



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

**Estudio geológico estructural y génesis de la mineralización
polimetálica en la Sierra de Enmedio, Estado de Nuevo León
México.**

T E S I S

Que para obtener el grado de:

Maestra en Ciencias en Geología Aplicada

Presenta:

Ing. Laura Cecilia Tristán Capetillo

Estudiante becada por el Servicio Geológico Mexicano

Asesor:

Dr. José Rafael Barboza Gudiño

Co-asesor:

Dr. Macario Rocha Rocha

San Luis Potosí, S. L. P.

Septiembre 2017





UASLP

Universidad Autónoma
de San Luis Potosí

16 de marzo de 2017

**ING. LAURA CECILIA TRISTÁN CAPETILLO
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por los **Dres. José Rafael Barboza Gudiño y Macario Rocha Rocha** Asesor y Co-asesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestra en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la Sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 16 de marzo del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

"Estudio geológico estructural y génesis de la mineralización polimetálica en la Sierra de Enmedio, Estado de Nuevo León, México"

1. GENERALIDADES
2. MARCO GEOLÓGICO
3. ESTRATIGRAFÍA Y ESTRUCTURA DE LA SIERRA DE ENMEDIO
4. ESTUDIO MICROTERMOMÉTRICO DE INCLUSIONES FLUIDAS DE LA SIERRA DE ENMEDIO
5. ESTUDIO DE ISÓTOPOS ESTABLES DE LAS VETAS DE LA SIERRA DE ENMEDIO
6. ANÁLISIS DE DATOS MAGNÉTICOS DE LA CARTA VILLA ALDAMA G14-A75
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA DE LA SIERRA DE ENMEDIO
DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN
BIBLIOGRAFÍA

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

A T E N T A M E N T E

M. I. JORGE ALBERTO PÉREZ GONZÁLEZ
DIRECTOR.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCION



**FACULTAD DE
INGENIERÍA**

Av. Manuel Nava 8
Zona Universitaria - CP 78290
San Luis Potosí, S.L.P.
tel. (444) 826 2330 al/59
fax (444) 826 2336
www.uaslp.mx

Copia. Archivo
*etn.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar te agradezco a ti Dios, por ayudarme a terminar este proyecto, gracias por darme la fuerza y el coraje para hacer de este sueño una realidad.

Agradezco al Servicio Geológico Mexicano (SGM) por el apoyo otorgado para la realización de estudios de posgrado y financiamiento al proyecto de tesis.

Mi infinito agradecimiento al asesor de tesis Dr. José Rafael Barboza Gudiño, por su acertada dirección, apoyo, tiempo brindado durante la elaboración del presente trabajo y por permitirme ser uno de sus privilegiados tesisistas
¡Gracias Doc!!!

De igual manera agradezco a mi co-asesor el Dr. Macario Rocha Rocha por el aporte de su experiencia, acertadas observaciones, y su invaluable apoyo en los trabajos de campo, análisis mineragráfico, petrográficos y microtermométricos de inclusiones fluidas, así como la gestión para el apoyo del proyecto de tesis ante el SGM; además de la gestión para los análisis y laminación en los Centros Experimentales Chihuahua y Oaxaca del SGM, y Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Qro., y por su valioso tiempo durante el desarrollo y término de esta tesis **¡Muchas Gracias!**

A los miembros del comité académico Dr. José Rafael Barboza Gudiño, Dr. Macario Rocha Rocha, Dr. Margarito Tristán González, Dr. Miguel Morales Gámez, y Dr. José Ramón Torres Hernández, por la revisión y aportaciones que ayudaron al mejoramiento de esta tesis.

Me permito agradecer al Ing. Ramón Mérida Montiel, por alentarme a seguir preparándome dentro del ámbito profesional, por su confianza y apoyo. También, agradezco al Ing. Enrique Espinosa Arámburu, por su apoyo incondicional durante el desarrollo de esta tesis. Además, me permito agradecer al Ing. José Antonio López Ojeda, que sin importar la carga de trabajo que pudiese tener, siempre buscó la manera de apoyarme para salir avante con la misión encomendada

¡Gracias!

Mi agradecimiento a la Ing. Yolanda Velázquez Piña por el apoyo en los estudios de petrografía de rocas. Agradezco al Ing. Laotse Guerrero por el apoyo en la definición de mineralogía y barrido electrónico (micro-sonda electrónica). También, agradezco al Ing. David Esponda por el apoyo en los estudios de microtermometría. También, mi agradecimiento a los Maestros Josué Herrera y Raucel Pascacio Toledo por el asesoramiento que permitió claridad de ideas y concluir con un razonamiento sólido.

Mi más sincero agradecimiento al Dr. Eduardo González Partida por el apoyo brindado en los estudios de microtermometría en el Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Qro.

Mi agradecimiento al Ing. Homar Peña Ortiz, por su valiosa ayuda con la digitalización de figuras de la tesis.

Así como también mi más sincero agradecimiento a José Francisco Sena Martínez, por el apoyo con la modificación de figuras de la tesis.

Agradezco a mis compañeros de maestría: Rosy Huerta, Nayelly Cacho, Anita Hernández y Edgardo de La Rosa, que compartieron conmigo esta etapa en mi vida.

También, me permito agradecer a mis amigos Karyna García Pérez, Josué Crisanto Herrera, Tomás Rivera, Daniel Barajas, Jessica Rivera, Arturo Palma, Alan Alvarado, Omar Galeana, Marcos Torres, Ariel Zarazua, Edgardo Lumbreras, Carlos Muñoz, Francisco Sena, Julio Romo, Roberto Maldonado, Emmanuel Martínez, Elvia Franco, Enrique Álvarez, Gilberto Bermeo, José María Vélez, Jaime Ríos, Ricardo Mata, Martín Anguiano, Ricardo Corona (†), Odilón Gómez, Benigno Sánchez, Delia Landeros, Lucia Juárez, Perla Salaís, Betzabé de la Torre, David Morales Basurto, Araceli Quirino, Beatriz Ortega, Rosa María Rodríguez, Natividad Ibarra, por haber estado presentes durante toda o la mayor parte del posgrado, gracias por sus palabras de aliento, sus buenas vibras, sus consejos y su invaluable amistad. **¡Siembra una buena y sincera amistad, y muy probablemente el tiempo te permitirá disfrutar de una agradable cosecha!**

A mis señores padres, Laura y Francisco a quienes amo profundamente, gracias por su comprensión, cariño y todo su amor desinteresado, por ayudarme a seguir adelante en el camino, por ser ejemplo de constancia y perseverancia en mi vida, gracias a ustedes todo lo que tengo no hubiera sido posible **¡Infinitas Gracias!**

A mi esposo Julio César, por tanta ayuda y sus aportes no solo para el desarrollo de mi trabajo de tesis, sino también para mi vida; eres una de las luces de mi inspiración y mi motivación.

A mis pequeños hijos Daniela y César, gracias por cada momento de juego sacrificado, por que más que el motor de mi vida fueron parte muy importante de lo que hoy puedo presentar como tesis. Son la razón de que me levante cada día, son mi principal motivación. **¡Muchas Gracias Hijos Los Amo!**

A mi gran y hermosa familia Tristán Capetillo, porque siempre estuvieron presentes en la evolución y posterior desarrollo total de mi tesis y cuyos consejos siempre fueron para continuar y no claudicar cuando se presentaba alguna dificultad, **¡Gracias!** Sin ustedes no hubiese podido hacer realidad este sueño.

A mi familia política, familia Navarro Flores, por su cariño, comprensión, apoyo y paciencia; pero en especial a mi suegra Margarita Flores de La Cruz, por sus palabras de aliento, sus buenos deseos y su gran ejemplo, mostrándome como hacer frente a la vida en los momentos más difíciles **¡Gracias!**

Y todos aquellos que mi memoria pudiese olvidar, pero que contribuyeron para conseguir este posgrado, mis más sinceros agradecimientos.

DEDICATORIA

A Dios.

Por el don de la vida y permitirme llegar hasta este punto, por haberme dado salud para lograr mis objetivos ¡Gracias! por tanta bondad y amor.

A mi madre Laura Capetillo.

Por haberme apoyado en todo momento, por sus consejos, sus valores, por la motivación constante que me ha permitido ser una persona de bien, pero más que nada, por su amor.

A mi padre Francisco Tristán.

Por su invaluable apoyo, ternura y cariño que siempre me ha ofrecido, por el valor mostrado para salir adelante y por su amor.

A mis hijos ♥

***Daniela y César**, cada vez que los veo, siento más ganas de trabajar fuertemente y seguir con el objetivo de alcanzar mis metas es por eso que a ustedes dedico todas las bendiciones que de parte de Dios vendrán a nuestras vidas como recompensa de tanta dedicación, tanto esfuerzo. Muchas gracias mis niños.*

A mi esposo Julio César. ♥

Con todo mi amor y cariño, por sus palabras, por su confianza y por creer en mí capacidad, aunque hemos pasado momentos difíciles siempre ha estado ahí, agradezco profundamente a este hombre que si puede dar la vida por mí lo hace, y estoy segura de eso, eres lo mejor que me ha pasado y estas palabras son para ti

A mis hermanos.

Ma. Guadalupe, Adriana, Lucía (†), Francisco y Raúl, en quienes he encontrado un respaldo incondicional, en los momentos más flacos en mi vida ¡Gracias!!!!

Resumen

El área de estudio “Sierra de Enmedio” está ubicada en el límite nororiental de la Cuenca de La Popa y extremo suroriental de la Cuenca de Sabinas, lo que corresponde a la parte interna del Frente de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, que constituye la cordillera denominada Sierra Madre Oriental. El área está caracterizada por sedimentos marinos mesozoicos que evolucionaron sobre altos y bajos tectónicos con un basamento granítico (Ca. 1Ga). La estructura principal es un anticlinal doblemente buzante que presenta una orientación noroeste-sureste, constituida por rocas calcáreas marinas del Cretácico. La secuencia sedimentaria marina fue afectada por eventos hidrotermales, causando alteraciones, tales como: dolomitización, diseminación de calco-silicatos, fílica, marmorización, recristalización y decalcificación, así como deposición de mineralización económica. El anticlinal presenta dos sistemas de fallas normales y/o fracturas de extensión (*i.e.* N 45° W, NW 18-30° SE), así como fallas normales transversales al anticlinal (*i.e.* N-S), las cuales afectan al primer sistema y están relacionadas a una fase de deformación post-orogénica. El primer sistema presenta longitudes de hasta 6 km y espesores de hasta 3 m, las cuales están rellenas de sulfatos, carbonatos, fluorita, sulfuros, hidróxidos, óxidos, local silicatos, así como sulfatos de plomo y zinc. Las vetas presentan texturas de relleno de cavidades en peine, drusas, coloformes, bandeamiento con cristales intercrecidos hacia el centro, que están bien formados y maclados, con valores económicos de Pb, Zn y Ag, así como subordinada concentración de Cu y Au. Las inclusiones fluidas primarias en fluorita, calcita, y cerusita son saturadas (líquido,

vapor, sólidos y opacos) e insaturadas (vapor y líquido-vapor) con temperaturas de homogenización que alcanzan firmas de fluidos tipo hidrotermal-magmático (*i.e.* 100° a 452 °C) con efectos de dilución y ebullición. La geofísica regional muestra anomalías magnéticas con características de plutones no exhumados y próximos al área de estudio. En el área de estudio existen anomalías magnetométricas que indican la presencia de minerales ferromagnéticos (*e.g.* óxidos de fierro y/o manganeso, o pirrotita). Los isótopos estables de S, concernientes a cristales de galena tienen un rango entre 4.51 a 10.8 ‰ ($\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$), similares al rango de $\delta^{34}\text{S}$ reportados para los yacimientos magmáticos de Peñasquito y Santa Eulalia en Zacatecas y Chihuahua, respectivamente. Resultados de isótopos $\delta^{13}\text{C}_{\text{VCDT}}$ presentan un rango de +1.4 a +3.0 ‰, indicando interacción de aguas meteóricas con las unidades calcáreas. El rango de valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ para las muestras de calcitas es de +23.1 a +26.1 ‰, indica un enriquecimiento en el isótopo $\delta^{18}\text{O}$.

ÍNDICE GENERAL

	Página
Índice General	i
Índice de Figuras	iii
Índice de Tablas	viii
Resumen	ix
1. GENERALIDADES	1
1.1. Localización del área de estudio	1
1.2. Introducción	4
1.3. Trabajos previos	6
1.4. Objetivo y alcance de la investigación	9
1.5. Metodología	11
2. MARCO GEOLÓGICO	13
2.1. Evolución Tectónica	13
2.1.1. Terreno Coahuila	13
2.1.2. Cuenca de Sabinas	19
2.1.3. Cuenca de la Popa	25
3. ESTRATIGRAFÍA Y ESTRUCTURAL DE LA SIERRA DE ENMEDIO	32
3.1. Prefacio	32
3.2. Estratigrafía de la Sierra de Enmedio	32
3.3. Estructura de la Sierra de Enmedio	54
3.3.1. Eventos de Deformación	54
3.3.2. Análisis estructural de las vetas-fallas	71
3.3.3. Descripción de las estructuras de la Región de la Sierra de Enmedio	76
4. ESTUDIO MICROTERMOMÉTRICO DE INCLUSIONES FLUIDAS DE LA SIERRA DE ENMEDIO	79
4.1. Teoría sobre la microtermometría de inclusiones fluidas	79
4.2. Microtermometría de inclusiones fluidas	88
4.3. Petrografía de inclusiones fluidas	89
4.4. Resultados e interpretación de inclusiones fluidas	95
5. ESTUDIO DE ISÓTOPOS ESTABLES DE LAS VETAS DE LA SIERRA DE EN MEDIO	101
5.1. Teoría sobre los isótopos estables	101

5.2. Resultados de isótopos estables del carbono y oxígeno	104
5.3. Resultados de isótopos estables del azufre	106
5.4. Interpretación de isótopos estables	110
6. ANÁLISIS DE DATOS MAGNÉTICOS DE LA CARTA VILLA ALDAMA G14-A75	117
6.1. Introducción al Análisis de Datos Magnetométricos	117
6.2. Información Aeromagnética	119
6.3. Equipo utilizado en el levantamiento	119
6.3.1. Procesos Analíticos Realizados	120
6.4. Análisis de la Información	120
6.5. Resultados de Magnetometría Regional	121
6.5.1. Mapa de Reducción al Polo	121
6.5.2. Mapa de las Derivadas Verticales	125
6.5.2.1. Primera Derivada (1aDz)	127
6.6. Resultados de Magnetometría de alta Resolución	130
6.7. Magnetometría Terrestre	135
6.8. Señal Analítica	144
7.GEOLOGÍA ECONÓMICA DE LA SIERRA DE ENMEDIO	147
7.1. Los yacimientos de la Sierra de Enmedio.	147
7.2. Alteración hidrotermal y supergénica	153
7.3. Estilo de mineralización	161
Zona de sulfatos	162
Zona de fluoruros	164
Zona de carbonatos	165
Zona de enriquecimiento supergénico	168
7.3.1. Texturas	169
7.4. Paragénesis	170
7.5. Génesis de los depósitos de la Sierra de Enmedio	173
DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN	176
BIBLIOGRAFÍA	182

ÍNDICE DE FIGURAS

	Página
Figura 1.1. Mapa de localización del área de estudio.	1
Figura 1.2. Mapa de vías de acceso y comunicación.	3
Figura.2.1. Terrenos tectonoestratigráficos de México.	15
Figura 2.2. Terrenos tectonoestratigráficos de México y el norte de América Central.	16
Figura 2.3. Ubicación del área de estudio en el promontorio de la Sierra Madre Oriental marcada con un recuadro rojo.	20
Figura 2.4. Modelo paleogeográfico y ubicación del Arco Permo-Triásico.	21
Figura 3.1. Columna estratigráfica del área de estudio.	33
Figura 3.2. Fotografía mostrando gruesos bancos de caliza de la Formación Cupido (Khap Cz).	34
Figura 3.3. Mapa geológico-estructural del área de estudio, anticlinal de la Sierra de Enmedio.	35
Figura 3.4. Fotografía mostrando la secuencia de caliza-lutita de la Formación La Peña (Kap Cz-Lu).	37
Figura 3.5. Fotografía mostrando el flanco oriente de la Sierra de Enmedio.	38
Figura 3.6. Fotografías mostrando aspectos singulares de la Formación Aurora (Ka Cz-Do).	40
Figura 3.7. Fotografías mostrando aspectos de la Formación Kiamichi (Ka Lu-Cz).	42
Figura 3.8. Fotografía mostrando un detalle de la caliza arcillosa y lutita calcárea laminar del Grupo Washita (Kace Cz-Lu).	44
Figura 3.9. Fotografías mostrando singularidades de la Formación Eagle Ford (Kcet Lu-Cz).	45
Figura 3.10. Fotografía mostrando la secuencia interestratificada de lutita-caliza de la Formación Austin (Kcross Lu-Cz).	47
Figura 3.11. Fotografía mostrando la secuencia de lutita y limonita calcárea. Sector noroccidental de la Sierra de Enmedio.	48
Figura 3.12. Fotografía mostrando aspectos de la Formación San Miguel (Kc Ar-Lu).	50

Figura 3.13. Fotografía que muestra algunos aspectos macroscópicos y microscópicos del fragmento de un intrusivo máfico.	52
Figura 3.14. Fotografía panorámica mostrando algunos aspectos estructurales del anticlinal de la Sierra de Enmedio.	60
Figura 3.15. Modelo digital de elevación de la Sierra de Enmedio y estereogramas para esfuerzos principales.	61
Figura 3.16. Estereogramas de los planos S_0 y polos para la Sierra de Enmedio.	63
Figura 3.17 a. Sección transversal B-B', exhibiendo el desarrollo de "horts y grabens".	64
Figura 3.18. Modelo estructural que muestra las estructuras principales desarrolladas en estructuras plegadas, la cual es muy semejante con las que se localizan en el anticlinal de la Sierra de Enmedio.	66
Figura 3.19. Estereogramas para las fallas normales de la Sierra de Enmedio.	67
Figura 3.20. Sección transversal C-C, mostrando desarrollo de fallas normales de alto ángulo, que localmente desarrollan un sistema de horts y grabens, las cuales desplazan hasta centenas de metros a las fallas de extensión.	69
Figura 3.21. Estereogramas para la Sección C-C', proyección de las fallas normales N-S de alto ángulo.	70
Figura 3.22. Fotografías mostrando el detalle en la sección B-B'.	73
Figura 3.23. Fotografías mostrando detalle de las vetas mineralizadas.	72
Figura 3.24. Fotografía mostrando el desarrollo de vetas de calcita.	74
Figura 3.25. Fotografía mostrando detalle del desarrollo de pliegues sinforma y antiforma, desarrollados en la secuencia de caliza y terrígenos de la Formación La Peña (Kap Cz-Lu).	77
Figura 4.1. Clasificación de inclusiones fluidas según su composición: L: líquido acuoso, V: vapor, L CO ₂ : líquido CO ₂ .	82
Figura 4.2. Esquemas mostrando los posibles mecanismos de atrapamiento en las inclusiones primarias.	83
Figura 4.3. 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.	84
Figura 4.4. Inclusiones pseudosecundarias.	85

Figura 4.5. Equipo microtermométrico con platina calentadora-refrigeradora Linkam.	89
Figura 4.6. Fotografía mostrando ejemplares de calcita en forma de escalenoedros de gran tamaño.	90
Figura 4.7. Fotomicrografías que muestran las características más representativas de las inclusiones fluidas en depósitos hidrotermales, dentro de la Sierra de Enmedio.	91
Figura 4.8. Cuerpo estratiforme de calcita, barita, fluorita y galena.	92
Figura 4.9. Fotomicrografías que muestran las características más representativas de las inclusiones fluidas en fluorita el anticlinal de la Sierra de Enmedio.	93
Figura 4.10. Fotografías mostrando aspecto de cristales de cerusita.	94
Figura 4.11. Fotomicrografías mostrando inclusiones fluidas primarias en cerusita encontradas en la Sierra de Enmedio.	95
Figura 4.12. Histograma de las temperaturas de homogeneización para minerales del anticlinal Sierra de Enmedio.	98
Figura 4.13. Diagrama de temperatura de homogeneización <i>versus</i> salinidad para inclusiones fluidas de diferentes tipos de yacimientos.	100
Figura 5.1. Gráfico mostrando el rango de isotopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ ‰ (VPDB) en muestras de calcita de la Sierra de Enmedio.	105
Figura 5.2. Gráfico mostrando el rango de isotopos estables de $\delta^{13}\text{C}$ ‰(VPDB) en muestras de calcita de la Sierra de Enmedio.	106
Figura 5.3. Gráfico mostrando el rango de isotopos estables de $\delta^{13}\text{C}$ ‰(VPDB) vs $\delta^{18}\text{O}$ ‰(VPDB) en muestras de calcita de la Sierra de Enmedio.	107
Figura 5.4. Distribución de $\delta^{13}\text{C}$ en ambientes geológicos.	110
Figura 5.5. Gráfica del $\delta^{18}\text{O}$ VPDB vs $\delta^{13}\text{C}$ VPDB y su relación con otros datos.	112
Figura 5.6. Valores de $\delta^{34}\text{S}$ en el depósito de la Sierra de Enmedio. También el gráfico muestra los depósitos naturales de isótopos de azufre.	113
Figura 5.7. Valores de $\delta^{34}\text{S}$ en el depósito de la Sierra de Enmedio y minerales sulfurosos en depósitos hidrotermales.	114
Figura 5.8. Rango de valores de $\delta^{34}\text{S}$ en sistemas geológicos.	115
Figura 6.1. Mapa de configuración del Campo Magnético Total y el área de estudio Sierra de Enmedio.	118
Figura 6.2. Mapa de la configuración del campo magnético reducido al polo.	122

Figura 6.3. Mapa de magnetometría regional, donde podemos observar las diferentes localidades mineras en el noreste de México.	123
Figura 6.4. Mapa de la configuración del campo magnético reducido al polo y dominios magnéticos.	126
Figura 6.5. Mapa de Campo Magnético Reducido al Polo con los dominios Aeromagnéticos.	128
Figura 6.6. Diagrama de rosas con direcciones preferenciales del lineamientos aeromagnéticos dentro del área de estudio.	131
Figura 6.7. Mapa de intensidad magnética de campo total (micronivelado) reducido al polo Sierra de Enmedio.	133
Figura 6.8. Mapa de intensidad magnética de campo total reducido al polo Sierra de Enmedio.	134
Figura 6.9. Mapa de la 1ª derivada (1aDZ) del campo magnético total (micronivelado) reducido al polo Sierra de Enmedio.	136
Figura 6.10. Mapa de la Segunda derivada vertical del campo magnético total, Sierra de Enmedio.	137
Figura 6.11. Mapa de configuración magnética del área El Barranco, área Sierra de Enmedio.	139
Figura 6.12. Mapa de la segunda derivada (2Dz) y dominios magnéticos relacionados con la geología del área.	142
Figura 6.13. Mapa de señal analítica donde se definen las áreas de cuerpos magnéticos no aflorantes dentro de la zona de estudio.	145
Figura 7.1. Plano de mina La Arrastrada, escala 1:100. Nótese en color rojo la estructura mineralizada. La mina está situada en el flanco oriente del anticlinal de la Sierra de Enmedio.	150
Figura 7.2. Fotografías de algunos detalles de mineralización y controles estructurales de la mineralización dentro de la mina La Arrastrada.	151
Figura 7.3. Plano mostrando el detalle en mina El Malacate (escala 1:100), ubicada en el flanco oriente del anticlinal de la Sierra de Enmedio.	152
Figura 7.4. Fotografías mostrando detalle de la mineralización y alteración en la mina El Malacate.	152
Figura 7.5. Fotomicrografías mostrando desarrollo de cuarzo epitermales dentro de la caliza de la Formación Cupido.	154
Figura 7.6. Desarrollo de marmorización dentro de la caliza de la Formación Cupido.	154
Figura 7.7. Fotomicrografías mostrando detalles de la caliza de la Formación Cupido y sus minerales de alteración como cristales de cuarzo epitermal remplazados por calcita.	155

Figura 7.8. Fotomicrografías mostrando detalles de la Caliza Cupido y desarrollo de piroxenos.	156
Figura 7.9. Fotomicrografías mostrando detalles inosilicatos en la caliza Cupido.	157
Figura 7.10. Fotomicrografías mostrando detalles nesosilicatos en la Caliza Cupido.	157
Figura 7.11. Fotografías mostrando desarrollo de carbonato de plomo ($PbCO_3$) dentro de las vetas de calcita.	158
Figura 7.12. Fotografía que muestra el desarrollo de decalcificación dentro de la secuencia calcárea pelítica de la Formación Kiamichi.	159
Figura 7.13. Fotografías mostrando detalles macroscópicos de los sulfatos, dentro del depósito de la Sierra de Enmedio. Localidad, nivel profundo mina la Arrastrada.	160
Figura 7.14. Fotografías mostrando zona de lixiviación de minerales de fierro.	160
Figura 7.15. Mapa de distribución de principales vetas y obras mineras desarrolladas hacia el núcleo del anticlinal de la Sierra de Enmedio.	162
Figura 7.16. Fotografías mostrando los estilos de mineralización, dentro del depósito de la Sierra de Enmedio.	163
Figura 7.17. Fotografías mostrando detalle de los sulfatos existentes dentro del depósito de la Sierra de Enmedio.	164
Figura 7.18. Detalle de los fluoruros dentro del depósito de la Sierra de Enmedio.	165
Figura 7.19. Fotografía mostrando cristal de calcita óptica colectada dentro del anticlinal de la Sierra de Enmedio.	166
Figura 7.20. Fotografías de la zona de carbonatos del depósito de la Sierra de Enmedio.	167
Figura 7.21. Fotografías mostrando zona de enriquecimiento supergénico en los depósitos de la Sierra de Enmedio.	168
Figura 7.22. Fotografías mostrando texturas de las vetas.	169
Figura 7.23. Fotomicrografías mostrando la mineralogía de los cuerpos mineralizados en la Sierra de Enmedio. Imágenes tomadas con microscopio bajo la luz reflejada.	172
Figura 7.24. Fotomicrografías mostrando minerales hipogénicos de los depósitos minerales en Sierra de Enmedio.	173
Figura 7.25. Modelo esquemático, sin escala, propuesto para la mineralización polimetálica del anticlinal de la Sierra de Enmedio.	175

ÍNDICE DE TABLAS

	Página
Tabla 4.1. Resumen de los resultados microtermométricos, obtenidos del análisis de inclusiones fluidas en el depósito mineral de la Sierra de Enmedio.	97
Tabla 5.1. Resumen de resultados de ^{13}C y ^{18}O , correspondiente a calcita, dentro del área de estudio. Los valores de los isotopos de oxígeno y carbono se expresan respecto a SMOW y VPDB respectivamente.	105
Tabla 5.2. Resumen de resultados de isótopos estables de azufre, obtenidos dentro del área de la Sierra de Enmedio.	108
Tabla 7.1. Tabla paragénctica del depósito de la Sierra de Enmedio.	170

CAPÍTULO 1. GENERALIDADES

1.1. Localización del área de estudio

El área de estudio está ubicada en la porción noroeste del estado de Nuevo León, y dista ~75 km en línea recta hacia el noroeste de la ciudad de Monterrey, N.L. El área abarca parte del municipio de Mina, N.L., comprendida en el rectángulo que forman las coordenadas UTM 334000E con 2915000N y 341000E con 2908000N, *Datum WGS 84*. Localmente, el área está situada en la porción centro sur de la hoja Monclova G14-4 (escala 1:250,000) y porción suroeste de la carta Villaldama G14-A75, (escala 1:50,000), cubriendo parcialmente la Sierra de Enmedio, con una superficie de ~161.723 km² (Figura 1.1).

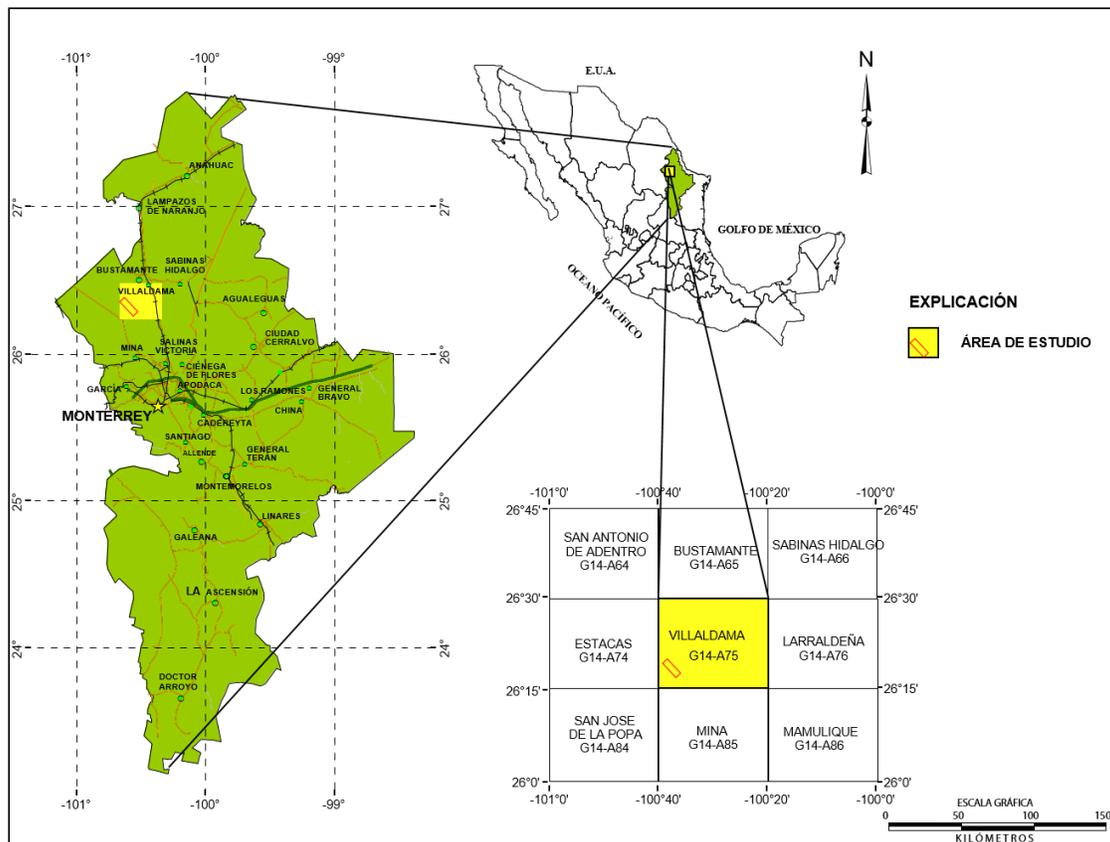


Figura 1.1. Localización del área de estudio.

