

Universidad Autónoma de San Luis Potosí



*Posgrado en Ciencias en Geología Aplicada
Facultad de Ingeniería
Instituto de Geología*

*Yacimientos de Celestina en la
Plataforma Valles–San Luis Potosí*

Tesis

*Para obtener el grado de
Maestro en Ciencias en Geología Aplicada
(Yacimientos Minerales)*

Presenta

Ing. Macario Rocha Rocha

Director

Dr. Eduardo González Partida

San Luis Potosí, S.L.P., Febrero 2008



Instituto de Geología



Facultad de Ingeniería



Universidad Autónoma
de San Luis Potosí

22 de noviembre de 2007

**AL ING. MACARIO ROCHA ROCHA
P R E S E N T E. –**

En atención a su solicitud de Tema y Temario, presentado por el **Dr. Eduardo González Partida**, Asesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestría en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la Sesión de Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 22 de noviembre del presente año, fue aprobado el Tema y Temario propuesto:

TEMARIO:

**"YACIMIENTOS DE CELESTINA EN LA PLATAFORMA VALLES-SAN LUIS
POTOSÍ"**

1. GENERALIDADES.
2. GEOGRAFÍA Y GEOLOGÍA REGIONAL.
3. YACIMIENTOS MINERALES.
4. INCLUSIONES FLUIDAS E ISÓTOPOS ESTABLES,
ASPECTOS TEÓRICOS.
5. RESULTADOS OBTENIDOS.
6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN.
BIBLIOGRAFÍA.

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

ATENTAMENTE


ING. JOSÉ ARNOLDO GONZÁLEZ ORTIZ
DIRECTOR UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
 DE SAN LUIS POTOSÍ
 FACULTAD DE INGENIERÍA
 DIRECCION

**bcb

Dedicatoria

A Dios

Por concederme salud, sabiduría y permitirme cumplir las metas que me he propuesto.

Para mi esposa Sayonara

A ella especialmente le dedico esta Tesis. Por su paciencia, comprensión, empeño, fuerza y amor. Es la persona que más tiempo me ha acompañado en este proyecto. Siempre me ha impulsado a dar el máximo de mí; nunca le podré estar suficientemente agradecido. ¡Gracias por ser parte de mi vida!

A mis padres (Cesárea y Macario †)

A quienes les debo la vida, mis valores férreos, mis principios y perseverancia.

Agradecimientos

Es difícil abordar esta parte, debido a que es posible olvidar involuntariamente a alguien o bien no ser lo suficientemente sutil y provocar el desinterés del lector. Espero que los agradecimientos no sean un listado de nombre, si no que todos y cada uno de los enumerados han significado mucho para un servidor durante estos dos años, además de haber contribuido de alguna forma a que el proyecto de maestría se haya llevado a cabo.

Mi infinito agradecimiento al director de la tesis, Dr. Eduardo González Partida, por su acertada dirección, apoyo, tiempo y esfuerzo que dedicó al proyecto de tesis y sobre todo a mi persona. ¡Muchas Gracias! porque sin conocerme, ni saber de mi trayectoria me diste la oportunidad de ser tu estudiante.

Agradezco al Servicio Geológico Mexicano por haberme comisionado a realizar los estudios de ésta maestría durante dos años que duro el proyecto.

De la misma manera, al Espacio Común de Educación Superior (ECOES), que a través de la UASLP, me permitió realizar un intercambio académico durante 5 meses, al Centro de Geociencias de la UNAM, campus Juriquilla, Querétaro, tiempo en el cual se realizaron algunos análisis de microtermometría que a la postre fue tema central de la tesis.

Mi agradecimiento a la Dr. Pura Alfonso, investigadora de la Universidad de Barcelona España, por los análisis de isótopos de azufre utilizados en este trabajo. Igualmente al Dr. Antoni Camprubí i Cano investigador de la UNAM, por haberme apoyado desinteresadamente a que se realizaran los análisis de isótopos de carbono y oxígeno en la Laboratorio especializados de la Universidad de Autónoma de México.

Al Dr. Francisco González Sánchez por su continuo apoyo en la interpretación de los datos de esta tesis; también agradezco al Ing. José Antonio Caballero por ayudarme e instruirme en los análisis de microtermometría.

A los integrantes del jurado, Dr. Eduardo González Partida, Dr. Guillermo Javier Castro Larragortia, Dr. Delfino Rubalcaba Ruiz, M. en C. Juan Manuel Torres Aguilera, por los comentarios finales hacia este trabajo.

Mi gratitud al Dr. Alfredo Aquillón Robles investigador del Instituto de Geología (UASLP) por sus sabios consejos y haberme permitido usar su área y herramientas de trabajo durante el tiempo en que se realizó el proyecto.

Un agradecimiento especial a mis amigos: Ing. Virginia Rebeca de Jesús Morales, Julio Cesar Arredondo, Jorge Galaviz, Noe y Marcos Daniel Rocha, por apoyarme en los trabajos de campo de este proyecto.

A mis maestros y profesores Drs. Eduardo González Partida, Antoni Camprubí i Cano, Guillermo Javier Castro Larragoitia, Delfino Rubalcaba Ruiz, Alfredo Aguillón Robles, Guillermo Labarthe Hernández, José Ramón Torres Hernández, Rubén López Doncel, José Rafael Barbosa Gudiño, Antonio Cardona Benavides, Ricardo Saucedo Girón, Margarito Tristán González, que con su diario convivir me transmitieron lo importante que es la preparación profesional y humana.

Quiero agradecer al Ing. Jorge Aceves de Alba por la asesoría en los Sistemas de Información Geográfica, que me permitió manipular interactivamente los datos del proyecto de tesis y realizar distintos gráficos del texto.

Mi gratitud al M. en C. José de Jesús Parga Pérez y al Ing. Jorge Bustamante García por sus constantes asesorías, acertados consejos, atención a mi persona y sobretodo por su valiosa amistad.

De igual forma a mi gran amigo Francisco Sena Martínez, por su apoyo incondicional, sobretodo en la edición de los trabajos desarrollados en la maestría y esta tesis.

Y en general, un agradecimiento a todos los compañeros estudiantes del Instituto de Geología (Nadia, Arlene, Ana, Erika, Gastón, Ligia, Arturo, Karla, Elías, Iván, Daniel, Aurora, Gilberto) por su constante y mutuo apoyo.

A mis amigos.

Una de las cosas de las que estoy orgulloso, son las amistades que he podido conservar a lo largo de mi vida, ya que los verdaderos amigos son los que no necesitan cultivarse día tras día, sino que como buenos vinos, se crean en barricas cerradas sin poder verlos largos periodos de tiempo y cuando los vez ha crecido su valor mediante una amistad incondicional. Gracias por motivarme para seguir adelante en mis metas y continuar siempre hacia el éxito.

Pero sobre todo... ¡Gracias a Dios!

ÍNDICE GENERAL

Contenido	Página
RESUMEN	1
ABSTRACT	3
CAPITULO I GENERALIDADES	5
I.1. Introducción	5
I.2. Objetivo	6
I.3. Metodología	6
I.3. Antecedentes	7
I.4. Características generales de la celestina	8
I.5. Producción y uso	11
CAPITULO II GEOGRAFIA Y GEOLOGIA REGIONAL	15
II.1. Localización	15
II.2. Vías de acceso	16
II.3. Fisiografía y Geomorfología	18
II.4. Clima	20
II.5. Hidrografía	21
II.6. Evolución paleogeográfica de la Plataforma Valles-San Luis Potosí	22
II.7. Geología Regional	28
II.8. Rasgos estructurales de la Plataforma Valles-San Luis Potosí	29
II.9. Estratigrafía de la Plataforma Valles-San Luis Potosí	31
II.9.a. Paleozoico	31
• Esquisto y Filitas (Pcppi E)	31
II.9.b. Jurásico	32
• Formación Huizachal	32
• Formación Huayacocotla	34
II.9.c. Cretácico	36
• Margas Miquihuana	36
• Formación Tamaulipas Inferior	38
• Formación Otates (Horizonte Otates)	40
• Formación Tamaulipas Superior	41
• Formación Guaxcamá (Knap An-Y)	43
• Formación El Abra (Kass Cz)	45

Contenido	Página
• Formación Tamabra	48
• Formación Tamasopo	50
• Formación Soyatal	51
• Formación Agua Nueva	52
• Formación San Felipe	53
• Formación Méndez	54
• Formación Cárdenas	55
II.9.d. Terciario	57
II.9.d. Cuaternario	57
CAPITULO III YACIMIENTOS MINERALES	58
III.1. Características generales de los yacimientos estratoligados relacionados con rocas carbonatadas	58
III.1.a. Generalidades de los yacimientos <i>Mississippi Valley-Type MVT</i>	58
III.1.b. Características de los depósitos MVT	59
III.1.c. Datos de inclusiones fluidas en los depósitos MVT	60
III.1.d. Edad de los depósitos MVT	61
III.1.e. Datos de isótopos en los depósitos MVT	61
III.1.f. Génesis de los depósitos MVT	62
III.2. Distribución, características físicas y mineralógicas de los cuerpos de celestina en la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP)	62
III.2.a. Generalidades de los yacimientos de celestina en la PVSLP	62
III.2.b. Áreas mineralizadas de celestina en la PVSLP	64
• La Paz	64
• La Carbonera-San Francisco	66
• La Esperanza	68
• El Poblano	70
• Las Tinajas	71
• Loma Cuchilla Gorda	72
• La Venadita	73
• El Aljibe	74
• Palo Blanco	75
• San Jerónimo	76
• Sierra de Guadalupe	77

Contenido	Página
CAPÍTULO IV INCLUSIONES FLUIDAS E ISÓTOPOS ESTABLES, ASPECTOS TEÓRICOS	80
IV.1. Inclusiones Fluidas	80
IV.1.a. Base teórica	80
• Temperatura	80
• Presión	80
• Densidad	80
• Composición	81
IV.1.b. Temperatura de atrapamiento	82
IV.1.c. Presión de atrapamiento	83
IV.1.d. Clasificación de las inclusiones	84
a) Inclusiones primarias	85
b) Inclusiones secundarias	85
c) Inclusiones pseudosecundarias	86
IV.1.e. Conceptos importantes	88
• Temperatura de homogeneización (Th)	88
• Temperatura de atrapamiento (Ta)	88
• Temperatura de decrepitación (Td)	88
• Temperatura de fusión del hielo (Tfh)	88
• Temperatura crítica	89
• Temperatura eutéctica (Te)	89
• Punto triple (Pt)	89
• Isocora	89
• Curva de punto de burbuja	89
• Curva de fusión	89
• Curva de sublimación	89
IV.1.f. Fundamento de estudio	89
IV.1.g. Cambios post-atrapamiento que pueden producirse diversos cambios en las fases capturadas y en la naturaleza física de la inclusión	90
a) Cambios en las fases	90
b) Cambio del emplazamiento y la morfología	92
IV.1.h. Detección de los fenómenos pos-atrapamiento	96

Contenido	Página
IV.1.i. Microtermometría	98
a. Equipo	98
b. Proceso de enfriamiento	98
c. Proceso de calentamiento	99
IV.1.j. Los principales sistemas térmicos	99
a. El sistema H ₂ O-NaCl	99
b. El sistema H ₂ O-NaCl a elevadas temperaturas y presiones	102
c. Sistema H ₂ O-NaCl-CaCl ₂	106
IV.2. Isótopos estables	107
IV.2.a. Generalidades de la geoquímica isotópica	107
IV.2.b. Factor de fraccionamiento isotópico (α)	110
IV.2.c. Fenómenos de fraccionamiento	111
IV.2.d. Factores que influyen en la composición isotópica	113
• Composición química	113
• Temperatura	114
• Presión	114
IV.2.e. Reservorios de Isótopos	114
• oxígeno	114
• Azufre	118
• Carbono	120
IV.2.f. Factores de fraccionamiento (Δ)	120
IV.2.g. Principios básicos de la espectrometría de masas	122
IV.2.h. Isótopos estables de oxígeno	123
• Aplicación de $\delta^{18}\text{O}$	124
IV.2.i. Isótopos estables de Carbono	126
• Isótopos de carbono en depósitos hidrotermales	128
IV.2.j. Isótopos estables de Azufre	131
III.2.k. Isótopos estables de C, O y S en carbonatos a la prospección de yacimientos minerales	132
III.2.l. Antecedentes de datos isotópicos para depósitos de celestina	134

Contenido	Página
CAPITULO V RESULTADOS OBTENIDOS	136
V. 1. Datos micro-termométricos (Inclusiones Fluidas)	136
V. 1.a. Petrografía de inclusiones fluidas en las zonas mineralizadas de celestina y Formación Guaxcamá, en el área de influencia de la PVSLP	142
V. 2. Datos Isotópicos de Oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$), Carbono ($\delta^{13}\text{C}$) y Azufre ($\delta^{34}\text{S}$)	152
CAPITULO VI DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN	161
VI.1. DISCUSIÓN	161
VI.1.a. Importancia de los depósitos de celestina	161
VI.1.b. Geología y distribución de los depósitos de celestina en la PVSLP	161
VI.1.c. Geoquímica de fluidos involucrados con los yacimientos de celestina ubicados en la PVSLP (Termometría)	163
VI.1.d. Comparación de los depósitos de celestina de la PVSLP y los yacimientos Mississippi Valley Type (MVT)	166
VI.1.e. Génesis de los depósitos de celestina ubicados en la PVSLP	167
VI.2. CONCLUSIÓN	169
BIBLIOGRAFÍA	171

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Pagina
I.1. Formas en las que ocurre la celestina en la PVSLP	10
I.2. Producción mundial del estroncio	12
I.3. Producción de estroncio en México	13
II.1. Plano de localización del área de estudio	15
II.2. Principales poblaciones y vías en el área de estudio	17
II.3. Provincias y subprovincias fisiográficas de México	19
II.4. Tipos de climas en el territorio de México	20
II.5. Regiones hidrológicas de México	21
II.6. Principales corrientes hidrológicas	22
II.7. Sección esquemática de la PVSLP	24
II.8. Plano geológico del área de estudio (PVSLP)	25
II.9. Provincias geológicas de México	28
II.10. Estructuras principales del área de estudio (PVSLP)	29
II.11. Columna Geológica	37
III.1. Distribución mundial de los depósitos MVT	58
III.2. Distribución de los depósitos de celestina en la PVSLP	63
III.3. Plano geológico del área La Paz	64
III.4. Mapa geológico del área La Carbonera-San Francisco	66
III.5. Mapa geológico del área La Esperanza	69
III.6. Mapa geológico del área El Poblano	70
III.7. Aspecto del yacimiento de celestina en el área La Tinaja	72
III. 8. Aspecto del yacimiento de celestina en el área La Venadita	74
III.9. Mapa geológico del área San Jerónimo	76
IV.1. Formación de inclusiones secundarias	86
IV.2. Inclusiones pseudosecundarias	86
IV.3. Inclusiones primarias y secundarias	88
IV.4. Comportamiento termodinámico de una inclusión fluida	91
IV.5. Inclusión con estrangulamiento (<i>necking down</i>)	92
IV.6. Efecto del <i>Necking-down</i>	94
IV.7. Efecto del <i>stretching</i> en una inclusión fluida	95
IV.8. Efecto de rompimiento y relleno de una inclusión fluida (<i>leaking</i>)	96
IV.9.- Diagramas Th-Salinidad (Tf)	97
IV.10. Equipo microtermométrico	99
IV.11. Relaciones de fase vapor-saturadas en el sistema NaCl-H ₂ O	101

Figura	Página
IV.12. Modelo para la temperatura-presión-composición en el sistema H ₂ O-NaCl	103
IV.13. Modelo teórico de un sistema geotermal salino en el piso oceánico	104
IV.14. Equilibrio de fases vapor-saturadas en el sistema H ₂ O-NaCl-CaCl ₂	106
IV.15. Reservorios naturales de isótopos de oxígeno	115
IV.16. Gráfica de δD y δ ¹⁸ O (‰) para varios reservorios de aguas	116
IV.17. Curva de edad para δ ³⁴ S y δ ¹⁸ O en sulfatos en equilibrio con agua marina	117
IV.18. δ ³⁴ S de varios reservorios geológicos	118
IV.19. Composición de isótopos de C	129
IV.20. Fraccionamiento isotópico del azufre	120
V.1. Sección esquemática y depósitos de sulfatos en la PVSLP	136
V.2. Promedio de la temperatura de homogeneización en depósitos de celestina	138
V.3. Rangos de temperatura de homogeneización de los depósitos de celestina	138
V.4. Salinidad de las inclusiones fluidas analizada	138
V.5. Aspecto de inclusiones fluidas en cristales de celestina	139
V.6. Aspecto de inclusiones fluidas en cristales de fluorita	140
V.7. Aspecto de inclusiones fluidas en cristales de yeso	141
V.8. Histograma de frecuencia para los rangos de temperatura de homogeneización	142
V.9. Diagrama del rango de salinidad eq. Wt	143
V.10. Grafico de Th <i>versus</i> salinidad	143
V.11. Representación grafica de los datos obtenidos de Th vs Tf	143
V.12. Histograma de frecuencia de temperatura de homogeneización (La Carbonera)	144
V.13. Representación del rango de salinidad eq. Wt	144
V.14. Distribución de los datos obtenidos de Th vs Tf	144
V.15. Histograma de frecuencia para los rangos de Th	145
V.16. Representación del rango de salinidad eq. Wt	145
V.17. Histograma de frecuencia para los rangos de Th	146
V.18. Representación del rango de salinidad eq. Wt	146
V.19. Histograma de frecuencia para los rangos de Th	147
V.20. Representación del rango de salinidad eq. Wt	148
V.21. Histograma de frecuencia para los rangos de Th	149
V.22. Representación del rango de salinidad eq. Wt	149
V.23. Grafico de Th vs salinidad Wt	149
V.24. Comparación de los resultados promedios obtenidos	150
V.25. Rango de temperatura de homogeneización y salinidad de yacimientos MVT	151
V.26. Rangos de temperaturas de homogeneización y salinidad, de la celestina	152

Figura	Página
V.27. Se muestra el rango de los resultados de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$	153
V.28. Se muestra el histograma y los rangos de los resultados de isótopos de $\delta^{34}\text{S}$	156
V.29. Gráfico de los resultados obtenidos en el presente estudio de $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{18}\text{C}$	157
V.30. Gráfica del $\delta^{18}\text{OVPDB}$ vs $\delta^{13}\text{CVPDB}$ y su relación con otros datos	158
V.31 Representación grafica de los valores de $\delta^{34}\text{S}$	160
VI.1. Distribución de celestina, barita, estroncianita, fluorita y metálicos tipo MVT	162
VI.2. Rangos de temperatura de homogeneización de los depósitos de celestina	163

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
I.1. Producción mundial de estroncio	11
V.1. Resumen de resultados microtermométricos del análisis de inclusiones fluidas	137
V.2. Resumen de resultados de isótopos estables de carbono y oxígeno	153
V.3. Resumen de resultados de isótopos estables de azufre	155

RESUMEN

En la zona de estudio, la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP), existen depósitos de celestina; las características geotectónicas de la zona, hacen pensar que estos depósitos se asocian con evaporitas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

La mineralización de celestina arma en la Formación El Abra y en menor grado la Formación Indidura, en forma de vetas, mantos, zonas de brecha y cuerpos irregulares. La mineralogía consiste básicamente de celestina y algunos minerales accesorios tales como barita, fluorita, hematita, diversas arcillas y yeso. El contenido de SrSO_4 de estos yacimientos varía entre 70 % a 90 %.

Estudios microtermométricos de inclusiones fluidas revelan temperaturas de homogeneización (Th) en un rango de 64° a 190° C. Las temperaturas de fusión (Tf) observadas varían entre -19.5° y -0.5° C, lo que corresponde a 22.03 hasta 0.88% de NaCl. La temperatura eutéctica (Te) fue alrededor de -21° C; únicamente en una muestra de yeso, la temperatura eutéctica fue a -52° C, esto indica una salmuera principalmente clorurada-sódica.

Los análisis isotópicos en la calcita relacionada con dichos depósitos, mostraron un rango de carbono ($\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$) de -4.88 a 3.09 ‰. Los resultados de isótopos de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) con el estándar VPDB muestran un rango de -14.438 a -5.636 ‰. Así mismo, con el estándar VSMOW se obtuvo un rango de 16.03 a 26.27 ‰. Análisis de isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ indican una influencia térmica en el fraccionamiento isotópico.

Los resultados de isótopos de azufre fueron de -12 a 30 ‰ en $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$; los análisis de azufre nativo dieron un rango de -12 a 12 ‰ ($\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$); en yeso y anhidrita los resultados variaron entre -0.8 y 17.9 ‰ de $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$; los de la barita entre 22 y 31.6 ‰ de $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ y los análisis realizados a celestinas mostraron un rango de 12.6 a 21.4 ‰ de $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$; lo anterior indica, que los sulfatos del agua de

mar del Jurásico Superior- Cretácico Inferior son la fuente del azufre de las celestinas y que posteriormente se sobre-impuso algo de termorreducción ($\text{SO}_4\text{-S}^\circ$), en la Formación Guaxcamá.

Los resultados de la microtermometría y la geoquímica de isótopos estables (carbono, oxígeno y azufre), conducen a determinar que los yacimientos de celestina presentan características similares a los yacimientos del Noreste de México, tipificados como *Mississippi Valley-Type (MVT)*. Considerando la geotectónica de la PVSLP y la distribución de los diferentes yacimientos de celestina, se propone una “Subprovincia Metalogenética MVT de este mineral”, que cubre todas las áreas mineralizadas (porción noroeste de la PVSLP).

ABSTRACT

In the study area, the Platform Valley-San Luis Potosí (PVSLP), there are some celestine deposits; the geotectonic characteristics of the area, suggest that these deposits are associated with evaporites of the Superior Jurassic – Lower Cretaceous.

The celestine mineralization is hosted mainly by The Abra Formation and in lesser degree the Indidura Formation, in veins, mantos, breccia zones and irregular bodies. The mineralogy consists basically of celestine and some accessory minerals such as barite, fluorite, hematite, clays and gypsum. The SrSO₄ content of these ore deposits vary between 70 to 90 %.

Microtermometric studies of fluid inclusions reveal homogenization temperatures (Th) in a range of 64° to 190° C. The fission temperatures (Tf) observed varies between -19.5° and -0.5° C, what corresponds to 22.03 - 0.88 % equivalent NaCl. The determined eutectic temperature (Te) was around -21° C; only in a sample of gypsum, the eutectic temperature varied to -52° C, this indicates sodium-chlorate brine.

The C isotope analysis in calcite related to these deposits, showed a range of (¹³CV PDB) of -4.88 to 3.09 ‰. The results of isotopes of oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) with the standard VPDB show a range from -14.438 to -5.636 ‰. Likewise, with the standard VSMOW a range was obtained from 16.03 to 26.27 ‰. Analysis of isotopes of ¹⁸O indicates a thermal influence in the isotopic fractionation.

The results of S isotope analysis vary from -12 to 30 ‰ in ³⁴SVCDT; the analyses of native sulfur gave a range from -12 to 12 ‰ (³⁴SVCDT); in gypsum and anhydrite the results varied between -0.8 and 17.9 ‰ ³⁴SVCDT; those of barite between 22 and 31.6 ‰ ³⁴SVCDT and the analysis carried out on celestines showed a range from 12.6 to 21.4 ‰ ³⁴SVCDT; the latter indicate that the sulfates of the water of the Superior Jurassic - Lower Cretaceous are the source of the sulfur of the celestines

and that later on something of termorreduction was superposed ($\text{SO}_4\text{-S}^\circ$), in the Guaxcama Formation.

The results of the microthermometric analysis and the geochemistry of stable isotopes (C, O and S), lead to determine that the celestine locations present similar characteristics to the ore deposits of Northeast Mexico, classified as Mississippi Valley-Type (MVT). Considering the geotectonic of the PVSLP and the distribution of the different celestine ore deposits, a "MVT Metalgenetic Subprovincia of this mineral" is postulated to exit at the mineralized areas (northwest portion of the PVSLP).

CAPITULO I

GENERALIDADES

I.1. Introducción

En la actualidad México destaca a nivel mundial en la producción de algunos minerales no metálicos e industriales (celestina, fluorita, barita), ocupando los primeros tres lugares a nivel mundial en la producción de celestina (SrSO_4), intercalando a su vez con España y China. La producción media de celestina en México en los últimos 10 años se ha estimado alrededor de 125,000 toneladas métricas anuales, teniendo sus altibajos; concretamente en el año de 1999 alcanzó una producción de 164,682 toneladas en contraste con el año 2004 que descendió a 87,610 toneladas, en su mayoría producidas en el estado de Coahuila de Zaragoza. El estado de San Luis Potosí, por su parte, es el primer productor de fluorita en el país, mineral extraído principalmente del yacimiento “Las Cuevas” ubicado en el margen sur poniente de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP).

El 80 % de la producción de estroncio es usado en la industria de la cerámica, el vidrio (cinescopio para TV a color, tubos de rayos catódicos, etc.), también es utilizado para la elaboración de imanes permanentes, grasas, jabones, pintura y en los procesos de metalurgia (proceso de Zn electrolítico de alta calidad), además se emplea como material absorbente de camas de vacío y juegos pirotécnicos (nitrato de estroncio); la celestina (SrSO_4) comercialmente es considerada como materia prima en el proceso de producción de carbonato de estroncio (SrCO_3), compuesto empleado para la manufactura de pantallas de televisión y de monitores de computadoras personales.

En esta zona del país la celestina se asocia genéticamente con unidades litológicas relacionadas con evaporitas precipitadas durante la conformación de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP) y Cuenca Mesozoico del Centro de México (CMCM). Los yacimientos de celestina se ubican en la porción

noroeste y norte del área de influencia de la unidad paleogeográfica.

En esta región del país existe gran cantidad de estudios de corte geocientífico, pero en la actualidad no hay estudio alguno que aborde con detalle la caracterización de los depósitos de celestina relacionados con la PVSLP. Por tal motivo; se decidió enfocar el presente estudio a caracterizar dichos depósitos, apoyándose en observaciones de campo y análisis de micro-termometría e isótopos estables, mismos que se realizaron a minerales relacionados con estos tipos de yacimientos.

I.2. Objetivo

El objetivo del presente estudio es identificar y ubicar los distintos yacimientos de celestina relacionados a la Plataforma Valles-San Luis Potosí, así como determinar las condiciones geológicas en las que se desarrolló la mineralización y sus relaciones con las rocas encajonantes, mediante estudios de microtermometría (inclusiones fluidas) e isótopos estables, aplicados a minerales relacionados con estos yacimientos. De igual manera determinar las condiciones físico-químicas de formación de estos depósitos y fortalecer el conocimiento de los yacimientos de celestina.

I.3. Metodología

El presente trabajo consistió de manera general, en integrar información geológico-minera de los yacimientos de celestina, que existen en la zona de influencia de la PVSLP. Además, de generar nueva información apoyada en trabajo de campo y diferentes metodologías geoquímicas. De esta manera, tener un conocimiento fidedigno de las características propias de dichos yacimientos, para interpretar finalmente la génesis de los mismos.

La primera fase del proyecto consistió en recopilación de información geológico-minera, relacionada con el área de estudio y con el tipo de mineralización

investigada. Esto sirvió como base para los trabajos de campo, mismos que se ejecutaron con la finalidad de reconocer y ubicar los depósitos de celestina, además de coleccionar muestras de mineral y roca relacionadas con dichos yacimientos.

Posteriormente, se seleccionaron algunas muestras de la fase del trabajo de campo, con el objetivo de prepararlas, dependiendo del análisis por aplicar a las muestras de los yacimientos de celestina o minerales involucrados. Los análisis consistieron principalmente de micro-termometría (Inclusiones Fluidas) e isótopos estables, estos se realizaron en los laboratorios especializados de la Universidad Nacional Autónoma de México y Universidad de Zaragoza España.

Por último, se desarrolló una serie de mapas, planos, figuras y gráficas, con el fin de mostrar la paleo-geografía, litología, estratigrafía y yacimientos de celestina. Por último se conjuntó la información generada con la finalidad de interpretar y expresar los resultados en el texto explicativo.

I.3. Antecedentes

En esta región del país (PVSLP), tanto instituciones gubernamentales, como elementos de la iniciativa privada e investigadores han realizado diversos estudios, en distintas escalas, relacionados con la disciplina de la geología. Los trabajos presentan descripción de los yacimientos minerales de carácter general y solo ofrecen una breve descripción de los tipos de mineralización.

La mayoría de estos estudios son de tipo descriptivo y evaluativo, ya sea de unidades litológicas, respuestas magnéticas de unidades litológicas intrínsecas de la corteza terrestre y la ubicación de algunos yacimientos minerales de la región, representados en las cartas Geológico-Mineras, Geofísicas y Metalogénicas respectivamente realizados desde 1995 hasta la actualidad por el Servicio Geológico Mexicano y organismos antecesores

(<http://www.coremisgm.gob.mx/>).

Otro estudio de carácter geológico-minero, denominado “Inventario Físico de los Recursos Minerales de los municipios o áreas específicas en los estados de San Luis Potosí, Tamaulipas y Guanajuato”, ha sido realizado por el Servicio Geológico Mexicano en convenio con los gobiernos estatales y el Fideicomiso de Fomento Minero, en donde se exponen los distintos recursos mineros en áreas específicas o municipales (Núñez-Miranda, A., 2006, Ruiz-Ortiz, A., 2006, Guerrero-Aguilar, J. L., 2005).

Alemán-González (1981) realizó, para el estado de San Luis Potosí, una carta metalogenética, escala 1:500,000, en la que se representa gráficamente la distribución de las diferentes sustancias minerales que existen dentro del territorio estatal, usando una simbología singular.

A nivel regional existe el antecedente de la Carta Metalogenética de La República Mexicana (Salas, 1980), que representa la relación entre la distribución de las zonas metálicas y las provincias fisiográficas.

Por su parte, Damon *et al.*, (1981) y Clark *et al.*, (1982) realizaron un trabajo, enfocado sobre todo a yacimientos minerales metálicos, postulando un modelo de franjas metalogénicas asociadas a la evolución tectónica de México.

I.4. Características generales de la celestina

El nombre del mineral celestina se deriva del término latino “*caelestis*” (celeste), en remembranza del primer ejemplar de celestina descrito de color azul; y pertenece al grupo de los sulfatos anhidros; la estructura de la celestina es similar a la de la barita y consiste de un tetrahedro SO_4 el cual se enlaza lateralmente al Sr, aunque existe una solución completa a barita y una limitada solución sólida hacia CaSO_4 , quizás sea la razón de que algunos autores la

clasifican en el grupo de las baritinas (*baros* "pesado"); la fórmula química de la celestina es SrSO_4 ; en teoría contiene el 56 % de SrO y el 44 % de SO_3 y es común que existan sustituciones de estroncio por bario. La celestina natural raramente contiene más del 2 o 3 % de Ba o Ca sustituyendo al Sr (www.uned.es/cristamine/fichas/celestina/celestina).

A simple vista la celestina es de color azul pálido a traslucido, blanco y gris tenue, ocasionalmente es posible que se presente verde, marrón y con variantes de color anaranjado. Su raya es blanca, el brillo es vítreo o perlado y su dureza es de 3 a 3.5, con una densidad de 3.96 g/cm^3 . Ocurre en cristales tabulares en agregados paralelos a (001) o en cristales bien desarrollados de hábito prismático o pinacoide facetado a veces en forma de rombo, pero también es posible que se presente de forma granular y fibrosa-radiada (Figura I.1).

La celestina cuenta con cuatro direcciones de clivaje, la predominante se encuentra en dirección (001) o clivaje perfecto, dos en la dirección (110) y el menos común se encuentran en dirección (010). El índice de refracción muestra relativamente pequeñas variaciones ($n_\alpha 1.621-1.622$, $n_\beta 1.623-1.624$, $n_\gamma 1.630-1.632$). Los colores de interferencia que se observan en lámina delgada por lo general son del primer orden gris y blanco, en algunas veces con un ligero color amarillento. Se pueden observar en el microscopio secciones pulidas que cortan paralelamente a la cara (100) que produce una figura con bisectriz aguda en el centro con $2V = 51^\circ$ (figura de interferencia), la cara (100) muestra extinción paralela y baja birrefringencia (~ 0.002) (Dana-Hurlbut, 1985, 1985).

Debido al intercambio iónico incitado por distintos procesos fisicoquímicos la celestina puede transformarse y/o alterarse a estroncianita o ser reemplazada por calcita, cuarzo, witherita, barita o sulfuro formando pseudomorfos. Es frecuente que la celestina pueda ser fácilmente confundida con barita o yeso, aunque la barita tiene más altos índices de refracción, ligeramente más alta birrefringencia y pequeño $2V$, y el yeso tiene extinción inclinada. Por lo general la

celestina está emplazada en rocas sedimentarias (calizas, dolomías, lutitas y areniscas) y depósitos evaporíticos (yeso, anhidrita y halita) de manera diseminada, cuerpos irregulares, rellenando o revistiendo cavidades y en estructuras vetiformes hidrotermales.

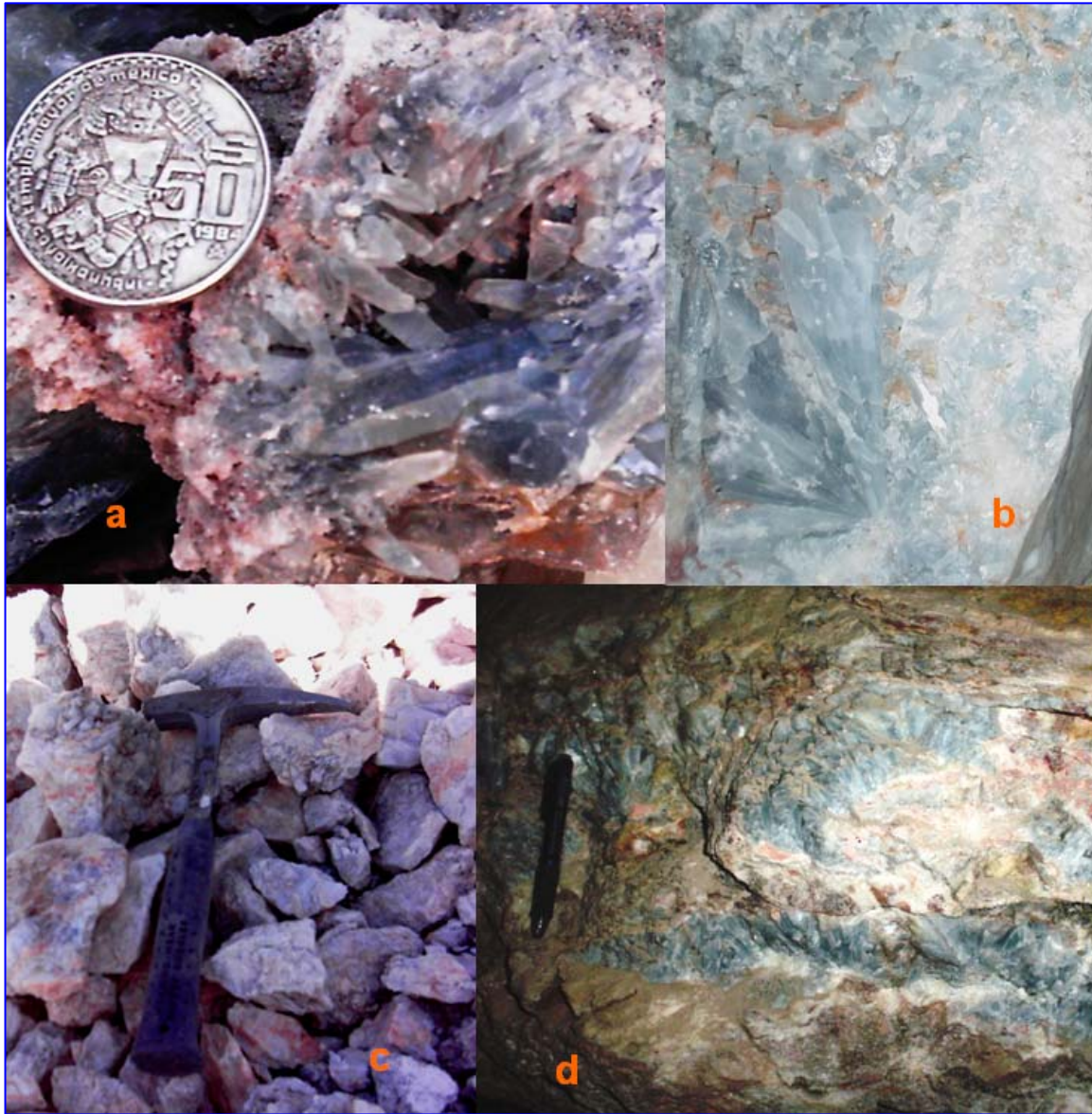


Figura 1.1. Distintas formas en las que ocurre la celestina en la PVSLP, a) cristales de celestina en forma prismáticos facetados de la mina San Francisco, b) cristales de celestina en forma fibrosa-radiada de la mina la Carbonera, c) cristales de celestina en forma granular de la mina La Tinaja, d) cristales de celestina en forma tabular y paralelos de la mina La Esperanza.

I.5. Producción y uso

La producción mundial de celestina en los últimos 10 años ha incrementado considerablemente, cabe mencionar que la producción media en estos años fue aproximadamente de 500 mil toneladas métricas anuales, pero existió un decremento en el año 2003 con solo 360 mil toneladas, en contraste en el año 2005 se duplicó esta producción, debido a que China produjo 700 mil toneladas métricas. La producción mundial de celestina en el año 2006 fue alrededor de 650 mil toneladas métricas (Tabla I.1).

	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006
México	118,230	164,682	157,420	145,789	94,015	130,329	87,610	110,833	124,151
España	119,077	123,457	158,590	164,030	171,293	152,383	206,001	190,000	270,000
Turquía	30,000	25,000	25,000	65,000	70,000	70,000	60,000	60,000	60,000
China	35,000	35,000	35,000	50,000	50,000	s/d	500,000	700,000	180,000
Argentina	2,416	2,141	2,200	1 734	2,595	4,300	6,727	7,233	7,500
Pakistán	598	634	1,079	s/d	416	27	570	1,855	1,900
Marruecos	s/d	s/d	s/d	s/d	3,780	2,700	2,700	2,700	2,700
TOTAL	305,321	350,914	379,289	424,819	392,099	359,739	863,608	1,072,621	646,251

Tabla I.1. Producción mundial de estroncio.

Fuentes: World Mineral Statistics 1998-2002, BGS (ed. 2004); Anuario de la Minería Mexicana 2006, INEGI 2007, USGS Minerals and Materials Information, July 2007.

Los principales productores de celestina en el mundo son tradicionalmente México, España, China y Turquía (Figura I.2.), estos países aportan la mayor parte de la materia prima para producir los distintos productos derivados de este mineral (sulfato de estroncio, carbonato de estroncio, nitrato de estroncio, cloruro de estroncio, hidróxido de estroncio, sulfuro de estroncio, y hexaferrita de estroncio). En el año 2006 España reporto una producción de 270 mil toneladas métricas de celestina (Figura 1.2.), extraídas de sus dos yacimientos principales (Montevives y Escúzar), ubicados en la provincia de Granada, convirtiéndose así en el primer productor durante este año, seguido de México (<http://www.igme.es/internet/RecursosMinerales>).

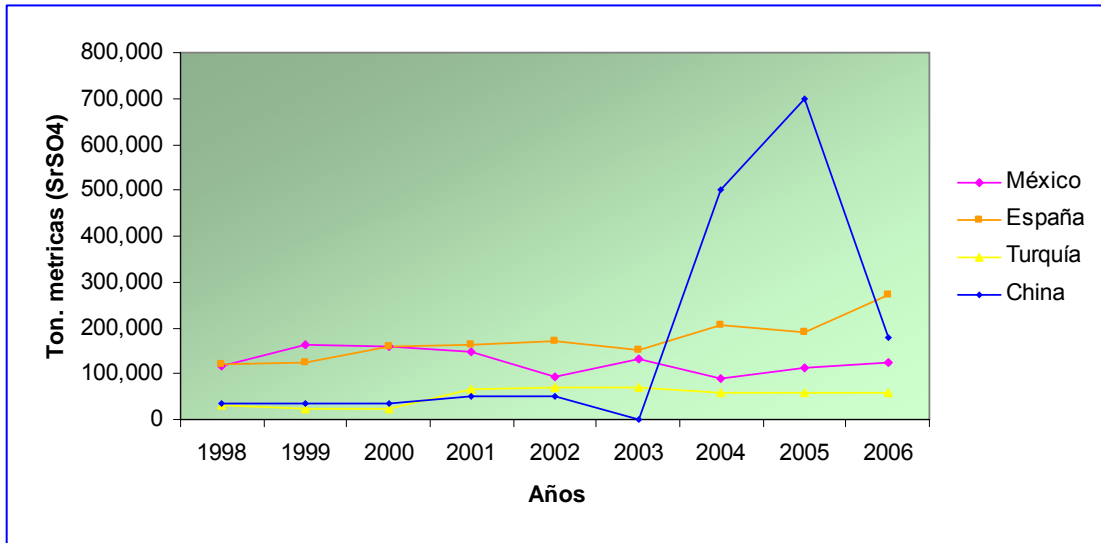


Figura I.2. Producción mundial de estroncio.

La producción nacional de celestina en los últimos 10 años, fue en promedio de 125 mil toneladas métricas anuales; el volumen producido de celestina en el año 2006 fue de 124,151 toneladas métricas (Figura I.3.). Esto significa un 12 % más que el año 2005. El valor de la producción en el año 2006 fue de 63 millones de pesos, lo que representa un incremento del 4 % en relación con el año 2005. La mayor parte de este mineral se extrae de yacimientos que se ubican en la Plataforma de Coahuila y que comprende parte de los estados de Coahuila de Zaragoza, Durango y Chihuahua, pero es el estado de Coahuila de Zaragoza el principal productor de celestina en México (Cámara Minera de México, 2007).

Por lo general la producción de estroncio se realiza extrayendo mineral de celestina (SrSO_4), aunque en China existen yacimientos donde se explota estroncionita (SrCO_3). La celestina comercialmente se considera como materia prima en el proceso de producción de carbonato de estroncio (SrCO_3), dicho compuesto es empleado en la electrónica, concretamente en la manufactura de bulbos o válvulas electrónicas para dar color a la televisión, además se realizan tubos de televisores que forman una barrera de absorción de los rayos X que se

originan y añaden manejabilidad a la mezcla fundida del vidrio, también es usado para la elaboración de tubos de rayos catódicos que producen los tres colores básicos (rojo, verde y azul). En la actualidad es común que se produzca titanato, estanato y zirconato de estroncio para emplearse en memorias de computadoras, telecomunicaciones y en la industria automotriz (*USGS Minerals and Materials Information*).

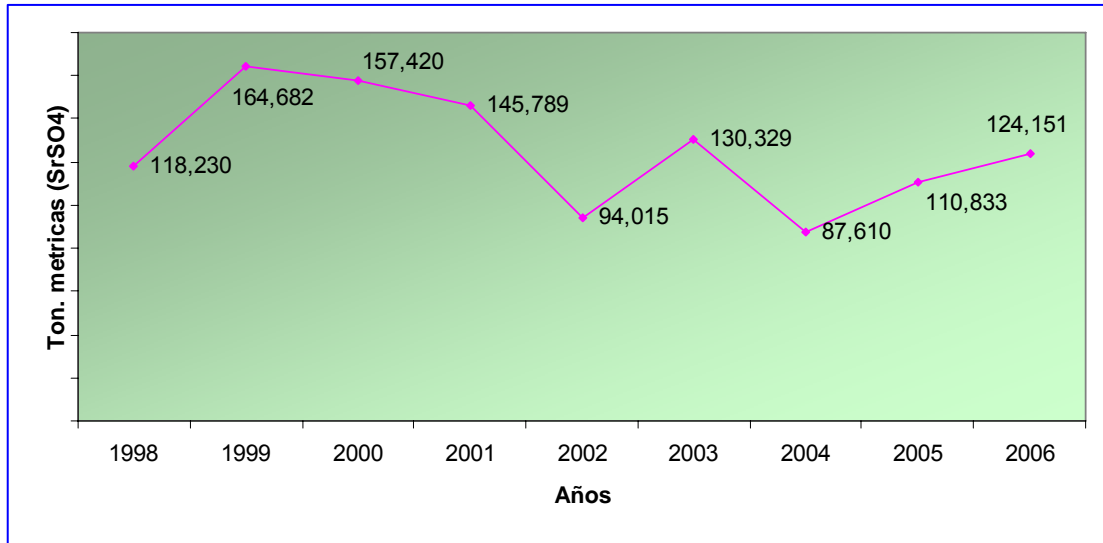


Figura I.3. Producción de estroncio en México.

El carbonato de estroncio tiene numerosas aplicaciones en vidrio, mejorando así las propiedades físicas de éste, tales como el aumento de la dureza y de la resistencia al rayado, incrementa el brillo y facilita el pulido, sobretodo en vidrios que se emplean en óptica, cristalería, iluminación, fibra de vidrio, vidrio de laboratorio y farmacéuticos. Dicho compuesto se emplea en la manufacturación de ferrita magnética cerámica, debido a que mejora la fuerza coercitiva, grado de seguridad y eficacia en imanes usados en motores eléctricos y altavoces.

El carbonato de estroncio es utilizado en el vidriado y esmaltado de la cerámica para vajillas, ayuda a dar resistencia a la abrasión y al rayado, evitando la formación de burbujas en el proceso de cocción, aumentando el brillo. Con este compuesto es posible la producción de zinc electrolítico, para que se deposite en el cátodo y elimine impurezas de plomo. El estroncio metálico se usa en diversas

aleaciones y como agente modificante en la producción de aleaciones sílico-alumínicas hipoeutécticas (Cámara Minera de México, 2007).

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, es por esto, que algunos cristales de estroncio son empleados ocasionalmente como gemas semipreciosas.

El isótopo radiactivo Sr^{-89} se emplea en terapias para el cáncer, el Sr^{-85} se ha utilizado en radiología, además de la fabricación de medicamentos como son cloruro y peróxido. El estroncio también es usado para ayudar en la refinería de remolacha y extraer el azúcar, de igual forma se emplea en la manufactura de sosa cáustica, usada en la elaboración de un producto puro para la fabricación de rayón.

En la pirotecnia se producen sales de estroncio, que son empleadas en la preparación del nitrato de estroncio, que se usa como componente en la fabricación de fuegos artificiales, bengalas y trazadores. El nitrato de estroncio con su color rojo brillante se utiliza en señalamientos luminosos; el fosfato de estroncio se emplea para hacer luces fluorescentes; y el cloruro de estroncio es usado en la manufactura de pasta dental. El uso del cromato de estroncio inhibe de la corrosión, por lo tanto se aprovecha para la manufacturación de pigmentos y esmaltes. Por la densidad que presentan los minerales de estroncio, son usados en los lodos de perforación de pozos o barrenos, para incrementar el peso y la presión de los lodos (Anuario de la Minería Mexicana 2006).

CAPITULO II

GEOGRAFIA Y GEOLOGIA REGIONAL

II.1. Localización

El área de estudio se ubica en la porción centro-oriental de México, aproximadamente a 400 km al norte-occidente de la Ciudad de México. Cubre parcialmente a los estados de San Luis Potosí, Nuevo León, Tamaulipas, Querétaro de Arteaga y Guanajuato; la mayor parte del área en cuestión corresponde principalmente a la porción central del estado de San Luis Potosí (Figura II.1).

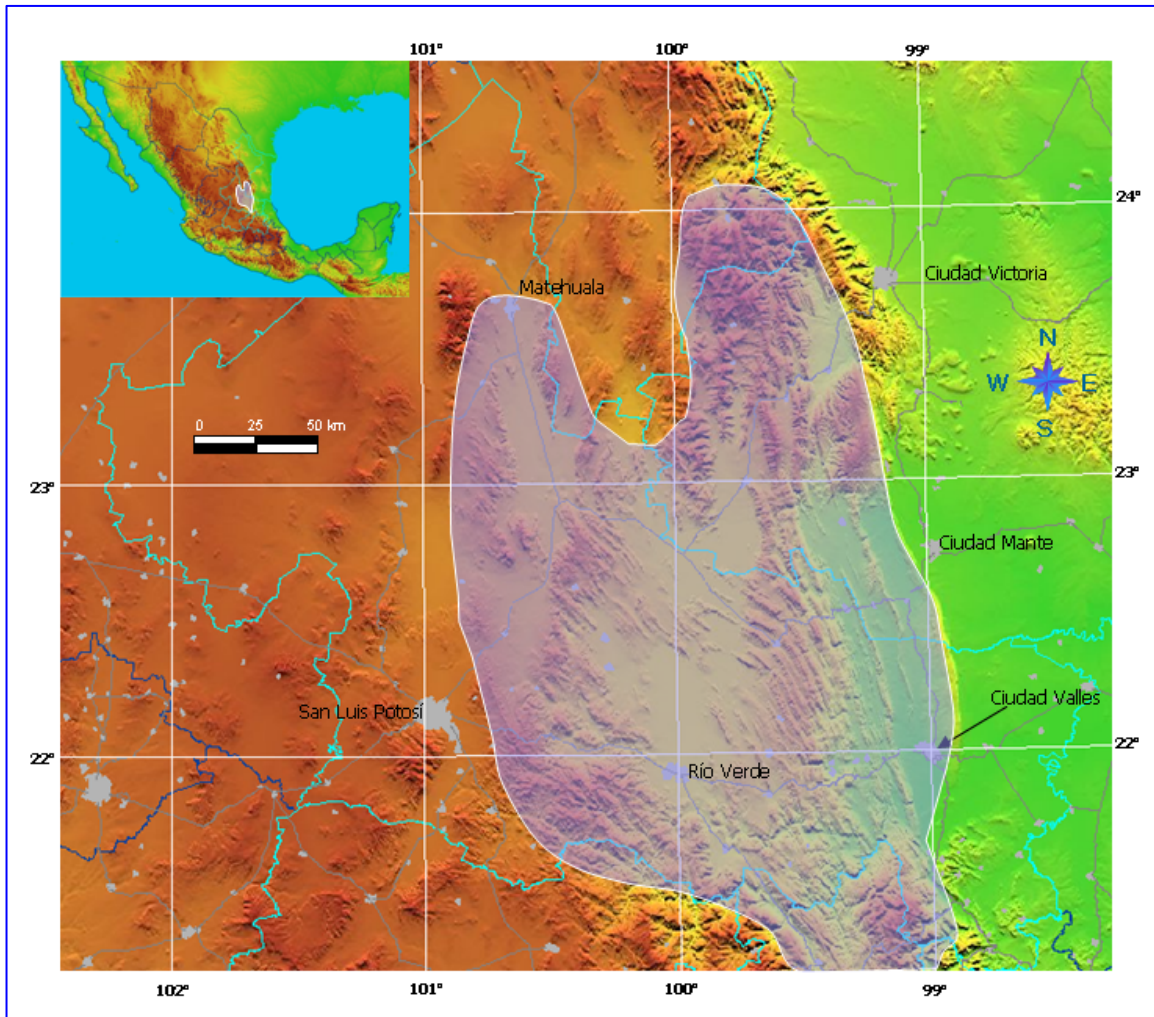


Figura II.1 Plano de localización del área de estudio.

El área de estudio (Plataforma Valles-San Luis Potosí), está limitada por los paralelos 24° 15' y 21° 15' de latitud norte, y los meridianos 101° 00' y 99° 00' de longitud oeste.

El presente trabajo fue desarrollado dentro de las hojas INEGI en escala 1:250 000, Matehuala (F14-1), Ciudad Victoria (F14-2), San Luis Potosí (F14-4), Ciudad Mante (F14-5), Guanajuato (F14-7) y Ciudad Valles (F14-8). Los yacimientos y manifestaciones de celestina están comprendidos dentro de las superficies que cubren las hojas en escala 1:50 000, Pozas de Santa Ana (F14-A85), Guadalcazar (F14-A65), El Milagro de Guadalupe (F14-A55), Real de Catorce (F14-A24), Santa Isabel (F14-A44) y Villa de Bustamante (F14-A37).

Las poblaciones más importantes en la zona de estudio son las ciudades de Matehuala, Río Verde y Ciudad Valles. Otros poblados sobresalientes dentro del área son: Villa de la Paz, Guadalcazar, Villa Juárez, Cerritos, Cárdenas, Ciudad del Maíz y Tamasopo, estos corresponden a cabeceras municipales del estado de San Luis Potosí. La porción nororiente del área pertenece al estado de Tamaulipas y las poblaciones más significativas son las cabeceras municipales de Miquihuana, Bustamante y Tula; la porción sur del área está en el área estado de Querétaro de Arteaga y las poblaciones más importantes de esta zona son: Landa de Matamoros y Jalpa de la Sierra (Figura II.2.).

II.2. Vías de acceso

Las principales vías de acceso que comunican la zona de interés con el resto del país son: Autopista Federal N° 57 en el tramo San Luis Potosí- Matehuala, Carretera Federal N° 70 en el intervalo San Luis Potosí-Ciudad Valles, Carretera Federal N° 69 en el trayecto de Río Verde a Jalpa de la Sierra, Carretera Federal N° 80 en el trecho del Entronque el Huizache-Antiguo, Carretera Federal N° 101 en el tramo Entronque con la Carretera Federal N° 80-Ciudad Victoria, Carretera

Federal N° 85 en el trayecto de Ciudad Valles-Ciudad Mante, Carretera Federal N° 63 en el tramo de La Bonita-Charcas (Figura II.2.).

