito. La distribución lateral de esta unidad marina se extiende sobre los bloques de Coahuila y Tamaulipas las cuales tienen partes emergidas. La presencia de algunos fósiles indica que la Caliza Cupidito fue depositada durante el Barremiano-Aptiano, un plano paleogeográfico se presenta en la Figura 29.

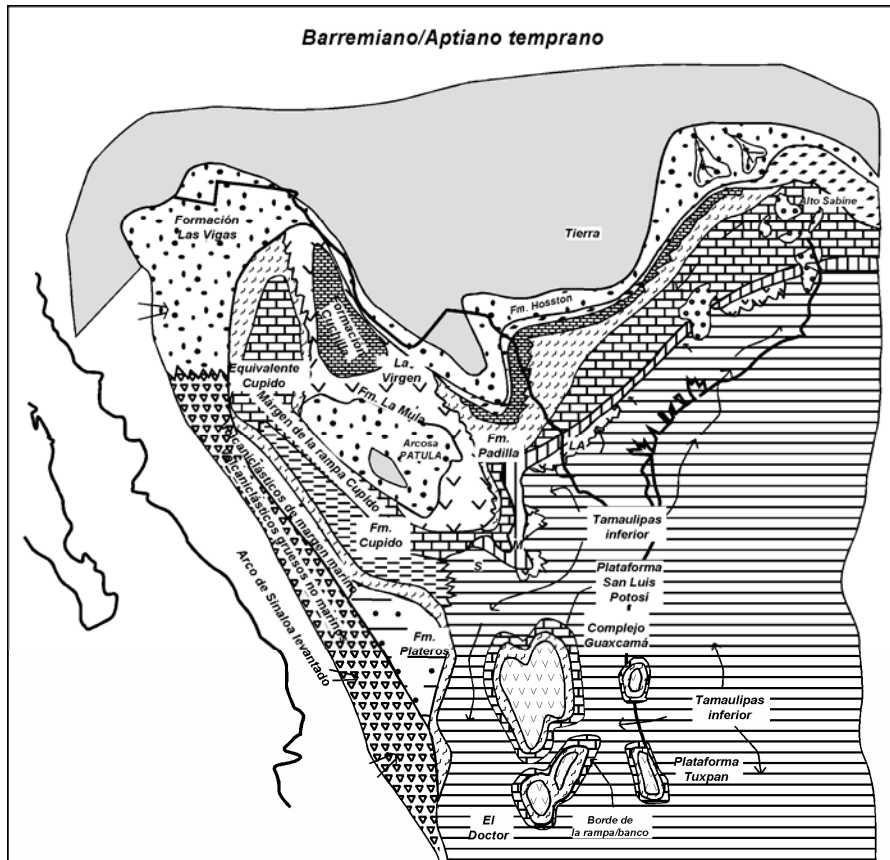


Figura 29. Paleogeografía del Barremiano al Aptiano temprano (Goldhammer, 1999)

Continuó la subsidencia y el incremento en el nivel del mar, lo que permitió la acumulación de lutitas y calizas arcillosas de la Formación La Peña (Imlay, 1936; Humphrey 1949), con un episodio de inundación sobre la cuenca entera. En contraste con el bloque Coahuila el cual registra el comienzo de facies de areniscas de la Formación Las Uvas. Las facies pelíticas de la Formación La Peña corresponden a un ambiente de cuenca profunda que se desarrolla durante el Aptiano Superior indicado por la presencia de fósiles. Durante el Albiano Temprano-Medio (Figura 30) se acelera el ritmo de la subsidencia y aumenta el efecto transgresivo de marea hacia el noroeste cubriendo los elementos hasta entonces positivos. En esta etapa se establece una extensa plataforma de bajo relieve y de hundimiento lento, en la que predominaron ambientes marinos de plataforma a mar abierto, en este ambiente se depositó una potente secuencia de carbonatos micríticos (lodos calcáreos) con nódulos de pedernal y abundante presencia de foraminíferos planctónicos, estas Formaciones son la Tamaulipas Superior la cual se desarrolló en un ambiente de cuenca, equivalente a la Formación Aurora de ambiente de plataforma y correlacionables con la Formación Atascosa, sur de Texas (Smith 1981).

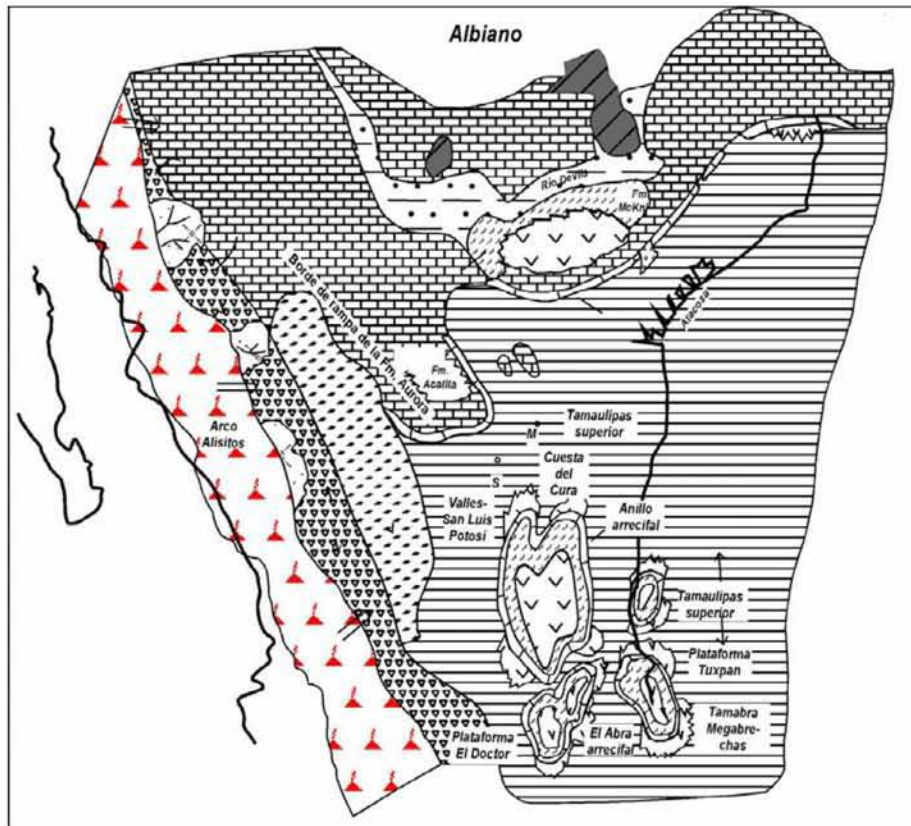


Figura 30. Paleogeografía del Albiano (Goldhammer, 1999).

La depositación de carbonatos micríticos de cuenca y arenisca que comenzaron en el Albiano continúa hasta el Cenomaniano con tres unidades carbonatadas predominantes: Tamaulipas Superior, Georgetown y Formación Buda, interrumpidas por una lutita de la Formación Del Río (Grupo Washita) y "Kiamichi". Durante la mayoría del Cretácico Tardío los ciclos de depósito en la cuenca consisten de secuencias prógradas y regresiones, depositándose seis secuencias principales: Formación Eagle Ford (Roemer, in Sellards et al., 1932), seguida de la Caliza Austin (Shumard, en Sellards et al., 1932), la lutita Upson (Dumble, 1892); y los terrígenos de las Formaciones San Miguel, Olmos y Escondido (Dumble, 1892). La identificación de Formaciones anteriores al Barremiano-Albiano en el bloque de Coahuila es difícil de establecer debido al enterramiento, levantamiento y extensa dolomitización de los carbonatos interestratificados con las evaporitas lo que hace difícil la preservación de los fósiles. Las areniscas de la Formación Las Uvas descansan directamente sobre el basamento del Bloque Coahuila la cual tiene de 0 a 15 m de espesor y se le asignó una edad del Aptiano Tardío; éstas areniscas son interpretadas como costeras equivalentes a la Formación La Peña y se infiere que sobreyacen facies evaporíticas de la Formación Acatita que consiste de una caliza basal masiva de 60 a 100 m de espesor

que progresa hacia arriba a alternancias de evaporitas y dolomitas (Humphrey y Diaz, 1956; Wilson y Ward, 1993). Kelly (1936)) correlacionó la Formación Acatita con la Formación evaporítica Cuchillo al norte de Chihuahua. A la Formación Acatita se le asigna una edad del Albiano Temprano.

El bloque de Coahuila sufre insipiente hundimiento registrado en los carbonatos de Plataforma de la Formación Aurora tipo mudstone y wackestone que gradúa hacia arriba a pedernal y wackestones de agua profunda de la Formación Cuesta del Cura (Lehmann C, et al., 1999). En el área Monterrey-Salttillo las facies de cuenca son la Formación Cuesta del Cura del Albiano-Cenomaniano Tardío, y consiste de carbonatos pelágicos de agua profunda así como lutitas, de estratificación delgada a media, con bandas de pedernal negro. Esta Formación subyace concordantemente a la Formación Indidura del Cenomaniano -Santoniano. La Formación Indidura en la parte de la Curvatura de Monterrey puede ser separada en las Formaciones Agua Nueva y San Felipe.

Durante el Cretácico Tardío se depositaron en toda la región sedimentos fundamentalmente terrígenos provenientes de la porción occidental de México. El evento más importante es la Orogenia Laramide. Este evento deformó el paquete sedimentario marino del NE de México, por lo que se desarrollaron pliegues y cabalgaduras en el norte y este de México que componen a la Sierra Madre Oriental (De Cserna, 1956). Con la retirada gradual de los mares hacia el oriente se desarrollaron sucesivas líneas de costa y delta con los depósitos detríticos consecuentes. A finales del Cenomaniano y a través del Mastrichtiano la paleogeografía y las relaciones de facies tanto en el oeste del Pacífico de México como en la provincia del Golfo de México son drásticamente alteradas como resultado de la deformación Laramide. La deformación fue un evento muy extenso que afectó a toda la Cordillera de Norteamérica. Durante este periodo la provincia oeste del Pacífico fue levantada y erosionada. En este tiempo se desarrolló el cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, migrando la deformación del oeste hacia el este. Más aún, en el NE de México las cuencas de antepaís del Mastrichtiano se desarrollaron en el frente de la Sierra Madre Oriental, (Padilla- Sánchez, 1986; Soegaard, 1997).

Las rocas ígneas en el estado de Coahuila, se emplazaron durante el Oligoceno y sus afloramientos tienen un rumbo general Noroeste-Sureste, cortando transversalmente las estructuras mesozoicas, localizados en el Pico Etéreo y Aguachile, Coah. Su composición varía de monzonítica



hasta granodiorítica. Hacia el sur hay intrusivos granodioríticos localizados en la Sierra del Norte de Torreón y en la Sierra del Sur de Parras, Coah. También por acumulaciones de grava y arena consolidadas de origen fluvial conocidas como el Conglomerado Sabinas (Robeck et al., 1956). Esta unidad se definió en la región carbonífera de Sabinas, como una secuencia clástica conglomerática compuesta de fragmentos predominantemente calcáreos (Humphrey, 1956)

#### IV.7.- Geología Local



Fig. 31. Vista panorámica de la Sierra de los Alamitos.

Como se ha mencionado anteriormente la zona de estudio se encuentra sobre la paleoestructura del Bloque Coahuila en la Sierra de los Alamitos en donde aflora la caliza de la Formación Acatita roca encajonante de los mantos de celestina (Figura 31). La Geología de la zona y zonas aledañas se muestra en la Figura 32; la columna estratigráfica del área se tomó de Lehman (1999) quien la definió en la sierra vecina de Acatita, localizada al W de la de los Alamitos, la cual consiste de la Formación Las Uvas constituida por areniscas que esta sobreyaciendo directamente en el basamento del Bloque Coahuila, a la Formación Las Uvas la cubren la Formación Acatita que en su base consiste de caliza esquelética (60- 100 m de espesor) que se vuelve hacia arriba una alternancia de evaporitas y dolomitas (Kelly, 1936; Humphrey y Díaz, 1956; Wilson y Ward, 1993); sobreyaciendo la Formación Acatita una caliza masiva de aguas someras de aproximadamente 190-260 m de espesor que contiene rudistas y miliolidos de la Formación Aurora; seguida por la facie de agua profunda de la Formación Cuesta del Cura (Figura 33).

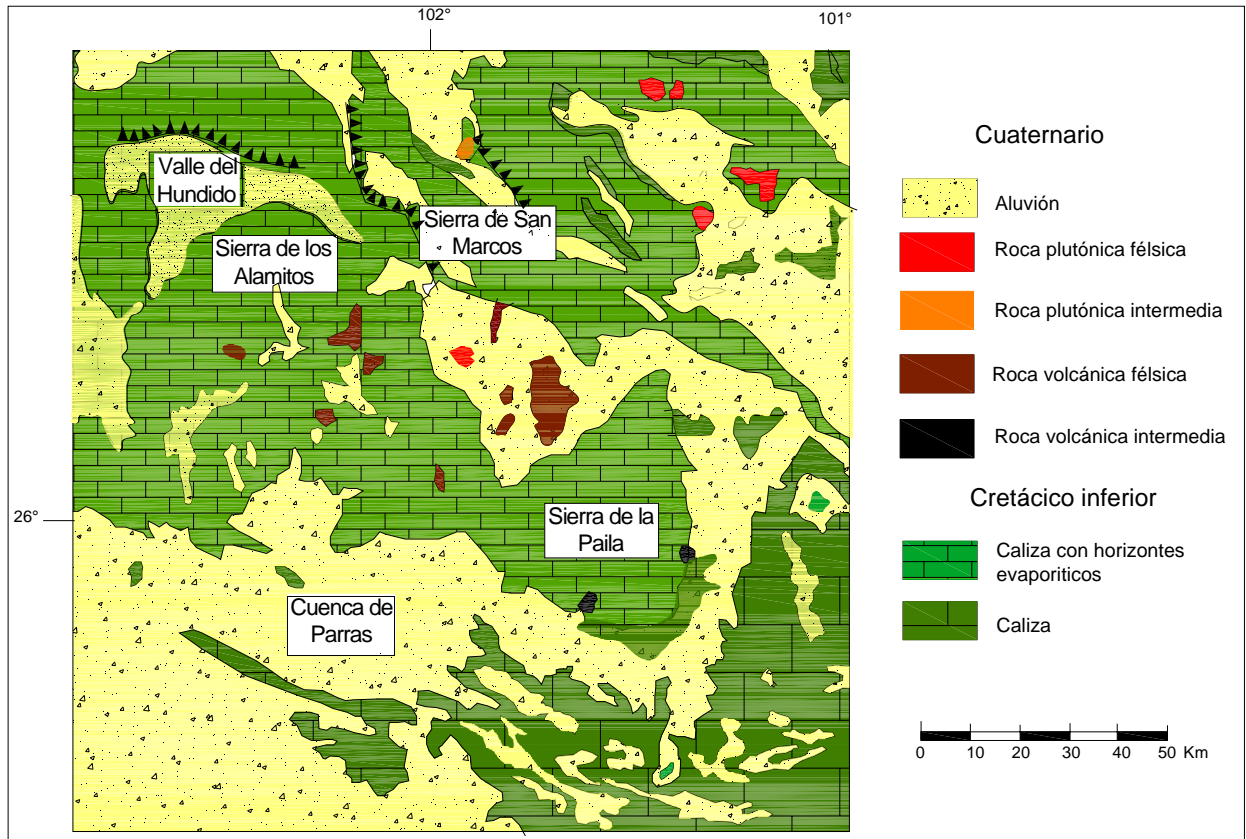


Figura 32. Geología de los alrededores de la Sierra de los Alamitos (COREMI, 1933)