Acceso y vías de comunicación

El acceso es a través de la carretera federal No 53 que comunica las ciudades de Monterrey N.L. y Monclova, Coah. Al llegar al kilómetro 65.8, existe una terracería en dirección oriente y un recorriendo de ~12 kilómetros donde entronca con otra terracería y por donde debe proseguirse con dirección norte franco por un lapso de 6 kilómetros hasta el rancho San José de Montañas. A partir de este lugar debe virarse hacia el sur-poniente sobre un camino o brecha de terracería, realizando un recorrido aproximado de 5.8 km, que corresponde a la porción meridional del área de estudio. Dentro del área existen otros caminos y brechas de acceso local, que comunican la mayor parte del área, pero algunos de estos accesos son intransitables en época de lluvia (Figura 1.2).

Infraestructura

La zona de estudio tiene buena comunicación terrestre hasta las principales zonas de interés. Las partes topográficamente bajas son accesibles a través de brechas y veredas. Sin embargo, en época de lluvias o tormentas es necesario el uso de vehículos de doble tracción. La mayoría de estas terracerías o brechas conectan con la carretera federal No 58-53 o bien con la carretera estatal No. 1 que comunica la ciudad de Monterrey con el Puente Internacional Colombia que cruza por los poblados de Salinas Victoria, Potrero, Villaldama, Bustamante, Anáhuac, Lampazos y Puente Colombia.

A partir de la cabecera municipal de Mina, N.L; es fácil comunicarse a la zona metropolitana de Monterrey. La zona metropolitana mencionada cuenta con el

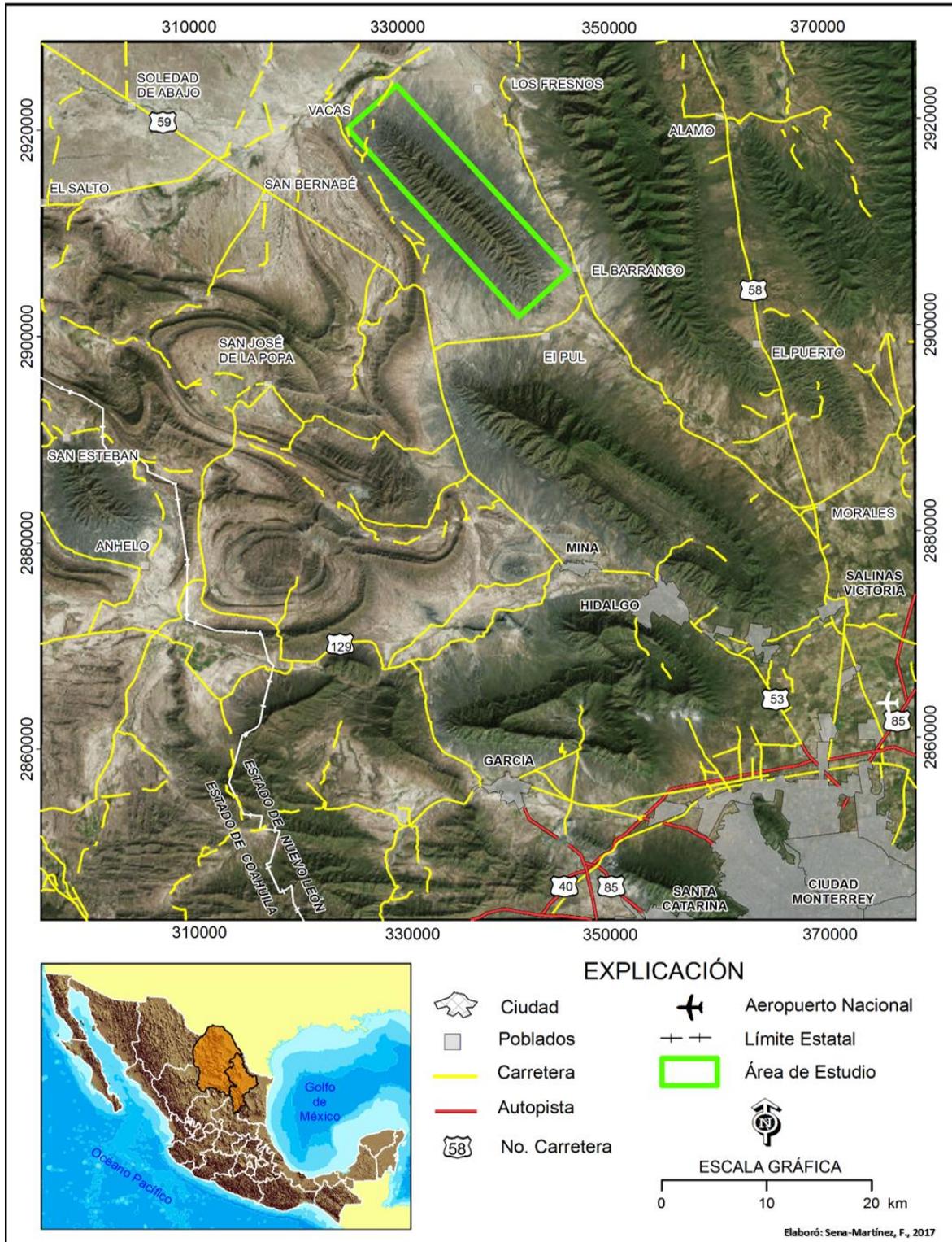


Figura 1.2. Vías de acceso y comunicación

aeropuerto internacional General Mariano Escobedo, así como un aeropuerto nacional; ambos ubicados en el municipio de Apodaca, N.L. y que distan 82.9 y 49.1 km, respectivamente, al sur-orienté del área de estudio.

Los servicios básicos cercanos al área de estudio incluyen: agua potable, energía eléctrica, telefonía, internet, correos, telégrafos, servicio bancario, servicios de salud, etc., concentrados en las poblaciones de Mina e Hidalgo, N.L., que distan 27.5 y 37.5 km al sur y sur-orienté del área de estudio, respectivamente. Cabe mencionar que en la zona, la mayoría de los poblados y ranchos ganaderos cuentan con red de energía eléctrica y telefonía rural vía satélite, con cobertura nacional e internacional

1.2. Introducción

En el noreste de México existe todo un conjunto de tipos de mineralización con valor económico de Ag-Pb-Zn-Ba-F y han sido sistemáticamente consideradas como tipologías diversas (*i.e.* *skarn*, reemplazamientos de alta temperatura, epitermal, etc.). Recientes investigaciones, proponen sin embargo que muchos de estos depósitos fueron formados por la circulación de fluidos, desde cuencas enriquecidos en iones metálicos como flúor y bario y los cuales han sido - tipificados como depósitos al tipo MVT (Mississippi Valley type) (*i.e.* Buenavista al norte de Coahuila por González-Partida *et al.*, 2003; El Lucero al sur de Coahuila por Puente-Solís 2007; y Berrendos al centro de Coahuila por González-Sánchez *et al.*, 2007). Además, estas investigaciones sugieren que el emplazamiento está controlado por unidades litológicas evaporíticas y carbonatadas, cambios de facies y límites de plataformas.

El área de estudio está ubicada en el límite nororiental de la Cuenca de la Popa y el frente de las cabalgaduras laramídicas que formó de la Sierra Madre Oriental, caracterizadas por sedimentos marinos mesozoicos que evolucionaron sobre altos y bajos tectónicos y un basamento granítico (Ca. 1Ga) (Ortega-Gutiérrez, 1995; Keppie, *et al.*, 2006). La Cuenca de la Popa ha sido interpretada como un *rift* abortado o aulacógeno asociado a la apertura del Golfo de México. Esta cuenca está limitada por grandes paleo-elementos positivos de edad Jurásico Tardío, denominados Península de Tamaulipas, Isla de Picachos e isla de San Carlos en el noreste , así como la Isla de Coahuila en el sur-poniente (Lawton *et al.*, 2001). La secuencia sedimentaria marina mesozoica (hasta de miles de metros de espesor) consiste de sedimentos carbonatados, siliciclásticos y evaporíticos que fueron deformados por efectos compresivos durante la orogenia laramídica (*i.e.* Cretácico tardío-Paleógeno temprano), seguidos de la extensión que conformó una serie de cuencas y sierras (*i.e.* Paleógeno temprano), así como el emplazamiento local de cuerpos plutónicos que deformaron y alteraron localmente la secuencia sedimentaria marina durante el Paleógeno temprano.

El contexto geotectónico de la región sugiere mineralización tipo MVT (Provincia MVT del Noreste de México) con concentraciones económicas de plomo zinc, bario, fluor y estroncio (Camprubí, 2013). Sin embargo, resultados del programa de cartografía nacional realizado por el Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2014) y con base a las características mineralógicas, texturas, alteración hidrotermal y supergénica, así como el detalle estructural sugiere que dicha área presenta mineralización polimetálica de origen magmático hidrotermal, en forma

de vetas de calcita asociada con sulfuros y óxidos de Pb, Zn y Cu, barita y fluorita, así como subordinada mineralización de Ag y Au.

De ahí la importancia de definir la génesis de estos depósitos que conlleve a determinar la importancia económica de la región. Además, la principal unidad sedimentaria marina en la que están alojados los depósitos minerales es también favorable para hospedar depósitos de remplazamiento debido a la constitución particular (*i.e.* caliza fosilífera dolomitizada) y cercanía de cuerpos plutónicos, incrementando las expectativas e interés económico del área de estudio.

1.3. Trabajos previos

Entre las investigaciones geológicas realizadas en la zona del noreste de México predominan trabajos de investigación científica enfocados al entendimiento de la evolución paleogeográfica, estructural y estratigráfica, debido al potencial de hidrocarburos existente en la región. Entre los trabajos que sobresalen pueden mencionarse: Padilla y Sánchez (1986 a, b), Goldhammer (1999), Eguiluz de Antuñano (2001), PEMEX (2010) Aranda-García, *et al.*, (2011), Arredondo-Guzzy, *et al.*, (2011), Chávez-Cabello *et al.*, (2005, 2011), Camprubí-Antoni (2013), Herrera-Monreal *et al.*, (2014), entre otros.

Padilla y Sánchez (1986b), explica la evolución sedimentaria mesozoica del noreste de México a través de varios mapas paleogeográficos regionales. Además, con base en los diferentes estilos de plegamiento, proponen un modelo alternativo para la deformación del Paleógeno Temprano para el noreste de México, así como una serie de paleoreconstrucciones de tectónica de placas,

basados principalmente en la existencia de varias fallas sinestrales de transcurrancia.

Goldhammer (1999), realizó un análisis de la información del noreste de México recabada a lo largo de 10 años de experiencia en campo, exponiendo esta área en un contexto regional, define asimismo las provincias tectonoestratigráficas Golfo de México al oriente y Pacífico Mexicano al poniente.

Eguiluz de Antuñano (2001), realizó un análisis de la información de más de 60 pozos petroleros en la Cuenca de Sabinas y afloramientos superficiales, con el objetivo de hacer planos de distribución de facies, paleogeografía e isopacas de cada formación litológica presente en la cuenca, así como la identificación del potencial de generación de hidrocarburos de varios niveles estratigráficos.

Chávez-Cabello, (2005), definió que el emplazamiento de los intrusivos que componen al Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova (CICM) ocurrió entre 45 y 35 Ma. El emplazamiento en niveles someros de la corteza de estos cuerpos magmáticos estuvo controlado por la reactivación de fallas de basamento, por lo que éstos son sin-tectónicos (*i.e.* Cerro del Mercado y Soledad) y post-tectónicos (*i.e.* Providencia, Carrizal, Cerro Boludo, Marcelinos, Pánuco e Iguana) a la segunda y última fase de la deformación Larámide en la región. El emplazamiento de los intrusivos sugiere que la deformación Larámide debió culminar a los 41 Ma en Coahuila.

En el trabajo de PEMEX (2010), sugieren que la formación de estructuras en el Golfo de Sabinas y elementos circundantes está relacionada a la deformación

contraccional de la Orogenia Laramide que afectó al área principalmente del Paleoceno al Eoceno medio. Los estilos estructurales están relacionados a la presencia y espesor de la sal jurásica y evaporitas del Barremiano, presentándose principalmente anticlinales con doble buzamiento y orientación noroeste-sureste limitados por cabalgaduras o fallas inversas, con vergencia tanto hacia el suroeste como al noreste, como resultado de la influencia de los bordes de los elementos paleotectónicos de Coahuila y Tamaulipas.

Aranda-García, *et al.*, (2011), indican que para sintetizar la estratigrafía regional del noroeste de México es posible establecer tres conjuntos litológicos mayores, de acuerdo a su evolución temporal: 1) La Sierra Madre Oriental (SMO) en el sector de la Saliente Tectónica de Monterrey (STM), 2) la sucesión estratigráfica de la Cuenca de Sabinas y 3) la sucesión estratigráfica de la Plataforma de Coahuila.

Arredondo-Guzzy *et al.*, (2011), realizaron un estudio a detalle de la Formación Cupido en el cañón de Bustamante, enfocado a caracterizar la dolomitización que afectó a todas las facies cruzando los planos de estratificación en la roca, concluyendo que la dolomitización es producto hidrotermal causado por algún punto caliente o cuerpo plutónico.

Chávez-Cabello, (2011), analizó las edades de la culminación de la orogenia Laramide y del cambio de magmatismo de la zona con firma de subducción intraplaca en la parte central de Coahuila, indicando que la deformación Larámide en la parte meridional de la Cuenca de Sabinas ocurrió en dos fases. La primera fase por deformación de cobertura y estuvo controlada por despegue a lo largo de

horizontes sedimentarios favorables en la secuencia marina del Mesozoico Superior. La segunda fase de deformación involucró a bloques del basamento y reactivo fallas regionales (Falla San Marcos) y fallas subsidiarias a ésta.

Herrera-Monreal *et al.*, (2014), sugieren que la Sierra de Enmedio presenta mineralización polimetálica de origen magmático hidrotermal, en forma de vetas de calcita asociada con sulfuros y óxidos de Pb y Zn, barita y fluorita, así como subordinada mineralización de Ag y Au; lo anterior como resultado del programa de cartografía nacional auspiciado por el Servicio Geológico Mexicano.

1.4. Objetivo y alcance de la investigación

Objetivo general

El objetivo del presente estudio fue documentar el control estructural y caracterizar los depósitos minerales ubicados en la Sierra de Enmedio para un mejor entendimiento de la génesis, así como determinar las condiciones fisicoquímicas que prevalecieron durante el desarrollo de la mineralización y su relación con la roca encajonante.

Objetivos específicos

Por tanto, estudios detallados como mapeo litológico y estructural, determinación de alteración hidrotermal y supergénica, caracterización mineralogía (hipogénica y supergénica), y análisis de datos geofísicos son la base que soporta ésta investigación, así como interpretación de resultados de química

analítica, estudios mineralógicos, microtermométricos e isotópicos con el fin de abrir una ventana a la exploración de yacimientos polimetálicos de origen magmático-hidrotermal en el noreste de México.

Alcance de la investigación

La Sierra de Enmedio presenta características geológicas y estructurales que favorecieron la deposición de minerales metálicos y subordinados no metálicos. Las características genéticas de los depósitos minerales presentan evidencias relacionadas íntimamente con procesos de circulación de soluciones hidrotermales, emparentadas presumiblemente con plutonismo sepultado. La estructura de la presente investigación incluye la documentación del control estructural y litológico, las características mineralógicas y texturales de los depósitos minerales y sus características microtermométricas, así como la caracterización de alteración hidrotermal y supergénica, que soporte el entendimiento de la geotectónica y la relación del magmatismo de la región.

Dentro de este cuadro propositivo fue planteado como objetivo fundamental el establecimiento del modelo de la génesis de la mineralización en la Sierra de Enmedio, a través de la consumación de las siguientes metas específicas e interrelacionadas. Por lo tanto, la investigación incluyó: 1) la conformación de un mapa litológico-estructural, 2) establecimiento del esquema estructural que determina la existencia de la mineralización, 3) desarrollo de un modelo de distribución espacio-temporal de las asociaciones paragenéticas, 4) determinación de temperaturas de formación, salinidad y presión de los fluidos hidrotermales, 5) especificación del comportamiento termodinámico de los fluidos mineralizantes y

su evolución en espacio-tiempo, y 6) documentación del comportamiento isotópico de la mena y ganga para determinar la fuente del azufre, carbono y oxígeno. Lo anterior, con el propósito de contribuir al entendimiento genético de estos depósitos minerales y la metalogénesis regional del Noreste de México.

1.5. Metodología

1. Reconocimiento del área y recopilación de información.
2. Cartografía geológica escala 1:10,000, empleando imágenes de satélite Aster de alta resolución 15 m, para establecer las principales unidades litológicas, así como verificación y levantamiento de datos litológicos en campo.
3. Mapeo de alteración hidrotermal y mineralización.
4. Mapeo estructural, incluyendo la orientación de los ejes de las estructuras, clivaje y foliación y la actitud de los planos de falla y de las lineaciones en los espejos de falla.
5. Muestreo-litoquímico, mineralógico, y petrográfico.
6. Elaboración de secciones geológicas.
7. Estudio petrográfico y minerográfico de muestras colectadas sistemáticamente, usando microscopio petrográfico de luz reflejada y transmitida, usando láminas delgadas pulidas, para la mejor identificación de los minerales constituyentes de las rocas, así como la determinación de alteración hidrotermal, mineralización y determinación de la paragénesis mineral.

8. Preparación de muestras para química analítica y determinar la firma isotópica (*i.e.* C, O, S), que fueron enviadas al laboratorio especializado en la Universidad de Nevada, Reno.
9. Estudio microtermométrico de inclusiones fluidas de minerales transparentes y representativos, colectados en el área de estudio.
10. Integración de información generada para establecer un modelo congruente de la evolución geoquímica y tectónica del área que ayude al entendimiento de los procesos fisicoquímicos que intervinieron para la formación de mineralización en el área de estudio.

CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Evolución Tectónica

La paleogeografía de la región analizada puede interpretarse a partir de las cubiertas mesozoica y cenozoica expuestas a nivel superficial, correspondiente a dominios sedimentarios que conformaron las cuencas y plataformas marinas de la porción noreste del país. Ésta comprende diferentes eventos tectónicos, que para el caso que nos ocupa es derivada a partir de la Orogenia Ouachita-Marathón (*i.e.* Orogenia Apalachiana-Ouachita del Paleozoico Tardío) (Goldhammer, 1999). Seguido de la apertura del Golfo de México (*i.e.* evento extensional Mesozoico), (Salvador y Green, 1980; Anderson y Schmidt, 1983; Wilson, 1990), evolución del margen activo en el occidente de México (*i.e.* subsidencia del Jurásico Tardío al Cretácico Tardío), así como de la Orogenia Larámide (*i.e.* Cretácico Tardío al Paleógeno Temprano) que ocasionó gran parte de levantamiento Cenozoico (Goldhammer, 1999).

2.1.1. Terreno Coahuila

Este terreno está situado en el noreste de México y limitado al sur por el terreno Sierra Madre (Campa y Coney, 1983) (Figura 2.1) y al norte por el frente tectónico del Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon. De acuerdo a Sedlock *et al.*, (1993). Este mismo conjunto es nominado como terreno Coahuiltecano, (Figura 2.2). De acuerdo con este modelo el terreno Coahuiltecano se encuentra separado de los terrenos Tepehuano, Guachichil y Maya, ubicados al sur del mismo, a través de la falla regional Mojave-Sonora. Esencialmente, el terreno Coahuila es considerado como parte de los terrenos peri-Gondwainicos posiblemente

acresionado al cratón Norteamericano durante la conformación de Pangea (Handschy, 1977). Básicamente el terreno Coahuila lo podemos dividir en tres sub-provincias: a) Bloque Coahuila (BC), b) Cuenca de Sabinas-La Popa o Cinturón Plegado de Coahuila (CPC) y, c) Plataforma Burro-Peyotes o Cratón Coahuila-Texas (CCT). Cada una de estas sub-provincias está separada por fallas corticales del Jurásico de orientación general noroeste-sureste, las cuales son de sur a norte: la Falla Mojave-Sonora (FMS), la Falla San Marcos (FSM) y la Falla La Babia (FLB) (Figura 2.3).

Aunque no se conoce el basamento, algunos autores han sugerido para el terreno Coahuila, la existencia de dos arcos magmáticos volcánicos. El más antiguo corresponde al Pensilvánico-Pérmico (McKee *et al.*, 1988) al cual se asocian los depósitos vulcanosedimentarios ligeramente en el área de Las Delicias, mismos que fueron intrusionados por materiales del Permo-Triásico (Torres-Vargas *et al.*, 1999). Por otro lado, la presencia de granitoides del Triásico-Jurásico probablemente están asociados al Arco Volcánico Nazas (Silver y Anderson, 1974; Steward *et al.*, 1986; Grajales-Nishimura *et al.*, 1992; Jones *et al.*, 1992; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998). Sin embargo, Barboza-Gudiño *et al.*, (2008) consideraron que la edad del vulcanismo de éste arco es restringido al Jurásico Inferior a Medio. Mientras que Lawton y Molina (2014) con estudios isotópicos de U-Pb han demostrado que la edad del vulcanismo fue generado durante el Jurásico Temprano.



Figura. 2.1. Terrenos tectonoestratigráficos de México según Campa y Coney, 1983.



Figura 2.2. Terrenos tectonoestratigráficos de México y el norte de América Central (Modificado de Sedlock *et al.*, 1993).

Las rocas del arco Permo-Triásico afloran en las localidades de Delicias-Acatita, Lindavista y alcanzan a extenderse hasta la Cuenca de Sabinas en el Potrero de La Mula y Valle San Marcos (Jones *et al.*, 1984; Handschy *et al.*, 1987; McKee *et al.*, 1988, 1990 y Torres-Vargas *et al.*, 1999), y han sido cortadas por una cantidad importante de pozos de PEMEX en la región (Grajales-Nishimura *et al.*, 1992), y en la parte oriental de México (Albarrán, 1984 y Torres-Vargas *et al.*, 1999) (Figura 2.4). Las rocas que documentan a éste arco magmático componen la mayor parte del basamento del Bloque Coahuila y, corresponden a una secuencia gruesa de rocas marinas del Pensilvánico Medio (?) al Pérmico, así como a cuerpos intrusivos del Triásico, aunque la relación precisa entre el arco volcánico que dio origen a los materiales vulcanosedimentarios de la Serie Delicias y orogenia Ouchita es aún desconocida. Algunos autores sugieren la posibilidad de que dicho arco fuese acrecionado a la margen sur de Norteamérica durante el paleozoico tardío (Handschy *et al.*, 1987). En esta interpretación los materiales de Serie Delicias corresponderían a una zona de sedimentos clásticos de arco que posteriormente formaron parte de un sistema de rocas falladas y cabalgadas durante el movimiento orogénico Ouachita-Marathon (Pindell, 1985; Anderson y Schmidt, 1983). Esta hipótesis está basada en la proximidad de los que es considerada la zona interior de sutura de dicho cinturón orogénico, así como la presencia de cabalgamiento y metamorfismo en los materiales Permo-Triásicos en el área de las Delicias. En este modelo, el arco magmático está ubicado en el norte de Gondwana, que fue acrecionado a la parte sur del margen pasivo de Laurasia, durante la conformación de Pangea. Posteriormente este arco

sería disgregado durante la conformación del Golfo de México (Handschy *et al.*, 1987).

Con base en la distribución de las facies, relaciones estratigráficas y el ambiente tectónico, McKee *et al.*, (1988, 1990); sugieren que la Cuenca Las Delicias no es parte del sistema Ouachita-Marathon como lo habían propuesto Handschy *et al.*, (1987), por lo que sugieren que el Bloque Coahuila puede ser un terreno estratigráfico alóctono transportado desde el noroeste a través de megacizallas regionales con movimientos izquierdos (McKee *et al.*, 1988, 1990 y 1999).

Por otro lado, una interpretación más reciente hecha por Torres-Vega *et al.*, (1999), sobre estas mismas rocas, propone la presencia de un arco magmático Permo-Triásico, desarrollado por subducción hacia el oriente en la parte occidental de Pangea justo después del desarrollo del Cinturón Orogénico Ouachita Marathon (Figura 2.2). De acuerdo a los rangos de edades definidas para esta rocas de 287 a 232 Ma, es considerada que la instauración del arco ocurrió inmediatamente después de la colisión de Gondwana y Laurasia durante la Orogenia Ouachita-Marathon, aproximadamente a los 281 Ma (Dickinson y Lawton, 2001). Así mismo, de acuerdo con los valores de ϵ_{Nd} de -4.4 a +2.5, ha sido concluido que el arco fue desarrollado sobre una corteza continental evolucionada (Torres-Vega *et al.*, 1999).

2.1.2. Cuenca de Sabinas

La Cuenca de Sabinas está situada entre el centro-norte y el noreste de México. La cuenca corresponde a las partes central del estado de Coahuila y occidental del estado de Nuevo León; y comprende un área de ~37,000 km². Dicha cuenca está limitada al sur con las provincias geológicas denominada Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental, Cuenca de Parras-La Popa y Plataforma de Coahuila, mientras que al oriente y norte con la Plataforma Burro-Peyotes (Figura 2.3). Esta región corresponde a una cuenca intracratónica, resultado de la segmentación en bloques del Cinturón Orogénico Marathon-Ouachita con desplazamiento relativo entre éstos, definiéndose posteriormente durante la Tafrogenia Palizada, un sistema de fosas y pilares que conformaron las depresiones que actuaron como receptáculos de sedimentos, probablemente desde finales del Triásico. La cuenca está constituida por rocas siliciclásticas, carbonatadas y evaporíticas con un espesor que excede los 5,000 m de secuencia sedimentaria marina. Desde el punto de vista tectónico, la Cuenca de Sabinas (CS) ha sido interpretada como un *rift* abortado o aulacógeno asociado a la apertura del Golfo de México (Goldhammer, 1999). Geológicamente, la Cuenca de Sabinas está limitada por grandes unidades positivas que corresponden a los elementos paleogeográficos del Jurásico Tardío, denominados Península de Tamaulipas, Alto de Picachos y Alto de San Carlos (también conocidos como macizo El Burro-Picachos o Arco de Tamaulipas) en el noreste y por la Isla de Coahuila en el suroeste. Al noroeste, la Cuenca de Sabinas presenta márgenes irregulares que limitan con la Cuenca de Chihuahua y al sureste limita con el Arco

de Monterrey (Padilla y Sánchez, 1986a; Santamaría-Orozco, 1990; Eguiluz de Antuñano, 2001, 2007; Goldhammer, 1999) (Figura 2.3).

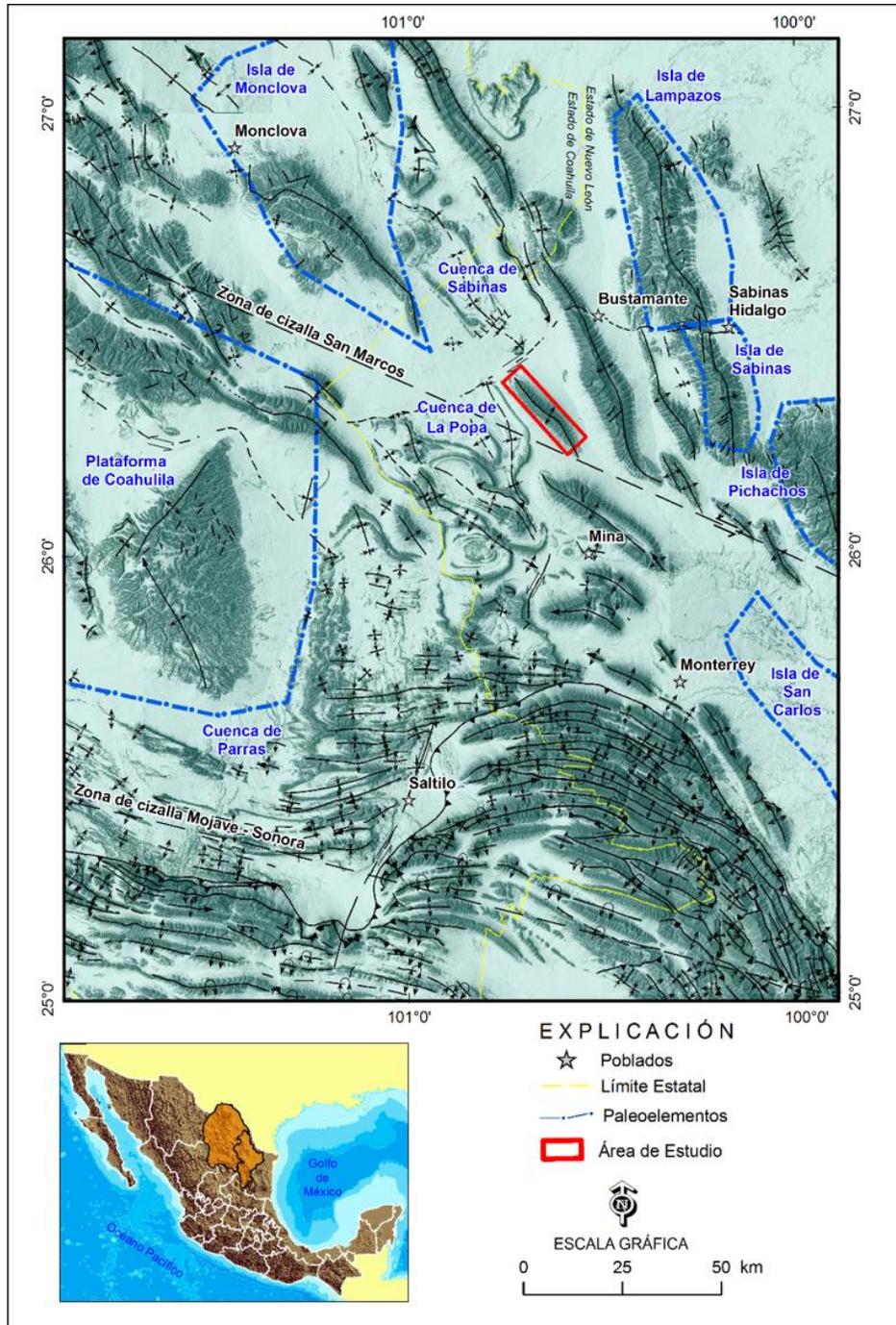


Figura 2.3. Ubicación del área de estudio en el promontorio de la Sierra Madre Oriental marcada con un recuadro rojo.