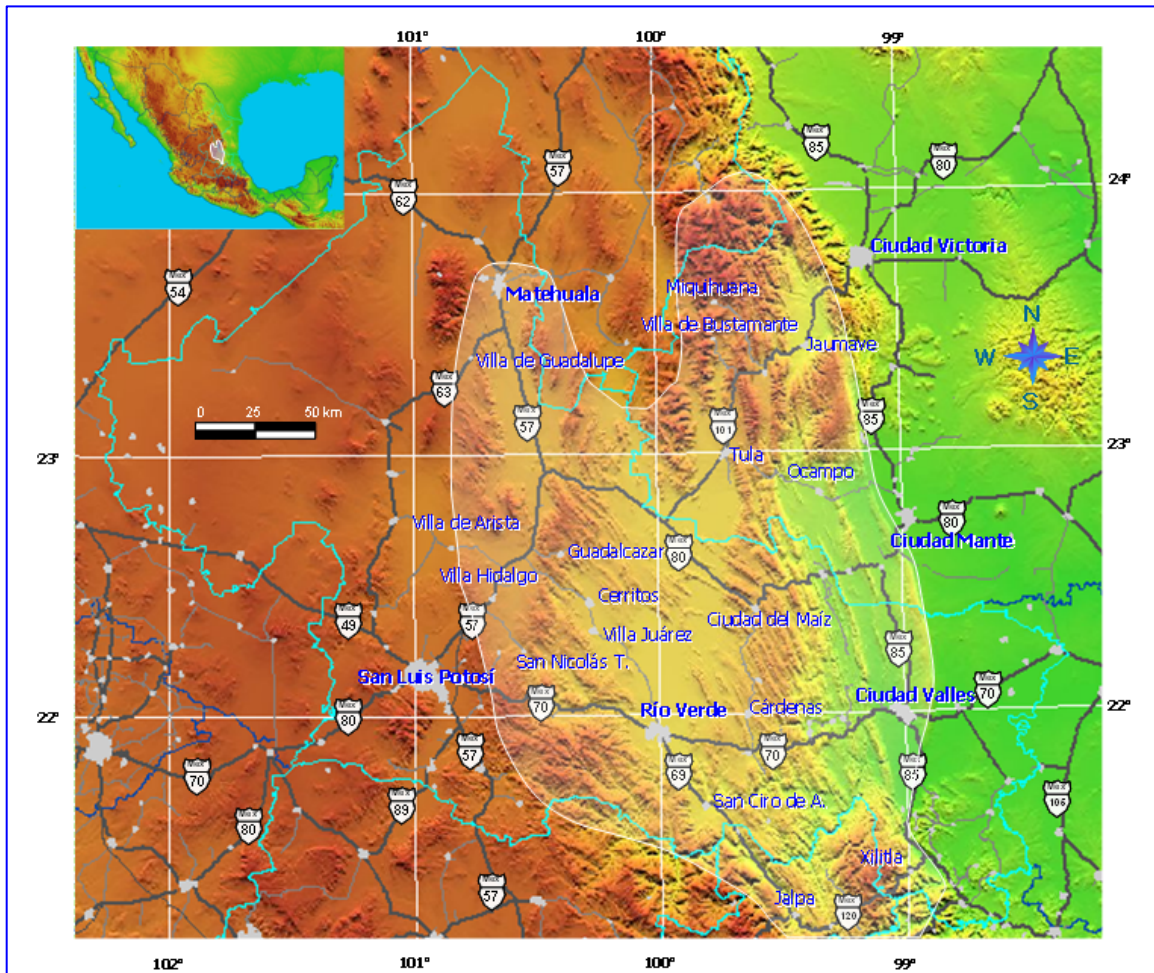


Figura II.2. Principales poblaciones y vías en el área de estudio.

En el estado de San Luis Potosí existen carreteras estatales, que comunican a los distintos municipios con la red carretera federal, como son: carretera estatal S/N en el intervalo del entronque con la Autopista Federal N° 57-Río Verde, carretera estatal S/N en el tramo de Rayón-Ciudad del Maíz, carretera estatal S/N en el trecho de Rascón-El Naranjo, carretera estatal S/N en el intervalo del entronque con la Autopista Federal N° 57-Guadalcazar, carretera estatal S/N en el intervalo del entronque con la Autopista Federal N° 57-San Nicolás Tolentino, carretera estatal S/N en el intervalo del entronque con la Carretera Federal N° 70-Armadillo de los Infantes; en el estado de Tamaulipas existen la carretera

estatal N° 66 en el trayecto de Tula-El Limón, carretera estatal S/N desde la cabecera Municipal de Bustamante Tamaulipas con el entronque de la Carretera Federal N° 101 y carretera estatal S/N desde la cabecera Municipal de Miquihuana Tamaulipas con el entronque de la Carretera Federal N°101 (Figura II.2.).

En las zonas examinadas existen caminos pavimentados, caminos de terracería, brechas y veredas que por lo general, son transitables durante cualquier época del año. Estas vías conectan a los distintos prospectos, manifestaciones y yacimientos de celestina con diversas poblaciones menores, ubicados fuera de la red carretera principal; dichas poblaciones se comunican con la red carretera principal y ciudades importantes de la región.

II.3. Fisiografía y Geomorfología

La Plataforma Valles-San Luis Potosí comprende una superficie aproximada de 44,200 km² (Carrillo Bravo 1971), la unidad paleogeográfica se sitúa dentro de la provincia fisiográfica denominada Sierra Madre Oriental (Figura II.3).

En esta región del país la Sierra Madre Oriental, es paralela a la costa del Golfo de México, consiste de una cordillera alargada en dirección norte sur, conformada por una topografía abrupta, ondulante y paralela. La cordillera presenta un imponente escarpe hacia la Llanura Costera del Golfo Norte (porción oriental), pero es menos abrupta y transicional hacia la Mesa Central y la provincia del Eje Neovolcánico (porciones occidental y sur).

La evolución tectónica de esta región está representada por sierras alargadas separadas por valles; la morfología que presenta la zona de estudio ha sido producto de los efectos compresivos de la Orogenia Laramide y el subsiguiente moldeamiento de la topografía provocado por la erosión con el transcurso del tiempo.

centro y occidente del área, mientras que en la porción oriental la altitud desciende hasta 100 m.s.n.m.

II.4. Clima

El contexto geográfico, la latitud, la disposición del relieve y la circulación atmosférica presentes en la zona de estudio, originan importantes contrastes climáticos. Es importante señalar que en la porción norte del área se ubica la traza del paralelo conocido como “Trópico de Cáncer”. Por lo general hacia la porción norte de dicho paralelo, el clima es más árido y frío, mientras que hacia la porción sur del paralelo el clima es más calido y húmedo.

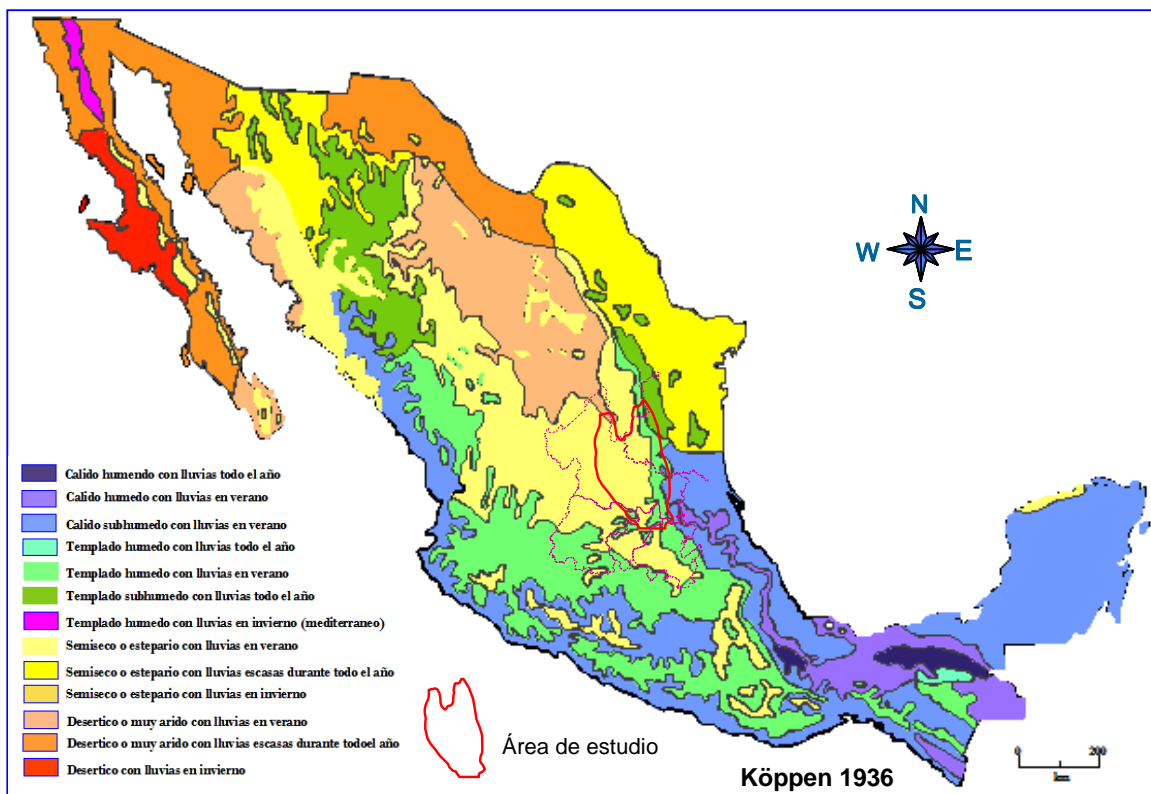


Figura II.4. Tipos de climas de México

En consecuencia, es posible distinguir dos zonas climáticas principales dentro del área de estudio (climas semisecos y templados) con sus respectivas variantes. En la porción occidental el clima es frío y seco con lluvias en verano,

pero desértico y muy árido en la parte noroeste; en la porción central del área el clima es templado con lluvias intensas en verano; mientras que la porción oriental se encuentra sometida a las condiciones de un clima húmedo, es decir, alternancia lluvioso-seco estacional y por lo general temperaturas bastante elevadas.

II.5. Hidrografía

Las condiciones climáticas, la litología y los rasgos tectónicos determinan por lo general la red hidrográfica de la región. La porción noroeste de la PVSLP está ubicada en la región hidrológica El Salado (RH-37), que consiste de una región en donde las cuencas son endorreicas; el resto del área de influencia del paleoelemento (PVSLP), corresponde a la región hidrológica Panuco (RH-26), que vierte sus aguas hacia el Golfo de México (Figura II.5).

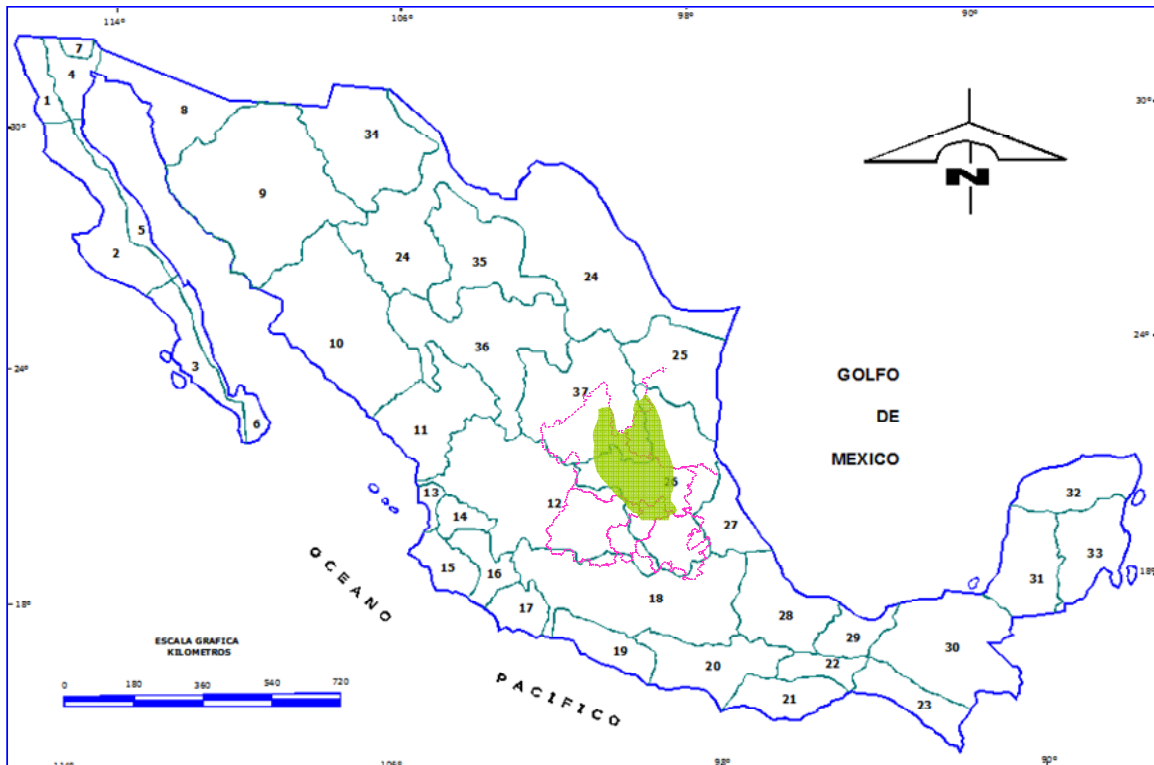


Figura II.5. Regiones hidrológicas de México, Modificado de INEGI 2007.

En esta zona del país el drenaje es de tipo dendrítico, en la mayor parte del área las corrientes son intermitentes, caracterizadas principalmente por arroyos de fuertes pendientes en las sierras y disminuyendo su pendiente hacia los valles, en la porción oriente y sobre todo en la porción meridional las corrientes con de tipo perenne, con pendientes muy suaves (Figura II.6).

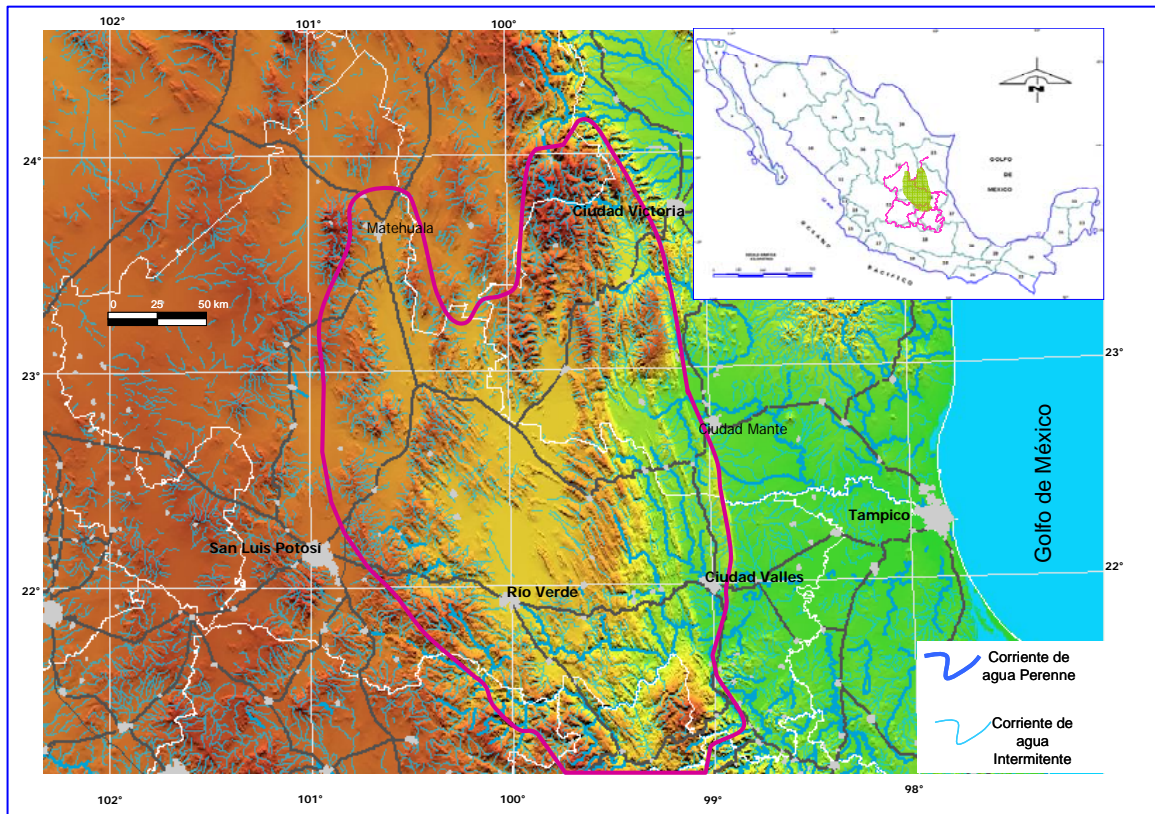


Figura II.6. Principales corrientes hidrológicas

Los ríos y arroyos que discurren por los lugares áridos (porción noroeste) se caracterizan por caudales poco abundantes, presentan gran irregularidad y una notable pérdida de agua por efecto de la evaporación; estos arroyos tienen régimen netamente pluvial y vierten el agua a cuencas endorreicas. En las porciones oriental y meridional del área de estudio es más lluvioso. Así, los ríos mantienen un caudal más abundante y se presentan de manera perenne, drenando hacia el Golfo de México.

En la zona de influencia de la PVSLP, en lo referente a la región del estado de

San Luis Potosí los ríos más sobresalientes son: Santa María, Sabinas, Tempomole, Ocampo, Río Capote, Los Gatos, El Salto, Río Valles, Puente de Dios-Gallinas, Río Verde, San Isidro, Santa Catarina y Armadillo; en el estado de Tamaulipas los ríos más importantes son: Río Blanco y Guyalejo; y en el estado de Querétaro de Arteaga los ríos principales son: Jalpa y Ayutla.

II.6. Evolución paleogeográfica de la Plataforma Valles-San Luis Potosí

Durante el Pérmico Temprano inicia la evolución tectónica de esta porción del continente, específicamente con la colisión de Gondwana con Laurasia, que conforma el continente Pangea, creando el cinturón Ouachita-Marathon (Pindell & Dewey 1982); posteriormente en el Triásico Tardío- Jurásico Temprano ocurre el *rifting* que marca el comienzo del rompimiento de Pangea, la apertura del Atlántico y del Golfo de México. Por lo tanto se fraccionaron las placas tectónicas del globo terráqueo, a las que se les ha denominado placa de Norte América, placa de América del Sur y placa de África (Dickinson y Coney, 1980; Padilla y Sánchez, 1982).

La evolución paleogeográfica del centro oriente de México durante el Mesozoico y Cenozoico está estrechamente relacionada con el origen del Golfo de México (Salvador y Green, 1980), considerando la deriva de la península de Yucatán hacia el sur durante el Jurásico Tardío (Pindell, 1985, 1993; Goldhammer, 1999). Además de la separación de las placas, debido al ensanchamiento del piso oceánico; dichos eventos prepararon el basamento ígneo y metamórfico de la parte centro-oriental y noreste de México en altos y bajos estructurales, lo que favoreció el desarrollo de las plataformas marinas, que se conocen hoy en el territorio de México (Figura II.7).

La Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP), inició su desarrollo durante el Jurásico Tardío, sobre una porción de terreno positivo y/o continental conformado por rocas Precámbricas, Paleozoicas y Triásicas, expuestas en la porción norte de la PVSLP. Estas rocas estuvieron sometidas a esfuerzos

compresivos, por tal razón presentan evidencia de fallas y pliegues intrínsecos. La porción centro oriente del país fue parcialmente trasgredida durante el Kimmeridgiano, con continuas subsidencias hasta el Cretácico Tardío (Carrillo-Bravo 1971). Por lo anterior se precipitaron una serie de rocas evaporíticas en las partes someras y en el centro de las plataformas, mientras que hacia los márgenes las condiciones geológicas fueron propicias para el desarrollo de arrecifes y rocas calcareas, en las que quedaron atrapados cantidades considerables de restos de organismos existentes.

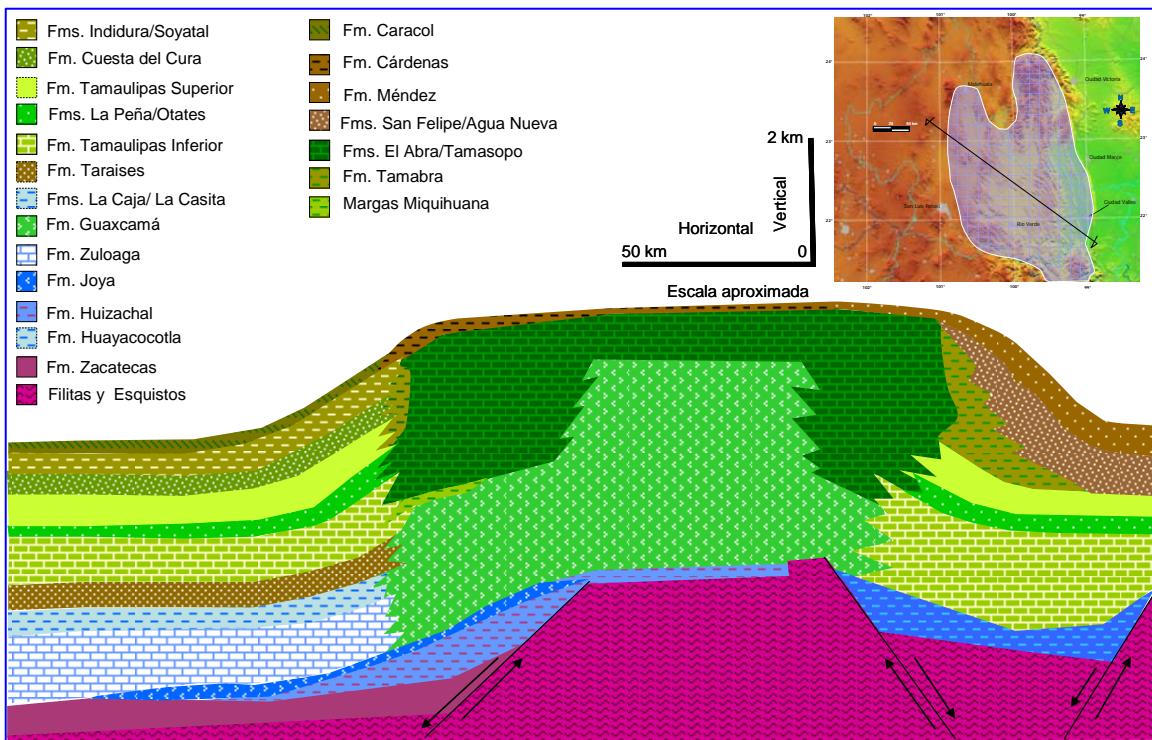


Figura II.7. Sección esquemática de la PVSLP.

En la región centro-oriental de México inicialmente se conformó una serie de fosas tectónicas con orientación norte-sur, que fueron rellenadas principalmente por sedimentos rojos continentales en ambientes de abanicos aluviales y lacustres, expuestas en la porción noreste de la PVSLP y en algunas localidades cerca del margen norte y nororiental del paleoelemento (Formación Huizachal).

Al principio del Jurásico y como resultado de la separación de las placas tectónicas de Sudamérica y Norteamérica, sobre zonas de mayor debilidad en la porción oriente de México, se formaron aulacógenos, sobre estas aperturas se depositó una secuencia areno arcillosa, en forma de abanicos aluviales y

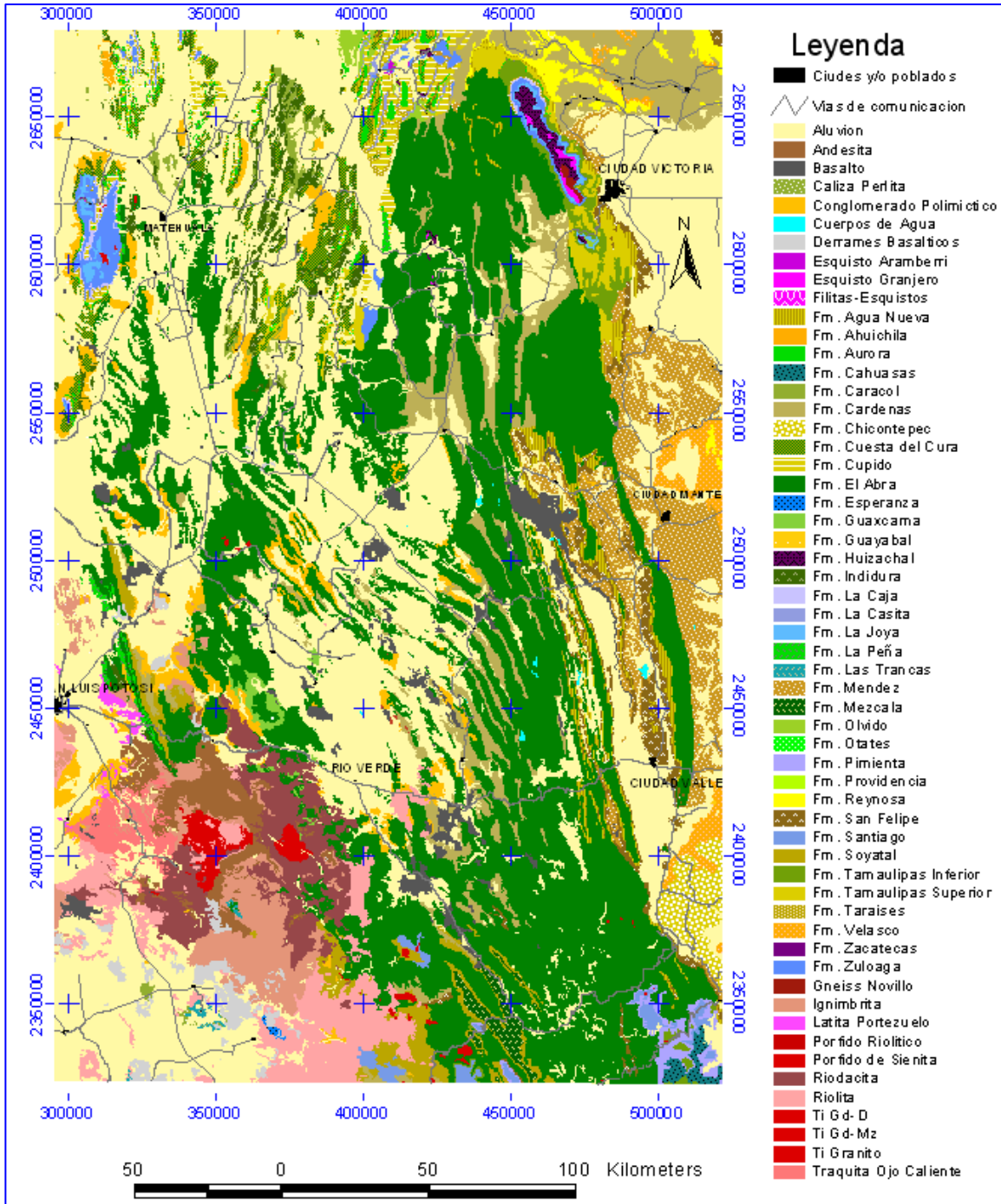


Figura II.8. Plano geológico del área de estudio (PVSLP), modificado de Servicio Geológico Mexicano (1994, 1995, 1996, 1998, 2002, 2003, 2004).

sistemas de flujos deltáicos. Esta unidad litológica está representada en su mayoría fuera del margen sureste de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, pero existe un afloramiento pequeño, en la porción meridional de la PVSLP (Formación Huayacocotla).

En el Jurásico Medio continuó el proceso de separación entre las placas tectónicas, esto propició el depósito de capas rojas en ambientes de abanicos aluviales; algunas de estas rocas han quedado expuestas fuera del margen sureste de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Formación Cahuwasas). Durante el Jurásico Superior aunado al proceso de apertura del Golfo de México, inició la trasgresión marina, así también la formación del aulacógeno, donde se depositaron sedimentos terrígenos y carbonatos en facies fluvio deltaicas (Formación Tamaulipas Inferior); en las plataformas y zonas someras se inició la precipitación de evaporitas (Goldhammer *et al.*, 1991).

En el Cretácico Inferior se enfatizó la trasgresión marina. En consecuencia, la mayoría de las unidades paleogeográficas de esta porción del continente se cubrieron por secuencias evaporíticas y carbonatadas. La secuencia evaporítica denominada Formación Guaxcamá, misma que se precipitó en la porción central de la PVSLP, durante el Cretácico Temprano, está ampliamente expuesta en los municipios de Cerritos, Villa Juárez y Guadalcazar en el estado de San Luis Potosí (Figura II.8). En el Aptiano, como resultado del aumento del nivel del mar, se depositaron hacia los márgenes de la PVSLP, sedimentos calcáreos y arcillosos (Formaciones La Peña y Otates).

Posteriormente se desarrollaron progresivamente condiciones para la conformación de arrecifes sobre los bordes de la PVSLP (Albiano – Maastrichtiano) representado por la Formación El Abra (De Cserna-Gombos, 1963). Esta unidad litológica está ampliamente expuesta en la mayor parte de la unidad paleogeográfica; simultáneamente a la unidad litológica antes mencionada (Cretácico Medio), concretamente en el margen occidental de la

PVSLP y el límite de la CMCM se depositó una unidad litológica de ambiente de talud con facies arrecifales mixtas, conocida como Formación Tamabra (López Doncel 2003). En esta misma época hacia las cuencas adyacentes de la PVSLP, en zonas de plataforma externa y mar abierto, los depósitos fueron de calizas con fracciones arcillosas (Formaciones Taraises, Tamaulipas Superior y Cuesta del Cura).

El Cretácico tardío fue marcado por un aumento más del nivel del mar, que ocasionó la disminución de la expresión de la Plataforma Valles - San Luis Potosí, por lo tanto los depósitos en su mayoría fueron sedimentos calcáreos e intercalaciones de arcillas, con influencia de mar abierto, hasta convertirse en margas (Formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez), cubriendo la porción oriental de la unidad paleogeográfica; mientras que el centro de la PVSLP fue traslapado por carbonatos con intercalaciones de terrígenos, inclusive existieron algunos arrecifes aislados, además de depósitos mixtos en la porción del talud (Formaciones Tamasopo y Cárdenas), sobre la porción occidental y sur de la PVSLP se depositaron de manera transicional sedimentos arcillosos denominados Formación Soyatal.

Durante el Cenozoico, existió en la porción occidental del país un arco volcánico continental; este ocasionó gran actividad volcánica, el límite oriental de dicho arco está representado por depósitos de rocas volcánicas durante el Oligoceno en la porción suroccidental de la PVSLP. La actividad magmática de esta época, la presentan cuerpos ígneos de composición granito-granodiorita-monzonita, así como cuerpos subvolcánicos (pórfidos riolíticos y sieníticos), que fueron emplazados sobre la secuencia mesozoica de la PVSLP y están expuestos sobretodo en la porción occidente de la unidad paleogeográfica.

En el Mioceno se depositaron algunos basaltos en la porción central del paleoelemento, así también se conformaron conglomerados polimicticos continentales, que están rellenando fosas tectónicas; el proceso de

desintegración de las rocas preexistentes continua hasta el Mioceno, provocando depósitos aluviales, escombros y abanicos, depositados sobre los sinclinales y/o fosas tectónicas, ocasionalmente estos depósitos están intercalados con derrames basálticos.

II.7. Geología Regional

La Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP), consiste de una unidad paleogeográfica, de edad Mesozoica, conformada básicamente por sedimentos marinos de distintas facies; limita al sur poniente con la provincia geológica denominada Faja Ignimbrítica Mexicana, integrada por rocas volcánicas de arco continental de edad cenozoica; hacia la porción noroeste limita con la provincia geológica Zacatecana, integrada por un complejo compuesto de sedimentos que han sido producto de arco marino y arco continental de edad mesozoica; el resto

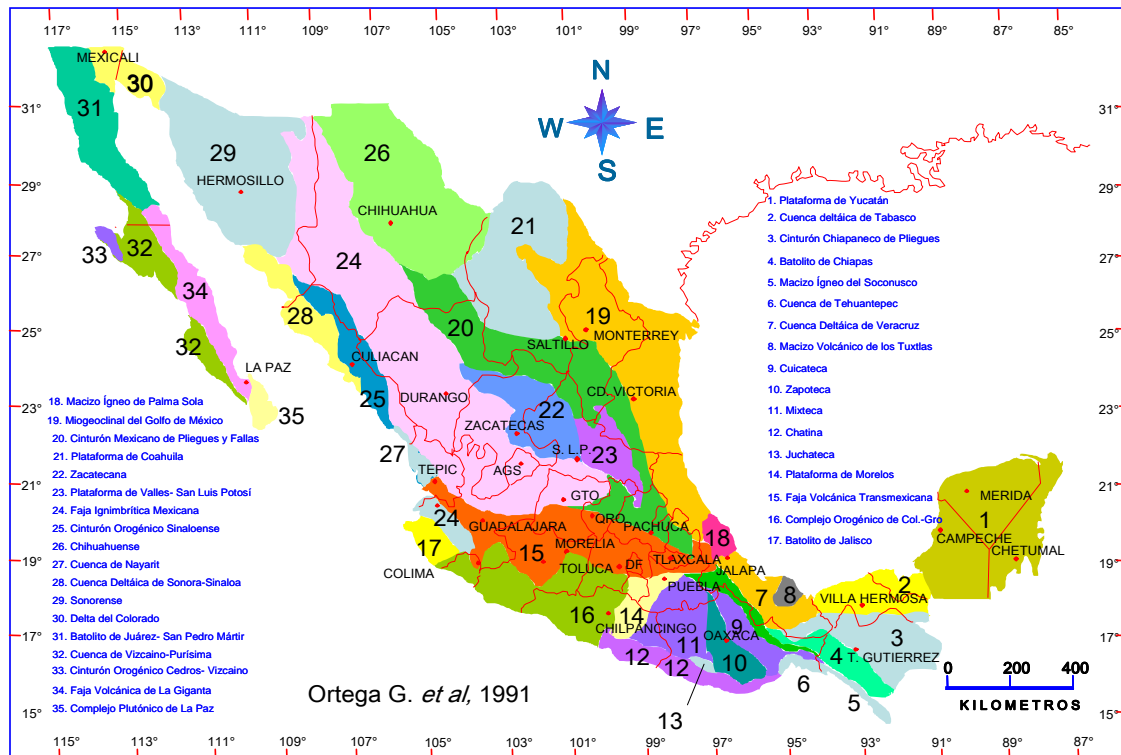


Figura II.9. Provincias geológicas de México

limita con la provincia geológica denominada Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas, de edad Mesozoica, conformado por sedimentos marinos, que presentan gran cantidad de pliegues, cabalgaduras y fallas. Estas estructuras fueron provocadas por los esfuerzos tectónicos compresivos de la Orogenia Laramide durante el Cenozoico (Figura II.9).

II.8. Rasgos estructurales de la Plataforma Valles-San Luis Potosí

La morfología actual que presenta el área de la PVSLP es el reflejo de los distintos eventos de deformación, a los que ha estado sometida a través de su historia geológica. Destacan efectos compresivos de la Orogenia Laramide

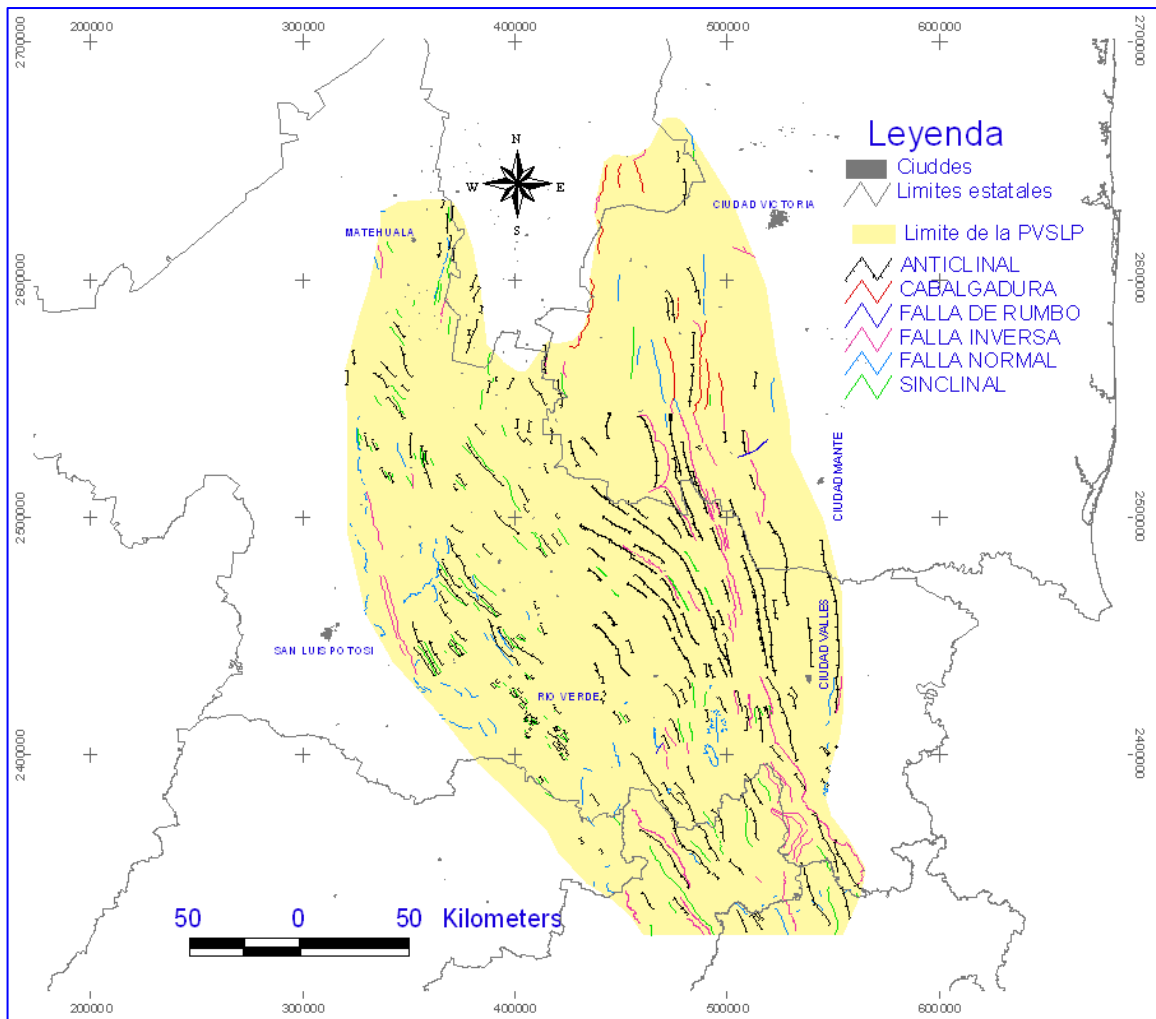


Figura II.10. Estructuras principales del área de estudio (PVSLP)

durante el Cretácico tardío-Terciario temprano, seguidos de esfuerzos extensivos, así como el emplazamiento de algunos cuerpos ígneos durante el Terciario.

Regionalmente, la Fase “Laramide”, ha sido considerada como la responsable de la deformación y levantamiento estructural de la columna sedimentaria, en la mayoría de las plataformas y cuencas de México. Esto ocasionó gran cantidad de pliegues, anticlinales estrechos, alargados y apretados, algunos simétricos y otros asimétricos, recostados en general hacia el noreste, que involucran varios niveles de despegue y dieron origen a cabalgaduras y escamas tectónicas, cuyo límite está definido por el frente oriental de la Sierra Madre Oriental (margen oriental de la Plataforma Valles- San Luis Potosí), además del basculamiento hacia el oriente del paleoelemento.

El patrón principal de las estructuras regionales es en dirección noroeste-sureste, pero se observa un cambio de dirección a partir de la latitud $23^{\circ} 15'$, concretamente en la Sierra de Guadalupe, pues al norte de dicha sierra las estructuras toman un rumbo norte-sur (Figura II.10). Las estructuras geológicas de mayor importancia son principalmente anticlinales y sinclinales ya sea abiertos o apretados como son: los anticlinorios de Guadalupe, Nahola, Miquihuana y Huizachal-Peregrina, los anticlinales de Guaxamá y Guadalupe.

También es posible observar evidencias de lineamientos que corresponden a fallas y fracturas con dirección noroeste-sureste y con tendencia oriente-poniente; además existen estructuras en dirección noreste-suroeste en la porción norte de la PVSLP, que corresponden a fallas de desplazamiento lateral. En la porción sur y en la Sierra de Guadalupe existen estructuras semicirculares causadas por la disolución de calizas (dolinas).

La mayor influencia de las cabalgaduras están ubicadas en la porción nororiental de la PVSLP y tienen una dirección preferencial norte-sur con tendencia noreste-

suroeste. Cabe señalar que algunos cuerpos ígneos provocaron estructuras semicirculares alrededor de la influencia de estos.

II.9. Estratigrafía de la Plataforma Valles-San Luís Potosí

La descripción de las unidades litológicas expuestas a la zona de influencia de la Plataforma de Valles-San Luis Potosí (PVSLP) fue tomada principalmente de (Carrillo-Bravo, 1971), y de la cartografía realizada por el Servicio Geológico Mexicano y organismo antecesor (1994-2004), enriquecidos por observaciones durante los trabajos de campo de este proyecto y de otros autores que han realizado trabajos geológicos en esta región del país (Figura II.11).

La Plataforma Valles-San Luís Potosí, se originó por una transgresión marina (Kimmeridgiano), con una afluencia persistente desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Tardío (Carrillo-Bravo, 1971). La columna estratigráfica de esta unidad paleogeográfica se caracteriza principalmente por la presencia de secuencias areno arcillosa, evaporítica, calcárea y terrígena.

II.9.a. Paleozoico

- **Esquisto y Filitas (Pcppi E)**

Esta unidad litológica corresponde a las rocas más antiguas expuestas en la zona de la PVSLP. Es posible que sea parte del basamento de la unidad paleogeográfica (porción norte). Carrillo Bravo (1971), denominó Esquistos Granjeno a rocas expuestas en el cañón de la Peregrina, que consisten de esquistos micáceos con foliación bien marcada. PEMEX (1988) en la tabla de correlación estratigráfica de la República Mexicana, los denomina informalmente Esquistos Miquihuana.

Esta unidad litoestratigráfica se encuentra distribuida en tres pequeños afloramientos en la porción norte de la PVSLP. Concretamente dos de estos afloramientos se ubican en las cercanías de la cabecera municipal de

Miquihuana y uno más al oriente del poblado de Villa de Bustamante en el estado de Tamaulipas.

La unidad consiste de esquistos, filitas y rocas de color verde olivo con tonalidades pardo a marrón oscuro, textura bandeada con presencia de lentes y venas de cuarzo blanco; la unidad litológica está muy foliada y fracturada, a simple vista es posible observar muscovita, clorita y epidota. Así se puede pensar en una roca metamórfica de facies de esquistos verdes.

El espesor de los esquistos se desconoce, ya que no aflora su base, pero en el área de Miquihuana se han reportado 30 m en dos obras mineras. En esta zona la unidad litología es cubierta discordantemente por rocas volcánicas y capas rojas (Formación Huizachal).

Denison et al., (1971), en el cañón de Peregrina, Tamaulipas, realizaron estudios radiométricos por el método K/Ar en muscovita, obteniendo edades del metamorfismo de 270 ± 5 Ma y 294 ± 6 Ma, por tal razón en el presente trabajo, la unidad litoestratigráfica se ubicó en el Carbonífero- Pérmico inferior.

La unidad litológica se correlaciona con los Esquistos Granjeno del anticlinorio Huizachal-Peregrina, en el área de Cd. Victoria, Tamaulipas, y con el basamento cristalino de Aramberry, N. L.

II.9.b. Jurásico

- **Formación Huizachal**

El nombre de Formación Huizachal fue empleado por primera vez por Seems D. R. en 1921, posteriormente fue descrita por Imlay (1948), quien narra una formación compuesta por lutita calcárea de color rojo claro a medio, con limolita, arenisca de grano fino, arenisca cuarcítica y conglomerado. La sección tipo se sitúa al sur poniente del Valle de Huizachal, cerca de la cabecera del Arroyo Juan Capitán, aproximadamente a 20 km al sur-sur occidente de Ciudad Victoria,

Tamaulipas; en este mismo lugar Carrillo-Bravo (1961), describe la Formación Huizachal en una sección del Valle del Huizachal; además mide una sección de 2000 m de espesor sobre el anticlinorio de Huizachal-Peregrina, conformada por lutita, lutita arenosa, arenisca y conglomerado de color rojo, verde y gris-verdoso; en base a su contenido paleontológico y relaciones estratigráficas le asigna una edad de Triásico Superior – Jurásico Inferior (Hettangiano) .

En la PVSLP, esta unidad litoestratigráfica está expuesta en dos localidades ubicadas en la porción norte, específicamente cerca de Miquihuana y Villa de Bustamante, Tamaulipas. La Formación Huizachal subyace a depósitos marinos del Jurásico Superior y del Cretácico Tardío, que llegan a sobreyacer a rocas del Jurásico Inferior, Paleozoico, o Precámbrico (?).

Las capas rojas del Triásico Tardío-Jurásico Temprano en la parte oriental de México fueron depositadas en una cuenca tipo *rift* durante la apertura del proto-Golfo de México, la cual estaba asociada al rompimiento de Pangea. Las capas rojas representan el llenado de fosas, y semifosas, o cuencas de *rift* con subsidencia activa durante su depósito, los sedimentos clásticos producto de la erosión de los altos estructurales fueron depositados como abanicos aluviales, o depósitos de tipo fluvial, planicie deltáica o lacustre (Salvador, 1987).

El clima durante la sedimentación de la Formación Huizachal fue semiárido, documentado por nódulos de caliche en los depósitos de llanuras fluviales (Michalzik, 1987). El incremento en la dilatación de la corteza durante el Caloviano o el Oxfordiano, causó una subsidencia repentina y un basculamiento de los estratos *pre-rift* y *syn-rift*; que dio como resultado una discordancia angular que siempre está presente entre la Formación Huizachal y la Formación La Joya (Michalzik, 1991).

En la zona de Miquihuana y Villa de Bustamante, la unidad litológica está constituida hacia la parte inferior y media por areniscas y limolitas de color rojizo

a gris verdoso y por horizontes volcánicos hacia la cima de la unidad. Las areniscas presentan textura de grano medio a grueso, en estratos medianos de hasta 50 cm. Las limolitas presentan textura de grano fino en estratos delgados de 1 cm. Las rocas volcánicas son de composición andesítica, se presenta un horizonte de conglomerado constituido por fragmentos sub-angulosos y sub-redondeados de cuarzo y rocas volcánicas, en esta zona los afloramientos no exceden un espesor de 80 m. Esta unidad sobreyace discordantemente sobre rocas paleozoicas y subyace discordantemente a la unidad litológica Margas Miquihuana. Es posible que sea correlacionable con las capas rojas de la Formación Huayacocotla ubicadas en la porción sur del la PVSLP.

Cabe señalar que la zona del anticlinorio de Huizachal-Peregrina ubicado al oriente de la zona PVSLP, era un alto estructural en el Triásico. Por lo tanto los ríos que se formaban drenaban hacia la porción occidental, posiblemente estos depositaron los sedimentos en esta zona. Basándose en su posición geográfica y litológica se le ha asignado una edad del Jurásico Inferior-Medio.

- **Formación Huayacocotla**

Fue definida por Imlay *et al.*, (1948), quienes propusieron este nombre para una secuencia de rocas que afloran en el Anticlinorio de Huayacocotla, suprayace a la Formación Huizachal y subyace a la Formación Cahuwasas. La localidad tipo se ubica a lo largo del Río Vinadco, al sur del poblado de Huayacocotla, entre los ranchos Calera y Bada.

El único afloramiento de la Formación Huayacocotla dentro de los márgenes de PVSLP, se sitúa en la porción centro occidental del municipio de Río Verde, sobre el camino que comunica a los poblados de San José de las Flores y Álamos, aproximadamente a 15 km al poniente de la cabecera municipal de Río Verde, S.L.P., sobre el Arroyo Grande; se trata de una pequeña ventana estratigráfica donde la unidad litoestratigráfica Liásica subyace discordantemente a la Formación El Abra.

En general, la unidad litológica está constituida por una secuencia de arenisca, cuarcita, pizarra, lutita y limolita; en el afloramiento antes mencionado la unidad litoestratigráfica se apreció muy intemperizada y milonitizada, de color naranja a ocre, por ende en algunas partes es muy deleznable. Además presenta pliegues intrínsecos; fresca la roca es de color crema ocasionalmente gris oscuro, en capas de espesor muy variable desde láminas hasta bancos masivos. También contiene capas de arenisca conglomerática con estratificación cruzada y graduada, así como algunas capas de lutitas calcáreas con lentes de caliza arcillosa. En la base es común encontrar conglomerado de arenisca y lutita cementados por material arcillo-arenoso, de color gris oscuro y gris verdoso, en capas de gruesas a medianas.

En la localidad de San José de las Flores-Álamos, Venegas-Rodríguez (2007), midió una sección de 400 metros, en otras localidades el espesor varía de 300 a 2,000 m, (Santamaría-Orozco, 1990) y en promedio es de 800 m de espesor.

En el área de San José de las Flores-Álamos, la unidad litoestratigráfica está subyaciendo discordantemente a la Formación El Abra, fuera del área de estudio, su contacto inferior es discordante con rocas graníticas y metamórficas del Paleozoico. Su contacto superior es también discordante con las Formaciones, San Andrés, Chipoco, Tamán, Santiago y Cahuasas.

El medio ambiente de depósito de esta secuencia litoestratigráfica se infiere que estuvo relacionado con una zona distensiva de esa época; su depositación fue marginal deltaica subacuática, con aporte de sedimentos continentales, a transicional marino de aguas variables someras-profundas; debido a la presencia de cuarcita, sedimentos polímicíticos y de fósiles reportados en esta unidad litológica.

A la Formación Huayacocotla, (Santamaría-Orozco, 1990), le asigna una edad del Jurásico (Liásico); posteriormente Venegas-Rodríguez (2007) realizó estudios a circones dendríticos correspondiente a dicha unidad litológica, usando

el método analítico LA-MC-ICPMS por U-Th-Pb, obteniendo dos edades de 160 Ma. Esto corrobora la edad máxima de la depositación de estos sedimentos.

II.9.c. Cretácico

- **Margas Miquihuana**

Esta unidad fue descrita informalmente por Heim 1925 (Bustos-Gutiérrez et al., 2006) como “Cuerpo Margoso de Miquihuana” para designar a una secuencia arcillo-calcárea que se halla expuesta en las montañas que rodean al valle de Miquihuana, Tamaulipas., le asignó una edad del Valanginiano.

Está expuesta en la porción noreste de la PVSLP, consiste de un afloramiento pequeño ubicado en la porción central del anticlinal de Miquihuana. Por tal razón en el plano geológico no está representada.

Se trata de una unidad litológica sedimentaria constituida por un conglomerado basal compuesto por fragmentos de cuarzo y rocas volcánicas, cementados por material arcillo-arenoso de color verdoso, la secuencia continúa con calizas grises, margas de color gris oscuro y areniscas calcáreas que intemperizadas muestran color amarillento a crema con presencia de abundante macro y micro fauna. Hacia la cima las calizas son de tonalidades gris oscuro, más arcillosas y comúnmente se presenta dolomitizada, su espesor, se calcula aproximadamente en 80 m.

Esta unidad litológica sobreyace discordantemente a la Formación Huizachal y es cubierta concordantemente por la Formación Tamaulipas Inferior (Bustos-Gutiérrez *et al.*, 2006). PEMEX, (1982b) le asignan una edad Berriasiano-Hauteriviano temprano. La unidad litológica probablemente se depositó en aguas someras, con abundancia de material terrígeno dentro de la PVSLP.

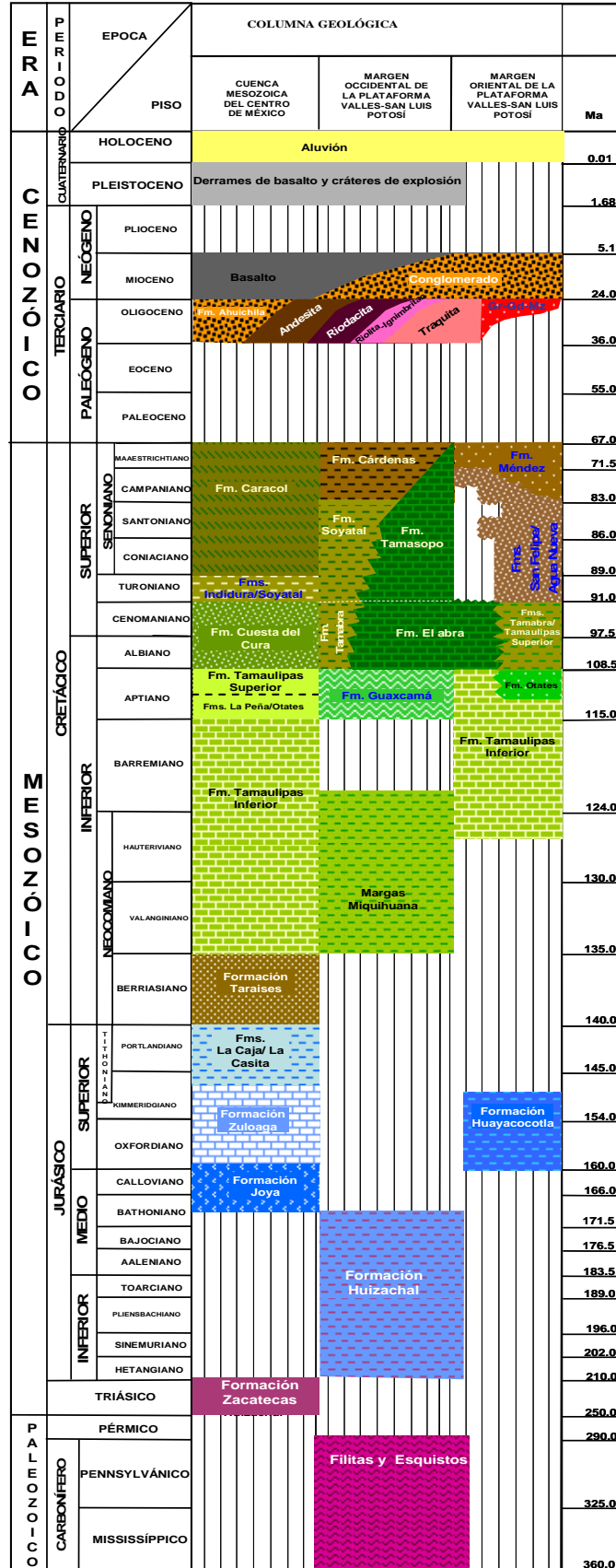


Figura II.11. Columna Geológica (basada en información Carrillo-Bravo1971, Servicio Geológico Mexicano 1995-2006 .

- **Formación Tamaulipas Inferior**

Muir (1936) reconoce a Stephenson (1922) como el primer autor que introdujo el término “Caliza Tamaulipas”. Posteriormente Belt (1925) emplea los términos Caliza Tamaulipas y Formación Tamaulipas, refiriéndose a una serie litológica de edad Aptiano tardío - Albiano, correspondientes a depósitos de la Formación Tamaulipas Superior. Muir (1936) establece la división de la unidad litoestratigráfica informal Caliza Tamaulipas, en Tamaulipas Inferior (Neocomiano inferior – Aptiano) y Tamaulipas Superior (Albiano – Cenomaniano), situando al Horizonte Otates entre ambas unidades.

Carrillo (1965) describe a la Formación Tamaulipas Inferior en el Anticlinorio de Huayacocotla (río Chinameca y caminos Yatipán - Tlanguistengo y Cholula, Veracruz), como caliza de grano fino, color crema grisáceo y crema amarillento, se presenta en capas medianas y gruesas, con intercalación de nódulos irregulares de forma esferoidal de color castaño oscuro y gris claro con estilolitas bien desarrolladas y paralelas a los planos de estratificación. Además manifiesta haber visto cuerpos de calizas clásticas distribuidos en forma irregular. Esta unidad subyace concordantemente a la “Formación Otates” y sobreyace a la Formación Pimienta; contiene microfauna del Valanginiano – Hauteriviano y del Barremiano inferior.

La Formación Tamaulipas Inferior consiste de caliza de textura *wakestone* y *mudstone* de color gris y gris oscuro, con abundante microfauna de organismos planctónicos; dispuesta en capas medianas de 20 cm hasta 1 m, presenta estilolitas paralelas a los planos de estratificación, además tiene lentes y nódulos de pedernal de color gris tenue a marrón, distribuidos de forma irregular, con presencia de nódulos de marcasita, ocasionalmente se presentan intercalaciones de lutita negra laminar. Esta unidad litoestratigráfica se vuelve más calcárea al occidente que al oriente del territorio nacional (Castro y Martínez, 1977 y Martínez y Bello, 1977).