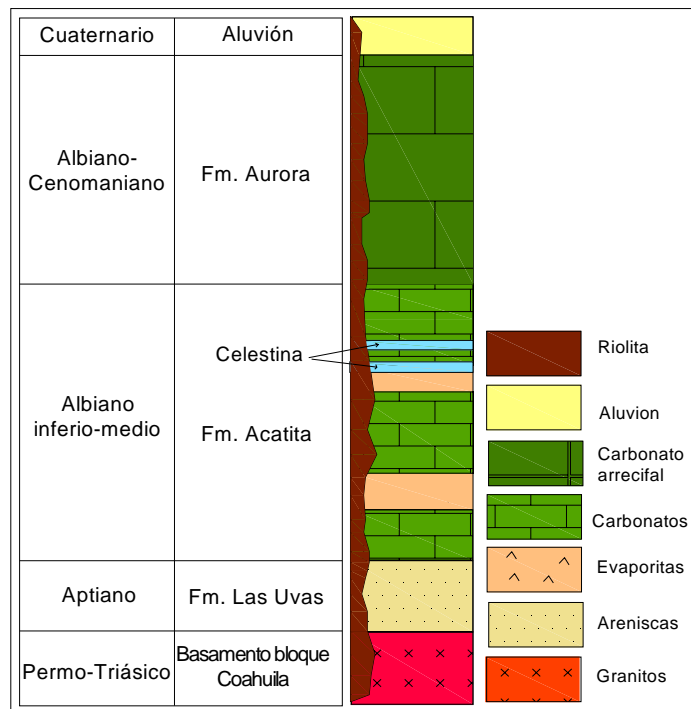


Figura 33. Columna estratigráfica observada en la Sierra de Acatita (tomada y modificada Lehman 1999).

En la Sierra de los Alamitos la caliza de la Formación Acatita es la dominante, no se encuentra aflorando alguna otra formación, en campo esta formación se observó como sigue: por estratos de caliza de color gris a café claro de intemperismo con anchos que varían de los 0.5m hasta hacerse masiva principalmente en las cimas, estos estratos tienen rumbos generales al NE y echados de 10 hasta 70° al NW, contiene además cantidades subordinadas de pedernal en forma de nódulos y lentes elongados de color rojizo típico de oxidación que no exceden los 5 cm. de ancho, abundantes huellas de disolución en superficie y, en algunas zonas fracturas que tienen alrededor de 1 mm de espesor rellenas de calcita las cuales no tienen una orientación preferencial, presencia de estilolitas, agregados de calcita en cristales idiomorfos a pseudomorfos de 1cm a 2 cm diseminados en la roca, en fractura fresca la caliza es cristalina color café y con olor fétido no muy intenso; por zonas la caliza se encuentra cubierta por una capa delgada de caliche. En algunas zonas alejadas de los mantos se encuentran ciertos horizontes de caliza dolomítica de color gris oscuro y textura sacaroide la cual no es muy dominante y más bien es escasa, en el estudio petrográfico realizado en las calizas adyacentes a los mantos no reveló dolomitización en la misma. El yeso que se encuentra como remanente es selenita (yeso secundario) y se encuentra asociado con la celestina por lo que solo se observa en los mantos; aunque cabe mencionar que en otras zonas se encontró yeso con textura sacaroide y en forma de chicken-wire (Sierra de las Minas del Lucero) una columna esquemática general de la Formación Acatita se presenta en la Figura 34. . En la Figura 35 se presenta la ubicación de las minas sobre un mapa topográfico a partir del cual se elaboró la sección presentada en la figura 36.

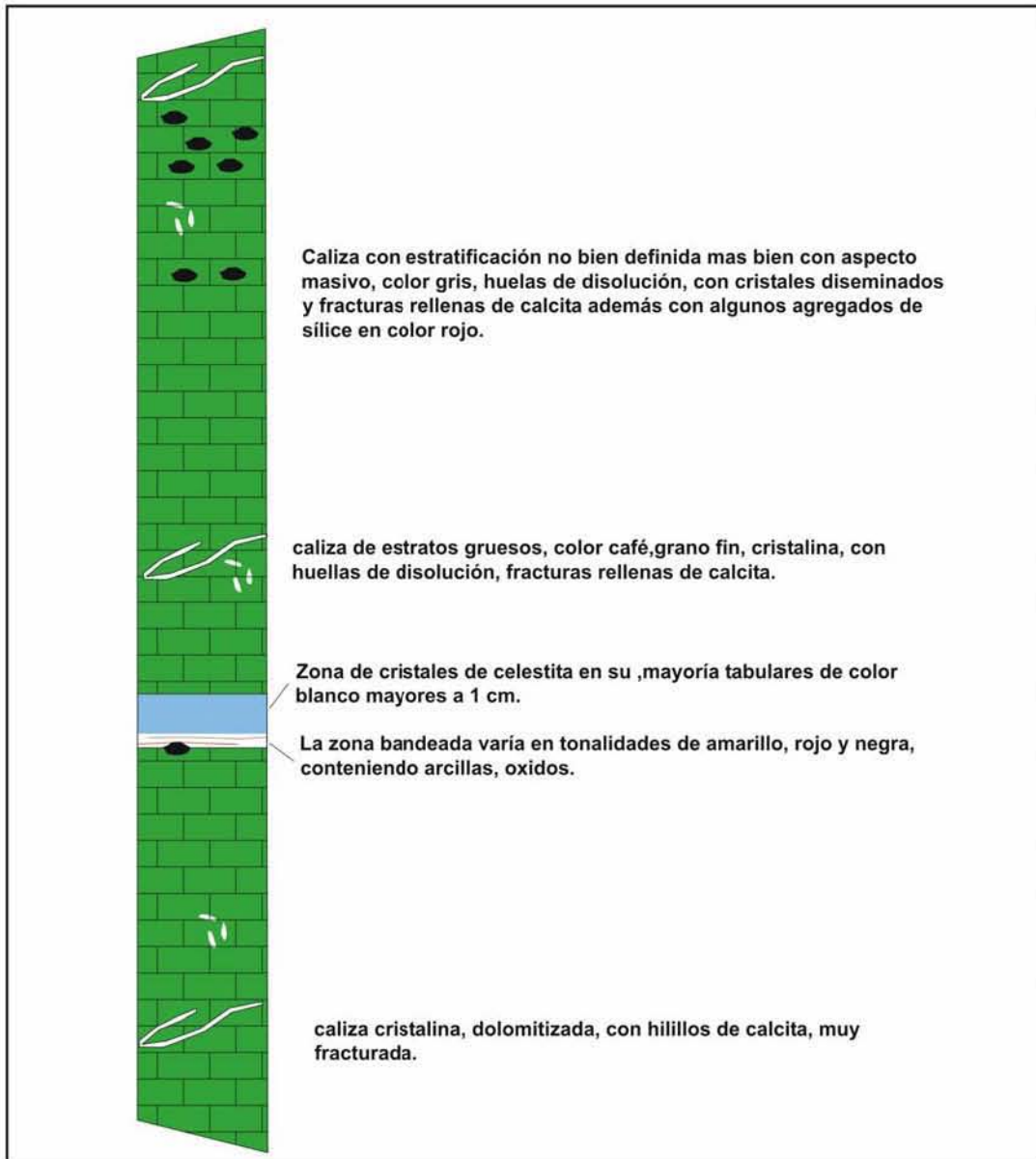


Fig. 34. Columna esquemática sin escala de la Formación Acatita.

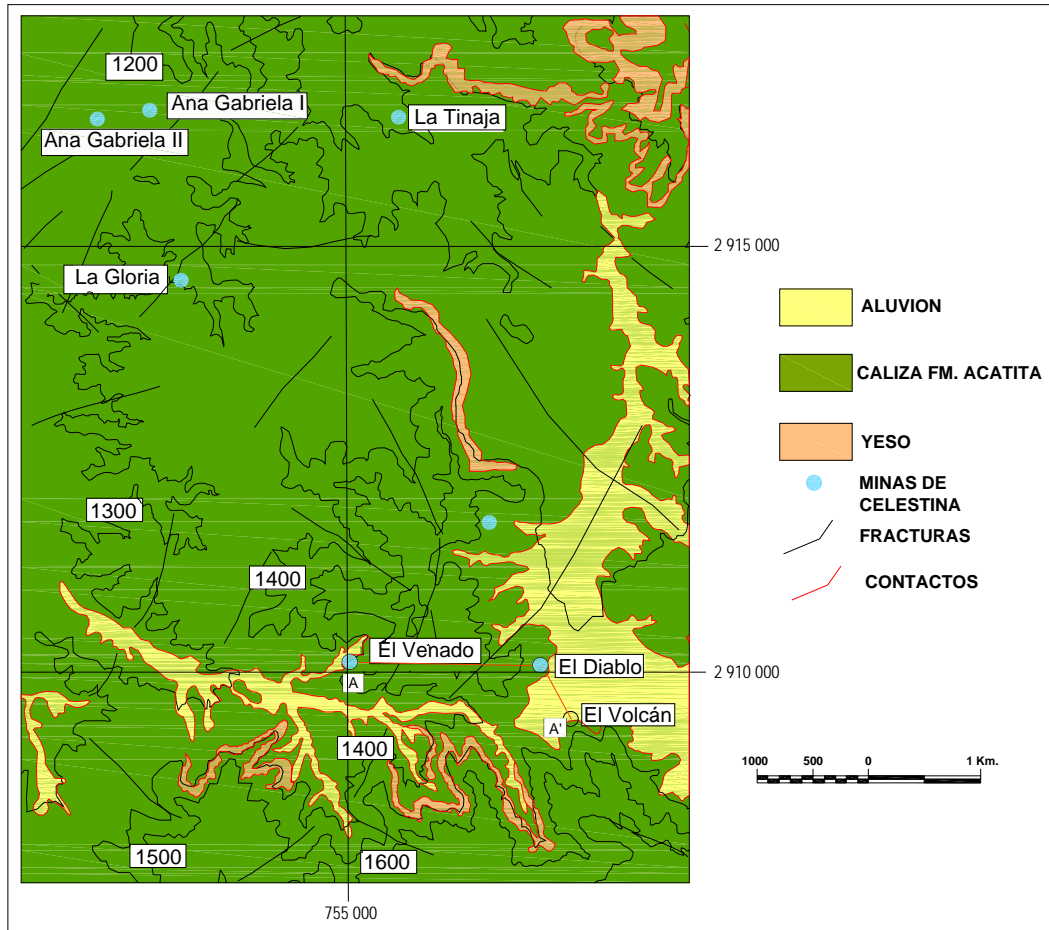


Figura 35. Geología de la Sierra de los Alamitos (modificado de COREMI, 1993)

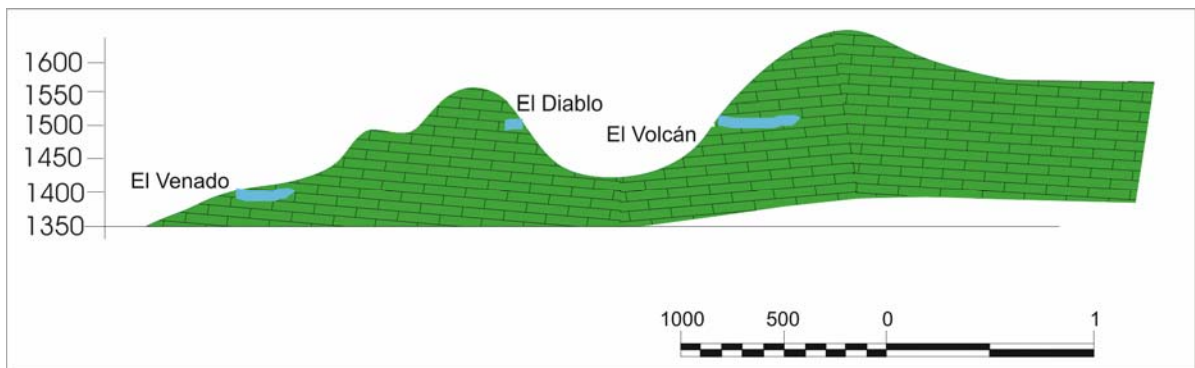


Figura 36. Sección realizada para los mantos de El Venado, El Diablo y El Volcán

Lehman (1999) considera que la Formación Acatita se formó en un paleoambiente de tipo evaporítico en el interior de la plataforma con influencia restringida de agua marina la cual cambia sucesivamente a una plataforma marina somera con condiciones de mar abierto con influencia de corrientes de submarea. Las fases evaporíticas encontradas son interpretadas como la precipitación a

partir de un lago hipersalino bordeado por un banco y las fases de mar abierto evidenciadas por los paquetes de packstone y grainstone esquelético peloidal con interstratificaciones tipo wackstone las cuales presentan algo de bioturbación De esta forma se tiene que la Formación Acatita está constituida por la interstratificación cíclica de yeso y dolomita yesífera (submarea a perimarea somera) la dolomita se presenta como dolowakcestone bioturbada que cambia hacia arriba a dolopackstone y grainstone en las que se observa interstratificación cruzada de bajo ángulo.

Además la Formación presenta enormes horizontes de disolución paralelos a la estratificación, que llegan a medir hasta 2m de espesor, como se muestra en la Figura 37.