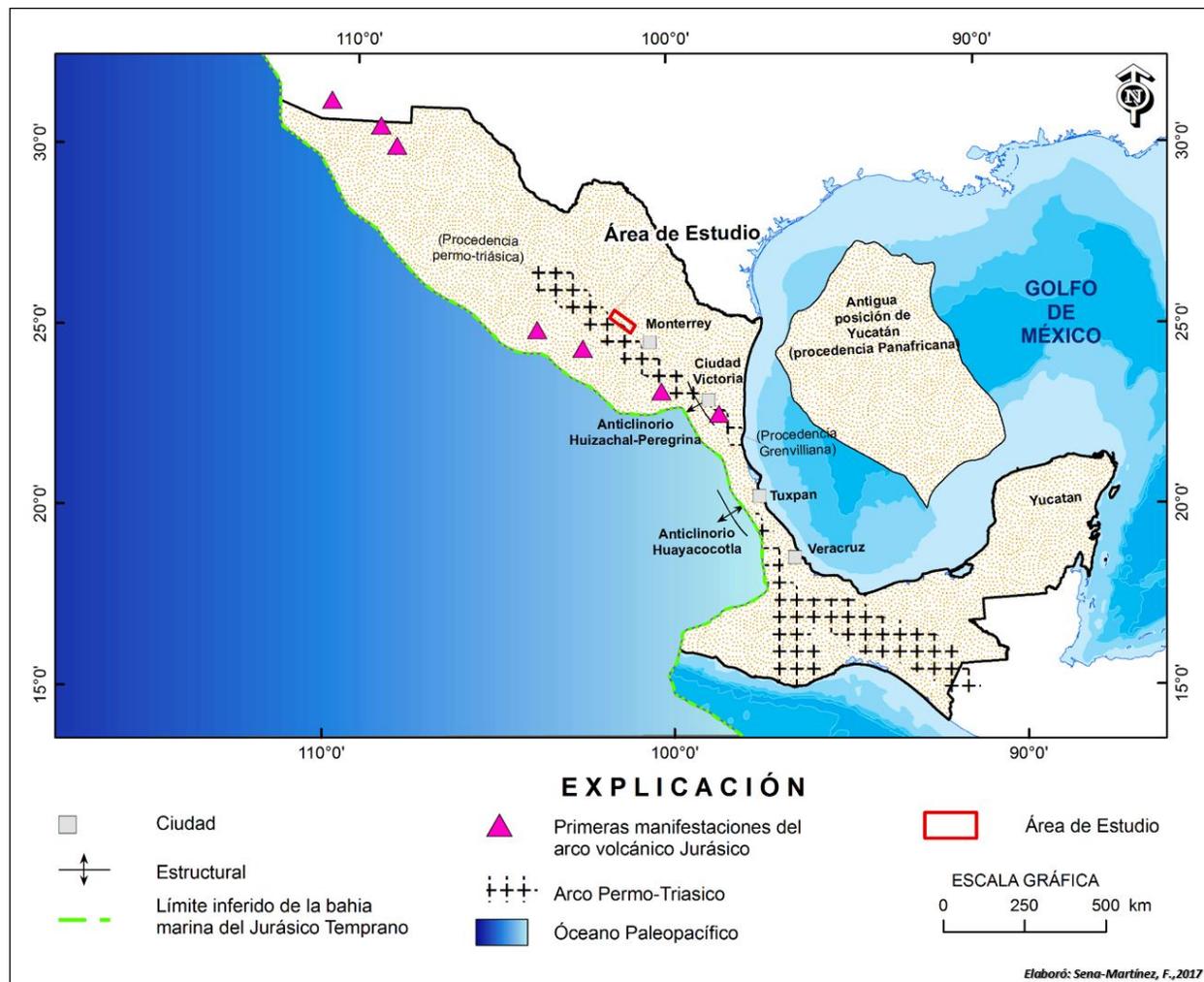


Figura 2.4. Modelo paleogeográfico y ubicación del Arco Permo-Triásico; (tomado y modificado de Barboza *et al.*, 2001).

La principal Formación reportada es La Casita (Humphrey, 1956; Eguiluz de Antuñano, 2001; Román-Ramos y Holguín-Quiñones, 2001), integrada por un miembro inferior con lutita carbonosa; un miembro intermedio que contiene arenisca, interestratificada con carbonatos; y un miembro superior conformado por lutita calcárea negra y limolita (Imlay, 1936). Los espesores de esta Formación varían entre 60 y 800 m, y su edad abarca del Kimmeridgiano Temprano al Titoniano. Contreras-Montero *et al.*, 1988. En el Cretácico Temprano fueron acumulados sedimentos clásticos marinos someros y marginales gruesos, arenisca y lutita de la Formación Barril Viejo, con espesores que varían 250 a 350 m y una edad correspondiente al Hauteriviano Temprano (Eguiluz de Antuñano, 2001). Hacia el sureste, la Formación cambia lateralmente a facies de carbonatos de plataforma marina de alta energía, correspondientes a la Formación Menchaca del Berriasiano (Imlay, 1940), con espesores entre 250 y 300 m. Durante el intervalo del Hauteriviano Tardío al Barremiano, fueron depositados sedimentos de la Formación Padilla (Imlay, 1940), en su facies arrecifal, con un espesor promedio de 150 m (Eguiluz de Antuñano, 2001), y hacia el noreste, cambia a carbonatos de facies lagunar con predominio de dolomías. En el Hauteriviano Tardío, en la Cuenca de Sabinas, fue desarrollado un arrecife que ocasionó la instalación de un ambiente de *sabkha* y la formación alternada de carbonatos y evaporitas de la Formación La Virgen (Humphrey y Díaz, 1956), con espesores entre 600 y 800 m (Eguiluz de Antuñano, 2001), presentando tres unidades dolomíticas separadas por dos unidades de evaporitas (Márquez, 1979). El Aptiano Tardío fue caracterizado por el incremento en el nivel del mar que cubrió inclusive el Bloque

de Coahuila, y la transgresión está representada por la lutita de la Formación La Peña (Imlay, 1936; Humphrey, 1949), que es usada como control bioestratigráfico regional, con espesores variables de hasta 200 m (Eguiluz de Antuñano, 2001), dependiendo de la topografía anterior a su depósito. Durante el Albiano-Cenomaniano continuó la subsidencia del área, propiciando, en la parte oriental de la cuenca, el depósito de capas delgadas y gruesas de mudstone a wackstone con pedernal de la Formación Tamaulipas Superior del Albiano (Muir, 1936), con espesores de hasta 500 m. A fines del Cenomaniano y durante el Turoniano fue depositado un paquete de 250 a 400 m de espesor de lutita negra con calizas arenosa y arenisca calcárea intercaladas, pertenecientes a la Formación Eagle Ford (Roemer, 1852; Vaughan, 1900; Sellards *et al.*, 1932; Adkins y Lozo, 1951; Eguiluz de Antuñano, 2001). Entre el Coniaciano y el Santoniano Medio, el nivel del mar descendió, de tal manera que fue incrementada la Formación de carbonato y disminuyó la de lutita. En este contexto fue depositada la Formación Austin (Shumard, 1886; Sellards *et al.*, 1932), con espesores entre 200 y 300 m, con intercalaciones en capas delgadas de bentonita (Padilla y Sánchez, 1986; Eguiluz de Antuñano, 2001).

La configuración estructural de esta cuenca inició con el evento Orogénico Ouachita-Marathon durante el Permo-Triásico (Goldhammer, 1999). La evolución paleogeográfica desde el Mesozoico hasta el Cenozoico del NE de México está estrechamente relacionada con la apertura y evolución del Golfo de México (Salvador y Green, 1980; Anderson y Schmidt, 1983; Winker y Buffler, 1988; Wilson, 1990; Salvador, 1991; Pindell, 1992). El origen del Golfo de México es

remonta al rompimiento del supercontinente Pangea durante el Triásico Tardío-Jurásico Medio (Padilla y Sánchez, 1986), con la separación de las placas norteamericana, sudamericana y africana, condicionando la evolución estratigráfica de la región hasta la Orogenia Laramide, entre el Cretácico Tardío al Paleógeno Temprano. Durante la Orogenia Laramide, el levantamiento de la cuenca fue persistente desde 49 Ma hasta 24 Ma, generando sistemas de anticlinales y sinclinales, propios del plegamiento de las formaciones, y ciclos regresivos del nivel del mar. Este evento generó a su vez sistemas de fallas de media y larga profundidad atravesando el piso de la cuenca constituido por basamento granítico (Goldhammer, 1999; Goldhammer y Johnson, 2001; Chávez-Cabello *et al.*, 2005, 2011).

Después del evento orogénico laramídico en el noreste de México, las fallas limitan lo que hoy se conoce como el Cinturón Plegado de Coahuila (Charleston, 1981), y separan zonas con estilos de deformación fuertemente contrastantes (Padilla y Sánchez, 1982). Por ejemplo, la falla de La Babia (Charleston, 1981), separa al Cinturón Plegado de Coahuila del cratón Coahuila-Texas; y mientras que al sur, en la parte central de Coahuila, el Cinturón Plegado de Coahuila limita con el Bloque de Coahuila a través de la falla de San Marcos (Charleston, 1973, 1981; McKee y Jones, 1979; McKee *et al.*, 1984, 1990; Goldhammer, 1999; Goldhammer y Johnson, 2001;2005; Chávez-Cabello *et al.*, 2005, 2011).

2.1.3. Cuenca de la Popa

La Cuenca de La Popa es de tipo *foreland* y está localizada al frente de la Curvatura de Monterrey que forma parte de la Sierra Madre Oriental, provincia que representa el alto estructural. La Cuenca de Parras está localizada al occidente de la Curvatura de Monterrey y al sur del Bloque de Coahuila, que a su vez colinda con la Cuenca de Sabinas en la parte norte del área (Figura 3.3). Las cuencas de La Popa y de Parras contienen rocas sedimentarias siliciclásticas de grano fino y carbonatos de agua profunda del Cretácico Tardío-Paleógeno Temprano (Vega-Vera y Perrilliat, 1989). Estas unidades sobreyacen a carbonatos de plataforma del Cretácico Temprano. Las rocas del Cretácico Tardío subyacen al Grupo Difunta y a la Lutita Parras (McBride *et al.*, 1974; Vega-Vera y Perrilliat, 1989; Ye, 1997). Esta secuencia fue depositada al frente de la Sierra Madre Oriental durante su levantamiento producto de la Orogenia Laramide (Vega-Vera y Perrilliat, 1989; Ye, 1997). Además, existen algunos bloques tectónicos o paleoaltos del Permo-Triásico, como el Bloque de Coahuila (Tardy, 1980; Charleston, 1981) y la Isla de Monclova, los cuales representan altos de basamento según Goldhammer y Johnson (2001).

La falla regional más importante en el área es la Falla de San Marcos, definida por Charleston (1981), quien ha sugerido que experimentó movimientos laterales en el Jurásico Tardío y normales en el Cretácico Temprano. Además, ésta falla separa estructuralmente al Bloque de Coahuila del Cinturón Plegado de Coahuila (McKee *et al.*, 1990). Dentro de este cinturón está situado el cinturón de intrusivos Candela-Monclova, y sus afloramientos conforman un dominio litológico

ígneo no deformado con orientación casi oriente-poniente (McKee *et al.*, 1990). La deformación observada en estos bloques y en muchas partes del noreste de México es compleja debido a despegues *detachment* sobre secuencias evaporíticas (*i.e.* Formación Minas Viejas), la incorporación local del basamento en la deformación, y por la reactivación de algunas fallas antiguas del basamento (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

2.1.4. Geología Regional

En el área de estudio, las unidades litoestratigráficas están constituidas por rocas con edades que varían desde el Jurásico Superior hasta el Cuaternario. La columna estratigráfica, está soportada por los trabajos de campo y apoyada por los resultados de la cartografía Geológico-Minera, escala 1:50,000, que ha sido auspiciado por el Servicio Geológico Mexicano en las últimas décadas. Esto con la finalidad de determinar el espesor y características singulares de las formaciones litológicas descritas en este apartado.

En la cuenca de Sabinas, durante el Hauteriviano Tardío al Barremiano, fue desarrollada una inmensa plataforma carbonatada y evaporítica que se extendió hacia la cuenca de Chihuahua. El borde de la plataforma fue restringido por una franja de biohermas de rudistas (Arrecife Cupido) que cerraron al oriente la circulación de agua marina normal con el ancestral Golfo de México (Eguiluz de Antuñano, 2011). Esta plataforma fue denominada por el sistema sedimentario marino de la Formación Cupido (Alfonso-Zwanzinger, 1978, Márquez, 1979), inició

su evolución con el depósito de la Formación Padilla, seguida por las formaciones La Mula, La Virgen y en la cima Cupido o “Cupidito” (Aranda-García, 2011).

El Aptiano Superior fue caracterizado por registrar un incremento en el nivel del mar que cubrió inclusive el bloque o Isla de Coahuila. Esta transgresión está representada por secuencia de lutita de la Formación La Peña, que es usada como control bioestratigráfico con espesores de hasta 200 m (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Durante el Albiano y Cenomaniano Inferior, en la cuenca de Sabinas fueron depositadas varias unidades carbonatadas y calcáreo-arcillosas. La base corresponde a la Formación Tamaulipas Superior compuesta por caliza de textura *mudstone* en capas gruesas, con foraminíferos planctónicos (*Colomiella recta*, *C. mexicana*, *Calcisphaerula innominata* y *Favusella sp.*), espesor de 400 a 500 m. En contacto nítido y concordante sobreyace a una terna litológica compuesta en la base y cima por dos unidades de lutita y *mudstone* arcilloso laminar separadas por un cuerpo de caliza con textura *mudstone* en estratos medios, conocida en conjunto como Formación Kiamichi (Bonfil-Echavarría *et al.*, 2012).

La Formación Georgetown sobreyace a la anterior unidad litológica, que está compuesta por una sucesión de 60 a 80 m de estratos de caliza *mudstone* con nódulos de pedernal en capas gruesas, ricas en foraminíferos planctónicos (*Pithonella ovalis*, *P. trejoi*, *Ticinella breggiensis*, y *T. raynaudí*), que posicionan a esta unidad litológica en el Albiano Superior y Cenomaniano Inferior (Eguiluz de Antuñano, 1991).

Hacia el final del Cenomaniano Temprano fueron depositaron las formaciones Del Río y Buda. La primera con 20 a 50 m de espesor compuesta por areniscas, limonitas y capas laminares de lutita. Formación Buda subyace a la Formación Del Río compuesta por capas gruesas de caliza *mudstone* con foraminíferos planctónicos (*Bonetocardiella poncedeleoni*, *Hedberguella delrioensis*, y *H. subcretacea*) y con 30 a 50 m de espesor, ambos depósitos de plataforma abierta (Aranda-García, 2011). Cabe mencionar que estas tres unidades descritas (Georgetown, Del Río y Buda) han sido agrupadas como Grupo Washita (López-Ramos, 1979; Humphrey y Díaz, 2003).

Durante el Albiano la subsidencia del área continuó. Esto creó las condiciones para que en la parte oriental de la cuenca fuesen desarrolladas capas delgadas y gruesas de *mudstone* a *wackestone* con pedernal que han sido reconocidas como Formación Tamaulipas Superior del Albiano, con espesores entre 100 y 200 m. Cabe mencionar que hacia los bordes de lo que fue la Isla de Coahuila, la Formación Tamaulipas Superior cambia a facies de carbonatos de plataforma de la Formación Aurora, con espesores entre 500 y 700 m. Sobre el Bloque de Coahuila, la Formación Aurora configuró una laguna, depositando una secuencia que inicia con una caliza masiva de bioclastos, de 60 a 80 m de espesor, que cambia verticalmente a una alternancia de evaporitas con dolomías de aproximadamente 500 m de espesor, asignada a la Formación Acatita de edad Albiano Inferior-Medio (Bonfil-Echavarría *et al.*, 2012).

Durante el intervalo del Coniaciano al Santoniano Medio, el nivel del mar descendió, incrementando el desarrollo de carbonatos pero disminuyendo la lutita.

En este contexto fue depositada la Formación Austin, con espesores entre 200 y 300 m (Eguiluz de Antuñano, 2001; González-Sánchez *et al.*, 2007).

La Formación Upson, depositada durante el Santoniano Superior-Campaniano Medio, está constituida por 100 a 150 m, de lutita formadas en un ambiente de pro-delta y correlacionable con la Lutita Parras al sur. La Formación San Miguel, está constituida por una alternancia de sedimentos progradacionales arenosos y arcillosos con un espesor de hasta 400 m, formados en un ambiente de frente de delta (Bonfil-Echavarría *et al.*, 2012).

Hacia las partes topográficamente más bajas, fueron depositados los materiales erosionados, conformados por limos, arenas y gravas de edad Reciente. Estos consisten de materiales sueltos de variada granulometría, producto del intemperismo, erosión y transporte de las unidades preexistentes. El espesor de estos materiales varían desde 2 a 4 m y están cubriendo discordantemente a las rocas del Cretácico Superior (Herrera-Monreal *et al.*, 2014).

El evento tectónico de mayor relevancia en la región corresponde a la Orogenia Larámide. De acuerdo a Coney (1976) a finales del Cretácico Superior y principios del Paleógeno, ocurre la deformación intensa originada por la mencionada orogenía, que fue provocada por un cambio en el movimiento de las placas tectónicas, donde las placas Paleopacífica y Norteamericana que convergían de manera oblicua, empezaron a realizarlo frontalmente y con velocidad mayor. El efecto está representado con una tectónica compresiva y de

corrimientos paralelos, notablemente representada por la presencia de estrechos pliegues anticlinales-sinclinales cuyos ejes tienen una orientación NW-SE principalmente, que siguen el rumbo general de las sierras, en su mayoría del tipo recumbentes y cabalgaduras (De Cserna, 1956; Tardy, 1980; Padilla y Sánchez, 1982,1986; Suter, 1984; Eguiluz *et al.*, 2000).

Posteriormente, al cesar los esfuerzos compresivos, siguió una época de relajamiento y erosión de las montañas plegadas durante la duración de la orogenia, generando un sistema de fallas de orientación general NNW-SSE, en forma de escalonamiento regional, formando una secuencia de fosas y pilares (Stewart, 1978).

Los efectos compresivos derivados de la Orogenia Larámide afectaron a toda la secuencia sedimentaria cretácica. Esto desarrolló una fuerte deformación, cuya expresión estructural está reflejada con la presencia de grandes pliegues anticlinales y sinclinales de orientación preferencial norte-sur (Cserna, 1956; Tardy, 1980; Padilla y Sánchez, 1982,1986; Suter, 1984; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

La cuenca de Sabinas corresponde a una cuenca intracratónica, resultado de la segmentación en bloques del Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon con desplazamiento relativo entre estos, definiéndose posteriormente durante la Tafrogenia Palizada, un sistema de fosas y pilares que conformaron las depresiones que actuaron como receptáculos de sedimentos, probablemente desde finales del Triásico (Bonfil-Echavarría *et al.*, 2012).

Tomando en cuenta la posición tectónica de la cuenca de Sabinas, es posible referir tres etapas principales de evolución: 1) estado inicial de rompimiento (*rifting*) que comprendió el fallamiento de bloques y la formación de fosas tectónicas, 2) un estado de subsidencia termotectónica durante el cual fue depositado el conjunto sobreyacente del Mesozoico Superior, y 3) terminación de la subsidencia debido a la intensa deformación y fallamiento inverso que provocó el levantamiento de la región durante la Orogenia Laramide (Cuevas-Leeré, 1984).

CAPÍTULO 3. ESTRATIGRAFÍA Y ESTRUCTURA DE LA SIERRA DE ENMEDIO

3.1. Prefacio

La columna estratigráfica del área de estudio, está representada principalmente por rocas sedimentarias marinas, así como materiales de relleno tales como coluvión. Estas unidades litológicas varían de un rango de edades del Cretácico Inferior al Cuaternario (Figura 3.1). A continuación son descritas cada una de las unidades litológicas, respetando su posición espaciotemporal de la más antigua a la más joven.

3.2. Estratigrafía de la Sierra de Enmedio

Formación Cupido (Khap Cz)

La Formación Cupido fue definida por Imlay (1937) como caliza gris, en capas delgadas a gruesas, con concreciones de pirita y pedernal, y la localidad tipo en la pared norte del cañón del Mimbres, en la sierra de Parras, Coahuila.

En el área de estudio, la Formación Cupido está representada en el núcleo del anticlinal y los flancos erosionados que constituyen la Sierra de Enmedio, (Figura 3.3). La Formación Cupido está constituida de capas de caliza de color gris oscuro a negro e interperiza a gris claro, textura *mudstone a wackestone*, capas de 40 a 90 cm y estratos gruesos y masivos, intercalada con lutita laminar de tonalidades gris-violáceo. La Formación Cupido presenta estilólitas amplias y paralelas a la estratificación. Durante el trabajo de campo, pudieron identificarse diversos horizontes (Figura 3.2.) con alto contenido de microfósiles, principalmente miliólidos,

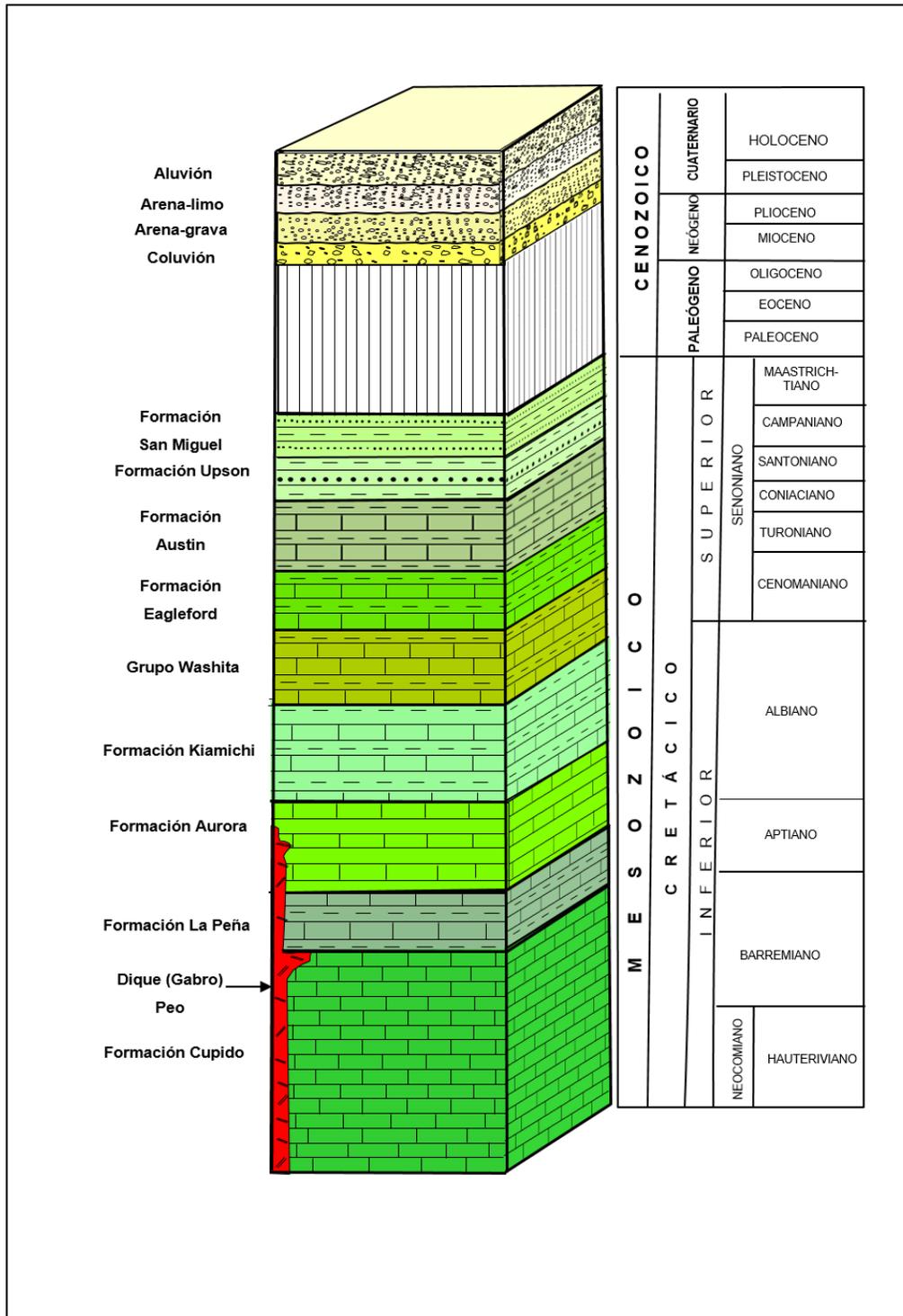


Figura 3.1. Columna estratigráfica del área de estudio.

rudistas y globigerinidos que cambian a blanco en las cercanías de las zonas muy silicificadas. El espesor de esta unidad litológica oscila entre 200 y 300 m.

La edad asignada es Hauteriviano superior-Aptiano Inferior, establecida con base a su posición estratigráfica y contenido faunístico (López Ramos, 1980); el rango general Hauteriviano-Aptiano Inferior (Pemex, 1988b *in* Díaz, 2006), posibilitan asignar esta misma edad para el área de estudio.



Figura 3.2. Fotografía mostrando gruesos bancos de caliza de la Formación Cupido (Khap Cz) localidad flanco oriente de la Sierra de Enmedio.

Esta unidad litológica es correlacionable con las formaciones Tamaulipas Inferior, La Mula, Barril Viejo, La Virgen y Padilla estas al norte de Coahuila, y Las Vigas en el noreste de Chihuahua. En el área de estudio, la Formación Cupido está sobreyacida de manera concordante por la Formación La Peña (Kap Lu-Cz), pero no se observó ningún contacto con la Formación Taraises (Kbeh Cz-Lu).

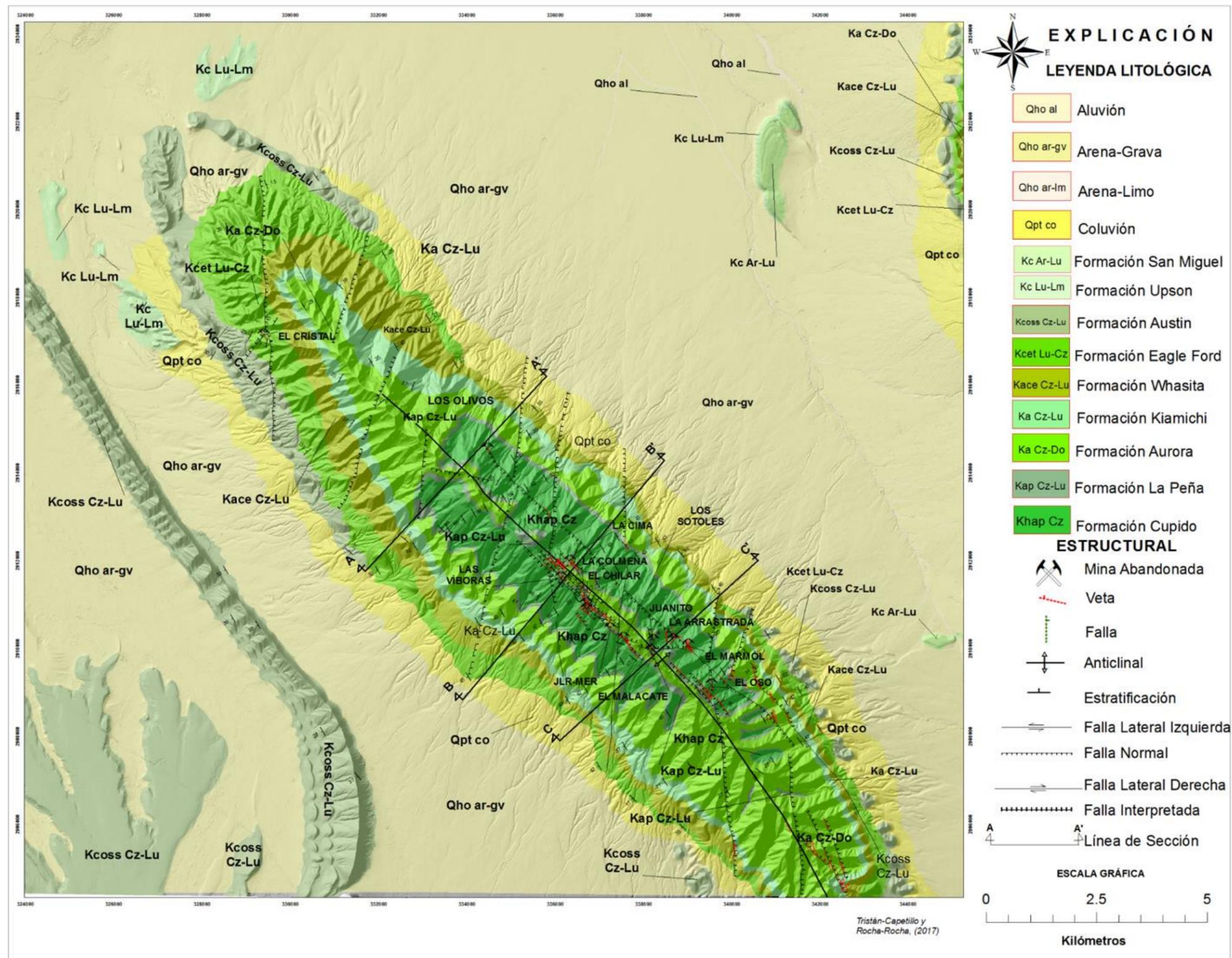


Figura 3.3. Mapa geológico-estructural del área de estudio, anticlinal de la Sierra de Enmedio.