Debido a que esta Formación se ubica en gran parte del territorio nacional (Península de Tamaulipas, Sierra Madre Oriental, Transverso de la Sierra Madre Oriental, Cuenca de la Mesa Central y Cuencas de Burgos), se le ha asignado una edad variada del Neocomiano- Aptiano Tardío; concretamente Burckhardt (1930) le asigna una edad de Neocomiano temprano – Barremiano; mientras que Castro y Martínez (1977), Martínez y Bello (1977) le fijan una edad de Berriasiano - Aptiano inferior, y Longoria (1975) la sitúa en el Hauteriviano – Aptiano tardío.

Según la cartografía del Servicio Geológico Mexicano (1994-2005), la Formación Tamaulipas Inferior, está ampliamente distribuida en el frente oriental de la Sierra Madre Oriental (porciones norte y oriente de la PVSLP), y es posible que en el subsuelo de la porción oriental de la unidad paleogeográfica (PVSLP), además de la zona limítrofe de la PVSLP y la Cuenca de la Mesa Central.

El espesor reportado en el Anticlinorio de Huayacocotla fue mayor de 100 metros (Carrillo-Bravo, 1965). En el Anticlinorio de Miquihuana – Bustamante han reportado espesores que fluctúan entre 188 y 292 m para la parte central y el flanco suroccidental del Arco (Santamaría – Orozco *et al.*, 1990), y en la sierra de Catorce se han alcanzado medir secciones de 300 y 350 m.

La Formación Tamaulipas Inferior hacia la Cuenca Mesozoica del Centro de México sobreyace a la Formación Taraises (Santamaría–Orozco *et al.*, 1990). Dicha unidad subyace en forma concordante al Horizonte Otates y a la Formación La Peña en la Cuenca Mesozoica Tampico–Misantla y en la cuenca mesozoica del Centro de México, respectivamente. En la porción noreste de la PVSLP, específicamente en el Anticlinorio de Miquihuana–Bustamante descansa sobre la unidad litológica Margas Miquihuana (Bustos-Gutiérrez *et al.*, 2006).

Esta unidad litoestratigráfica se correlaciona con las formaciones Cupido y Fresnillo que afloran en el borde occidental de la Cuenca Mesozoica del Centro

de México, con la parte basal de la Formación Guaxcamá situada en la Plataforma de Valles–San Luis Potosí y con la Formación Santuario que aflora en parte de los estados de Querétaro e Hidalgo (Santamaría–Orozco *et al.*, 1990; Basáñez *et al.*, 1992). Dicha Formación se depositó en un ambiente marino somero de alta energía, debido a que en esa época existían remanentes topográficos del Jurásico, los cuales formaban cinturones litorales alrededor de las islas preexistentes, dicha situación influía en el ambiente de depósito. Sin embargo, la parte superior de la unidad se considera de plataforma interna–externa con baja energía (Martínez y Bello 1977).

- **Formación Otates (Horizonte Otates)**

Muir (1936) establece la división de la Caliza Tamaulipas de Stephenson (1922) en tres unidades litológicas (Tamaulipas Inferior del Neocomiano inferior–Aptiano y Tamaulipas Superior del Albiano–Cenomaniano), quedando en consecuencia el Horizonte Otates entre ambas unidades. Posteriormente Burckhardt (*in* Muir, 1936) estudió fósiles del Cañón de Otates, en la Sierra de Tamaulipas y determina una edad Albiano inferior para el Horizonte Otates y se designa como parte de la Caliza Tamaulipas.

La localidad tipo de esta Formación litoestratigráfica está en el Cañón de Otates, situado entre los 250 y 300 metros río arriba de la porción oriental del Cañón de la Borrega, en la Sierra de Tamaulipas, Tamaulipas, México. Carrillo (1961) describe en el Cañón de Otates “una secuencia de caliza arcillosa, carbonosa y marga areno-carbonosa de color gris oscuro a negro”. Con base a su contenido paleontológico detectado en los distintos estudios realizados, le han asignado una edad Aptiano medio-superior (Longoria 1975; PEMEX 1988b).

En la zona de influencia de la PVSLP, la unidad litoestratigráfica se sitúa sobre las porciones sureste y noreste, específicamente en el arroyo Tancuilín, S.L.P. (Aguilar, 1986), en el estado Tamaulipas se encuentra reportado en el Arco de Miquihuana-Bustamante y en el margen noreste de la PVSLP sobre el

Anticlinorio de Huizachal-Peregrina.

El Horizonte Otates en todas las áreas donde ha sido reportado, comprende espesores delgados (centímetros hasta 25 metros), pero en general, esta unidad pocas veces excede de los 10 metros de espesor (Muir, 1936; Carrillo, 1961). Es frecuente que esta unidad litoestratigráfica yacza en forma concordante sobre la Formación Tamaulipas Inferior, y es sobreyacida de igual manera por la Formación Tamaulipas Superior. En el cañón de Las Tanquitas, en el flanco occidental del Arco de Miquihuana–Bustamante, Tamps., y en la región de Liberia, N. L., el Horizonte Otates es sobreyacido concordantemente por las formaciones El Abra y Tamabra (Santamaría-Orozco, 1990).

Se correlaciona en tiempo con la Formación La Peña y con la Caliza Ahuacatlán del sureste del estado de San Luis Potosí; también es correlacionable con las porciones basales de las Formaciones El Abra y Tamabra (Santamaría-Orozco, 1990).

Con base en las microfacies y tipo de fósiles, Castro y Martínez (1977) y Martínez y Bello (1977), el Horizonte Otates constituye un depósito de mares de baja energía y fauna pelágica, cabe recordar que las condiciones de las cuencas del norte y noreste de México durante el período Cretácico fueron intraplatafórmica.

- **Formación Tamaulipas Superior**

Esta unidad litoestratigráfica fue descrita por primera vez en la Sierra de Tamaulipas (Belt, 1925), sin embargo, Muir (1936) designa al Cañón de La Borrega como sección tipo de la Caliza Tamaulipas Superior. En el Anticlinorio Huizachal-Peregrina en las cercanías de Ciudad Victoria, Tamaulipas, Carrillo (1961) describe calizas criptocristalinas, de color gris crema y gris oscuro a negro, ocurre en capas de espesor medio a grueso, con estilolitas mal desarrolladas paralelas a los planos de estratificación y algunos nódulos

irregulares de pedernal negro; hacia la parte superior de la unidad, hay alternancia de estratos de espesor delgado y medio de margas laminadas de color gris oscuro, y una gran asociación de abundantes lentes y bandas delgadas de pedernal negro. En su cima se tienen algunas capas de bentonita de color blanco y amarillo.

La Formación Tamaulipas Superior consiste de una roca calcárea con estratos de espesor delgado, medio y grueso, de textura mudstone a wackestone de color gris claro a crema y gris oscuro, con nódulos irregulares de pedernal gris a negro. En algunas áreas se han reportado intercalaciones de lutita, marga, bentonita y ocasionalmente con tobas (PEMEX 1988). Se le ha asignado una edad del Albiano temprano-Cenomaniano (Carrillo-Bravo 1961).

Está expuesta en el borde oriental de la Cuenca Mesozoica del Centro de México, adjunta al límite nor-occidente (sierra de Catorce) y norte de la PVSLP, se infiere que esta en el subsuelo de la porción oriente de la unidad paleogeográfica (PVSLP), debido a que se ha detectado en los pozos de PEMEX en la Cuenca de Tampico –Misantla (Santamaría-Orozco *et al.*, 1990), y existen afloramientos en la región de Xilitla, San Luis Potosí.

El espesor promedio de esta unidad litoestratigráfica fluctúa de 130 a 210 metros; Bello (1978) asigna un espesor máximo de 458 metros para la Formación Tamaulipas Superior en pozos de la porción meridional de la Faja de Oro; por su parte Carrillo (1961) asigna un espesor de aproximadamente 350 metros sobre la carretera Federal 101 en el tramo Ciudad Victoria –Huizachal.

La Formación Tamaulipas Superior sobreyace concordantemente al Horizonte Otates y a la Formación La Peña en las sierras del norte de la PVSLP. El contacto superior es concordante con varias unidades, dependiendo del área donde este ubicada, por tal circunstancia en la sierra de Catorce, la región de Arista, S.L.P., y sur del estado de Nuevo León, está cubierta por la Formación

Cuesta del Cura; mientras que en la porción oriente y sur de la PVSLP subyace a la Formación Agua Nueva. En el área de Miquihuana subyace a la Formación El Abra.

Esta unidad se correlaciona con las formaciones Tamabra y El Abra hacia condiciones más someras y es equivalente hacia condiciones de mayor batimetría con la Formación Cuesta del Cura; así mismo, se correlaciona con la Formación Xochicalco de la cuenca de Morelos-Guerrero (Basáñez y Ruiz, 1983). Con base de estudios de microfacies y contenido paleontológico, el depósito fue de tipo pelágico de baja energía, (Castro y Martínez 1977) y cuencas intracontinentales (Santamaría–Orozco *et al.*, 1990).

- **Formación Guaxcamá (Knap An-Y)**

La Formación Guaxcamá fue definida por Martínez P. J. en el año de 1965, consiste de una secuencia evaporítica de edad Neocomiano-Aptiano, esta unidad litoestratigráfica está expuesta ampliamente en la porción central de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.

La localidad tipo de esta Formación se sitúa en los alrededores de la comunidad Guaxcamá, al sur poniente del área municipal de Villa Juárez, S.L.P., concretamente a 12 km al sur de la cabecera municipal del mismo nombre.

La Formación Guaxcamá, aflora en la porción central de la PVSLP, sobre los anticlinales de Santo Domingo y Guaxcamá, el afloramiento en este lugar excede los 30 km de largo por 10 km de ancho. Esta misma formación está expuesta en el flanco sur poniente de la Sierra de Guadalcázar, en este lugar se ubica la mina conocida como La Vía Láctea, situada a 3 km al sureste del poblado de Núñez, S.L.P.

De manera general la Formación está constituida por anhidrita y en menor

proporción yeso y dolomía, en capas de 5 a 50 cm de espesor, la roca presenta un aspecto sacaroide, de color gris tenue a gris oscuro, ocasionalmente presenta bandas blancas y grises; es posible que la coloración se deba a la presencia de material carbonoso. Entre los estratos de yeso y anhidrita, hay caliza microcristalina y dolomitas de color gris oscuro; además es común observar azufre nativo intrínseco en esta unidad litológica en forma diseminada, estratificada y rellenando fracturas; cuando se impacta la roca presenta un olor fétido.

En las zonas de Guaxcamá y La Vía Láctea, la unidad litológica se aprecia sumamente plegada, dichos pliegues son muy estrechos, pequeños y en distintas direcciones; el rumbo y la inclinación de los estratos cambian frecuentemente, pero en la localidad La Vía Láctea el rumbo general de los estratos es norte-sur y su inclinación es al poniente.

En la localidad tipo afloran más de 300 m de espesor de esta unidad litológica, el Pozo de Guaxcamá No. 1, perforado en la misma zona, cortó 3,009 m, en las cercanías de la Mina La Vía Láctea, se hallan expuestos más de 200 m de espesor y el Pozo Agua Nueva No. 1 cortó una sección evaporítica de 1,987 m.

En la porción centro-occidental de la PVSLP la Formación Guaxcamá subyace concordantemente a la Formación El Abra, en los afloramientos cercanos a la localidad tipo (área Guaxcamá) y en la Sierra de Guadalcázar, subyace concordantemente a calizas de plataforma de la Formación El Abra.

La secuencia evaporítica fue precipitada en una cuenca cerrada, localizada sobre la PVSLP y separada del mar abierto, seguramente por barreras de tipo orgánico; sugerido por la presencia de rocas arrecifales y post-arrecifales dentro de la secuencia evaporítica, representada en los márgenes poniente, oriente y sur de la unidad paleogeográfica (Sierra de Álvarez, noroeste del Arco de Nahola y noroeste de Jalpan, Qro.)

Por su posición estratigráfica y contenido de microfósiles (*Orbitolina* sp., *Glomospira* sp., *Hyperammina* sp., *Dictyoconus* sp.) esta unidad litoestratigráfica se le ha asignado una edad del Aptiano.

- **Formación El Abra (Kass Cz)**

Las rocas correspondientes a esta unidad litoestratigráfica fueron descritas por Power 1925 (*in* Carrillo-Bravo 1971), quien les aplica por primera vez por el término El Abra para las calizas de los campos petroleros de la Faja de Oro y fue formalmente elevada a la categoría de formación por Kellum (1930), quien la dividió en fase *Miliolina* y fase *Taninul*.

Posteriormente, el nombre de Formación El Abra fue aplicado por Muir (1936) para un grupo de dos facies: la facies *Taninul*, con localidad tipo en el túnel *Taninul*, ubicada al poniente de la estación con mismo nombre sobre el ferrocarril Tampico-San Luis Potosí y la facies *El Abra*, con localidad tipo en la estación *El Abra* a 9.4 km al oriente de Ciudad Valles. Carrillo-Bravo (1971), determina que la Caliza *El Abra* incluye los carbonatos de la Plataforma Valles-San Luis Potosí y de la Faja de Oro de edad Albiano-Cenomaniano, comprendiendo las facies pre-arrecifal (equivalente a la Formación *Tamabra*), la facies arrecifal (equivalente a la facies *Taninul*), y la facies post-arrecifal (equivalente a la facies *El Abra*). Suter (1990) incluyó dentro de la Formación *El Abra*, a las facies *El Abra* y *Taninul*, separando a la facies de talud (Formación *Tamabra*), por tal razón se ha generalizado el uso de Formación *El Abra* bajo este criterio.

La Formación *El Doctor* contemporánea a la Formación *El Abra*, también ha sido motivo de controversia, debido a las similitudes que presentan estas unidades litológicas; Wilson (1955) fue el primero que analizó estas semejanzas, posteriormente Bonet (1963) considera que las facies de banco calcáreo de la Formación *El Doctor* se asemejan en litología, fauna y paleoecología, a la Formación *El Abra*; Carrasco (1970) menciona que no existe diferencia en la

litología de las formaciones El Abra y El Doctor, además determina que la Formación El Abra fue depositada en una plataforma extensa, y propone abandonar el nombre de Formación El Doctor y usar únicamente el nombre de Formación El Abra para las rocas depositadas en la PVSLP.

La localidad tipo de la Formación El Abra está ubicada en la estación El Abra, sobre la vía ferroviaria San Luis Potosí- Tampico, concretamente al oriente de Ciudad Valles, S.L.P., y tiene una longitud de 9 km aproximadamente (Aguayo-Camargo, 1975).

Como ya se menciona esta unidad ha sido tradicionalmente dividida en las facies El Abra y Taninul; Carrillo-Bravo (1971) describe la facies Taninul como facies arrecifal representada por caliza masiva de color crema amarillento y gris crema, constituida principalmente por un conjunto de bancos arrecifales (de caprínidos y radiolítidos), separados por calcarenita, calcarenita oolítica y clásticos biogénicos; mientras que las facies El Abra, las subdivide en cinco litofacies: 1) Unidad clástica post-arrecifal, constituida por calcirudita, calcarenita y caliza oolítica de color crema amarillento y gris crema, en capas gruesas con estratificación cruzada en algunos sitios. 2) Unidad de calcilutita y calcarenita con miliolas y toucasias, de color gris y gris crema, partes de color negro por impregnación de hidrocarburos, en capas de espesor grueso a masivo, toda la unidad contiene pelets, miliolidos y en ocasiones estas últimas son tan abundantes que llegan a formar calcarenita de miliolidos, también son frecuentes los biostromas de toucasias. 3) Unidad de dolomita y caliza parcialmente dolomitizada, representada por dolomita de grano fino a medio, ocasionalmente grueso, de color pardo grisáceo y gris acero, en capas medianas a gruesas, en algunas ocasiones se observa caliza parcialmente dolomitizada y algunas capas de calcilutita y calcarenita con miliolidos y pequeños biostromas de rudistas. 4) Unidad de calcilutita y calcarenita con miliolidos y toucasias, constituida por calcilutita, calcarenita biogénica, caliza oolítica y algunos horizontes de caliza dolomítica, de color crema amarillento y gris crema, en capas medianas y

gruesas, con abundantes miliolidos y algunos desarrollos biostromales de toucasias o de radiolítidos, monopléuridos y muy escasos corales. 5) Zona dolomítica basal, dolomita de grano fino a grueso, de color café grisáceo y gris acero, en capas gruesas.

La Formación El Abra en la zona oriental de la PVSLP se presenta, como una secuencia calcárea de estratos gruesos con abundante contenido biogenos. En general predominan las facies post-arrecife (lagunar), con crecimientos arrecifales dispersos, de textura grainstone a mudstone; presenta abundantes foraminíferos, también se observan estilolitas paralelas a la estratificación, ocasionalmente se presenta horizontes con nódulos y entes de pedernal de color gris claro y morado oscuro, es común que esta unidad litológica esté dolomitizada.

El espesor de la Formación El Abra, medido y reportado sobre las diferentes localidades en las que ha sido motivo de estudio por distintos autores, fluctúa entre los 1100 a 2720 m.

Esta unidad litoestratigráfica está ampliamente distribuida en la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Carrillo-Bravo, 1971), en la cartografía realizada por el Servicio Geológico Mexicano y organismo antecesor (1994-2005), es posible apreciar que la Formación El Abra está expuesta sobre la mayor parte de la unidad paleogeográfica e incluso determina la forma actual de la PVSLP.

La Formación El Abra sobreyace concordantemente sobre la Formación Guaxcamá y la arenisca Alamos y puede estar cubierta concordantemente por las formaciones San Felipe, Agua Nueva, La Muralla o Tamasopo, dependiendo de la ubicación dentro de la PVSP (Basañez *et al.* 1993). Por otro lado Carrillo-Bravo (1971) menciona que en la Sierra de El Abra las rocas arrecifales (facies Taninul) subyacen discordantemente a la formación San Felipe al noroeste de Gómez Farias, Tamaulipas; al oriente de Jaumave, Tamaulipas están

traslapadas discordantemente por las formaciones San Felipe y Méndez; en el área de Miquihuana, Tamaulipas se hallan cubiertas discordantemente por margas de la Formación Méndez; en la Sierra de Álvarez y área de Jalpan subyacen discordantemente a la Formación Soyatal.

La facies post-arrecifal (facies El Abra) se encuentra traslapada discordantemente por las formaciones Agua Nueva y San Felipe, descansan concordantemente a sedimentos de plataforma del Neocomiano; en las áreas de Agua Nueva, Guaxcamá, Guadalcázar, esta facies descansa concordantemente sobre la Formación Guaxcamá y está cubierta en forma discordante por calizas de plataforma del Cretácico Medio.

En distintos trabajos de investigación concluyen que el ambiente de depósito de esta unidad litoestratigráfica corresponde a una plataforma amplia y estable de aguas someras, con dos facies principales (post-arrecifal o lagunar y la arrecifal) (PEMEX 1988).

La edad asignada por distintos autores a la Formación El Abra, ha sido basada en su contenido paleontológico, litología y relación estratigráfica, se ha concluido que esta unidad litoestratigráfica varía dentro del límite Cretácico Temprano-Tardío, sin embargo la mayoría de los criterios utilizados por los diferentes autores concuerdan en que puede ser en el rango Albiano-Cenomaniano.

Durante los trabajos de campo realizados en el presente trabajo, se detectó que la mayoría de los depósitos de celestina ubicados en la Plataforma Valles San Luis Potosí, están emplazados en la Formación el Abra.

- **Formación Tamabra**

Esta unidad litoestratigráfica fue definida originalmente como facies mixtas por Muir (1936), posteriormente Heim (1940) la designó con el termino de “Miembro Tamabra” o “Formación Tamabra” a una secuencia calcárea ubicada entre las

Formaciones Tamaulipas Superior y Formación El Abra, localizada en el subsuelo de la región de Poza Rica, Veracruz.

La Formación Tamabra está expuesta ampliamente en el borde occidental de la PVSLP (Sierra de Álvarez y Sierra del Coro, Sierra El Meco, Sierra La Paloma y Rincón Lejas). Consiste de caliza criptocristalina de color crema a marrón tenue; ocurre en capas medianas y gruesas, con intercalación de bandas y lentes de pedernal de color gris oscuro; frecuentemente la unidad litoestratigráfica se presenta dolomitizada; el espesor promedio es de 350 m, pero puede alcanzar de 50 a 1,500 m.

En el borde occidental de la PVSLP esta Formación sobreyace a la Formación Guaxcamá y subyace de manera transicional a la Formación Soyatal; en el margen oriental de la unidad paleogeográfica su contacto inferior es concordante y transicional a la Formación Tamaulipas Inferior, mientras que su contacto superior es discordante a las Formaciones Agua Nueva e Indidura. Algunos autores mencionan cambios de facies laterales con las Formaciones Cuesta del Cura, El Abra y Tamaulipas Superior.

La litología que presenta la Formación Tamabra sugiere que se desarrolló sobre el borde de PVSLP, posiblemente cerca de los escarpes de dicha plataforma debido a la presencia de fragmentos calcáreos (López Doncel et, al., 2003), lo que correspondería a facies de talud. Tradicionalmente se le ha ubicado entre las épocas del Albiano al Cenomaniano; se correlaciona con la Formación El Abra (PVSLP), Formación Tamaulipas Superior (Tampico-Misantla), Formación Cuesta del Cura (Cuenca Mesozoica del Centro de México) y Formación Aurora (porción noreste de México).

Es posible que pueda abarcar del Albiano al Maastrichtiano, por considerarse como una unidad depositada como facies de talud, correspondiente al banco arrecifal, desarrollado progresivamente en plataforma y representado con las

Formaciones El Abra, Tamasópo y Cárdenas; con las cuales puede correlacionarse a la vez.

- **Formación Tamasopo**

Inicialmente La Formación Tamasopo fue referida por Böse en 1906, en el Cañón de Tamasopo, S.L.P., sobre la vía férrea San Luis Potosí-Tampico, quien la denominó “Caliza de la Cañada de Tamasopo” y les asignó una edad de Turoniano-Santoniano.

Posteriormente Barrer (1924) describe a esta unidad litoestratigráfica como Caliza Tamasopo, haciendo referencia en sus características particulares como son el color amarillo claro, el grano muy fino, dura y quebradiza; se intemperiza a color blanquecino o amarillo muy claro, ocasionalmente presenta pedernal en forma de nódulos irregulares. Los estratos de la porción superior son más impuros, contienen una mezcla de arcilla, consiste de una alternancia de estratos medianos de caliza y capas de calizas arcillosas nodulares, con abundantes rudistas y fragmentos de esponjas.

La localidad tipo de la Formación, referida por Muir (1936), se sitúa en las estaciones Tamasopo y Canoas, S.L.P., sobre la vía del ferrocarril San Luis Potosí-Tampico. En dicha localidad se designó a una sección de aproximadamente 200 m de espesor, que consiste de caliza de grano fino, caliza arcillosa, caliza bioclástica, y caliza arrecifal de color gris crema a crema amarillento; por efectos de intemperismo muestra un color blanquecino a amarillo claro, en capas de espesor medio a grueso. Estos sedimentos subyacen discordantemente en algunos sitios a la Formación Cárdenas.

La Formación Tamasopo se presenta en pequeños afloramientos sobre la porción oriental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, concretamente en Tamasopo-Tanlacú; por tal circunstancia en el plano geológico del presente estudio se adjunto con los afloramientos de la Formación El Abra.

La Formación Tamasopo representa un complejo calcáreo de tipo plataforma, esta unidad litoestratigráfica está integrada por dos facies: 1) facies arrecifal constituida por una serie de biostromas y pequeños biohermas de caprinidos (*Coralliochama*), radiolítidos, gasterópodos, corales y algas, envueltos en una matriz de calcilutítica con bioclastos, arcillo-calcárea, de color gris crema y pardo claro; 2) facies post-arrecifal constituida por calcarenistas y calcarenitas biogenas, con abundantes fragmentos de macrofauna ocasionalmente arcillosas, de color gris y pardo claro de intemperismo amarillento, en capas de espesor medio a grueso; también se observan calcilutitas ligeramente arcillosas, con marcas fucoiales y calizas oolíticas, de color gris claro. En el área Tamasopo-Tanlacú, S.L.P. el espesor de la formación en discusión varía de 60 a 160 m.

Esta Formación subyace discordantemente sobre la Formación El Abra (facies post-arrecifal), y subyace discordantemente a la Formación Cardenas. La litología de la Formación Tamasopo sugiere que fue depositada sobre una plataforma, en zonas donde el agua era somera y calida, pero de alta energía distal del material terrígeno. La edad de la Formación Tamasopo ha sido objeto de numerosas controversias, pero basándose en sus relaciones estratigráficas y contenido faunístico le han asignado una edad del Turoniano al Senoniano Tardío. Dicha unidad litológica se correlaciona en tiempo con las formaciones San Felipe, Agua Nueva, Méndez, Soyatal y Cárdenas

- **Formación Soyatal**

La Formación Soyatal fue descrita inicialmente por White (1948), sobre el área del distrito minero llamado Soyatal, ubicado en la porción centro-oriente del estado de Querétaro de Arteaga; Wilson (1955) describe una secuencia de caliza de color gris oscuro ínterestratificada con lutita calcárea y le asigna una edad Turoniano.

Esta Formación aflora sobre la margen sur, oriente y occidente de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, presenta extensos afloramientos en la Sierra de Álvarez,

Sierra del Coro, Sierra La Paloma, Sierra El Meco y Rincón de Leijas en el área de Villa de Arista S.L.P.

La Formación Soyatal, está constituida por caliza arcillosa, ocurre en estratos delgados de color gris oscuro alternando con estratos gruesos de lutita y limonita de color gris que intemperizan a colores amarillentos; en la porción basal de la unidad litoestratigráfica es común observar nódulos y lentes de pedernal de color gris oscuro-negro; Cserna y Bello (1963) reportan un espesor mayor a 200 m sobre la región poniente de la PVSLP.

En la zona de la Sierra de Álvarez, porción sur poniente de la PVSLP, la unidad litoestratigráfica sobreyace discordantemente sobre las formaciones El Abra y Cuesta del Cura, subyace concordantemente a la Formación Cardenas.

Existen reportes de plegamiento sinsedimentario y brechas calcáreas intrínsecos en la unidad litoestratigráfica, que indican los mecanismos de depósitos de la Formación Soyatal, estos pueden estar relacionados con movimientos gravitacionales en forma de flujos de escombros y deslizamientos de masa; por tales circunstancias se infiere que el depósito ocurrió a lo largo de una zona de talud de la PVSLP (López-Doncel, 2002).

Basándose en el contenido faunístico (*Globotrucana* sp., *Stomiosphera* sp., *Heterohelix* sp.) y su posición estratigráfica se le ha asignado una edad Turoniano al Santoniano; esta unidad litoestratigráfica es correlacionable con la Formación Indidura.

- **Formación Agua Nueva**

El nombre de Formación Agua Nueva fue asignado por Stephenson (1922) a una sección de caliza ínterestratificada con lutita de color negro, carbonosa y presencia de bandas lenticulares de pedernal, que afloran en el Cañón de la Borrega, cerca del Rancho Agua Nueva, en el estado de Tamaulipas, (op cit

Carrillo-Bravo, 1971).

La unidad litoestratigráfica está distribuida en la porción norte y sur-oriental de la PVSLP, específicamente sobre el flanco occidental de la Sierra del Abra y sureste de Dr. Arroyo, N.L.

Dicha unidad litoestratigráfica consiste principalmente de caliza arcillosa finamente bandeada, alternando con estratos medianos a gruesos de lutita laminar de color gris oscuro, también presenta horizontes lenticulares de pedernal de color negro; por efectos de intemperismo la Formación tiene un aspecto de color amarillento a rojizo. El potencial de esta unidad litoestratigráfica es variado desde 30 m hasta 250 m.

En la porción sur oriente de la PVSLP (sierras El Abra y La Colmena), la unidad litoestratigráfica cubre discordantemente a la Formación El Abra (facies post-arrecifal). La litología que presenta la Formación (alternancia rítmica de lutita y caliza arcillosa) indica un ambiente nerítico en condiciones inestables, cerca de una fuente de material terrígeno. Por su contenido faunístico y posición estratigráfica la Formación Agua Nueva se le designado del Turoniano, es posible correlacionarse, en edad, con la Formación Soyatal.

- **Formación San Felipe**

La Formación San Felipe fue descrita primeramente por Jeffreys (1910), (op cit Carrillo-Bravo 1971), en el Rancho San Felipe, en la porción oriente del estado de San Luis Potosí. La unidad litológica consiste de caliza de grano fino a medio con intercalación de lutita de color gris a verde-olivo y horizontes de bentonita de color verde esmeralda, de edad Senoniano.

Dicha unidad litoestratigráfica está distribuida sobre la margen oriental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, específicamente aflora en los flancos de la Sierra El Abra, rellenando la mayoría de los sinclinales que se encuentran en el frente oriental de la Sierra Madre Oriental; también está expuesta en porción la

norte de la PVSLP, concretamente en el flanco occidental del Arco de Miquihuana.

La Formación San Felipe está constituida de caliza y caliza arcillosa bien estratificada, de capas delgadas a medianas, de color gris clara a verdoso; la Formación al ser intemperizada se aprecia de color amarillo ocre, alternando con capas de lutita de color gris claro a gris verdoso, además son frecuentes los estratos de bentonita de color verde.

En la margen oriental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, la unidad litoestratigráfica descansa discordantemente sobre la Formación El Abra, en algunos lugares sobreyace concordantemente a la Formación Agua Nueva y siempre subyace transicional y concordantemente a la Formación Méndez.

La litología que presenta la unidad litoestratigráfica en cuestión sugiere que se depositó en cuenca, concretamente en ambiente nerítico a epinerítico. Por su posición estratigráfica y contenido faunístico se le ha asignado una edad Senoniano y se correlaciona en edad con Formación Tamasopo

- **Formación Méndez**

El nombre de la Formación Méndez fue utilizado por primera vez por Jeffreys (1910), para describir una secuencia de lutitas que sobreyacen transicionalmente a la Formación San Felipe. La localidad tipo se sitúa a 300 m al oriente de la estación ferroviaria Méndez, en el estado de Veracruz, específicamente en el kilómetro 629 de la vía férrea Tampico-San Luis Potosí (op cit Carrillo Bravo, 1971). Los sedimentos de esta Formación están expuestos en la mayoría de los sinclinales que se encuentran en la porción centro-oriente de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.

La Formación Méndez en general está constituida por lutita y caliza arcillosa (margas) de color gris y gris verdoso, ocurre en capas medianas a gruesas, con

frecuencia alternan con delgadas capas de bentonita de color blanco y capas de arenisca calcárea. El espesor en el margen sureste de la Plataforma Valles-San Luis Potosí varía de 500 a 1,000 m.

Esta unidad litoestratigráfica descansa en algunos sitios de forma transicional y concordantemente sobre la Formación San Felipe, en otras localidades se ha reportado subyaciendo discordante a la Formación El Abra, en algunas áreas la Formación Méndez está cubierta concordantemente por sedimentos del Paleoceno.

Los sedimentos que conforman a la Formación Méndez (tipo “Flysch”) hacen pensar que fueron depositados en mar abierto y profundidades considerables. Basándose en su contenido faunístico y por suposición estratigráfica se le ha asignado una edad de Campaniano-Maastrichtiano. Esta unidad litoestratigráfica es correlacionable con la Formación Cárdenas.

- **Formación Cárdenas**

Originalmente Böse (1906) proporcionó el nombre de “División Cárdenas” a sedimentos arcillo-calcáreos y arenosos del Cretácico Tardío, expuestos en las cercanías de la Estación Cárdenas, S.L.P.; posteriormente Burckhardt (1930) denominó a la misma secuencia sedimentaria como “Capas Cárdenas”; Imlay (1944) designó a los sedimentos antes mencionados como Formación Cárdenas (Carrillo-Bravo, 1971).

Myers (1968), efectuó un estudio detallado de la Formación Cárdenas, sobre los alrededores de la localidad tipo, además introdujo el término de Formación Tabaco que consiste de limolita, arenisca y conglomerado, este miembro estaba subyaciendo a la Formación Cárdenas, a la postre ha quedado en desuso este nombre formacional. Dicho autor definió una unidad litoestratigráfica fosilífera de 1,050 m de espesor, en general consistía de una secuencia de rocas sedimentarias clásticas finas y la subdividió en tres miembros: el miembro

inferior, de 180 m de espesor, consiste de capas alternadas de lutita, arenisca y biospatita; el miembro medio es de 445 m de lutita y limonita y el miembro superior es de 430 m de limolita, arenisca y biosparrudita.

Los afloramientos de la Formación Cárdenas están expuestos en gran parte de los sinclinales y en las partes superiores de anticlinales que conforman la morfología de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.

Esta Formación tiene características variables, pero generalmente en su base predomina la lutita, ocasionalmente se intercalan estratos aislados de caliza arcillosa, la parte media de la secuencia se caracteriza por la aparición progresiva de horizontes delgados de areniscas de grano fino a medio, hasta presentarse como una secuencia rítmica de lutita y arenisca de estratificación delgada (3 – 5 cm de espesor). Finalmente hacia la cima predomina la arenisca de espesor de 10 –15 cm.

La Formación Cárdenas sobreyace discordantemente sobre la Formación El Abra, ambas unidades son divididas por un conglomerado basal; generalmente la cima de la Formación Cárdenas está erosionada, con frecuencia se halla cubierta discordantemente por sedimentos recientes (conglomerado y aluvión), ocasionalmente es posible encontrar derrames ígneos descansando sobre esta unidad litológica.

Los sedimentos de La Formación Cárdenas se depositaron en un ambiente en donde el agua era de poca profundidad y de alta energía; Por su contenido faunístico y posición estratigráfica se le ha asignado una edad de Campaniano-Maastrichtiano. Esta unidad litoestratigráfica puede ser correlacionable en edad con La Formación Mezcala y la cima de La Formación Caracol; la Formación Cárdenas es equivalente a facies de aguas someras de la Formación Méndez.

II.9.d. Terciario

Durante el Paleógeno tardío existió en gran parte del país actividad magmática y volcánica, que ocasionó, en la porción suroccidental de la PVSLP, depósitos de rocas volcánicas durante el Oligoceno, que varían en composición de riolita, riódacita y andesita.

Los cuerpos ígneos son de composición granito-granodiorita-monzonita, como en el Cerro San Cristóbal que fue fechado por Mujica y Albarrán (1983) en 31 ± 2 Ma (por $^{40}\text{K} - ^{40}\text{Ar}$) y en Milagro de Guadalupe, ubicados en el municipio de Guadalcazar, S.L.P. Otros intrusivos son los de Palo Verde, ubicado en la porción sur occidental de la PVSLP, también se desarrollaron algunos cuerpos subvolcánicos expuestos en la parte central de la PVSLP (pórfidos riolíticos y sieníticos).

En el Mioceno como producto de la disgregación de las rocas preexistentes se depositó sobre las partes bajas conglomerados polimictico, así como algunos derrames de basaltos en la porción central del paleoelemento.

II.9.d. Cuaternario

En la parte centro occidental de la PVSLP existen algunos cráteres de explosión, estos ocasionaron algunos depósitos o derrames basálticos durante el Pleistoceno, algunos de estos depósitos están intercalados con aluvión. La fase final de la estratigrafía consiste de depósitos aluviales, coluviales, escombros y abanicos de material desintegrado de las rocas preexistente y están rellenando los sinclinales y/o fosas tectónicas, ocasionalmente estos depósitos están intercalados con derrames basálticos (Plioceno).

CAPITULO III YACIMIENTOS MINERALES

III.1. Características generales de los yacimientos estratoligados relacionados con rocas carbonatadas

III.1.a. Generalidades de los yacimientos *Mississippi Valley-Type MVT*

Los yacimientos *Mississippi Valley-Type* (MVT) se relacionan con depósitos estratoligados, emplazados principalmente en rocas carbonatadas; por lo general son importantes productores de plomo y zinc, pero también es posible aprovechar minerales tales como celestina, barita y fluorita; en algunos casos es importante el contenido de cobre en estos depósitos (Tritlla *et al.*, 2005).

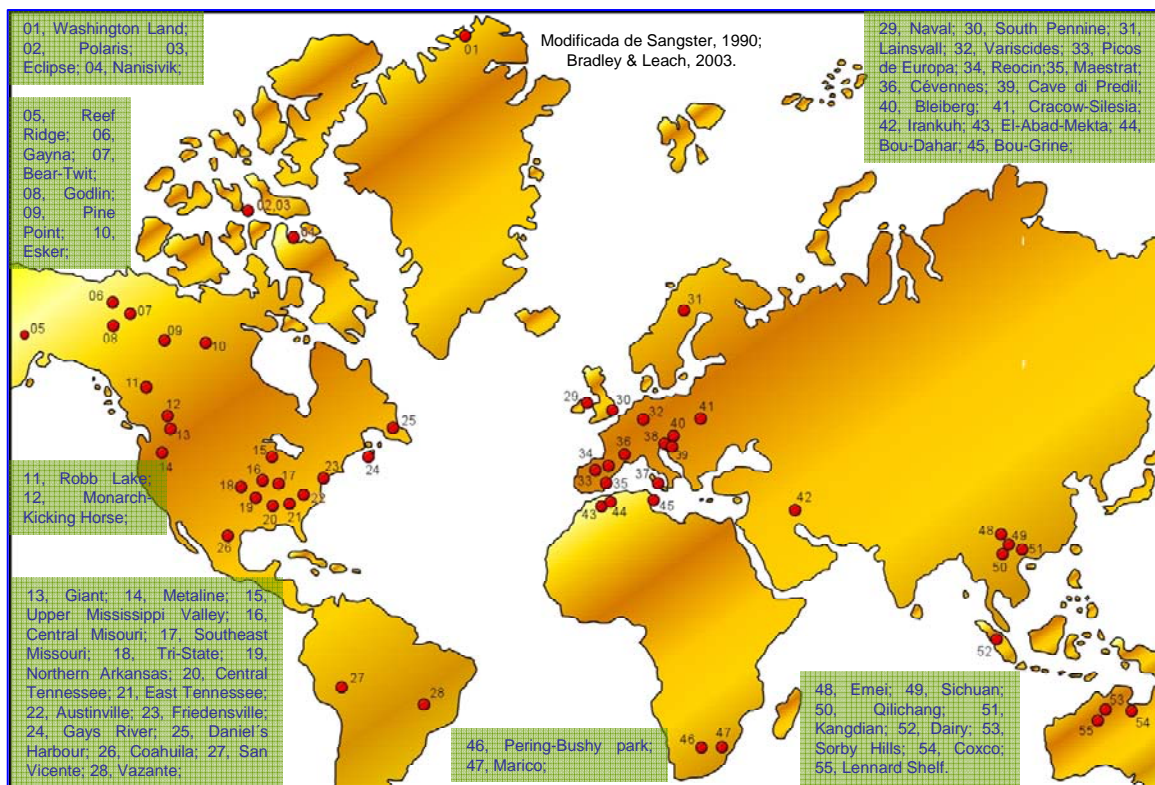


Figura III.1. Distribución mundial de los depósitos MVT (Sin escala).

El nombre "*Mississippi Valley-Type (MVT)*" se debe a los depósitos de la región del Valle del Río Mississippi en los Estados Unidos de Norteamérica, estos

yacimientos son productores de esfalerita, galena y fluorita (Sangster, D.F., 1990).

Con el paso del tiempo se han identificado yacimientos minerales alrededor del mundo con características similares a los ya mencionados. Los principales yacimientos de este tipo se ubican en Irlanda Central, los Alpes, Polonia, Inglaterra, Estados Unidos de Norteamérica (cordillera Appalachian y a lo largo de los valles de Missouri y Mississippi), norte y sur del África (Túnez y Argelia), norte de Australia, Singapur, Canadá y México (Figura III.1).

III.1.b. Características de los depósitos MVT

Por lo regular en estos depósitos, la mineralización está emplazada en roas carbonatadas y/o dolomías asociadas con evaporitas de plataforma carbonatada, casi siempre relacionadas con un paleo-ambiente litoral de arrecife y de bancos de lodo carbonatado. La mayoría de estos ambientes son de litoral de cratón, alaucógenos (rift abortados) y puntos triples. También es posible encontrar yacimientos de este tipo en areniscas; cabe mencionar que las rocas que hospedan a los depósitos MVT no han sido deformadas.

La forma, tamaño y distribución de estos depósitos varía enormemente, se ha demostrado que la distribución de estos cubren grandes áreas (cientos de kilómetros cuadrados), por tal situación pueden formar provincias metalogenicas (Tritlla, J., *et al.*, 2005).

En lo referente a su contenido, los valores promedio típicos van de 3 y 10 % de plomo y zinc (combinados), aunque llega alcanzar zonas ricas de hasta 50 %. El potencial de estos yacimientos se estima desde pocas decenas de miles de toneladas hasta 20 millones de toneladas e incluso llega exceder esta cifra.

Estos tipos de depósitos no se encuentran asociados con actividad ígnea y es común que se ubiquen en los bordes de las cuencas. Por lo general se localizan

por rasgos geológicos como son: zonas de brecha, márgenes depositacionales de unidades litológicas, cambios de facies, estructuras tectónicas (fallas y fracturas) y altos del basamento (Leach 1996).

Los depósitos pueden presentarse en forma de mantos de reemplazamiento (masivos a bandeados), relleno de cavidades (drusas, geodas y filones), zonas de brecha (hidráulicas o tectónicas y de colapso), cementadas por biostromas (rudistas y corales) y de manera masiva; que por lo general están limitados a un solo nivel estratigráfico y se clasifican como epigenéticos y estratoligados; se cree que son de poca profundidad (inferiores a 1500 m).

La mineralogía en estos depósitos consiste principalmente de galena, esfalerita, fluorita, barita, celestina, pirita, marcasita y ocasionalmente calcopirita; la mineralización de sulfuro se puede presentar de grano grueso-fino y de forma masiva o diseminada. La ganga es básicamente carbonatos tales como calcita y dolomita, además puede contener sílice en formas variadas. Las texturas que presenta la mineralización por lo general son coloformes.

La alteración asociada con la mineralización consiste principalmente de dolomitización, pero es común que la roca este brechada o que exista disolución y recristalización. Durante la exploración de estos yacimientos es común apoyarse en análisis químicos de elementos traza y el más representativo es el níquel (Guilbert., 1986).

III.1.c. Datos de inclusiones fluidas en los depósitos MVT

Estudios de inclusiones fluidas realizados a muestras de estos depósitos, han demostrado temperaturas de homogeneización en un rango de 50° C a 200° C (generalmente más altas a las atribuidas al gradiente termal local del basamento), pero las temperaturas mas comunes tienen rangos de 100 a 150° C (Anderson, G.M., 1983). En algunos depósitos se han reportado material orgánico (Kerógeno) y estudios de inclusiones fluidas han reportado

hidrocarburos atrapados en los minerales; la salinidad en peso de NaCl equivalente es de un rango 4 a 34 % con soluciones ricas en sodio y cloruro de sodio; es posible que los fluidos mineralizantes estén asociados a salmueras de cuencas densas (mayor a 1) (Roedder 1984).

III.1.d. Edad de los depósitos MVT

Existen depósitos desde el Proterozoico Inferior (Canadá y Sudáfrica) (Leach y Sangster 1993), hasta el Terciario. Los más importantes del Valle de Missouri y Mississippi aparecen del Cámbrico hasta el Cretácico (exceptuando el Silúrico) (Leach, D.L., Sangster. D.F., 1993). Los yacimientos ubicados en el noreste de México varían en edad del Cretácico Tardío al Terciario Temprano relacionados con los procesos de la Orogenia Larámide (Tritlla, J., *et al.*, 2005).

III.1.e. Datos de isótopos en los depósitos MVT

En la mayor parte de estos yacimientos, los isótopos estables (S) de sulfato, indican una proveniencia de agua marina de igual composición isotópica que las aguas de esa época (Tritlla, J., *et al.*, 2005).

Los isótopos de plomo (altamente radiogénico) sugieren un origen cortical para los metales probablemente lixiviados de materiales provenientes de la misma cuenca o materiales del basamento, la fuente del azufre se relaciona con las fuentes evaporíticas (evaporación de agua marina y unidades litológicas evaporíticas), debido al amplio rango de algunos depósitos (isótopos de S), sugieren que pudo estar modificado por procesos de oxidación-reducción, en materia orgánica.

La relación isotópica de oxígeno y deuterio medida en algunas aguas en inclusiones fluidas presentan similitud con los fluidos presentes en las cuencas sedimentarias; los isótopos de oxígeno y carbono analizados en rocas encajonantes de dichos depósitos son ligeramente empobrecidos con respecto a las rocas de la región (Anderson, G.M., 1983).

III.1.f. Génesis de los depósitos MVT

Considerando que estos depósitos son de ambiente cratónico y ocurren en zonas de relieve positivo, limitado lateralmente por cuencas y un basamento granitoide muy fracturado, por tal razón algunos modelos proponen que fracturas y/o fallas sirvieron de canales de flujo, para que la mineralización llegue al agua de mar, donde eventualmente precipitará en forma química (sin-sedimentario). Otros autores sugieren que la mineralización ocurre por metasomatismo de baja temperatura en roca ya litificada (caso Mississippi Valley) (Townley-Callejas., 2004).

III.2. Distribución, características físicas y mineralógicas de los cuerpos de celestina en la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP)

III.2.a. Generalidades de los yacimientos de celestina en la PVSLP

Los yacimientos y manifestaciones de celestina en la PVSLP, se ubican en la porción noroeste y norte del área de influencia de la unidad paleogeográfica. En el presente estudio, se identificaron varias áreas con este tipo de mineralización, además de algunas manifestaciones aisladas que presentan características semejantes situadas en la misma porción.

Con la finalidad de reconocer fácilmente dichas áreas se les ha denominado por nombres específicos como son: La Carbonera-San Francisco, La Esperanza, El Poblano, La Paz, Las Tinajas, Loma Cuchilla Gorda, La Venadita, El Aljibe, Palo Blanco, San Jerónimo y Sierra de Guadalupe (San Francisco y Loma Blanca); en la mayoría de las áreas existen varias manifestaciones y/o yacimientos de celestina (Figura III.2).

En general la mineralización de celestina está alojada en vetas (rellenando fracturas y fallas), mantos, cuerpos irregulares y zonas de brecha o cizalla; en la mayoría de las áreas las estructuras y cuerpos de celestina están íntimamente

relacionados con la Formación El Abra, con excepción de los yacimientos de La Paz, emplazados en la Formación Indidura.

Estos yacimientos son esencialmente monomineráticos (celestina), ocasionalmente se observan cristales bien desarrollados en espacios abiertos en forma de rombo, pero sobre todo de forma granular; en la mayoría de las áreas el mineral es azul pálido, translucido y blanco; en algunos casos es posible apreciar minerales accesorios tales como calcita, hematita, barita, fluorita, arcillas, yeso secundario y anhidrita.

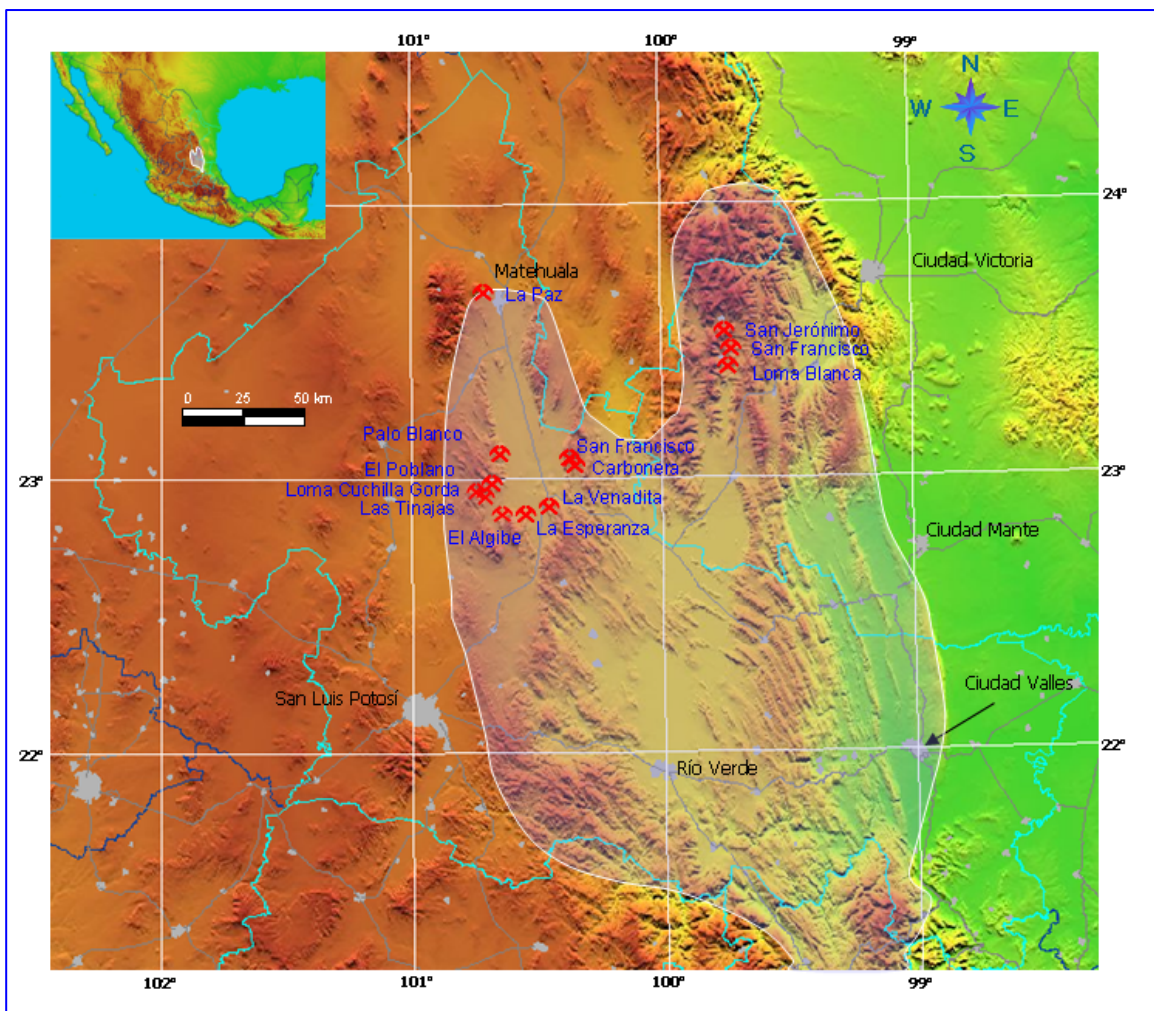


Figura III.2. Distribución de los depósitos de celestina en la PVSLP.

III.2.b. Áreas mineralizadas de celestina en la PVSLP

- La Paz

Esta área mineralizada se ubica en el municipio de Villa de La Paz, S.L.P., a 500 m al poniente de la cabecera municipal de dicho municipio; el acceso desde la cabecera municipal, es a través de una brecha que comunica a una de las minas (MR-5). En el área se ubicaron tres pequeñas minas con mineralización de celestina (MR-5, MR-6, MR-7), además de algunos afloramientos del mismo mineral (Figura III.3).

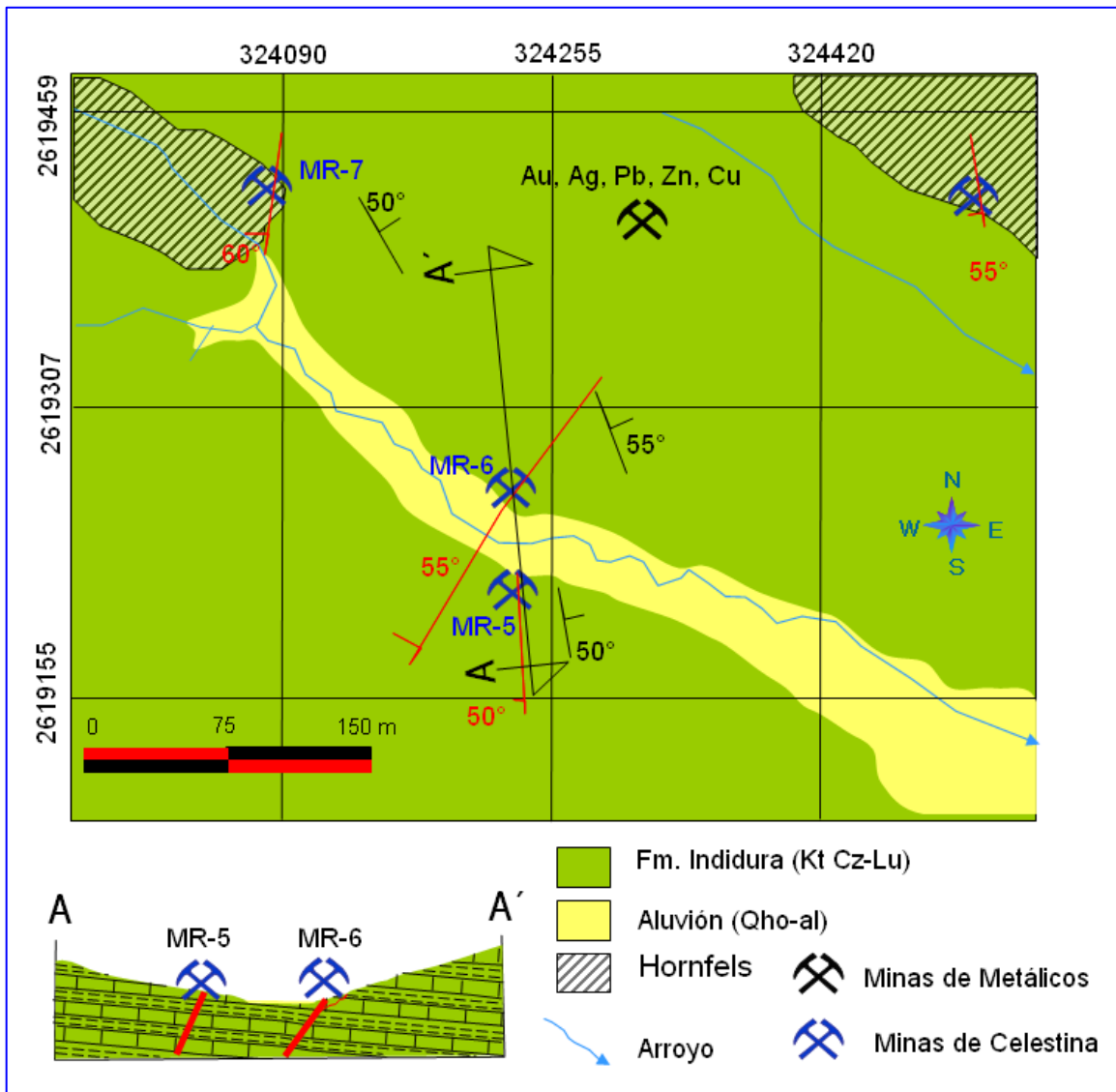


Figura III.3. Plano geológico del área mineralizada La Paz

En la mina MR-5 con coordenadas UTM (324234-2619201), la mineralización de celestina consiste de relleno de fractura con un espesor de hasta 25 cm y una longitud aproximada de 80 m, el rumbo de la estructura es de N 10° W inclinándose 50° al SW; sobre la estructura mineralizada existe una mina inclinada, desarrollada sobre el echado de la estructura con una profundidad aproximada de 30 m. La mineralogía observada en la veta consiste principalmente de celestina de color azul tenue a blanco, en forma granular con hematita y anhidrita.