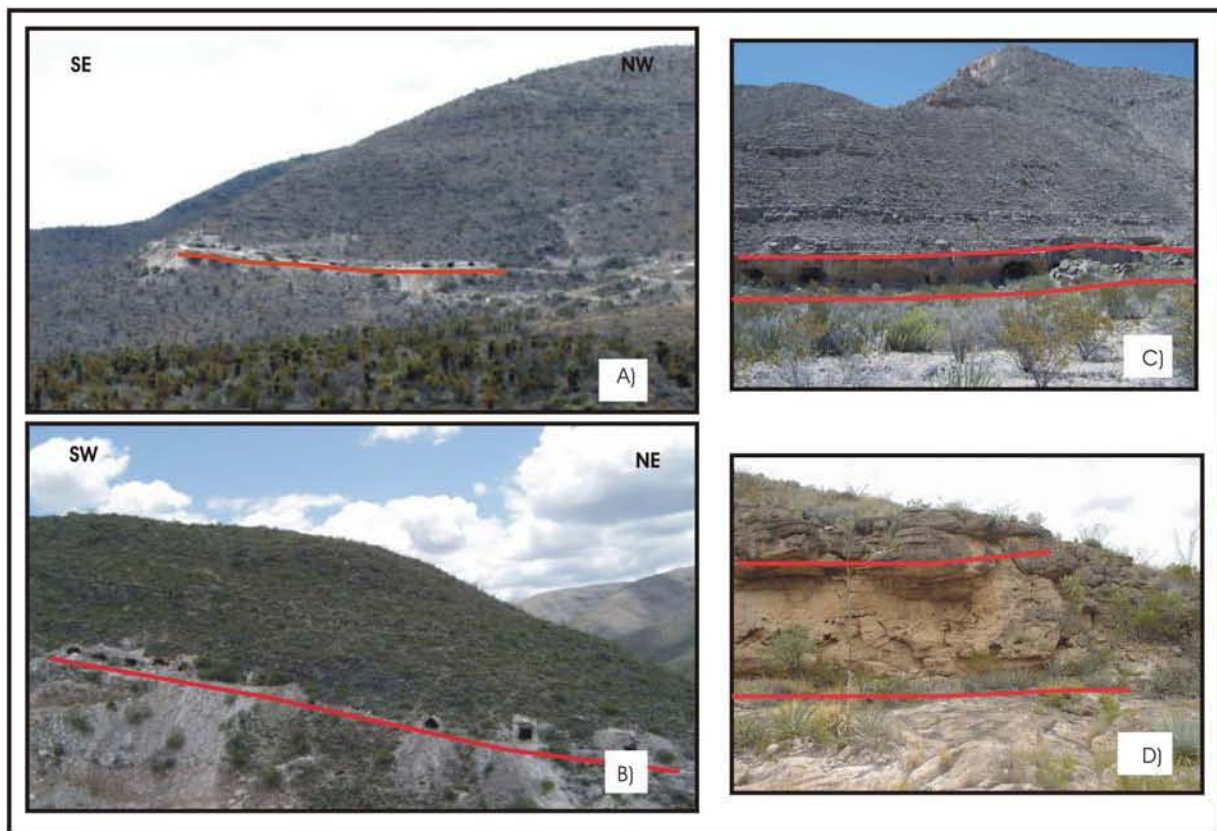


Figura 37. Se observa el carácter estratificado del manto El Volcán A), El Diablo B) y horizontes de disolución para la Formación Acatita en C) y D).

La falla regional que delimita al norte el área de estudio y el bloque de Coahuila es la falla de San Marcos, la cual tiene una orientación general WNW-ESE, que durante la orogenia Laramide tubo una componente inversa sucediendo así la inversión de la cuenca de Sabinas (Mckee, et al., 1990) y que de acuerdo a Aranda Gómez et al. (2005) esta falla ha tenido reactivación post-Laramide pero con una componente normal. Además también se ha documentado que ha sido una vía para el ascenso de materiales magmáticos (Chávez-

Cabello, 2005). Para la zona de la Sierra de los Alamitos se pueden encontrar fallas locales con un rumbo general NW-SE a escala de algunos metros y con una componente normal, las cuales no son muy abundantes y sin espejos de fallas (Gilldardo 2006).

#### IV.7.a.- Descripción de la mineralización.

La celestina se encuentra en forma de manto en toda la Sierra de los Alamitos que incluyen las minas de La Víbora, El Volcán, El Venado, La Tinaja, El Diablo, Ana Gabriela I y II, Cuatro mantos, La Gloria y algunos otros socavones dispersos a través de toda la sierra. El Ancho de la mineralización oscila alrededor de los 4 m. y pueden tener hasta medio kilómetro de largo (hasta donde los socavones han llegado, por ejemplo el de las mina La Gloria y La Tinaja) por lo que pueden tener mayor longitud, como en el caso de los mantos de la Paila en donde registran hasta 1 Km. de largo (Kesler, 1981).

Los mantos son de carácter estratoligado, ya que estos se observan paralelos y concordantes con la estratificación, y contienen, por lo general, dos zonas bien definidas de mineralización. En la parte basal una zona de "ritmitas" que varía en espesor total de .30 m a 1 m, con tamaño de grano fino en el rango de 0.5 cm. a 1 cm. Las bandas que lo constituyen presentan diversas coloraciones, en blanco la celestina, rojo y amarillo que indican presencia de arcilla y raramente negro o café oscuro el cual contiene materia orgánica. En la parte superior una zona de cristales de celestina blanca a azul que varia en espesor total de 2 a 3 m, aquí los cristales son generalmente subhedrales, tabulares y alcanzan longitudes de hasta 15 cm. como se muestra en la Figura 38.



Figura 38. Muestra las dos texturas principales que constituyen a los mantos de celestina en la mayoría de las minas: la parte inferior corresponde a ritmitas y la superior a cristales bien desarrollados, la foto pertenece a la mina de El Venado.

### *Texturas Observada*

Las dos principales texturas ya se han mencionado anteriormente, la zona de "ritmitas" (Figura 39b) y la zona de cristales tabulares de celestina (Figura 39a), en esta última zona es donde se encuentran la mayoría de las otras texturas, la más común de ellas es el relleno de espacios vacíos estilo drusas en donde se encuentran los cristales de celestina bien formados con tamaños de hasta 5 cm. como se puede apreciar en la Figura 39d, y solo en la mina de El Volcán se encontró calcita diente de perro y otros dos socavones cuyo nombre no se pudieron definir; este tipo de textura se encuentra en todas las minas de la sierra al igual que la textura de relicto (Figura 39c) que consiste de caliza de la roca encajonante que puede variar en tamaños pero que en general superan el metro de largo la cual por lo general solo presenta pérdida de coloración como algo de alteración de la misma. El hábito radial y de abanico (Figura 39e) se presenta de manera aislada y/o diseminada en algunas de las minas y con algunos decímetros en tamaños de los cristales, pero en la mina de Ana Gabriela esta textura se encuentra muy definida en toda la mina llegando a formar abanicos de hasta un metro de largo en un horizonte de 3.5 m a 4 m de celestina, que crece de la parte basal de las denominadas ritmitas. La textura de enrejado (Figura 39f) se encuentra en algunos intersticios presentando cristales de celestina tabular que se entrelaza entre sí. El contacto entre la caliza y la zona mineralizada se encuentra muy bien definido y la caliza solo presenta pérdida de coloración o toma un color café claro como única evidencia de alteración, el tamaño de los cristales suele ser algo regular en la mineralización, aunque en algunas partes el tamaño de los cristales suele ser más pequeños en su contacto con la caliza y creciendo hacia la parte central.





Figura 39 a. Cristales de celestina en las minas de El Diablo (AEB), Mina de El Venado (C) y El Volcán (D).

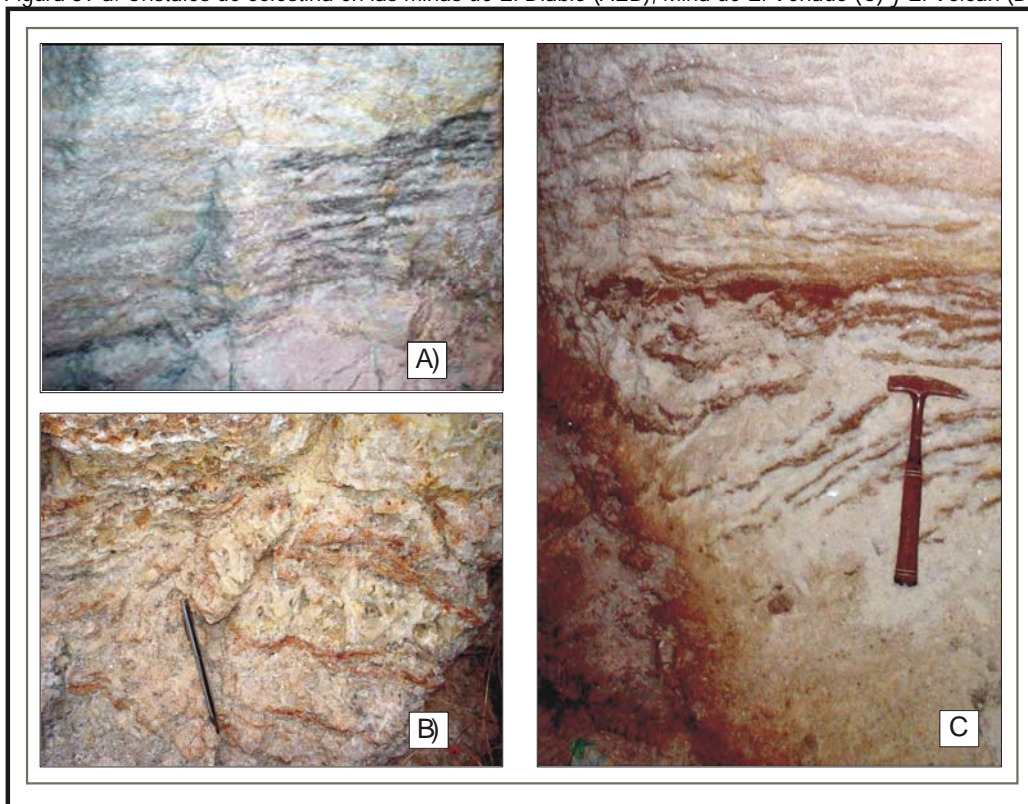


Figura 39 b. Zona de ritmitas en las minas de El Diablo (A), El Volcán (B) y La Tinaja (C).



Figura 39 a. Cristales de celestina en las minas de El Diablo (AEB), Mina de El Venado (C) y El Volcán (D).

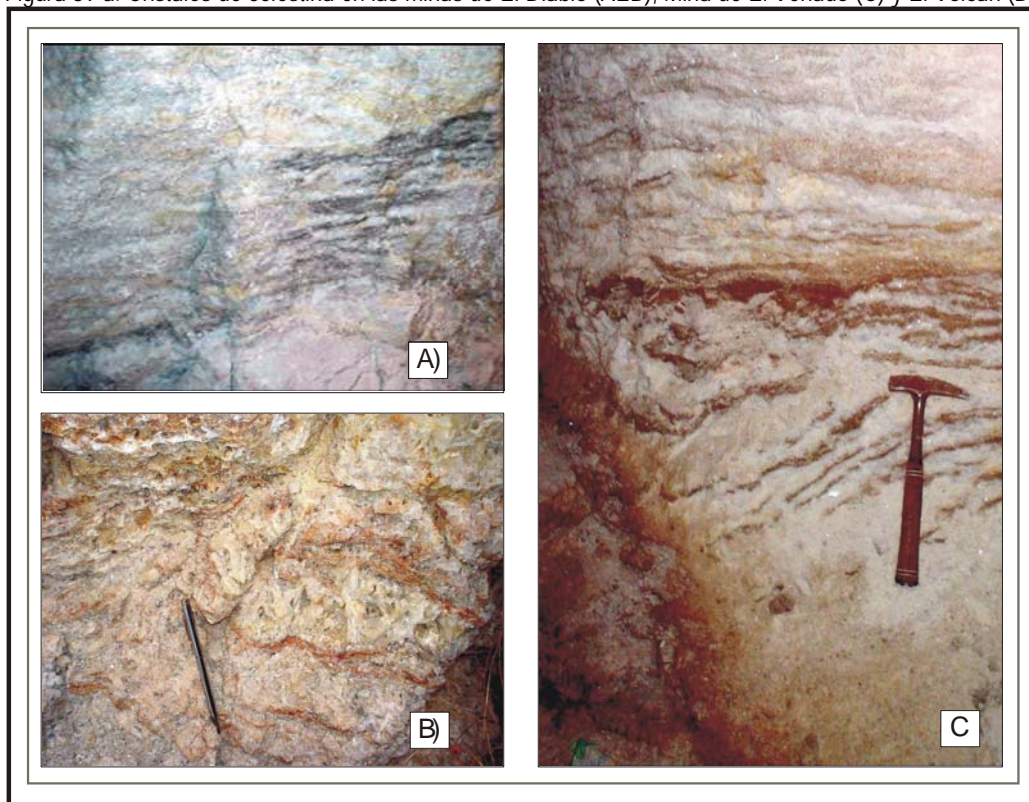


Figura 39 b. Zona de ritmitas en las minas de El Diablo (A), El Volcán (B) y La Tinaja (C).

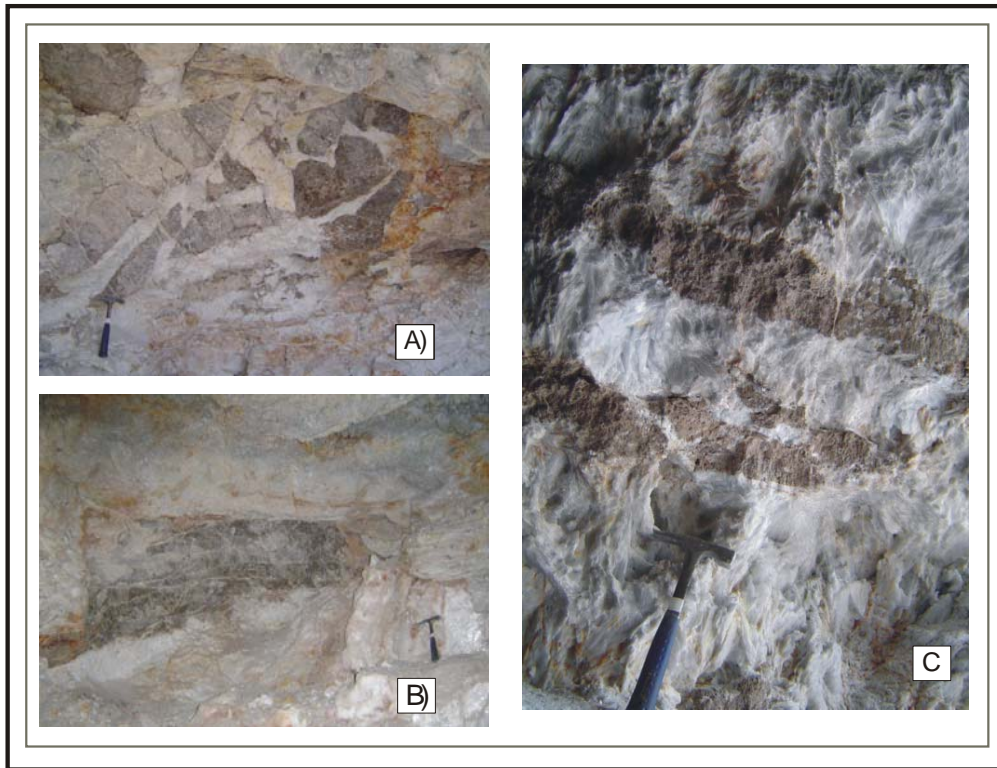


Figura 39 c. Evidencia de relictos de caliza en la mina de El Venado.