Formación La Peña (Kap Lu-Cz)

Inicialmente fue Imlay (1936) quien definió esta unidad, pero Humphrey (1949) sugirió usar este nombre solamente para la parte superior de la secuencia descrita por Imlay. La localidad tipo es en la Hacienda La Peña, al oriente de la sierra de Parras, Coahuila; donde consiste de una secuencia compuesta por un miembro inferior de caliza y lutita y otro superior de caliza (Padilla, 1978; López-Ramos, 1979). Humphrey (1949) redefinió la unidad en la Sierra de los Muertos, que se encuentra en el estado de Nuevo León cerca de Monterrey. De acuerdo a su descripción consideró como Formación La Peña al Miembro Superior (calcáreo-lutítico) de la subdivisión de Imlay (1936).

En el área de estudio, los afloramientos de la Formación La Peña son paralelos a la unidad antes descrita, conformando pequeños puertos en las partes topográficamente elevadas de la Sierra de Enmedio, constituyendo los flancos del anticlinal del mismo nombre (Figura 3.3 y 3.4). La unidad litológica consiste de una secuencia de caliza y caliza arcillosa con textura *packstone a wackestone*, de coloración gris a gris oscuro y negro, en capas de 10 a 15 cm, con esporádicas bandas delgadas y discontinuas de pedernal negro (3 a 8 cm promedio), alternando con lutita calcárea laminar a delgada, que intemperiza en marrón rojizo y ocre, caracterizándose por su estructura físil y deleznable, dentro del área de estudio la formación presenta delgados horizontes de carbón (Figuras 3.4, 3.5).



Figura 3.4. Fotografía mostrando la secuencia de caliza-lutita de la Formación La Peña (Kap Cz-Lu) con mineralización de fluorita y local horizontes de carbón, localidad mina El Oso Sierra de Enmedio.

En el área de estudio, el espesor aproximado de esta unidad es entre 20 y 30 m, Padilla y Sánchez (1978) señala que esta unidad presenta algunos ejemplares de *Dufrenoya sp.*, asignándole edad Aptiano Tardío. La microfauna fósil clasificada como *Globigerinelloides spp.*, *Hedbergella spp.*, y *Maninoconus wasalli* y la micro y macrofauna analizada por Imlay (1936), aunado a su posición estratigráfica, permiten posicionarla en el Aptiano al Aptiano Superior (López-Doncel, 2007). Debido a la presencia de fósiles *Dufrenoya texana* y *Cheloniceras cf C.*, le ha sido asignada una edad del Aptiano Superior (López-Ramos, 1979). Tomando en consideración lo antes expuesto, la edad aptiana es adoptada para este estudio.

Esta unidad es correlacionable con la unidad formacional de la cuenca Tampico-Misantla, del Horizonte Otates, al igual que las formaciones Pearsall del sur de Texas y Moritas del noreste de Sonora. En el área de estudio, la parte basal

cobre concordante y transicionalmente a la Formación Cupido (Khap Cz), y su cima subyace de la misma manera a la Formación Aurora (Ka Cz-Do) (Herrera-Monreal *et al.*, 2014)

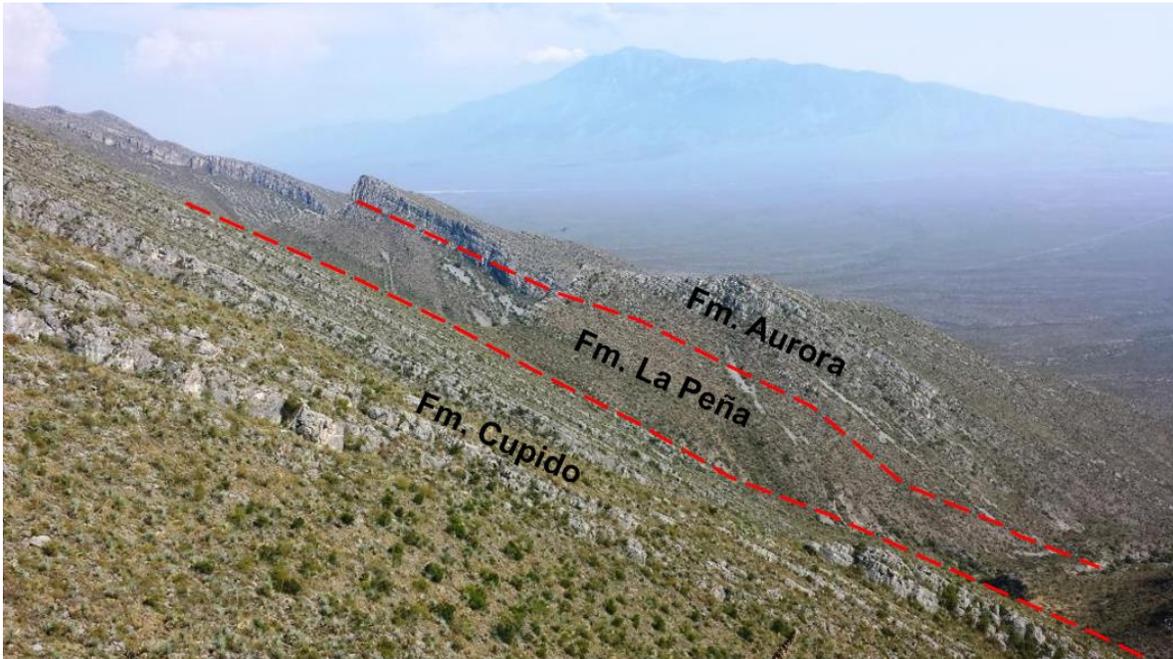


Figura 3.5. Fotografía mostrando el flanco oriente de la Sierra de Enmedio en las inmediaciones del Rancho La Grulla, donde aflora la caliza-lutita de la Formación La Peña (Kap Lu-Cz), así como la caliza de la Formación Cupido (Khap Cz) y la caliza-Dolomía (Ka Cz-Do) de la Formación Aurora.

Formación Aurora (Ka Cz-Do)

Burrows (1910) definió esta unidad litológica como una secuencia calcárea, con localidad tipo en la Sierra de Cuchillo Parado, en la parte noreste del estado de Chihuahua (De Cserna, 1956). En tanto que Humphrey y Díaz (1956), proponen incluir abajo de ella a la Formación La Peña, unidades correlacionables y arriba a las formaciones Cuesta del Cura (Kiamichi y Grupo Washita); según lo consigna Barboza-Luna *et al.*, (1997). Mientras que Goldhammer (1999), comenta que la Formación Aurora (Ka Cz-Do) es la segunda mayor plataforma carbonatada que se

desarrolló durante el Cretácico en el noreste de México. Regionalmente esta secuencia se encuentra aflorando principalmente en la zona sur de la cuenca de Sabinas.

En el área de estudio, esta unidad ha sido identificada en la parte central del núcleo y los flancos del anticlinal de la Sierra de Enmedio (Figura 3.3, 3.5). La unidad litológica consiste de una caliza gris claro al intemperismo y gris oscuro a negro en superficie fresca, en capas medias de 20 a 40 cm de espesor y ocasionalmente masiva, presentando textura *mudstone* y nódulos o lentes de pedernal negro (Figura 3.6a); conteniendo esporádicamente algunos fósiles mal conservados y hematizados no se describe la dolomía. El espesor es considerado del rango de 100 a 150 m en la Sierra de Enmedio (Figura 3.5, 3.6a).

La edad determinada por De Cserna (1956) tomando en cuenta su posición estratigráfica y contenido faunístico, es Albiano Inferior al Albiano Medio y por posición estratigráfica y el fósil *Orbitolina texana*, fue agrupada en Albiano Inferior a medio.

La unidad tratada es correlacionable con las formaciones Acatita, Glen Rose y El Abra. Descansa de manera concordante y transicional en la Formación La Peña (Kap Lu-Cz) y subyace de igual forma a las unidades Kiamichi (Ka Lu-Cz), y al Grupo Washita (Kace Cz-Lu).

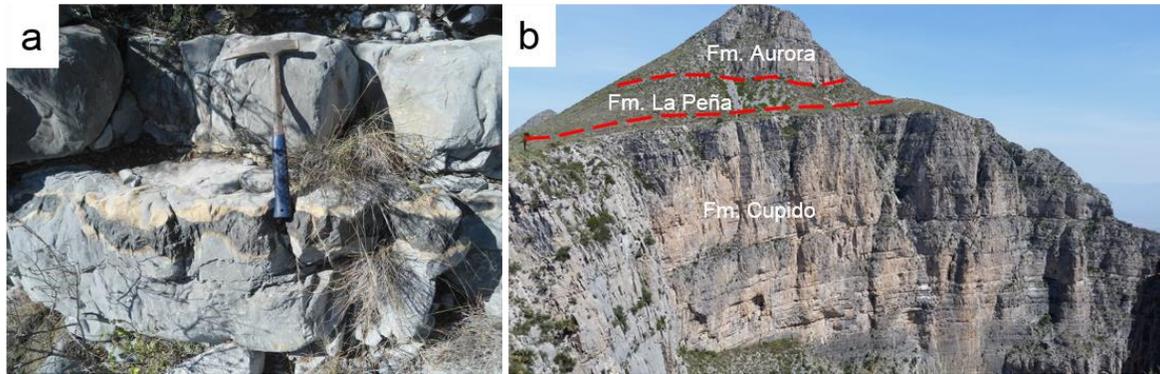


Figura 3.6. Fotografías mostrando aspectos singulares de la Formación Aurora (Ka Cz-Do). a) Detalle del desarrollo de lentes de pedernal en la Formación Aurora (Ka Cz-Do). b) Relación estratigráfica de la Formación Aurora; localidad cima de la Sierra de Enmedio.

Formación Kiamichi (Ka Lu-Cz)

Hill (1891) definió una secuencia de margas y calizas arcillosas como Arcillas Kiamita, en su localidad tipo situada en las planicies del Río Kiamichi, cercano a Fort Towson, Oklahoma. Imlay (1944) considera que los sedimentos arcillo-calcáreos de estratificación delgada con la amonita *Oxythopideceras* del norte de Nuevo León, Coahuila y oriente de Chihuahua, ocupan la misma posición estratigráfica que la Lutita Kiamichi de Texas, en Estados Unidos de Norteamérica (Barboza-Luna *et al.*, 1997).

Posteriormente, Aranda-García *et al.*, (2011), comentan que esta unidad es una terna litológica compuesta en la base y cima por dos unidades de lutita y *mudstone* arcilloso laminar separadas por un cuerpo de caliza de textura *mudstone* en estratos medios. La sucesión de estratos es rica en amonitas y foraminíferos planctónicos, regionalmente en la cuenca de Sabinas, esta unidad litológica está distribuida en toda la zona, continuando hasta Chihuahua donde es conocida como Formación Benavides.

La secuencia arcillo-calcárea de esta unidad, presenta sus principales afloramientos en las estribaciones de la Sierra de Enmedio, constituyendo los flancos del anticlinal del mismo nombre. En este anticlinal, la Formación Kiamichi (Ka Lu-Cz) está constituida por alternancia de caliza y caliza arcillosa de textura *mudstone a wackestone*, con capas de 15 a 30 cm de espesor, con abundantes interestratificaciones de lutita calcárea, generalmente laminar, conformando paquetes de 10 a 30 cm de espesor. En su porción media predomina el miembro calcáreo y hacia su cima el miembro arcilloso. El miembro basal contiene varias especies fósiles (amonitas, bivalvos, turritelas y conchas), de regular a mal conservados y frecuentemente hematizados (Figura 3.7a).

Dentro del área de estudio ha sido estimado un espesor de hasta 200 m (Figura 3.7b); lo que aunado a sus características litológicas, permite separarla de las unidades del Grupo Washita (Kace Cz-Lu). Sin embargo, por estar situada la zona de estudio en la zona de transición entre los paleoelementos cuenca de Parras y golfo de Sabinas, en ocasiones la Formación Kiamichi (Ka Lu-Cz), se acuña y reduce notoriamente su potencia (20 a 40 m), siendo difícil la representación cartográfica.

Por su composición litológica, posición estratigráfica y fauna observada, se le ha asignado una edad de fines del Albiano Medio a principios del Albiano Superior (Barboza-Luna *et al.*, 1997). La Formación Kiamichi (Ka Lu-Cz) es correlacionable con las formaciones Cuesta del Cura, Tamaulipas Superior y Acatita. Dentro del área de estudio, esta unidad litológica descansa concordante y transicionalmente

sobre la Formación Aurora (Ka Cz-Do) y su cima infrayace del mismo modo al Grupo Washita (Kace Cz-Lu).



Figura 3.7. Fotografías mostrando aspectos de la Formación Kiamichi (Ka Lu-Cz). a) Presencia macrofósiles en la caliza de la Formación Kiamichi (Ka Lu-Cz). (b) Detalle de la estratificación de la Formación Kiamichi (Ka Lu-Cz), la cual llega a alcanzar hasta 120 m de espesor.

Grupo Washita (Kace Cz-Lu)

Los sedimentos finos y rocas carbonatadas del Albiano Superior del noreste de México, fueron identificados por Humphrey (1956), denominándolos como Grupo Washita, cuya localidad tipo está localizada en Fort Washita (noreste de Marshall, Oklahoma, en EE.UU) y consta de las formaciones Georgetown, del Río y Buda (Barboza-Luna, *et al.*, 1997).

Aranda-García *et al.*, (2011), describen que este grupo está compuesto por las formaciones Del Río, Buda, y Georgetown. La primera compuesta por areniscas, limolitas y capas laminares de lutita con 20 a 50 m de espesor. La Formación Del Río es sobreyacida por la Formación Buda compuesta por capas gruesas de caliza de textura *mudstone* con foraminíferos planctónicos y con 30 a 50 m de espesor. Estas formaciones se acuñan hacia el sureste de la cuenca de Sabinas y junto con

la Caliza Gerogetown, pasan hacia la región limítrofe con el área de la Saliente Tectónica de Monterrey y pasan a formar un grupo de unidades denominado Grupo Washita indiferenciado.

En el área de estudio, este grupo litológico está situado en la porción suroeste, al occidente de los ranchos El Barranco y La Montaña, en las estribaciones de la Sierra de Enmedio, constituyendo los flancos del anticlinal del mismo nombre. El grupo está constituido por una alternancia de caliza y caliza arcillosa de textura *mudstone a wackestone*, con capas de 15 a 30 cm de espesor, con abundantes interestratificaciones de lutita calcárea, generalmente laminar, conformando paquetes de 10 a 30 cm de espesor. En su porción media predomina el miembro calcáreo y hacia su cima el miembro arcilloso. El miembro basal contiene varias especies fósiles (amonitas, bivalvos, turritelas y conchas), de regular a mal conservados y frecuentemente hematizados (Figura 3.8).

El mayor espesor detectado en la Sierra de Enmedio es de hasta 200 m. Por su posición estratigráfica y contenido faunístico se le asigna una edad que varía del Albiano Superior al Cenomaniano Inferior. La correlación temporal es con la Caliza Monclova y las formaciones Treviño y Cuesta del Cura.

En el área de estudio, el Grupo Washita (Kace Cz-Lu), sobreyace a la Formación Kiamichi (Ka Lu-Cz) y subyacen a los sedimentos de la Formación Eagle Ford (Kect Lu-Cz), en ambos casos de manera transicional y concordante.



Figura 3.8. Fotografía mostrando un detalle de la caliza arcillosa y lutita calcárea laminar, con frecuentes nódulos y lentes de pedernal negro, agrupados en el Grupo Washita (Kace Cz-Lu). Localidad al oeste del Rancho El Barranco, en el suroriente de la Sierra de Enmedio.

Formación Eagle Ford (Kcet Lu-Cz)

Roemer (1852) mencionó los sedimentos de lutita negra de Eagle Ford, en estudios realizados en la región Brauntes. Posteriormente, Hill (1887), colocó dichos estratos en la base de las Series del Golfo; con localidad tipo en Eagle Ford, Condado de Dallas (López-Ramos, 1979 y Barboza-Luna *et al.*, 1997). En México es reconocida y descrita por Escalante-Martínez *et al.*, (2002) como una intercalación de caliza y lutita. Dentro del área de estudio, los sedimentos calcáreo-arcillosos de la Formación Eagle Ford (Kcet Lu-Cz), aparecen expuestos en la Sierra de Enmedio, constituyendo los flancos del anticlinal del mismo nombre.

Esta unidad litológica está constituida de caliza arcillosa, gris en fractura fresca y sana, adquiriendo tonalidades rojiza y ocre a la meteorización, en capas de 10 a 30 cm de espesor (Figura 3.9a) que alterna con lutita calcárea laminar de tintes marrón-verdoso y rojizo, que conforma paquetes de 10 a 30 cm de espesor. Existen abundantes concreciones hematizadas de forma elíptica de 1 a 4 cm de diámetro, y caracterizada por contener frecuentemente microfósiles de regular a mal preservados (Figura 3.9b). El espesor es variable, en función de la zona en que se encuentren sus afloramientos, ya que en los flancos del anticlinal de Enmedio, integra pequeños lomeríos y/o puertos, con espesores de 40 a 80 m; en tanto que en la porción noreste, alcanza de 80 a 120 m de espesor.

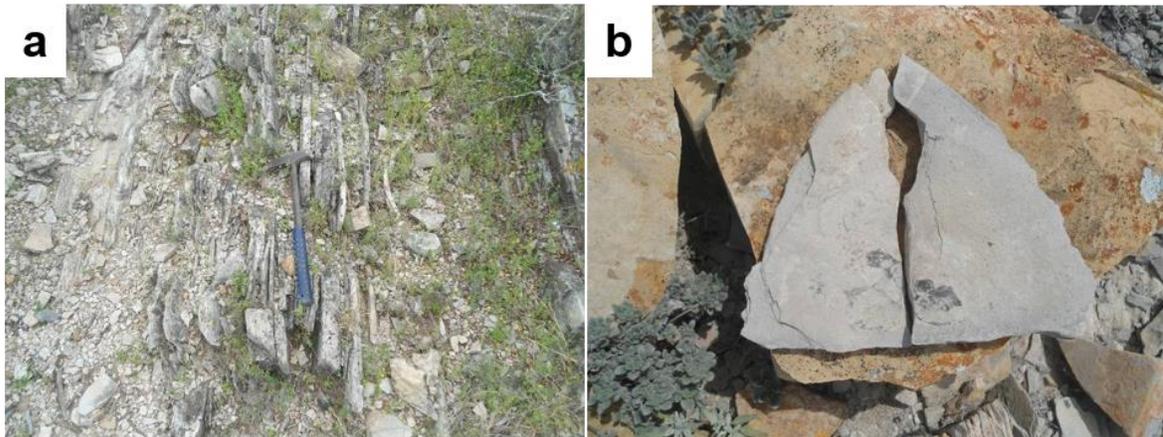


Figura 3.9. Fotografías mostradas singularidades de la Formación Eagle Ford (Kcet Lu-Cz). a) Detalle de espesor no mayor a 30 cm, localidad al oeste Rancho La Grulla. b) Restos de microfósiles de un *Inoceramus Labiatus*.

La edad asignada es Cenomaniano Superior-Turoniano (López-Ramos, 1979). Esta unidad litológica es correlacionable con las unidades formacionales Indidura y Agua Nueva de la cuenca sedimentaria Tampico-Misantla. La base de esta unidad descansa sobre el Grupo Washita (Kace Cz-Lu) y su cima infrayace a la Formación Austin (Kcoss Lu-Cz); siendo ambos contactos concordantes y transicionales.

Eguiluz de Antuñano (2001) asignó una edad de Cenomaniano Tardío-Turoniano Temprano.

Formación Austin (Kcross Lu-Cz)

Fue Shumard (1860) quien asignó a esta unidad el nombre de "Caliza Austin", definiéndola como una sedimentación calcáreo-arcillosa (marga), teniendo como localidad tipo la ciudad de Austin, Texas. Aranda-García *et al.*, (2011), comentan que esta secuencia es rica en foraminíferos (*Marginotruncana sigalli*, *Dicarinella concavata*, *Hedbergella planispira* y *Whiteinella archaecretacea*), conformada por capas de margas y cretas en estratos medios y con espesor promedio de 300 m.

Los afloramientos están distribuidos a lo largo de las estribaciones de la Sierra de Enmedio, constituyendo los flancos del anticlinal del mismo nombre. Esta unidad litológica está constituida por una caliza arcillosa gris claro en superficie fresca y ocre en superficie intemperizada. Los estratos carbonatados varían de 10 cm a 1 m de espesor y las capas arcillosas van de laminares a delgadas (5 cm) (Figura 3.10). En ciertos horizontes se han encontrado macrofósiles de *Inoceramus undulatoplicatus*.

En base a su posición estratigráfica y contenido faunístico ha sido considerada una edad de Coniaciano-Santoniano (PEMEX, 1988), soportado por la presencia de *Inoceramus undulatoplicatus* (Eguiluz de Antuñano, 2001). Esta unidad litológica es correlacionable con las formaciones San Vicente, Pen y la parte inferior de la Formación Aguja de la cuenca de Chihuahua, también con la Formación San Felipe y parte inferior de la Formación Parras (Romo-Ramírez *et al.*, 2002).



Figura 3.10. Fotografía mostrando la secuencia interestratificada de lutita-caliza de la Formación Austin (Kcoss Lu-Cz), con desarrollo de espesores de hasta 70 cm, en la localidad arroyo El Álamo, Sierra de Enmedio.

Dentro del área de estudio, el contacto inferior es gradual y concordante con la Formación Eagle Ford (Kcet Lu-Cz), mientras que el contacto superior es nítido y concordante con la Formación Upson (PEMEX, 1988).

Formación Upson (Kc Lu-Lm)

Dumble (1892) define esta unidad en su localidad tipo ubicada en la Oficina Postal de Upson, condado de Maverick, TX., EE.UU. Esta unidad litológica consiste de una secuencia de marga gris con intercalaciones de caliza (López-Ramos, 1979 y Barboza-Luna *et al.*, 1997).

Los afloramientos de esta Formación son escasos, de corto desarrollo y se distribuyen en sitios muy localizados; ubicándose en la porción occidental del área

de estudio a manera de una pequeña meseta y lomeríos de suave pendiente, en la periferia de las rancherías La Esmeralda y San Antonio.

La Formación Upson consiste de limolita y lutita calcárea, con alternaciones aisladas y delgadas de arenisca. Las dos primeras integran capas de 10 a 30 cm de espesor y presentan tonalidades verdosa y amarillenta; caracterizándose la lutita por presentarse sensiblemente deleznable, con fracturamiento en forma de ápice. La arenisca es de grano fino, de color marrón claro a rojizo; en capas de 10 a 20 cm de espesor (Figura 3.11).



Figura 3.11. Fotografía mostrando la secuencia de lutita y limonita calcárea. Sector noroccidental de la Sierra de Enmedio, en las inmediaciones de la Ranchería El Cristal.

Resulta conveniente hacer notar que la base no fue observada, por lo que su espesor total no puede precisarse, estimándose que dentro del área alcanza hasta 40 m. Probablemente, esta unidad litológica sobreyace a la Formación Austin (Kcoss Lu-Cz), aunque en los trabajos de campo no se apreció este contacto.

Considerando la posición estratigráfica y contenido de foraminíferos permiten asignar una edad del Campaniano Inferior (Sohl *et al.*, 1991). Esta formación es temporalmente correlacionada con la Formación San Carlos de la Cuenca de Ojinaga, con la Formación Parras y Grupo Difunta (Santamaría *et al.*, 1991), con la parte inferior de la Formación Méndez de la Cuenca Tampico-Misantla (Martínez *et al.*, 2000). Formación Aguja del Graben del Big-Bend y es también correlacionable con la Formación Anacacho, en Texas (Sellards *et al.*, 1966).

Formación San Miguel (Kc Ar-Lu)

Dumble (1892), utiliza el término San Miguel *beds*, para describir depósitos de areniscas con estratificación delgada y gruesa. Posteriormente, Adkins (1932), asigna el nombre de Formación San Miguel y propone la localidad tipo en el rancho de San Miguel, situado en las vecindades del Río Grande o Río Bravo, al norte de El Paso Texas.

La mejor exposición de esta Formación fue identificada en las inmediaciones del rancho La Esmeralda sobre el valle y porción norte y noreste del área de estudio. Esta unidad ocurre como delgado horizonte de arenisca (5 a 10 m de espesor) que corona una pequeña meseta (Figura 3.12a). En su corto desarrollo, pueden distinguirse capas de arenisca de grano fino a medio, mal clasificada, en estratos de 40 a 80 cm de espesor, de color gris que intemperiza a marrón-verdoso y ocre. Abundan concreciones hematizadas de forma elíptica de 2 a 6 cm de diámetro y microfósiles de regular a mal conservados (Figura 3.12b).

La cima fue posible identificarla, su espesor se estima que alcanza hasta 10 m. Por su posición estratigráfica y su contenido fosilífero fue asignada una edad del Campaniano Superior, siendo característico encontrar *Ostrea Saltillensis*, *Sphenodiscus Meek* y *Coahuilites Bose* (López-Ramos, 1979). Imlay (1936) reporta *Ostrea Saltillensis* (Barboza-Luna *et al.*, 1997). Esta unidad es correlacionable con la parte inferior de la Formación Méndez.

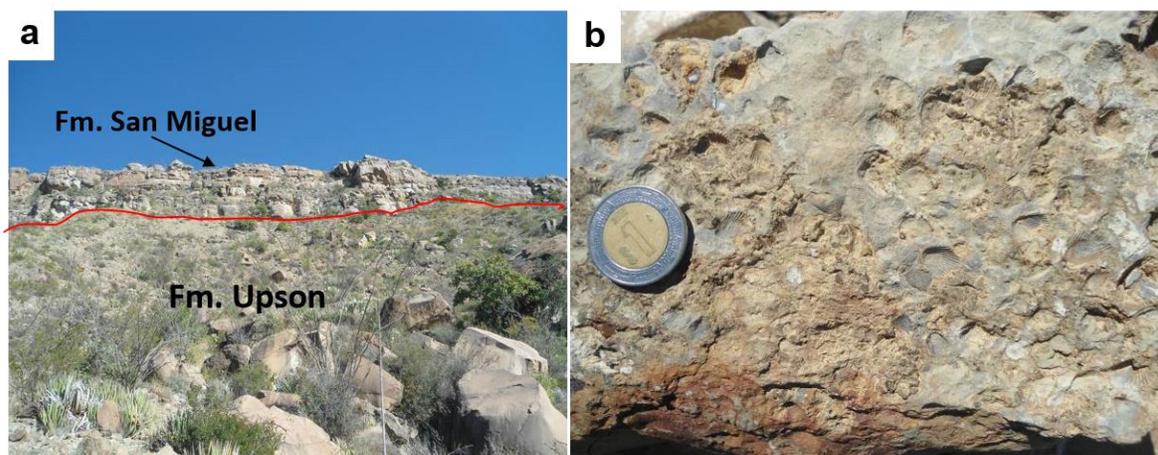


Figura 3.12. Fotografía mostrando aspectos de la Formación San Miguel (Kc Ar-Lu). a) Contacto transicional entre la Formación San Miguel (Kc Ar-Lu) y la Formación Upson (Kc Lu-Lm). b) Macrofósiles en roca arenisca de la Formación San Miguel localidad inmediaciones Rancho Esmeralda.

3.2.a. Paleógeno

Posterior al evento laramídico finalizado alrededor de 40 o 50 Ma, en la región, la tectónica extensional inició por lo menos en el Oligoceno afectando la mitad oriental de la Sierra Madre Occidental, provocando la formación de fosas tectónicas limitadas por fallas de alto ángulo que denominado como el “*Basin and Range* mexicano” (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Ferrari *et al.*, 2005). Este fenómeno generó fallamiento normal, generalmente orientado noroeste-sureste. Especulativamente, la extensión influyó en el ascenso de magmas máficos alcalinos

poco diferenciados con firma geoquímica de intra placa (Luhr *et al.*, 2001). El fallamiento extensional se extendió hasta gran parte del suroriente teniendo un periodo de máxima extensión entre los 28-26 Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 1986). La edad de este magmatismo varía desde el Oligoceno Tardío hasta el Cuaternario en el centro y norte de México. Sin embargo, el vulcanismo encontrado en el Terreno Coahuila y sus límites estructurales es edad Plio-Cuaternario (Chávez-Cabello, 2005).

3.2. b. Rocas ígneas

3.2. b.1. Rocas Intrusivas (Peo Ga)

Esta unidad no fue encontrada *in situ* dentro del área de estudio. Sin embargo, durante la ejecución de los trabajos de campo era muy común ver fragmentos de una roca intrusiva máfica, la cual frecuentemente está asociada a regolita formada por la erosión de las rocas o bien como parte del material de rezagas extraído de alguna de las minas que fueron explotadas dentro del área de estudio. Los fragmentos de roca intrusiva encontrados están mayormente conformados por cristales de plagioclasa (labradorita), fuertemente seritizados; cristales de olivino aliotriomorfo fuertemente alterados a Iddingita y corroídos; cristales de piroxeno (augita), algunos de ellos rotos y corroídos del centro; así como diseminación de óxidos de hierro, pirita y calcita secundaria, reemplazando a la plagioclasa (Figura 3.13).