La roca que aloja la mineralización consiste de caliza con alternancia de lutita de color crema y ocre, respectivamente. Los estratos de la caliza son de hasta 30 cm de espesor, el rumbo general de los estratos es de N 10° W, con una inclinación de 50° y buzamiento al NE. La roca por sus características, se infiere que corresponde a la Formación Indidura.

En la mina MR-6 con coordenadas UTM (324231-2619267), la mineralización de celestina está emplazada en una veta falla de rumbo N 10° E, con un echado de 55° y buzamiento al NW; el espesor observado de la estructura fue de hasta 1.8 m, es posible seguir la traza de la veta por aproximadamente 150 m, la mineralización está alojada en la Formación Indidura.

Sobre la estructura mineralizada existe una mina desarrollada con una longitud de 60 m y un ancho de 2.5, pero no profundiza mucho (2.8 m). La mineralogía es básicamente celestina granular de color azul tenue, aunque se observaron óxidos, calcita y anhidrita.

En el punto MR-7 con coordenadas UTM (324087-2619414), existe una pequeña obra minera de 2 m de alto por 1.80 de ancho y 4 m de largo, desarrollada sobre una estructura mineralizada de celestina, la roca ancajonante consiste de una roca calcáreo-arcillosa metamorfoseada (hornfels-skarn).

La veta de celestina presenta un rumbo N-S, con una inclinación de 60° y buzamiento al W, el espesor es menor de 30 cm, cabe mencionar que existen cuerpos irregulares en los márgenes de la estructura principal. La mineralogía es celestina en forma granular, hematita, calcita y anhidrita.

- **La Carbonera-San Francisco**

Esta área se ubica sobre la sierra Las Narices (La Peña) en la porción norte del municipio de Guadalcázar S.L.P. El acceso desde el entronque El Huizache es a través de la carretera Federal N° 80 en dirección oriente 14 km., luego se vira al norte por una carretera pavimentada por 16 km., posteriormente se desvía en dirección poniente por un camino de brecha aproximado de 10 km., desde este lugar se puede llegar a las minas a través de veredas.

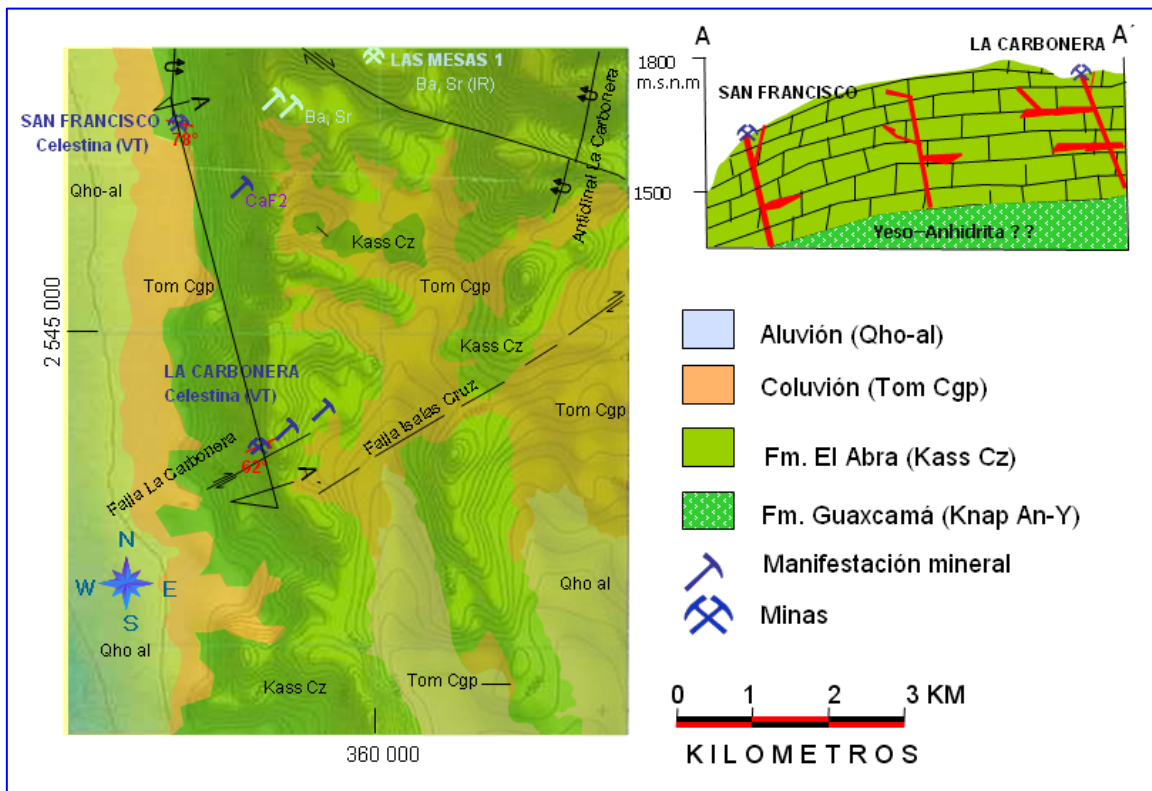


Figura III.4. Mapa geológico- tectónico del área mineralizada de celestina La Carbonera-San Francisco.

En esta zona se ubicaron dos áreas con yacimientos de celestina denominadas La Carbonera (MR-11 y MR-12) y San Francisco (MR-14). La mineralización de

celestina esta emplazada en vetas-fallas dentro de la Formación El Abra. En esta área, concretamente en la parte alta de la sierra se encontraron algunos afloramientos de barita y fluorita (Figura III.4).

En la zona La Carbonera se visitó una mina con coordenadas UTM (358777-2548580). Además, existen varias obras mineras de dimensiones considerables (40 m de longitud por 2 m de ancho por 2.50 m de alto), al parecer desarrolladas por niveles. Las obras mineras se desarrollaron para aprovechar la mineralización de la estructura principal de celestina que alcanza una potencia de hasta 1.80 m está expuesta por 900 m en sentido del rumbo.

Dicha estructura corresponde a un relleno de falla lateral de rumbo N 50°-70° E inclinándose 45°-50° y buzando al SE. Aunque no existen datos documentados sobre la explotación de estas minas, la gente de la región menciona que estas tuvieron un gran auge en la década de 1940, produciendo 70 toneladas por día, existe evidencia de esto debido a los grandes terreros fuera de las obras mineras.

La mineralogía consiste básicamente de celestina de color azul fuerte, verde pálido y blanquecino, se presenta en agregados de cristales grandes y paralelos; hacia las paredes de la estructura existe calcita de color blanco. En algunos lugares se observaron cristales de yeso bien desarrollados, barita blanca y diversas arcillas. En esta zona existen manifestaciones de celestina aledañas a la estructura principal.

Análisis químicos cuantitativos realizados a muestras correspondientes a esta zona, reportaron contenidos de SrSO_4 en el rango 85.11-90.79 %, (Sánchez y De la Calleja 2004)

En la zona San Francisco, con coordenadas UTM (357573-2553533) existen dos pequeñas obras mineras desarrolladas sobre estructuras mineralizadas de

celestina. La veta principal tiene un rumbo general N 74° W, una inclinación de 78° y buzamiento al SW; el espesor promedio es de 1.5 m. La celestina se presenta en cristales prismáticos bien desarrollados o facetados de color azul pálido a marrón tenue.

También existe una veta de celestina ubicada 100 m al noreste del punto, que corresponde a una falla normal de rumbo E-W inclinándose 70° y buzando al S, la mineralización consiste de cristales de celestina de color blanquecino y azul tenue, hacia los márgenes se presenta calcita muy fina. Así mismo, se observó un lugar donde la mineralización de celestina esta emplazada en una brecha, en forma de cuerpos irregulares, acompañada por calcita, hematita y arcillas de color blanco-amarillento (caolín).

- **La Esperanza**

Esta área mineralizada se ubica al sureste del ejido el Coyote, correspondiente a la porción norte del municipio de Villa Hidalgo S.L.P. El acceso desde el entronque El Huizache es a través de la carretera Federal N° 57 en dirección sur 6 km., posteriormente se vira al occidente por un camino de terracería 8.5 km y a partir de este lugar se desvía en dirección sur 2 km hasta llegar a la zona mineralizada. Las coordenadas del punto de partida UTM (340429-2531378), en este lugar se ubicaron cuatro obras mineras (MR-1, MR-2, MR-3 y MR-4) ver Figura III.5.

La explotación ha sido de forma rudimentaria e intermitente durante los últimos 50 años. Por tal razón es posible ver minas subterráneas, catas, zanjas y pozos de diferentes dimensiones. Las obras mineras fueron desarrolladas sobre estructuras mineralizadas de celestina; el contenido de SrSO_4 en esta zona oscila entre 73 y 81 % (Núñez-Miranda, 2006). La litología esta representada por calizas masivas de color gris y estratos gruesos correspondientes a la Formación El Abra.

En la mina MR-1 la mineralización de celestina ocurre en un manto irregular con un espesor de 40-60 cm, es posible observarlo por 50 m, el rumbo general es N 30° W inclinándose 20° al NE, también se observó una fractura mineralizada de rumbo N 35° W buzando 65° al SE.

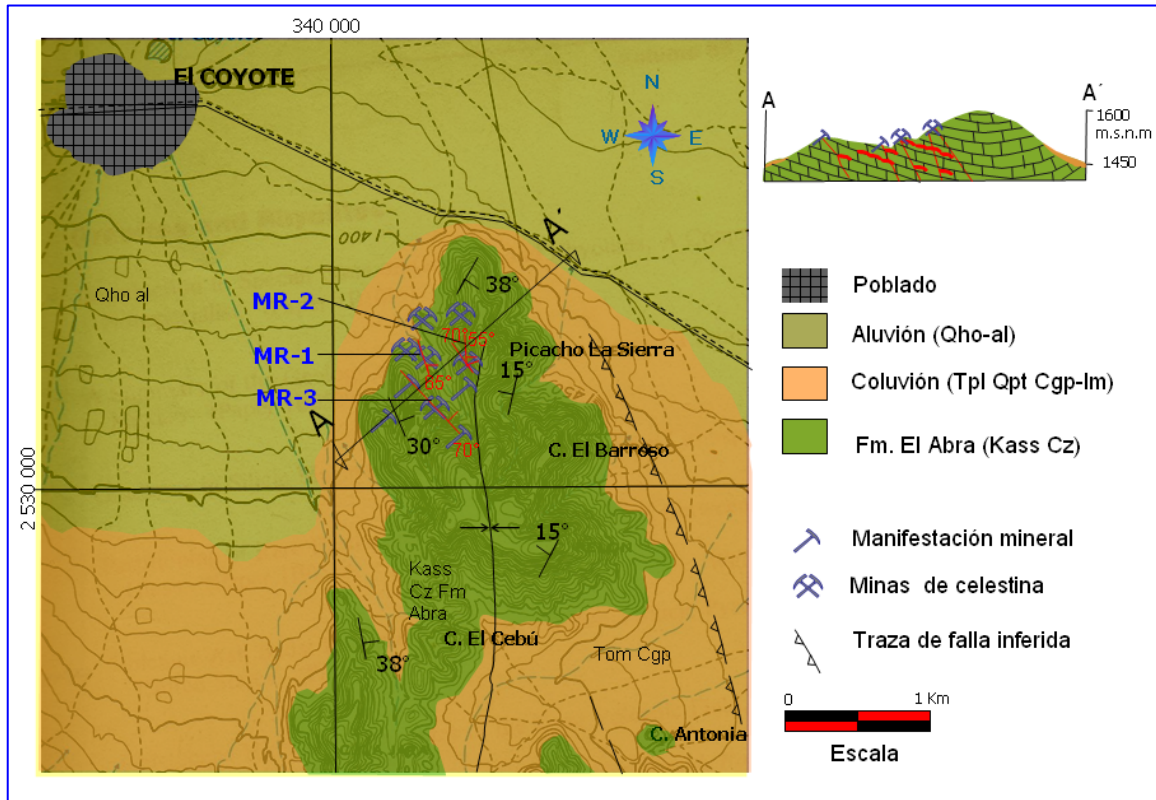


Figura III.5. Mapa geológico- tectónico del área mineralizada de celestina La Esperanza

La mineralogía consiste de celestina de color azul pálido-blanquecino en forma de cristales prismáticos, acompañada de calcita y hematita, la textura que presentan los cristales es en relleno de cavidades (drusas) y crustiforme.

En la mina MR-2 se interceptan dos estructuras mineralizadas; la primera con un rumbo N 40° W y echado de 70° SE; la segunda corresponde a una falla general N-S con una inclinación de 55° al E. La mineralogía consiste de celestina de color azul tenue-blanquecino en forma granular. Hacia los márgenes de la mineralización de celestina se observó calcita y hematita.

La mina MR-3 está desarrollada sobre una veta de celestina de rumbo $N 40^\circ W$ y echado de 70° al NE. El espesor de la veta alcanza hasta 1 m con longitud aproximada de 700 m. Es posible observar cuerpos irregulares hacia los márgenes de la estructura y vetillas transversales; la mineralogía es básicamente celestina de color azul tenue en forma granular y ocasionalmente cristales.

• El Poblano

El área mineralizada se ubica sobre la porción sur de la sierra La Ruda correspondiente a la parte sur del municipio de Villa de Guadalupe S.L.P., El acceso desde el entronque El Huizache es a través de la carretera Federal N° 57

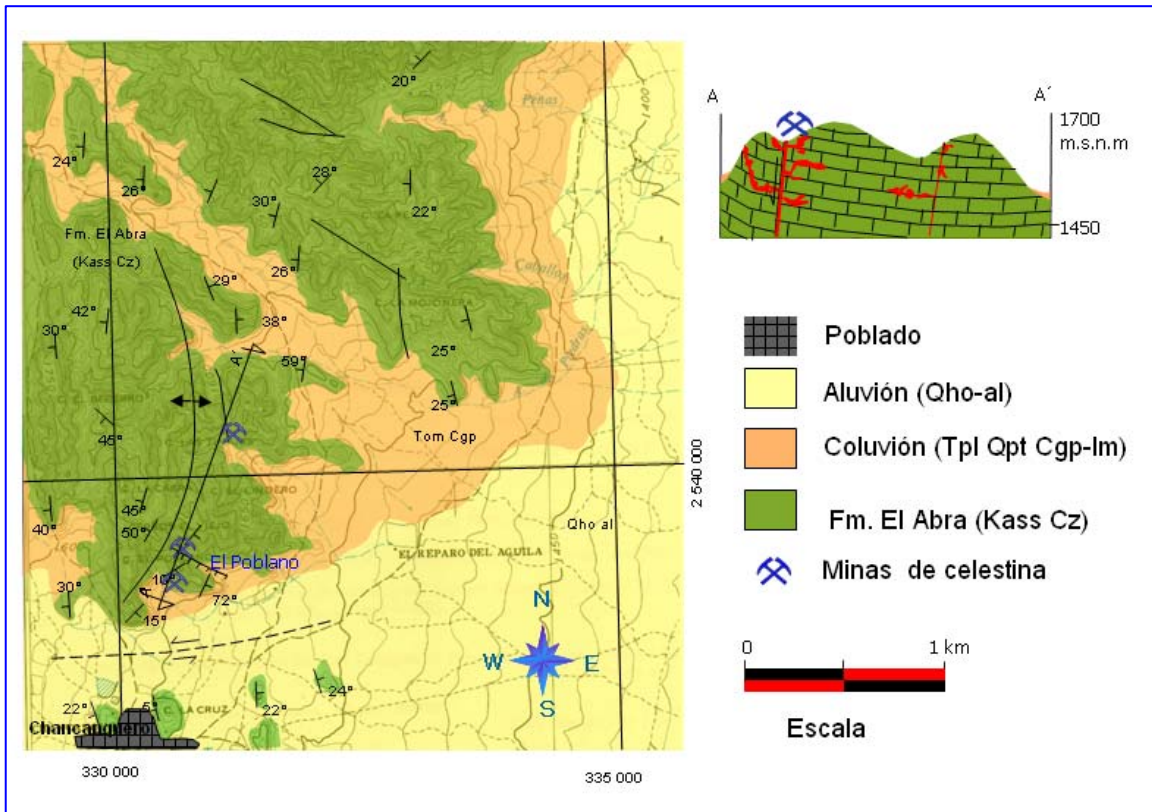


Figura III.6. Mapa geológico- tectónico del área mineralizada de celestina El Poblano

en dirección sur 6 km., posteriormente se vira al occidente por un camino de terracería 20 km hasta la comunidad Chancanquero. De este lugar se desvía en

dirección norte 3 km por una brecha hasta llegar a la mina denominada EL Poblano (MR-9) ver Figura III.6.

En esta zona existen otras dos manifestaciones ubicadas al norte y sur del punto antes mencionado, al parecer estos yacimientos están sobre la traza de fallas de rumbo NW-SE. Los análisis químicos cuantitativos realizados a muestras correspondientes a esta zona, reportaron contenidos de 87.5-88.3 % de SrSO_4 (Guerrero-Aguilar., 2005).

El tajo denominado el poblano (MR-9) con coordenadas UTM (425449-2595999) fue desarrollado sobre una zona de brecha dentro de la Formación El Abra, con dimensiones de 25 m de ancho, 30 m largo e inicia el desarrollo en un metro hasta llegar a medir 10 m de alto.

La mineralización es muy caótica en ocasiones se observa en zonas de brecha, relleno de fracturas, mantos y cuerpos irregulares. Su mineralogía consiste de celestina de color azul tenue-marrón, calcita, hematita y arcillas, con texturas crustiformes y masivas.

- **Las Tinajas**

Esta área mineralizada se localiza dentro de los márgenes del ejido Llanos del Carmen correspondiente a la porción noroeste del municipio de Villa Hidalgo, S.L.P., las coordenadas UTM de este lugar son 326676-2535563.

El acceso desde el entronque El Huizache es a través de la carretera Federal N° 57 en dirección sur 6 km., posteriormente se va al occidente por un camino de terracería 20 km hasta la comunidad Chancanquero, subsiguientemente se recorren en dirección poniente, 4 km por una brecha hasta el rancho San Isidro; de este lugar hay una desviación al sur por una vereda de 3 km hasta llegar al área de interés.

En este lugar existen dos estructuras paralelas con mineralización de celestina, emplazadas en la traza de una falla lateral con un rumbo preferencial N 20° W inclinándose 50° al NE. La roca encajonante es caliza masiva correspondiente a la Formación El Abra; sobre las vetas existen zanjas y pequeñas catas. Las dimensiones de la estructura son de 30 cm de espesor, hasta 1.2 m de ancho y longitud expuesta de aproximadamente 70 m. La mineralogía consiste de celestina en forma granular, calcita fina y cristalizada con textura de espacios abiertos (drusas), algunas arcillas y hematita (Figura III.7).

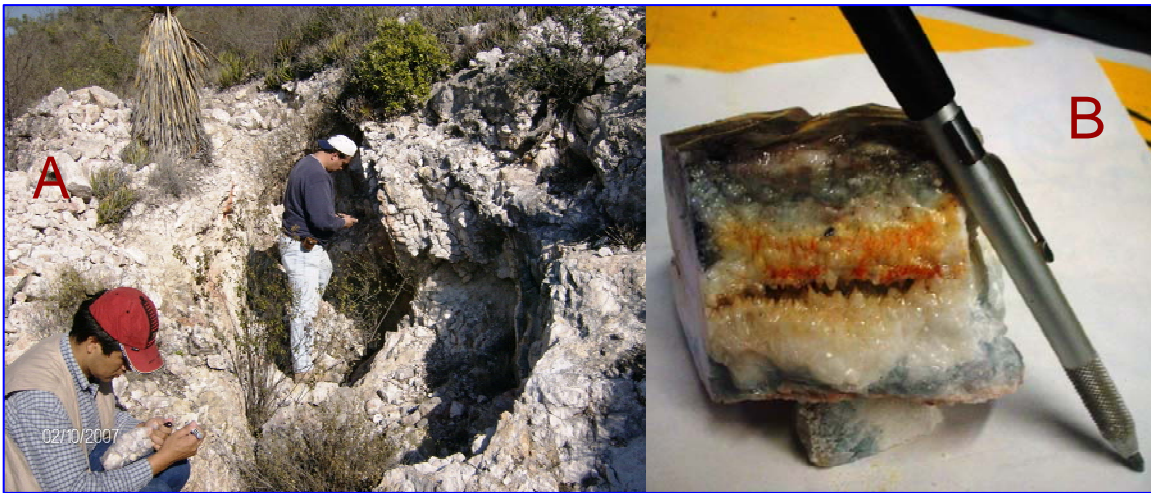


Figura III.7. Aspecto del yacimiento de celestina en el área La Tinaja. En la fotografía A se aprecia las obras mineras desarrolladas a lo largo de la veta de celestina. En la fotografía B se muestra detalle de los cristales de calcita hacia el centro y hacia los márgenes presenta mineralización de SrSO₄.

- **Loma Cuchilla Gorda**

El área mineralizada se localiza al sur de la sierra El Pollo concerniente a la porción noroeste del municipio de Villa Hidalgo, S.L.P., las coordenadas UTM de este lugar son 324617-2537516.

El acceso desde el entronque El Huizache es a través de la carretera Federal N° 57 en dirección sur 6 km, posteriormente se va al occidente por un camino de terracería 20 km hasta la comunidad Chancanquero, a continuación se recorren en dirección poniente 5 km por una brecha pasando por el rancho San Isidro, de

este lugar se desvía 1 km hacia la parte alta de la loma. En este lugar existen dos pequeñas zanjas de 5 y 2 m de profundidad.

La mineralización de celestina esta emplazada en una estructura de 1 m de espesor y se puede observar por 50 m de largo, relacionada con una falla de rumbo N 32° E, una inclinación de 80° y buzamiento al SE, dentro de la Formación El Abra; la mineralización se presenta en vetillas y zonas de brecha, con texturas bandeadas y crustiformes. La mineralogía consiste principalmente de celestina, y en menor proporción calcita y hematita. Análisis químicos reportaron contenidos de 35.4 % de SrSO₄, (Núñez-Miranda., 2006).

- **La Venadita**

Esta área mineraliza se ubica al norte de la sierra de Guadalucazar correspondiente a la porción norte del municipio del mismo nombre. Las coordenadas del área UTM son 350089-2531266, justamente 3 km al poniente del parador denominado El Desierto situado sobre la carretera Federal N° 57, cerca del entronque El Huizache.

El acceso desde el parador antes mencionado, es a través de una brecha en dirección oriente 2.5 km, posteriormente se sigue por una vereda hasta llegar al punto de interés.

En este lugar existen pequeñas obras mineras y tres zanjas desarrollada sobre la estructura mineralizada, la celestina está emplazada en una brecha-veta de 1.5 m de potencia y es posible observarla continuamente por 300 m, emplazada dentro de la Formación El Abra, el rumbo general de la estructura es N 75° W con echado de 35° al NE (Figura III. 8).

En la veta-falla la mineralización se presenta en cuerpos irregulares y zonas de brecha. La mineralogía consiste básicamente de cristales prismáticos bien desarrollados de celestina, de color azul tenue y marrón suave, acompañado de calcita y ocasionalmente anhidrita, también es posible observar minerales arcillosos.

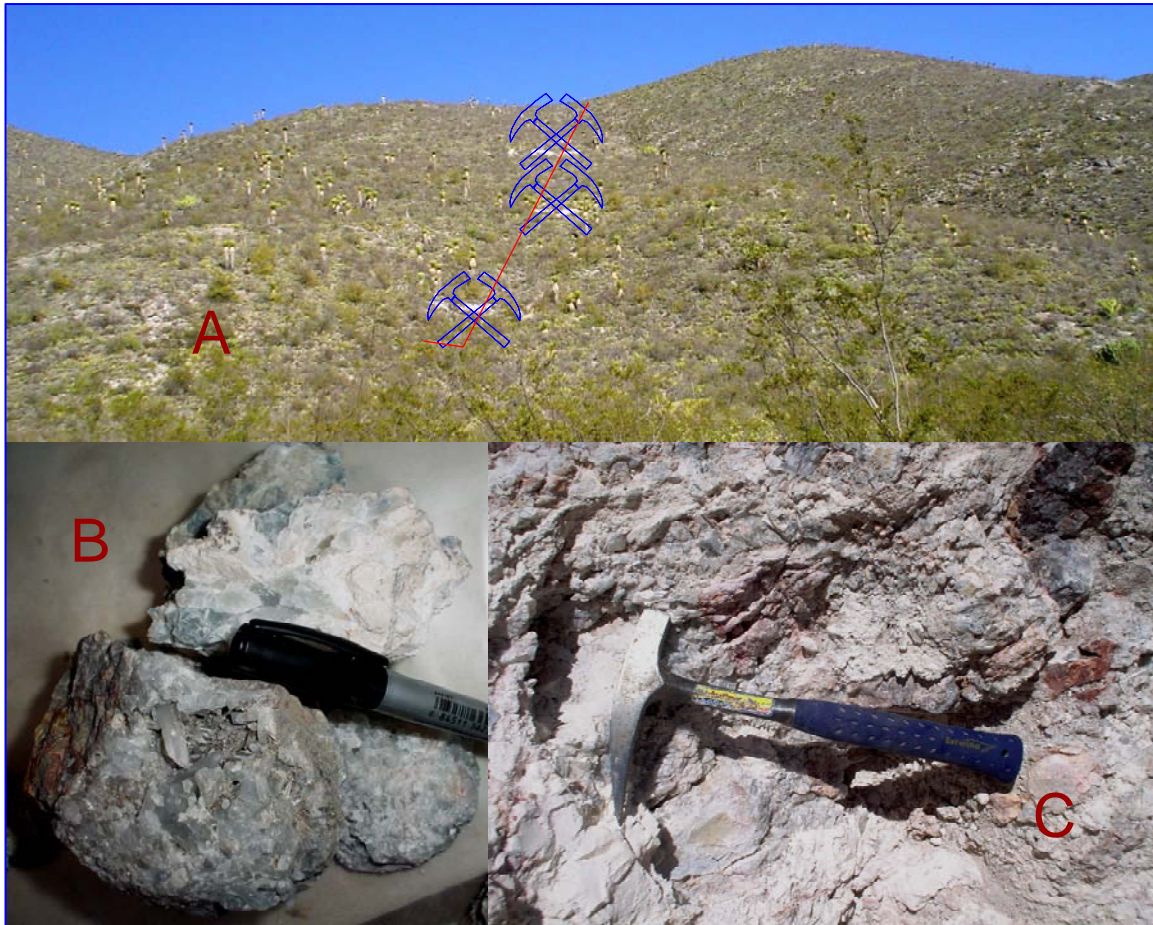


Figura III. 8. Aspecto del yacimiento de celestina en el área La Venadita. En la fotografía A se aprecia las obras mineras desarrolladas a lo largo de la veta de celestina. En la fotografía B se muestra detalle de los cristales de celestina. En la fotografía C se observa la mineralización de SrSO_4 .

- **El Aljibe**

Esta área mineralizada se ubica al norte de la sierra Los Librillos concernientes a la porción norte del municipio de Villa Hidalgo, S.L.P., las coordenadas UTM son 324617-2537516. El acceso desde el entronque El Huizache es a través de la carretera Federal N° 57 en dirección sur 6 km, posteriormente se desvia al

occidente por un camino de terracería 8.5 km hasta el ejido El Coyote, a continuación se recorre en dirección suroeste 3.5 km a través de una brecha.

En este lugar existe una obra minera de dimensiones medianas desarrollada sobre la estructura mineralizada. La celestina está emplazada en una brecha-veta de 1.5 m de potencia y es posible observarla discontinuamente por 250 m de longitud, emplazada dentro de la Formación El Abra. El rumbo general de la estructura mineralizada es N 38° W con echado de 75° buzando al SW. La mineralogía consiste básicamente de celestina pero también es posible observar calcita y trazas de barita. Análisis químicos realizados a muestras de esta localidad reportaron contenidos de 77.2 % SrSO₄, (Núñez-Miranda., 2006).

- **Palo Blanco**

Esta área mineralizada se ubica en la parte sur del municipio de Villa de Guadalupe, sobre la porción sur oriente de la sierra San Antonio, las coordenadas UTM del lugar son 322292-2553226.

El acceso desde el entronque El Huizache es a través de la carretera Federal N° 57 en dirección norte 23 km, posteriormente se vira en dirección sur occidente 6 km hasta llegar a la comunidad denominada Palo Blanco, desde este lugar se recorre aproximadamente 6 km en dirección suroeste hasta la parte baja de la sierra antes mencionada, finalmente se sigue por una vereda hasta llegar al punto ubicado.

En este lugar existe una veta rellena de celestina de rumbo N 28° W inclinándose 80° al SW con potencia de hasta 1.5 m y longitud de 15 m; sobre esta estructura mineralizada existe un pequeño socavón en dirección de la veta, emplazada en caliza de la Formación El Abra; la mineralogía que presenta la veta consiste de celestina, barita y calcita.

- **San Jerónimo**

Esta área mineralizada se ubica en la porción sur del municipio de Miquihuana sobre la sierra El Pinal, las coordenadas UTM son 421940-2601974; el acceso desde la cabecera municipal antes mencionada, se realiza a través de una camino de terracería en dirección sur poniente 5 km, a partir de este lugar se sigue por una vereda hacia la porción sur y alta de la sierra antes mencionada, haciendo un recorrido aproximadamente 3.5 km hasta llegar al punto ubicado.

En este lugar existe un cuerpo irregular con mineralización de fluorita, barita y celestina, además se observaron fracturas mineralizadas paralelas a la estratificación de la caliza masiva (Formación El Abra), la longitud de las estructuras y cuerpos mineralizados excede los 20 m, con una potencia irregular de hasta 3 m; existe un pequeño desarrollo minero sobre un cuerpo irregular (Figura III. 9).

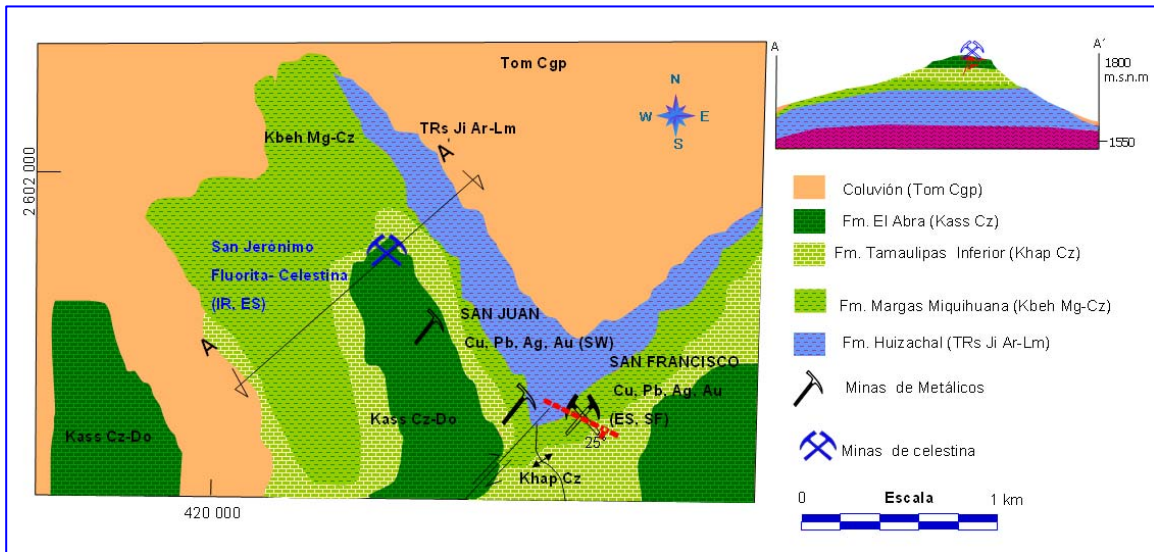


Figura III.9. Mapa geológico- tectónico del área mineralizada de celestina San Jerónimo.

La mineralogía de la estructura consiste básicamente de celestina, calcita, barita y hematita; dicha mineralización está envolviendo a la fluorita traslucida que se ubica en el centro del cuerpo mineralizado. Un análisis de difracción de rayos X, aplicado a una muestra colectada de este lugar, reportó celestina (>25 %),

estroncianita y/o calcita (10 a 25 %), barita (1 a 10 %), cuarzo y hematita (0.1 a 1 %) (Bustos-Gutiérrez 2007).

- **Sierra de Guadalupe**

El área mineralizada se ubica en la porción noreste del municipio Villa de Bustamante, Tamaulipas; específicamente a 5 km al nororiente de la cabecera municipal de dicho municipio, sobre la Sierra de Guadalupe; el acceso desde la cabecera municipal antes mencionada, es a través de un camino de brecha en dirección oriente 4 km, posteriormente se sigue en dirección norte y parte alta de la sierra por 5 km aproximadamente, hasta llegar a la zona de minas. En este lugar se ubicaron 5 minas con mineralización de fluorita, estroncianita y barita (San Francisco, San Vicente, El Becerro, MR-21, y El Idilio). La litología de la zona es básicamente afloramientos de caliza masiva de color gris tenue, con estratos gruesos, el rumbo general de las capas es N 60° E y echado de 20° al SE, correspondientes a la Formación El Abra.

La mina San Francisco (MR-18) con coordenadas UTM (425678-2595546), consiste de un tiro de 4 m de diámetro con una profundidad aproximada de 10 m, también existen algunas pequeñas catas alrededor del tiro principal, las obras mineras tienen terreros medianos apilados fuera de las estradas. La mineralización está alojada en cuerpos irregulares, remplazando a la caliza; existe un zoneamiento en la mineralización, la parte más externa de los cuerpos mineralizados está conformada por cristales de calcita, le siguen cristales de barita y estroncianita, mientras que en la porción central la mineralización es básicamente fluorita de color morado, lila y translúcida, en algunos lugares se observaron drusas.

La mina San Vicente (MR-19) con coordenadas UTM (425349-2595999), consiste de una pequeña mina desarrollada sobre una estructura mineralizada en forma de manto de rumbo N 60° W con una inclinación de 20° al SW, emplazada dentro de la caliza masiva y dolomitizada correspondiente a la

Formación El Abra. La mineralogía consiste de barita, estroncianita, calcita y ocasionalmente fluorita traslucida en cristales bien desarrollados en la parte central del cuerpo mineralizado. Un análisis químico realizado a una muestra colectada en este lugar reportó 2.82 % de estroncio (Ruiz- Ortiz., 2007).

La mina El Becerro (MR-20) con coordenadas UTM (425734-2596455), está desarrollada sobre una estructura mineralizada de rumbo N 20° E buzando 70° al SW, el espesor es de 1.2 m, la longitud y profundidad observada de 30 y 7 m respectivamente; cabe mencionar que existen alrededor del punto ubicado otras tres obras mineras y los terreros ubicados fuera de las bocaminas son grandes.

Dicha estructura está emplazada dentro de la caliza masiva de la Formación El Abra, la roca se observó dolomitizada y con zonas de descalcificación; hacia los márgenes de dicha estructura se observaron cuerpos irregulares, zonas de brecha y fracturas transversales, con mineralización de barita, estroncianita y calcita.

La mineralogía consiste básicamente de fluorita traslucida ocasionalmente lila y/o morada pálida, por lo regular envuelta en cristales de barita, calcita y/o estroncianita. Las zonas de brechas consisten de fragmentos de caliza cementados por barita, calcita y estroncianita; mientras que las fracturas están rellenas de barita, calcita y/o estroncianita.

En el punto MR-21 con coordenadas UTM (425596-2596901), existen dos pequeñas obras mineras desarrolladas sobre una estructura; la mineralización está emplazada en cuerpos de forma irregular, dentro de los estratos de la Formación El Abra, dicha unidad se observó dolomitizada. La mineralogía que presentan estos cuerpos consiste de calcita hacia los márgenes de los cuerpos mineralizados, seguido de cristales radiales de barita y/o estroncianita, en el centro de la estructura mineralizada es posible apreciar cristales de fluorita traslucida.

La mina denominada El Idilio con coordenadas UTM (426280-2596382), está desarrollada sobre un cuerpo irregular con mineralización de fluorita, barita y estroncianita, alojado entro de las estrato de la caliza de la Formación El Abra, también se observaron fracturas rellenas de barita y estroncianita en distintas direcciones. Las partes más externas de los cuerpos mineralizados consisten de cristales radiales de color blanco, que al parecer son una combinación de barita y estroncianita acompañados por calcita; mientras que en las partes centrales se observaron drusas rellenas de cristales de fluorita de color morado, lila y traslucido, que ocupan la mayor parte de los cuerpos mineralizados.

La mina denominada Loma Blanca se ubica a 2.55 km al sureste de Villa de Bustamante, Tamaulipas, las coordenadas de dicha mina UTM son 423587-2589636; el acceso a partir de la cabecera municipal antes mencionada, través de la carretera pavimentada estatal (Bustamante-El Capulín), en dirección sur (6 km), finalmente se sigue por una vereda en dirección poniente y parte media de la sierra hasta llegar al punto de interés. En esta localidad existen una cata y dos zanjas labradas sobre estructuras mineralizadas de sulfatos.

En dicha localidad se observó un cuerpo irregular con mineralización de barita y estroncianita, emplazado en caliza de la Formación El Abra, también existe una fractura rellena de barita de rumbo N 32° E, con echado de 18° al NW, con una longitud intermitente de 50 m.

CAPÍTULO IV

INCLUSIONES FLUIDAS E ISÓTOPOS ESTABLES, ASPECTOS TEÓRICOS

IV.1. Inclusiones Fluidas

IV.1.a. Base teórica

Durante la formación de un mineral, los fluidos juegan un papel muy importante, tanto en la formación de las rocas como en los que intervienen posteriormente. Muestras de estos fluidos quedan atrapadas en pequeñas cavidades o lagunas de cristalización en la red cristalina de los minerales, la mayoría menores a 100 μm y 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 se pueden precipitar uno o más minerales sólidos, así mismo 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).

- **Temperatura:** Los estudios microtermométricos son aceptados como geotermómetros directos. Las temperaturas de homogeneización de los fluidos se interpretan como temperaturas mínimas de atrapamiento de los mismos.
- **Presión:** Para obtener información sobre este parámetro, se compara con datos experimentales y propiedades termodinámicas de fluidos similares.
- **Densidad:** Al reconocer las distintas fases de las inclusiones y las densidades específicas de cada fase, se puede calcular la densidad general. Un análisis in-situ de la composición del mineral se puede hacer con la ayuda de una microsonda Raman y por consiguiente obtener la densidad.

- **Composición:** El comportamiento del fluido a bajas temperaturas permite conocer la composición de los fluidos subsaturados en sales, o de presencia de CH₄ en fluidos acuo-carbonosos (H₂O-CO₂). La presencia de halita en fase sólida implica un fluido sobresaturado. La determinación global de la composición de las inclusiones, se basa sobre las medidas de volumen de cada una de las fases, tomando en cuenta las densidades individuales.

Sorby en 1858, 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 podría 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, a la que tiene lugar durante el calentamiento experimental.

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

- 1) Homogeneización al estado líquido vía transición punto de burbuja Th (LV→L).
- 2) Homogeneización al estado de vapor vía transición punto de rocío Th (LV→V).
- 3) Homogeneización a un fluido supercrítico vía transición crítica Th (LV→SCF) o simplemente Th (crítica).
- 4) Homogeneización al líquido vía transición *liquidus* (fusión-disolución) Th (SL→L).
- 5) Homogeneización vía transición *vaporus* (sublimación), Th (SV→V).

En algunas inclusiones de gas, tales como N₂-CO₂ e inclusiones fluidas acuosas-gaseosas, tales como CO₂-H₂O ± sal y CH₄-H₂O ± sal, se pueden

observar dos o más transiciones de homogeneización conforme el calentamiento progresa según Diamond, L. W. (2003):

- (1) Homogeneización *parcial* de las fases no acuosas a baja temperatura, Th (LCO₂ Laq V→LV).
- (2) Homogeneización total de la inclusión a alta temperatura, Th (LV→L).

La temperatura de homogeneización final o total (Thf) 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.

IV.1.b. Temperatura de atrapamiento

La temperatura de homogeneización (Th) nos da una estimación de la temperatura de atrapamiento (Tt), sin embargo, la Th es una estimación mínima de tal temperatura y rara vez la Th representa la Tt real (Th=Tt solo cuando la inclusión fue atrapada en un sistema de fluidos inmiscibles o en ebullición). Para la obtención de la Tt, se tiene que realizar una corrección por presión cuya magnitud dependerá de la presión de homogeneización “Ph” (Ph=Pt solo cuando la inclusión fue atrapada en un sistema de fluidos inmiscibles o en ebullición), de la presión de atrapamiento (Pt) y de la pendiente de la isocora ($\Delta P/\Delta T$), esto es la corrección por presión = $(Pt-Ph)/(\Delta P/\Delta T)$. La Pt se puede conocer mediante datos geológicos de campo relacionados al espesor de la cubierta existente en el momento de atrapamiento o a través de algún otro geobarómetro independiente. De ser así, la Th medida puede ser corregida por presión para obtener de esta forma la Tt. Roedder, E. (1984), Goldstein & Reynolds (1994).

A fin de adquirir la pendiente de la isocora $\Delta P/\Delta T$, debemos conocer el punto de inicio de la misma sobre la curva de burbuja, dicho punto de inicio está indicado por la temperatura de homogeneización medida, la cual nos proporciona además

la presión de curva de burbuja (presión de vapor del fluido a Th) Shepherd, et al. (1985).

IV.1.c. Presión de atrapamiento

La estimación de la presión en el momento de atrapamiento de las inclusiones fluidas nos da entrada al entendimiento de su significado geológico y a la vez es un medio por el cual podemos hacer correcciones a las temperaturas de homogeneización para obtener la temperatura verdadera de atrapamiento. Las máximas presiones ejercidas sobre un fluido son las provocadas por la presión litostática cuando le cubren masas rocosas, sin embargo, si este fluido ha quedado expuesto a la superficie, la presión que se ejerce sobre él es la presión hidrostática.

Los métodos principales para la estimación de la presión de fluido partiendo de datos obtenidos de las inclusiones fluidas son:

- 1) La presión de vapor del fluido a Th. (presión mínima absoluta).
- 2) Isocoras del fluido usadas en conjunto con geotermómetros independientes (se puede usar la partición de elementos traza entre fases minerales coexistente, asociaciones minerales y geotermómetros de isótopos estables (Word y Fraser 1976; Shepherd 1985).
- 3) Intersección de las isocoras de los fluidos cuando estos coexisten.
- 4) Disolución de los minerales hijo (halita), especialmente en casos donde la temperatura de disolución es mayor que la temperatura de homogeneización (Shepherd, *et al.* 1985).

Para obtener una aproximación de la presión mínima de atrapamiento en inclusiones que fueron atrapadas a temperaturas más altas que las de la superficie, se determina la presión de la fase gaseosa de la inclusión a temperatura de laboratorio, ya sea por medio de trituración (*crushing*) o por espectroscopia Raman. A pesar de que este método subestima

significativamente la presión al momento de su atrapamiento, cuando menos proporciona una presión mínima de atrapamiento.

Otra manera de obtener una presión mínima de atrapamiento es mediante la determinación de la curva de punto de burbuja. Como se mencionó con anterioridad, esta estimación la fija el T_h sobre la curva de punto de burbuja que es el punto de inicio de la isocóra de la inclusión (Goldstein y Reynolds, 1994).

Para determinar la presión de formación real (más aproximada) se tiene que asumir que se conoce la temperatura de atrapamiento, ya que la posición de esta temperatura sobre la isocóra nos aporta la presión de atrapamiento. Las temperaturas a las cuales se tiene que recurrir se tienen que obtener por medio del conocimiento geológico y pueden estar basadas en, fraccionamiento de elementos traza entre fases minerales coexistentes, equilibrio de asociaciones minerales, composición mineral y geotermómetros de isótopos estables (Shepherd, *et al.* 1985). Otro medio de proporcionar una temperatura de atrapamiento es el uso de gradientes termobáricos actuales y asumir con grande probabilidad de error que es el mismo gradiente que existió al momento de que la inclusión fue atrapada, Goldstein & Reynolds, (1994).

Cuando se tienen fluidos inmiscibles en la inclusión, pueden también coexistir inclusiones con predominancia de uno u otro fluido, si este es el caso, se pueden calcular las isocóras de ambos fluidos y el punto en donde se cruzan está determinado por el par de temperatura y presión real de atrapamiento de las inclusiones.

La disolución de minerales hijos dentro de la inclusión, también nos ofrece la posibilidad de obtener una temperatura de atrapamiento y utilizarla como suministro para la determinación de la presión de atrapamiento (Shepherd, *et al.* 1985, Diamond L. W. 2003).

IV.1.d. Clasificación de las inclusiones

El criterio más importante para esta clasificación es la que se basa en el origen. 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 partir de las observaciones microscópicas, se puede distinguir tres tipos genéticos de inclusiones (primarias, secundarias y pseudosecundarias).

a) Inclusiones primarias

Son aquellas inclusiones que representan y contienen al fluido que dio origen al cristal que las contiene y formadas al mismo tiempo que éste, 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 (Figura IV.1) 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 mismo tiempo que entra el fluido, el término inclusión secundaria es relativo.

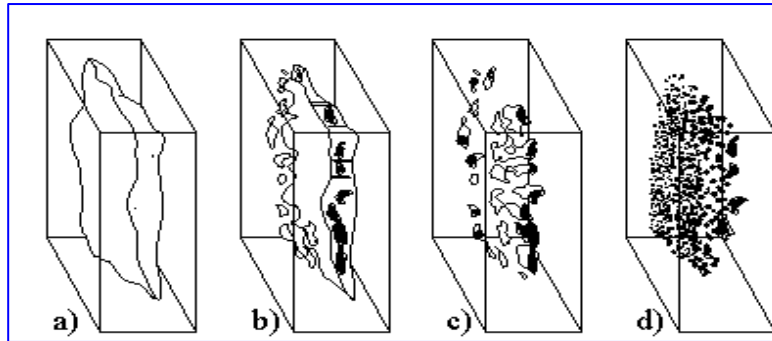


Figura IV.1. Cicatrización de una fractura en un cristal de cuarzo que da lugar a la formación de inclusiones secundarias. Si este proceso ocurre al tiempo que desciende la temperatura, las inclusiones individuales pueden tener relaciones gas/líquido variables (Roedder, 1962a).

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 IV.2.

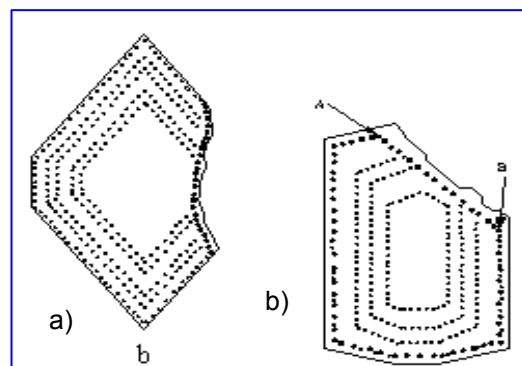


Figura IV.2. Inclusiones pseudosecundarias (Ermakov, 1950): a) Confinadas a superficies de corrosión planas. b) Asociadas con superficies de corrosión debidas a la exfoliación.

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 IV.3.

En la actualidad, otro intento de clasificación muy extendido es el de indicar con letras los diferentes tipos en función de las fases principales:

L. Homogenizan en fase líquida.

- No suelen llevar sólidos significativos.
- A veces no tienen fase vapor (monofásicas a temperatura ambiente).
- Tienen mayor densidad.
- Son las más abundantes.

V. Homogenizan en fase vapor.

- No suelen presentar sólidos significativos.
- La fase vapor ocupa un 50 %.
- Tienen menor densidad.

C. A temperaturas de 20°C, presentan 3 fases:

- L₁ (líquido fundamentalmente acuoso).
- L₂ (líquido fundamentalmente carbónico con CO₂, CH₄,...).
- V (vapor carbónico: CO₂, CH₄, N₂).

S. Este tipo contiene, por lo menos, un sólido.

- La fase líquida suele ser mucho mayor que la fase vapor.
- El sólido puede ser precipitado o atrapado mecánicamente. En el primer caso nos indica que el fluido está saturado en ese compuesto. Los sólidos más comunes son NaCl, KCl, anhidrita, nacolita, carbonatos de Ca y Mg, los minerales atrapados mecánicamente son sólidos que estaban en equilibrio con el medio.

G. Vidrio más fluido y/o fases sólidas, son frecuentes en rocas volcánicas, subvolcánicas, meteoritos y muestras lunares, de apariencia similar, sin embargo presentan una o varias burbujas inmóviles, debido a su elevada densidad.

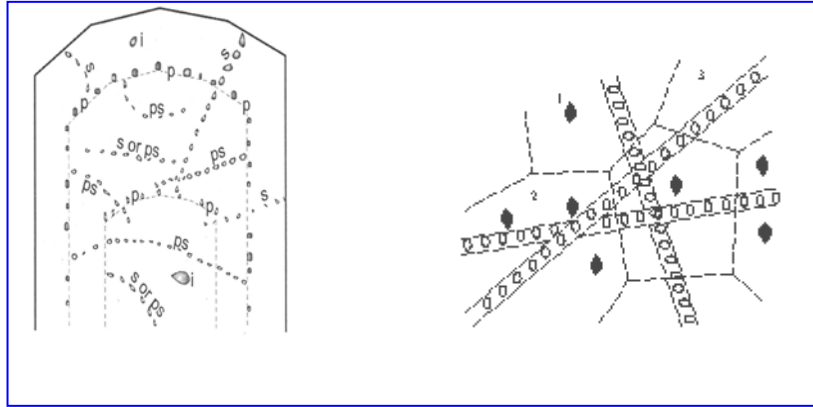


Figura IV.3. Inclusiones primarias y secundarias: A) En cristales idiomorfos: p = primaria; s = secundaria; ps = pseudosecondaria (Goldstein 2003). B) En rocas masivas: 1) Inclusiones aisladas en granos. 2) Inclusiones a lo largo del borde del grano. 3) Líneas de inclusiones a lo largo de fracturas cicatrizadas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

IV.1.e. Conceptos importantes

- **Temperatura de homogeneización (Th):** 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 que 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 en donde 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 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 donde el líquido y vapor se comportan termodinámicamente de una misma manera, se relaciona con una densidad crítica.
- **Temperatura eutéctica (Te):** es la temperatura en la cual inicia la fusión de las fases congeladas de un sistema. Por ejemplo, la temperatura eutéctica para el sistema H₂O-NaCl es -20.8° C. Para H₂O-KCl es -10.6° C.
- **Punto triple (Pt):** representa la temperatura en que coexisten las tres fases sólido-líquido-vapor. El punto triple del H₂O es 0.01° C y el del CO₂ -56.6° C.
- **Isocora:** curva de igual densidad de un fluido (volumen constante).
- **Curva de punto de burbuja:** es la curva de equilibrio entre vapor y líquido.
- **Curva de fusión:** curva de equilibrio entre líquido y sólido.
- **Curva de sublimación:** curva de equilibrio sólido-vapor.

IV.1.f. Fundamento de estudio

Para estudiar las inclusiones fluidas es necesario tener en cuenta ciertos parámetros admitidos para que los resultados sean válidos. 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.
- Una vez atrapado el fluido, se supone que la cavidad permanece hermética y químicamente inerte. En este caso, las características físico-químicas del fluido, como la composición, volumen y 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.
- Conocer las relaciones espacio-temporales entre el evento del atrapamiento y el proceso geológico de interés.
- Que los efectos de la presión sean insignificantes o conocidos.

No obstante, se debe tener en cuenta una serie de fenómenos que pueden presentarse en muchas inclusiones y que son contrarios a la completa validez de estas hipótesis, entre los que se destacan:

- Las capturadas en sistemas heterogéneos. Durante el crecimiento cristalino, el fluido puede llevar partículas en suspensión, que provienen de la rotura de la roca encajonante y del material que cristaliza al mismo tiempo. Estos sólidos aparecen en el interior de las inclusiones en cantidades y tamaños variables.
- Otro factor a tener en cuenta es la posibilidad de que se produzca la captura simultánea de dos fases inmiscibles, glóbulos de petróleo o una fase rica en CO₂ en un líquido acuoso.
- Cuando el ambiente donde crece el cristal es un sistema heterogéneo de dos fluidos pueden quedar atrapadas simultáneamente inclusiones inmiscibles de ambos.

IV.1.g. Cambios post-atrapamiento que pueden producirse diversos cambios en las fases capturadas y en la naturaleza física de la inclusión

a) 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. Esta nueva fase mineral es difícil de ver y frecuentemente se ignora (Ermakov, 1950). 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, 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 IV.4., que ilustra 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).

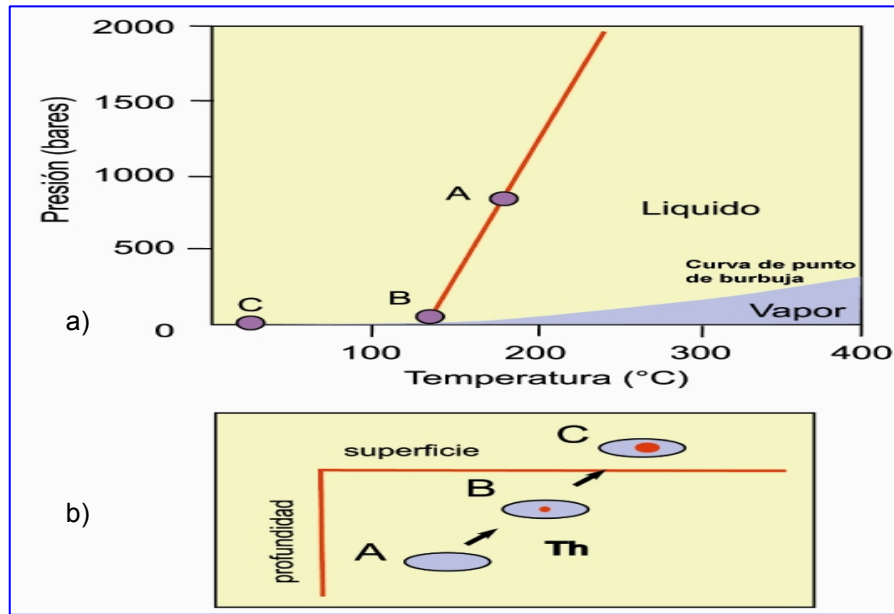


Figura IV.4. Comportamiento termodinámico de una inclusión fluida: a) Isocora en el plano Presión – Temperatura; b) Esquema que muestra los cambios de fase en una inclusión fluida al ser movida a superficie.

Así cuando una muestra es recuperada a profundidad (punto A en la Figura IV.4.), 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 IV.4) 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 IV.4) 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 (T_h) 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 encajante. Estos cristales se denominan cristales hijos. El más común es el NaCl, aunque también se han encontrado entre otros, sulfatos y carbonatos. A excepción del NaCl, el volumen de estos minerales hijos es tan pequeño que no se pueden identificar normalmente al microscopio.

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.

b) Cambio del emplazamiento y la morfología

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 IV.5.

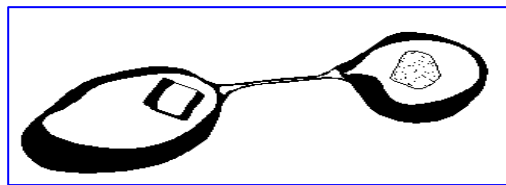


Figura IV.5. Inclusión con estrangulamiento (necking down).