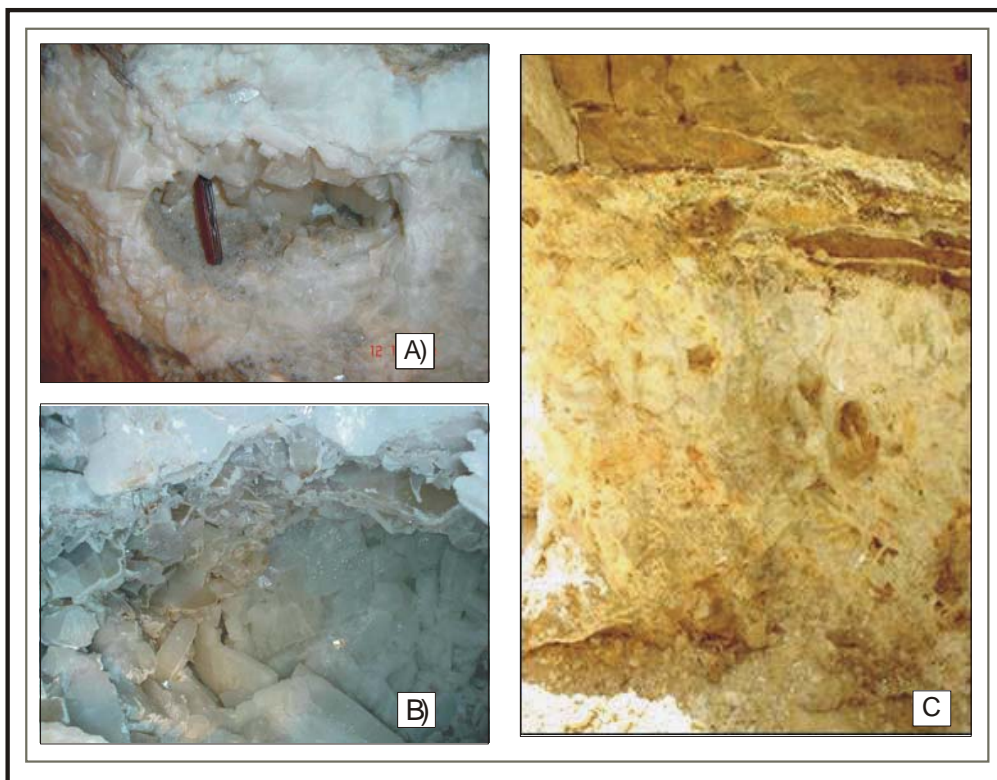


Figura 39.d.- Textura de relleno de espacios vacíos, de el manto Ana Gabriela(A,B) y en la zona de la Tinaja (C).

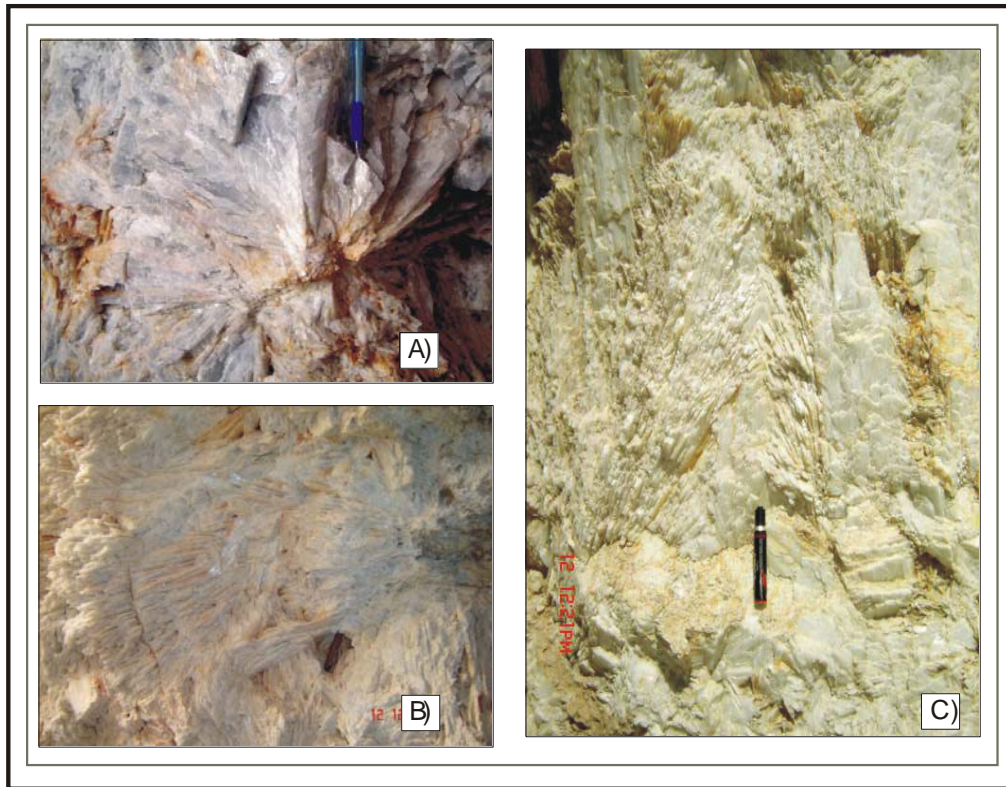


Figura 39e.- Textura de relleno de espacios vacios en el manto Ana Gabriela.



Figura 39f.- Vista de la textura de enrejado de cristales de celestina en los mantos.

Como se ha señalado para este tipo de cuerpos estratoligados su composición es prácticamente mono-mineral compuestos por celestina (99.5 %), acompañada de muy poca ganga de calcita y yeso (0.5 %) que precipitan al final, así la paragenesis y sucesión paragenetica sería:

**Celestina + (yeso+calcita)+yeso selenítico**

La caliza encajonante presenta algunas vetillas de celestina y una dolomitización muy incipiente, igualmente se pudo apreciar que algunos cuerpos presentan relictos de caliza y nódulos de sílice como los que se presentan en el cuerpo de El Diablo.

## CAPITULO V

### PRESENTACIÓN DE RESULTADOS.

#### V.1.- DATOS DE INCLUSIONES FLUIDAS

El equipo utilizado para las mediciones de las inclusiones fluidas es un Chaixmeca, instalado en el Laboratorio de Geofluidos de Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla.

Las minas para las cuales se llevó a cabo este estudio fueron: las minas de El Volcán, El Diablo y El Venado. Las características generales de las inclusiones fluidas en las muestras indican que el 80% las constituyen inclusiones monofásicas con una fase líquida, aunque, existen inclusiones bifásicas con la fase líquida y la fase vapor las cuales se encuentran en aproximadamente 10% en las muestras, así como inclusiones con estrangulamiento en otro 10%. Las inclusiones bifásicas son las de mayor interés ya que en éstas hay que encontrar las que se consideran primarias. El criterio que se siguió fue la relación volumen de la fase líquida con relación a la fase vapor la cual debía ser menor a 30% con respecto a la líquida, el tamaño de la inclusión menor a las 20 mm., la forma debía ser semiregular (no mostrar alargamiento o adelgazamiento en alguno de sus lados denotando estrangulamiento) con contornos bien definidos además no pasar por fracturas claramente visibles, las observaciones anteriores están ejemplificadas en las placas fotográficas de las figuras 39, 40 y 41.

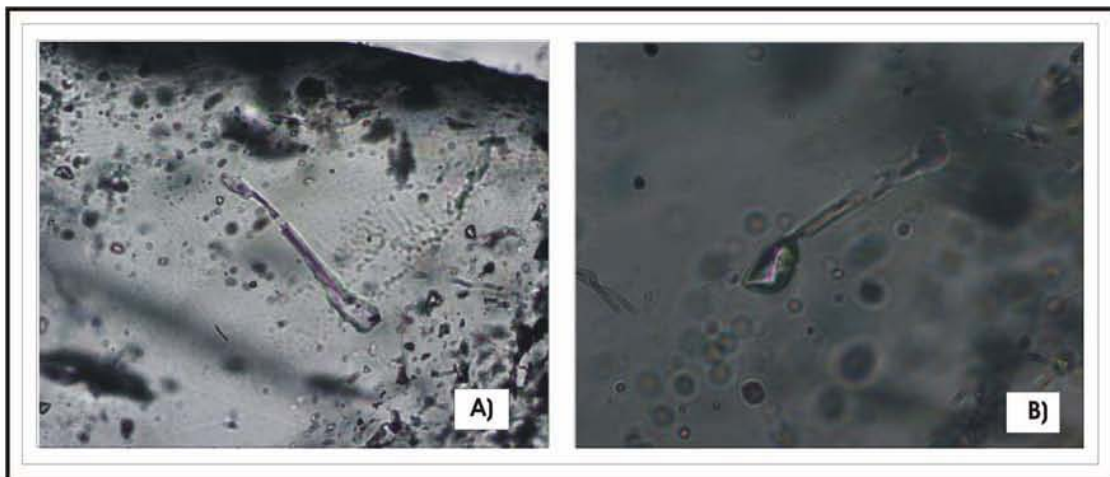


Figura 40. Fotomicrografías en muestras de celestina mostrando el fenómeno de estrangulamiento en manto El Volcán A) y en el Diablo B) (Tomadas con ocular 10x, objetivos 10X, 20x, 40x)

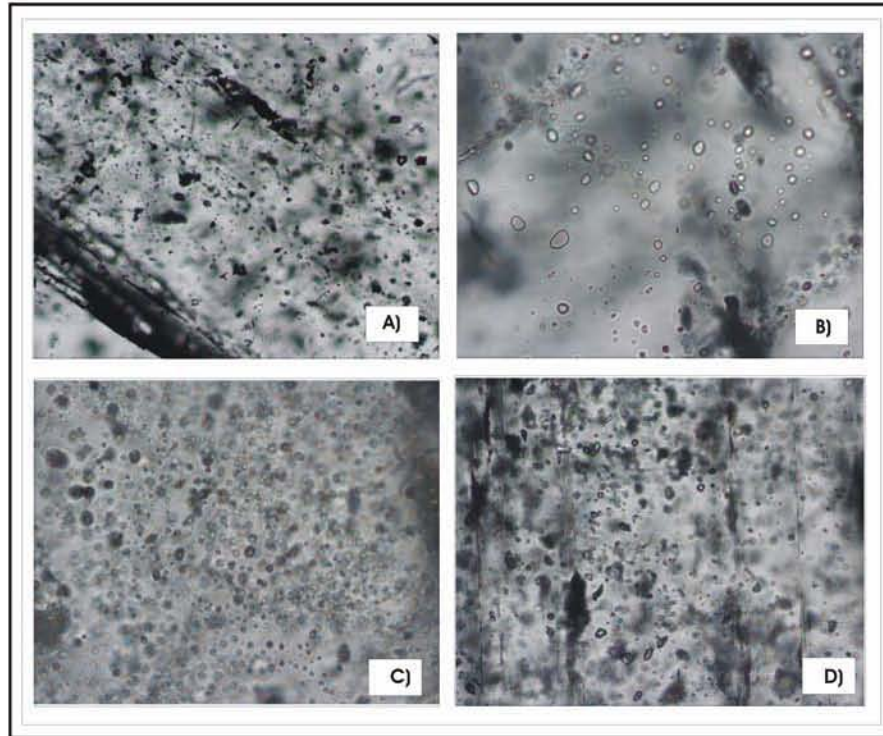


Figura 41. Fotomicrografías en muestras de cristales de celestina donde se puede apreciar la abundancia de inclusiones fluidas monofásicas en el manto El Volcán A), El Diablo B) y C) y el Venado C); (Tomadas con ocular 10x, objetivos 10X, 20x).

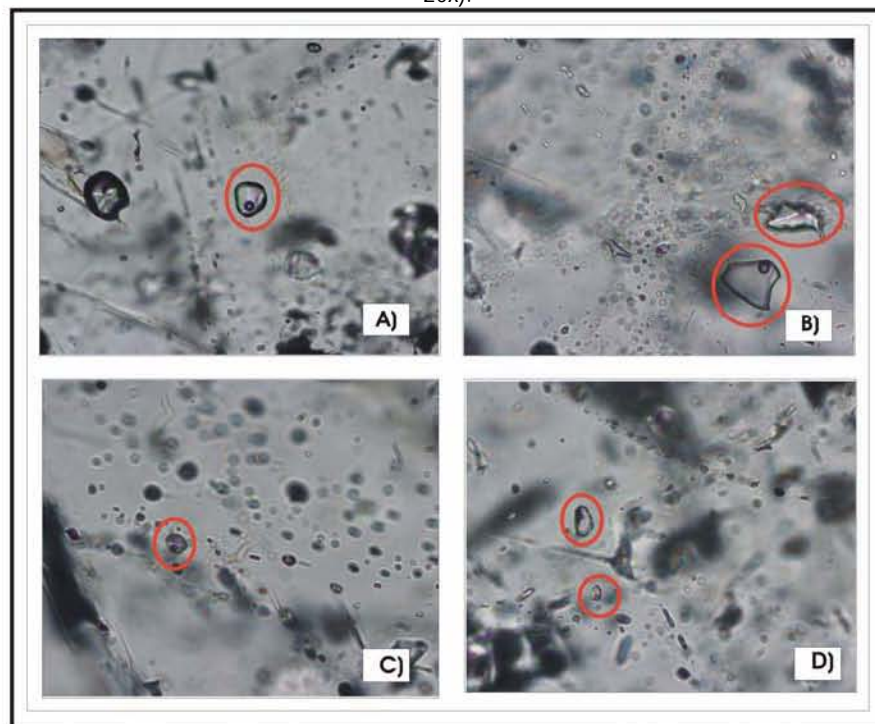


Figura 42. Fotomicrografías en muestras de celestina en donde las inclusiones fluidas en círculos rojos son consideradas primarias en El Venado A), El Diablo C), y el Volcán B) y D). Tomadas con ocular 10x, objetivos 10X, 20x).

El número de mediciones para El Volcán fue de un total de 102, Para el Venado de 35 completando mediciones llevadas a cabo por Aldo Rosique (2005) con un total de 83, y para la mina de El Diablo son de 24 debido a la complejidad de encontrar inclusiones aptas para las mediciones. En las Figuras 42, 43 y 44 se presentan en diagramas de barras el comportamiento de la distribución de las temperaturas de homogeneización; así como la temperatura de fusión del hielo vs temperatura de homogeneización para cada uno de los mantos.