En otras localidades, estas rocas ocurren a manera de diques atravesando hasta la secuencia sedimentaria marina Mesozoica. Por ejemplo, en la carta

Mamulique, clave G14-A86, escala 1:50,000, los diques máficos están emplazados en las formaciones Eagle Ford y Austin. Cabe mencionar que en dicha carta, esta

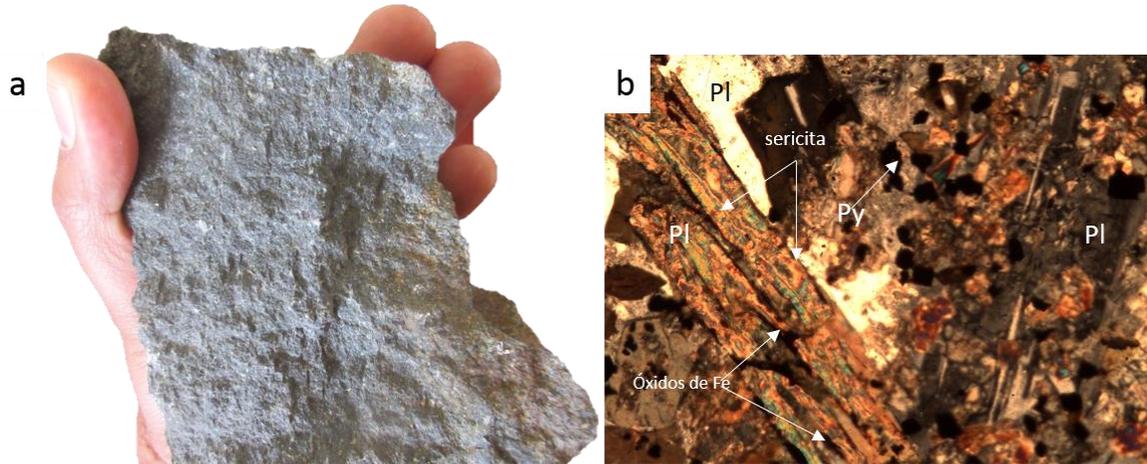


Figura 3.13. Fotografía que muestra algunos aspectos macroscópicos y microscópicos del fragmento de un intrusivo máfico. a) Detalle macroscópico, de un fragmento de una roca ígnea máfica. b) Microfotografía mostrando cristales de plagioclasa (Pl) (Labradorita), fuertemente seritizados y corroídos con diseminación de óxidos de hierro y pirita (Py), clasificación petrográfica, gabronorita, localidad terrero de la Mina El Malacate, Sierra de Enmedio.

unidad está conformada por cuerpos intrusivos abisales con litologías que varían de granito, sienita, cuarzomonzodiorita, monzodioritas, tonalita, cuarzodiorita y hasta diorita, predominando las monzonitas a cuarzomonzonitas de edades que varían del Eoceno Tardío al Oligoceno Temprano (Chávez-Cabello, 2005).

El magmatismo terciario en esta zona es considerado como producto de la reorganización de las placas tectónicas en la margen del Pacífico, durante las etapas finales de la Orogenia Laramide. La subducción con bajo ángulo de la Placa Pacífica bajo Norteamérica dio lugar al emplazamiento de magmas con firma geoquímica de subducción en el Cinturón Candela-Monclova, Sierra de San Carlos-Cruillas y Sierra de Tamaulipas durante el Eoceno. Lo anterior es fundamentado en la edad de las rocas de 43-35 Ma y en las observaciones petrográficas, las cuales

muestran una mineralogía característica de rocas calcoalcalinas, además, de los datos geoquímicos reportados para estas rocas característicos de magmas relacionados a subducción (Morton-Bermea 1995). Al retroceder la placa subducida hacia la paleotrinchera en la margen pacífica se tuvieron las condiciones ideales para la generación de rocas típicas de intraplaca desde el Eoceno hasta el Pleistoceno (Viera-Décida, 2009).

Las intrusiones de magma del Cerro Providencia y Cerro El Carrizal, ubicados a ~45 km al noreste del área de estudio, provocaron reacciones metasomáticas. Esta reacción dio lugar a la formación de yacimientos minerales tipo *skarn* polimetálico. En la Sierra de Enmedio, existe un halo visible de marmorización, así como evidencias de desarrollo de calcosilicatos relacionados a los depósitos vetiformes de Pb-Zn-Ag. Lo anterior sugiere que los fragmentos de roca máfica encontrados en la Sierra de Enmedio, sean el producto de la denudación de diques relacionados a un plutón no exhumado relacionado a la fase de magmatismo mencionada que generaron la alteración metasomática y deposición de mineralización metálica.

3.2.c. Cuaternario

Derivado de la disgregación de las rocas preexistentes, se tiene el desarrollo de depósitos coluviales en forma de abanicos y de pie de monte (Qpt co). Estos depósitos están cubriendo discordantemente a la mayoría de las unidades antes mencionadas y son cubiertos discordantemente por depósitos de arenas-gravas (Qho ar-gv), que a su vez subyacen errática y discordantemente a depósitos de arena y arcilla, formadores de suelos de cultivo (Qho ar-lm, Qho al).

3.3. Estructura de la Sierra de Enmedio

3.3.1 Eventos de Deformación

La deformación Laramide en la región noreste de México

La Orogenia Laramide fue un proceso de formación de montañas (orogénesis) en el poniente de Norteamérica y que comenzó en el Cretácico Tardío hace unos 70 a 80 millones de años atrás, y terminó hace 55 millones de años. Posteriormente existe un proceso de acoplamiento mecánico y tracción, entre la placa Farallón subduciendo con bajo ángulo a la corteza de la placa de Norteamérica durante un periodo de convergencia rápida durante el Mesozoico Temprano, generando un modelo de arco volcánico continental. Al terminar la fase de subducción aproximadamente 80 Ma, inició una deformación producto de esfuerzos compresionales (Orogenia Laramide y Sevier), ocurrida entre el Cretácico Tardío al Cenozoico Temprano (80-40 Ma) propuesta por Dana (1896). La principal consecuencia fue la formación de las montañas rocosas, y prueba de esta orogénesis es la cordillera discontinua ubicada desde Alaska hasta el sur de México, siendo la montaña más oriental la representada por Black Hills de Dakota del Sur. El fenómeno es denominado así por las Montañas Laramide del oriente de Wyoming, EE.UU. (Tristán-González, 2008). En México, la orogenia Laramide ha sido objeto de múltiples estudios sobre todo en los sitios donde están ubicadas grandes cadenas de montañas de la Sierra Madre Oriental del norte y nor-oriente de México; en especial sobre los cinturones plegados de Chihuahua, Coahuila (Cserna, 1956; Tardy, 1980; Padilla y Sánchez, 1982,1986; Suter, 1984; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

Estilo de deformación

Los estilos de deformación en la provincia Laramide del occidente de EE.UU., están controlados principalmente por la reactivación de fallas de basamento antiguas (Brown, 1988 y Dickinson *et al.*, 1988); es decir, la deformación es estrictamente de basamento, caracterizada por el levantamiento de bloques corticales referido como “tectónica Laramide típica”, y por la deformación a través del despegue de la cubierta sedimentaria o deformación de cobertura (thin-skinned). Por otro lado, estos estilos de deformación han sido también reconocidos en el territorio nacional, donde inicialmente se propuso una diferenciación en cuanto al tipo de deformación y la evolución paleotectónica presentes en la Sierra Madre Oriental y el Cinturón Plegado y Cabalgado de Coahuila. En el primer caso se identificó un estilo de deformación más característico de deformación de cobertura, debido a la participación importante de horizontes de despegue compuestos por materiales evaporíticos, incluyendo Formaciones Minas Viejas en la cuenca Mesozoica del Centro de México y Formaciones Olvido y La Virgen en la Cuenca de Sabinas (Padilla y Sánchez, 1982; Meiburg, 1987 y Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000). Mientras que para la región del Cinturón Plegado de Coahuila (CPC), se ha interpretado como influenciado por los efectos de la Falla San Marcos y La Babia que acomodaron acortamiento lateral izquierdo para generar la deformación dentro de la cuenca. (Charleston, 1981; y Padilla y Sánchez, 1982,1986; Goldhammer, 1999).

Padilla y Sánchez (1982), consideran que la reactivación ocasional de fallas de basamento en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano debió darse por

las condiciones físicas que presentaban algunos sitios en la corteza superior y la orientación de las fallas de basamento y que debieron ser más propicias para la reactivación durante el acortamiento. Cabe señalar que la gran mayoría de los lineamientos de basamento en el noreste y norte de México son de orientación oeste-noroeste-este sureste a noroeste-sureste, favorables a la reactivación durante el acortamiento continental en dirección este-noreste (Chávez-Cabello, 2005).

Es conocido que el estilo de deformación presentes en el terreno Coahuila presenta una diferenciación entre los elementos paleogeográficos que permanecieron emergidos hasta principios del Cretácico tardío como El Bloque Coahuila y la península Burro-Peyotes y las áreas de plataforma somera como la Cuenca de Sabinas cuya circulación restringida permitieron que continuara el depósito de evaporitas probablemente hasta principios del Cretácico (Padilla y Sánchez, 2007): debido a la naturaleza de los materiales sedimentarios que conformaban los bloques altos de basamento experimentan deformación en menor intensidad que las gruesas secuencias sedimentarias fuertemente deformadas de dentro de las cuencas profundas. cabe mencionar que la ubicación y tipo de materiales dentro de estas estructuras paleogeográficas no parece ser el único factor que intervino en el estilo de deformación, ya que evidencias documentadas por Chávez-Cabello, 2005, en la parte sur de la Cuenca de Sabinas indican la presencia de dos fases distintas de deformación del Paleógeno en la zona, una fase temprana representada por despegues sedimentarios y una tardía caracterizada por

reactivación de fallas antiguas que propician la inversión de bloques de basamento (Chávez-Cabello, 2005).

Edad de la deformación

La edad mínima para el inicio de la deformación Laramide en la porción noroeste de México en el cinturón de pliegues y cabalgaduras de la SMO ha sido estimada por varios autores como Cretácico tardío Eoceno temprano. Esto fundamentado en varios estudios realizados y que a continuación están sintetizados.

Coney (1976), establece una edad del evento Laramide de 80 a 40 Ma. Esto en base en la edad de migración y retroceso del magmatismo en el oeste de EE.UU.

Dickinson et al., (1988), basándose en el análisis de las cuencas de antepaís de las Montañas Rocallosas, concluyen que el inicio de la deformación Laramide fue aproximadamente sincrónico en toda la provincia y sucedió en el Maastrichtiano (~75-55 Ma) hasta el Eoceno tardío (36 Ma).

Posteriormente, Ye (1997), argumentó con base en el análisis estratigráfico y estructural de las cuencas de antepaís de Parras y La Popa, que la deformación con acortamiento norte-sur (ejes de pliegues y cabalgaduras E-W) en la Sierra de Parras en el sur y sureste de Coahuila es de edad Paleoceno-Eoceno. Mientras que el acortamiento en las cuencas de Sabinas y La Popa es más reciente, sin definir una edad, ya que afecta a rocas del Eoceno acumuladas dentro de la Cuenca de La Popa, la cual corresponde al extremo sureste del CPC. Esta sugerencia ya había sido realizada por Vega y Perrilliat (1989a y b), quienes situaron el tiempo de la

deformación en el CPC como post-Ypresiano por deformar rocas del Ypresiano (Eoceno temprano) en la Cuenca de La Popa.

Por otra parte, Iriondo (2001), utilizando el método $40\text{Ar}/39\text{Ar}$, en el noroeste de México fechó la edad de la orogenia Laramide apoyándose en edades de intrusivos deformados y edades de rocas del propio basamento Precámbrico. En base a los resultados de la investigación, propuso que la orogenia Laramide, en Sonora, comprendió el periodo de ~75 a 39 Ma bastante semejante a la edad obtenida por Coney (1976) de 80 a 40 Ma.

Posteriormente, Millán-Garrido (2004) en base al análisis de la relación de sedimentos sintectónicos asociados a ascensos diapíricos en la Cuenca de La Popa, sugiere que la deformación empezó en esta región en el Maastrichtiano temprano (Formación El Muerto del Grupo Difunta). Sin embargo, a la fecha, con base en el análisis de sedimentos pre-sin y post orogénicos, dentro de las cuencas de Parras, La Popa y Sabinas no se ha logrado establecer con certidumbre el inicio y culminación de la deformación contraccional. En particular, determinar la culminación de la deformación es prácticamente imposible, debido a la erosión del contacto entre sedimentos sin y post orogénicos en estas cuencas. Este tipo de relación sólo ha sido documentada en la Cuenca de Burgos donde Eguiluz-Antuñano, (2001) propone que la deformación terminó a los 39.5 Ma (Eoceno tardío).

Chávez-Cabello (2005) utilizando las relaciones de emplazamiento de los intrusivos del cinturón de Intrusivos Candela-Monclova contra los rasgos estructurales generados por la deformación Laramide dentro del cinturón Plegado

de Coahuila, determinó que la mayoría de los intrusivos son posteriores a la fase tardía de la deformación Laramide entre 45 y 35 Ma. Además, dicho autor afirma que la reactivación de fallas de basamento en la Cuenca de Sabinas, fueron las que facilitaron el ascenso de magmas a niveles someros de la corteza en la región de Coahuila, tanto para magmas con firmas de subducción como para los tipos intraplaca, ya que existe una asociación muy cercana entre la distribución de estos dos tipos de magmatismo por lo que propone una edad de terminación de la deformación de la orogenia Laramide entre los 41 y 39 Ma en Coahuila.

Deformación Dúctil

Anticlinal de la Sierra de Enmedio

El anticlinal de la Sierra de Enmedio se interpretó como un anticlinal con leve vergencia al NE, orientación NW-SE con doble cierre periclinal hacia los sectores sureste y noroeste (Figura 3.14). El anticlinal está limitado por fallas y fracturas de extensión que han sido documentadas en la cresta del anticlinal y en los flancos como fallas normales oblicuas y cuyo núcleo está conformado por caliza de la Formación Cupido (Khap Cz) del Cretácico Temprano (Figura 3.15).

En el levantamiento geológico-estructural resultó en la identificación de una serie de ejes de pliegues antiformes, colectándose datos de planos S_0 y ejes de pliegues, para posteriormente hacer una interpretación de estos datos obtenidos en campo. Estos datos fueron procesados en el programa Stereonet 9 y Faultkin 7.6.0. Finalmente, la interpretación estructural fue realizada, generando diagramas de círculos mayores y polos, densidades y rosetas con la finalidad de comprender el comportamiento de las estructuras presentes en el área de estudio

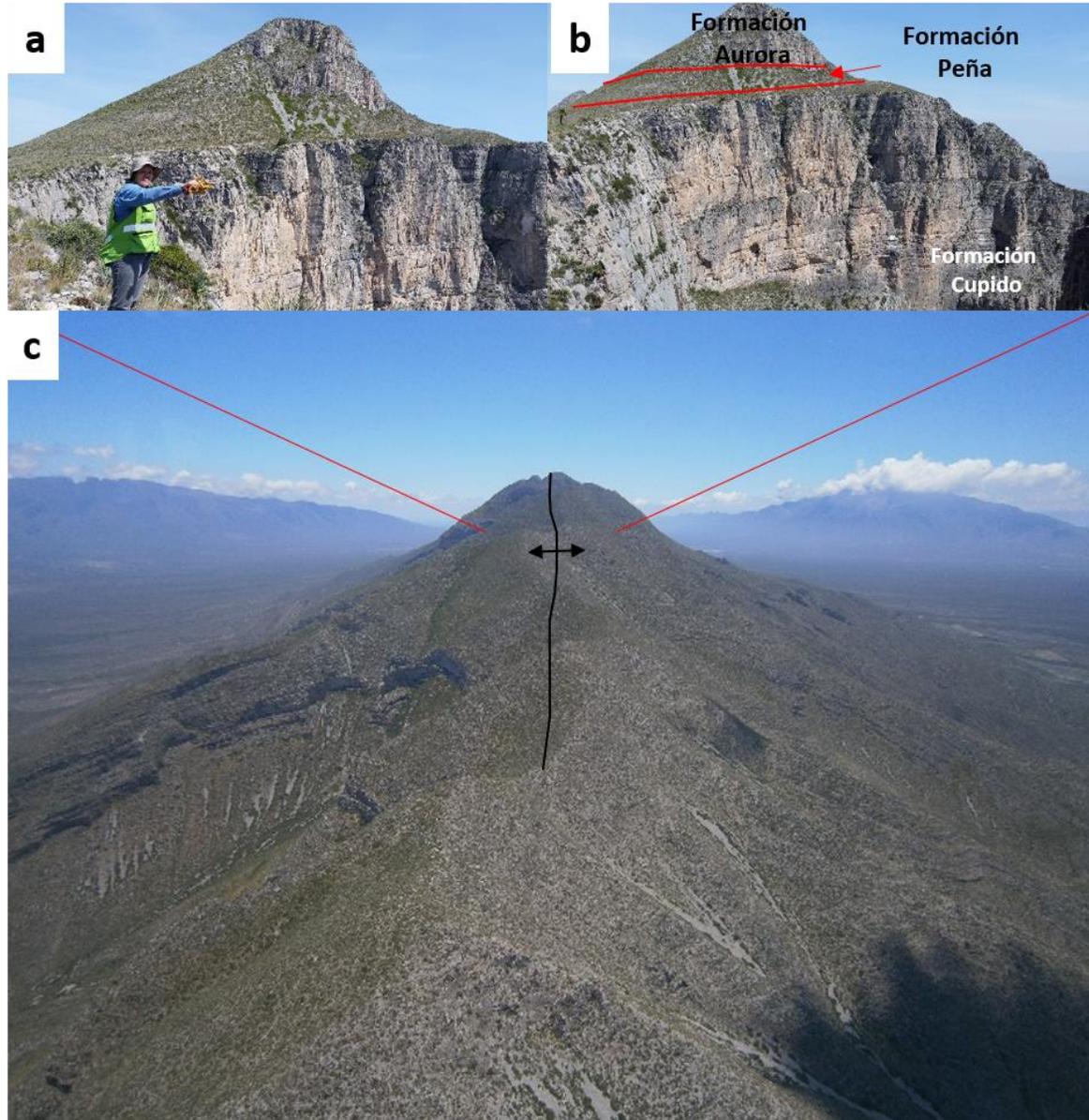


Figura 3.14. Fotografía panorámica mostrando algunos aspectos estructurales del anticlinal de la Sierra de Enmedio. a) El anticlinal presenta un leve recostamiento en la porción suroriental, presumiblemente debido a fallas laterales. b) Un detalle más de la vergencia del anticlinal, hacia la cima se observa la caliza de la Formación Aurora (Ka Cz-Do), la que sobreyace a la Formación La Peña (Kap Cz-Lu) y esta a su vez a la caliza de la Formación Cupido (Khap Cz). c) Traza del eje axial del anticlinal, localidad flanco poniente Sierra de Enmedio.

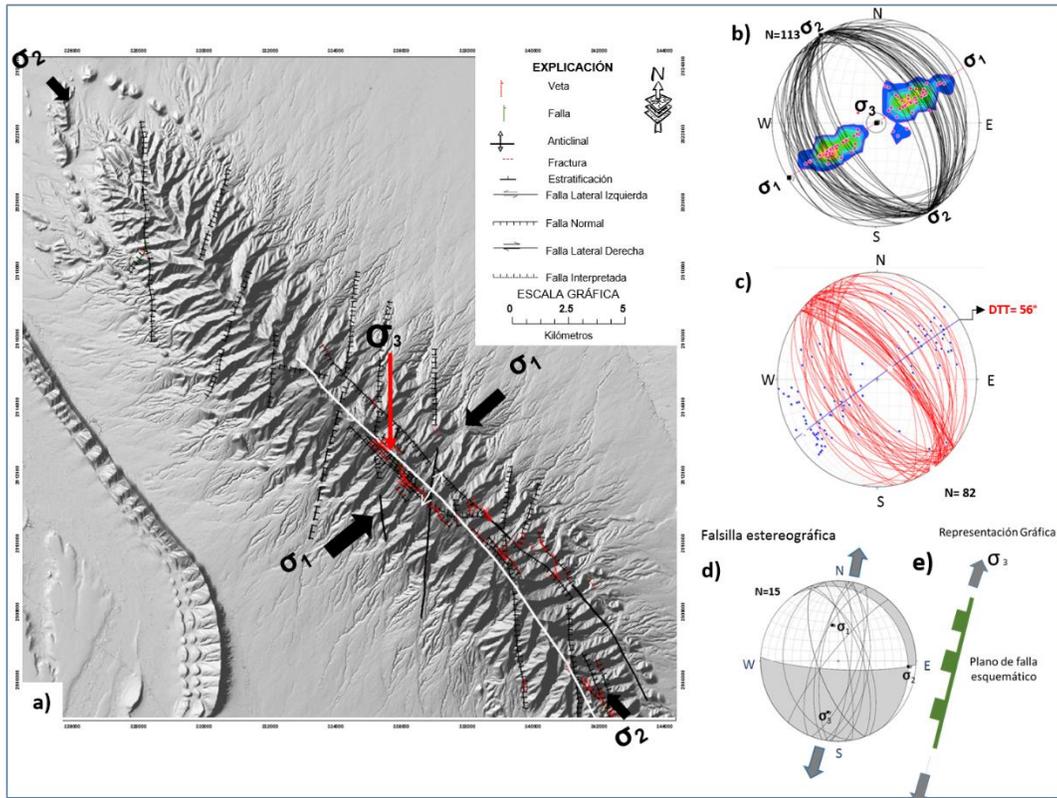


Figura.3.15. Modelo digital de elevación de la Sierra de Enmedio y estereogramas para esfuerzos principales. a) modelo digital de elevación mostrando el estilo de pliegue del anticlinal de la Sierra de Enmedio y la dirección de los vectores σ_1 = máximo esfuerzo, σ_2 = esfuerzo intermedio y σ_3 = menor esfuerzo. b) Estereograma para la representación de los planos S0 y donde los polos se agrupan en máximos determinándose el círculo π . c) Estereograma para la representación del desarrollo de fallas de extensión por acortamiento de rumbo general NW-SE, determinándose una DDT= Dirección de Transporte Tectónico de 56°. d) En el diagrama de diedros rectos, se aprecian la proyección de las fallas normales N-S de alto ángulo, asociadas a un evento de extensión, donde el diedro transparente representa el diedro en compresión en este caso el valor de σ_1 , y el diedro oscuro representa el diedro en extensión el valor de σ_3 . e) Representación gráfica de la falsilla estereográfica del diagrama de diedros.

El análisis de los datos estructurales fue hecho utilizando la red estereográfica de *Schmidt*. Hemisferio Inferior, áreas iguales. En ella fue interpretada la siguiente información: 1) diagrama de círculos mayores y polos (Figura 3.16a) que representa los datos obtenidos de las estructuras medidas en campo, donde es posible observar el acomodo de los planos S_0 , los cuales tienen una tendencia general NW-SE, asociada en su mayoría a pliegues que se interpretan como cilíndricos; 2) diagrama de densidades (Figura 3.16b) que muestra la concentración de los polos con una orientación ligeramente NE-SW, estableciéndose así la posición aproximada de los tensores de los esfuerzos, siendo estos para $\sigma_1=239^\circ/02^\circ$, $\sigma_3=121^\circ/85^\circ$ y $\sigma_2=330^\circ/04^\circ$, además, el diagrama permitió determinar la dirección de transporte tectónico DTT= 060° ; y 3) el diagrama de la roseta (Figura 3.16c) representa el rumbo promedio de la estructura NNW-SSE e indica también el acortamiento al NE. La información obtenida en esta estación conserva la misma tendencia del *trend* de deformación con vergencia al NE y conservando la dirección del esfuerzo compresivo de deformación que dieron origen a la forma plegada de los estratos de las formaciones Cupido (Khap Cz), Peña (Kap Cz-Lu), Aurora (Ka Cz-Do).

Deformación frágil

Este análisis es mejor entendible usando separación de grupo de tendencia de estructuras, que fueron clasificadas en dos categorías. Las estructuras de mayor rango corresponden a las fallas normales (fracturas de extensión) de la charnela del pliegue, de rumbo general NW-SE, las cuales están relacionadas a la

mineralización. El segundo evento de rumbo N-S está asociado a un fallamiento extensional post-laramídico que localmente desarrolló un sistema de horts y grabens, hacia la porción nororiente del anticlinal (Figura 3.17 a, sección B-B' y 3.17 b sección A-A') originados por extensión.

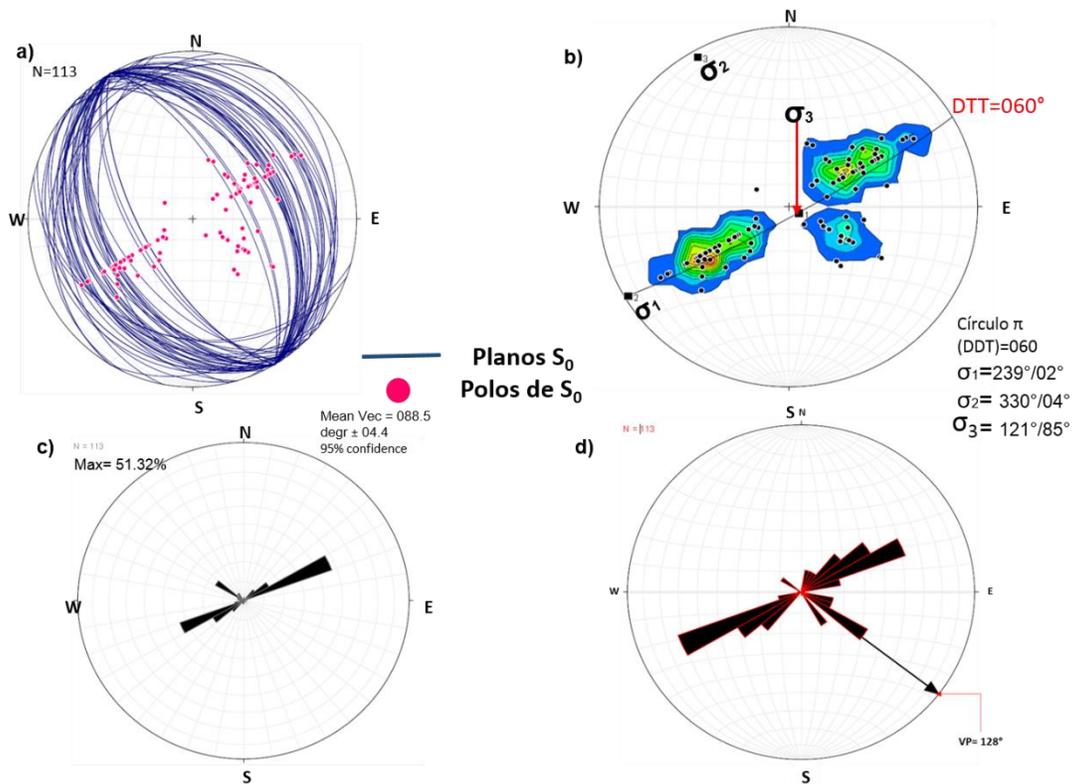


Figura.3.16. Estereogramas de los planos S_0 y polos para la Sierra de Enmedio. a) Estilo de pliegue del anticlinal de la Sierra de Enmedio. b) Dirección de los esfuerzos σ_1 , σ_2 y σ_3 , que a su vez establecieron una dirección de transporte tectónico (DTT) 60° . c) Roseta de dirección de inclinación que muestra la dirección del esfuerzo compresivo. d) Determinación del vector promedio de rumbo de la estructura VP= 128° e indica el cabeceo del pliegue del anticlinal.

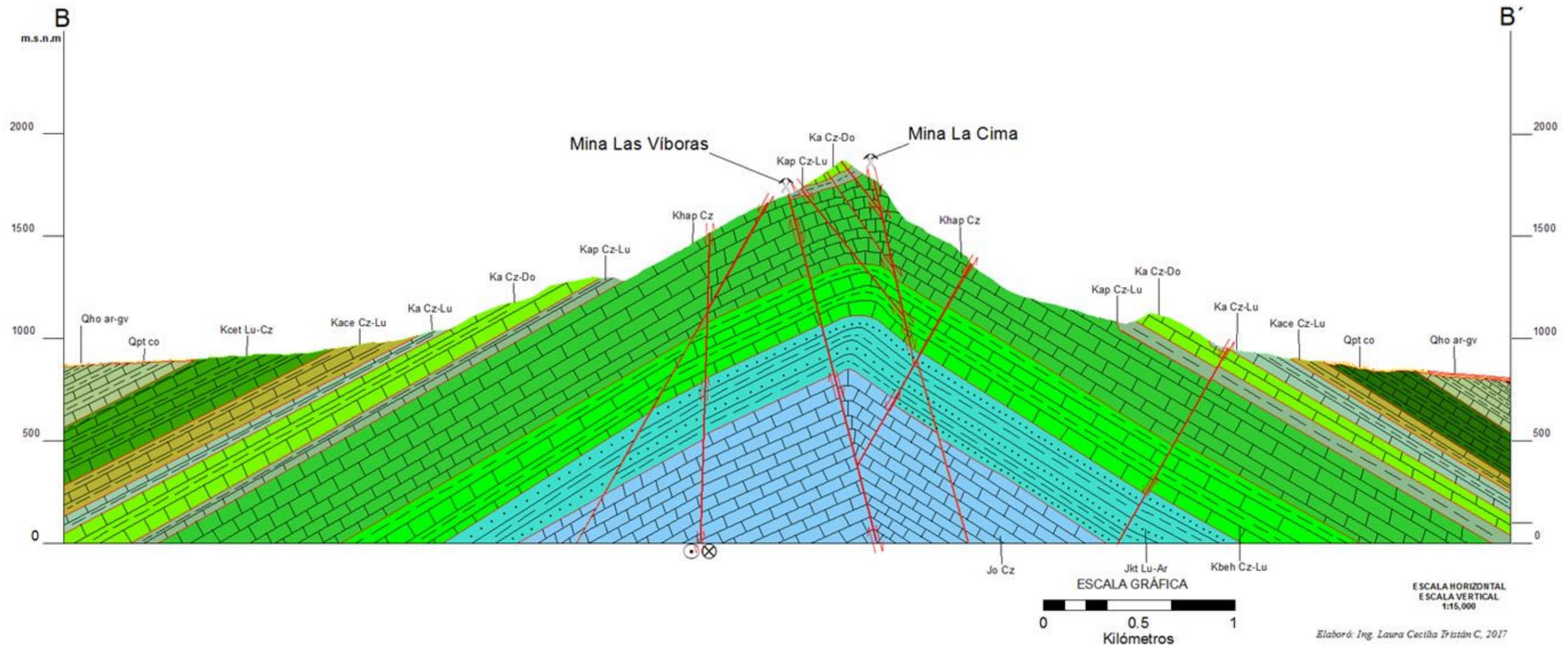


Figura 3.17 a. Sección transversal B-B', exhibiendo el desarrollo de " *horts y grabens*" localmente hacia la zona de flexura del anticlinal donde se desarrollan fracturas de extensión que sirvieron de conductos para el emplazamiento de la mineralización.