Resultado de ello es el cambio de forma o la creación de inclusiones más pequeñas con fases heterogéneas que puede afectar a 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 esto, 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 IV.6.a, 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 efecto posterior 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 originalmente tenía, ya que las inclusiones que sufrieron *necking down* aún contienen fluidos de densidad representativa del fluido que fue inicialmente atrapado.

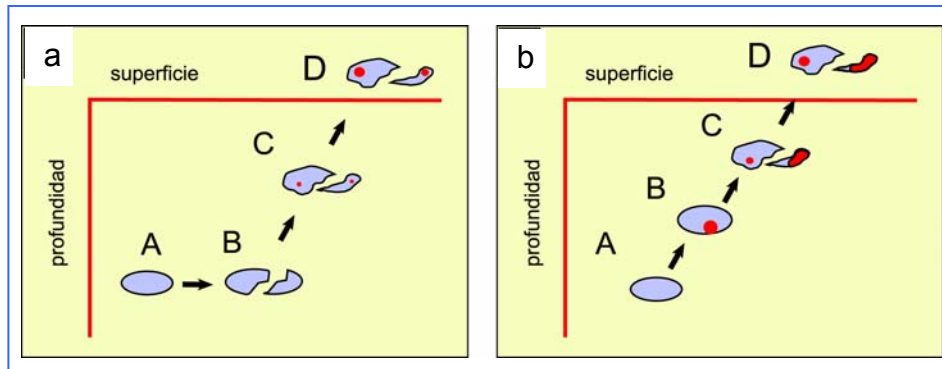


Figura IV.6. Efecto del Necking-down: a).- En una inclusión que sufre cambio de forma cuando se encuentra en una sola fase; b).- En una inclusión que sufre necking-down cuando esta ha cambiado de fase.

Para el segundo caso, la Figura IV.6.b, muestra el proceso de cambio de forma que originan las 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 IV.6.b. 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.

1. *Stretching* (aumento de volumen de una inclusión), 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 Th.

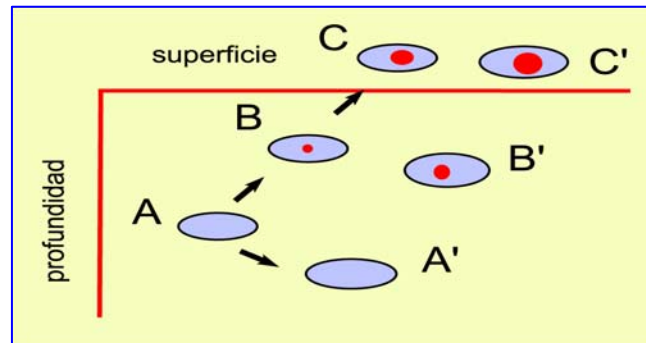


Figura IV.7. Efecto del *stretching* en una inclusión fluida.

La Figura IV.7, 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 un Th mayor para cada inclusión que ha sufrido *stretching*.

2. Apertura y/o decrepitación y relleno con fluidos nuevos (*leaking*), ver Figura IV.8. 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.

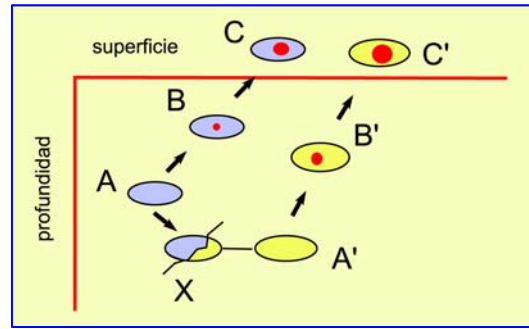


Figura IV.8. Efecto de rompimiento y relleno de una inclusión fluida (leaking).

La Figura IV.8., 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.

IV.1.h. Detección de los fenómenos pos-atrapamiento

Existe una manera gráfica que nos puede servir para detectar los fenómenos de post-atrapamiento como se muestra en la Figura IV.9; donde el comportamiento de la T_h 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.

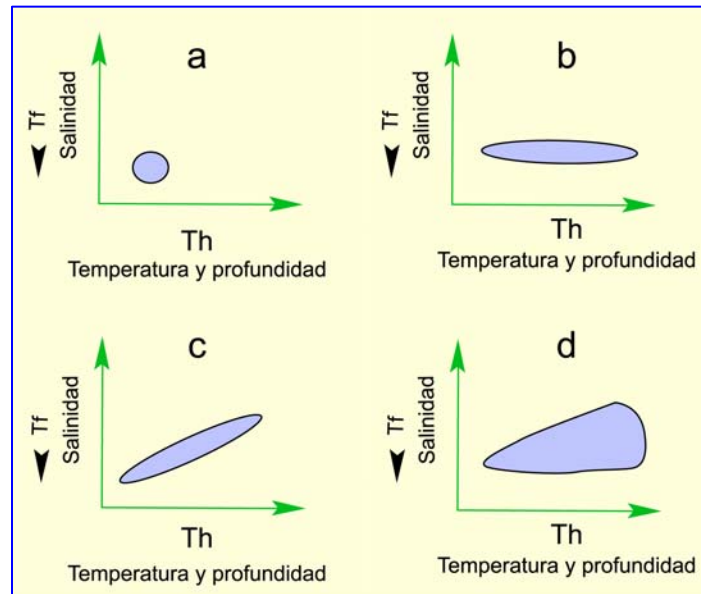


Figura IV.9.- Diagramas Th-Salinidad (T_f): a) Representa la población original de inclusiones fluidas; b) Población de inclusiones fluidas que han sufrido *stretching*; c) Población de inclusiones que han experimentado fracturamiento-relleno y d) Población de inclusiones que han experimentado fracturamiento-relleno y *stretching* (tomado de Goldstein y Reynolds 1994).

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 IV.1.9, los datos que no han estado sujetos a *stretching* o a *leaking* presentan un patrón circular (Figura IV.9.a). 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 IV.1.9.b).

Las inclusiones que han perdido fluido y han vuelto a llenarse, generalmente trazan un tren lineal hacia mayores valores de Th-salinidad (Figura IV.9.c), 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 IV.9.d).

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

IV.1.i. Microtermometría

La microtermometría esta basada en la medida de las temperaturas a las que se producen los cambios de fases en las inclusiones cuando éstas se someten a un progresivo aumento de la temperatura para lograr las fusiones; la fusión de fases sólidas (sales, hidratos, etc.) y la homogeneización de sistemas gas-líquido se convierten en una sola fase gaseosa o líquida. Las temperaturas de homogeneización dan valores sobre el fluido atrapado, mientras que las temperaturas de fusión permiten estimar la densidad. Como se ha mencionado anteriormente la temperatura de homogeneización se considera la temperatura mínima de formación de las inclusiones.

a. Equipo

El equipo microtermométrico que se muestra en la Figura IV.10., consta de una platina calentadora-refrigeradora marca Linkam, microscopio Olympus, una consola que sirve para medir y regular la temperatura, fuente de luz fría de 150 W y un sistema de video. La platina está instalada sobre la del microscopio petrográfico Olympus. El rango de temperaturas que se pueden conseguir con esta platina es de -180° y $+600^{\circ}$ C.

b. Proceso de enfriamiento

En éste proceso las inclusiones fluidas se congelan (por la circulación de nitrógeno líquido) y se procede a su recuperación hasta la temperatura ambiente mediante el contacto del aire atmosférico con la platina. Generalmente la congelación se produce bruscamente, observándose una pérdida de

transparencia en el contenido de la inclusión, la cual adquiere un aspecto escarchado.



Figura IV.10. Equipo microtermométrico con platina calentadora-refrigeradora Linkam, consola de controles, microscopio Olympus con duplicador de aumentos, deposito de nitrógeno líquido, sistema de video (Centro de Geociencias, UNAM.)

c. Proceso de calentamiento

En este proceso la “temperatura de homogeneización” es aquella en que dos fases distintas de una inclusión se transforman en una fase única. La temperatura de homogeneización, permite determinar fácilmente la densidad del líquido atrapado en la inclusión si el sistema químico es simple. Para ello es preciso conocer la naturaleza del fluido, disponer de datos necesarios (valores experimentales o ecuaciones de estado) para la construcción de las gráficas PVT correspondientes y aceptar que la masa y el volumen de la inclusión no varían ni durante el enfriamiento geológico ni por el calentamiento en el laboratorio, ya que como se ha podido demostrar experimentalmente, algunas veces puede ocurrir.

IV.1.j. Los principales sistemas térmicos

a. El sistema H₂O-NaCl

La mayoría de las inclusiones fluidas de líquido y vapor encontradas en la naturaleza pueden ser modeladas mediante el sistema H₂O-NaCl, sobre todo en sistemas de baja temperatura para medir la salinidad de inclusiones acuosas, ya

que el decaimiento del punto de congelamiento del agua pura es directamente proporcional a la cantidad de sal en solución.

Debido a que es difícil observar en que momento el líquido de la inclusión se solidifica en su totalidad, se usa la medida de la temperatura de fusión “ T_m ”, la cual se logra al someter el agua a calentamiento ya congelada y registrar la temperatura a la que funde el último cristal de hielo. Las “ T_m ” se reportan por convención como “equivalentes en porcentaje en peso de NaCl” (*Weight % NaCl eq.*), a menos que el comportamiento de la fusión o la presencia de fases hijas indiquen la presencia de cationes adicionales (Shepherd, et al. 1985; Belkin H. E. 1994; Bodnar and Vityk, 1994).

La Figura IV.11., muestra las relaciones de fase H_2O -NaCl en la región de baja temperatura, incluyendo la relación entre la salinidad y la temperatura de fusión, a partir de este diagrama se puede calcular la salinidad pero igualmente se puede hacer por medio de la ecuación propuesta por Bodnar (1992) en la cual se relaciona el abatimiento del punto de congelación (freezing point depresión) con la salinidad por medio de la ecuación:

$$\text{Salinidad (peso \%)} = 0.00 + 1.78\theta - 0.0442\theta^2 + 0.000557\theta^3$$

Donde: θ es el abatimiento del punto de congelación (FPD) en grados Celsius. (FPD = temperatura de congelación negativa).

Esta ecuación es útil para el rango de composiciones desde el agua pura hasta la composición eutéctica (23.2 wt % NaCl) y un rango de temperatura desde 0.0° C hasta la T_e (-21.2° C). Shepherd, *et al.* (1985); Belkin H. E. (1994); Bodnar and Vityk, (1994); Bodnar, R. J. (2003).

La medición de la temperatura eutéctica T_e (temperatura a la cual aparece el primer líquido después de haber congelado la inclusión en su totalidad y es

característica de cada sistema) y nos puede ser útil en la elección del sistema químico apropiado; este fenómeno es muy difícil o casi imposible de observar, sin embargo, realizar el registro de la primera temperatura de fusión “observable” en ocasiones es de gran utilidad.

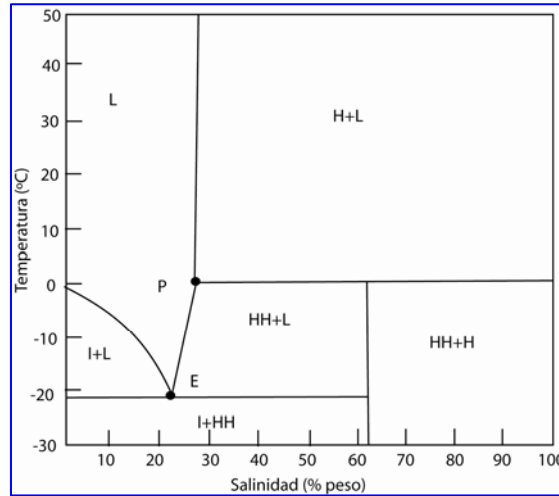


Figura IV.11. Relaciones de fase vapor-saturadas en el sistema NaCl-H₂O a baja temperatura. I= hielo; L=líquido; HH=hidrohalita; H=halita; P=peritético (0.1°C, 26.3wt. % NaCl; E=eutéctico (-21.2°C, 23.2 wt. % NaCl). Tomada de Bodnar and Vityk (1994).

Para este sistema los valores de la temperatura eutéctica (T_e) es igual a 21.2° C y la del punto peritético (T_p) es de 0.1° C con salinidades entre 23.3 wt % a 26.4 wt % NaCl. Para las inclusiones con salinidades superiores a 26.3 wt % NaCl, se pueden aproximar las salinidades en función de la temperatura de disolución de la halita de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$\text{Salinidad (peso \%)} = 26.242 + 0.4928\psi + 1.42\psi^2 - 0.223\psi^3 + 0.04129\psi^4 + 6.295 \times 10^{-3}\psi^5 - 1.967 \times 10^{-3}\psi^6 + 1.1112 \times 10^{-4}\psi^7$$

Donde: $\psi = T (^{\circ} \text{C})/100$

La aplicación de esta ecuación tiene algunas restricciones que dependen de la presión al momento de la disolución de la halita y de la salinidad (Bodnar, R. J. 2003).

b. El sistema H₂O-NaCl a elevadas temperaturas y presiones

El sistema H₂O-NaCl es de un gran interés físico-químico. Desde hace tiempo se ha conocido que sistemas con dos componentes caen en dos tipos de comportamiento:

- a) Una clase del sistema muestra una superficie continua de tres-fases y una curva crítica que continúa extendiéndose desde la temperatura y presión crítica de uno de los componentes a la del otro.
- b) La segunda clase del sistema muestra una región discontinua de tres-fases y una curva crítica discontinua finalizando en dos puntos críticos. El sistema H₂O-NaCl ilustra el caso una curva crítica continua y el sistema H₂O-SiO₂ (Kennedy, Wasserburg, Heard y Newton), ilustran el caso de la superficie crítica discontinua y la finalización de la curva crítica discontinua en dos puntos críticos finales con dos regiones de tres-fases. Ciertamente las características del sistema H₂O-NaCl son directamente aplicables al problema de origen de los sistemas termales y aguas en geiser.

Algunas propuestas actuales para el estudio de este sistema son por medio de métodos artificiales, detonando un dispositivo de fisión o fusión en un lecho subterráneo salado o domo salino, donde la energía liberada fundirá una cantidad significativa de NaCl. En una alta presión de agua se admite que este cuerpo de sal fundida será convertido a vapor, para evaluar tal sistema es necesario el conocimiento de temperaturas, presiones y composiciones de las fases coexistentes (líquida y vapor).

Otros métodos propuestos que involucran la evaporación a altas presiones y temperaturas es por ejemplo, la desmineralización de agua marina; Otro factor importante a considerar es el conocimiento de los valores de concentración de sales en equilibrio existentes en el sistema. En 1942 Keevil mostró que el sistema binario H₂O-NaCl pertenece a la clase de sistemas en el cual una superficie continua de tres-fases se extiende desde el punto final de agua pura

H₂O al sistema puro de NaCl. Por lo tanto la curva de saturación para la solución acuosa de NaCl es continua hacia arriba del punto de fusión de la sal. La curva crítica está a presiones más altas que la curva de saturación.

Adams y Gibson (1930) mostraron que el eutéctico en el sistema H₂O-NaCl es a -21.1° C. Las fases sólidas presentes son el hielo más el hidrato NaCl·2H₂O y el líquido en equilibrio con las dos fases sólidas en el punto eutéctico contiene 23.3 wt %; además de determinar la fusión incongruente del NaCl·2H₂O por arriba de los 12,000 bares. Adams (1931) también estableció el diagrama de equilibrio para el sistema H₂O-NaCl a 25° C por arriba de los 16000 bares. Otros estudios llevados a cabo por Sourirajan y G.C. Kennedy (1962) redeterminaron la presión de vapor de soluciones acuosas saturadas de NaCl en un intervalo de

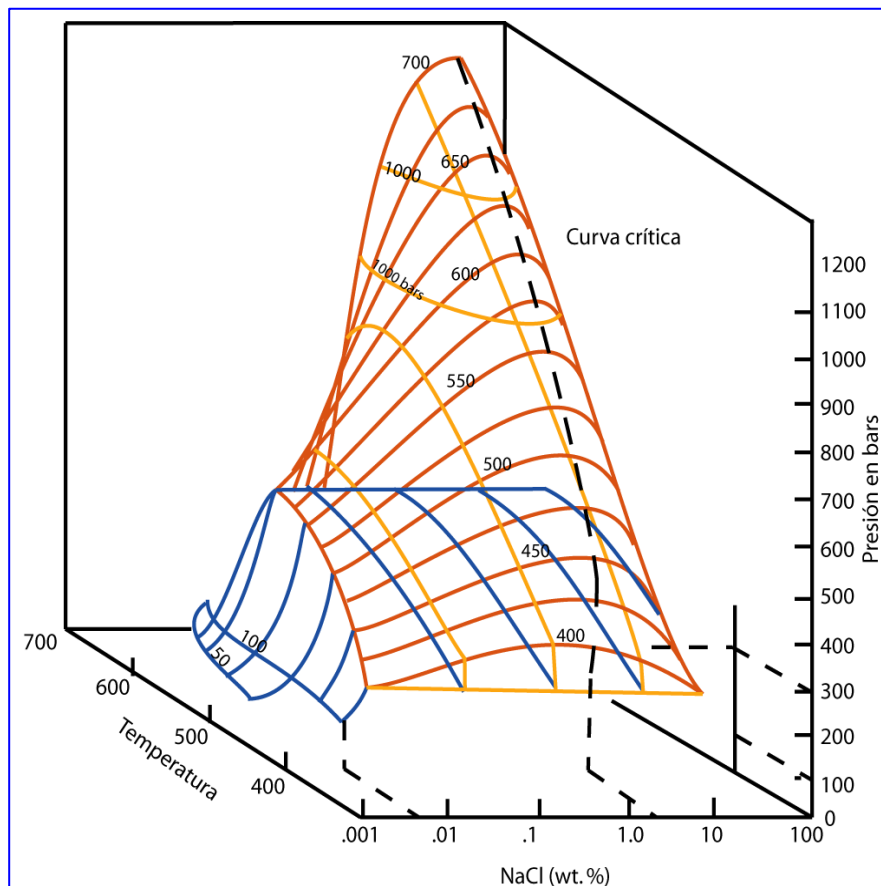


Figura IV.12. Modelo para la temperatura-presión-composición en el sistema H₂O-NaCl (Sourirajan S. Kennedy G.C. 1962).

temperatura de 250-700° C. dichas determinaciones fijan la temperatura y la presión de los límites de la curva gas-sólido-líquido.

Sourirajan estipuló por lo tanto las solubilidades entre las fases sólido-líquido-vapor del NaCl en rangos de temperaturas de 350°-750° C con presiones arriba de la presión de saturación, además determinó las composiciones en la región gas-líquido coexistentes por arriba de la presión crítica (700° C), con rangos de temperatura que van de los 350-700° C y aproximadamente de 1240 bares. Los resultados de todos los datos de Sourirajan (1962) para el sistema H₂O-NaCl se muestran en la Figura IV.12., donde la presión, temperatura y composición se relacionan entre si; esta figura muestra la composición del gas en equilibrio con el sólido, la superficie de fusión con los gases, líquidos, sólidos coexistentes, las curvas envolventes que relacionan la composición de las dos fases fluidas, la composición y presión crítica para cada curva estudiada.

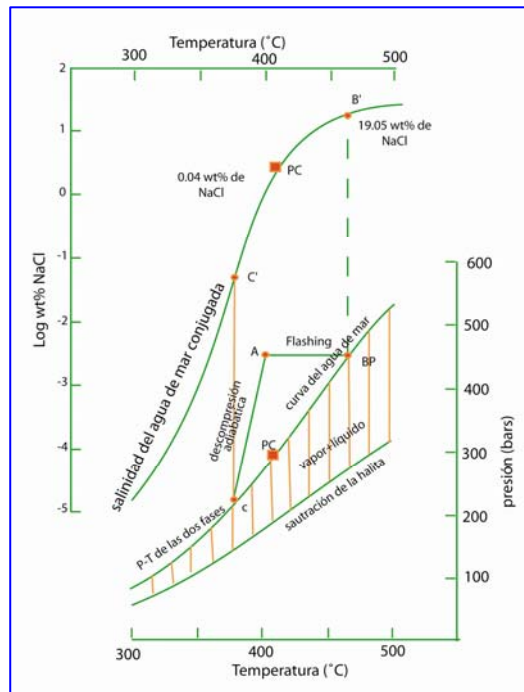


Figura IV.13. Modelo teórico de un sistema geotermal salino en el piso oceánico, delimitando las fases líquido-vapor.

Otro trabajo experimental para las relaciones de equilibrio vapor-líquido en el sistema $H_2O-NaCl$ es el de Bischoff James y Pitzer (1989), los cuales reunieron datos para la P-T-x en el rango de 300° a 500° C, un rango en el cual el sistema cambia de un comportamiento subcrítico a crítico, además ajustaron los resultados a un modelo teórico de un sistema geotermal salino, para agua de mar (3.2 wt % NaCl) en el piso oceánico, con el objetivo de entender el comportamiento de la región de dos fases (líquido-vapor) en el mismo. Sus resultados se muestran en la Figura IV.13.

De acuerdo con estos autores, el punto crítico se puede observar como una inflexión en la curva de P-T, punto en el cual el 3.2 % de NaCl del agua marina intersecta la curva crítica del $NaCl-H_2O$, estos puntos separan la curva de ebullición de la curva de condensación. La parte mas alta de la curva mostrada en esta figura, describe la composición de la salmuera de vapor o condensada, que inicialmente se separa del agua marina debido a la temperatura (curva conjugada).

En su ejemplo, en la circulación existente entre la parte superior de la cámara magmática y el piso oceánico pueden suceder dos cosas que hagan que se llegue al límite de dos fases, ya sea por calentamiento rápido (flashing) o por descompresión. El calentamiento se puede dar cuando el agua de mar se pone en contacto con magma fundido (como en una intrusión). En el punto A se consideró agua de mar a 450 bars de presión hidrostática y a 400° C, figurando el tope de una cámara magmática en el caso de desprendimiento del piso oceánico, si el agua de mar esta sujeta a calentamiento, la temperatura se eleva abruptamente hasta el punto B, donde el límite de las dos fases se encuentra a 464° C, en este punto el agua de mar golpea la curva de P-T como vapor, y la conjunción inicial es un líquido (punto B') a 19.5 wt % de NaCl. En el caso de la descompresión, una sola fase de agua marina comienza a elevarse hasta el punto A, y como una consecuencia, la presión decrece.

c. Sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2$

Las inclusiones fluidas que se pueden modelar con este sistema son comunes en varios ambientes, incluyendo ambientes de cuencas sedimentarias. Para la identificación de inclusiones que contienen $H_2O-NaCl-CaCl_2$, se puede usar la característica que tienen de presentar baja temperatura (entre $-40^\circ C$ y $-50^\circ C$) en su primer fusión durante la etapa de congelación, (la T_e de este sistema es $\approx -52^\circ C$). La mayoría de las IF con dos fases (L+V) en este sistema, al congelarse se forma una mezcla de hielo, hidrohálita y antarctícita (Figura IV.14.).

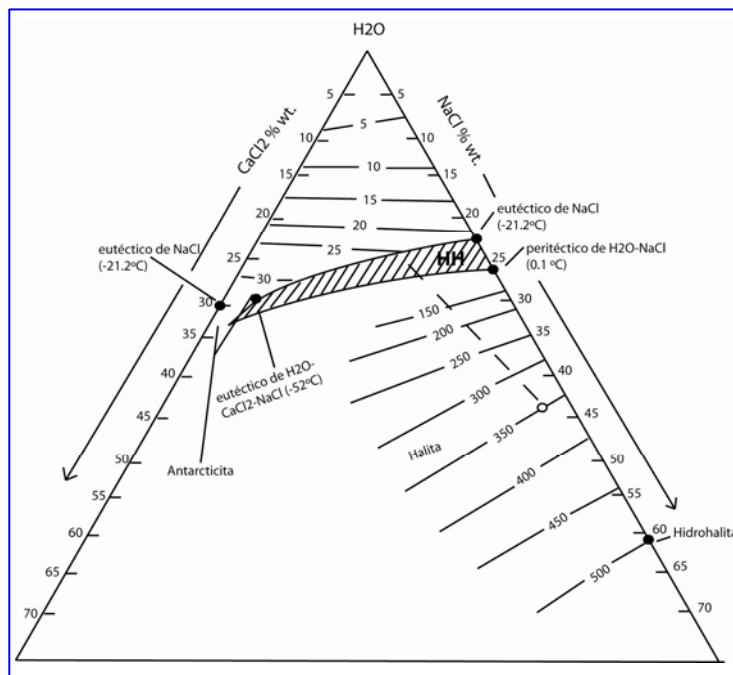


Figura IV.14. Equilibrio de fases vapor-saturadas en el sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2$ mostrando isotermas (en grados Celsius) de solubilidad de halita y fusión de hielo (modificada de Vanko, *et.al.*, tomada de Bodnar, 2003).

La composición de la masa se define por la trayectoria de mezcla con la isoterma apropiada en el campo de hielo estable Shepherd, *et al.*, (1985). Como ejemplo, véase la Figura IV.16., la hidrohálita desaparece a $-25^\circ C$ y el hielo se funde a $-10^\circ C$, la inclusión debe tener una composición indicada por el círculo negro, sobre la isoterma de $-10^\circ C$.

Sin embargo, en la práctica es muy difícil distinguir entre el hielo y la hidrohalita, lo cual dificulta determinar la temperatura a la que la hidrohalita desaparece. Bodnar, R. J. (2003) menciona que Hynes (1985) describe una técnica que facilita la identificación de fases y determina las temperaturas de fusión y Samson and Walter (2000) describen una técnica criogénica (Raman) que detecta la presencia o ausencia de hidrohalita en las IF durante la microtermometría a baja temperatura.

Para las IF que a temperatura de laboratorio presentan también halita como mineral hijo, su composición ideal puede ser determinada por la medición de la temperatura de disolución de la hidrohalita (halita-hidrohalita), seguido por la medición de la temperatura de disolución de la halita a alta temperatura. Sin embargo, es difícil determinar exactamente la temperatura a la cual se disuelve el último cristal de hidrohalita, además de otros factores que introducen errores y que influyen en cálculo de la salinidad total de la inclusión. Bodnar, R. J. (2003), Vanko et al. (1988) y Williams-Jones & Samson (1990) utilizaron la temperatura de fusión del hielo y las temperaturas de disolución de la halita para estimar la composición de las IF con halita en el sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2$, de esta manera se evitaron problemas y redujeron el error en los cálculos de la salinidad. Como ejemplo, en la Figura IV.14., se muestra el comportamiento de una inclusión con halita en la que el hielo funde a $-25^{\circ}C$ y la halita se disuelve a $350^{\circ}C$, debe tener una composición indicada por el círculo negro sobre la isoterma de $350^{\circ}C$.

IV.2. Isótopos estables

IV.2.a. Generalidades de la geoquímica isotópica

El estudio sistemático de las concentraciones de los distintos isótopos estables de ciertos elementos (H, Li, B, C, N, O, Si, S, y Cl), abundantes en la naturaleza, ha permitido conocer con mayor certeza numerosos procesos geológicos. Por tal razón la geoquímica de los isótopos estables se ha convertido en una disciplina complementaria indispensable, particularmente en aquellos que implican

interacciones entre fluidos y rocas. La base de esta herramienta es comprender los mecanismos y magnitudes del fraccionamiento isotópico en ciertos procesos geológicos; los factores de fraccionamiento isotópico es en función de la temperatura, parámetros geoquímicos y efectos cinéticos de los isótopos (Ohmoto, 1986).

Por ejemplo las concentraciones minerales se lleva acabo por la intervención de varios procesos en la corteza, algunos se relacionan a ambientes magmáticos y/o volcánicos, actividad bacteriana en sedimentos marinos; además las aguas meteórica o marina que circulan en la masa rocosa tienen un papel importante en estos procesos, ya que están enriquecidas por constituyentes mineralizantes, debido a la reacciones con las rocas y fluidos liberados durante la diagénesis y/o efectos de metamorfismo; también ciertos yacimientos minerales preexistentes pueden cambiar sus condiciones fisicoquímicas iniciales para adaptarse a las nuevas condiciones que el medio impone. Los procesos antes mencionado es posible comprenderlos con la ayuda de estudios de geoquímica isotópica y de esta manera comprender en parte la evolución en los conceptos de la génesis de yacimientos minerales (Ohmoto, 1986).

Los isótopos son átomos de un elemento cuyos núcleos contienen el mismo número de protones (Z), pero distinto número de neutrones (N) y sumados dan la masa atómica (A). Todos los isótopos de un elemento ocupan el mismo lugar en la tabla periódica y poseen las mismas propiedades químicas, en la naturaleza existen al menos 260 isótopos estables (no radiactivos).

Las características distintivas de estos elementos son:

- Elementos con número atómico bajo.
- Existe una gran diferencia relativa de masas entre sus isótopos.
- Los enlaces que forman son principalmente de carácter covalente.
- Tienen más de un estado de oxidación.

- Forman una amplia variedad de compuestos o son constituyentes importantes de los sólidos y fluidos existentes en la naturaleza:
- La abundancia del isótopo pesado o raro debe ser lo suficientemente alta para permitir mediciones precisas.
- Tienen una abundancia variable debido al fraccionamiento isotópico causado por procesos físicos, químicos y biológicos en la naturaleza (Faure, 1986)

La geoquímica de los isótopos estables, estudia la variación existente en un compuesto entre el isótopo pesado y el ligero, por ejemplo en los minerales de sulfatos las relaciones principales son: D/H, $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y en minerales de carbonatos: $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. La composición isotópica de las sustancias se expresa en delta (δ) como una variación “por mil” (‰) (Seal *et al.* 2000), relativa a un material de referencia llamado “Standard” (*Viena Standar Mean Ocean Water, Pee-Dee-Belemnite, Canyon Diablo Troilite o Iron Meteorite*), usualmente se representa por las iniciales (V-SMOW, PDB, CDT), para el oxígeno son usados los dos primeros, mientras que para el carbono se emplea el PDB y para el azufre se utiliza el CDT.

La aplicación de la geoquímica de los isótopos estables, particularmente del C, O, S e H, generalmente ha sido en la exploración minera, esta disciplina es útil en la localización de áreas favorables con yacimientos minerales; concretamente es posible detectar las trazas de los flujos hidrotermales que han circulado a través de las rocas, lo que permite delimitar halos, anomalías o bien caracterizar las aguas (salmueras), que pudieron dar origen a las secuencias minerales presentes. Otra característica interesante de dichos isótopos, especialmente de los de O y de S es la aplicación de geotermometría y en la determinación de ambientes, de esta manera es posible determinar las temperaturas en los procesos geológicos (Seal *et al.*, 2000).

El estudio de isótopos estables en minerales de sulfatos nos auxilia para entender la historia geoquímica de los sistemas geológicos, aprovechando el hecho de que todos los minerales de sulfatos pueden proporcionar datos isotópicos de S y O, además el yeso proporciona datos de isótopos de hidrógeno (Seal *et al.*, 2000).

IV.2.b. Factor de fraccionamiento isotópico (α)

La distribución de los isótopos estables entre fases coexistentes A y B, se describe como el “factor de fraccionamiento”, α_{A-B} definido por: $\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B}$, donde

R es la relación entre el isótopo ligero y el pesado en la fase indicada por el subíndice.

Valor delta

Se define como valor δ a la relación: $\delta_X = \left(\frac{R_X - R_{std}}{R_{std}} \right) \times 10^3$

Donde R_x es la relación entre el isótopo pesado y ligero en la sustancia problema y R_{std} , la misma relación en una sustancia-patrón. Así, el resultado expresa la diferencia de relación isotópica respecto a un patrón y se representa en tanto por mil (‰).

Para comparar los δ entre dos sustancias coexistentes (A y B) utilizamos otro valor, el Δ_{A-B} definido como la diferencia $\delta_A - \delta_B$. Existe una relación entre

α y δ . A partir de la definición de α , tenemos: $\alpha_{(A-B)} - 1 = \frac{R_A}{R_B} - 1$

De la definición de δ tenemos: $\delta_A = \left(\frac{R_A - R_{std}}{R_{std}} \right) \times 10^3$ $\delta_B = \left(\frac{R_B - R_{std}}{R_{std}} \right) \times 10^3$,

entonces, $\alpha = \frac{1 + \delta_A/1000}{1 + \delta_B/1000}$

Aplicando logaritmos neperianos:

$\ln \alpha = \ln (1 + \delta_A/1000) - \ln (1 + \delta_B/1000) \approx \delta_A/1000 - \delta_B/1000$, dado que cuando $X \rightarrow 0$, $\ln (1+X) \approx X$ y $1000 \ln 1.00X \approx X$.

Finalmente: $1000 \ln \alpha_{A-B} \approx \delta_A - \delta_B = \Delta_{A-B} = f(T)$

Mientras que $10^3 \ln \alpha$ es un valor correcto y tiene significado teórico, el valor Δ es una aproximación al mismo, válida cuando es inferior al 10 ‰.

IV.2.c. Fenómenos de fraccionamiento

Las discrepancias en la masa atómica, excitan diferencias importantes en el comportamiento de los isótopos en procesos naturales, por tal razón es posible diferenciar el agua (agua ligera y agua pesada).

	$H_2^{16}O$	$D_2^{18}O$	$H_2^{18}O$
Punto de fusión	0° C	3.81° C	0.28
Punto de ebullición	100° C	101.42° C	101.14° C
Densidad máxima	a 3.98° C	a 11.23° C	4.30° C
Viscosidad	1.002c poise	10 m poise	1.056c poise

La diferencia en el punto de ebullición entre la molécula de agua “ligera” ($H_2^{16}O$) y la “pesada” ($D_2^{18}O$) provoca, que la primera sea preferentemente extraída de un sistema sometido a evaporación. Esta diferencia de comportamiento hace que durante reacciones químicas o procesos físicos, tenga lugar una separación de las moléculas de un mismo compuesto que contienen cantidades distintas de los isótopos del mismo elemento, este proceso de separación recibe el nombre de fraccionamiento isotópico.

Los principales fenómenos que producen fraccionamientos isotópicos en la naturaleza son:

- Las reacciones de intercambio isotópico en el equilibrio, que provocan una redistribución de los isótopos de un elemento entre las distintas moléculas

que lo contienen y en razón de las distintas energías involucradas. Cabe señalar que la energía interna de una molécula gaseosa consta de tres componentes ($E_i = E_T + E_R + E_{VIB}$), E_T = energía de traslación, E_R = energía de rotación, E_{VIB} = energía de vibración; mientras que en sólidos y líquidos, la energía interna de las moléculas (E_i) es aproximadamente igual a la energía de vibración (E_{VIB}), dado que las componentes de traslación y rotación son despreciables.

- b) Los procesos de tipo cinético, son aquellos asociados a procesos rápidos, incompletos o unidireccionales tales como la evaporación, difusión, reducciones bacterianas etc.; la velocidad de la reacción depende de las composiciones isotópicas de los productos reaccionantes, incluye procesos físicos (evaporación, destilación, cristalización).

De acuerdo con la teoría, la energía cinética media de una molécula es la misma para todos los gases ideales a una temperatura dada. Otra consecuencia es la posibilidad de que las moléculas isotópicamente ligeras puedan abandonar un sistema y dejarlo enriquecido en moléculas isotópicamente pesadas. La magnitud del fraccionamiento isotópico se reduce hacia el valor en el equilibrio cuando la fase vapor se acerca a la saturación o a la presión de vapor de equilibrio, es decir, cuando la velocidad de transferencia de moléculas del estado líquido al gaseoso es igual a la del estado gaseoso al líquido. Cabe señalar que la condensación es un proceso mayoritariamente de equilibrio.

Los procesos de evaporación-condensación son procesos físicos en los que el fraccionamiento isotópico puede ser explicado mediante modelos de destilación

tipo Rayleigh:
$$\frac{R_v}{R_{v_0}} = f^{(\alpha - 1)}$$

Donde, R_{v0} = relación isotópica de la composición inicial; R_v = relación isotópica instantánea del vapor remanente (v); f = fracción del vapor residual y $\alpha = R_l/R_v$, l = líquido; v = vapor.

Esta ecuación describe el cambio en la composición isotópica de un vapor al perder agua (por lluvia) a partir de una condensación isotérmica. Expresándola en términos de delta: $\delta_v = 1000 \times (f^{\alpha-1} - 1)$

Cabe señalar que el agua de lluvia es del orden de un 10 ‰ más pesada (en oxígeno) que el vapor que queda en la nube, dado que las moléculas que contienen el isótopo pesado son más estables y tienen energías de disociación más altas que las que contienen el isótopo ligero, lo que facilitara que se rompan los enlaces. Los efectos isotópicos cinéticos derivados de las diferencias en estas energías de disociación pueden ser muy grandes; por lo regular estos efectos isotópicos concentran los isótopos ligeros en los productos de las reacciones y son importantes en procesos de baja temperatura.

IV.2.d. Factores que influyen en la composición isotópica

- **Composición química**

Las propiedades isotópicas de una sustancia dependen principalmente de la naturaleza de los enlaces químicos. En general, los enlaces con iones de alto potencial iónico y masa atómica baja, asociados a frecuencias de vibración altas, tienden a incorporar el isótopo pesado, Ej. el elemento Si^{4+} con carga eléctrica elevada y radio atómico pequeño, tiende a concentrar ^{18}O frente al Fe^{2+} , de mayor radio iónico. Es de mencionar que en la naturaleza, el cuarzo es siempre muy rico en ^{18}O , mientras que la magnetita es un mineral isotópicamente enriquecido en ^{16}O . Por otra parte el C^{4+} (ión de radio atómico pequeño y carga elevada) incorpora preferentemente el ^{18}O , en consecuencia los carbonatos son minerales con valores de ^{18}O elevados. Taylor y Epstein (1962) reportaron una regularidad en el enriquecimiento en ^{18}O en silicatos, esto se explica por un progresivo reemplazamiento de los enlaces Si-O por los Al-O. Un efecto similar

sucede con los sulfuros, Ej. La blenda o esfalerita (ZnS) contiene predominantemente ^{34}S con respecto a la galena (PbS).

- **Temperatura**

A partir de la relación entre α y K, se ha visto que el fraccionamiento isotópico (separación de los isótopos estables de un elemento entre dos fases minerales coexistentes), depende de la temperatura en el momento del equilibrio. Este concepto es la base de una de las aplicaciones más importantes de la geoquímica de isótopos estables (geotermometría). Para aplicar esta metodología, se necesita conocer las ecuaciones que relacionan los fraccionamientos isotópicos entre las temperaturas y minerales, además de asumir el “equilibrio isotópico” entre las sustancias consideradas.

Existen tres formas para calcular las constantes de equilibrio (fraccionamientos), en reacciones de intercambio isotópico, las cuales son: teóricos (mecánica estadística), experimentales y empíricos (calibraciones en datos analíticos).

- **Presión**

La presión tiene un efecto pequeño en los cambios relativos de volumen en las reacciones de intercambio isotópico, hay que considerar este factor debido a que a altas presiones los ritmos de reacción son más rápidos.

IV.2.e. Reservorios de Isótopos

Se entiende a los reservorios geoquímicos a las fuentes naturales que han servido de los constituyentes isotópicos tales como minerales, agua, gases y materiales biológicos.

- **Oxígeno**

Los valores del $\delta^{18}\text{O}$ en ambientes naturales fluctúan en un rango de 100 ‰ entre todos los reservorios (Figura IV.15.), la mayor variación de esta la presentan las aguas meteóricas (Figura IV.16.).

Los principales reservorios en el agua son: agua marina, agua meteórica y agua juvenil, existen otros tipos de aguas que pueden ser consideradas como producto de reciclado o mezclas de los reservorios principales son las aguas connatas, geotérmicas, metamórficas (Ohmoto 1986).

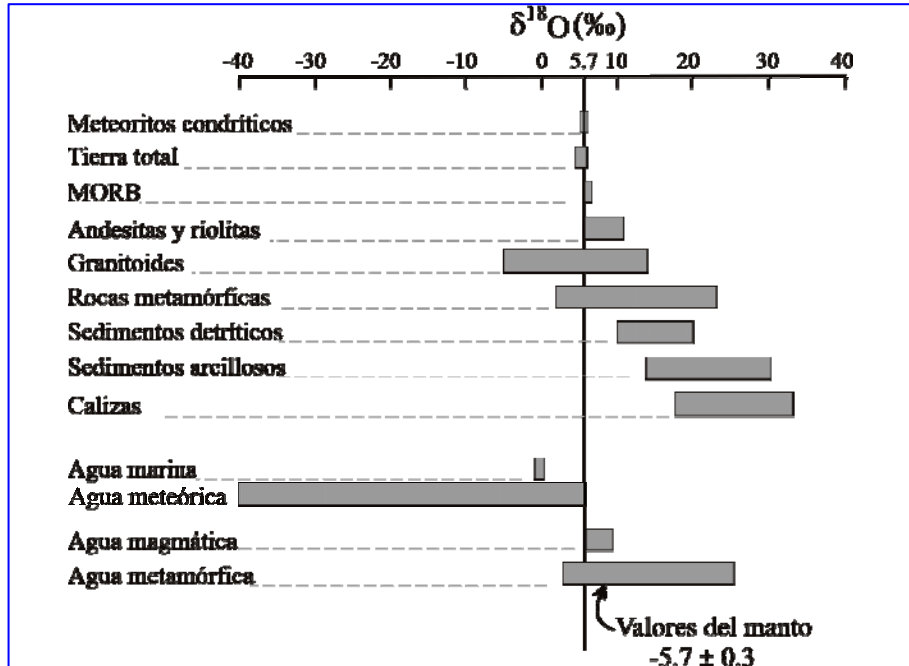


Figura IV.15. Reservorios naturales de isótopos de oxígeno. Datos de: Taylor (1974), Onuma et al., (1972), Sheppard (1977), Graham y Harmon (1983) y Hoefs (1987)

El comportamiento de la composición isotópica del agua marina moderna con respecto al δD y al $\delta^{18}\text{O}$, es bastante uniforme su variación es entre -7 a +5 ‰ y -1 a +0.5 ‰ respectivamente, con valores promedio cercanos a la composición del SMOW ($\delta\text{D} = 0.0$ ‰; $\delta^{18}\text{O} = 0.0$ ‰; Figura IV.17); sin embargo la composición isotópica del H y el O han variado a través del tiempo, tentativamente, tal variación sería de la magnitud entre 0 y -3 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y entre 0 y -25 ‰ para δD (Sheppard, 1986; Figura IV.17).

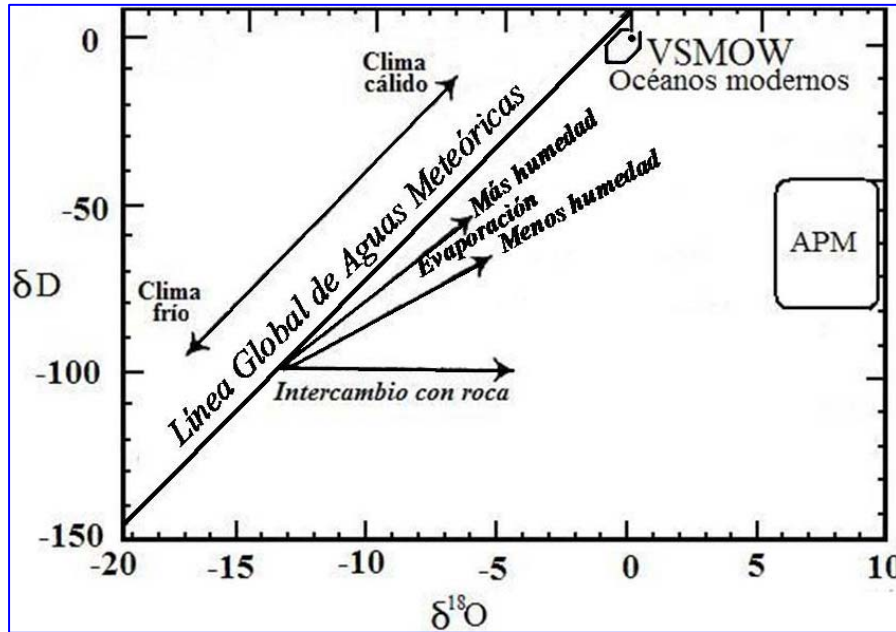


Figura IV.16. Gráfica de δD y $\delta^{18}O$ (‰) para varios reservorios de aguas y tendencias para procesos físicos y químicos que pueden alterar la composición isotópica del agua. VSMOW= Viena Standard Mean Ocean Water; APM= Agua Primaria Magmática ($\delta D = -40$ a -80 ‰; $\delta^{18}O = +5.5$ a $+9.5$ ‰) (Craig, 1961; Sheppard et al., 1969).

Las aguas meteóricas, originadas por precipitación, muestran una variación sistemática y predecible de δD y al $\delta^{18}O$ (Seal 2000), permitiendo una variación lineal, la cual genera una recta conocida como “Línea global de aguas meteórica” (Figura IV.19) descrita por la ecuación:

$$\delta D = 8 \delta^{18}O + 10 \quad (\text{Craig, 1961})$$

o por:

$$\delta D = 8.13 \delta^{18}O + 10.8 \quad (\text{Rozanski, 1963})$$

La relación lineal observada para las aguas meteóricas se describe como uno de los “procesos de destilación Rayleigh”, describen con precisión las variaciones isotópicas asociadas con procesos tales como: precipitación de minerales a partir de soluciones, la condensación-precipitación (lluvia, nieve) de la humedad atmosférica y, la reducción bacteriana de los sulfatos de agua marina a sulfuros entre otros (Seal 2000), los cuales son descritos por la ecuación:

$$R = R_0 f^{(\alpha^{-1})} \quad (\text{Broecker y Oversby, 1971}) \quad \text{que} \quad \text{en}$$

notación δ (p.e. para oxígeno y azufre) se transforma en:

$$\delta^{18}\text{O} = [(\delta^{18}\text{O})_0 + 1000] f^{(\alpha^{-1})} - 1000$$

$$\delta^{34}\text{S} = [(\delta^{34}\text{S})_0 + 1000] f^{(\alpha^{-1})} - 1000$$

Donde R_0 es la relación isotópica inicial y R es la relación isotópica cuando permanece una fracción (f) de la cantidad inicial, y α es el factor de fraccionamiento, ya sea en equilibrio o cinético.

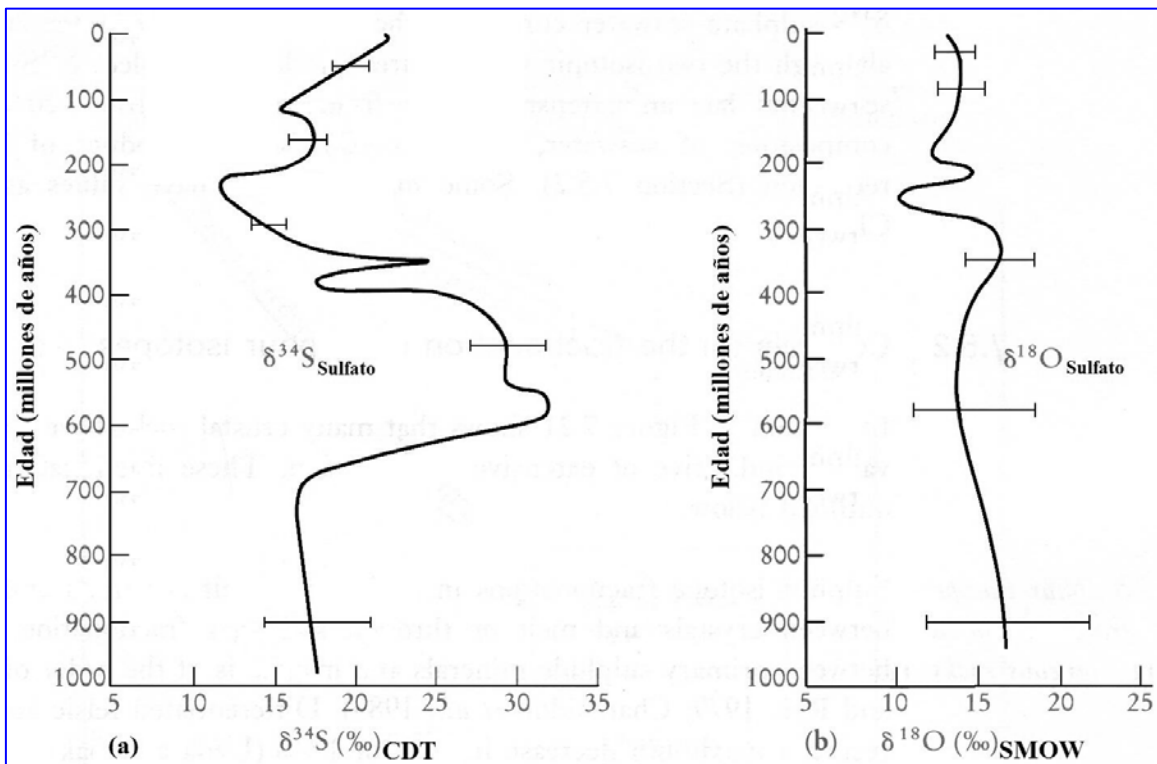


Figura IV.17. Curva de edad para $\delta^{34}\text{S}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en sulfatos en equilibrio con agua marina. Las curvas están basadas sobre la composición isotópica de sulfatos en depósitos de evaporitas y las barras de error muestran la incertidumbre en las curvas a diferentes intervalos de tiempo. Tomada de Rollinson, (1993).

El intemperismo de minerales de sulfuros, genera minerales secundarios de sulfatos, en estos interviene oxígeno proveniente de aguas y oxígeno derivado de la atmósfera (considerado como otro reservorio de oxígeno). La composición isotópica de este último, es bastante homogénea, su $\delta^{18}\text{O}$ promedio es de 23.5 ± 0.3 ‰ (Dole *et al.*, 1954).

El valores de $\delta^{34}\text{S}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para los sulfatos disueltos en aguas marinas han variado a través del tiempo, de acuerdo a la composición isotópica registrada en las secuencias de evaporizas se ha demostrado que ha habido variaciones de $\delta^{34}\text{S}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en los océanos antiguos en relación con los modernos (Claypool et al. 1980; Figura IV.17.).

- **Azufre**

Los reservorios para el azufre más comunes son: azufre derivado de meteoritos (estándar CDT “Cañon Diablo Troilite”) y el derivado del agua marina (Figura IV.18),

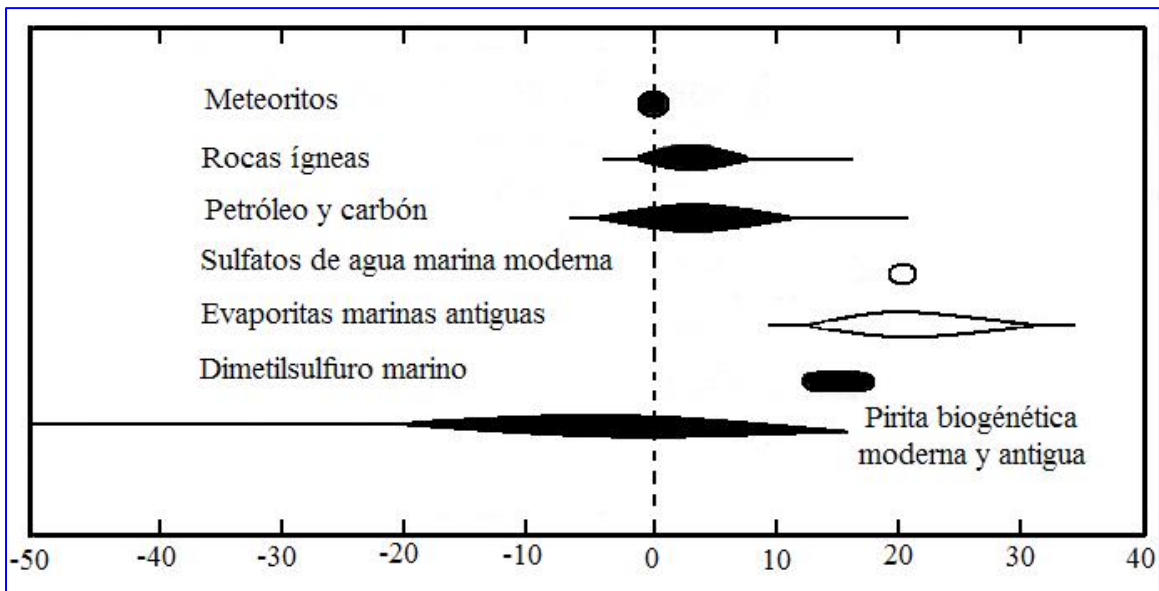


Figura IV.18. $\delta^{34}\text{S}$ de varios reservorios geológicos. Modificado de Krouse, (1980). Dato de dimetil sulfuro de Calhoun et al. (1991). Figura tomada de Seal, (2000).

Los meteoritos de hierro cuya composición isotópica promedio de azufre es de $\delta^{34}\text{S} = 0.2 \pm 0.2 \text{ ‰}$ (Kaplan y Hulston, 1966), es muy semejante a los valores aportados por los basaltos primarios de cordillera midoceánica con $\delta^{34}\text{S} = 0.3 \pm 0.5 \text{ ‰}$ (Sakai et al., 1984).

Los procesos geoquímicos, especialmente la oxidación y reducción de los sulfatos, ocasionan un fuerte fraccionamiento en los isótopos de azufre, en el primer caso, se producen especies que son enriquecidas en ^{34}S en relación al material que les dio origen, en tanto que la reducción genera especies empobrecidas en ^{34}S (Figura IV.20).