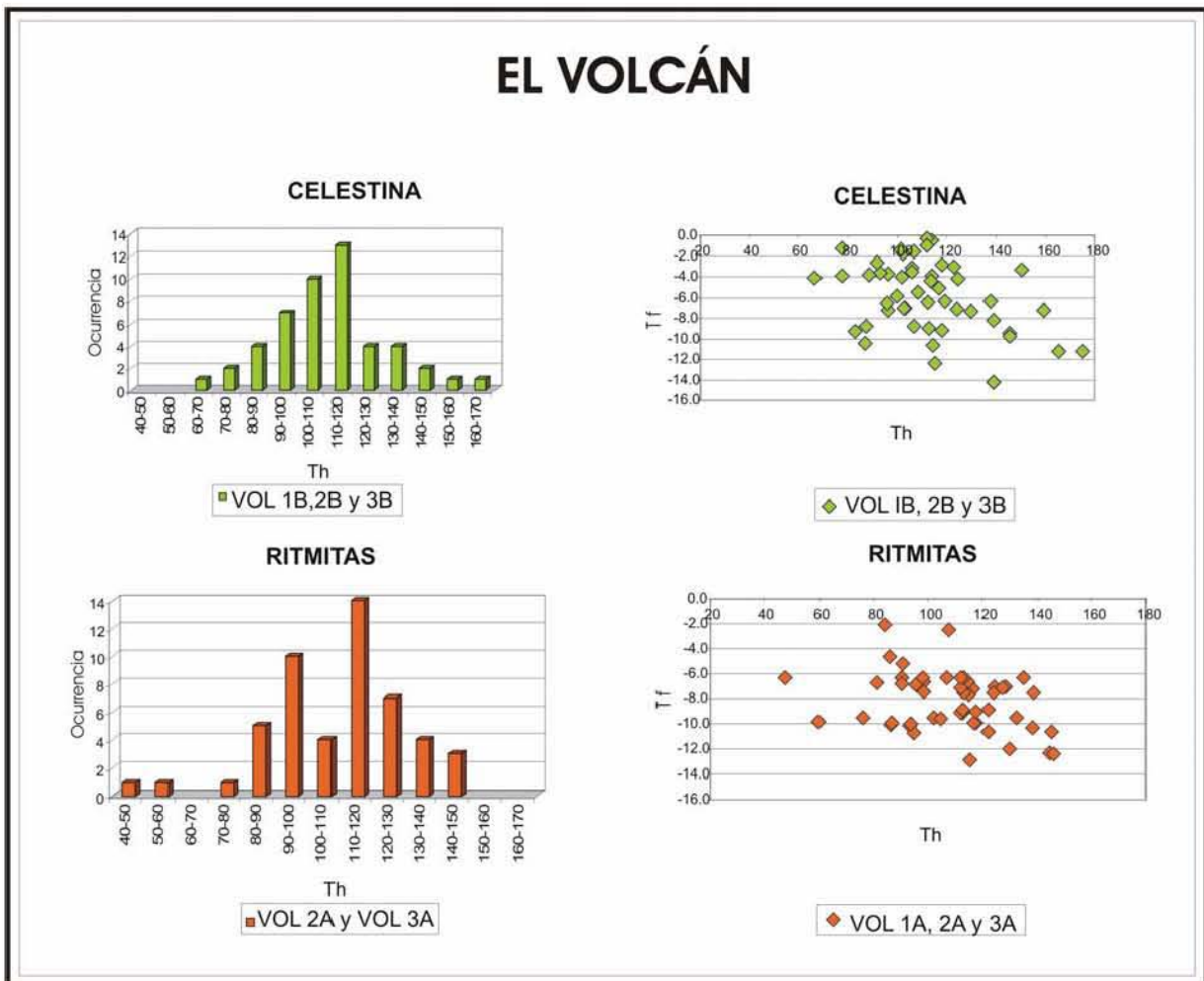


Figura 43. Histograma mostrando la ocurrencia de la temperatura de homogeneización en los diferentes mantos y gráfica de Th vs Tf.

En esta gráfica se puede observar que los picos más altos en Th tanto para las ritmitas como para los cristales de celestina es de 110°C a los 120°C, mientras que en la Tf nos varía desde los 0°C a los -14 °C; en la gráfica de las ritmitas se puede ver cierto lineamiento a entre los -6 y -8 °C y a los -10°C lo que en la gráfica de evolución de fluidos nos indica stretching en las inclusiones fluidas.



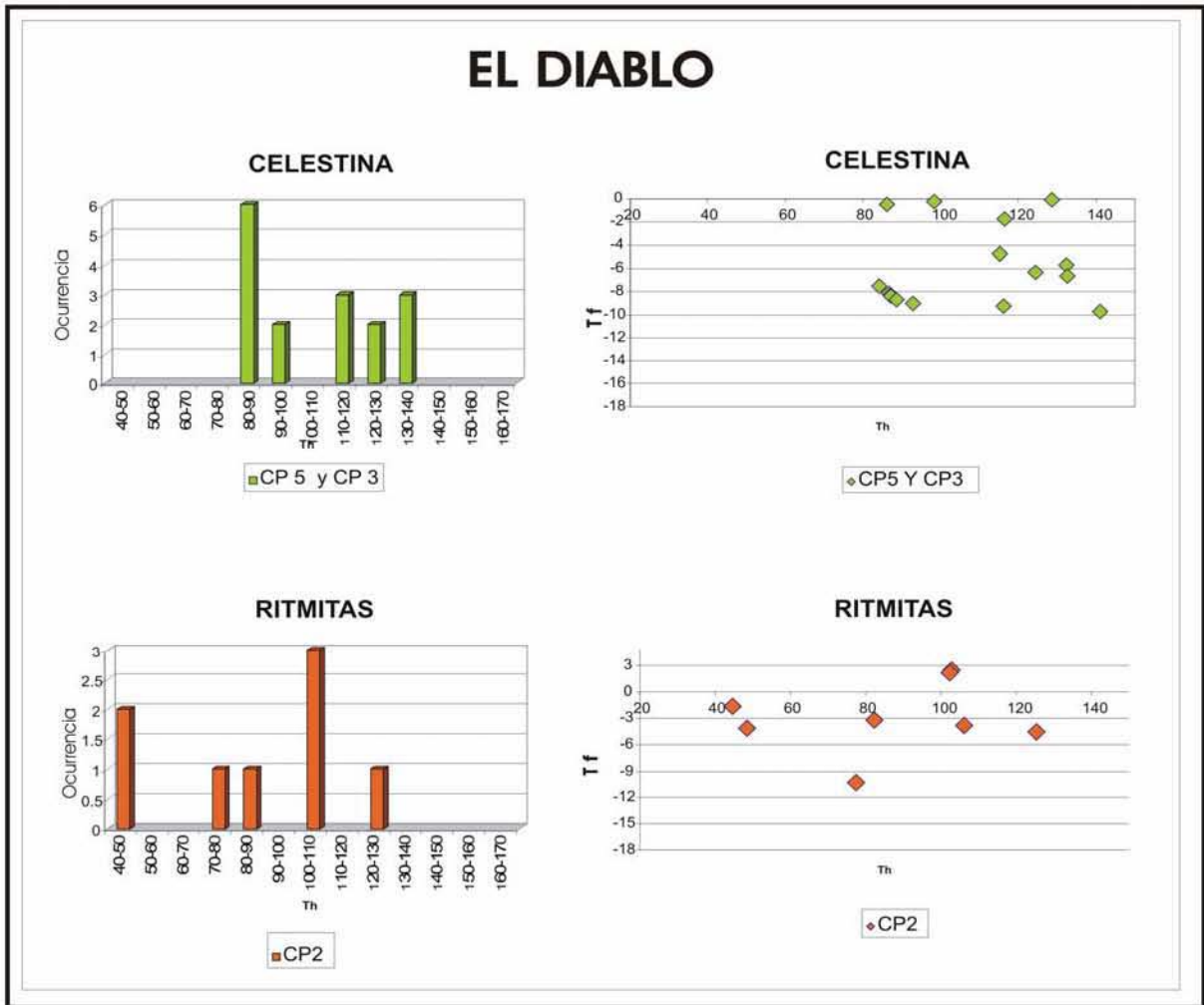


Figura 44. Histograma mostrando la ocurrencia de la temperatura de homogeneización en los diferentes mantos y gráfica de Th vs Tf.

Para el Diablo tenemos en los cristales de celestina Th máximas de 80 a 90 °C y Tf que van de los 0 a los 10°C, mientras que en las ritmitas las Th máximas son de 100 a 110°C y en la Tf tenemos valores positivos de +2 a -13°C, esto indica la presencia de “clathratos” una mezcla de CO<sub>2</sub> más sales los cuales tienen temperaturas de fusión de +2 y un equivalente en salinidad de 13% eq. NaCl; debido a una mezcla de fluidos, el fenómeno de stretching no es muy claro debido a el número de mediciones. Además se puede suponer que el manto de El Venado y El Diablo pertenecen a uno solo, ya que las texturas encontradas y la relación estratigráfica coinciden aunque en las Th y Tf difieren, esto muy probablemente a las pocas mediciones llevadas a cabo en El Diablo, como ya se mencionó con anterioridad, éstas son escasas.

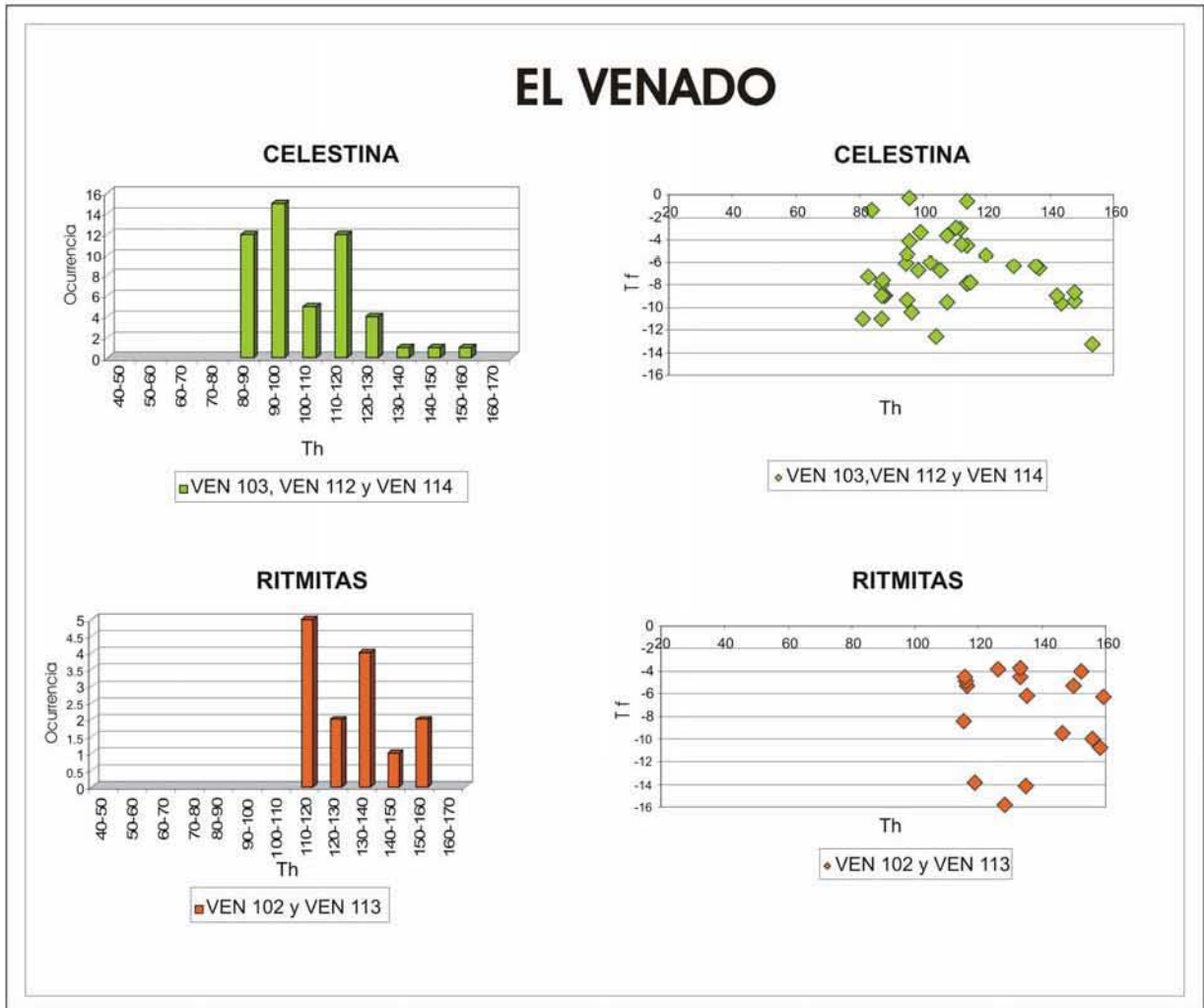


Figura 45. Histograma mostrando la ocurrencia de la temperatura de homogeneización en los diferentes mantos y gráfica de Th vs Tf.

Para el manto del Venado, las Th para los cristales de celestina varían de 90 a 100°C como máximas y Tf que van de 0 a -14°C, para las ritmitas el pico máximo es de 110 a 120°C con Tf de -3 a -16°C.

Como se observa en figuras anteriores las temperaturas máximas para la celestina es de 80 a 120°C con Tf que van desde los 0°C a -14°C lo que equivale en salinidad a un 0 a 18 % eq. NaCl, mientras que para las ritmitas las Tf van de los 95 a los 120°C con con la misma salinidad que en los cristales de celestina, a excepción del diablo en donde se registraron temperaturas positivas.

## CAPITULO VI

### DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN

Regionalmente en la zona de estudios tenemos que durante el Mesozoico estuvo dominada por elementos de altos y bajos estructurales, teniendo: la Cuenca de Sabinas delimitada al SW por la falla regional de San Marcos colindando con El bloque Coahuila y hacia el NE por la falla regional La Babia y el Bloque Burro-Peyote, sobre estos tres elementos se depositaron grandes paquetes sedimentarios controlados en gran parte por los ciclos de regresiones y transgresiones del agua de mar; a partir de esto rocas como las calizas, evaporitas, conglomerados, arcosas y lutitas tienen lugar a su depositación. Debido a que el área a estado sujeta a largos periodos de deformación desde la ruptura de la Pangea, la formación y apertura del Golfo (Triásico superior- Jurásico inferior), la Orogenia Laramide (finales del Cretácico, Terciario inferior) y el Basin and Range (Mioceno Superior), se pueden encontrar conductos como fallas tanto de carácter regional como local a lo largo de éstas estructuras, esto es de gran importancia ya que este tipo de estructuras juegan un papel fundamental en la migración de fluidos. En la zona existen depósitos que presentan ciertas similitudes texturales y de formación entre si tales como: los depositos de barita (en las áreas de La Paila, Australia y Torreón), Pb/Zn (zona de Berrendos, los Musquiz), celestina (Sierra de los Alamitos y Sierra el Venado), y fluorita (zona del archipiélago de Tamaulipas, en la zona de la Encantada-Buenavista).

La caliza en la que se encuentran encajonados los mantos de celestina de la Sierra de los Alamitos es de tipo plataforma perteneciente a la Formación Acatita, la cual contiene horizontes evaporíticos y en la cual se pueden observar amplios horizontes de disolución debido al intemperismo existente en la zona y que son concordantes con la estratificación de la misma; no se identificó dolomitización en la caliza. El contacto entre la roca encajonante y la mineralización se encuentra bien definido y la caliza no presenta mayor alteración que una ligera pérdida de coloración a café claro en aproximadamente 20 cm. sobre el horizonte de mineralización hasta donde se alcanza a observar, en ocasiones se encuentra silicificada, además de tener vetillas de celestina que en promedio son menores a los 3 mm. de ancho.