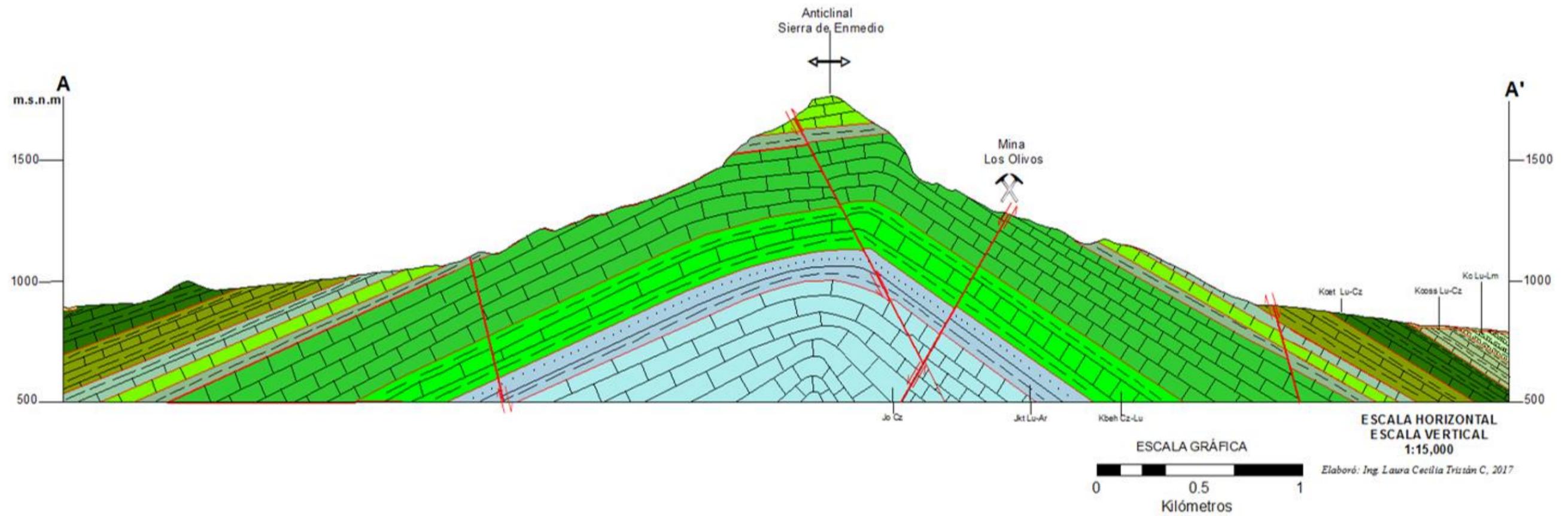


Figura 3.17 b. Sección transversal A-A', mostrando el desarrollo de fracturas de extensión por acortamiento hacia la cima del anticlinal.

a) Fallas NW-SE

Las fallas normales han sido documentadas en la cresta del anticlinal de la Sierra de Enmedio y hacia los flancos. Estas presentan longitudes kilométricas y desplazan a las unidades litológicas hasta centenas de metros. La mineralización metálica y no metálica está asociada a fallas de extensión con orientación NW-SE, con una inclinación hacia el SW predominantemente, afectando a las rocas más antiguas (*i.e.* Formación Cupido, y en menor proporción las formaciones La Peña y Aurora), sugiriendo que éstas fallas funcionaron como alimentadores de fluidos hidrotermales y mineralización (Figura 3.18).

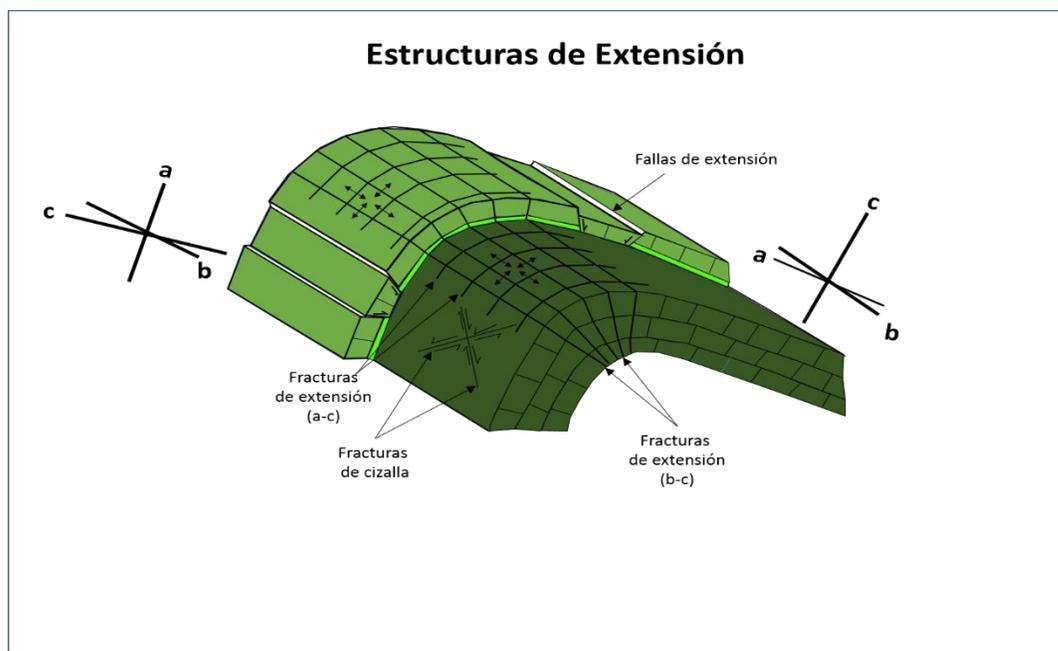


Figura.3.18. Modelo estructural que muestra las estructuras principales desarrolladas en estructuras plegadas, la cual es muy semejante con las que se localizan en el anticlinal de la Sierra de Enmedio (Modificado de Mc Clay, 1987).

En los estereogramas de la Figura 3.19, fueron graficadas las fallas normales cuyos planos son en general de alto ángulo e inclinación general al NE. En el diagrama de círculos mayores y polos (Figura 3.19a) representa los datos obtenidos de las fallas medidas en campo y es posible observar el acomodo de los

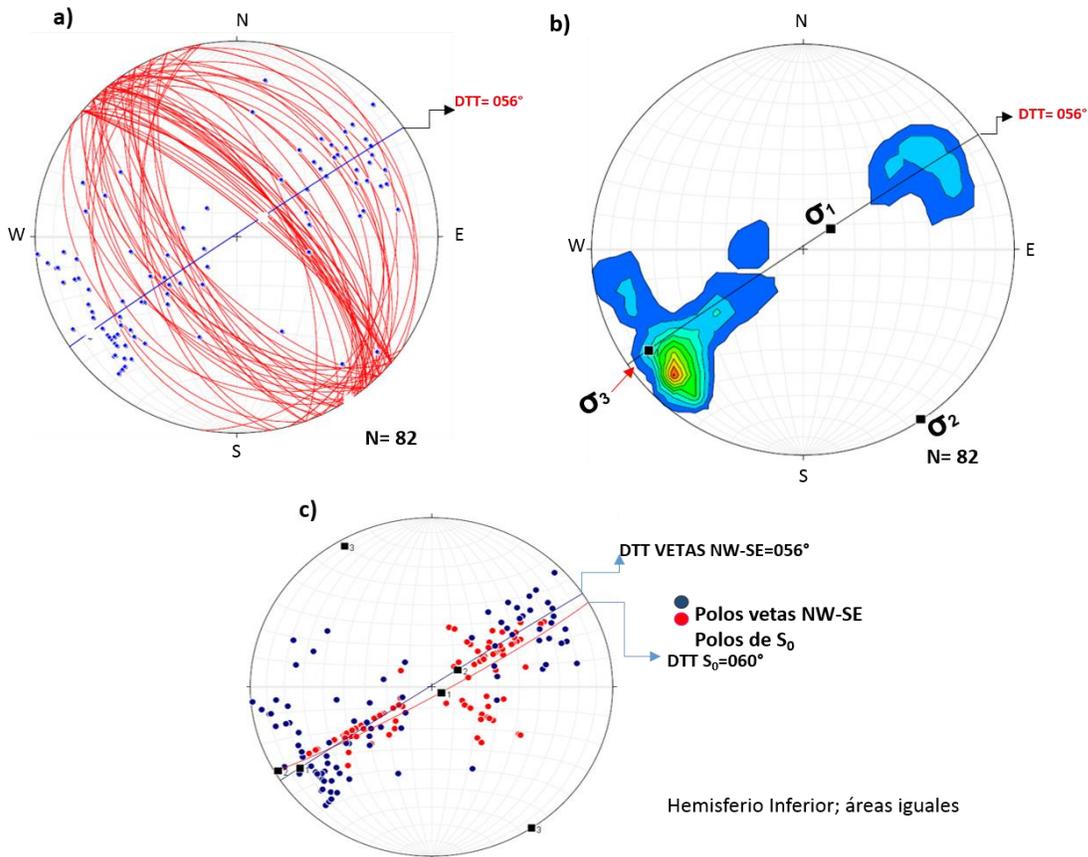


Figura 3.19. Estereogramas para las fallas normales de la Sierra de Enmedio. a) Determinación del comportamiento de las vetas-fallas de extensión de rumbo general NW-SE, perpendiculares con la dirección del transporte tectónico DTT al 056°, generado durante el acortamiento laramídico y que fueron producto del mecanismo de flexura en la zona de charnela de la estructura. b) Determinación del comportamiento de las vetas-fallas de extensión de rumbo general NW-SE. c) Estereograma que muestra la relación entre los planos dirección S_0 y dirección de las fallas de extensión, ambas muestran un rumbo general NW-SE. El acortamiento de la secuencia en ambas proyecciones es concordante hacia el N 56°-60° E dado por su DTT= dirección de transporte tectónico, obtenido con los planos S_0 y fallas inversas.

planos que tienen una tendencia general NW-SE, que coincide con los valores obtenidos de los planos S_0 . La dirección general de los esfuerzos principales está representada en el segundo diagrama (Figura 3.19b). La relación entre los planos dirección S_0 y dirección de las fallas de extensión, muestran un rumbo general NW-SE. El acortamiento de la secuencia en ambas proyecciones es concordante hacia el N 56°- 60° E (Figura 3.19c).

Otros eventos de Deformación

Un segundo evento de deformación extensional tardío generó las estructuras N-S. Éstas corresponden a fallas normales oblicuas de alto ángulo con un *pitch* que varía de 45°-86° hacia el NE, que localmente desarrollan un sistema de *horts* y *grabens*, por lo cual son interpretadas como fallas traslacionales (Figura 3.20, sección C-C'). Estas fallas afectaron a todo el paquete sedimentario Mesozoico del anticlinal de la Sierra de Enmedio, pero no presentan asociación con la mineralización económica, sugiriendo un evento tectónico post-Laramide.

Las características que presentan estas fallas sugieren un sistema de extensión E-W, probablemente influenciada por las primeras etapas de tectónica distensiva que afectó la región. Razones que permite ubicarlas en tiempo (*i.e* Oligoceno Tardío-Mioceno temprano) e interpretarlas como un reflejo del evento Cuencas y Sierras (*i.e.* efecto *Basin and Range*; Aranda-Gómez *et al.*, 1998).

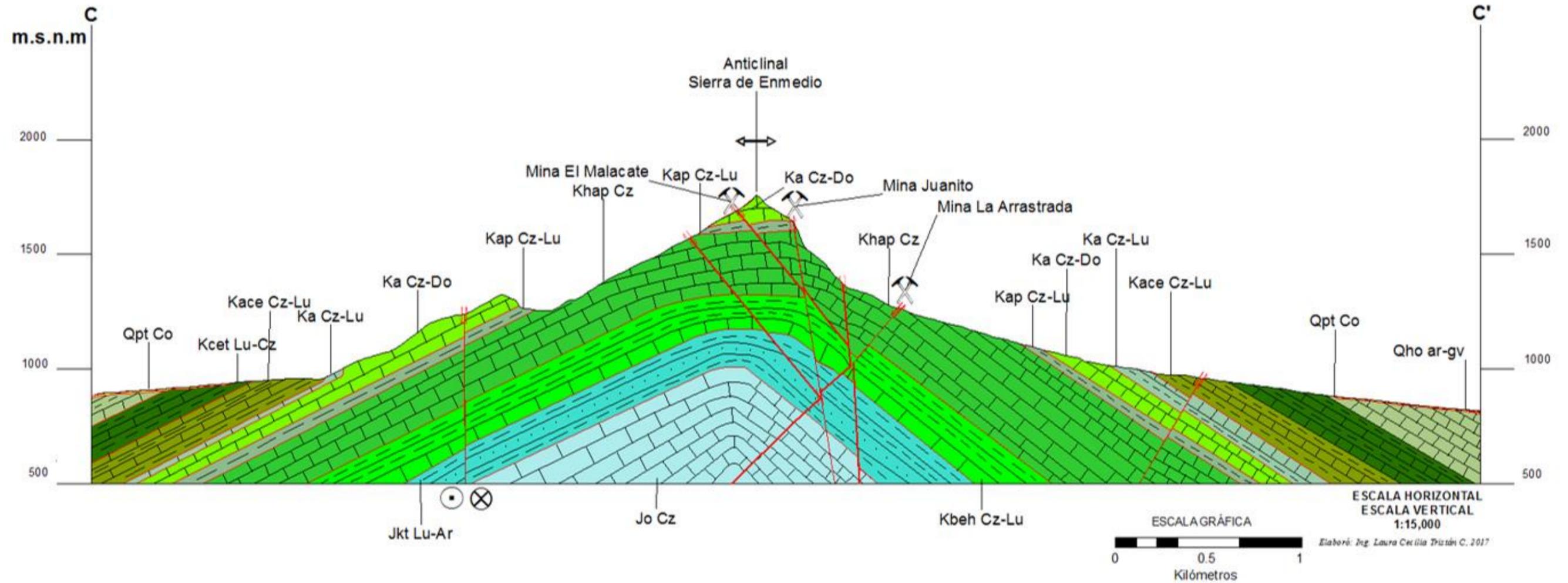


Figura 3.20. Sección transversal C-C', mostrando desarrollo de fallas normales de alto ángulo, que localmente desarrollan un sistema de *horts* y *grabens*, las cuales desplazan hasta centenas de metros a las fallas de extensión.

Deformación Frágil

a) Fallas Norte-Sur

En el análisis de los estereogramas (Figura 3.21) se graficaron 15 fallas normales, con planos de alto ángulo, e inclinación al NE, permite determinar que: en el diagrama a) de círculos mayores y polos, representan los datos obtenidos de las fallas medidas en campo, donde exhibe el acomodo conjugado de los planos con una tendencia general N-S, en el diagrama b) está graficada la dirección general de los esfuerzos principales, estableciéndose así sus valores: $\sigma_1=350^\circ/52^\circ$, $\sigma_2=094^\circ/10^\circ$ y $\sigma_3=192^\circ/35^\circ$.

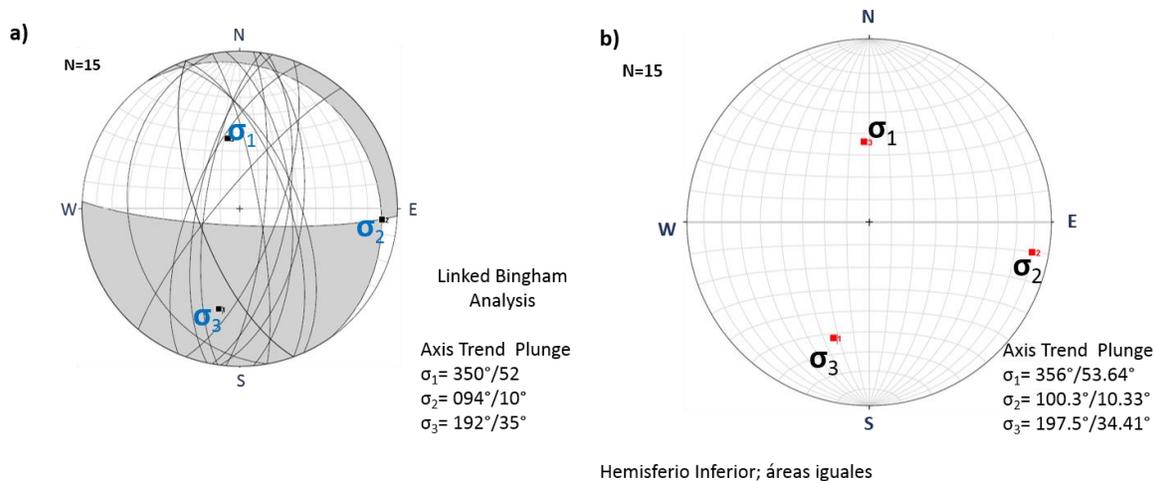


Figura 3.21. Estereogramas para la Sección C-C', proyección de las fallas normales N-S de alto ángulo. a) El diagrama de diedros muestra el comportamiento de las fallas y determinación de los esfuerzos principales σ_1 , σ_2 y σ_3 , donde el área sombreada muestra el campo de extensión y el área blanca el campo de máximo esfuerzo. b) Representación de la dirección de los vectores que muestra su dirección general.

El conjunto de fallas de orientación N-S desarrolladas dentro del anticlinal de la Sierra de Enmedio, no entran en el esquema del tensor de esfuerzos laramídico. Éstas deben corresponder a un evento post-Larámide. El fallamiento post-Larámide

presente en la zona noreste de México, ha sido poco documentado. Aranda-Gómez *et al.*, (2004) definen que existen al menos dos eventos de reactivación post-Laramide de la Falla San Marcos (FSM), siendo el más antiguo, ocurrido entre el Mioceno tardío y el Plioceno temprano (14 - 5 Ma) y representado en la región sureste de Chihuahua. Mientras que Chávez-Cabello (2005), documentó este fallamiento en la contraparte de la Falla San Marcos en el estado de Coahuila, donde con base en: 1) Las estructuras laramídicas que pudieron haber sido afectadas por la reactivación de la Falla San Marcos, 2) las trazas de otras fallas de basamento sobre el bloque de Coahuila, y 3) El emplazamiento de cuerpos intrusivos y rocas volcánicas jóvenes emplazadas después del evento Larámide. Además, el autor propone que este fallamiento menor pudo ser contemporáneo al evento de reactivación del Mioceno tardío-Plioceno temprano de la Falla San Marcos reconocido por Aranda-Gómez *et al.*, (2005) en el sureste de Chihuahua.

3.3.2. Análisis estructural de las vetas-fallas

El estudio estructural realizado en las vetas de la Sierra de En medio, permitió determinar que el sistema mineralizado está integrado por dos grandes sistemas de fallamiento: 1) el sistema NW-SE, constituido por fallas normales y/o fracturas de extensión, y 2) fallas normales transversales (N-S) al anticlinal, las cuales afectan transversalmente a las fallas de extensión. Estas últimas relacionadas a una fase de deformación postorogénica o, al menos, sinorogénica.

Sistema de vetas-falla NW-SE

Las vetas emplazadas en este sistema presentan morfología tabular, irregularidad en sus espesores (hasta 3 m) y longitudes hasta mayores a cinco

kilómetros. Los principales ejemplos son vetas La Cima, Las Víboras, Los Olivos y El Oso, desarrolladas mayormente hacia el núcleo del anticlinal, afectando en su mayoría a rocas de las formaciones Cupido (Khap Cz), La Peña (Kap Cz-Lu) que actúa como roca huésped de la mineralización y en menor proporción a las rocas de la Formación Aurora (Ka Cz-Do) (Figura 3.22 sección B-B’).

Este conjunto de fallas corresponde a las vetas mineralizadas de mayor longitud y extensión, las cuales presentan zoneación vertical de minerales de (calcita, fluorita, barita, limonita, y sulfuros). Estos minerales desarrollan texturas de relleno de cavidades, como drusas, coliformes y bandeamiento simétrico con cristales bien formados y maclados. Las alteraciones observadas y relacionadas a las estructuras mineralizadas son principalmente decalcificación, recristalización, mormalización y fílica, desarrolladas en los horizontes calcáreos (Figura 3.23 a y b)

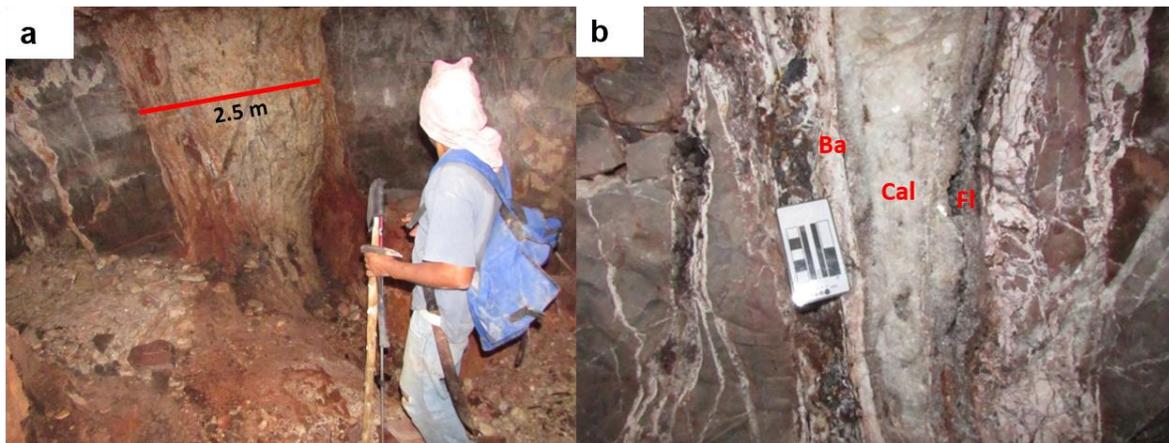


Figura 3.23. Fotografías mostrando detalle de las vetas mineralizadas. a) Detalle de las vetas en interior mina, con espesores de hasta 2.5 m; la alteración presente es principalmente silicificación y marmorización local, localidad mina El Malacate. b) Detalle de la mineralización depositada de manera rítmica, con una textura de relleno de cavidades, del centro a los bordes, calcita=Cal, fluorita=Fl y barita=Ba.

las cuales presentan su mayor desarrollo dentro de las rocas de las formaciones Cupido y La Peña, en esta última la mineralización fue emplazada a manera de

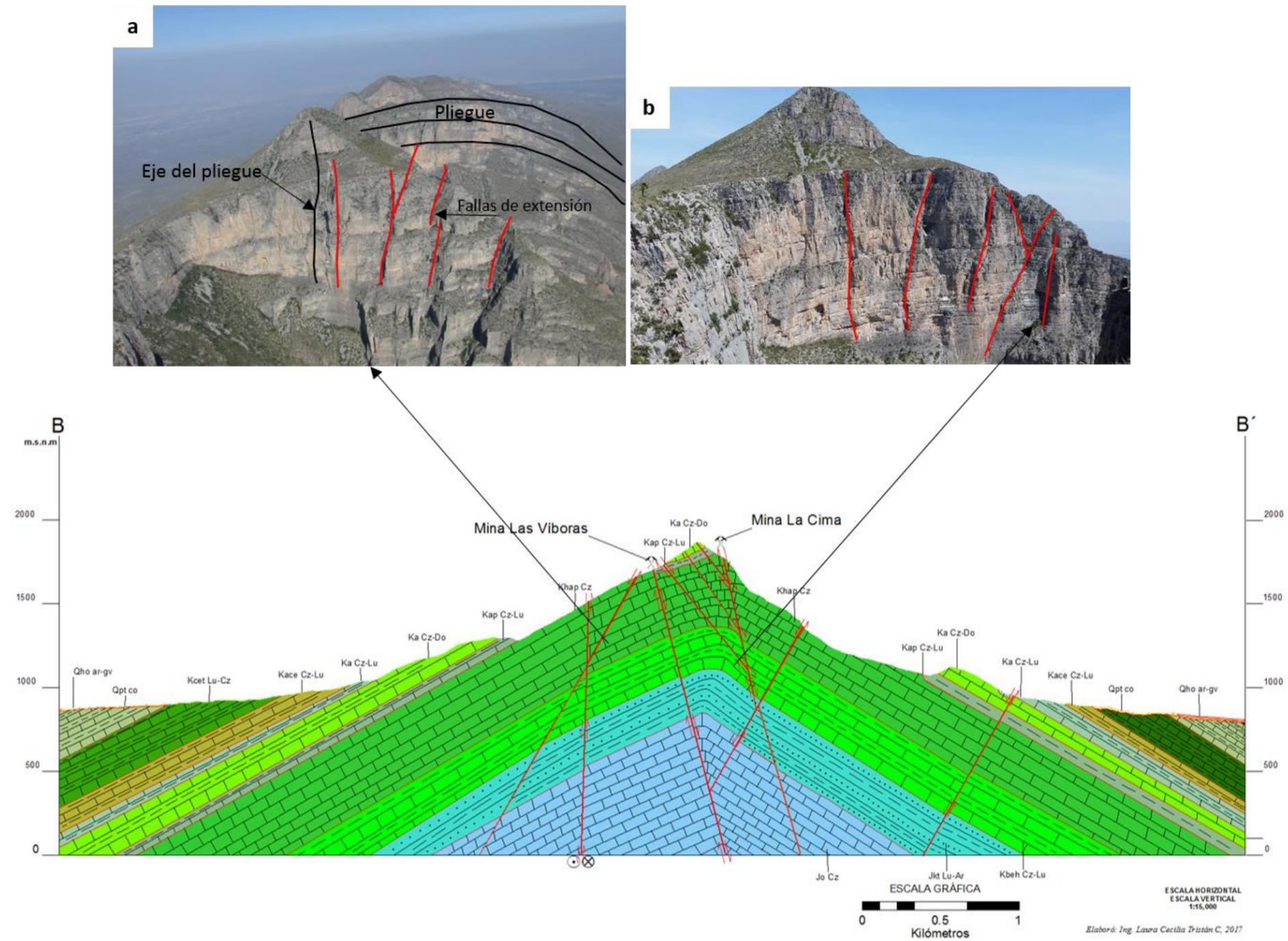


Figura 3.22. Fotografías mostrando el detalle en la sección B-B'. a) Nótese el sistema de pliegues y fallas normales y/o de extensión, flanco nororiente de la Sierra de Enmedio. b) Detalle de las fallas de extensión, desarrolladas en el núcleo del anticlinal.

pequeños “mantos” siguiendo la estratificación debido a que la formación funcionó como roca “sello” por su alto contenido de arcillas, pero es posible observar el desarrollo de vetas de calcita, fluorita y barita, así como cristales de sulfuros de Pb-Zn de grano grueso (Figura 3.24).

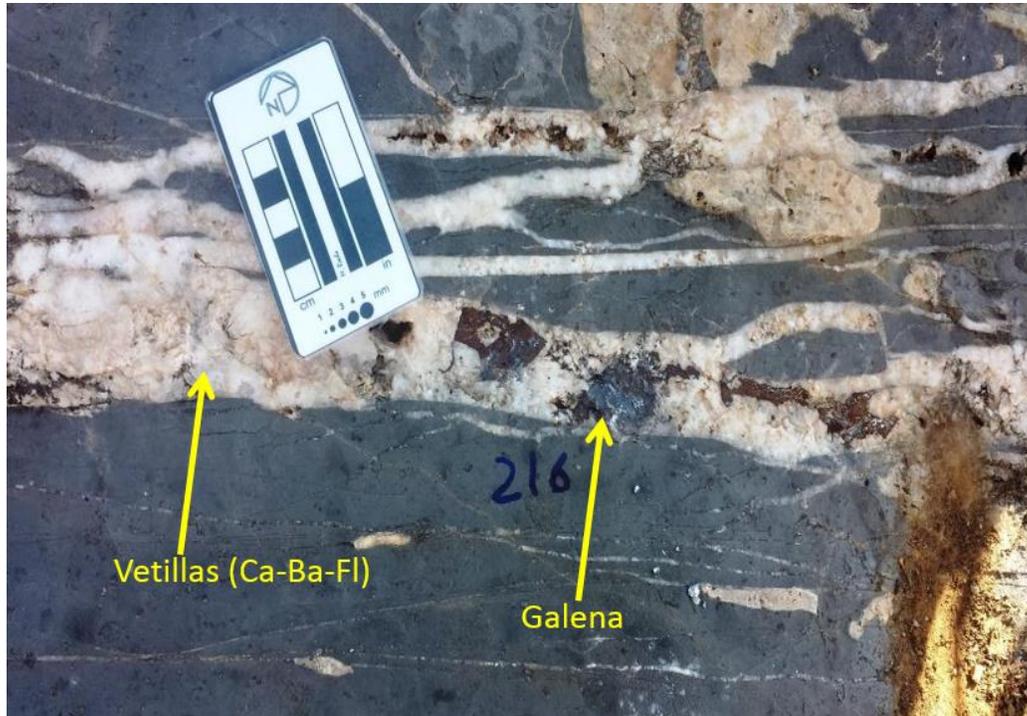


Figura 3.24. Fotografía mostrando el desarrollo de vetas de calcita (Ca), fluorita (FI) y barita (Ba), así como desarrollo de cristales de sulfuros de Pb-Zn de grano grueso.