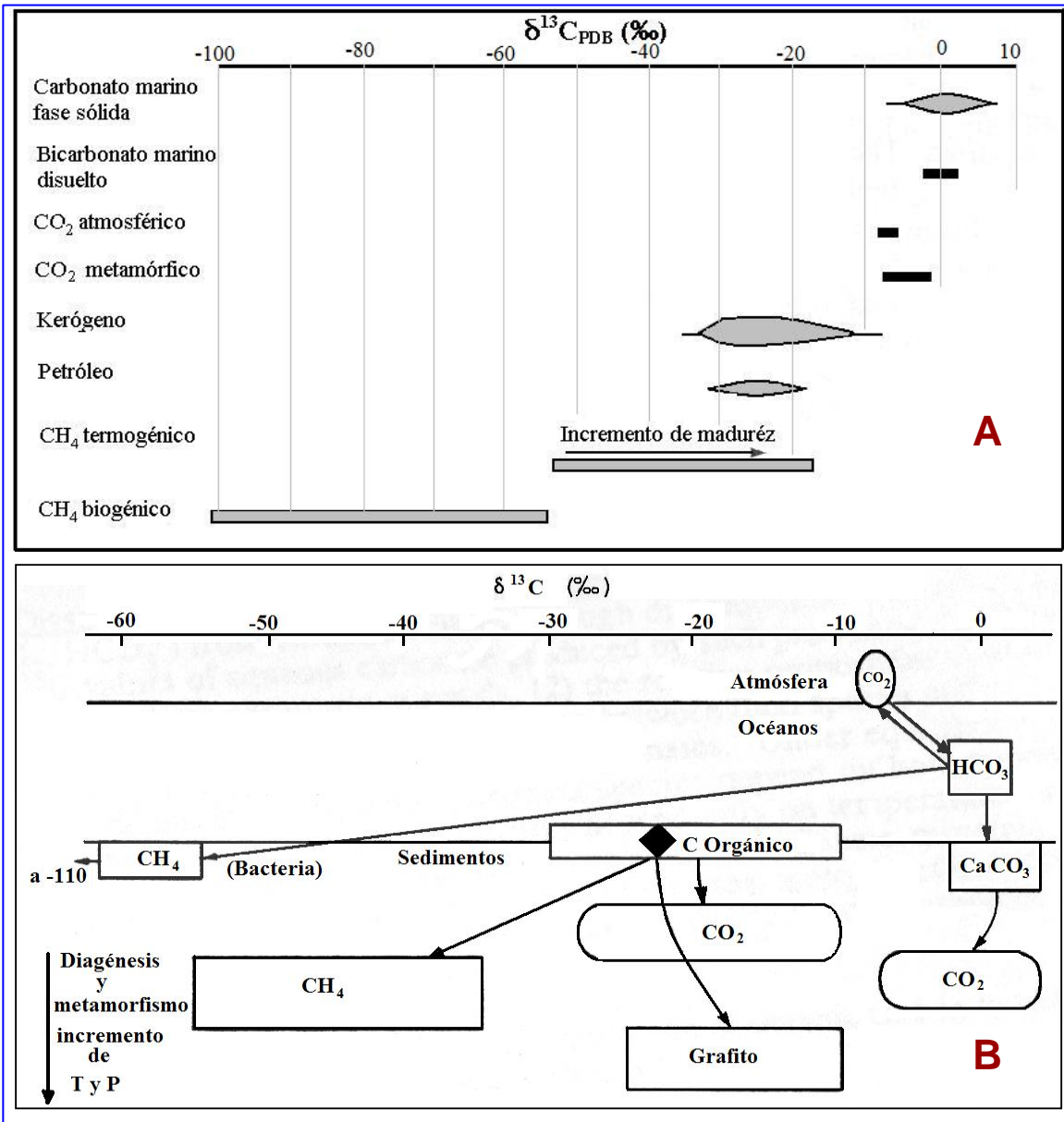


Figura IV.19. Composición de isótopos de C. En el grafico A muestra de los principales reservorios de carbono en cuencas sedimentarias. Tomada de Emery y Robinson, (1993). En el diagrama esquemático B se muestra los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de compuestos de carbono en ambientes cercanos a la superficie. Tomada de Ohmoto, (1986).

- **Carbono**

Los reservorios principales del carbono en cuencas sedimentarias son: a) carbonatos marinos (biogénicos o por precipitación química del agua marina) y b) carbono orgánico reducido derivado principalmente de plantas terrestres y marinas soterradas dentro de sedimentos de grano fino. También puede existir otros reservorios que pueden ser importantes localmente como el CO₂ atmosférico, el CO₂ de suelos, CO₂ de manto entre otros (Emery y Robinson, 1993; Figura IV.19.).

IV.2.f. Factores de fraccionamiento (Δ)

Durante la movilización de los fluidos en la cuenca sedimentaria, los sulfatos del agua marina son transformados a otras formas de azufre mediante diferentes rutas, esto ocasiona un fraccionamiento isotópico del azufre (Figura IV.20). La evaporación del agua marina, puede provocar un incremento en las actividades del Ca y del SO₄, de igual manera, la interacción agua marina-roca-sedimentos,

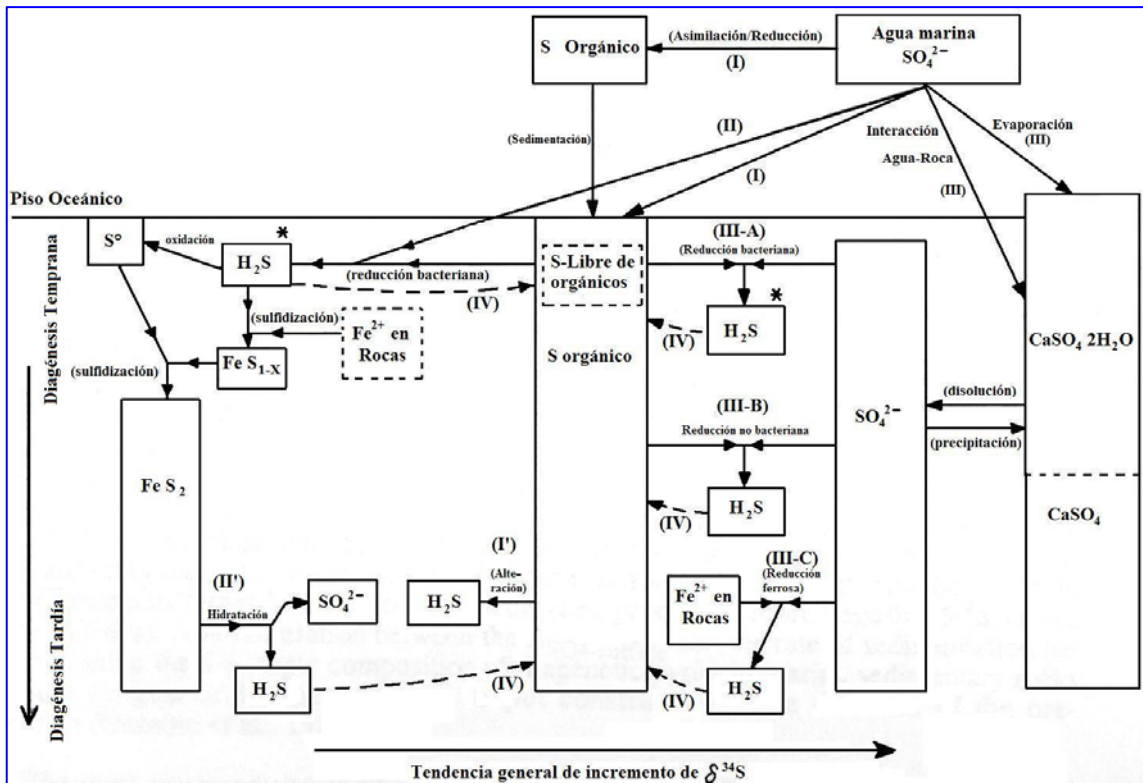


Figura IV.20. Fraccionamiento isotópico del azufre durante el reciclado de los sulfatos del agua marina. Tomada de Ohmoto, (1986).

coadyuva al incremento de la actividad del Ca, en cualesquiera de estos casos, se pueden remover los sulfatos del agua marina y precipitar yeso, esto se aprecia en la ruta III (Figura IV.20). Por otro lado, la anhidrita precipita a partir de agua marina normal a temperaturas superiores a 150° C, (Ohmoto, 1986). A 25° C, ambos minerales de sulfatos se enriquecen en cerca de 1.5 ‰ en ^{34}S en relación a los sulfatos acuosos (Thode y Monster, 1965).

Mediante datos obtenidos en evaporitas marinas antiguas, Claypool *et al.* (1980), sugieren que los valores del $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfatos de aguas marinas antiguas han variado entre 10 y 35 ‰ (promedio de 17 ‰) durante los últimos 1800 millones de años (Figura IV.17). La ruta II (Figura IV.20), nos conduce a la formación de sulfuros biogénicos mediante la reducción bacteriana del azufre, de esta manera, en sedimentos con hierro, el H_2S o el HS^- reacciona con este elemento y forma pirita. Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfuros sedimentarios, generalmente son más bajos que los sulfatos en aguas marinas contemporáneas. El rango típico observado para $\Delta_{\text{SO}_4\text{-sulfuros}}$ es entre 15 a 60 ‰ con un promedio cercano a 40 ‰ (Ohmoto, 1986).

El azufre orgánico definido por la ruta I (Figura IV.20), se debe en parte al contenido de este elemento como un constituyente menor de las proteínas de algunos organismos marinos o en algunas algas. Sin embargo, la materia orgánica soterrada incluida en los sedimentos marinos, puede llegar a contener hasta 10 % en peso de S (Dinur *et al.*, 1980). La fuente de este azufre orgánico, es probable que se deba a la reducción bacteriana de los sulfatos en el fluido de poro durante la diagénesis temprana de los sedimentos, donde se nos genera H_2S o (HS^- , dependiendo del pH) y este a su vez, forma azufre, ruta IV (Figura IV.20) (Ohmoto, 1986). El valor del $\delta^{34}\text{S}$ para el azufre orgánico será entre 1 a 10 ‰ más alto que la pirita coexistente (Thode, 1981; Dinur *et al.*, 1980).

La ruta II (Figura IV.20), implica una hidratación de los sulfuros y un incremento en la temperatura, esto libera iones de sulfato y genera H_2S , este último a su vez, puede sufrir reducción bacteriana y producir nuevamente azufre orgánico ruta (IV). Durante la maduración de la materia orgánica, algún azufre ligado orgánicamente, puede ser liberado como H_2S (ruta I'). La ruta III-A (Figura IV.20), indica que una reducción bacteriana de sulfatos o del azufre, puede resultar en la formación de H_2S mismo que al seguir la ruta IV produce azufre orgánico. El yeso y la anhidrita pueden ser disueltos y generar sulfatos acuosos, estos pueden sufrir reducción térmica (rutas III-B y III-C) a temperaturas superiores a $175^\circ C$ (Orr, 1982; Seyfied y Janecky, 1983), o incluso a temperaturas = $80^\circ C$ (Powell y Mcqueen, 1984; Orr, 1974), esta reducción es responsable de formar H_2S y, con una subsiguiente reducción bacteriana, producir azufre orgánico a través de la ruta IV.

En vista de que existe un mínimo fraccionamiento entre los minerales de sulfatos y los sulfatos acuosos, se puede deducir que la composición isotópica de estos minerales es muy próxima a la composición isotópica de los fluidos padre, esto es importante para la interpretación de las variaciones seculares en el ciclo del azufre oceánico global mediante el uso de la composición isotópica del azufre en evaporitas marinas como un registro de la composición de sulfatos de aguas marinas antiguas (Figura IV.17).

IV.2.g. Principios básicos de la espectrometría de masas

La espectrometría de masas se basa en la separación de átomos o moléculas cargadas eléctricamente de acuerdo con sus diferencias de masa, utilizando un campo magnético. El espectrómetro está conformado por un sistema de introducción de la muestra, sistema de ionización, electroimán para separar las distintas masas y sistema de detección. Las muestras y el estándar, se introducen en forma de gas, una vez introducidos pasan a través de unos capilares hasta el sistema de ionización (filamento), que al calentarse, produce un flujo de electrones que ionizan a dichos gases. Los iones positivos son

conducidos y acelerados (entre 3 y 10 kV) mediante un pequeño campo eléctrico, posteriormente entran en la zona del electroimán donde son desviados en trayectorias circulares, con un radio que proporciona a las masas de cada grupo de iones; por último estos son retirados por detectores y convertidos en impulsos eléctricos (cajas de Faraday).

IV.2.h. Isótopos estables de oxígeno

Es el elemento más abundante en la naturaleza, constituye el 47 % (en peso) de la corteza y cerca del 92 % en volumen, tiene participación en todos los procesos geoquímicos de la tierra, hidrosfera y atmósfera, su símbolo es O (Z=6) y cuenta con tres isótopos estables de oxígeno (^{16}O : 99.763 %, ^{17}O : 0.0375 %, ^{18}O : 0.1995 %). Por lo regular el estándar que se utiliza para expresar la concentración es el V-SMOW (*Viena- Standard Mean Ocean Water*).

Los isótopos ^{16}O y ^{18}O son los comúnmente usados y se expresa como δ .

El resultado es expresado en partes por mil (‰); $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{SMOW}} = 2,005.20 \pm 0.43$ (Baertschi, 1976).

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{muestra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} \times 1000$$

Para la cual, por definición $\delta^{18}\text{O} = 0.00$ ‰; por lo tanto si una muestra con valor positivo (p.e. +5.0 ‰) se dice que esta enriquecida en ^{18}O relativo a VSMOW y en caso contrario, (p.e. -5.0 ‰), se dice que esta empobrecida en ^{18}O relativo a VSMOW (Seal *et al.*, 2000; White, 2001).

Otro valor de referencia utilizado para el oxígeno es el PDB, este se utiliza para reportar el $\delta^{18}\text{O}$ de los carbonatos. Este valor está relacionado al VSMOW por:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = 1.03086 \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} + 30.86$$

Las relaciones isotópicas se miden en CO₂ gas o en O₂, extraído de muestras de sulfato, silicato, óxido y carbonato. En los sulfatos (BaSO₄) se mezcla con grafito, se calientan a 1000° C y se obtiene el CO₂. Los silicatos y óxidos, se hacen reaccionar con BrF₅ o ClF₅ en capsulas de Ni a 500-600° C en un lapso de 6 a 8 horas se desprende O₂, el cual puede ser transformado en CO₂ mediante un filamento incandescente de grafito o introducido directamente al espectrómetro de masas; las muestra de carbonatos se hacen reaccionar con ácido fosfórico y se obtiene CO₂.

Las variaciones en ¹⁸O de los materiales de la naturaleza son distintas, hay que tener en cuenta que el estándar que se utiliza es agua marina, debido a que tiene una composición media del 0 ‰; en contraste la gran variación en las aguas meteóricas, con valores de hasta -50 ‰; por su parte las rocas basálticas tienen una composición isotópica en oxígeno entre +5 y +10 ‰, con valores de ≈+6 ‰ para el manto. Existen variaciones importantes en rocas graníticas y metamórficas, seguramente provocadas por la aportación de oxígeno isotópicamente pesado procedente de rocas sedimentarias y por lo general tienen valores de δ¹⁸O positivos.

En los minerales los enlaces más fuertes tienden a concentrar el ¹⁸O, mientras que los minerales hidratados cuentan con valores de δ¹⁸O más pequeños. A partir de estas, se puede establecer una lista de minerales frecuentes en la naturaleza en orden de δ¹⁸O decreciente: cuarzo, dolomita, anhidrita, feldespato alcalino, leucita, muscovita, nefelina anortita, cianita, glaucofana, estaurolita, lawsonita, granate, piroxenos, anfíboles, biotita, olivino, clorita, Ilmenita, rutilo y magnetita.

- **Aplicación de δ¹⁸O**

Es una de las aplicaciones importantes de la geoquímica isotópica del oxígeno, que se basa en la relación de la temperatura y el fraccionamiento isotópico de

fases minerales coexistentes en una roca o ambiente geológico. Su fiabilidad depende del cumplimiento de tres condiciones:

- Los minerales considerados deben ser abundantes y precipitados conjuntamente (condición de equilibrio isotópico).
- Las fases minerales a analizar deben ser estables en un dominio amplio de P-T.
- Los minerales deben tener composiciones químicas poco variables.

Si existen fases con oxígeno en una roca, podemos tener (n-1) geotermómetros independientes. La ventaja de estos geotermómetros es que no son sensibles a la presión, por lo menos en las zonas por encima del manto (corteza). A mayores profundidades, las coordinaciones en las estructuras de los minerales cambian con la presión, pudiendo afectar a los fraccionamientos isotópicos.

Existen dos tipos de termómetros de oxígeno (interno y externo), el primero esta basado en el fraccionamiento entre dos minerales de una roca y el segundo en que una fase tiene una composición isotópica constante donde la $\delta^{18}\text{O}$ es en función de la temperatura (ej. paleotemperaturas). No obstante, la geotermometría isotópica del oxígeno presenta algunos inconvenientes, que son factores como el tamaño de grano y la moda de la roca (Giletti, 1986), o la inter difusión entre minerales de rocas ígneas y metamórficas enfriadas lentamente (Eiler *et al.*, 1993) provocan un reajuste isotópico entre los minerales que dan lugar a valores geotermométricos discordantes.

Otra aplicación de los isótopos de oxígeno es en los estudios que impliquen el conocimiento de la circulación de fluidos por la corteza y el origen de los mismos (Ej. depósitos minerales), para poder calcular la composición isotópica del agua en equilibrio, en el momento de formación de los materiales estudiados, pero hay que saber la temperatura de formación y la composición isotópica del mineral; siempre que se cumpla lo siguiente:

- Equilibrio isotópico entre el fluido acuoso y el mineral

- Conocimiento de la variación del fraccionamiento entre los minerales analizados y la temperatura del agua; la $\delta^{18}\text{O}$ calculada nos puede determinar origen y evolución del fluido acuoso.

IV.2.i. Isótopos estables de Carbono

Es el elemento más importante en la biosfera, corteza, manto, hidrosfera y atmósfera. Se representa con el símbolo C (Z=6), existe en la naturaleza dos isótopos estables de carbono, el de masa 12 y el de masa 13 cuyas abundancias son: $^{12}\text{C} = 98.89 \%$, $^{13}\text{C} = 1.11 \%$

Las muestras que se preparan para analizarse, en forma de carbonatos disueltos con H_3PO_4 (100 %), estos compuestos orgánicos son oxidadas a CO_2 a temperaturas de 900 – 1000° C y los análisis se realizan en forma de CO_2 en el espectrómetro con colectores dobles.

Por lo general los carbonatos son enriquecidos en ^{13}C , el petróleo y otros combustibles fósiles están enriquecidos en ^{12}C , el uso de los combustibles fósiles a causado un aumento del CO_2 (10 %) en la atmósfera y un aumento en ^{12}C , por otra parte el carbón reducido en rocas precámbricas está enriquecido en $^{12}\text{C} >$ origen biogénico $>$ fotosíntesis

La composición isotópica de C se expresa:

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{muestra}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Std}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Std}}} \times 1000$$

En la naturaleza existen variaciones muy grandes en la $\delta^{13}\text{C}$ de distintos compuestos, habiéndose obtenido valores de hasta +20 ‰ en CO_2 y -90 ‰ en CH_4 (variación superior al 100 ‰).

El carbono de origen mantélico se supone que tiene una $\delta^{13}\text{C}$ alrededor de – 5 ‰, típico de diamantes y carbonatitas. Sin embargo, existen otros materiales

naturales con un valor parecido, por lo que una composición isotópica como la indicada no refleja necesariamente la fuente del carbono.

El fraccionamiento entre el CO₂ atmosférico y la materia orgánica sintetizada a partir de la fotosíntesis está controlado por la cinética y es aproximadamente del -25 ‰. Ello da lugar a que la materia orgánica fije de preferencia el ¹²C y que en consecuencia sea isotópicamente muy ligera. La δ¹³C en la mayoría de plantas terrestres es de -24 a -34 ‰, mientras que en las acuáticas es de -6 a -19 ‰.

Los aportes de materia orgánica a las cuencas, explica que los valores de δ¹³C de los carbonatos de agua dulce sean más bajos que los carbonatos precipitados en agua marina. Esta es una de las razones por la cual las aguas superficiales que contienen CO₂ procedente de la descomposición de la materia orgánica de los suelos, con valores de δ¹³C muy negativos.

El análisis isotópico de los carbonatos se realiza sobre el CO₂ desprendido en la reacción de los mismos con ácido fosfórico. El método analiza simultáneamente la δ¹³C y la δ¹⁸O del gas, con lo cual se obtienen las dos composiciones isotópicas de la molécula. El estándar utilizado para el C es el PDB y para el O es el V-SMOW o el PDB. Existe una relación entre ambas escalas:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03086 \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.86$$

La precisión (reproducibilidad) de las medidas de la δ¹³C es de 0.1 ‰ (a 1σ) y la de la δ¹⁸O de 0.2 ‰ (a 1σ).

Otros estándares que se han usados relacionados al PDB son:

Caliza de solnhofen	NBS-20	-1.06
BaCO ₃ , Estocolmo		-10.32
Grafito	NBS-21	-27.79
Petróleo	NBS-22	-29.4
Mármol Ticino		+2.77

La composición isotópica del carbonato cálcico precipitado a partir de soluciones acuosas depende de los siguientes factores:

- El valor de la $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 gas en equilibrio con los iones bicarbonato y carbonato en solución.
- El fraccionamiento de los isótopos de C entre el CO_2 gas, los iones carbonato y bicarbonato en la solución y el carbonato cálcico sólido.
- La temperatura de equilibrio isotópico.
- El pH de la solución y otras propiedades químicas del sistema que puedan afectar a la abundancia de los iones carbonato y bicarbonato en el sistema.

El reservorio de C más importante es el agua de mar; los carbonatos de agua marina tienen valores bastante constantes y reflejan el equilibrio entre el CO_2 atmosférico y el bicarbonato disuelto en el agua. Como el fraccionamiento entre CO_2 (atm) y los carbonatos marinos es de un 10 ‰ (equilibrio) a 25° C y la $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 atmosférico es de -7 ‰, la $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos marinos será de alrededor de +3 ‰.

Los fraccionamientos entre especies de C pueden ser muy grandes, especialmente a altas temperaturas. Cabe destacar que el sistema CH_4 -grafito-calcita o los de oxidación del grafito; reducción de CO_2 a CH_4 , oxidación del CH_4 a CO_2 etc. Algunos no dependen de la temperatura (Ej. CO_2 – grafito). En general, los mayores fraccionamientos tienen lugar entre especies con diferentes estados de oxidación.

- **Isótopos de carbono en depósitos hidrotermales**

El carbono en depósitos hidrotermales por lo regular se encuentra en forma de carbonatos de Ca, Mg y Fe y como CO_2 y CH_4 en inclusiones fluidas. Las principales fuentes de C en los fluidos hidrotermales son los carbonatos marinos ($\delta^{13}\text{C} \approx 0$ ‰), magmas profundos ($\delta^{13}\text{C} \approx -7$ ‰), y fuentes orgánicas ($\delta^{13}\text{C} \approx -25$ ‰).

La composición isotópica del carbono en carbonatos hidrotermales depende no sólo de la $\delta^{13}\text{C}$ del carbono total en el fluido (ΣC), si no también de la $f\text{O}_2$, pH, T, I (fuerza iónica) del fluido y de la concentración total de carbono en la solución (Ohmoto, 1972). Esto debido a que los parámetros afectan a la concentración de las distintas especies de carbono en solución y como los fraccionamientos entre ellas es importante, pequeños cambios en dichas proporciones provocarán a su vez cambios en su composición isotópica y en la de los carbonatos precipitados.

La composición isotópica del carbono en una solución que puede ser indicativa de la fuente del mismo. A partir del análisis de un carbonato, podemos calcular la $\delta^{13}\text{C}$ del fluido conociendo:

- El fraccionamiento entre el mineral y la especie carbonatada en solución H_2CO_3 ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{CO}_3$) o HCO_3^- (dependiendo de la temperatura).
- La abundancia relativa de las especies en el fluido, la cual es función de la T y el pH.

No obstante, como en la mayoría de fluidos geológicos a temperaturas superiores a los 100°C , la especie dominante de C es el H_2CO_3 (en realidad, $\text{CO}_{2, \text{aq}} + \text{H}_2\text{CO}_3$), comparada con el HCO_3^- , y podemos escribir la siguiente aproximación:

$$\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2} = \delta^{13}\text{C}_{\text{carbonato}} - \Delta_{\text{carbonato-H}_2\text{CO}_3}$$

Ya que la presencia de especies de carbono reducidas (CH_4) no dan lugar a intercambios isotópicos, por lo menos a T inferiores a los 500°C , las variaciones en la $\delta^{13}\text{C}$ en fluidos de baja temperatura ($< 250^\circ\text{C}$) puede que sea causada más por variaciones en la fuente de C que por cambios en las condiciones redox de los fluidos.

Los diagramas $\delta^{13}\text{C}$ frente a $\delta^{18}\text{O}$ son especialmente útiles para el estudio de la composición isotópica de los carbonatos, ya que nos permiten evaluar el comportamiento de ambas relaciones isotópicas de una forma simultánea y determinar algunos procesos que han condicionado la distribución de los valores obtenidos.

Un fenómeno que puede hacer variar la $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos hidrotermales se da en sistemas que sufren una ebullición, con pérdida de H_2O y CO_2 en fase vapor, dado que el ^{13}C se concentra preferentemente en la fase vapor, el residuo acuoso-carbónico remanente se enriquece en ^{12}C y en consecuencia la $\delta^{13}\text{C}$ de carbonatos que se precipitan es más pequeña. Otra aplicación de este tipo de diagramas es la de poder estudiar las interacciones entre fluidos acuosos y rocas carbonatadas a temperaturas y relaciones agua/roca cambiantes. Así, se puede observar como los cambios en $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ que tienen lugar tanto en la roca como en el fluido responden en la mayoría a modelos de intercambio isotópico.

Los intercambios isotópicos se reconocen porque la distribución de los datos analíticos en diagramas, delinean curvas en forma de J invertida entre dos polos, similares a las obtenidas en el caso de los isótopos de O y de H.

Mediante la utilización de la ecuación de balance de masas, se puede modelar el intercambio carbonato-fluido, para distintas relaciones agua/roca y temperaturas (Rye y Bradbury, 1988).

$$\text{Para el oxígeno: } \frac{W}{R} = n_o \left[\frac{\delta^{18}\text{O}_{\text{cc}}^f - \delta^{18}\text{O}_{\text{cc}}^i}{\Delta^{18}\text{O}_{\text{cc-H}_2\text{O}} + \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^i - \delta^{18}\text{O}_{\text{cc}}^f} \right]$$

$$\text{y para el carbono } \frac{W}{R} = \frac{n_c}{X_{\Sigma\text{C}}} \left[\frac{\delta^{13}\text{C}_{\text{cc}}^f - \delta^{13}\text{C}_{\text{cc}}^i}{\Delta^{13}\text{C}_{\text{cc-}\Sigma\text{C}} + \delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{C}}^i - \delta^{13}\text{C}_{\text{cc}}^f} \right]$$

Donde W/R es la relación molar agua/roca; n_o el número de moles de oxígeno por mol de calcita; n_c el número de moles de carbono por mol de calcita; $X_{\Sigma\text{C}}$ el número de moles de carbono en solución por mol de fluido; $\delta^{18}\text{O}_{\text{cc}}^i$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{cc}}^f$ son la composición isotópica del oxígeno de la calcita antes y después del intercambio; $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ la composición isotópica inicial del agua; $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{C}}^i$ la composición isotópica inicial del carbono de la solución; $\Delta^{13}\text{C}_{\text{cc-}\Sigma\text{C}}$ el fraccionamiento isotópico entre la calcita y la especie de carbono de la solución y $\delta^{18}\text{C}_{\text{cc}}^i$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{cc}}^f$ las composiciones inicial y final de la calcita respectivamente.

La diferencia con la ecuación que representaba el intercambio con los isótopos de O y H reside en el valor $X_{\Sigma C}$. La cantidad de carbono en la solución puede variar sustancialmente de un tipo de fluido a otro, con lo que la relación C/O puede variar mucho, a diferencia de un fluido dominado por el agua donde la relación H/O es constante.

IV.2.j. Isótopos estables de Azufre

El azufre está asociado a muchas sustancias en la corteza terrestre y disuelto en aguas marinas, por ejemplo: en los sulfatos y evaporitas, también es elemental en sales y campos magmáticos, así como en sulfuros (reducido), concretamente en depósitos de menas metálicas asociadas con rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias.

El azufre es representado con el símbolo S ($Z=16$), en la naturaleza existen varios isótopos de azufre (32, 33, 34,35 y 36), cuyas abundancias son: $^{32}\text{S}=95.02\%$, $^{33}\text{S}=0.75\%$, $^{34}\text{S}=4.21\%$ y $^{36}\text{S}=0.02\%$. El Estándar que se usa en el S es *troilita* FeS del meteorito ferroso del Cañón del Diablo CDT=Canyon Diablo Troilite (Iron Meteorite), con una relación $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}=22.22$, la notación es $\delta^{34}\text{S}$. La concentración de S en rocas ígneas es muy parecida, la medición se realiza en forma de gas SO_2 , posteriormente conversión de sulfuros a SO_2 utilizando CuO , V_2O_5 y O_2 , a temperaturas mayores de 1000°C .

En general el cambio de las composiciones isotópicas de S, son posible debido a la reducción de sulfatos con SOH por medio de bacterias anaeróbicas enriquecimiento en ^{32}S , también puede darse por las reacciones de intercambio isotópico entre iones que contienen S, moléculas y sólidos provocan enriquecimiento en ^{34}S ; el enriquecimiento de sulfuros en sedimentos marinos recientes en ^{32}S , en comparación a sedimentos más viejos y el fraccionamiento isotópico de S por reducción de sulfato por bacterias fue posible después de 2.35 Ga.

IV.2.k. Isótopos estables de C O y S en carbonatos a la prospección de yacimientos minerales

Una de las aplicaciones potenciales de la geoquímica isotópica del C y del O en carbonatos es la de trazadores de halos de “alteración isotópica” alrededor de cuerpos mineralizados. La circulación de fluidos acuosos a través de carbonatos puede dejar registros en forma de variaciones de las composiciones isotópicas tanto del C como del O respecto a las originalmente presentes en las rocas, particularmente esto es espectacular en el caso de los skarns pero también lo puede ser en depósitos de baja temperatura, tipo MVT, asociados a carbonatos.

La circulación difusa de fluidos en carbonatos requiere de una porosidad y permeabilidad secundarias relativamente importantes, ya que la porosidad como la permeabilidad de la caliza se considera baja. Un aumento en estos parámetros puede ser causado por un calentamiento y recristalización de la roca.

Normalmente la diferencia entre la composición isotópica del carbonato y del fluido con el que interacciona es importante (los carbonatos sedimentarios tienen valores de $\delta^{18}\text{O}$ elevados), el resultado final suele ser un desplazamiento de la composición isotópica de la roca hacia $\delta^{18}\text{O}$ más pequeños. Un factor más importante en el grado de “alteración isotópica” es la temperatura del fluido. Así, como en los depósitos tipo MVT, las variaciones de la $\delta^{18}\text{O}$ en los carbonatos encajantes de las mineralizaciones son del orden del 2-3 ‰; a T un poco más altas puede llegar al 8 ‰.

Los halos isotópicos son reflejo de la circulación de fluidos por una roca y no tienen porque ser de la misma magnitud para el C y para el O. Grandes halos isotópicos en rocas carbonatadas requieren de la infiltración e interacción con cantidades significativas de fluido y que el fluido esté, al comienzo del proceso, en desequilibrio isotópico con la roca encajonante. Los dos procesos importantes que dan lugar a un cambio en la composición isotópica de la roca a elevadas

temperaturas, son la recristalización de la caliza o una adición de nuevos minerales en la porosidad disponible. Durante la recristalización los minerales pueden sufrir un intercambio isotópico con el fluido infiltrado mientras el sistema se acerca al equilibrio. En el segundo caso, el cambio isotópico será el resultado de la adición de minerales cuya composición isotópica difiera al de la roca original.

Los factores que controlan la composición isotópica de los carbonatos que precipitan a partir de una solución y/o de los carbonatos preexistentes que interaccionan con el fluido que se infiltran son: abundancia y composición isotópica de las especies de C y O en solución, la relación fluido/roca y la temperatura.

Un factor que añade cierta complejidad a los modelos de alteración isotópica de las rocas carbonatadas son las variaciones litológicas (micrita, esparita, etc.), de tamaño de grano y texturales. Los microanálisis de los diferentes componentes de la roca pueden ser muy útiles para determinar si dichas variaciones son importantes y en que medida dichos factores contribuyen a la composición isotópica global de la misma. En algunos casos, las variaciones en la composición isotópica del C y del O de los carbonatos que alojan mineralizaciones son menores que las encontradas entre las diversas fases de carbonatos sedimentarios de la misma área.

Además hay que tener en cuenta que valores de $\delta^{18}\text{O}$ bajos en un carbonato pueden ser debidos a fluidos no relacionados a eventos mineralizantes. Por ejemplo, se puede obtener una $\delta^{18}\text{O}$ baja en un carbonato precipitado a partir de aguas meteóricas con una $\delta^{18}\text{O}$ relativamente elevada, calentadas por un plutón cercano, por ejemplo a partir de aguas frías, con valores de $\delta^{18}\text{O}$ bajos, o de otros fluidos no relacionados con soluciones mineralizantes. Es por ello que la utilización de la geoquímica isotópica del C y O como herramienta de prospección en depósitos asociados a carbonatos requiere de un estudio muy

detallado de las composiciones isotópicas de los distintos componentes de los carbonatos regionales.

La geoquímica de isótopos estables de S tiene gran importancia en el estudio de los depósitos minerales, ya que nos da información acerca del origen de los fluidos y de las condiciones fisicoquímicas involucradas en la formación de los mismos. Por consiguiente el estudio de los isótopos de azufre puede ser de gran ayuda para determinar el modelo genético de los depósitos minerales, factor de gran importancia tanto para su explotación como para la prospección en un área determinada.

El principio que permite hacer estas interpretaciones es el del fraccionamiento de masas, fenómeno por el cual los distintos isótopos estables de un elemento se pueden separar unos de otros por una serie de procesos fisicoquímicos, térmicos o biogeoquímicos. Midiendo las relaciones de abundancia de estos isótopos en las fases coexistentes podemos reconstruir la historia química del sistema.

En tanto, los resultados se deben de expresar como valores de $\delta^{34}\text{S}$ ‰, en relación al estándar de troilita del Cañón del Diablo (CDT).

III.2.I. Antecedentes de datos isotópicos para depósitos de celestina

Algunos trabajos previos realizados en celestina se pueden encontrar en el trabajo de Hanor (2004) el cual provee datos isotópicos para una mina al oriente de Groenlandia, González-Sánchez (2008) reportó datos para depósitos que se encuentran al noreste de México; ambos depósitos tienen la característica de encontrarse en una secuencia de carbonatos costeros con horizontes evaporíticos; que como se ha mencionado anteriormente es un rasgo generalizado en los depósitos de celestina más grandes del mundo.

En teoría las salmueras mineralizantes reaccionan principalmente con carbonatos o secuencias evaporíticas subyacentes o adyacentes, por lo que los valores isotópicos del Sr liberados en la solución pudieran ser iguales o similares a los de la futura roca sedimentaria encajonante. En contraste, la presencia de secuencias clásticas podría resultar en el aporte de Sr radiogénico más pesado a la solución, particularmente si los silicatos de Ca tales como la anortita se alteran.

La composición isotópica $\delta^{34}\text{S}$ en la celestina es de 15.0 a 19.6 ‰ y es considerablemente más pesado que los depósitos de yeso espacialmente asociados los cual tienen un rango de 9.1 a 11.4 ‰, estos valores parecen estar más allá del simple efecto del fraccionamiento isotópico esperado durante la disolución del yeso y la siguiente precipitación de la celestina; este comportamiento de S pesado también se ha notado en los depósitos del Noreste de México por Kesler y Jones (1981), quienes involucraron un proceso de posible fraccionamiento inorgánico o enriquecimiento limitado del sulfato de yeso por reducción bacteriana; también Halas y Mioduchowski (1978) y Taberner *et al.*, (2002) han involucrado la reducción bacteriana del sulfato para explicar las altas relaciones de $\delta^{34}\text{S}$ en depósitos de celestina similares en Polonia y España respectivamente.

CAPITULO V

RESULTADOS OBTENIDOS

V. 1. Datos micro-termométricos (Inclusiones Fluidas)

En el presente trabajo de investigación se realizaron análisis sistemáticos de inclusiones fluidas (IF) en los distintos yacimientos de celestina ubicados en el área de influencia de la PVSLP, así como también a los minerales asociados con esta mineralización (yeso, calcita y fluorita); además se efectuaron análisis en fenómenos de termo-reducción $\text{SO}_4 \rightarrow \text{S}^\circ$, correspondiente a la Formación Guaxcamá.

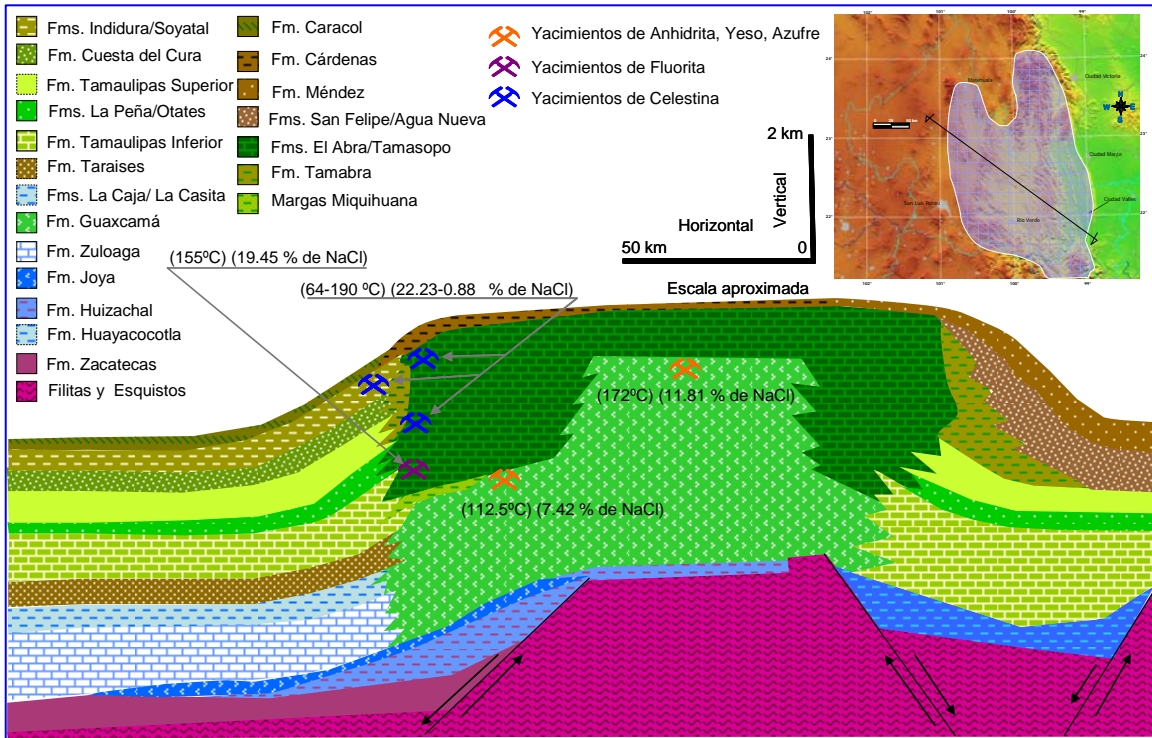


Figura V.1. Sección esquemática y depósitos de sulfatos en la zona de influencia de la PVSLP.

El equipo utilizado para las mediciones de inclusiones fluidas fue una platina micro-termométrica marca Linkam THMSG-600, acoplada a un microscopio marca Olympus BX51 con duplicador de aumentos, fuente de luz fría de 150 W y

sistema de video; el equipo está ubicado en el laboratorio especializado de geofluidos de la UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro.

Dichos análisis fueron realizados a cada especie mineral de manera independiente, para de esta forma, determinar las temperaturas de homogeneización (Th), temperatura de fusión del hielo (Tf) y la temperatura eutéctica (Te) con el fin de obtener la composición del sistema.

Localidad	Muestra	Mineral	Th °C Rango	Th °C Promedio	Tf °C Rango	Tf °C Promedio	Salinidad eq. Wt. % NaCl	n (IF)	Componentes de IF	Te
El Poblano	MR-9	SrSO ₄	109-125	115	-6.1 a -7.1	-6.5	9.8	16	L+V	-21.1(NaCl)
El Poblano	MR-9B	SrSO ₄	125-130	127	-2.9	-2.9	4.8	13	L+V	
El Poblano	MR-9C	SrSO ₄	140-150	144	-15 a 15.1	-15	18.63	20	L+V	
El Poblano	MR-9A	SrSO ₄	157-175	160	-7.2 a -9.5	-8	11.7	17	L+V	
Guaxcamá	BR17-220m	Yeso	101-125	111	-3.7 a -4.2	-4	6.45	30	L+V	
Guaxcamá (Vía Láctea)	Fm. Guaxcamá	Yeso	100-105	103	-2.1	-2.1	3.55	25	L+V	
Guaxcamá (Vía Láctea)	MR-10F	Yeso	160-180	172	-8.1	-8.1	11.81	26	L+V	-52 (Cálcica)
La Carbonera	MR-11F	Yeso	100-104	101	-7.5 a -7.7	-7.6	11.22	30	L+V	
La Carbonera	MR-11	Yeso	102-115	110	-2.7 a -4	-3.2	5.26	20	L+V	-21.1(NaCl)
La Carbonera	MR-11A	SrSO ₄	175-190	180	-7.9 a -10.3	-9	12.85	16	L+V	
La Carbonera	MR-11D	SrSO ₄	170-185	177	-8.7	-8.7	12.51	24	L+V	
La Carbonera	MR-11E	SrSO ₄	170-182	175	-3	-3	4.96	16	L+V	
La Carbonera	MR-11B ₂	CaCO ₃	120-135	130	-19 a -20	-19.5	22.03	26	L+V	
La Carbonera	MR-11B ₁	SrSO ₄	165-170	168	-10.8	-10.8	14.77	27	L+V	
La Esperanza	MR-1B	SrSO ₄	110-121	118	-6.5 a -7	-6.8	10.24	23	L+V	
La Esperanza	MR-2	SrSO ₄	136-160	140	-4.4-5.3	-4.7	7.45	10	L+V	
La Esperanza	MR-4	SrSO ₄	120-130	126	-4	-4	6.46	15	L+V	
La Paz	MR-5	SrSO ₄	90-105	98	-4.2	-4.2	6.74	14	L+V	
La Paz	MR-6	SrSO ₄	126-130	128	-4.9	-4.9	7.73	20	L+V	
La Paz	MR-07	SrSO ₄	133-138	135	-0.5	-0.5	0.88	10	L+V	
La Paz	MR-7	SrSO ₄	64-76	70	-2.7 a -3	-2.9	4.8	18	L+V	
Sierra Guadalupe	MR-20A	F ₂ Ca	138-168	155	-10 a -18	-16	19.45	29	L+V	
Sierra Guadalupe	MR-20B	F ₂ Ca	138-152	147	10.3 a -18.1	-17	20.22	26	L+V	
Las Tinajas	MR-8	SrSO ₄	138-147	140	-4.5	-4.5	7.17	20	L+V	
La Venadita	MR-13	SrSO ₄	146-150	148	-15 a -18	-17	20.22	22	L+V	

Tabla V.1. Resumen de resultados microtermométricos del análisis de inclusiones fluidas; Th = temperatura de homogeneización, Tf = temperatura de fusión, Te temperatura de eutéctico n = número de inclusiones analizadas, L = líquido, V = vapor, I.F. = inclusión fluida.

El número total de inclusiones fluidas medidas en el presente trabajo fue de 513, de las cuales 301 fueron en celestina, 55 en fluorita, 131 en yeso y 26 en calcita (Tabla V.1). La morfología de las inclusiones fluidas observadas presentó formas alargadas e irregulares, ocasionalmente con fases de crecimiento de cristales extendidos y perpendiculares a las inclusiones; el tamaño de las inclusiones por lo general fue alrededor de 5 µm.

La temperatura eutéctica (Te) nos determina la estimación de la composición de las sales dominantes disueltas en el fluido acuoso que generalmente es NaCl

($T_e = -12^\circ \text{C}$), y CaCl_2 ($T_e = -52^\circ \text{C}$); cabe señalar que es difícil de observar la temperatura eutéctica, ya que depende del tamaño de la inclusión y de su transparencia. En los estudios realizados la temperatura eutéctica (T_e) fue alrededor de -21°C , por tal razón se puede inferir que la fase líquida está

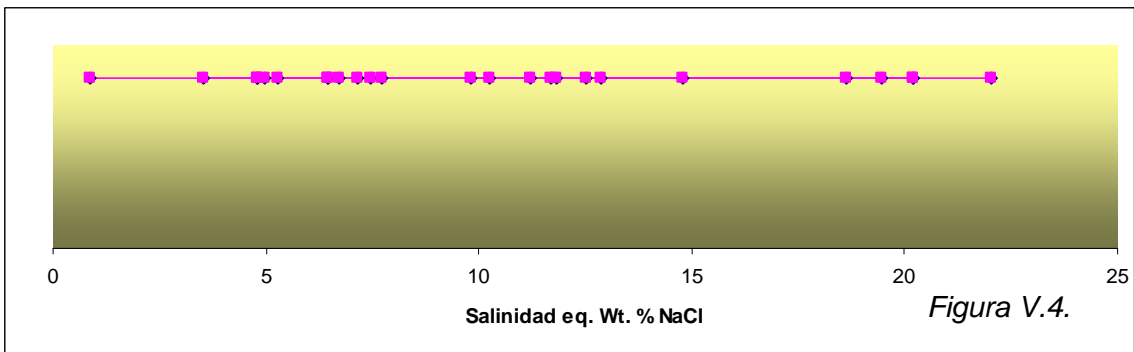
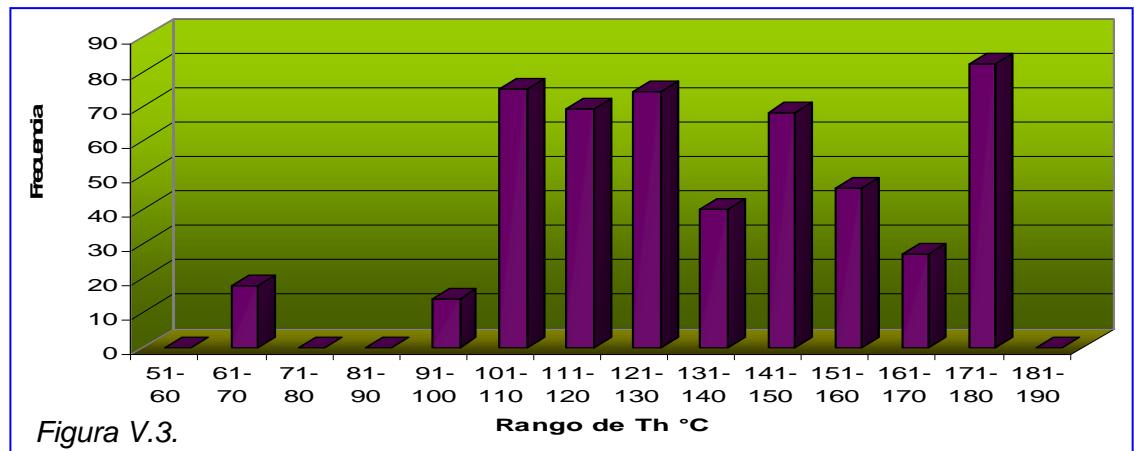
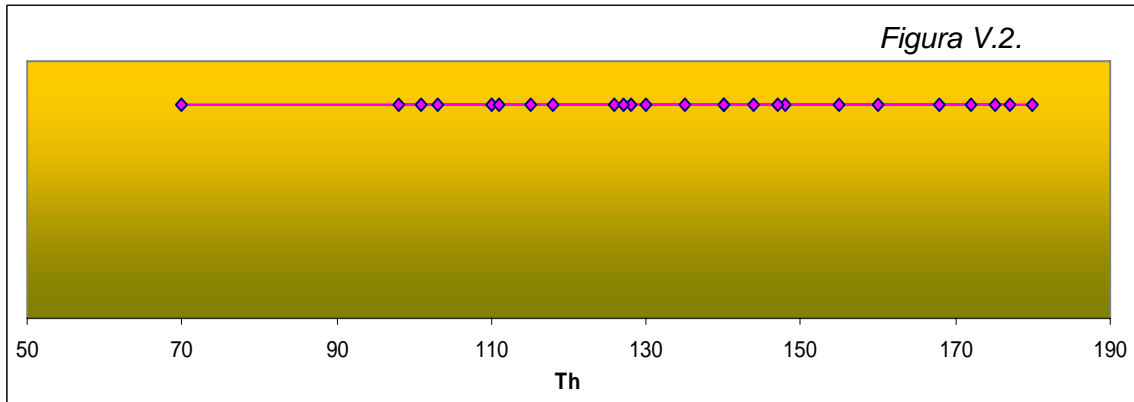


Figura V.2. Promedio de la temperatura de homogeneización en los depósitos de celestina y yesos de la Formación Guaxcamá ubicados en la PVSLP. Figura V.3. Rangos de temperatura de homogeneización de los depósitos de celestina. Figura V.4. Salinidad de las inclusiones fluidas analizadas.

constituida principalmente por un sistema de dos componentes $\text{NaCl}+\text{H}_2\text{O}$; únicamente en una muestra de yeso la temperatura de eutéctico se observó alrededor de los -52°C (Tabla V.1) por lo que se infiere que predomina el CaCl_2 . La temperatura del sistema está dada por el grado de relleno y determinada por las temperaturas de homogeneización, en todos los casos de las muestras analizadas se produjo a fase líquida, en un rango de 64° a 190°C (Figura V.2). En general, el rango más frecuente en la temperatura de homogeneización fue a los 108 - 138°C (Figura V.3).

Por su parte, las temperaturas de fusión (T_f) observadas oscilan en rangos de -0.5° a -19.5°C ; la salinidad de las inclusiones fluidas fueron de 0.88 hasta 22.22% de NaCl , pero el porcentaje de mayor frecuencia en la salinidad fue entre 5 y 8% de NaCl (Figura V.4).

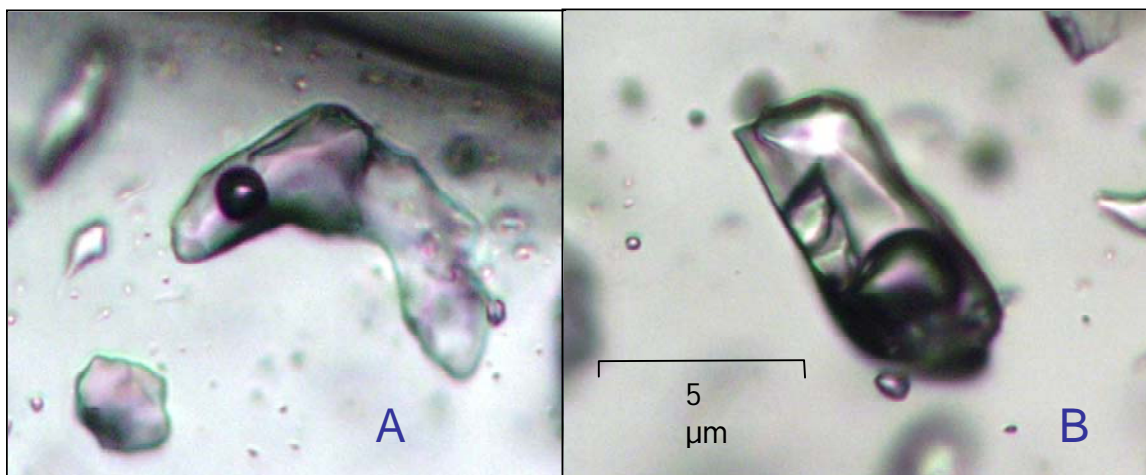


Figura V.5. Aspecto de inclusiones fluidas en cristales de celestina. A) Se aprecia inclusión fluida bifásica (líquido/vapor), B) Se muestra inclusión fluida trifásica (líquido/vapor/sólido).

Las determinaciones microtermométricas realizadas a cristales de celestina demostraron inclusiones primarias escasas, la mayoría de estas se presentaron de manera bifásica, constituidas por un líquido incoloro transparente y por una burbuja de vapor de agua de color gris oscuro brillante; así mismo presentaron una relación líquido/vapor muy constante, de aproximadamente $80/20\%$

respectivamente, con una morfología irregular, esporádicamente se presentaron cristales desarrollados dentro de las inclusiones fluidas (Figura V.5).

Las temperaturas de homogeneización (T_h) de los cristales antes mencionados fluctúan en un rango de 64 a 190° C, mientras que la temperatura de fusión (T_f) observada oscilan entre los -7.8 a -0.5° C, con una salinidad de 22.23 a 0.88 % de NaCl.

Las inclusiones fluidas analizadas en cristales de calcita relacionada a yacimientos de celestina (mina La Carbonera), presentaron temperaturas de homogeneización (T_h) en un rango de 120° a 135° C, la temperatura de fusión (T_f) observada osciló alrededor de los -19.5° C, con una salinidad de 22.03 % de NaCl.

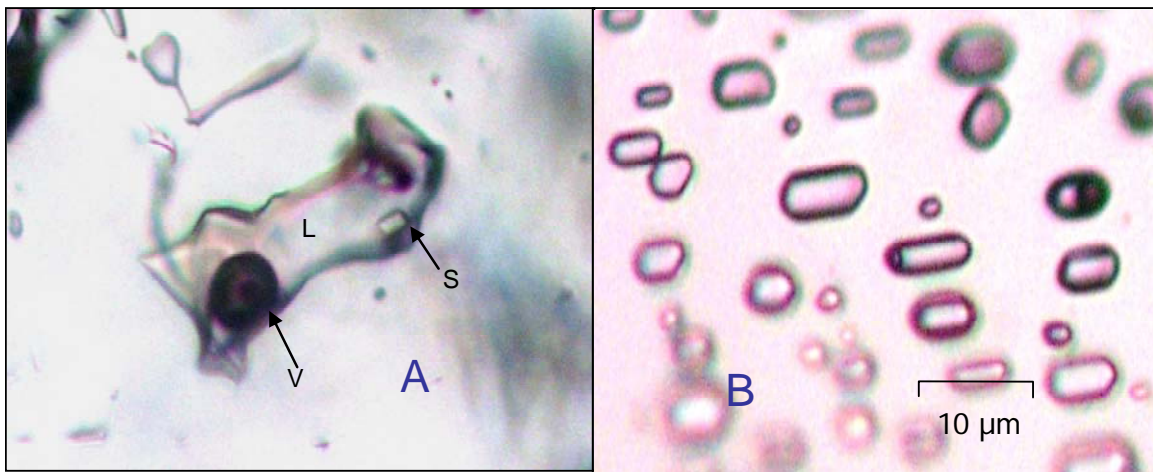


Figura V.6. Aspecto de inclusiones fluidas en cristales de fluorita. A) Se aprecia en detalle una inclusión fluida trifásica (liquido/vapor/sólido), B) Aspecto de inclusiones fluidas bifásica (liquido/vapor).

Los análisis de microtermometría realizados en cristales de fluorita asociados a depósitos de celestina-estroncianita-barita-fluorita, ubicados en la Sierra de Guadalupe, municipio de Villa de Bustamante en el estado de Tamaulipas (muestras MR-20A, MR-20B), mostraron por lo general que las inclusiones primarias son muy abundantes y de tamaño menor a 10 µm, de morfología alargada con puntas ovaladas, bifásicas, compuestas por un líquido incoloro

transparente y una burbuja de vapor de agua de color gris oscuro, con una proporción líquido-vapor 90/10 % respectivamente; ocasionalmente se presentaron cristales desarrollados dentro de las inclusiones fluidas (Figura V.6). Las temperaturas de homogeneización (T_h) obtenidas oscilan dentro de un rango de 138-168°C, las temperaturas de fusión (T_f) varían en rangos de -16° a -17° C y una salinidad de 19.45 a 20.22 % de NaCl.

Las muestras de cristales de yeso correspondientes a la Formación Guaxcamá fueron colectadas sobre un afloramiento ubicado en la porción occidental de la Sierra de Guadalucazar, específicamente en la localidad denominada Vía Láctea (muestra MR-10F) y de núcleos de barrenación realizados por el Consejo de Recursos Minerales (1992) en la localidad Guaxcamá dentro del área municipal de Villa Juárez, San Luis Potosí (muestra BR17-220m); además se colectaron dos muestras de yeso en la mina La Carbonera (muestras MR-11, MR-11F). Las inclusiones fluidas se presentaron de manera alargada, rectangular y bifásica, compuestas en su mayoría por un líquido transparente y vapor de color gris oscuro, por lo general con una relación de líquido/vapor 95/5 % respectivamente (Figura V.7.).