Los mantos son prácticamente monominerales de celestina; con yeso, calcita y arcillas en muy baja proporción. Las texturas en los mantos son muy claras; la textura dominante es la del horizonte con cristales tabulares de celestina los cuales varían en tamaño siendo éstos pequeños en el contacto con la roca encajonante y creciendo en tamaño hacia el centro del manto; estos cristales en ocasiones suelen verse ehedrales y son de color blanco. Como base de estos cristales “masivos” de celestina tenemos las ritmitas, sobre este horizonte se pueden encontrar cantidades variables de arcilla. Las otras texturas encontradas son las de relleno de cavidades con cristales idiomorfos de celestita y en ocasiones calcita, textura de “enrejado” y relictos de caliza en forma de lentes y ocasionalmente en algunas zonas se observa la textura radial, ésta última en el caso de el manto La Gloria llega a alcanzar hasta medio metro de desarrollo y prácticamente es la textura dominante en todo el manto, debido a esto podemos se puede decir que tenemos principalmente dos mantos debido a las condiciones de formación, uno con cristales tabulares y ritmitas y el otro de relleno debido a la textura radial observada en La Gloria, cabe mencionar que no se identificó un horizonte estratigráfico bien definido sobre el cual podamos establecer cuantos mantos tenemos sobre la Sierra, a excepción de el Diablo y el Volcán que concuerdan en estratigráficamente y se encuentran a la misma elevación, y similitud de texturas por lo que podemos considerar que se trata de el mismo manto, en cuanto al Venado debido al fallamiento, a las similitudes texturales y a la cercanía con los dos anteriores, también podría pertenecer al mismo manto.

Los datos de inclusiones fluidas nos arrojan temperaturas de formación en el rango de los 80 y 120°C en general para estos mantos, tienen un patrón bastante similar y no hay cambios de manera significativas en cuanto a estos datos se refiere, con salinidades de 0% a 18% eq.NaCl y que para el diablo se observaron valores positivos de temperatura de fusión del hielo, lo que indica la presencia de CO<sub>2</sub> en el sistema muy probablemente debido a la mezcla con agua meteórica. Comparando estos datos con los medidos para los depósitos MVT (Figura 45) se podría decir que las salinidades son más bien bajas y el rango de temperaturas para estos depósitos es muy abierto. Las salinidades bajas se pueden atribuir a alguna mezcla de fluidos y la presencia de lecturas positivas en la fusión del hielo en las ritmitas lo confirma. Cabe señalar que en las inclusiones fluidas que se observaron para la Sierra de los Alamitos no hay presencia de hidrocarburos como en otras zonas con características similares a estos depósitos (caso de el distrito Encantada-Buenavista al norte de los Alamitos, en mantos de fluor

principalmente).

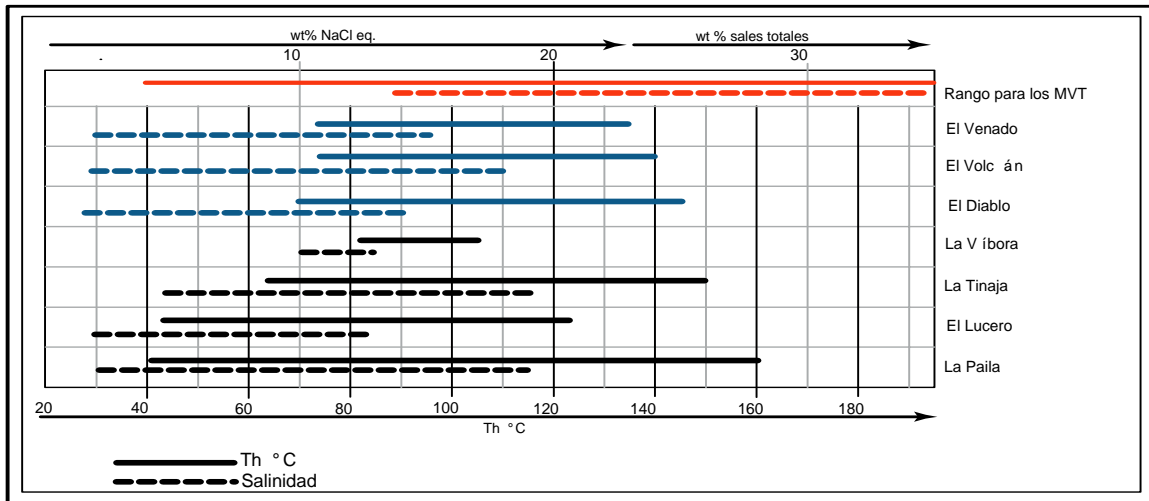


Figura 46. Rango para los depósitos MVT, y para depósitos de celestina y barita en el Bloque de Coahuila.

Algunos datos previos obtenidos para  $\delta^{34}\text{S}$  en yeso y celestina de la Sierra de Los Alamos y en la región de Torreón y la Paila se proporcionan en la tabla 9, y su variación con respecto a la curva para los sulfatos marinos se pueden observar en la figura 46.

Torreón	yeso	+13.2
		+14.9
	celestina	+17.9
		+16.8
		+17.2
Paila	yeso	+16.4
	celestina	+17.7
		+18
		+17.2
		+18.2
Australia	celestina	+16.3
		+17
Venado	celestina	+18.1
		+18
		+18.1
		+18
Volcan	celestina	+17.2
		+17.7
Tinaja	celestina	+17.2
		+17.8

		+17.8
--	--	-------

Tabla 9. Composiciones  $\delta^{34}\text{S}$  para algunas mantos de celestina en Coahuila (tomados de Kesler 1981) y algunos datos previos para la zona.

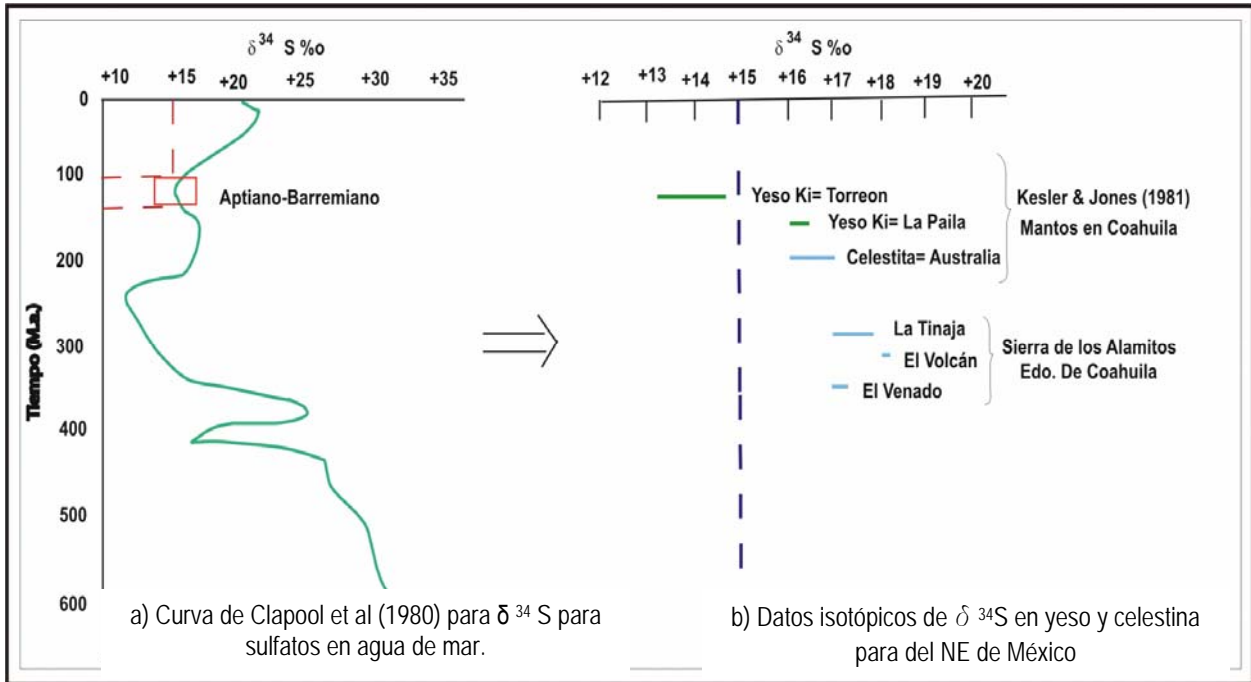


Figura 47. Gráfica para el sulfato de mar a través del tiempo, y su comparación con datos obtenidos para celestina, yeso y barita en depósitos de México.

Como se puede observar los valores  $\delta^{34}\text{S}$  tienen un rango de 16 ‰ a 18 ‰, aproximadamente un 3 ‰ más pesado que los yesos a los que están asociados esto probablemente debido a la recristalización a la que es sometido y aunque la disolución del yeso no cambia la marca isotópica y el fraccionamiento es prácticamente nulo a temperaturas menores a los 200°C (Omoth, 1979), si puede producirse alguna reducción del sulfato.

Rosique A. (2005) llevó a cabo estudios en halógenos (Br, Cl, F, Na) en inclusiones fluidas del manto El Venado y concluyó que la salinidad de los fluidos se apega a la curva de evaporación de agua mar y que posteriormente estos fluidos sufren alguna dilución.

Por los datos geoquímicos aportados por Hanor (1979, 1994, 2004) a partir de diferentes pruebas en laboratorio sabemos que: existe una solución sólida entre el Ba-Sr con diferentes cantidades molares de cada elemento en donde el Ba precipita preferencialmente sobre el Sr; que los

fluidos que nos pueden formar grandes depósitos de celestina son los que tienen una alta relación Sr/Ba y éstos tienen la característica de ser altamente salinos y con un alto porcentaje de Cl; la solubilidad del Sr aumenta con el incremento de la salinidad y con el aumento de sulfato disuelto en la solución, además tenemos que Sr y el Ba son elementos relativamente abundantes en la corteza terrestre; aunque el Ba es inversamente proporcional a la cantidad de sulfatos disueltos. Los fluidos que podrían precipitar Sr como celestina son aguas evolucionadas que por los estudios de halógenos pudieron ser aguas marianas con cierto grado de evaporación y que un porcentaje de ellas logran infiltrarse y lixiviar el Sr de las rocas sedimentarias adyacentes (datos isotópicos de Kesler 1981, que concluyen esto); que por gradiente geotérmico y los diferentes eventos tectónicos a los que se ha sometido la zona (y que en la actualidad siguen activos, Basin and Range), tienen la facilidad de migrar hacia la superficie.

## CONCLUSIONES

Los depósitos de celestina en la Sierra de los Alamitos están encajonados en una caliza de tipo plataforma con horizontes evaporíticos, la cual no se encuentra dolomitizada, la sierra hacia la parte norte está delimitada por la falla regional de San Marcos y en general la zona ha estado expuesta a diferentes periodos de deformación.

Con lo que respecta a los cuerpos de celestina éstos son estratoligados y estratiformes, monominerales, se pudieron definir dos mantos pero debido a que no se identificó un horizonte base pueden existir más. Por las texturas encontradas, domina la de relleno de espacios vacíos como lo indica el aumento de tamaño en los cristales tabulares hacia el centro de los mantos, las drusas, la textura de enrejado de cristales tabulares alargados de celestina, y la textura radial; algunas de reemplazamiento de celestina en el yeso y la asociación de yeso selenítico más celestina; las ritmitas que nos indican diferentes pulsos de depositación de evaporitas y que después se reemplaza por celestina. En la zona de la Tinaja se encontraron fósiles reemplazados por celestina, y fracturas y vetillas rellenas por caliza y celestina por lo que podemos concluir que son epigenéticos.

En las temperaturas de homogeneización para las inclusiones fluidas tenemos el intervalo principal que va de los 80°C a los 120°C; con salinidades de 0 a 18% eq. w NaCl con algo de presencia

de CO<sub>2</sub> por lo que pudieron haber sufrido algún grado de disolución; temperaturas que caen dentro del rango para los depósitos MVT, y los únicos estudios isotópicos de S (para esta tesis) sugieren que éste proviene de las evaporitas adyacentes. Además en Kesler (1981) nos sugiere un origen sedimentario para el Ba y el Sr.

Por lo antes mencionado se puede decir que los fluidos de formación de estos yacimientos pertenecen a aguas evolucionadas de cuenca que han tenido interacción agua-roca que han lixiviado el Sr, éstos migran por zonas de fallas y fracturas con la característica de que este yacimiento se encuentra sobre un alto estructural limitado al norte por una falla regional y que al encontrar un horizonte preferencial como el de las evaporitas sustituye el Sr por el Ca y se precipita la celestina hacia zonas más someras, un tipo de comportamiento de los depósitos MVT.