Sistema de vetas-falla N-S

El sistema de fallas N-S, presenta su mayor desarrollo hacia la parte central del anticlinal de la Sierra de Enmedio. Este sistema presenta morfología tabular, paralelismo, con zonas de ensanchamiento y estrangulamiento a lo largo de las mismas. Las longitudes varían desde una centena de metros a kilómetros y con

espesores reconocidos de 0.20 m hasta 5 m, que cortan al sistema de fallas NW-SE, en algunos casos desplazándolas hasta unas decena de metros.

El mayor desarrollo es hacia la parte central del anticlinal donde desarrolla una serie de fracturas de tensión, principalmente hacia el centro y hacia las terminaciones periclinales del mismo pliegue, estas afectan a las rocas más antiguas y jóvenes del área de estudio (Figura 3.3). Aparentemente, estas estructuras no presentan asociación con mineralización económica metálica, pero están rellenas principalmente por calcita, aragonito, la alteración presente es ligera dolomitización y menor silicificación. Texturalmente, estas vetas presentan en su parte superior una zona caracterizada por la presencia de grandes cristales de calcita (de hasta 10 cm de longitud), color marrón verde, rosa, blanca y transparente u óptica cavidades geódicas y drúsicas, tanto en forma de enormes cristales como en agregados sacaroidales. Debido a que este depósito no presenta deformación se puede considerar que es postorogénico o al menos, sinorogénico.

El análisis estructural del anticlinal de la Sierra de Enmedio, pudo efectuarse a partir de la interpretación de imágenes de satélite de alta resolución "QuickBird", correspondientes a la zona de estudio, aunada a la posterior verificación en campo de rasgos singulares. Sin embargo, aunque dicha sierra presenta una orografía muy abrupta y pocos accesos, los datos obtenidos directamente en campo, incluyendo datos superficiales y datos en obras mineras, fueron la base de este análisis estructural. Por lo tanto, tres secciones geológicas, A-A', B-B' y C-C' fueron elaboradas para este análisis, con la finalidad de simplificar visualmente el

comportamiento del dominio estructural en el anticlinal de la Sierra de Enmedio (Figuras 3.17a, b y 3.20).

El análisis estructural estuvo dirigido a determinar el comportamiento de la deformación contractiva, sobre todo el sistema de fallas y su relación con la mineralización. Además, el análisis permitió la comprobación del tipo de estructura de la Sierra de Enmedio, así como la determinación de la dirección de transporte tectónico (DTT) y dirección de los tensores de esfuerzo que actuaron en su momento (σ_1 , σ_2 , σ_3).

Con base en lo anterior puede determinarse, que el anticlinal de la Sierra de Enmedio, ha sufrido al menos dos fases de deformación incluidas dentro de los sistemas de deformación dúctil-frágil, con desarrollo de pliegues de tipo anticlinal y sinclinal (Figura 3.25). El primer evento corresponde al desarrollo de plegamiento, así como fallas inversas originadas durante el curso de la etapa por acortamiento generada por la Orogenia Larámide. El segundo evento está asociado a un fallamiento extensional post-laramídico de rumbo general N-S, con orientación promedio de $192^\circ/35^\circ$ para σ_3 , las cuales cortan a las fallas normales NW-SE.

3.3.3 Descripción de las estructuras de la Región de la Sierra de Enmedio

Regionalmente, el área de estudio forma parte de La Cuenca de Sabinas, limitada por las fallas La Babia al norte y San Marcos al sur. Hoy en día estas fallas son consideradas como fallas de basamento que controlaron gran parte del paleo relieve y las litofacies durante el Mesozoico en la Cuenca de Sabinas (Figura 2.3) (Chávez-Cabello, 2005).

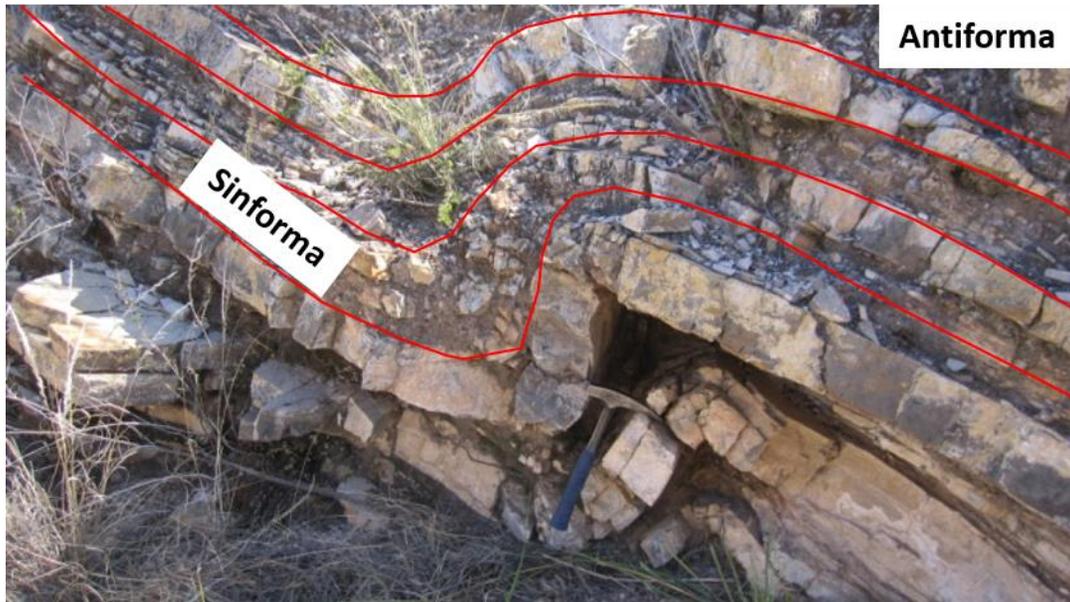


Figura 3.25. Fotografía mostrando detalle del desarrollo de pliegues sinforma y antiforma, desarrollados en la secuencia de caliza y terrígenos de la Formación La Peña (Kap Cz-Lu); localidad flanco nororiente del anticlinal de la Sierra de Enmedio.

En el noreste de México, estas fallas limitan lo que hoy se conoce como el Cinturón Plegado de Coahuila (Charleston, 1981), y separan zonas con estilos de deformación fuertemente contrastantes (Padilla y Sánchez, 1982).

Específicamente, el área de estudio ha sido afectada por eventos compresivos y distensivos que generaron diversas estructuras. Estos eventos propiciaron numerosas deformaciones de tipo dúctil-frágil en la secuencia sedimentaria marina mesozoica. La secuencia de sedimentos clásticos, evaporíticos y calcáreos (*i.e.* cobertura mesozoica) está ligada a los paleoelementos que conformaron pilares o los bloques altos del basamento (Burro-Peyotes, Coahuila y archipiélago de Tamaulipas) y depresiones o cuencas (*i.e.* Sabinas y Chihuahua), conformando el Cinturón Plegado de Coahuila. Los primeros, incluyendo la Isla de Miquihuana, que actuaron como contrafuerte rígido al choque

de los esfuerzos tectónicos del Cretácico Superior Paleógeno (Padilla y Sánchez, 1985), dando lugar a una serie de pliegues y fallas que afectan a rocas mesozoicas, resultado de esfuerzos compresivos y distensivos. Dentro de los primeros esfuerzos existe la deformación dúctil-frágil, que desarrolló cabalgaduras (*i.e.* Sierra La Ventana y Puerto Luis, documentados al noreste y al suroeste del área de estudio, respectivamente). Adicionalmente, diversos pliegues, simétricos, estrechos y por lo general alargados están presentes en la región, orientados preferentemente NW-SE (Barboza-Luna, 1997). Por su magnitud, el anticlinal Minas Viejas es destacable, con una longitud estimada de 35 km con la traza de su eje, siguiendo un rumbo NW-SE y presentando cierre periclinal hacia su sector noroeste (Barboza-Luna, 1997). En el sector oriental del área de estudio está ubicado el anticlinal Bustamante, con longitud ~13 km con eje estructural orientado NW-SE y en su sector sureste presenta cierre periclinal. Las estructuras sinclinales pueden interpretarse como estructuras sepultadas bajo la cubierta aluvial del Cuaternario, parte intermedia de los anticlinales referidos. La deformación frágil está representada por fallas de desplazamiento lateral y normal, con direcciones generales NW-SE. Las dimensiones de estas son del orden regional, que pueden interpretarse como una gran zona de cizalla la cual constituye uno de los controles estructurales favorables para el emplazamiento de cuerpos intrusivos y/o deposición de mineralización (Camprubí-Antoni, 2013).

CAPÍTULO 4. ESTUDIO MICROTERMOMÉTRICO DE INCLUSIONES FLUIDAS DE LA SIERRA DE ENMEDIO

4.1. Teoría sobre la microtermometría de inclusiones fluidas

El estudio de las inclusiones fluidas ha tomado un creciente interés y una aceleración importante en su desarrollo especialmente en los últimos treinta años, esto es, debido principalmente a que éstas preservan las fases fluidas presentes en las diferentes etapas de formación de un yacimiento y, por lo tanto, son una herramienta muy valiosa en el estudio de los yacimientos minerales (Roedder, 1979; Spooner, 1981).

4.1.a. Base Teórica

El origen de un mineral, es la consecuencia de una serie de procesos geológicos relacionados entre sí a lo largo del tiempo. En el curso de estos fenómenos geológicos tanto hidrotermales como magmáticos y metamórficos, el papel de los fluidos es muy importante. Fluidos contemporáneos con la formación de las rocas o fluidos que intervienen más tarde y que se introducen por las fracturas; muestras de estos fluidos quedan atrapadas en pequeñas cavidades o lagunas de cristalización la mayoría menores de 100 μm , que reciben el nombre de inclusiones fluidas. Por lo tanto, una inclusión fluida es formada cuando una cavidad o laguna de crecimiento de un mineral, es rellena por uno o varios fluidos en los cuales puede además haber uno a más minerales sólidos (Mangas y Sierra, 1991).

Por ende, el estudio de las inclusiones fluidas permite obtener información sobre las condiciones de presión y temperatura al momento de su atrapamiento. Esto

puede incluir composición y las fases de equilibrio están controladas por las condiciones termodinámicas de presión-volumen-temperatura-composición (PVTX) (Rocha-Rocha, 2008).

- **Temperatura:** Los estudios microtermométricos son aceptados como geotermómetros directos. Las temperaturas de homogenización de los fluidos se interpretan como temperaturas mínimas de atrapamiento de los mismos (Rocha-Rocha, *op.cit.*).
- **Presión:** Éste parámetro es comparado con datos experimentales y propiedades termodinámicas de fluidos similares (Rocha-Rocha, *op.cit.*).
- **Densidad:** Al poder reconocer las distintas fases de las inclusiones y las densidades específicas de cada fase, es posible calcular la densidad general. Un análisis *in-situ* de la composición y, por consiguiente, de la densidad, puede hacerse con la ayuda de una microsonda Raman (Rocha-Rocha, *op.cit.*).
- **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 y tomando en cuenta las densidades individuales (Rocha-Rocha, *op.cit.*).

Sorby (1858) planteó que las burbujas de gas de las inclusiones fluidas son el resultado de la 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 (Roca-Rocha, *op. cit.*).

4.1.b. Clasificación de las inclusiones fluidas

Al principio, Nash (1976) propuso una clasificación referida a la composición de las inclusiones fluidas (Figura 4.1), donde distinguió cuatro tipos: a) Tipo I: tienen moderada salinidad y presentan una fase líquida de agua y otra fase gaseosa de vapor de agua con diferente volumen según la temperatura de captura; b) Tipo II, son ricas en gas (normalmente vapor de agua con más del 60% de la inclusión, 11 suelen interpretarse como buenos indicadores de ebullición, especialmente cuando coexisten con las de tipo I. Aunque sean predominantemente acuosas, pueden contener algo de CO₂; c) Tipo III, tienen alta salinidad y contienen pequeños cristales (minerales hijas) de halita de hábito cúbico a veces junto con silvita, anhidrita, hematita, pirita, calcopirita, magnetita, etc., los cuales pueden identificarse por sus características ópticas o cristalográficas o por técnicas de microanálisis; etc.; d) Tipo IV, tienen alto contenido de CO₂, con una relación CO₂/H₂O variable pero casi siempre comprendida entre 3 y 30% del volumen (Velasco, 2004).

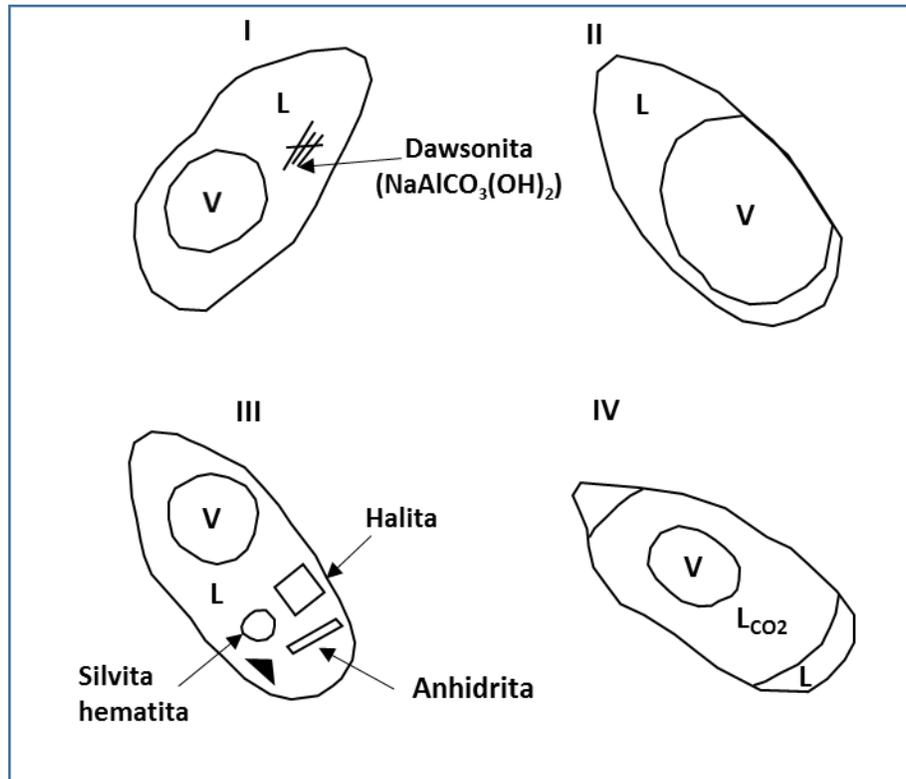


Figura 4.1. Clasificación de inclusiones fluidas según su composición (Nash, 1976). L: líquido acuoso, V: vapor, L_{CO_2} : líquido CO_2 .

El criterio más ampliamente utilizado es basado 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, a partir de las observaciones microscópicas, es posible distinguir tres tipos genéticos de inclusiones: (*i.e.* primarias, secundarias y pseudosecundarias).

a) Inclusiones primarias

Estas son inclusiones que representan y contienen al fluido que dio origen al cristal que las contiene y formadas al mismo tiempo que éste. Estas pueden ser localizadas 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 (Mangas y Sierra, 1991). Más adelante, el mismo Roedder (1979, 1981, 1984) ha definido los mecanismos de captura de fluidos más comunes que se pueden presentar durante el crecimiento cristalino, los cuales están indicados a continuación.

Las capas sucesivas que forman el cristal no son estrictamente planas aunque el flujo de nutrientes sea uniforme. Normalmente, estas fueron fijadas sobre ellas gérmenes de tamaño diferente, formándose en las superficies vacías y cavidades donde puede quedar aprisionado el fluido que rodea al cristal.

La disolución parcial de un mineral precoz produce numerosos entrantes en la superficie cristalina. Cuando continúa el crecimiento pueden formarse inclusiones grandes, o bandas de inclusiones pequeñas en las irregularidades de la superficie.

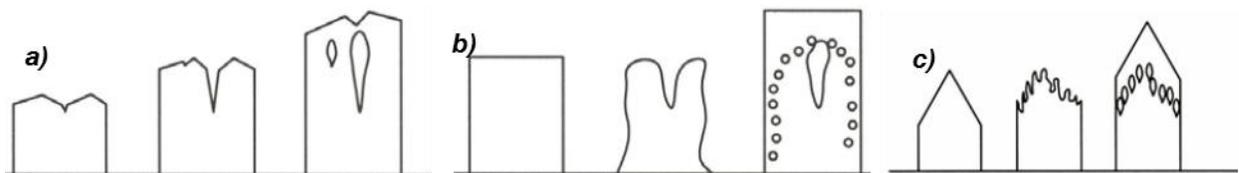


Figura 4.2. Esquemas mostrando los posibles mecanismos de atrapamiento en las inclusiones primarias. a) En todas las irregularidades de las caras de un cristal en crecimiento, se pueden formar las inclusiones fluidas. b) Los cristales que se forman a partir de un fluido pueden reaccionar con éste, formando en las superficies de las caras entrantes de corrosión que podrían alojar inclusiones. c) Cristal que sufre una etapa de suspensión en su crecimiento, y reacción con el fluido; al continuar creciendo captura inclusiones pseudosecundarias (Tomada de Roedder, 1984).

El crecimiento rápido de un mineral puede dar lugar a la formación de un cristal con bordes esqueléticos o dentríticos. Si a este episodio sucede otro de crecimiento

más lento, pueden quedar atrapadas en el cristal inclusiones de tamaño variado (Figura 4.2).

b) Inclusiones secundarias

Estas incluyen toda inclusión originada con posterioridad a la formación del cristal. Así pues, si un cristal es fracturado 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 4.3). Por lo tanto, estas están comúnmente distribuidas 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 (Mangas y Sierra, *op.cit*).

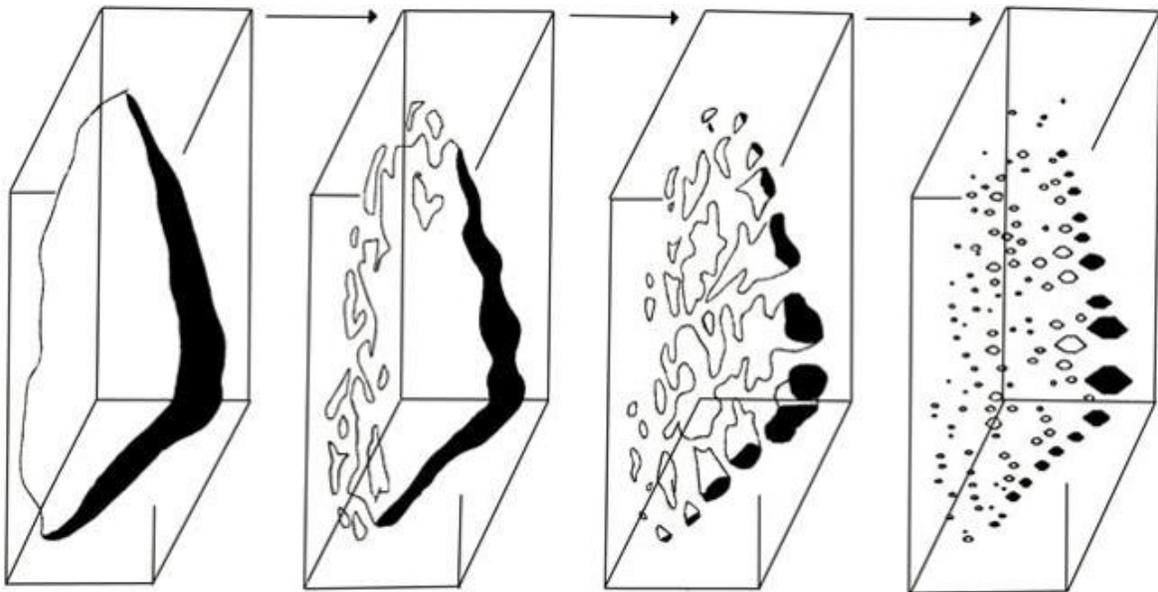


Figura 4.3. Cicatrización de una fractura en un cristal de cuarzo que da lugar a la formación de inclusiones secundarias. Si este proceso ocurre al tiempo que desciende la temperatura, las inclusiones individuales pueden tener relaciones gas/líquido variables (Tomada de Roedder, 1962a).

c) Inclusiones pseudosecundarias

Estas son desarrolladas si un cristal es fracturado 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 (Figura 4.4).

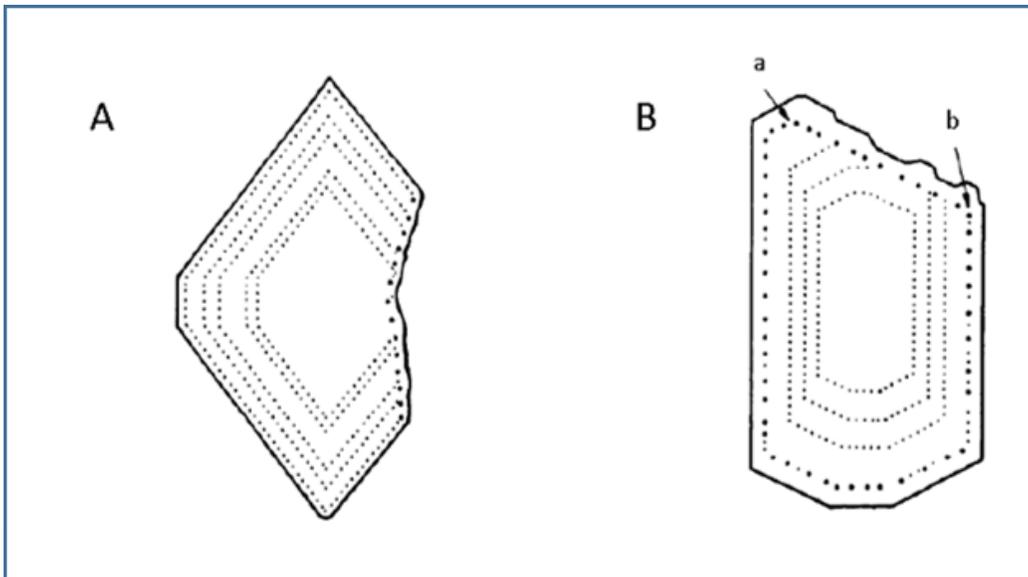


Figura 4.4. Inclusiones pseudosecundarias (Ermakov, 1950). a) Confinadas a superficies de corrosión planas. b) Asociadas con superficies de corrosión debidas a la exfoliación.

Si atendemos a la naturaleza de los contenidos de las inclusiones, encontraremos gases, líquidos y sólidos en diferentes proporciones. Desde este punto de vista podemos clasificarlas en: a) Monofásicas b) Bifásicas c) Trifásicas y c) Polifásicas.

Una distinta manera de clasificación para las inclusiones fluidas es basada en el uso de letras, las cuales representan la naturaleza de los contenidos de las

inclusiones, encontraremos gases, líquidos y sólidos en diferentes proporciones.

Desde este punto de vista podemos clasificarlas en: a) Monofásicas b) Bifásicas c)

Trifásicas c) Polifásicas.

a) Monofásicas incluyen una sola fase; por ejemplo, inclusiones formadas completamente por líquido (L), gas (V) o sólidos (S o inclusiones minerales).

b) Bifásicas formadas por dos fases las cuales se encuentran representadas las que tienen vapor y líquido. No obstante, tendríamos que considerar varios subtipos: ricas en líquido (L + V). En estas podemos encontrar volúmenes variables de gas según la temperatura de formación.

c) Trifásicas formada por tres fases que son, líquida, gaseosa y la sólida (L + V + S).

d) Polifásicas son las inclusiones más complejas y pueden aparecer varios tipos de sólidos ("*daughter minerals*") junto con el líquido o líquidos inmiscibles y la burbuja de gas.

4.1.c. Conceptos importantes

Temperatura de homogeneización (Th): definida como la temperatura a la cual dos fases se comportan como una sola. 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 (Rocha-Rocha, 2008).

Temperatura de atrapamiento (T_a): es la 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 (Rocha-Rocha, *op.cit*).

Temperatura de decrepitación (T_d): definida como la temperatura en donde una inclusión explota debido al exceso de presión perdiendo sus fluidos. (Rocha-Rocha, *op.cit*).

Temperatura de fusión del hielo (T_{fh}): 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 (Rocha-Rocha, *op.cit*).

4.1.c. Fundamento de estudio

Durante el estudio de las inclusiones fluidas debemos tener en cuenta ciertos parámetros admitidos para que los resultados sean válidos. Estas condiciones fundamentales fueron propuestas por Roedder y Bodnar (1997) y a continuación están descritos.

- ✓ Que el fluido atrapado se constituya de la solución a partir de la cual creció el mineral o al período 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 suceda 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 (Mangas y Sierra, 1991).

4.2. Microtermometría de inclusiones fluidas

La microtermometría está basada en la medida de las temperaturas a las que son producidos los cambios de fases en las inclusiones cuando éstas son sometidas 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 fusión dan valores indicativos sobre el mismo fluido atrapado, mientras que las temperaturas de homogenización permiten estimar su densidad, una vez que el mismo es conocido. Las temperaturas de homogenización pueden ser consideradas temperaturas de formación de las inclusiones, siempre que la presión durante su captura no haya excedido la presión de vapor de equilibrio de la solución. En el caso contrario será necesario introducir correcciones de temperatura debidas a la presión (Mangas y Sierra, 1991).

4.2.a. Procedimiento analítico de las inclusiones fluidas

El análisis petrográfico de inclusiones fluidas fue realizado de acuerdo a Goldstein y Reynolds (1994). Las mediciones de inclusiones fluidas fueron realizadas en el laboratorio de Yacimientos Minerales del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Querétaro y en los Centros Experimentales Chihuahua y Oaxaca del Servicio Geológico Mexicano.

El equipo microtermométrico utilizado, está exhibido en la Figura 4.5. Éste consta de un microscopio marca Olympus BX51 de 1,000 aumentos, con un sistema de video al cual se le ha adicionado una platina térmica marca Linkam, THMSG-600 (Figura 4.5). El rango de temperaturas que se pueden conseguir con esta platina es de -180° y 800° C.

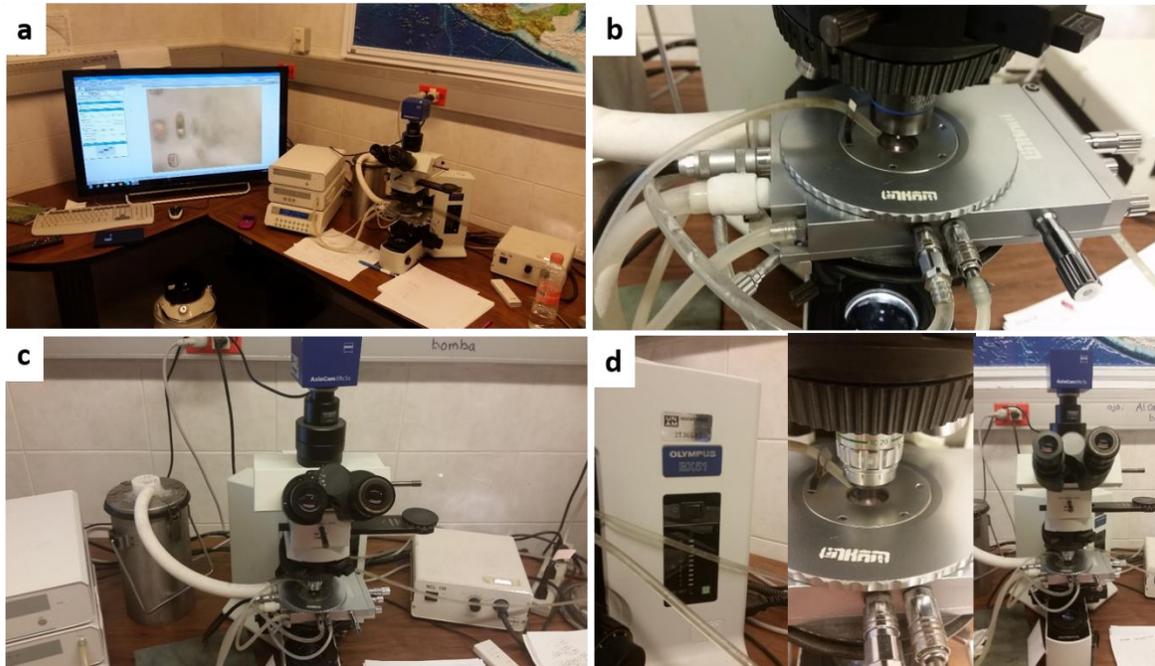


Figura 4.5. Equipo microtermométrico con platina calentadora-refrigeradora Linkam. a) Sistema de video, conectado a computadora y una pantalla LCD (Mca SAMSUNG). b) Microscopio Olympus BX51 con duplicador de aumentos a con acondicionamiento de una platina térmica marca Linkman. c) Consola de controles de la platina calentadora-refrigeradora y depósito de nitrógeno líquido. d) Algunos detalles importantes del equipo microtermométrico, utilizado en el Laboratorio de Geociencias, Campus Juriquilla, UNAM).

4.3. Petrografía de inclusiones fluidas

Durante esta investigación fue realizado el estudio de petrografía de inclusiones fluidas en 32 muestras, de las cuales, 14 fueron en calcita, 17 correspondieron a fluorita y 1 consistió en cerusita. Estas fueron petrográficamente analizadas y clasificadas de acuerdo al mineral.

La clasificación propuesta por Nash (1976) referida al punto 4.1.b 1 fue usada para definir el tipo de inclusión fluida que refiere a la composición de la inclusión (Figura 4.1) y las clasifica en líquidas (Tipo I) gaseosas (Tipo II) y aquellas con cristal de halita (Tipo III). Además, las inclusiones fluidas también fueron clasificadas según la paragénesis propuesta por Roedder (1979), es decir, inclusiones primarias, secundarias o pseudosecundarias.