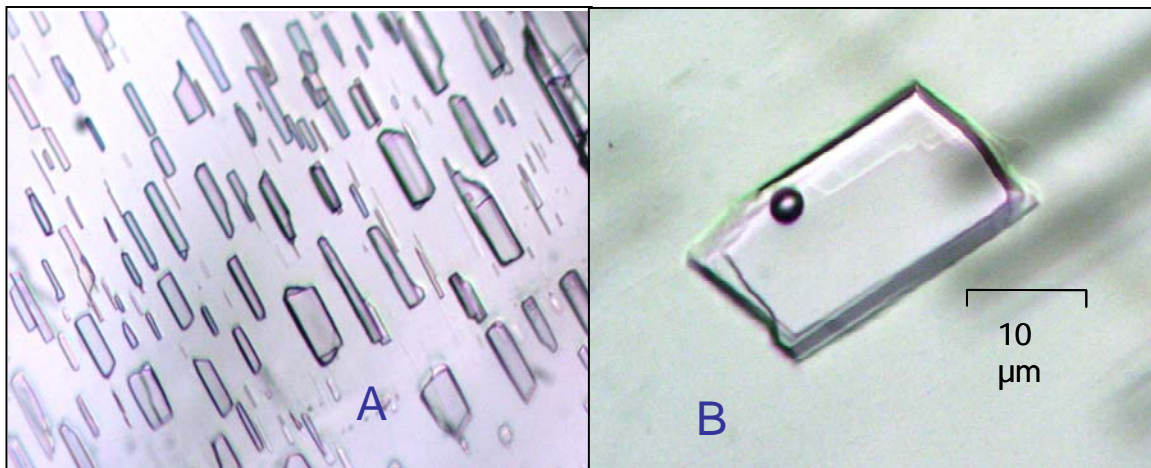


Figura V.7. Aspecto de inclusiones fluidas en cristales de yeso. A) Se observa conjunto de inclusiones fluidas bifásica (líquido/vapor) B) Muestra en detalle una inclusión fluida bifásica (líquido/vapor).

Las temperaturas de homogeneización (Th) obtenidas en estos cristales fueron de un rango de 100° a 125° C, las temperaturas de fusión (Tf) fluctuaron en rangos de -2.1° a -7.7° C, con una salinidad de 3.5 a 11.34 % de NaCl; es de señalar que las inclusiones medidas en la muestra MR-10F mostraron una discrepancia importante con respecto a las anteriores, la temperatura de homogeneización fue en un rango de 160-180° C, la temperatura de fusión (Tf) fue de -8.1° C, con una salinidad de 11.81 % de NaCl.

V. 1.a. Petrografía de inclusiones fluidas en las zonas mineralizadas de celestina y Formación Guaxcamá, en el área de influencia de la PVSLP

En el presente estudio se identificaron varias áreas con mineralización de celestina (El Poblano, La Carbonera, La Esperanza, La Paz, Las Tinajas, La Venadita, Sierra de Guadalupe, etc.), donde se colectaron muestras de estos depósitos minerales con la finalidad de caracterizar y realizar análisis de micro-termometría e isótopos estables.

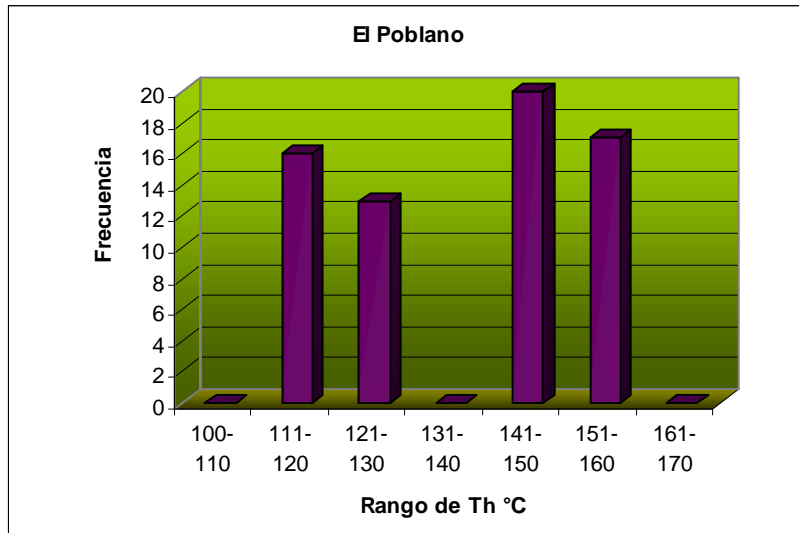


Figura V.8. Histograma de frecuencia para los rangos de temperatura de homogeneización.

En el área denominada “El Poblano” se seleccionó cuatro muestras de cristales de celestina, en las que se analizaron 66 inclusiones fluidas, todas presentaron una morfología irregular, el relleno observado fue en forma bifásica, con

una relación líquido/vapor muy constante, de aproximadamente 80/20 % respectivamente.

Las mediciones de las temperaturas de homogeneización (T_h), variaron de un rango de entre 109° a 175° C, concentrándose con un máximo en el intervalo de 141° - 150° C; cabe mencionar que observando el histograma de frecuencia para la T_h , se distinguen claramente dos grupos modales; el primero entre 100° a 130° C formando una campana de Gauss con un máximo en el intervalo de 111° a 120° C; mientras que el segundo grupo modal, formó una campana de Gauss desde el rango de 131° a 170° C y ocasionó con un máximo en el intervalo de 141° - 150° C, ambas campanas presentan distribución anormal de simetría negativa (sesgo a la derecha); (Figura V.8).

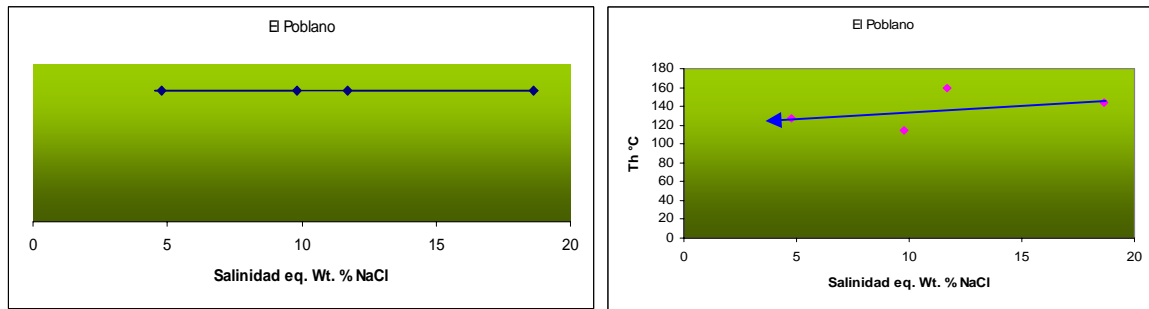


Figura V.9. Diagrama del rango de salinidad eq. Wt.,
Figura V.10. Grafico de T_h versus salinidad

Las temperaturas de fusión (T_f) fluctuaron entre -2.9° a -15.1° C (Tabla V.1), con una salinidad de 4.8 a 18.63 % peso NaCl equivalente (Figura V.9). El diagrama

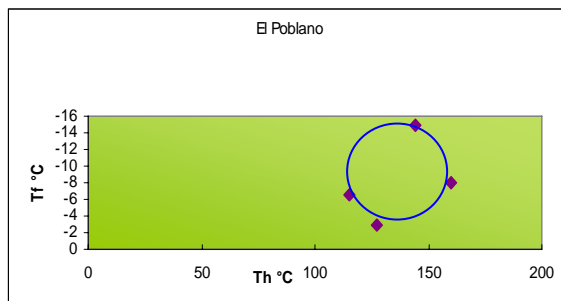


Figura V.11. Representación grafica de los datos obtenidos de T_h vs T_f .

temperatura de homogeneización (T_h) versus salinidad (% peso NaCl eq.), nos indica a través de la línea de tendencia, un proceso de evolución de los fluidos atrapados en las inclusiones fluidas y es posible inferir una dilución en los mismos (Figura V.10).

El diagrama realizado con los datos obtenidos de temperatura de homogeneización (T_h) versus temperatura de fusión (T_f), presenta una

dispersión homogénea en una área en forma semicircular, al parecer representa la población original de inclusiones fluidas (Figura V.11).

En el área mineralizada “La Carbonera” se seleccionaron y analizaron 159 inclusiones fluidas; 83 de estas correspondieron a muestras de cristales de celestina, 50 inclusiones fueron observadas en cristales yeso y 26 inclusiones se relacionaron a una muestra de calcita, cabe mencionar que los dos últimos minerales están estrechamente relacionados con la mineralización de celestina, que se presenta sobre todo rellenando vetas-fallas, dentro de la roca caliza correspondientes a la Formación El Abra.

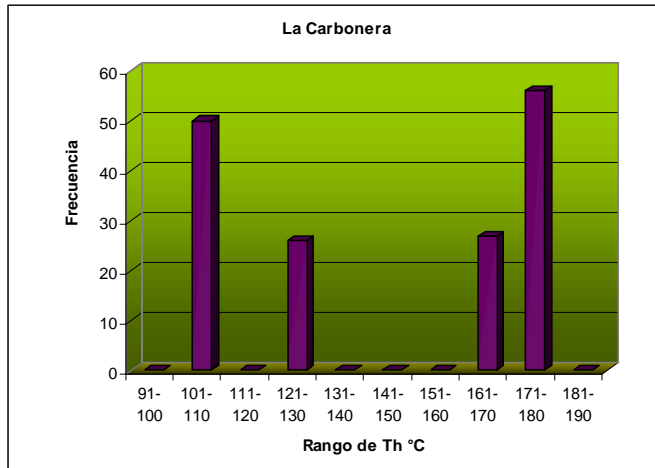


Figura V.12. Histograma de frecuencia para los rangos de temperatura de homogeneización en la zona La Carbonera.

de celestina, 50 inclusiones fueron observadas en cristales yeso y 26 inclusiones se relacionaron a una muestra de calcita, cabe mencionar que los dos últimos minerales están estrechamente relacionados con la mineralización de celestina, que se presenta sobre todo rellenando vetas-fallas, dentro de la roca caliza correspondientes a la Formación El Abra.

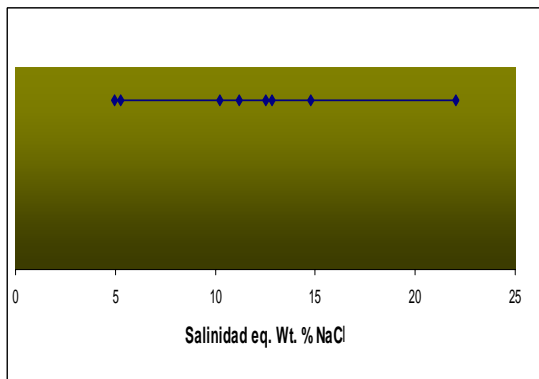


Figura V.13. Representación del rango de salinidad eq. Wt.

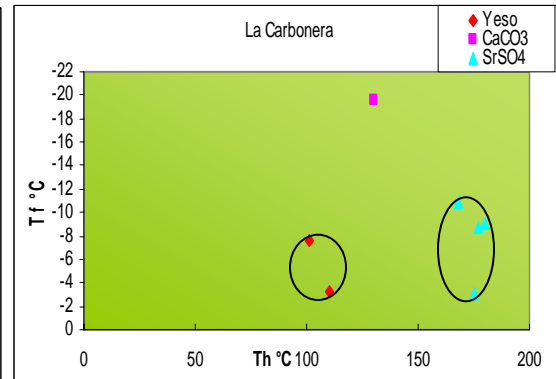


Figura V.14. Distribución de los datos obtenidos de Th vs Tf.

Las medidas de las temperaturas de homogeneización (Th), variaron de un rango de entre 100° a 190° C, concentrándose en su mayoría en el intervalo de 171° a 180° C; el histograma de frecuencia para la Th, se distinguen claramente

dos grupos modales, el primero entre 91° y 130° C y el segundo de 151°- 190° C (Figura V.12).

Las temperaturas de fusión (Tf) oscilaron entre -2.7° a -20° C (Tabla V.1), con una salinidad de 4.96 a 22.03 % peso NaCl equivalente (Figura V.13).

El diagrama realizado con los datos obtenidos de las temperaturas de homogeneización (Th) *versus* temperatura de fusión (Tf), presenta una dispersión homogénea en las inclusiones fluidas de celestina en una área en forma semicircular, mientras que los cristales de yeso se agrupan en otra zona en forma circular, al parecer ambas áreas representan la población original de inclusiones fluidas (Figura V.14).

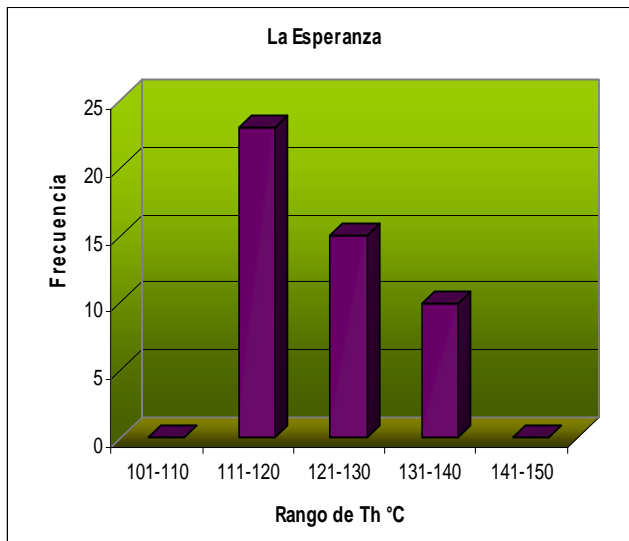


Figura V.15. Histograma de frecuencia para los rangos de Th.

En el área mineralizada “La Esperanza” se seleccionaron y analizaron 48 inclusiones fluidas; correspondieron a muestras de cristales de celestina, alojada en roca caliza de la Formación El Abra, en forma de cuerpos irregulares, mantos y relleno de fracturas. La morfología que presentaron las inclusiones fue irregular con fase líquido y vapor, pero predominando el primero.

Las temperaturas de homogeneización (Th), variaron de un rango de entre 110° a 160° C, concentrándose en una campana de Gauss entre 101° a 150° C, con un máximo en el

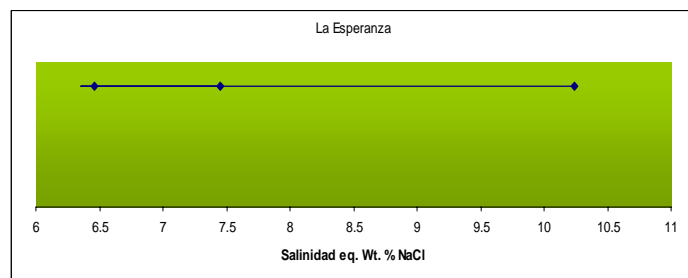


Figura V.16. Representación del rango de salinidad eq. Wt.

intervalo de 111°-120° C, además se observó una distribución anormal de simetría negativa (sesgo a la derecha) (Figura V.15).

Las temperaturas de fusión (Tf) fue muy regular concretamente oscilo entre -4° a -7° C (Tabla V.1), con una salinidad de 6.46 a 10.24 % peso NaCl equivalente (Figura V.16).

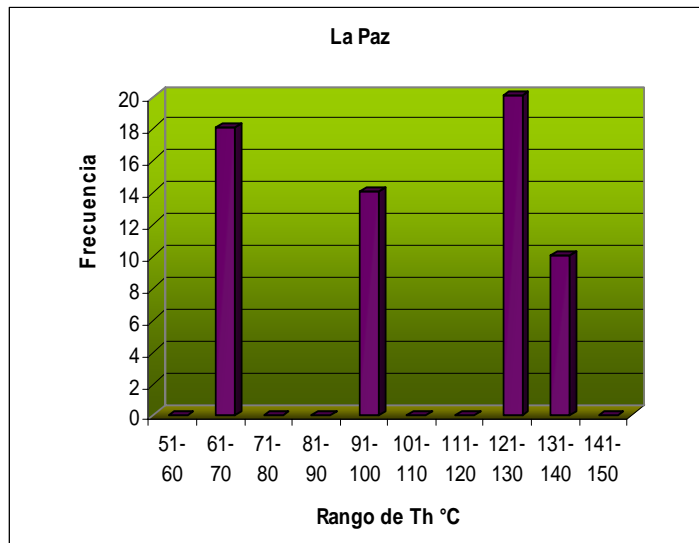


Figura V.17. Histograma de frecuencia para los rangos de Th.

En el área mineralizada “La Paz” se seleccionaron cuatro muestras de cristales de celestina, en las que se analizaron 62 inclusiones fluidas, estas presentaron una morfología irregular, el relleno observado fue en forma bifásica, con una relación líquido/vapor muy constante, de aproximadamente 80/20 % respectivamente.

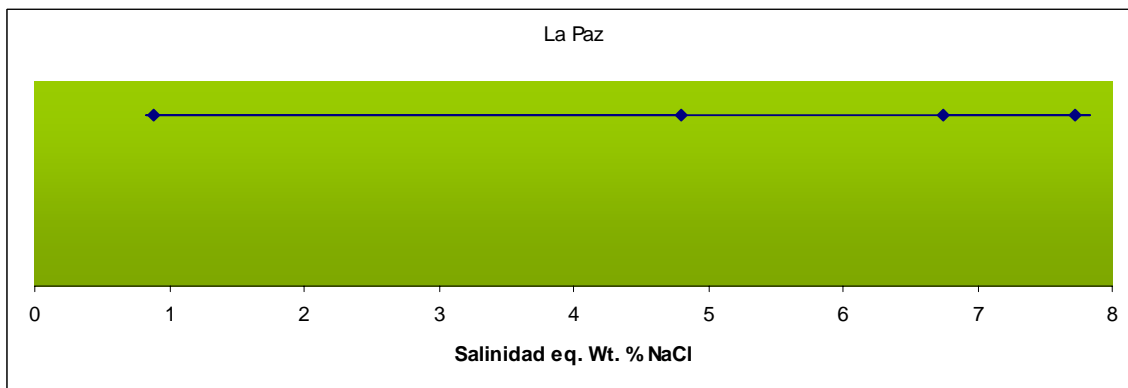


Figura V.18. Representación del rango de salinidad eq. Wt.

La mineralización de celestina en esta zona esta emplazada en fracturas tabulares, dentro de una alternancia caliza y lutita concerniente a la Formación Indidura.

Las mediciones de las temperaturas de homogeneización (Th), variaron de un rango de entre 64° a 138° C, concentrándose con un máximo en el intervalo de 121° a 130° C; en el histograma de frecuencia para la Th, se distinguen dos grupos modales, el primero entre 51° a 110° C y el segundo de 111° a 150° C (Figura V.17).

Las temperaturas de fusión (Tf) fueron baja, fluctuó entre -0.5° a -4.9° C (Tabla V.1), con una salinidad de 0.88 a 7.73 % peso NaCl equivalente (eq) (Figura V.18).

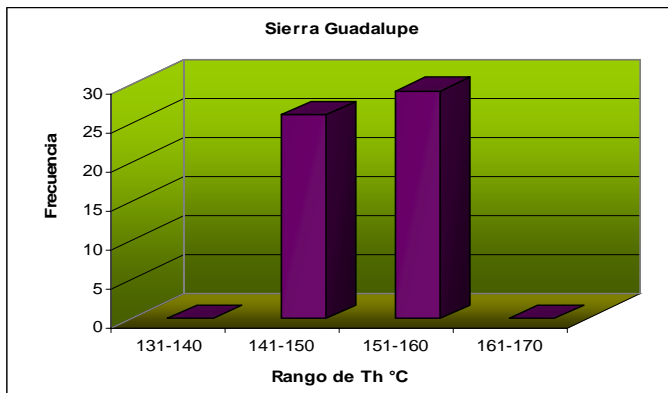


Figura V.19. Histograma de frecuencia para los rangos de Th.

En el área mineralizada “Sierra de Guadalupe” se eligieron y analizaron 55 inclusiones fluidas que correspondieron a muestras de cristales de fluorita, dichos cristales están relacionados con una mineralización de celestina y barita, alojada en roca caliza de la Formación El

Abra, en forma de cuerpos irregulares y relleno de fracturas. La morfología que presentaron las inclusiones es ovalada con fase líquido y vapor, pero predominando al primero. Las temperaturas de homogeneización (Th), variaron de un rango de entre 138° a 168° C, concentrándose en una campana de Gauss entre 131° a 170° C, con un máximo en el intervalo de 151° a 160° C, además se observó una distribución anormal de simetría positiva (sesgo a la izquierda) (Figura V.19).

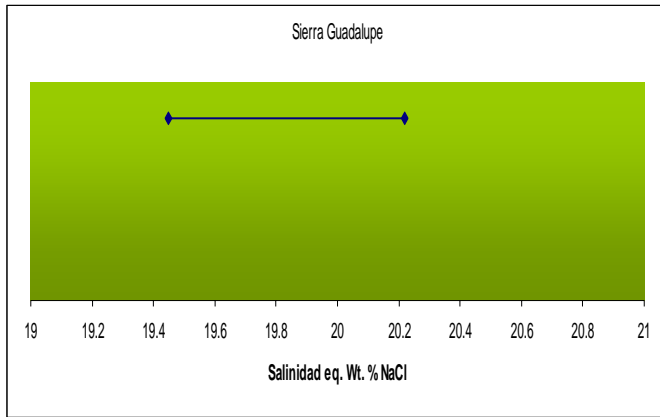


Figura V.20. Representación del rango de salinidad eq. Wt.

Las temperaturas de fusión (T_f) de las muestras analizadas colectadas en el área de la Sierra de Guadalupe, fue en un intervalo de -10° a -18° C (Tabla V.1), por consiguiente el rango de salinidad de estas muestras fue entre 19.45 a 20.22 % peso NaCl equivalente (Figura V.20).

Sobre la vetas de celestina del área mineralizada “Las Tinajas” se eligieron y analizaron 20 inclusiones fluidas; correspondieron a cristales de celestina, dichos cristales están alojados una zona de falla, dentro de la roca caliza de la Formación El Abra, en forma de cuerpos tabulares, asociada con calcita. Las temperaturas de homogeneización (T_h), variaron de un rango de entre 138° a 147° C; las temperatura de fusión (T_f) fue alrededor de -4.5° con una salinidad de 7.17 % peso NaCl equivalente (Tabla V.1).

Sobre la veta de celestina denominada la “La Venadita” se analizaron 22 inclusiones fluidas, es de mencionar que la mineralización se presenta relleno de una fractura dentro de la caliza de la Formación El Abra, también se observaron cristales facetados en forma prismática, formando drusas. Las temperaturas de homogeneización (T_h), fueron muy constante de un rango de entre 146° a 150° C; mientras que las temperaturas de fusión (T_f) fueron de -15 a -18° C con una salinidad de 20.22 % peso NaCl equivalente (Tabla V.1).

También se eligieron y analizaron inclusiones fluidas en cristales de yeso, correspondientes a la “Formación Guaxcamá”, en total fueron 81 inclusiones, de las cuales 30 de estas correspondieron a un cristal de yesos colectado sobre un

barreno realizado en la localidad tipo (Guaxcamá municipio de Villa Juárez, S.L.P.) y 51 inclusiones correspondieron a cristales de yeso colectados sobre un afloramiento ubicado en la porción occidental de la Sierra de Guadalcázar (Mina Vía Láctea). Las inclusiones fluidas se presentaron de manera alargada, rectangular y bifásica, compuestas en su mayoría por un líquido transparente y vapor de color gris oscuro.

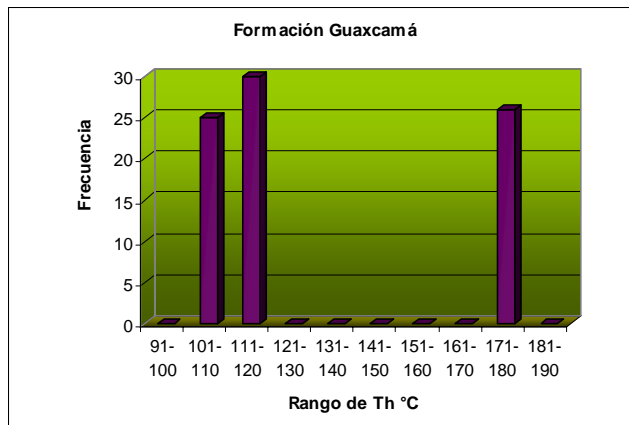


Figura V.21. Histograma de frecuencia para los rangos de Th.

Las temperaturas de homogeneización (Th), fueron variables de un rango de entre 100° a 180° C, concentrándose en una campana de Gauss entre 91° a 190° C, con un máximo en el intervalo de 111° a 120° C, se observó una distribución normal de simetría negativa (sesgo a la derecha) (Figura V.21).

Las temperaturas de fusión (Tf) fueron de -2.1 a -8.1° C (Tabla V.1), con una salinidad de 3.55 a 11.81 % peso NaCl equivalente (eq) (Figura V.22). Observando el diagrama temperatura de homogeneización (Th) versus salinidad

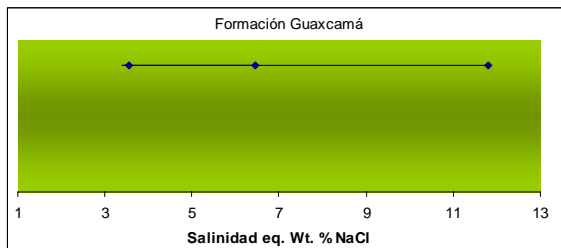


Figura V.22. Representación del rango de salinidad eq. Wt.

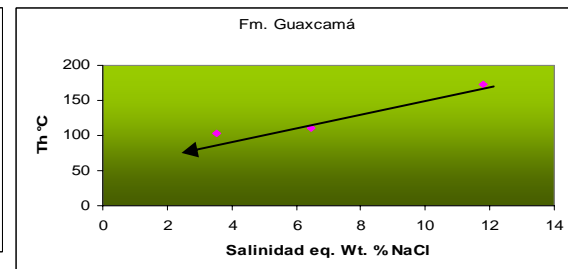


Figura V.23. Gráfico de Th vs salinidad Wt.

(% peso NaCl eq.), nos indica a través de la línea de tendencia, un proceso de evolución de los fluidos atrapados en las inclusiones fluidas e indica una posible

dilución de la salmuera ya que los fluidos más calientes (180°C) presentan saturación en sales y los más diluidos muestran una salmuera característica de aguas meteóricas (Figura V.23).

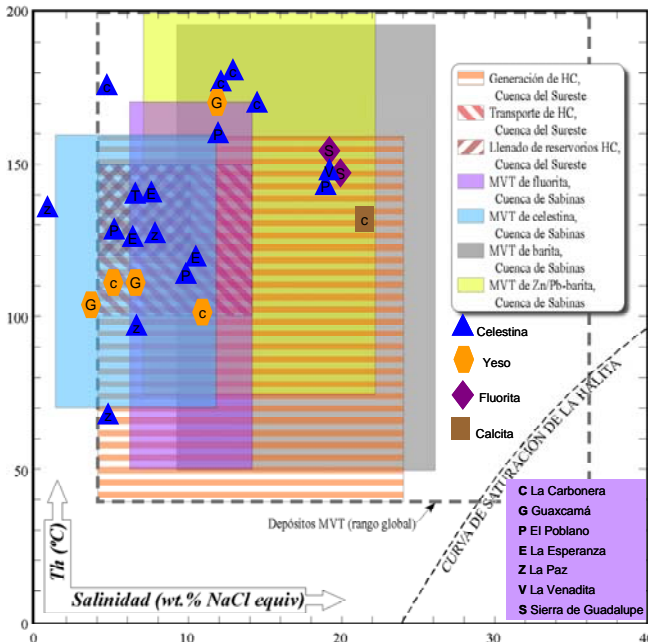


Figura V.24. Comparación de los resultados obtenidos en el presente estudio (Th vs salinidad Wt) contra campos realizados a partir de datos realizados por González-Partida et al., 2008 (en preparación).

Con la finalidad de comparar el comportamiento de los fluidos que dieron origen a los yacimientos de celestina en la zona de influencia de la PVSLP, con respecto a otros yacimientos de su tipo, se graficaron los resultados obtenidos de las mediciones de inclusiones fluidas de cristales de celestina, calcita, yeso y fluorita; en la Figura V.24., se representan los datos antes mencionados de temperatura de homogeneización (Th) versus salinidad, la mayoría de los resultados concuerdan en los campos de los yacimientos

Mississippi Valley-Type (MVT), y más aun algunos de los resultados tienen semejanzas con los yacimientos de celestina de la Cuenca de Sabinas.

Realizando una remembranza de los datos obtenidos en los análisis micro-termométricos concernientes a yacimientos *Mississippi Valley-Type* (MVT), concretamente los de temperatura de homogeneización han demostrado un rango de 50°C - 200°C y una la salinidad en peso de NaCl equivalente de 4 a 34 % (Figura V.25).

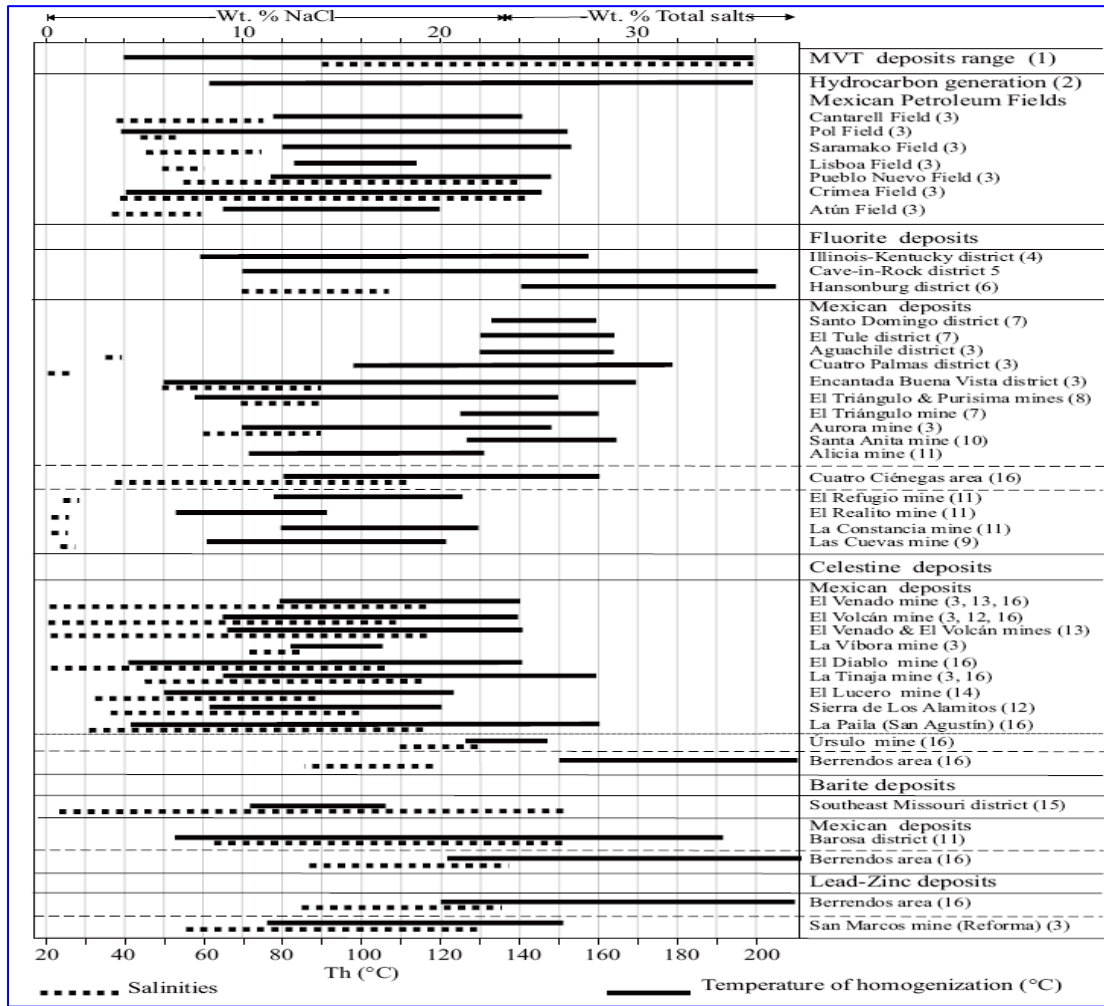


Figura V.25. Rango de temperatura de homogeneización y salinidad % en peso de yacimientos Mississippi Valley-Type (MVT), tomado de González-Sánchez et al., 2007.

Los datos obtenidos en el presente estudio, concretamente las temperaturas de homogeneización y salinidad en peso equivalente de NaCl, demostraron semejanza con los análisis de micro-termometría reportados en otros yacimientos de celestina ubicados en el noreste de México (ver Figura V.26).

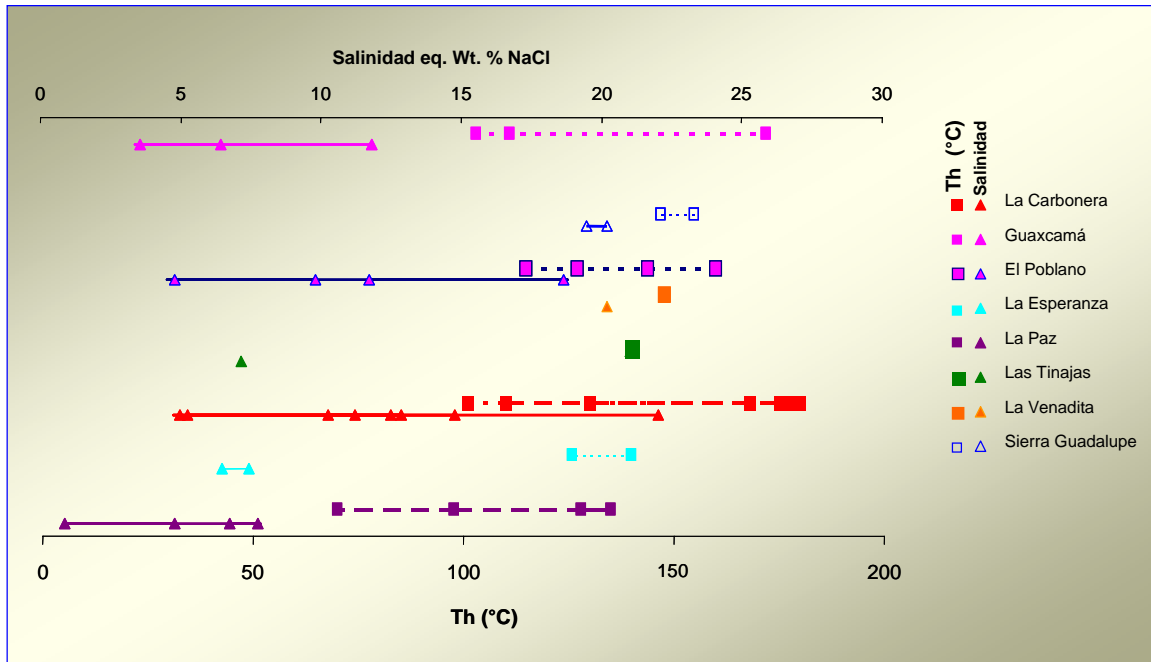


Figura V.26. Rangos de temperaturas de homogeneización y salinidad Wt, de los yacimientos de celestina en la PVSLP.

V. 2. Datos Isotópicos de Oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$), Carbono ($\delta^{13}\text{C}$) y Azufre ($\delta^{34}\text{S}$)

En el presente trabajo se seleccionaron 20 muestras de mineral de calcita relacionada a los yacimientos y manifestaciones de celestina que se ubican en el zona de influencia de la PVSLP, con la finalidad de realizar análisis de isótopos estable de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) y carbono ($\delta^{13}\text{C}$); dichos análisis se realizaron en los laboratorios especializados de la UNAM (LUGGIS).

Los análisis isotópicos de oxígeno y carbono aplicados a las muestras de calcita, fue utilizando la técnica básica descrita por J. M. McCrea (1950), para el análisis de carbonatos donde el CO_2 es liberado por la reacción ácida con H_3PO_4 a 25°C .

Las medidas de las reacciones isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, se realizaron usando CaCO_3 en un termobarico Finnigan Gas Bench II Delta PPlus XL continuo, acoplado al espectrómetro de masas con aplicación a Devils Hole Core DH-11.

Las muestras fueron normalizadas utilizando NBS-19. NBS-18 y LSVEC; los resultados obtenidos se muestran en la Tabla V.2.

Localidad	Muestra	Mineral	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ (‰)
La Esperanza	MR-01	CaCO ₃	0.598	-5.715	25.02
La Paz	MR-5A	CaCO ₃	0.88	-12.777	17.74
La Paz	MR-7A	CaCO ₃	1.048	-14.438	16.03
Las Tinajas	MR-8A	CaCO ₃	0.721	-10.132	20.46
El Poblano	MR-9D	CaCO ₃	-0.162	-8.2	22.46
El Poblano	MR-09	CaCO ₃	-3.077	-9.705	20.9
El Poblano	MR-9B	CaCO ₃	-1.991	-9.252	21.37
La Carbonera	MR-11C	CaCO ₃	2.761	-6.532	24.18
La Carbonera	MR-11B	CaCO ₃	0.427	-14.141	16.33
La Carbonera (San Fco.)	MR-14D	CaCO ₃	0.366	-14.338	16.13
La Carbonera (San Fco.)	MR-14B	CaCO ₃	2.008	-7.074	23.62
La Carbonera (San Fco.)	MR-14F	CaCO ₃	3.09	-4.499	26.27
La Carbonera (San Fco.)	MR-14D	CaCO ₃	0.378	-13.798	16.69
La Carbonera (San Fco. alto)	MR-15	CaCO ₃	-1.442	-9.989	20.61
Loma Blanca	MR-17A	CaCO ₃	-4.803	-7.694	22.98
Sierra Guadalupe	MR-18D	CaCO ₃	-1.579	-8.773	21.87
Sierra Guadalupe	MR-19B	CaCO ₃	-1.276	-5.636	25.1
Sierra Guadalupe	MR-19A	CaCO ₃	-1.395	-8.721	21.92
Sierra Guadalupe	MR-20B	CaCO ₃	-0.507	-5.799	24.93
Sierra Guadalupe	MR-20C	CaCO ₃	-2.023	-8.34	22.31

Tabla V.2. Resumen de resultados de isótopos estables de carbono y oxígeno.

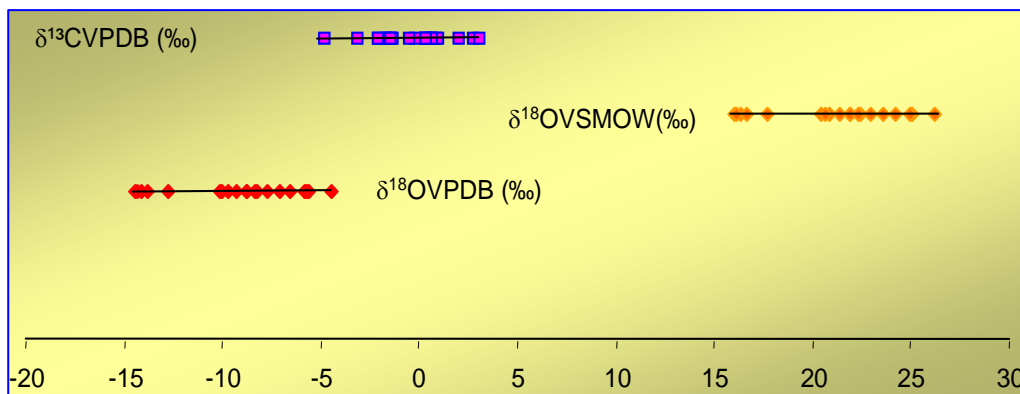


Figura V.27. Se muestra el rango de los resultados de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$.

En general los análisis isotópicos en la calcita dieron un rango en el carbono ($\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$) de -4.88 a 3.09 ‰; en cuanto a los resultados de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) con el

estándar V_{PDB} fue de un rango de -14.438 a -5.636 ‰, asimismo con el estándar V_{SMOW} arrojaron un rango de 16.03 a 26.27 ‰ (Figura V.27).

Con el fin de obtener datos fidedignos que indiquen el origen de los fluidos y de las condiciones fisicoquímicas que llevaron a la formación de los yacimientos de celestina ubicados en la zona de influencia de la PVSLP, además de tener un comparativo con los sulfatos de la Formación Guaxcamá, se llevaron a cabo análisis de geoquímica de isótopos estables de azufre.

Los análisis de isótopos estables de azufre fueron realizados por la Dra. Pura Alfonso en el laboratorio especializado *Serveis Científico-Tècnics* de la Universidad de Barcelona, España. Para ello, fue necesario obtener un total de 38 separados minerales puros de los diferentes sulfatos y azufre nativo; de las cuales diecisiete fueron de celestina, cuatro de barita asociada a los yacimientos de celestina, ocho muestras fueron de yeso-anhidrita y nueve de azufre nativo, es de mencionar que las muestras de yeso, anhidrita y azufre corresponden a los constituyentes de las evaporitas de la Formación Guaxcamá, los resultados obtenidos se presentan en la Tabla V.3.

Los análisis se realizaron mediante un espectrómetro *Delta C Finnigan MAT* de flujo, con un analizador elemental acoplado TCEA, de acuerdo al método de Giesemann *et al.*, (1974). En este espectrómetro las muestras a analizar deben tener un contenido de azufre elemental entre 20 y 100 microgramos. Para ello se preparan muestras con un peso desde 0.15-0.20 mg. Los resultados se expresan como valores de $\delta^{34}\text{S}$ ‰, en relación al estándar de troilita del Cañón del Diablo (CDT). La precisión analítica está dentro del $\pm 0.1\text{‰}$ a 1δ .

$$\delta^{34}\text{S}_{\text{muestra}} = \frac{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{muestra}} - (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{CDT}}}{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{CDT}}} \times 1000$$

El valor delta ($\delta^{34}\text{S}$) significa por tanto la desviación de la relación $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ (en tanto por mil, ‰) entre la muestra estudiada y el estándar.

Localidad	Muestra	Mineral	Sr	Ca	Ba	S
			$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{34}\text{S}$
La Esperanza	MR-1	Celestina	19.7			
La Esperanza	MR-2	Celestina	19.3			
La Esperanza	MR-3	Celestina	21.4			
La Esperanza	MR-4	Celestina	19.7			
La Paz	MR-5	Celestina	17.9			
La Paz	MR-6	Celestina	17.5			
La Paz	MR-7	Celestina	17.8			
Las Tinajas	MR-8	Celestina	13.0			
El Poblano	MR-9	Celestina	16.0			
El Poblano	MR-9 A	Celestina	12.6			
La Carbonera	MR-11	Celestina	17.0			
La Carbonera	MR-11B	Celestina	17.8			
La Carbonera	MR-11D	Celestina	17.6			
La Carbonera	MR-14 C	Celestina	14.0			
La Carbonera	MR-14 E	Celestina	16.6			
La Venadita	MR-13	Celestina	16.4			
Sierra de Guadalupe	MR-19	Celestina	17.3			
Guxcamá (Via Lactea)	MR-10	Anhidrita		17.9		
Guxcamá (Via Lactea)	MR-10 A	Anhidrita		17.1		
Guxcamá (Via Lactea)	MR-10 B	Yeso		14.5		
Guxcamá (Via Lactea)	MR-10 C	Anhidrita		-0.8		
Guxcamá (Via Lactea)	MR-10 D	Anhidrita		16.4		
Guxcamá (Via Lactea)	MR-10 E	Anhidrita		17.1		
Guxcamá (Via Lactea)	MR-10 F	Anhidrita		16.6		
Guxcamá (Via Lactea)	MR-10 G	Anhidrita		-0.8		
Sierra de Guadalupe	MR-16	Barita			29.6	
Sierra de Guadalupe	MR-18 A	Barita			31.6	
Sierra de Guadalupe	MR-19	Barita			26.9	
Sierra de Guadalupe	MR-20 A	Barita			22.0	
Guxcamá	MR-10 FI	Azufre				-11.6
Guxcamá	MR-30	Azufre				6.2
Guxcamá	MR-31	Azufre				12.5
Guxcamá	MR-32	Azufre				4.8
Guxcamá	MR-33	Azufre				3.2
Guxcamá	MR-34	Azufre				4.6
Guxcamá	MR-35	Azufre				5.7
Guxcamá	MR-36	Azufre				5.5
Guxcamá	MR-37	Azufre				2.1

Tabla V.3. Resumen de resultados de isótopos estables de azufre.

El rango obtenido en los resultados fue de -12 a 30 ‰ en $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$, pero la mayoría se concentró en valores de 12 a 20 ‰; los análisis de azufre nativo dieron un rango -12 a 12 ‰ ($\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$) con una concentración mayor en 4 ‰, además fueron las muestras que presentaron más fraccionamiento en $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$; en lo concerniente a los resultados de yeso y anhidrita reportaron un rango de -2

a 16 ‰ de $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$; los resultados en la barita aportaron un rango entre 20 a 30 ‰ siendo los más enriquecidos de $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$; los análisis realizados a celestinas aportaron un rango de 14 a 20 ‰ de $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$, con una gran concentración en $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ igual a 16 ‰ que sobresalen de todos los resultados obtenidos (ver Figura V.28).

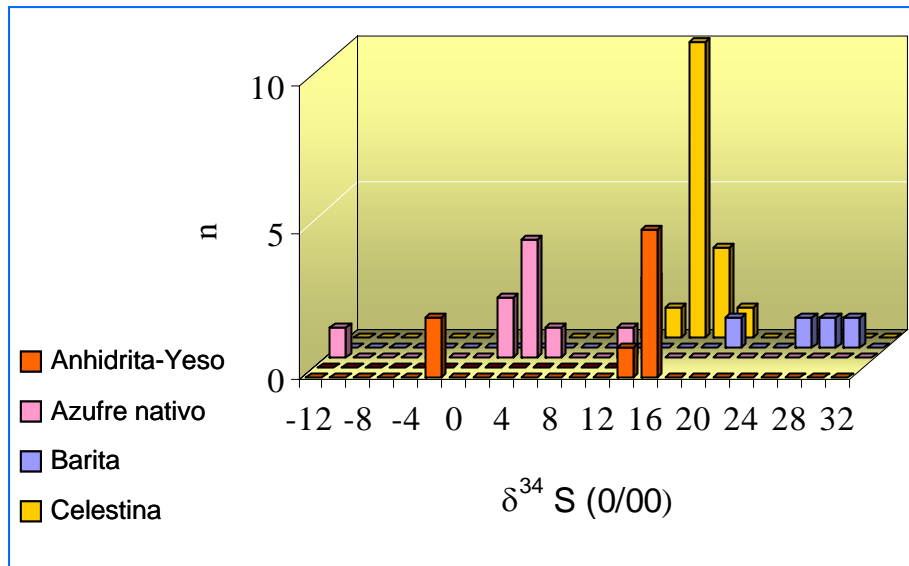


Figura V.28. Se muestra el histograma y los rangos de los resultados de isótopos de $\delta^{34}\text{S}$.

Con la finalidad de tener un parámetro de comparación de las evaporitas de la PVSLP con los yacimientos de celestina se llevaron a cabo análisis de isótopos de azufre en muestras de anhidritas y yesos de un afloramiento ubicado en la porción poniente de la Sierra de Guadalcázar (mina Vía Láctea), en total se analizaron ocho muestras que arrojaron resultados en un rango de -0.8 a 17.9 ‰ en $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ y una muestra de azufre nativo que aportó -11.6 ‰ de $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$. Así mismo se realizaron ocho análisis a muestras de azufre nativo colectadas sobre núcleos de barrenos pertenecientes a la localidad Guaxcamá municipio de Villa Juárez, S. L. P., los resultados obtenidos fueron de un rango de 2.1 a 12.5 ‰ de $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$.

Sobre los yacimientos de celestina del área mineralizada "La Paz", se analizaron dos muestras de calcita las cuales reportaron resultados dentro de un rango de

-0.88 a 1.048 ‰ conserniente al $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$; mientras que los resultados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ están más fraccionados, los valores obtenidos fueron de -14.43 a -12.777 ‰ (Figura V.29). También se analizaron tres muestras de celestina que arrojaron datos muy constantes (17.5 a 17.9 ‰) de isotopos de azufre (S) conserniente a $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$.

En el área mineralizada “La Carbonera” se efectuaron análisis de isótopos estables a varias muestras de calcita relacionadas con la mineralización de celestina y fluorita; los valores isotópicos de la calcita muestran una correlación con tendencia positiva en $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ (0.36 a 2.79 ‰), pero existe un marcado fraccionamiento en $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ donde los valores obtenidos fueron de -14.33 a -4.99 ‰ (Figura V.29). Por otra parte se realizaron cinco análisis a minerales de celestina concretamente de $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ mismos que aportaron una rango de 17.8 a 14.0 ‰.

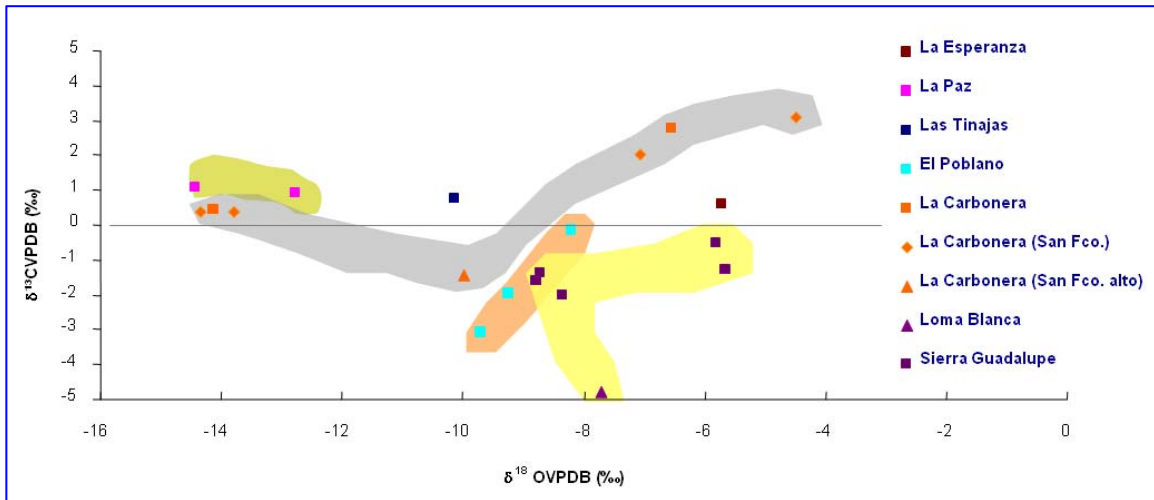


Figura V.29. Gráfico de los resultados obtenidos en el presente estudio de $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ conserniente a los yacimientos de celestina de la PVSLP.

Del área mineraliza “El Poblano” se seleccionaron y analizaron muestras de calcita asociadas a los cuerpos irregulares de celestina, los resultados obtenidos revelan un ligero fraccionamiento en $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ dando un rango de -0.16 a -3.07 ‰, además es marcada la tendencia del fraccionamiento en $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ (-9.7 a -8.2 ‰) (Figura V.29). De igual forma se examinaron dos muestras de celestina

con la finalidad de conocer el comportamiento de $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ arrojando un resultado de 12.6 a 16 ‰.

En los yacimientos de fluorita, celestina, barita y estroncianita, ubicados en la porción norte de la zona de influencia de la PVSLP (Sierra de Guadalupe), se analizaron seis muestras de calcita asociada a dichos yacimientos, los resultados muestran una tendencia de fraccionamiento en $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ dando un rango de -0.5 a -4.8 ‰, también existe un fraccionamiento en $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ con un rango de -5.63 a -8.72 ‰ (Figura V.29). En lo conserniente a los resltados de isotopos de S, se analizó una muestra de celestina y arrojó un resultado de 17.3 ‰ ($\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$), asimismo se analizaron cuatro muestras de barita que proporcionaron un rango de 22 a 31.6 ‰ en $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$.

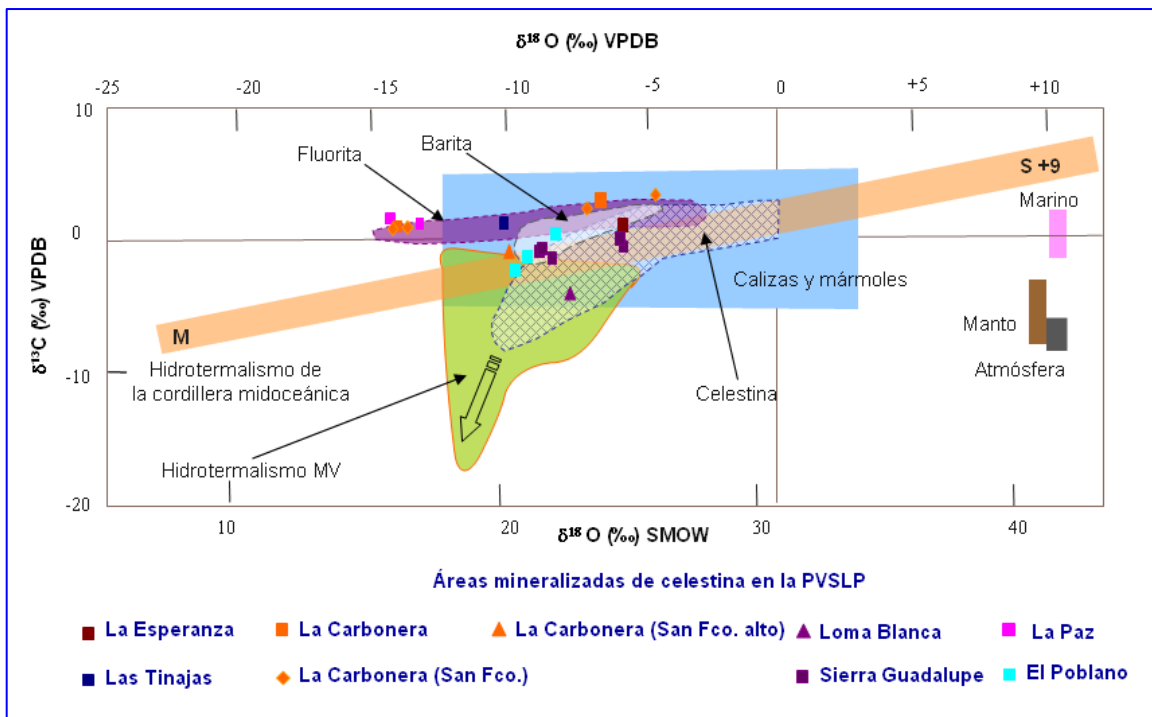


Figura V.30. Gráfica del $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ vs $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ y su relación con otros datos. Los valores de la calizas y mármoles fueron tomados de Hudson (1977), los campos del hidrotermalismo son a partir de calcitas provenientes de cordillera midoceánica con una mezcla de carbón derivado del manto (M) y carbón derivado de agua marina (S) (Stakes y O'Neil 1982) y para el campo de hidrotermalismo MV, las calcitas son provenientes de los depósitos Mississippi Valley-Type, la flecha dentro del campo MV apunta hacia la evolución más joven (Richardson et al., 1988, modificado de Rollinson 1993). Los campos de fluorita, barita, celestina los resultados de las zonas mineralizadas corresponden a datos aportados por González-Sánchez (2008)

En lo concerniente al área mineralizada “Las Tinajas”, se analizó una muestra de calcita asociada con la mineralización de celestina, la cual presentó fraccionamiento en los isótopos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ (-10.32 ‰), mientras que en $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ aportó un valor de 0.72 ‰. Así mismo se efectuó un análisis para $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ dando un resultado de 13.0 ‰.