## BILIOGRAFIA.

- Adams, L. H., and Gibson, R.E., (1930). The melting curve of sodium chloride dehydrate, *Chem. Soc. Jour.*, v. 52, p. 4252-4264.
- Alfonso, Z. J., (1978). Geología regional del sistema sedimentario Cupido, *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín*, v. 30, n. 1, 2, p. 1-55.
- Anderson, G.M., (1983). Some geochemical aspects of sulfide precipitation in carbonate rocks. In: Kisvarsanyi, G., Grant, S.K., Pratt, W.P., Koenig, J.W. (eds.), *International Conference on MVT lead-zinc deposits*. University of Missouri-Rolla, p: 61-76.
- Anderson, T. H. and Schmidt, V. A., (1983). The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time, *Geological Society of American Bulletin*, v. 94, p. 941-966.
- Aranda-Gómez.J.J., Housh, T.B., Luhr, J.F., Henry, C.D., Becker, T., and Chávez-Cabello, G., (2005a). Reactivation of the San Marcos fault during mid- to late- Tertiary extension, Chihuahua: México, *Geological Society of America Special Paper*.
- Arne, D.C., Curtis, L.W., Kissin, S.A., (1991). Internal zonation in a carbonate-hosted Zn-Pb-Ag deposit, Baffin Island, Canada, *Economic Geology*, v. 86, p. 699-717.
- Arne, D.C., Kissin, S.A., (1989). The significance of the «diagenetic crystallization rhytmities» at Nanisivik Pb-Zn-Ag deposit, Baffin Island, Canada, *Mineral Deposita*, n. 24, p. 210-218.
- Barnes, H.L., (1983). Ore deposition in Mississippi Valley deposits. Kisvarsanyi, G., Grant, S.K., Pratt, W.P., Koenig, J.W. (eds.), *International Conference on MVT lead-zinc deposits*. University of Missouri-Rolla, p. 77-85.
- Barton, P.B. Jr., (1967). Possible role of organic matter in the precipitation of the Mississippi Valley ores, *Economic Geology Mon.* 3, p. 371-378.
- Belkin H. E. . (1994). Microthermometric investigations: Th and Tm. Practical and Theoretical aspects. In *Fluid inclusions in minerals: methods and applications, Short course of the working group (IMA) "inclusions in minerals"* Benedetto De Vivo and Maria Luce Frezzotti eds. Pontignano-Siena, p. 7-23.
- Berner, R.A. (1971). *Principles of Chemical Sedimentology*, McGraw-Hill, New York.
- Bischoff, J.L. and Pitzer, K.S. (1989). Liquid-vapor relations for the system NaCl-H<sub>2</sub>O: Summary of the P-T-x, surface from 300°C a 500°C, *American Journal of Science*, p. 217-248.
- Blount , C.W., F.W. Dickson, (1969). Solubility of anhydrite (CaSO<sub>4</sub>) in NaCl-H<sub>2</sub>O from 100 to 450°C and 1 to 1000 bars, *Geochim. Cosmochim. Acta* 33, p. 227-245.
- Bodnar R. J. (2003a). Introduction to fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, y D. Marshall, eds..*Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*, Mineralogical Association of Canada, short Course Series v. 32, p.1-8.
- Bodnar R. J. (2003b). Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, y D. Marshall, eds..*Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*, Mineralogical Association of Canada, short Course Series v.32, p. 81-100.
- Bodnar R. J. (2003c). Reequilibration of fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, y D. Marshall, eds..*Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*, Mineralogical Association of Canada, short Course Series v. 32, p. 213-231.
- Bodnar R. J. and Vityk M. O. (1994). Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O-Na-Cl fluid inclusions. In *Fluid inclusions in minerals: methods and Applications. Short course of the working group (IMA) "inclusions in minerals"*, Benedetto De Vivo and Maria Luce Frezzotti eds. Pontignano-Siena, p. 117-130.
- Brudtorb de MK, Ramos V, Barbieri M, Ametrano S (1982). The evaporitic celestite-barite deposits of Neuquén, Argentina, *Mineral Dep.* 17, p. 423-426.
- Bullard, E. C., Everett, J. E., Smith, A. G., (1965). The fit of the continents around the Atlantic; A symposium on continental drift. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, series A, v. 258, p. 41-51.
- Burkhard A (1978). Baryt-celestin und ihre Mischkristalle aus Schweizer Alpen und Jura. *Schweizer Mineral Petrogr.* v. 58, p. 1-95.
- Burrows, R. H., (1909). *Geology in northern Mexico*, Mining and Scientific Press, v. 99, p. 290-294.
- Carlson, E.H. (1987). Celestine replacements of evaporates in the Salina Group, *Sedimentary Geology*, v. 54, p. 93-112.
- Charleston, S., (1981). A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, Mexico, in Schmidt, C. I., y Katz, S. B., Eds., *Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico*, West Texas Geological Society Field Trip Guidebook, Publication, p. 81-74, p. 28-36.
- Charleston, S., (1973). *Stratigraphy, tectonics and hydrocarbon potential of the lower Cretaceous, Coahuila series*. Coahuila México, University of Michigan [Ph. D. Dissertation], p. 268.
- Claypool GE, Holser, WT, Kaplan, IR, Sakai, H, Zak, I., (1980). The age curves of sulfur and oxygen in marine sulfate and their mutual interpretations, *Chem Geol* v. 28, p. 199-260.
- Cody, R.D. y Hull, A.B. (1980). Experimental growth of primary anhydrite at low temperatures and water salinities, *Geology*, p. 505-9.
- Conklin, J., y Moore, C., (1977). Paleoenvironmental analysis of the Lower Cretaceous Cupido Formation, northeast Mexico, in Bebout, D.G., and Loucks, R.G., eds., *Cretaceous carbonates of Texas and Mexico*, University of Texas Bureau of Economic Geology Report of Investigations v. 89, p. 302-323.
- Consejo de Recursos Minerales. Anuario Estadístico de la Minería Mexicana 2002,2003.
- Corbella, M., Ayora, C., Cardellach, E., (2004). Hidrotermal mixing, carbonate dissolution and sulfide precipitation in Mississippi Valley-type deposits, *Mineralium Deposita*, v. 39, p. 344-357.
- Dash, E.J. and Biscaye, P.E., (1971). Isotopic composition of strontium in Cretaceous to Recent pelagic foraminifera, *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.11, p. 201-204.
- De Cserna, Z., (1956). Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey, *Publicaciones del XX Congreso Geológico Internacional, Monografía*, p. 60.

- Denilson, R.E., Burke, Jr., W.H., Hetherington, E.A. and Otto, J.B., (1970). Basement rock framework of parts of Texas, southern New Mexico and northern Mexico. In: K. Seewald and D. Sundeen (Editors), *The Geologic Framework of the Chihuahua Tectonic Belt*. West Texas Geol. Soc., Midland, Tex., p. 3-14.
- Diamond, L. W. (2003). Systematics of H<sub>2</sub>O inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineralogical Association of Canada, short Course Series v. 32, p. 55-81.
- Dickinson, W.R., and Coney, P.J. (1980). Plate tectonic constraints on the origin of the Gulf of México and the early opening of the central north Atlantic: Baton Rouge, Louisiana State University, p. 27-36.
- Dumble, E.T., (1982). Notes on the geology of the Valley of the middle Rio Grande, *Geological Society of America Bulletin*, v.3, p. 219-230.
- Dzulynski, S., Sass-Gustkiewicz, M., (1985). Hydrothermal karst phenomena as a factor in the formation to Mississippi Valley-type deposits. In: Wolf, K.H. (ed.), *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*, v. 13, Amsterdam, Elsevier Science Publications Company, p. 391-439.
- Eguiluz, De A., S., (2001). Geologic Evolution and Gas Resources of the Sabinas Basin in Northeastern México.
- Euger, H.P. y Hardie, L.A. (1978). Saline lakes: In: *lakes: Chemistry, Geology, Physics* (ed. A. Lerman) Springer, New York; p. 237-334.
- Faure, G., (1978). *Principles of Isotope Geology*. Wiles, New York, N.Y., p. 464.
- Feeley GW, Kulp JL., (1957). The origin of Gulf Coast salt dome sulfur deposits, *Bull Am Assoc Petrol Geol* v. 41, p.1802-1853
- Fontboté, L., (1993). Self-organization fabrics in carbonate-hosted ore deposits: the example of diagenetic crystallization rhythmites (DCRs). En: Fenoll Hach-Alí, P., Torres-Ruiz, F., Gervilla, F. (eds.): *Current Research in Geology Applied to Ore Deposits*. Universidad de Granada, p. 11-14.
- Gil, P.P., Martínez, R., Velasco, F., (1984). Ritmitas diagenéticas en las mineralizaciones de hierro de Bilbao. *Congreso Español de Geología*, v. II, p. 491-499.
- Gil, P.P., Velasco, F., (1992). Génesis de los yacimientos de hierro de Bilbao (Cretácico inferior, Cuenca Vasco-Cantábrica). *Boletín Sociedad Española Mineralogía*, v. 15, p. 238-242.
- Goldhammer, R. K., Lehmann, P. J., Todd, R. G., Wilson, J. L., Ward, W. C., Johnson, C. R., (1991). Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, a field guide-book. *Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, p. 85.
- Goldhammer, R.K., (1999). Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of North America Special Paper 340*. p. 1-58.
- Goldstein Robert H. (2003). Petrographic analysis of fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineralogical Association of Canada, short Course v.32, p. 9-49.
- Goldstein, R. H. And Reynolds, T. J. (1994). Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPM Short course 31*, Tulsa, p.199.
- Goldstein, R. H. And Reynolds, T. J. (1994). Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPM Short course 31*, Tulsa, p.199.
- González- Sanchez F. Antoni Camprubí i Cano González-Partida E., (2007 b). Regional stratigraphy and distribution of epigenetic stratabound celestine, fluorite, barite and Zn-Pb deposits in the MVT Province of Northeastern México. (enviado a *Mineralium Deposita*) p. 40.
- González- Sanchez F., Puente- Solis R., González-Partida E., Antoni Camprubí i Cano, (2007\*). *Estratigrafía del Noreste y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb*. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, (en prensa) p. 35.
- González-García, R., (1976). Bosquejo Geológico de la Zona Noreste: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 28, p. 1-50.
- González-Partida, E., Carrillo-Chávez, A., Grimmer, J.O.W. Pironon, J., (2002). Petroleum-Rich Fluid Inclusions in Fluorite, Purísima Mine, Coahuila, Mexico. *International Geology Review*, v. 44, p. 755-764.
- González-Partida, E., Carrillo-Chávez, A., Grimmer, J.O.W., Pironon, J., Mutterer, J. Levresse, G., (2003). Fluorite deposits at Encantada-Buenavista, Mexico: products of Mississippi Valley type processes. *Ore Geology Reviews*, v. 23, p. 107-124.
- Grajales-Nishimura, J. M., Terrell, D. J., y Damon, P. E., (1992). Evidencias de la prolongación del arco magmático cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 42, p. 1-18.
- Halas S., y Miodchowski L.: (1978). Isotopic composition of oxygen in sulfate minerals f calcium and strontium and in water sulfates from various regions of Poland. *Universitatis Mariae Curie-Sklodowska*, v. 33, p. 115-130.
- Handschy, J.W. Keller, G.R., and Smith, K.J., (1987). The Ouachita system in northern Mexico. *Tectonics*, v. 6, p. 323-330.
- Honor JS (1968). Frequency distribution of composition in the barite-celestite series. *Am mineral* 53, p.1215-1222.
- Honor JS (1979). Sedimentary genesis of hydrothermal fluids. In *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd. Ed. HL Barnes (Ed) John Wiley and Sons, New York, p. 137-168.
- Honor JS (1994). Origin of saline fluids in sedimentary basins. In *Geofluids: Origins and migration of fluids in sedimentary basins*. J. Parnell (Ed) Geol. Soc. London Spec. Pub. 78, p.151-174.
- Honor JS (1996a). Variations in chloride as a driving force in siliciclastic diagenesis. In *Siliciclastic Diagenesis in Fluid Flow: Concepts and Applications*. LJ Crossey, R Loucks, MW Totten (Eds) Soc. Econ. Paleo Mineral Spec. Pub. 55, p. 3-12.
- Honor JS (2004). A model for the origin of large carbonate and evaporite-hosted Celestine (SrSO<sub>4</sub>) deposits. *Journal of sedimentary Research*. v. 74, p.168-175.
- Honor JS, (2000). Barite-celestine geochemistry and environments of formation: *Reviews of Mineralogy and Geochemistry*, v. 40, p. 193-275.
- Hardie, L.A. (1967). The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure. In *Special Publication 5*, International Association of

- Sedimentologists, p. 187-210.
- Hardie, L.A., Eugster, H.P., (1970). The evolution of closed-basin brines, *Mineral Soc. Am. For shallow clastic accumulation; Sedimentol v. 16*, p.187-220.
- Harvie, C.E., Eugster, H.P. y Weare, J.H. (1982). Mineral equilibria in the six-component seawater system, Na-K-Mg-Ca-SO<sub>4</sub>-Cl-H<sub>2</sub>O at 25 °C. 2 Composition of the saturated solutions. *Geochimica et Cosmochimica, Acta* 48, p. 723-51.
- Haynes, F. M.. (1985). Determination of fluid inclusion composition by sequential freezing. *Econ. Geol.*, v.80, p.1436-1439.
- Hendry JP, Taberner C, Marshall JD, Pierre C y Carey PF, (1999). Coral reef diagenesis records pore-fluid evolution and paleohydrology of a siliciclastic basin margin succession (Eocene South Pyrenean foreland basin, northeastern Spain. *Geological Society of America. Bulletin* v.111, p. 395-411.
- Humphrey, W.E., (1949). Geology of the Sierra de los Muertos-Area, Mexico (with descriptions of Aptian Cephalopods-from the La Peña Formation). *Geol. Soc. Am. Bull.* 60 , p. 80 – 176.
- Humphrey, W.E., y Díaz, T., (1956). Jurassic and Lower Cretaceous stratigraphy and tectonics of northeastern Mexico: Unpublished manuscript.
- Humphrey, W.E., and Díaz, T., (1956). Correlation of the Mesozoic strata of northeast Mexico.- *GCAGS, Trans.*, v. 6, p. 32-34.
- Imlay, R. W., (1937). Geology of the middle part of the Sierra de Parras. Coahuila, México. *Geological Society of American Bulletin*, v. 48, p. 587-630.
- Imlay, R.W., (1940). Lower Cretaceous and Jurassic Formations of Southern Arkansas and Their Oil and Gas Possibilities. *Arkansas Geological Survey, Information Circular* 12.
- Imlay, R.W., (1936). Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, part IV, geology of the western part of the Sierra de Parras: *Geological Society of America Bulletin*, v. 47, p. 1091-1152.
- Jebrak, M., (1992). Les textures intra-filonniennes, marqueurs des conditions hydrauliques et tectoniques., *Chron. Rech. Min.*, n. 506, p. 25-35.
- Jensen ML (1962). Biogenic sulfur and sulfide deposits. In: Jensen ML (ed) *Biochemistry of sulfur deposits*, International Symposium on the Biochemistry of Sulfur Isotopes, National Science Foundation Symposium, p. 1-15
- Jones, N. W., McKee, J. W., Marquez, D. B., Tovar, J., Long, L. E., Laudon, T. S., (1984). The Mesozoic La Mula Island, Coahuila, México: *Geological Society of America Bulletin*, v. 95, p. 1226-1241.
- Jones, N.W., Lopez, R., and Cameron, K.L., (1995). Linda Vista pluton and latest Permian-Late Triassic orogeny, Las Delicias area, Coahuila, México, *Geological Society of America Abstract With Programs*, v. 27, no. 6.
- Keevil, N.B., (1942). Vapor pressures of aqueous solutions at high temperatures: *American Chemical Society Journal*, v. 64, p. 841-850.
- Kelly, W.A., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, part 2, Geology of the mountains bordering the valleys of Acatita and Las Delicias: *Geological Society of America Bulletin*, v. 47, p. 1009-1038.
- Kennedy, G.C., Wasserburg, G.J., Heard, H.C., and Newton, R.C., in press, The upper three phase regions in the system SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O: *Am. Jour. Sci.*
- Kesler SE, Jones LM (1981). Sulphur- and Strontium- isotopic geochemistry of celestite, barite and gypsum from the Mesozoic Basins of north eastern Mexico. *Chem. Geol.* 31, p. 211-24.
- Kesler Stephn E; Jones Lois M. (1981). Sulfur and strontium isotopic geochemistry of celestite, barite and gypsum from the Mesozoic basins of northeastern Mexico. *Chemical Geology* 31; p. 211-224.
- Kinsman, D.J.J. (1976). Evaporites: relative humidity control of primary mineral facies. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46, p. 273-9.
- Kusaaba, M. y Robinson B.W.; (1977). Oxigen and sulfur isotope equilibria in the BaSO<sub>4</sub>- HSO<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O system from 110° a 350° C and applications. *Geochim. Cosmochim; Acta* 41, p. 1033-1041.
- Kushnir SV (1986). The epigenetic celestine formation mechanism for rocks containing CaSO<sub>4</sub> *Geochem. Int'l* 23, p. 1-9.
- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, I.P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., and Banner, J., (1999). Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early cretaceous, northeastern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, no. 7, p. 1010-1029.
- López Ramos E., (1980). *Geología de México*. Tomo II, 2 Ed., p. 454.
- López-Ramos, E., (1981). Paleogeografía y tectónica del Mesozoico en México: Universidad Nacional Autónoma de México. *Revista del Instituto de Geología*, v.5, p. 158-177.
- Machel HG (2001). Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings old and new insights. *Sedim Geol* 140, p.143-175
- Machel HG, Krouse HR, Sassen R (1995). Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction. *Appl Geochem* 10, p. 373-389
- Machel, H.G., (1987). Saddle dolomite as a by-product of chemical compaction and thermochemical sulfate reduction. *Geology*, v. 15, p. 936-940.
- Martin JM, Ortega-Huertas M y Torres-Ruiz J (1984). Genesis and evolution of strontium deposits of the Granada basin (south-eastern Spain): evidence of diagenetic replacement of a stromatolite belt. *Sedimentary Geology*. v.39, p.281-298.
- McCaffrey, M.A., Lazar, B., and Holland, H.D., (1987). The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br and K with halite: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57, p. 928-937.
- McKee, J. W., Jones, N. W. and Long, L. E., (1984). History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico. *Geology*, v. 12, p. 103-107.
- McKee, J. W., Jones, N. W. and Long, L. E., (1990). Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico, *GSA Bulletin*, v. 102, p. 593-614.
- McKee, J. W., Jones, N. W., and Anderson, T. H., (1988). Las Delicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico. *Geology*, v. 16, p. 37-40.
- McLimans RK (1977). Geological fluid inclusion and stable isotopes studies of the Upper Mississippi Valley zinc-lead district, southwest

- Wisconsin. PhD thesis, Pennsylvania State University, State College, p. 175.
- Mendoza, A.E., (1976). Estudio Geológico Económico de la Cuenca Carbonífera del Edo. de Coahuila. Tesis profesional, ESIA-IPN.
- Miller, M. M., (2004b). Fluorspar. USGS Mineral Information, U. S. Geological Survey, Commodity Statistics and Information, Publications, Mineral Yearbook, 2004. p. 27.1 - 27.6. On line.
- Milliman JD (1974). Marine Carbonates: New York, Springer-Verlag, p.370.
- Müller G (1962). Zur Geochemie des Strontiums in ozeanen evaporiten unter besonderer Berücksichtigung der sedimentären Celestinit-Lagerstätten von Hemmelte West. *Geologie, Beiheft* 35, p. 90.
- Müller G y Puchelt H, (1961). Die Bildung von Celestinit ( $\text{SrSO}_4$ ) aus Meerwasser: *Naturwissenschaften*, v 48, p. 301-302.
- Ober, J. A., (2004). Strontium. USGS Mineral Information, U. S. Geological Survey, Commodity Statistics and Information, Publications, Mineral Yearbook, 2004. p. 73.1 – 73.4. On line.
- Ohle, E.L., (1985). Breccias in Mississippi Valley-Type deposits. *Economic Geology*, v. 80, p. 1736-1752.
- Ohmoto H, Lasaga AC (1982). Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems. *Geochim Cosmochim Acta* 46, p. 1727-1745.
- Ohmoto, H. y Rye, R.O. (1979). Isotope of sulfur and carbon, in Barnes, H.L. Ed. *Geochemistry of Hydrothermal deposits*, John Wiley y Sons, p. 509-567.
- Ohmoto H., (1972). Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Econ. Geol.* V. 67; p. 551-578.
- Olaussen S (1981). Formation of celestite in the Wenlock, Oslo region, Norway evidence for evaporitic depositional environments: *Journal of Sedimentary Petrology*. v.51, p. 37-46.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana J., Aranda-Gómez, J.J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., (1992). Carta Geológica de la República Mexicana, Quinta Edición, Escala 1:2 000 000: universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; y Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales. 1 mapa con texto explicativo, p.74.
- Padilla Sánchez., R.J., (1986). Post Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Internacional*, v.25. p.157-206.
- Padilla y Sánchez, R. J., (1982). Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, México. Austin, Texas, University of Texas [Ph D. Thesis], p. 217.
- Peterman, Z.E., Hedge, C.E. and Tourtelot, H.A., (1970). Isotopic composition of Sr in sea-water throughout Phanerozoic time. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, p. 105-120.
- Pindell, J. L., (1985). Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean: *Tectonics*, v. 4, p. 1-39.
- Pindell, J. L., (1993). Regional synopsis of the Gulf of Mexico and Caribbean evolution, in Pindell, J.L., and Perkins, B.F., eds., *Mesozoic and early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean region: Gulf Coast Section, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Foundation, 13th Annual Research Conference*, p. 251-274.
- Pindell, J. L., and Barrett, S. F., (1990). Geological evolution of the Caribbean region; A plate-tectonic perspective, *The Geology of North America*, v. H, The Caribbean Region. The Geological Society of America, p. 405-432.
- Plachy, J., (2003). Zinc. USGS Mineral Information, U. S. Geological Survey, Commodity Statistics and Information, Publications, Mineral Yearbook, 2004. p. 84.1 – 84.5. On line.
- Pohl, W., Siegl, W., (1986). Sediment-hosted magnesite deposits. In *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*, ed. Wolf, K.H. Regional studies and specific deposits, v. 14, p. 223-300.
- Prieto M. Fernández González A (1993). Crystallization of solid solutions from aqueous solutions in a porous medium: Zoning in  $(\text{Ba}, \text{Sr})\text{SO}_4$ . *Geol. Mag.* 130: 289-299.
- Prieto M. Fernández González A, Plutnis A, Fernández Díaz (1997). Nucleation, growth, and zoning phenomena in crystallizing  $(\text{Ba}, \text{Sr})\text{CO}_3$ ,  $\text{Ba}(\text{SO}_4, \text{CrO}_4)$ ,  $(\text{Ba}, \text{Sr})\text{SO}_4$ , y  $(\text{Cd}, \text{Ca})\text{CO}_3$  solid solutions from aqueous solutions. *Geochim Cosmochim Acta* 61: p. 3383-3397.
- Prieto, M., Fernández-González, A., Plutnis, A., and Fernández-Díaz, L., (1997). Nucleation, growth, and zoning phenomena in crystallizing  $(\text{Ba}, \text{Sr})\text{CO}_3$ ,  $\text{Ba}(\text{SO}_4, \text{CrO}_4)$ ,  $(\text{Ba}, \text{Sr})\text{SO}_4$ , and  $(\text{Cd}, \text{Ca})\text{CO}_3$  solid solution from aqueous solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 61, p. 3383-3397.
- Puente-Solís, R., González-Partida, E., Trilla, J., Levresse, G., (2005 a). Distribución de los depósitos estratoligados de Barita, Celestita, Fluorita y Pb-Zn en el noreste de México. *Convención Internacional de la Asociación Nacional de ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Memorias No. XXVI*, p. 95-98.
- Radke, B.M., Mathis, R.L., (1980). On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, 4, p: 1149-1168.
- Ramos-Rosique A, Villareal-Fuentes J, González-Partida E, Trilla J, Levresse, G., (2005). Los Yacimientos estratoligados de celestita de El Venado y El Volcán en la Sierra de Los Alamitos, Coahuila, México. *Conv Intern AIMMG, Mem* 26. p. 95-98
- Reesman RH (1968). Strontium isotopic composition of gangue minerals from hydrothermal veins. *Economic Geology* v. 63; p. 731-736.
- Robeck R.C., Pesquera V.R., Ulloa A.S., (1956). Geología y depósitos de carbón de la región Sabinas, estado de Coahuila. *INIRM (CRM) en colaboración con el USGS, XX Congreso Geológico Internacional*, p. 156.
- Roedder, E. (1976). Fluid inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary volcanic rocks En: K. H. Wolf (edit.), *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits* 2, p. 69-110.
- Roedder, E., (1981). Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping. In Hollister & Crawford (eds.). *Miner. Assoc. Canada. Short Course in fluid inclusions*, v. 6, p. 101-137.
- Roedder, E. (1984). Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12, *Miner. Soc. Amer.*, p. (1984).

- Roedder, E. (1962a). Ancient fluids in crystals. *Sc. Am.*, 207, p. 38-47.
- Salas, G. A., 1973. Geología de los depósitos de celestita en la Sierra de La Paila, Coahuila. Convención Nacional de la Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Memorias no. 10, pp. 287-294.
- Salvador, A., (1987). Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 71, p. 419-451.
- Salvador, A., (1991b). Triassic-Jurassic: in Salvador, A., ed., The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado. Geological Society of America, *Geology of North America*, v. J, p. 131-180.
- Salvador, A., (1991c). Origin and development of the Gulf of Mexico basin: in Salvador, A., ed., The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America. *Geology of North America*, p. 389-444.
- Salvador, A., (1991a.). The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America. *Geology of North America*, p. 568.
- Salvador, A., Green, A. R., (1980). Opening of the Caribbean Tethys, in J. Auboin et al., coordinators, *Geologie de Chaines Alpines Issues de la Tethys—Geology of the Alpine chains born of the Tethys*: Bureau Recherche Geologique Minerieres, memoir No. 115, p. 224-229.
- Samson, I. & Walker, R. T. (2000). Cryogenic Raman spectroscopic studies in the system -NaCl-CaCl<sub>2</sub>- H<sub>2</sub>O and implications for low temperature phase behavior in aqueous fluid inclusions. *Can. Mineral.* 38, p. 35-43.
- Sangster, D.F., (1990). Mississippi Valley-type and sedex lead-zinc deposits: a comparative examination. *Trans. Inst. Min. Metall. (Sect B)*, p. 21-42.
- Scholle PA, Stemmerik L, Harpoth O (1990). Origin of major karst-associated Celestine mineralization in Karstrynggen, Central East Greenland. *J. Sed. Pet* 60, p. 397-410.
- Schreiber BC, El-Tabakh M (2000). Deposition and early alteration of evaporites. *Sedimentology* v. 47, p. 215-238
- Searls JP (1997). Barite. *US Geol Survey Minerals Inf Circ*, p. 7.
- Secretaría de Economía, (2004). Minería, Informe de la minería mexicana 2004, Comportamiento de los Mercados Internacionales, Minerales No Metálicos, <http://www.economia.gob.mx>. (Consulta octubre del 2005)
- Shepperd, T. J. (1985). A practical guide to fluid inclusion studies. Ed. Blackie, p. 23.
- Sibson R.H., (1990). Faulting and fluid flow. In Nesbitt B.E. *Short Course on fluids in tectonically active regime of the continental crust*, Min. Ass. Can., p.93-132.
- Silver, L.T. and Anderson, T.H., (1974). Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American Craton margin, *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 6, p. 955.
- Smith, C. I., (1981). Review of the geologic setting, stratigraphy and facies distribution of the Lower Cretaceous in northern Mexico, in *Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico*. West Texas Geological Society Field Trip Guidebook 81-74, p. 1-27.
- Smith, C.I., ed., *Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico*: West Texas Geological Society Publication 81-74, p. 1-27.
- Smith, J. R., (2003). Lead. *USGS Mineral Information*, U. S. Geological Survey, Commodity Statistics and Information, Publications, Mineral Yearbook, 2004. p. 43.1 – 43.8. On line.
- Soegaard, K., Giles, K. A., Vega-Vera, F. J., and Lawton, T. F., (1997). Structure, stratigraphy, and paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Guidebook to Fieldtrip* 10, p. 136.
- Sorby, H. C., (1858). On the microscopic structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *Geol. Soc. London Quart. Jour.*, 14, p. 453-500.
- Taberner C., Marshall J.D., Hendry J.P., Pierre C., y Thirwall M.F.: (2002). Celestite formation, bacterial sulphate reduction and carbonate cementation of Eocene reefs and basinal sediments (Igalada, NE Spain): *Sedimentology*, v. 49; p. 171-90.
- Tekin E, Varol B, Sayli IS y Elerman Y (2002). Indications of intermediate compositions in the BaSO<sub>4</sub>-SrSO<sub>4</sub> solid solution series from the Bahceciktepe celestine deposit, Sivas, east-central Anatolia, Turkey: *The Canadian Mineralogist*. v. 40, p. 895-908.
- Thode H.G., y Monster J.: (1965). Sulfur isotope geochemistry of petroleum, evaporates and ancient seas. In: A. Young and J.E. Galley (Editors), *Fluids in subsurface environments*, Am. Assoc. Pet. Geol.: Mem. 4, p. 367-377.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., and Grajales, J.M., (1999). A Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstruction of southern North America, in Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of North America Special Paper 340. p. 1-58.
- Touret Jacques L. R. (1994). Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic environments. In *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Short course of the working group (IMA) "inclusions in minerals" Benedetto De Vivo and Maria Luce Frezzotti eds. Pontignano-Siena p. 251-269.
- Tritlla, J., Canals, A., (1997). Mineralizaciones estratoligadas de metales base en carbonatos y rocas siliciclásticas; en J.C. Melgarejo (ed.): *Atlas para el estudio de las asociaciones minerales en lámina delgada*; p. 272-286. Ediciones de la Universitat de Barcelona, ISBN: 84-98824-1 Alt, J.C.
- Tritlla, J, Levresse, G. y Corona-Esquivel, R., (2006). Depósitos de Pb-Zn-Ba-F-(Cu-Sr) epigenéticos estratoligados en series sedimentarias en relación con salmueras de cuenca: depósitos del tipo "Mississippi Valley" (MVT) y similares: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*.
- Veizer, J. and Compston, W., (1974). <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr composition of seawater during the Phanerozoic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, p. 1461-1484.
- Velasco, F., Pesqueira, A., Arce, A., Olmedo, F., (1987). A contribution to the ore genesis of the magnesite deposit of Eugui, Navarra (Spain): *Mineralium Deposita*, No. 22, p. 33-41.

- Weinritt DJ, Cowan JC (1967). Unique characteristics of barium sulfate scale deposition. *J Petroleum Tech* 30, p. 1381-1394.
- Wilfred DJ, Kursch MJ, Solomon M (1992). Strontium isotope studies of barites, implications for the origin of base metal mineralization in Tasmania. *Economic Geology* 87, p. 953-959.
- Wilkinson, J. J., (2001). Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits: *Lithos*, v. 55, p. 229-272.
- Wilson, J. L., (1990). Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in Northeastern México, a review: in: *Contribuciones al Cretácico de México y América Central: Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, Nuevo León, México*. v. 4, p. 5-45.
- Wilson, J. R., Ward, W. C., and Finneran, J., (1984). A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems, Monterrey-Salttillo area, northeast México: Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p.76.
- Wilson, J.L., Ward, W.C. y Finneran, J. , (1984). A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems, Monterrey-Salttillo area, northeast Mexico: Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 76.
- Wilson, J.L., Ward, W.C., (1993). Early Cretaceous carbonate platforms of northeastern and east-central Mexico, in Simo, J.A., Scott, R.W., and Masse, J.-P., eds., *Cretaceous carbonate platforms: American Association of Petroleum Geologist Memoir* 56, p. 35-50.
- Ye, H., (1997). The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE Mexico: Tectonic infilling of a recess along the Southwestern North America continental margin: in: *Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico*. AAPG Field Trip No. 10.
- Zherebtsova IK y Volkova NN (1966). Experimental study of behavior of trace elements in the process of natural solar evaporation of Black Sea water and Sasyk-Sivash brine. *Geochemistry International*. V. 7.
- Zwanzinger, J. A., (1979). Provincias Mesozoicas Productoras en el Noreste de México: *Ingeniería Petrolera*, v. 19. No. 3, p. 35-40.