Referente al área mineralizada “La Esperanza” se efectuaron análisis de isótopos de C y O a una muestra de calcita asociada con los yacimientos de celestina, únicamente se fracciona en $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ (-5.71‰). Del mismo modo se analizaron cuatro muestras de celestina para isótopos de S que arrojaron un rango de 19.3 a 21.4 ‰ de $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$.

En la Figura V.30., se muestra los datos obtenidos en el presente estudio en relación con algunos carbonatos relacionados a los yacimientos MVT del Noreste de México y otros. Los datos de isótopos estables de carbono y oxígeno derivados de calcitas relacionadas a los yacimientos de celestina de la PVSLP muestra un ligero fraccionamiento al $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ posiblemente provocado por la presencia de materia orgánica, pero existe más fraccionamiento de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ seguramente relacionado alguna acción térmica; asimismo es posible ver que los datos obtenidos en el presente estudio concuerdan con los campos de los yacimientos MVT del Noreste de México, los campos del hidrotermalismo MV y los campos de la cordillera midoceánica.

Los resultados de los isótopos de azufre representados en la Figura V.31., muestran que la mayoría de los yacimientos de celestina guardan una estrecha relación con los campos de valores de $\delta^{34}\text{S}$ publicados por *Claypool et al.*, (1980) para las evaporitas representativas del Jurásico Superior y el Cretácico Inferior; asimismo comparando los resultados obtenidos de las áreas mineralizadas de celestina (La Esperanza y Sierra de Guadalupe) concernientes a la PVSLP, muestran semejanzas con los campos de los yacimientos MVT del

Noreste de México, siendo los resultados más pesados en $\delta^{34}\text{S}$, obtenido de muestras de barita colectadas en las yacimientos de la Sierra de Guadalupe.

El comportamiento isotópico de los minerales de sulfatos calcio y azufre nativo colectados sobre la secuencia de las evaporitas de la Formación Guaxcamá, presentan un fraccionamiento marcado en $\delta^{34}\text{S}$ de hasta -0.8‰ para los sulfatos y de -11.6‰ para el azufre nativo, aunque los sulfatos de calcio se concentran en el mismo rango de los campos de valores de $\delta^{34}\text{S}$ publicados por *Claypool et al.*, (1980) para las evaporitas representativas del Jurásico Superior y el Cretácico Inferior (Figura V.31).

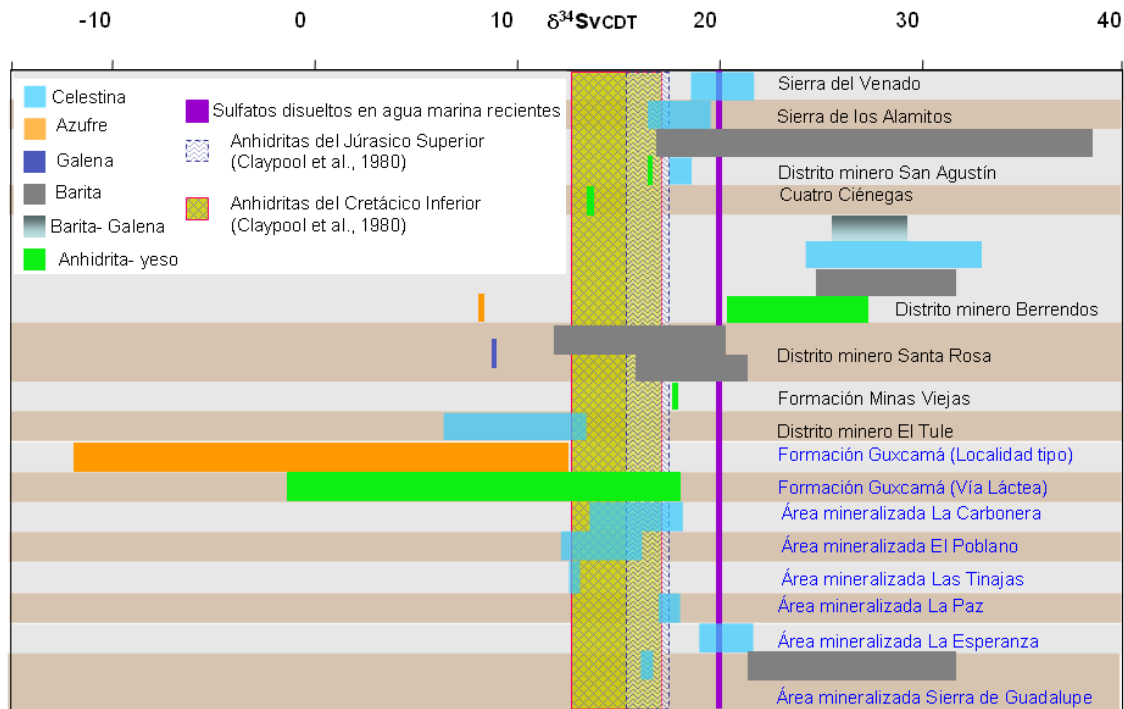


Figura V.31 Representación grafica de los valores de $\delta^{34}\text{S}$ (vcdt), concernientes a sulfatos colectados en los yacimientos de celestina de la PVSLP y la Formación Guaxcamá, el azufre nativo corresponde a esta unidad litológica; además se presentan algunos campos de los isótopos de $\delta^{34}\text{S}$; los resultados de las zonas mineralizadas corresponden a datos aportados por González-Sánchez (2008).

CAPITULO VI

DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN

VI.1. DISCUSIÓN

VI.1.a. Importancia de los depósitos de celestina

La producción minera de celestina en México proviene en su mayoría de los yacimientos estratoligados similares a los “*Mississippi Valley-type*” (MVT), ubicados en los estados del Noreste del territorio nacional (Coahuila de Zaragoza y Durango); a la fecha se han tipificado formalmente como una provincia de ésta topología (González-Sánchez 2008), dejando la posibilidad de que exista una continuidad de dicha provincia hacia la porción centro-oriente de México concretamente hacia la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP); cabe señalar que los depósitos de celestina ubicados en la zona de influencia de la PVSLP presentan semejanzas (geotectónicas, fisicoquímicas y mineralógicas) con los depósitos del Noreste de México.

VI.1.b. Geología y distribución de los depósitos de celestina en la PVSLP

En la porción noroeste y norte de la unidad paleogeográfica conocida como Plataforma Valles San Luis Potosí (PVSLP), existen varias áreas mineralizadas de celestina (La Carbonera-San Francisco, La Esperanza, El Poblano, La Paz, Las Tinajas, Loma Cuchilla Gorda, La Venadita, El Aljibe, Palo Blanco, San Jerónimo, San Francisco y Loma Blanca) (Figura VI.1). Los depósitos de celestina están emplazados en su mayoría en rocas calcáreas de edad cretácica correspondiente a la fase árrecifal (Formación El Abra) de la unidad paleogeográfica PVSLP; la mineralización de celestina en el área La Paz, está emplazada en rocas calcáreo-arcillosas de la Formación Indidura, ésta unidad litológica corresponde a la columna litológica de Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM), pero similar en edad y en nivel estratigráfico a la Formación El Abra.

La mineralización de celestina está alojada en vetas (rellenando fracturas y fallas), mantos, cuerpos irregulares y zonas de brecha o cizalla; la mineralogía de estos yacimientos es esencialmente celestina, ocasionalmente se observan cristales

bien desarrollados en espacios abiertos en forma de cristales euedrales prismáticos facetados, pero sobre todo ocurren en forma granular; los minerales son de color azul pálido, translucido y blanco; en algunos casos es posible apreciar minerales accesorios tales como calcita, hematita, barita, fluorita, arcillas, yeso secundario y anhidrita.

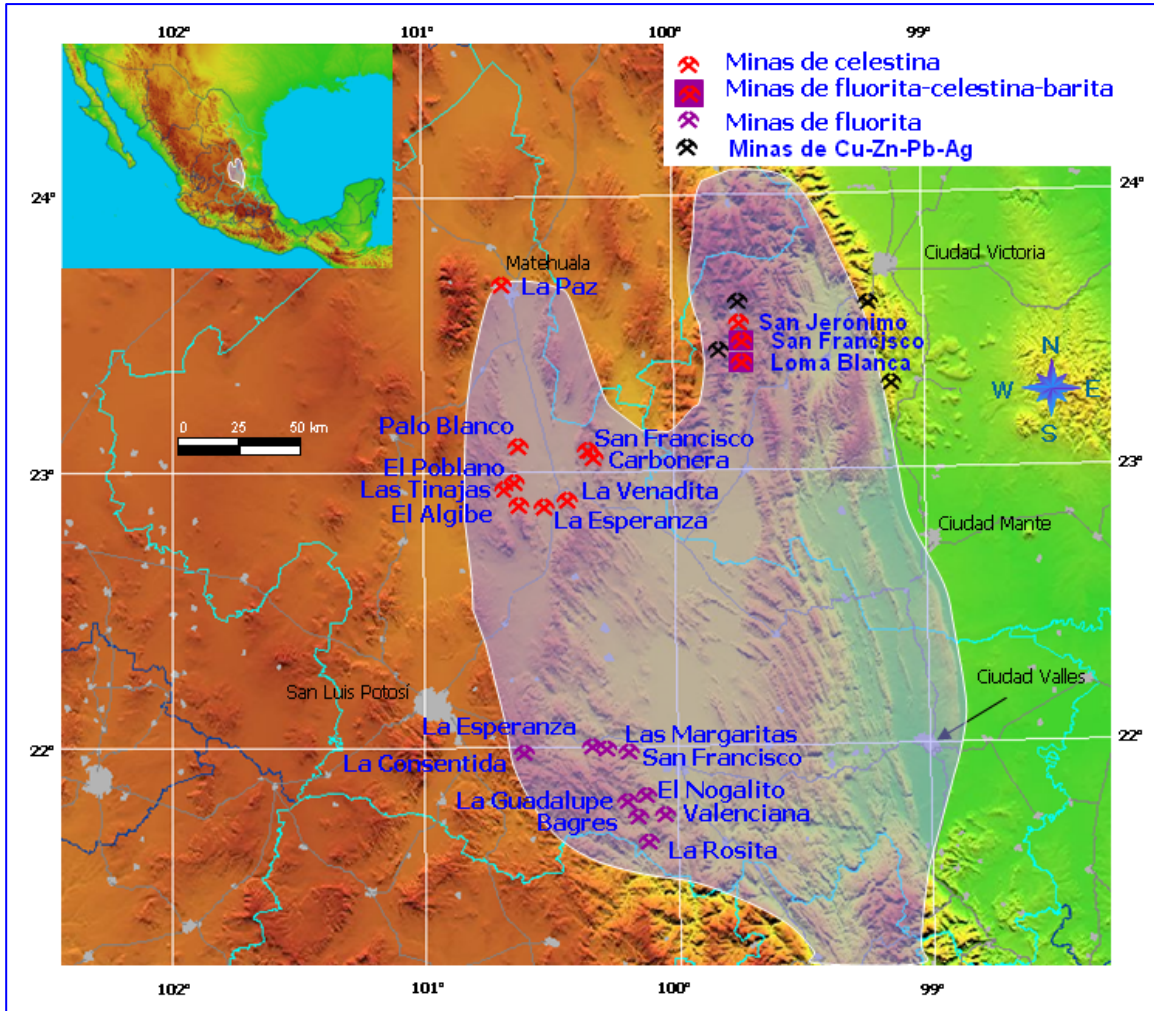


Figura VI.1. Distribución de los yacimientos de celestina, barita, estroncianita, florita y metálicos tipo MVT en la PVSLP.

Los depósitos ubicados en la margen norte de la PVSLP, específicamente en la Sierra de Guadalupe (San Francisco y Loma Blanca) y San Jerónimo presentan mineralogía conformada por barita, estroncianita y celestina, que envuelven a la mineralización de fluorita, pero están relacionados a depósitos estratoligados de cobre, plomo, zinc y plata; de igual manera sobre las inmediaciones del área

mineralizada de celestina (La Carbonera-San Francisco) existen varias evidencias de mineralización de barita estratiforme y fluorita en cuerpos irregulares.

VI.1.c. Geoquímica de fluidos involucrados con los yacimientos de celestina ubicados en la PVSLP (Termometría).

En el presente estudio se analizaron 513 inclusiones fluidas de minerales de celestina, fluorita, calcita y yeso, relacionados con los depósitos de celestina; en general el rango de temperatura mínima de formación (Th) de estos depósitos oscila de 64° a 190° C, pero el más frecuente es de 120° a 130° C (Figura VI.2.); por su parte las temperaturas de fusión son de -0.5° a -19.5° C, lo que corresponde a salinidades de 0.88 hasta 22.22 % de NaCl y la fase líquida de la mayoría de las inclusiones fluidas analizadas está constituida principalmente por un sistema de dos componentes NaCl+H₂O, debido a que la temperatura del eutéctico (Te) fue alrededor de -21° C, únicamente en una muestra de yeso del área La Carbonera la Te se observó alrededor de los -52° C para este caso se infiere que predomina el CaCl₂ (Tabla V.1)

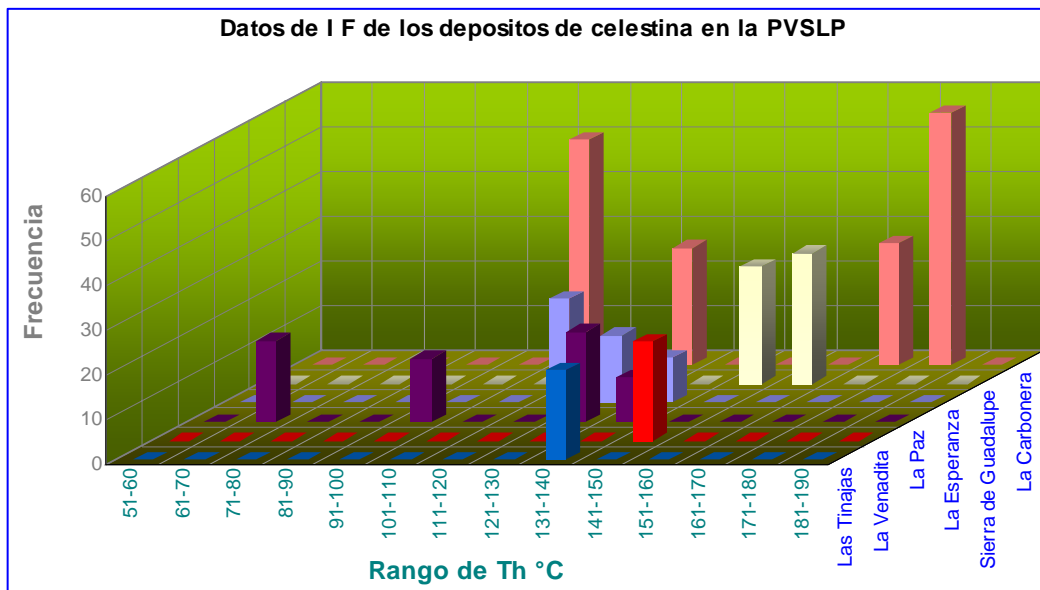


Figura VI.2. Rangos de temperatura de homogeneización de los depósitos de celestina ubicados en la PVSLP.

La microtermometría de inclusiones fluidas realizada a cristales de celestina (301 IF) efectuados en este trabajo, mostraron que la temperatura de homogeneización

(Th) fluctúa en un rango de 64 a 190° C, mientras que la temperatura de fusión (Tf) observada oscila entre los -7.8 a -0.5° C, con una salinidad de 22.23 a 0.88 % de NaCl, pero el rango más abundante de temperatura mínima de formación de este mineral fue de 165-170° C. Las inclusiones fluidas analizadas en cristales de calcita (26 IF) relacionada a yacimientos de celestina (La Carbonera), presentaron una temperatura mínima de formación (Th) en un rango de 120° a 135° C, Tf alrededor de los -19.5 ° C, con una salinidad de 22.03 % de NaCl. Los cristales de fluorita concernientes a los depósitos de la Sierra de Guadalupe (55 IF) tienen una Th dentro de un rango de 138 a 168°C, las temperaturas de fusión (Tf) varían en rangos de -16° a -17° C y una salinidad de 19.45 a 20.22 % de NaCl; asimismo se realizaron mediciones microtermométricas (131 IF) a cristales de yeso, algunos de estos relacionados con los depósitos de celestina del área La Carbonera (20 IF) y otros de la Formación Guaxcamá (111 IF), las Th obtenidas fueron de un rango de 100° a 180° C, las temperaturas de fusión (Tf) fluctuaron en rangos de -2.1° a -7.7° C, con una salinidad de 3.5 a 11.34 % de NaCl.

Los depósitos de celestina del área mineralizada La Paz son los que presentaron más baja temperatura mínima de formación de 64° a 138° C, con una salinidad de 7.73 a 0.88 % de NaCl. Las inclusiones analizadas del área La Esperanza son de una Th 110° a 160° con un sesgo positivo en los datos obtenidos y una salinidad de 6.46 a 10.24 % de NaCl. Para los depósitos del área mineralizada El Poblano donde se estudiaron 66 IF de celestina, la Th oscila entre 109° a 175° C, una salinidad de 4.8 a 11.63 % de NaCl, en las gráficas de Th vs salinidad (% peso NaCl eq.), generalmente se observa que los fluidos atrapados en la celestina indican un proceso de evolución, concretamente sufrieron una dilución (Figura V 10). Los análisis de microtermometría aplicados a cristales de fluorita asociada con estroncianita, celestina y barita, del área mineralizada Sierra de Guadalupe presentaron temperaturas mínimas de formación muy constantes (138°-168° C), y la salinidad es alrededor de 20 % de NaCl. Los resultados obtenidos con los análisis de inclusiones fluidas realizados a cristales de celestina, calcita y yeso del área mineralizada La Carbonera, presentaron dos grupos modales, el primero

entre 91° y 130° C con sesgo positivo y el segundo de 151°- 190° C con sesgo negativo, concentrándose en su mayoría en el intervalo de 171° a 180° C, el rango de salinidad es de 4.96 a 22.03% de NaCl, pero en un cristal yeso resulto CaCl_2 .

La mayoría de los resultados antes mencionados presentan gran similitud a los datos de microtermometría de los yacimientos Mississippi Valley-Type aportados por distintos autores (González-Sánchez *et al.*, 2007, González-Partida *et al.*, 2008), más aun algunos de estos resultados tienen semejanzas muy estrechas con los yacimientos de celestina de la Cuenca de Sabinas en el Noreste de México (Figura V.24), que están tipificados como MVT.

Los análisis de isótopos estables realizados en este estudio, aplicados a cristales de calcita relacionada con los yacimiento de celestina de la PVSLP, dieron un rango en el carbono ($\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$) de -4.88 a 3.09 ‰, asimismo los resultados de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$) fueron de un rango de -14.438 a -5.636 ‰ (Figura V.27). Los resultados obtenidos se graficaron en un histograma de ($\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$) *versus* ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$), donde se muestra un ligero fraccionamiento al $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ posiblemente provocado por la presencia de materia orgánica, pero existe más fraccionamiento de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ seguramente relacionado alguna acción térmica; asimismo es posible ver que los datos obtenidos en el presente estudio concuerdan con los campos de los yacimientos MVT del Noreste de México (Figura V.30).

Los análisis de isótopos estables de azufre, realizados en este trabajo de investigación, en general aportaron un rango de -12 a 30 ‰ en $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$, pero la mayoría se concentró en valores de 12 a 20 ‰; los análisis de azufre nativo concernientes a la Formación Guaxcamá dieron un rango -12 a 12 ‰ ($\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$) y presentaron fraccionamiento; los resultados de yeso y anhidrita reportaron un rango de -2 a 16 ‰ de $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$; los análisis de isótopos estables de S, aplicados a cristales de barita colectados en el área mineralizada Sierra de Guadalupe aportaron un rango entre 20 a 30 ‰ ($\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$) siendo los más enriquecidos; los análisis realizados a celestinas colectados en las distintas áreas mineralizadas de

la PVSLP, aportaron un rango de 14 a 20 ‰ de $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$, con una gran concentración en $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ igual a 16 ‰ (Figura V.28). Los datos obtenidos, indican que el origen de los fluidos que llevaron a la conformación de los yacimientos de celestina, fueron derivadas de aguas marinas, relacionados con las evaporitas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior; asimismo comparando los resultados obtenidos de las áreas mineralizadas de celestina de la PVSLP, muestras semejanzas con los campos de los yacimientos MVT del Noreste de México.

VI.1.d. Comparación de los depósitos de celestina de la PVSLP y los yacimientos *Mississippi Valley Type* (MVT)

Los depósitos de celestina considerados en este estudio presentan similitudes a los yacimientos *Mississippi Valley Type* (MVT), tales como:

- Una morfología en mantos, cuerpos irregulares, zonas de brecha y vetas.
- La concordancia en el emplazamiento de la mayoría de estos depósitos, es en la misma litología carbonatada de plataforma marina o su correspondiente en edad, a la secuencia calcáreo-arcillosa de la Cuenca Mesozoica del Centro de México.
- La variabilidad de texturas, que incluye desde emplazamientos coloidales hasta cristalizaciones euedrales en formas radiales y la presencia de cavidades u oquedades rellenas en las estructuras mineralizadas.
- En algunas áreas mineralizadas existen estilolitas rellenas de sulfatos (Ba, Sr), ocasionalmente fósiles reemplazados por sulfatos, crecimientos cristalinos en cavidades de la roca encajonante hacia el centro del hueco, lo que indica texturas de un ambiente epigenético.
- Los datos obtenidos en el presente estudio, concretamente las temperaturas de homogeneización, temperatura de fusión y salinidad en peso equivalente de NaCl, demostraron semejanza con los análisis de micro-termometría reportados en otros yacimientos MVT.
- Los datos de isótopos estables de carbono y oxígeno derivados de calcitas relacionadas a los yacimientos de celestina de la PVSLP, concuerdan con los

campos de los yacimientos *Mississippi Valley Type* del Noreste de México y otros depósitos del mismo tipo.

- Los resultados de los isótopos de azufre obtenidos en el presente estudio muestran que la mayoría de los yacimientos de celestina ubicados en la PVSLP, tienen similitudes con los campos reportados de los yacimientos MVT del Noreste de México.

VI.1.e. Génesis de los depósitos de celestina ubicados en la PVSLP

La distribución zonal de estos tipos de depósitos puede ser explicada mediante dos hipótesis que a continuación se describen.

1. La precipitación de la celestina debió generarse por fluidos mineralizantes derivados de la cuenca en una sola etapa, aunque ello implicaría enriquecimientos selectivos de Sr en los fluidos de la cuenca y/o la existencia de mecanismos o complejos químicos preferenciales para el transporte y depósito de la celestina.
2. También es posible que exista una mezcla de elementos disueltos al inicio de la conformación del fluido mineralizante, que se van separando y a la vez enriqueciendo mediante la lixiviación de materiales de la cuenca, conforme estos ascienden por la columna estratigráfica precipitan cada una de las especies según el índice de solubilidad de cada especie mineral, es así que primeramente se formaran los depósitos de barita, seguidos de los de celestina y finalmente los depósitos de fluorita (Hanor, 2004).

Originalmente los distintos elementos de los depósitos en cuestión son derivados en principio de agua marina evaporada e infiltrada por densidad, posteriormente atrapados en las unidades litológicas. Pero en una cuenca en evolución los elementos son aportados por rocas detríticas (conglomerados, arcosas, areniscas, lutitas), lixiviados por salmueras que se pueden desplazar hacia niveles más someros debido a mecanismos de migración a gran escala (Garven y

Raffensperger, 1997), éstos pueden ser causados por cambios en la densidad del fluido, debido a un gradiente geotérmico anómalo y a la presión litostática hasta encontrar horizontes evaporíticos reactivos, sustituyendo el Ca en las anhidritas-yesos y otras evaporitas por los elementos en solución, debido a la solubilidad de los niveles evaporíticos.

Algunos autores sostienen que el Ba y el Sr a partir de un fluido con una relación cualquiera, precipita un primer sólido enriquecido en Ba, ocasionando un aumento progresivo en la producción de Sr/Ba hasta precipitar puro SrSO_4 (Hanor, 1968; Prieto *et al.*, 1993, 1997), lo que nos ayuda a comprender la situación de los yacimientos de celestina ubicados en la porción noreste de la PVSLP; quizás este proceso se llevo acabó durante o después de los esfuerzos compresivos de la orogenia Laramide, que provocaron una serie de estructuras (fracturas y fallas) que pudieron haber funcionado como una importante vía de circulación de fluidos, facilitando el movimiento de estos a través del paquete litológico que conforma la PVSLP.

Es algunos depósitos de tipo MVT, presentan zoneamiento estratigráfico en sentido vertical, como es el caso de los depósitos de la zona norte de la PVSLP, al parecer es provocado por el movimiento de las salmueras de una cuenca evolucionada. En los depósitos *Mississippi Valley Type* los mayores complejos para transportar fluoruros en soluciones son MgF^+ y CaF^+ (Richardson y Holland, 1979). Una vez que la precipitación de barita y celestina se hayan llevado a cabo sustituyendo el Ca de las evaporitas por Ba y Sr respectivamente, queda el fluido evolucionado enriquecido por Ca en solución, pero los mecanismos de termo-reducción del azufre proporcionan suficiente CO_2 y rompen los complejos de fluor, lo que ocasiona la precipitación de fluorita, esto podría suceder en niveles más someros de la columna litológica mediante mezcla de dos salmueras diferentes (González-Partida *et al.*, 2003).

VI.2. CONCLUSIÓN

- Los depósitos estratoligados de celestina, ubicados en la porción noroeste y norte de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, presentan características geotectónicas y fisicoquímicas (litológicas, stratigráficas, estructurales, morfológicas, mineralógicas, texturales y geoquímicas) similares a los yacimientos *Mississippi Valley-Type (MVT)*, dicho lo anterior, es posible tipificar los depósitos de celestina abordados en este estudio como tipo *MVT*.
- Los resultados de la microtermometría (inclusiones fluidas) obtenidos en el presente trabajo, así como la información aportada por la geoquímica de isótopos estables (carbono, oxígeno y azufre), conduce a determinar que los fluidos mineralizantes que llevaron a la conformación de los depósitos de celestina, tienen influencia de agua marina y de las evaporitas del Jurásico tardío-Cretácico temprano, posiblemente removidas por salmueras de cuenca, movilizadas inicialmente por presión litostática y posteriormente por los efectos de la Orogenia Larámide; esto produjo la migración de los fluidos mineralizantes, seguido de la conformación de estos depósitos de celestina, durante y después de dicha orogenia.
- Tomando en cuenta las características fisicoquímicas y mineralógicas de los depósitos de fluorita, celestina, estroncianita y barita ubicados en la porción norte de la PVSLP, es evidente que existió más de una pulsación para que se conformaran estos depósitos, siendo la fluorita el último evento; posiblemente los fluidos mineralizantes fueron removidos y derivados de las rocas clásticas del basamento de la PVSLP, además estos depósitos minerales están relacionadas espacialmente a los yacimientos estratoligados de cobre, zinc, plomo y plata de tipo *Mississippi Valley-Type*; expuesto lo antes dicho, concluyo, que existan ciertos patrones litológicos y estructurales que gobiernan la distribución de los yacimientos de tipo *MVT* en la zona de influencia de la PVSLP.

- Considerando la distribución de los diferentes yacimientos de celestina que fueron caracterizados en el presente estudio, se propone una “Subprovincia Metalogenética de Celestina”, que cubra todas las áreas mineralizadas (porción noroeste de la PVSLP), sin incluir la porción norte de la PVSLP, debido a que sus características mineralógicas son distintas a las de la porción noroeste de la PVSLP. Es de mencionar que ambas zonas quedan comprendidas en una Provincia Metalogenética MVT, que es la continuación hacia el sur de la propuesta por González-Sánchez (2008); lo que puede incentivar la exploración de depósitos minerales en la porción centro oriente del territorio nacional.

BIBLIOGRAFÍA

- Adams, L. H., and Gibson, R.E., 1930**, The melting curve of sodium chloride dehydrate: Chem. Soc. Jour., v. 52, p. 4252-4264.
- Aguayo-Camargo, J.E., 1978**, Facies sedimentarias y diagénesis de La Formación Novillo (Jurásico Superior), noreste de México: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, p. 5-45.
- Aguilar, R. A., 1986b**, Informe final de las actividades de muestreo geoquímico del “Prospecto Valles – Huayacocotla”. IG – Q – 40. PEMEX. México. Informe inédito.
- Alemán-González, S., 1991**, Carta Metalogenética del Estado de San Luis Potosí, Gobierno del Estado de San Luis Potosí, compósito de 4 mapas escala, 1:250 000.
- 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.
- Baertshi, P., 1976**, Absolute ^{18}O content of Standard Mean Ocean Water, Earth and Planet, Sci. lett. 32 p. 341-344.
- Basáñez, L. M. A., R. Fernández T., and C. Rosales, D., 1992**, Cretaceous Platform of Valles-San Luis Potosí Northeastern Central México. Cretaceous Carbonate Platforms. AAPG Memoir 56. Edited by J. A. Simó, Robert W. Scott and Jean-Pierre Masse, p. 51-59.
- 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.
- Bello, M. R., 1978**, Estudio Estratigráfico de Rocas Sedimentarias en 13 Pozos Localizados en la Porción Meridional de la Faja de Oro. Tesis Profesional. Facultad de Ingeniería, UNAM. 85 págs.
- Belt, B. C., 1925**, Stratigraphy of the Tampico District of Mexico, Bull. Amer.

- Assoc. Petrol. Geol., v.9, 1, p. 136-144.
- Bischoff, J.L., Pitzer, K.S. 1989**, Liquid-vapor relations for the system NaCl-H₂O: Summary of the P-T-x, surface from 300°C a 500°C. American Journal of Science, p. 217-248.
- Bodnar, R. J., 2003a**, Introduction to fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds..Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, short Course Series Vol. 32, 1-8.
- Bodnar, R. J., Vityk M. O., 1994**, Interpretation of microthermometric data for H₂O-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 pp. 117-130.
- Bodnar, R.J., 1992**, Revised equation and table for freezing-point depression of H₂O-salt fluid inclusions: Fourth Biennial Pan- American Conference on Research on Fluid Inclusions, PACROFI IV, Lake Arrowhead, CA, May 21-25, Program and Abstracts, 14, 15.
- Bonet, F., 1963**, Biostratigraphic notes on the Cretaceous of eastern Mexico: Corpus Christi Geological Society, Annual Field Trip, Peregrina Canyon, Mexico, 36-48.
- Böse, E. H., 1906c**, De San Luis Potosí a Tampico. Geol. Cong., Mexico, Guide des Excursions; Mexico, 30, 16 pages.
- Broecker, W. S., and Oversby. V. M., 1971**, Chemical Equilibria in the Earth. McGraw-Hill, New York, p. 318.
- Broecker, W. S., Oversby, V. M., 1971**, Chemical Equilibria in the Earth. McGraw-Hill, New York, 318 pags.
- Burckhardt, C., 1930**, Etude Synthétique sur le Mésozoïque Mexicain, Mem. Soc. Paleont. Suisse, Vol. 49-50.
- Bustos-Gutiérrez, L. A., Argüelles-Moreno, J. A., 2006**, Informe de la Carta Geológica-Minera Y Geoquímica Miquihuana Clave F14-A27, Escala 1:50,000 estados de Tamaulipas Y Nuevo León; Servicio Geológico Mexicano.

- Calhoun, J. A., Bates, T. S., Charlson, R. J., 1991**, Sulfur isotope measurements of submicrometer sulfate aerosol particles over the Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.* p.1877-1880.
- Carrasco, B., 1970**, La Formación El Abra (Formación El Doctor) en la Plataforma Valles-San Luis Potosí: *Revista del Instituto mexicano del Petróleo*, 2(3), p.97-99.
- Carrillo, B. J., 1965**, Estudio Geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.* Vol. XVII, p. 73-96.
- Carrillo-Bravo, J., 1961**, Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al noroeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13(1-2), p. 1-98.
- Carrillo-Bravo, J., 1971**, La Plataforma Valles San Luis Potosí, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. 13.
- Castro, M. J. T. y Martínez, R. E., 1977**, Estudio del Cretácico de la Franja Tamaulipas y Tamabra al SW de la Faja de Oro entre los ríos Nautla y Cazonas, in *Atolón de la Faja de Oro. Etapa estratigráfica y diagenética (B)*. *Inst. Mex. Petrol. Subdir. Tec. de Explor.*, Informe inédito, p. 68.
- Clark, K.F., Foster, C.T., and Damon, P.E., 1982**, Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico: *Geol. Soc. Amer. Bull.* v. 93, p. 533-544.
- Claypool, G.E., Holser W.T., Kaplan I.R., Sakai H., Zák I., 1980**, The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfates and their mutual interpretation.
- Craig, H., 1961**, Isotopic Variation in Meteoric Waters; *Science* 133, p.1702-1703.
- Craig, H., and Gordon, L. I., 1965**, Deuterium and oxygen-18 variation in the ocean and the marine atmosphere. In *the stable Isotopes in Oceanographic Studies in Paleotemperatures*. Spoleto, July, 26-27, 1965. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, p.1-22
- Dana-Hurlbut, 1985**, *Manual de Mineralogía* tercera edición, Editorial Reverté S. A. p.362-373.

- De Cserna-Gombos, E., Bello-Barradas, A., 1963**, Geología de La Sierra de Álvarez, Municipio de Zaragoza, Estado de San Luis Potosí: Univ. Nac. Aut. de México Inst. de Geología Bol. 71 pte. 2, p. 23-63.
- Denison, R.E., Burke, W.H., J.R., Hetherington, E.A., and Otto J.B., 1971**, Basement rock framework of parts of Texas, southern New Mexico and northern Mexico: in The geologic framework of the Chihuahua Tectonic Belt Midland, West Texas Geol. Society, 3-14.
- Diamond, L. W., 2003**, Systematics of H₂O inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. Fluid Inclusions; Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, short Course Series Vol. 32, p.55-81.
- Dickinson, W.R., 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.
- Dinur, D., Spiro, B., and Aizenshtat, Z., 1980**, The distribution and isotopic composition of sulfur in organic-rich sedimentary rocks. Chem. Geology 31, p.37-51.
- Dole, M., Lane, G.a., Rudd, D.P, Zaukelies, D.A., 1954**, Isotopic composition of atmospheric oxygen and nitrogen; Geochim. Cosmochim Acta. 6: p. 65-78
- Dunbar, J. A., and Sawyer, D. S. 1987**, Implications of continental crust extension for plate reconstruction: an example from the Gulf of Mexico. Tectonics, v. 6, p. 739-755.
- Eiler, J.M., Valley, J.W., and Baumgartner, L.P., 1993**, A new look at stable isotope thermometry. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57, p. 257-258.
- Emery, D., and Robinson, A., 1993**, Inorganic Geochemistry. Application to Petroleum Geology. Blackwell Scientific Publications, Inc. p. 254.
- Erben, H. K., 1956**, El Jurásico Inferior de México y sus amonitas. XX Congreso Geológico internacional, sesión, México, 393 págs.
- Faure, G.,1986**, Principles of Isotope Geology, Wiley, New York. 589 pags.
- Goldhammer, R. K. and Jonson, C. A. 1999**, Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic

framework of the northwest Golfo of Mexico rim.

- Goldhammer, R. K., 1999**, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico.
- 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, 85 pag.
- Goldstein, R. H., Reynolds, T. J., 1994**, Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals.
- González-Sánchez F., Camprubi A., González-Partida E., Puente-Solís R., Centeno-García E., Canet Carles, 2008**, Regional Stratigraphy and distribution of epigenetic stratabound celestine, fluorite, barite, and Zn-Pb deposits in the MVT province of Northeastern Mexico. *Mineralium Deposita*. (In Rev.)
- González-Sánchez, F., 2008**, Caracterización y génesis de los yacimientos minerales estratoligados de celestina, barita, fluorita y plomo-zinc del noreste de México, Tesis doctoral, Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, UNAM.
- González-Sánchez, F., Puente-Solís, R., González-Partida, E., Camprubí, A., 2007**, Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* Tomo LIX, Num. 1, 2007, p. 43-62
- Graham, C.M., and Harmon, R.S., 1983**, Stable isotope evidence of the nature of crust-mantle interactions, in Hawkesworth C.J., and Norry M.J. (eds), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, p, 20-45.
- Guerrero-Aguilar, J. L., 2005**, Inventario Físico de los Recursos Minerales del Municipio Villa de Guadalupe, San Luis Potosí; Servicio Geológico Mexicano, Gobierno del estado San Luis Potosí, Secretaria de Economía.
- Guilbert, John M., y Charles F. Parks, Jr., 1986**, *The Geology of Ore Deposits*. New York: Wilt. Freeman y Company, p. 985.

- Halas, S., Miodchowski, L., 1978**, Isotopic composition of oxygen in sulfate minerals of calcium and strontium and in water sulfates from various regions of Poland; *Universitatis Mariae Curie-Sklodowska*, v. 33, p. 115-130.
- Halas, S., y Miodchowski, L., 1978**, Isotopic composition of oxygen in sulfate minerals of calcium and strontium and in water sulfates from various regions of Poland; *Universitatis Mariae Curie-Sklodowska*, v. 33, p. 115-130.
- Hanor, J. S. 2004**, A Model for the Origin of Large Carbonate- and Evaporite-Hosted Celestine (SrSO₄) Deposits. *Journal of Sedimentary Research*; v. 74; no. 2; p. 168-175.
- Hanor, J. S., 2000**, Barite-celestine geochemistry and environments of formation, *Reviews of Mineralogy and Geochemistry*, v. 40, p.193-275.
- Hanor, J. S., 2001**, Reactive transport involving rock-buffered fluids of varying salinity; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, p. 3721-3732
- Hanor, J. S., 2004**, A model for the origin of large Carbonate-and evaporite-hosted Celestine (SrSO₄) Deposits *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 74, No. 2, p. 168-175
- Heim, A., 1940**, The front ranges of Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 33(2), p. 313-352.
- Hoefs, Jochem, 1987**, Stable isotope geochemistry, 3th ed. Springer-Verlag, Berlin.
- Hoefs, Jochem, 1997**, Stable isotope geochemistry; 4th ed. Springer-Verlag, Berlin. 201pags.
- Hugh, R., R., 1994**, Using Geochemical Data, Evaluation, Presentation, Interpretation; *British Library Cataloguing-in-Publication Data*. Reprinted, p. 266-315.
- Imlay, R. W., Cepeda D. L. C. E., Álvarez, M. and Diaz , G. T., 1948**, Stratigraphic Relations of Certain Jurassic Formations in Eastern México, *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 2 (9), p.1750-1761.

- Keevil, N.B., 1942**, Vapor pressures of aqueous solutions at high temperatures; American Chemical Society Journal, V. 64, p. 841-850.
- Kellum, L.B., 1930**, Similarity of surface Geology in front range of Sierra Madre Oriental to subsurface in Mexican south fields; Bulletin of the American Association of Petroleum Geology, p-14-73.
- Kennedy, G.C., Wasserburg, G.J., Heard, H.C., Newton, R.C., 1962**, The upper three-phase region in the system $\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Amer. Jour. Sci., p. 260, 501-521.
- Kesler, S. E., Jones, L.M., 1981**, sulfur and strontium isotopic geochemistry of celestite, barite and gypsum from the Mesozoic basing of North-eastern Mexico: Chemical Geology, 31, p. 211-224.
- Kesler, S.E., Jones L.M., 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.
- Köppen, V., 1936**, Clasificación climática de México (mapa).
- Krouse, H. R., 1980**, Sulphur isotopes in our environment; in Handbook of environmental Istone Geochemistry I. The terrestria environment. Fritz, P. Fontes, J-Ch (Eds.), Elsevier, Amsterdam, p. 435-472.
- Leach, D. L., Sangster, D. F., 1993**, Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. Geological Association of Canada special paper 40.
- Leach, D.L., Sangster. D.F., 1993**, Mississippi Valley-type leand-zinc deposits, en: Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., Duke, J.M. (ed), Mineral deposit modeling. Geological Association of Canada Special Paper 40: Toronto, Canada p. 289-314.
- Leach, D.L., Viets J.B., Foley-Ayuso N., and Klein D.P., 1995**, Mississippi Valley-Type Pb-Zn deposits.
- Leach, David L. J.B. Viets, N. Foley-Ayuso, y D.R. Klein, 1996**, Mississippi Valley Type Pb-Zn Deposits, p. 234-243 en Preliminary Compilations of Descriptive Geoenvironmental Mineral Deposit Model. USGS of report p .95-831.
- Longoria, J. F., 1975**, Estratigráfía de la Sierra Comancheana del Noreste de

- México; Inst. de Geol. U. N. A. M. Bol. Soc. Geol. Mex., Vol. 36, p. 31-59.
- López-Doncel, R., 2002**, La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro –noreste de México.
- López-Doncel, R., 2003**, La Formación Tamabra del Cretácico medio en al porción central del margen occidental de la plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México. Revista mexicana de Ciencias Geológicas, v.20, núm. 1, 2003, p.1-19.
- Martínez, P.J., 1965**, Exploración geológica del área San Francisco - El Estribo, S. L. P., Petróleos Mexicanos, Zona Norte. Informe Geológico. No 516, inédito.
- Martínez, R. E., y Bello, M. R., 1977**, Estudio del Cretácico de la Franja Tamaulipas y Tamabra al Norte Poniente de la Faja de Oro, entre el Río Cazones y el Estero La Laja, in Atolón de la Faja de Oro. Etapa estratigráfica y diagenética (B). Inst. Mex. Petrol. Subdir. Tec. de Explor., Informe inédito, p.110 .
- Michalzik, D., 1987**, Sedimentación y sucesión de facies en un margen continental pasivo del Triasico al Cretácico temprano del noreste de la Sierra Madre oriental, México, Actas Fac. Ciencias Tierra U.A.N.L. linares, p. 2, 27-31
- Michalzik, D., 1991**, Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relation to the early opening of the Gulf of Mexico; Sedimentary Geology 71 p. 243-259.
- Moreira-Rivera, F., Martínez-Rodríguez, L., Palacios-García, R. y Maldonado-Lee, J. M., 1997**, Carta Geológico-Minera y Geoquímica Hoja Matehuala F14-1, escala 1: 250 000, Estado de San Luis Potosí, Consejo de Recursos Minerales.
- Muir, J. M., 1936**, Geology of the Tampico Region. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa,
- Mújica, M.R., y Albarrán, J., 1983**, Estudio Petrogenético de las rocas ígneas y Metamórficas del Altiplano Mexicano; Reporte interno (Inédito), Instituto

- Mexicano del Petróleo.
- Núñez-Miranda, A., 2006**, Inventario Físico de los Recursos Minerales del Municipio Villa Hidalgo, S. L. P., Servicio Geológico Mexicano, Gobierno de Estado San Luis Potosí, Secretaria de Desarrollo Económico.
- Ohmoto H., 1986**, Stable isotope geochemistry of ore deposits: J.W.Valley, H. P. Taylor, Jr. and J.R O'Neil. Eds. Reviews in Mineralogy. 16. p. 491-560
- Ohmoto, H., Lasaga A.C., 1982**, Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems; *Gechim Cosmochim Acta* 46, p.1727-1747.
- Ohomoto, H., 1972**, Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits; *Econ. Geol.*; 67, p. 551-578.
- Onuma, N., Clayton, R. N., and Mayeda, T.K. 1972**, Oxygen isotope cosmothemometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, p.169-188.
- Onuma, N., Clayton, R. N., and Mayeda, T.K., 1972**, Oxygen isotope cosmothemometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, p.169-188.
- Orr, W. L., 1974**, Changes in sulfur content and isotopic ratios of sulfur during petroleum maturation-Study of Big Horn basin paleozoic oils. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 58, p. 2295-2318.
- Orr, W. L., 1982**, Rate and mechanism of non-microbial sulfate reduction. *Geol. Soc. Am. Abstracts with programs.* 14, p. 580.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana J., Aranda-Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S. A, Nieto-Samaniego, Á. F., 1992**, Texto explicativo de la quinta edición de la carta geológica de la República Mexicana escala 1:2'000,000: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y SEMIP Consejo de Recursos Minerales.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1982**, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo, and Monterrey, México. Ph. D. Dissertation, The University of Texas at Austin, p. 217.
- PEMEX, 1988b**, Estratigrafía de la República Mexicana; Mesozoico, Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de

- Exploración, p. 229.
- Pindell, J. L., 1985**, Alleghenian reconstruction y subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas y proto-Caribbean; *Tectonics*, v. 4, p. 1-39.
- Pindell, J. L., 1993**, Regional sinopsis of Guila of México y Caribbean evolution in J. L. Pindell Y Perkins eds. *Mesozoic y Early Cenozoic Development of the Gulf of México y Caribbean Region; A Context for Hydrocarbon Exploration*. Selected papers presented at the G.C.S.S.E.P.M. Foundation Thirteenth Annual Research Conference, p. 251-274.
- Pindell, J.L., and Dewey, J.F., 1982**, Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, v. 1, p. 179-212.
- Powell, T. G., and McQueen, 1984**, Precipitation of sulfide ores and organic matter: Sulfate reactions at Pine Point, Canada. *Science*. 224, p. 63-66.
- Prieto, M., Fernández-González, A., 1993**, Crystallization of solid solutions from aqueous solutions in a porous medium; Zoning in (Ba, Sr)SO₄, *Geol. Mag.* 130, p.289-299.
- Prieto, M., Fernández-González, A., Plutnis, A., Fernández-Díaz, 1997**, Nucleation, growth, and zoning phenomena in crystallizing (Ba, Sr)CO₃, Ba(SO₄, CrO₄), (Ba,Sr)SO₄, y (Cd, Ca)CO₃ solid solutions from aqueous solutions; *Geochim Cosmochim Acta* 61, p.3383-3397.
- Reyes-Salazar, A., 2002**, Carta Metalogénica Matehuala; Consejo de Recursos Minerales.
- Rodríguez-Rios, R., López-Doncel, R., 1999**, Informe de la Carta Geológica-Minera y Geoquímica, Carta Pozas de Santa Ana escala 1:50, 000; Consejo de Recursos Minerales, Instituto de Geología UASLP.
- Roedder, E., 1962a**, Ancient fluids in crystals; *Sc. Am.*, 207, p. 38-47
- Roedder, E., 1976**, Fluid inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary volcanic rocks; In K. H. Wolf (edit.), *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits*, 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, p.12-644.
- Roedder, E., 1990**, Fluid inclusion analysis-prologue and epilogue; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, p. 495-508.
- Rollinson, Hugh R., 1993**, Using geochemical data; evaluation, presentation, interpretation (Longman geochemistry series). John Wiley & Sons., p.352.
- Ruiz- Ortiz., A., 2007**, Inventario Físico de los Recursos Minerales del Municipio Bustamante, estado de Tamaulipas; Servicio Geológico Mexicano, Fideicomiso de Fomento Minero.
- Ruiz-Ortiz, A., 2006**, Inventario de los recursos minerales del municipio de Miquihuana, Tamps. Estados de Tamaulipas y Nuevo León. Servicio Geológico Mexicano, Subgerencia Regional San Luis Potosí.
- Sakai, H., 1968**, Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes. *Geochem. J.* 2, p. 29-49.
- Salas, G. P., 1980**, Carta y provincias metalogenéticas de la República Mexicana; Consejo de Recursos Minerales, México, Boletín 21-15, 2ª edición, 200, 3 planos.
- 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., Green, A., 1980**, Opening of the Caribbean Tethys (Origin and development of the Caribbean and the Gulf of Mexico), in: *Géologie des Chaînes alpines issues de la Téthys*: J. Aubouin et al., Coordinators: Fr., Bur. Rech. Geol. Min., Men. 115. p. 224-229.
- Samson, I. & Walker, R. T., 2000**, Cryogenic Raman spectroscopic studies in the system -NaCl-CaCl₂- H₂O and implications for low temperature phase behavior in aqueous fluid inclusions; *Can. Mineral.* 38 p.35-43.
- Sánchez–Bermeo, G., De la Calleja-Moctezuma A., 2004**, Informe de la Carta Geológico-Minera El Milagro de Guadalupe clave F14-A45 escala 1:50, 000, estados de San Luis Potosí y Nuevo León, Consejo de Recursos Minerales.

- Sangster, D.F., 1990.** Mississippi Valley-type and sedex lead-zinc deposits: a comparative examination: *Trans. Inst. Min. Metall. (Sect B)*, p. 21-42.
- Santamaría–Orozco, D., Arenas, P. R. y Escamilla, H., 1990,** Normalización de la Nomenclatura Estratigráfica en las Cuencas Mesozoicas de México (Etapa I: Zona Norte. Cretácico). *Inst. Mex. Petr. Proyecto CAO-3052.* p.140 Inédito.
- Seal, R. R. II, Alpers, Ch. N., and Rye R. O., 2000,** Stable Isotope Systematics of Sulfate Minerals; in *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 40, p. 541-602
- Seal, R.R. II, Alpers C.N., Rye R.O., 2000,** Stable Isotope Systematics of Sulfate Minerals; *Rev Mineral Geochem* 40 p.541-602
- Seyfried, W. E. And Janecky, D. R., 1983,** Experimental basalt-solution interaction; Implications for the origin of ridge crest hydrothermal fluids; in *Proceedings, 4th Int. Symp., on Water-Rock interaction*, Misasa, Japan, p.433-436.
- Sheppard, S.M.F., 1977,** The Cornubian batholith, SW England; D7H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ studies of kaolinite and other alteration minerals. *J. Geol. Soc.*, p. 133, 573-591.
- Sheppard, S.M.F., 1986,** Characterization and Isotopic Variations in Natural Waters; J. W. Valley, H. P. Taylor Jr., and J. R. O'Neil, eds., *Reviews in Mineralogy*. V.16; *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*; Mineralogical Society of America, p. 165-183.
- Sheppard, S.M.F., Nielsen, R.L., Taylor, H.P. Jr, 1969,** Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits; *Economic*, 64, p.755-777.
- Shepperd, T. J., 1985,** A practical guide to fluid inclusion studies; Ed. Blackie 23.
- Solana-López, J., Mata-Lechuga J. J., 2006,** Inventario Físico de los Recursos Minerales del Municipio Guadalcázar, S. L. P., Servicio Geológico Mexicano, Gobierno de Estado San Luis Potosí, Secretaria de Desarrollo Económico.
- Sorby, H. C., 1858,** On the microscopic structure of crystals, indicating the origin

- minerals and rocks. *Geol. Soc. London Quart. Jour.*, 14, p. 453-500.
- Sourirajan, S., Kennedy, G.C., 1962**, The system H₂O-NaCl at elevated temperature and pressures; *American Journal of Science*, 260 p.115–141.
- Stakes, D.S., and O'Neil J.R., 1982**, Mineralogy and stable isotope geochemistry of hydrothermally altered oceanic rocks; *Earth Planet Sci. Lett.*, 57, p. 285-304
- Stephenson, L. W., 1922**, Some Upper Cretaceous Shells of the Rudistid Group from Tamaulipas, Mexico; *Proc. U. S. Nat. Hist. Mus.*, 61, Art. 1, No. 2422.
- Suter, M., 1990**, Geología de la hoja de Tamazunchale, Estado de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí, Escala 1: 100,000: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología* 22, p. 55
- 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.171-190.
- Taberner, C., Marshall J.D, Hendry J.P., Pierre C.,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. 171-190.
- Taylor and Epstein, 1962**, Fluid–rock interaction during subsolidus microtextural development of alkali granite as exemplified by the Saertielieke pluton, Ulungur of the northern Xinjiang, China
- Taylor, H.P., 1974**, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems to hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ. Geol.* p. 843-883.
- Thode, H.G., 1981**, Sulfur isotope ratios in petroleum research and exploration: Williston Basin. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir* 4, p. 367-377.
- Thode, H.G., Monster, J. 1965**, Sulfur-Isotope Gechemistry of petroleum, evaporites and ancient seas. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 4, p.367-377.
- Torres-Hernández R., Tristán Hernández M., 1999**, Informe de la Carta Geológica-Minera y Geoquímica, Carta Guadalcazar F14-A65 escala

- 1:50, 000; Consejo de Recursos Minerales, Instituto de Geología UASLP.
- Townley-Callejas., B. K., 2004**, Yacimientos Minerales y Procesos Geológicos., Departamento de Geología Universidad de Chile.
- Tristán-González, M., Torres-Hernández, J. R., 1999**, Carta Geológico-Minera, Santa Isabel, F14-A44, escala 1:50 000. Edo. de San Luis Potosí; Consejo de Recursos Minerales, Instituto de Geología UASLP.
- Tritlla, J., González-Partida, E., Levresse, G. y Corona-Esquivel, R., 2005**. 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.
- Vanko, D. A., Bodnar, R. J. & Sterner, S. M., 1988**, Synthetic fluid inclusions. VIII. Vapor-saturated halite solubility in part of the system NaCl-CaCl₂-H₂O, with application to fluid inclusions from oceanic hydrothermal system. Geochim. Cosmochim. Acta 52, p. 2451-2456.
- Venegas- Rodríguez, G, 2007**, El Jurásico Temprano De La Sierra De Catorce, San Luis Potosí, México. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Tesis de Maestría.
- White, D.E., 1948**, Antimony Deposits of Soyatal District, State Of Queretaro, Mexico: United State Geological Survey Bulletin, 960-b, p.35-175.
- White, W. M., 2005**, Geochemistry, John Hopkins Univ. Press, p.701.
- William-Jones, A. E. & Samson, I., 1990**, Theoretical estimation of halite solubility in the system.
- Wilson, B.W., Hernández, J.P., Meave, E., 1955**, Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del estado de Querétaro, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 18(1), 1-10.

Referencias de Internet

http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/regiones_hidrologicasdams, INEGI,
(Consulta octubre 2007).

http://minerals.cr.usgs.gov/geo_chem_stand/, USGS Minerals and Materials
Information, July 2007, (Consulta Octubre de 2007)

<http://pubs.usgs.gov/of/1995/ofr-95-0831/CHAP30.pdf>.

<http://www.coremisgm.gob.mx>,

<http://www.economia.gob.mx>, (Anuario de la Minería Mexicana 2006).

<http://www.economia.gob.mx>, Secretaría de Economía, 2006, Informe de la
minería mexicana 2006, Comportamiento de los Mercados
Internacionales, Minerales No Metálicos, (Consulta octubre de 2007).

<http://www.educarchile.cl/autoaprendizaje/tierra/modulo4/clase2/texto/yasim.htm>.

<http://www.igme.es/internet/RecursosMinerales>, (Informe del Estroncio 2006)

<http://www.igme.es/internet/RecursosMinerales/panoramaminero/minerales/estroncio>
World Mineral Statistics 1998-2006, BGS, (Consulta octubre de
2007).

<http://www.uned.es/cristamine/fichas/celestina/celestina.htm>