Inclusiones Fluidas en Calcita

Las inclusiones fluidas seleccionadas corresponden a muestras colectadas del centro de vetas o cuerpos de calcita. La calcita ocurre a manera de vetas, mantos y cuerpos masivos irregulares, el color varia de gris, blanca, rosa, verde y óptica. Los cristales son generalmente de gran tamaño, en dos hábitos principalmente (escalenoedros muy agudos y romboedros), forma columnar, y estalactítica (Figura 4.6).

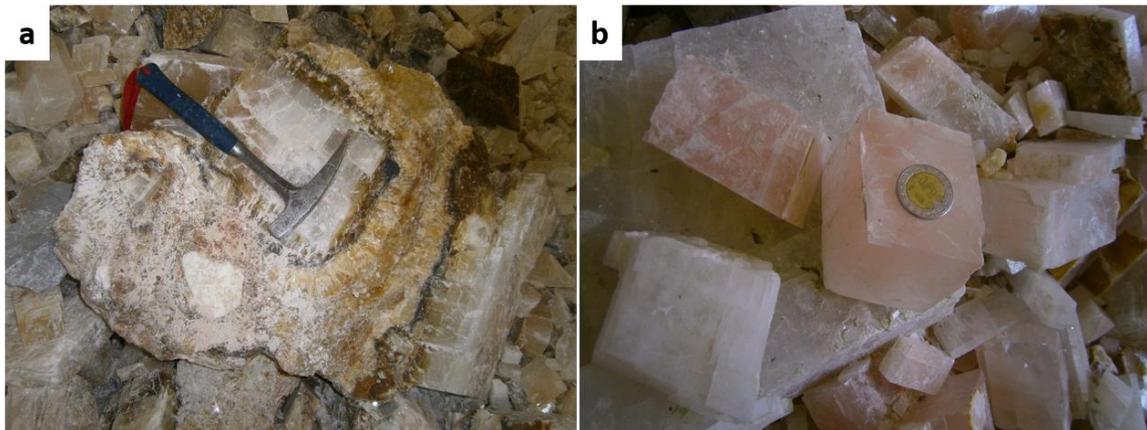


Figura 4.6. Fotografías mostrando aspecto de cristales de calcita. a) Fotografía mostrando ejemplares de calcita en forma de escalenoedros de gran tamaño, el color café óxido se lo da la presencia de sulfuros en la roca. b) Romboedros de calcita rosa, localidad mina La Grulla.

Las inclusiones presentan morfología muy irregulares, incluyendo ovoides a irregulares, y la mayoría son interpretadas como inclusiones primarias. Estas están

agrupadas (FIA), mientras que las inclusiones secundarias se presentan paralelas a algunas fracturas transversales dentro del cristal de calcita (ver Figura 4.7). El tamaño varía de 4 a 50 micras, predominando las de 50 micras. Las inclusiones primarias son del tipo bifásicas (V+L) con una relación de gas-líquido (20-80%). Las inclusiones secundarias son monofásicas (L) y líquido ocupa 100% de las inclusiones.

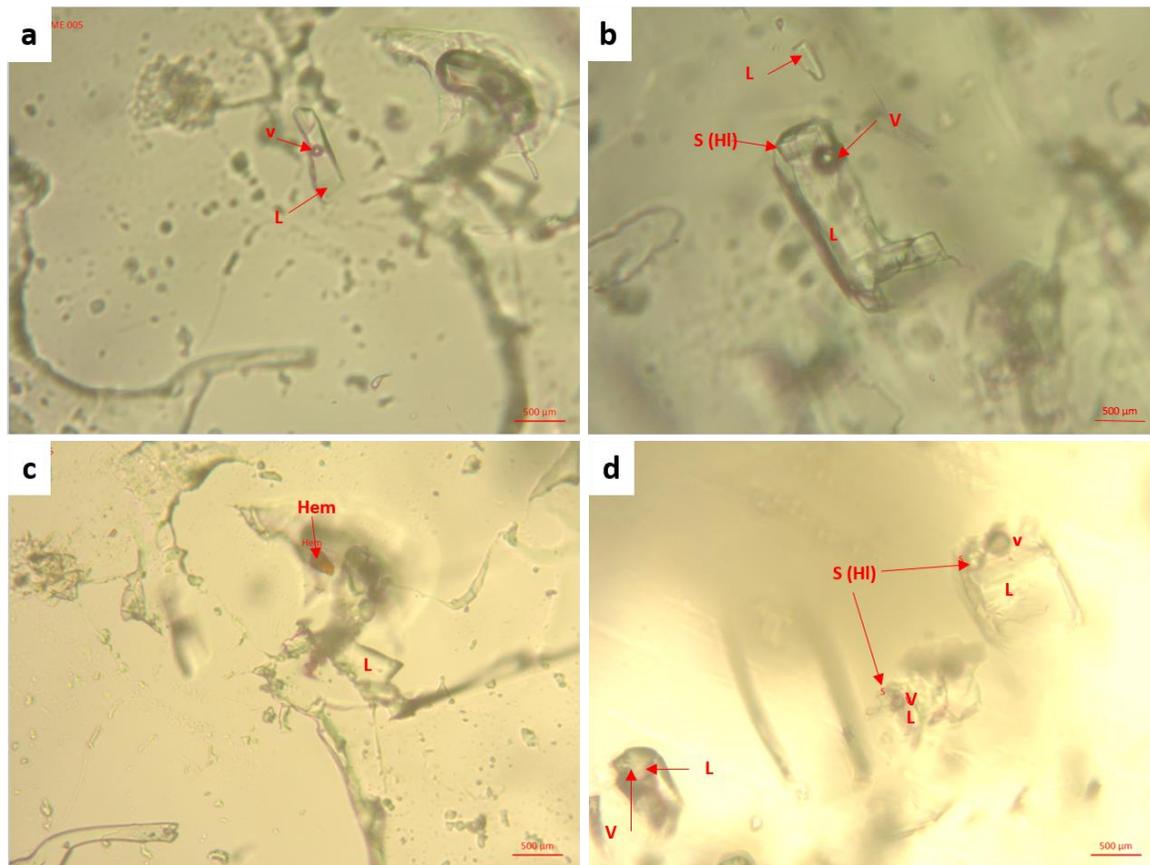


Figura 4.7. Fotomicrografías que muestran las características más representativas de las inclusiones fluidas en depósitos hidrotermales, dentro de la Sierra de Enmedio. a) Inclusiones bifásicas, en calcita del anticlinal de la Sierra de Enmedio, con una relación volumétrica líquido/vapor muy homogéneos, con predominio de la fase líquida. b) Inclusión fluida trifásica rica en líquido en calcita c) inclusión bifásica en calcita con inclusiones de Hematita (Hem) de color anaranjado. d) Detalle de una inclusión fluida trifásica rica en líquido y vapor con una relación volumétrica líquido/vapor/sólidos 30-50-20% respectivamente.

Inclusiones Fluidas en Fluorita

La fluorita está presente como mineral de ganga dentro de las vetas mineralizadas, así como a manera de un cuerpo estratiforme conformado por calcita, barita, fluorita y galena. La fluorita exhibe varios colores, que varían de morada a transparente, grano grueso a fino (Figura 4.8).

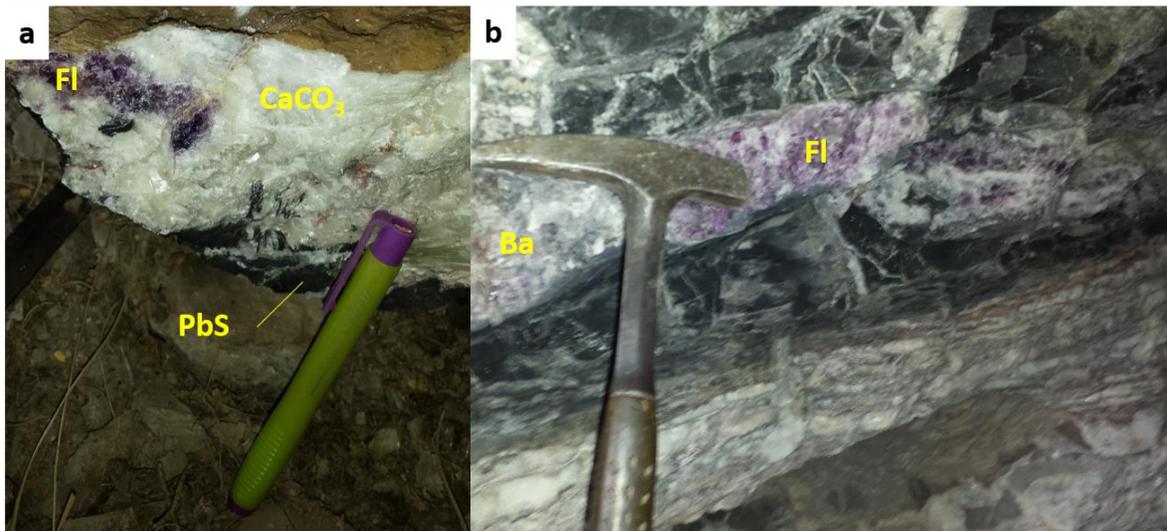


Figura 4.8. Cuerpo estratiforme de calcita, barita, fluorita y galena. a) La fluorita se encuentra formando parte del mineral de ganga dentro de las vetas, exhibiendo colores que varían de morada a transparente. b) Fluorita morada, dispuesta a manera de mantos, siguiendo los planos de estratificación de la roca huésped de la mineralización, es común verla en asociación con barita, calcita y galena. CaF_2 = Fluorita, CaCO_3 = Calcita, PbS = galena, BaSO_4 = Barita.

Las inclusiones fluidas estudiadas en la fluorita son caracterizadas por ser del tipo III, es decir, saturadas con cristales hijas, incluyendo halita y silvita. No obstante, también existen inclusiones tipo I y II, con formas variadas, con morfología alargada, tabular a ovoide. En el estudio petrográfico y microtermométrico fueron mayormente identificadas inclusiones fluidas primarias, junto con una menor proporción de inclusiones fluidas secundarias (Figura 4.9).

El tamaño de la inclusión tiene rangos de 5 a 20 micras; predominando las de 20 micras. Las inclusiones en fluorita exhiben dos y tres fases. Las inclusiones primarias son del tipo trifásicas (V+L+S) con una relación de gas-líquido-sólido 20%-50%-30%, donde la fase de vapor ocupa el 20% del volumen total de la inclusión fluida, la fase líquida localmente en la mayoría de las inclusiones el 50% del volumen

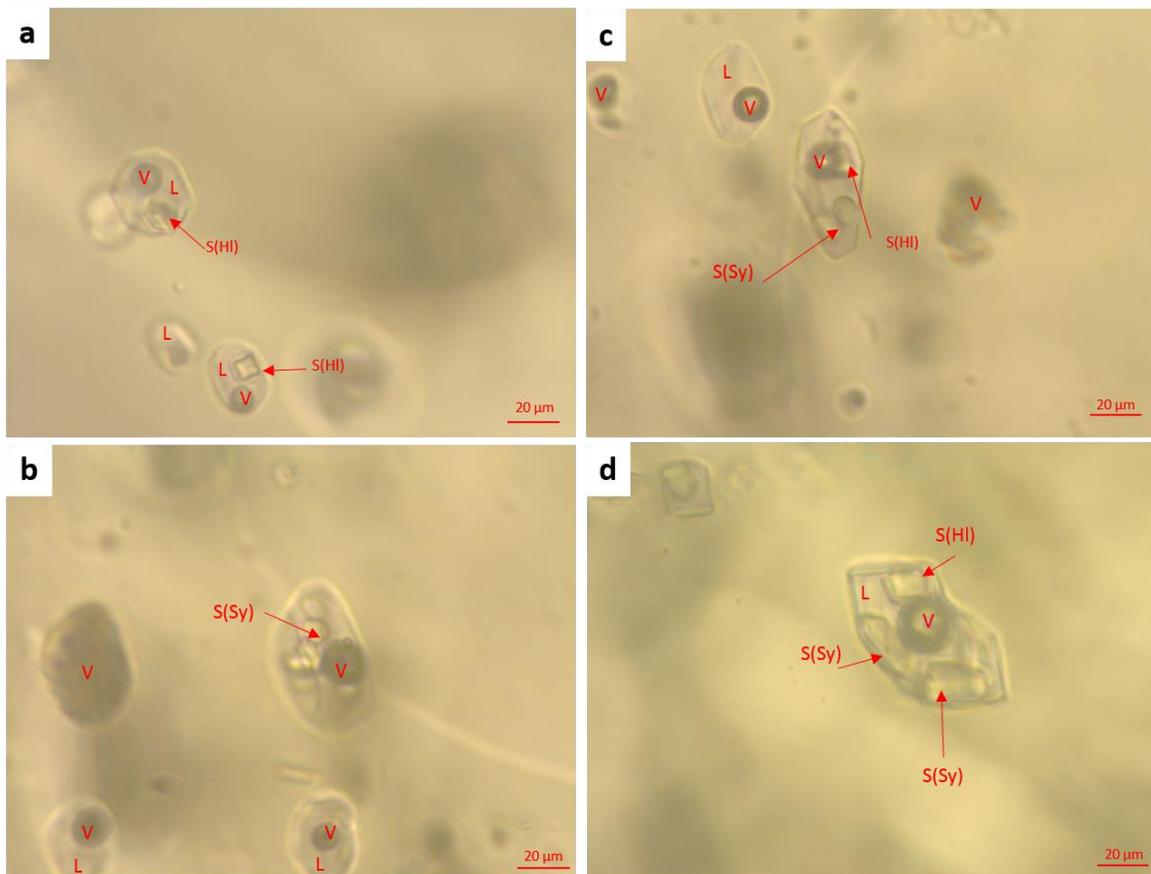


Figura 4.9. Fotomicrografías que muestran las características más representativas de las inclusiones fluidas en fluorita el anticlinal de la Sierra de Enmedio. a) Inclusiones fluidas trifásicas rica en vapor y sólidos, en fluorita. b) Detalle de una inclusión fluida trifásica con contenido de sólidos de silvita (Sy) con una relación volumétrica líquido/vapor/sólidos 10-40-50%, respectivamente. c) Detalle de inclusiones fluidas en el cristal de fluorita d) Detalle de una inclusión fluida trifásica saturada derivada de una salmuera rica en halita (HI) y silvita (Sy).

total de la inclusión, mientras que la fase sólida incluye sólidos como: halita(HI), silvita (Sy) y opacos (presumiblemente hematita) que ocupan hasta el 30% del volumen total de la inclusión; por lo tanto, podría interpretarse como una saturación de cloruros y opacos en el sistema producto de fluidos magmáticos. Las inclusiones secundarias son del tipo bifásicas (V+L), donde el vapor ocupa un 85% del volumen total de la inclusión, mientras que el líquido llega a ocupar ~15% del volumen total de la inclusión fluida.

Inclusiones Fluidas en Cerusita

Las muestras analizadas de cerusita para el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas, fueron colectadas dentro de las drusas de relleno, desarrolladas dentro de la roca encajonante de la mineralización metálica y enriquecimiento supergénico. Estas zonas presentan, a manera de pequeños cristales granulares de color incoloro a blanco y brillo vítreo (Figura 4.10).

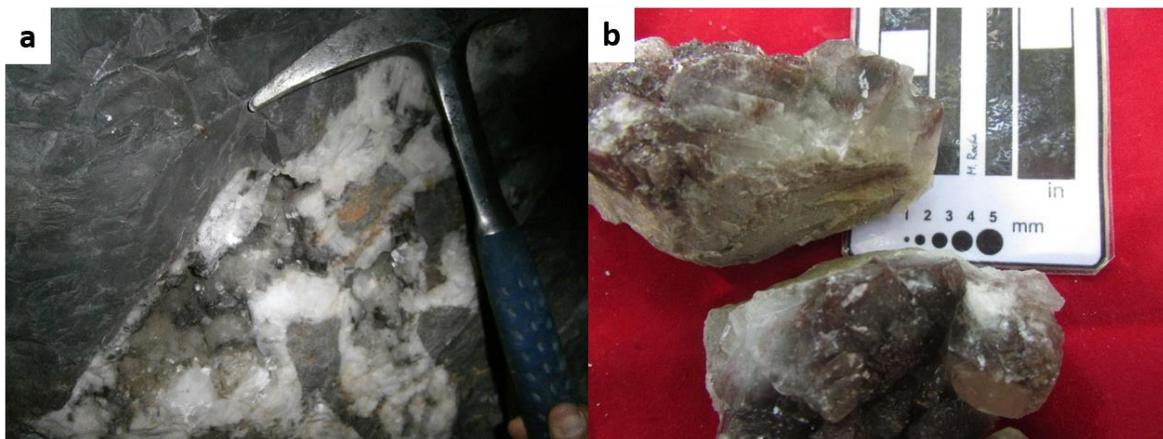


Figura 4.10. Fotografías mostrando aspecto de cristales de cerusita. a) Desarrollo de cristales de cerusita, mena de plomo, dentro de drusas de relleno. b) Un detalle de los cristales de cerusita de tamaños que varían de 1 a 3 cm, localidad mina La Arrastrada, anticlinal de la Sierra de Enmedio.

La forma de las inclusiones en la cerusita incluye elongada, ovoide y rectangulares. El tamaño varía de 4 a 20 micras, predominando las de 20 micras.

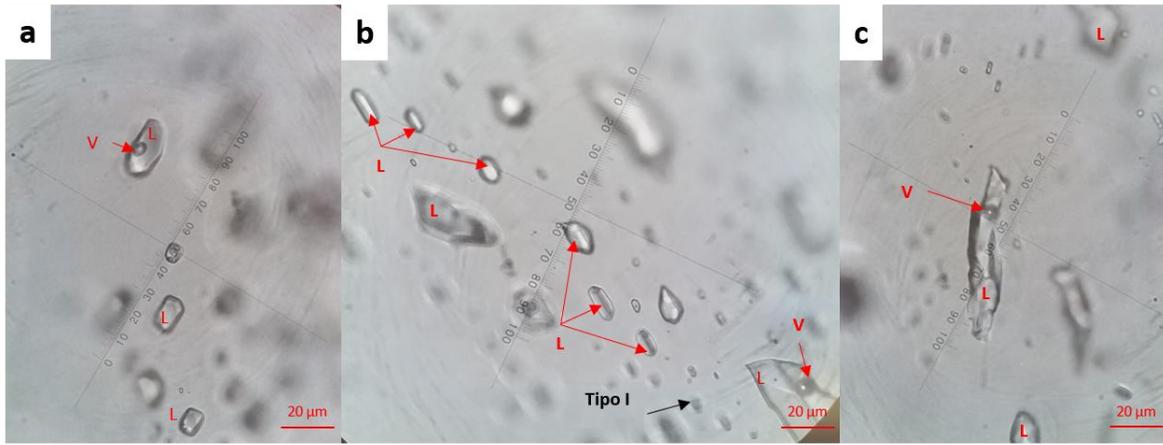


Figura 4.11. Fotomicrografías mostrando inclusiones fluidas primarias en cerusita encontradas en la Sierra de Enmedio. a) Inclusiones fluidas primarias formadas en la zona de crecimiento de un cristal de cerusita. b) Familia de inclusiones fluidas (IFA) primarias en la parte central de un cristal subhedral de cerusita, cortadas por inclusiones secundarias alineadas entre sí del tipo I. d) Inclusión fluida de forma alargada y tabular, constituida por una inclusión bifásica.

También, hay pequeñas inclusiones fluidas $<2\mu\text{m}$ paralelas al clivaje. De acuerdo a los criterios de Roedder (1984) y Bodnar (2003), la mayoría de estas inclusiones son interpretadas como primarias. Las inclusiones primarias son del tipo bifásica (V+L) con una relación de vapor-líquido 10-90%, mientras que las secundarias son del tipo monofásicas (L) (Figura 4.11).

4.4. Resultados e interpretación de inclusiones fluidas

El número total de inclusiones fluidas medidas en el presente trabajo fue de 287. En la Tabla 4.1 están sintetizadamente representados los resultados, así como la ubicación de las muestras colectadas, correspondientes a los cuerpos mineralizados de la Sierra de Enmedio, y que fueron usados para realizar los estudios de inclusiones fluidas (IF). El mineral con mayor presencia es la calcita, en

menor cantidad sigue la fluorita, y finalmente la cerusita. Las inclusiones fluidas medidas fueron primarias, con morfología variada incluyendo alargada, tabular y ovoide. El tamaño de las inclusiones mejor observadas es ~20 micras, las cuales están constituidas por inclusiones monofásicas, bifásicas y trifásicas, la mayoría de las inclusiones fluidas homogenizaron a fase líquida, por desaparición de la burbuja de vapor durante el proceso de calentamiento.

La salinidades de las inclusiones saturadas fueron calculadas usando la fórmula planteada por Potter (1977), es decir: % peso NaCl eq. = $26,218 + 0,0072t + 0,000106t^2 \pm 0,05$, donde t= temperatura a la que el último cristal de sal disuelto en la inclusión (en este caso no es la temperatura de fusión; sino que es necesario calentar la inclusión para que la sal sea disuelta). Adicionalmente, la salinidad de las inclusiones fluidas saturadas fue determinada usando la temperatura de fusión (Tf) de la silvita el gráfico de fases NaCl-KCl-H₂O de Hezarkhani *et al.*, (1998).

Las inclusiones analizadas de calcita y fluorita, fueron procedentes de diferentes cuerpos vetiformes e irregulares de la Sierra de En medio, que exhiben inclusiones fluidas saturadas (líquido, vapor y solidos) e insaturadas (vapor y líquido-vapor), sugiriendo fluidos magmáticos y ebullición. La Th para las venas/vetas de fluorita varia de 107° a >420 °C y salinidades de 2.07 a 51 % eq. wt NaCl, y las vetas de calcita presentan Th de 107° a 299 °C y salinidades de 21 a 23.2 % eq. wt NaCl.

Tabla 4.1. Resumen de los resultados microtermométricos, obtenidos del análisis de inclusiones fluidas en el depósito mineral de la Sierra de Enmedio.

Sample	Longitude	Latitude	Location	Mineral	Th °C	Th °C (average)	Tm °C (ice)	Tm _{ice} °C (average)	Equiv. wt. % NaCl (unsaturated FI)	Tm (Halite)		Equiv. wt. % NaCl (saturated FI)	Tm (Sylvite)	observations (n and phases)
IFAME 150	337200	2910644	Veta	FLUORITA	128.7 to 221.6	166	-15.8	-	27.2	-	-	-	-	22
IFAME 153	337759	2909946	Mina El Oso	FLUORITA	100.3 to 198.3	205	-13.7	-	28.9	-	-	-	-	24
IFAME 145	336345	2911980	Mina La Cima	FLUORITA	143.4 to 268.2	185	-20.1	-	24	-	-	-	-	35
IFAME 158	339008	2911414	Mina La Quebrada	FLUORITA	140.3 to 296.3	194	-23.6	-	20.7	-	-	-	-	24
IFAME 143	336151	2911611	Mina Las Víboras	FLUORITA	118.8 to 185.5	148	-2.9	-	3.8	-	-	-	-	12
IFAME 144	336135	2911959	Veta	FLUORITA	147.6 to 305.4	151	-37.4	-	-	-	-	-	-	21
IFAME 021	339484	2908980	Veta la Hiena	FLUORITA	136.9 to 155.9	145	-27.1	-	23.18	-	-	-	-	15
IFAME 152	337566	2910225	Mina Los Sotoles	FLUORITA	154.3 to 235.1	202	-15.4	-	28.9	-	-	-	-	15
IFAME 024	339554	2909167	Mina El Oso	FLUORITA	172.3 to 371.6	231	-	-	-	452.8	51.2611	51.26	243.3	10 HI, Sy
IFAME 139	336726	2910896	Mina La Colmena	FLUORITA	163.1 to 350.9	252	-	-	-	-	-	-	-	12
IFAME 019	339784	2908809	Veta La Montaña	FLUORITA	107 to 120	116	-46.1	-	-	-	-	-	-	18
IFAME 017	339813	2908826	Veta La Fluorita	FLUORITA	233 to 420	349	-	-	-	-	-	-	-	12
IFAME 005	342579	2904559	Mina El Barranco	CALCITA	153.1 to 327.8	249	-	-	-	274	36.1989	36.20	-	14, HI
IFAME 22B	341728	2905496	Mina Elena II	CALCITA	143 to 147	146	-	-	-	-	-	-	-	19
IFAME 22C	341728	2905496	Mina Elena II	CALCITA	144 to 185	165	-19.9	-	22.3	-	-	-	-	25
IFAME 006	342433	2904726	Mina La Lámina	CALCITA	132 to 178	159	-19.5	-	22	-	-	-	-	26
IFAME 011	341272	2905914	Mina Los Tambos	CALCITA	143 to 146	145	-17.9	-	20.9	-	-	-	-	7
IFAME 22D	341728	2905496	Mina Elena	CALCITA	No	No	-	-	-	408.8	46.9258	46.93	100.6	10 HI, Sy

La composición del fluido hidrotermal en las inclusiones primarias está dominada por un sistema salino $H_2O-NaCl-KCl$, como lo evidencian los cristales hijas de halita y silvita encontrados en inclusiones saturadas (hipersalinas) (Figura 4.12). La salinidad de estas inclusiones puede variar entre 45- 50 % eq. wt.

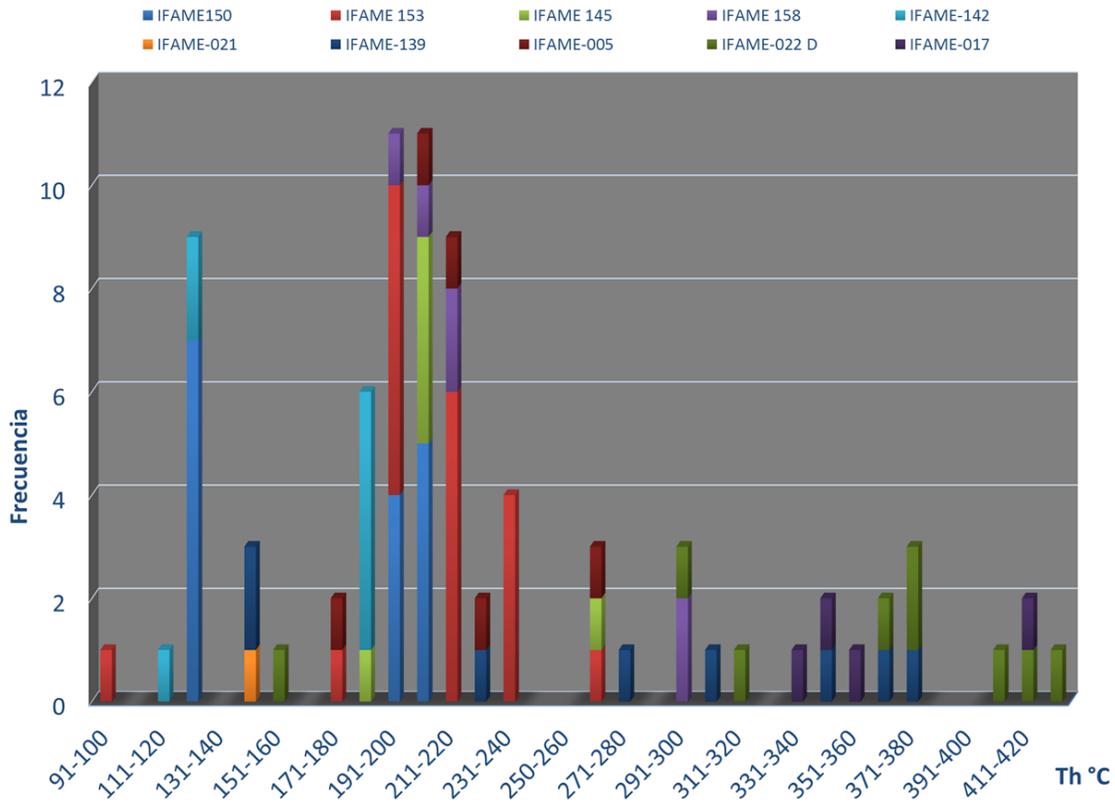


Figura 4.12. Histograma de las temperaturas de homogeneización para minerales del anticlinal Sierra de Enmedio.

Así mismo, las temperaturas de fusión para la halita en inclusiones saturadas (hipersalinas) oscilaron entre 338.3 °C y 452.8 °C, correspondientes a salinidades de 40.84 a 51.26 % *equiv.wt* de NaCl. Esta temperatura de homogeneización fue obtenida a partir de la temperatura de disolución de la halita, mientras que las temperaturas de fusión para la silvita en las inclusiones (halita-silvita), varía de 100.6 °C a 234.3 °C, y salinidades de 28.05 a 33.76 % *equiv.wt* NaCl.

Los resultados de microtermometría de inclusiones fluidas efectuados en minerales de fluorita y calcita del depósito de la Sierra de Enmedio, exponen una amplia gama de temperaturas de homogeneización final de 100 a 452 °C (Figura 4.12). Esta amplia diversidad de temperaturas de homogeneización final puede sugerir una migración de fluidos hidrotermales en varios pulsos. Además, estos datos sugieren que la fuente principal de fluidos hidrotermales es producto de un cuerpo plutónico sepultado no aflorante dentro o cercano al área de estudio y donde los fluidos hidrotermales fueron enfriando durante su recorrido a lo largo de fracturas y fallas, así como el paso por la gruesa secuencia mesozoica donde perdieron temperatura y hubo dilución de componentes.

Al graficar los datos de las inclusiones fluidas de la Sierra de Enmedio en el diagrama propuesto por Wilkinson (2001), muestra los rangos de temperatura de homogeneización *versus* salinidad para los diferentes yacimientos. Los resultados de microtermometría para la Sierra de Enmedio corresponde a un depósito de tipo epitermal, asociado muy posiblemente a profundidad a un sistema tipo *skarn* (Figura 4.13).

Además, los resultados microtermométricos del estudio de inclusiones fluidas permiten dilucidar de manera general el comportamiento de la temperatura con respecto a salinidad para el depósito de la Sierra de Enmedio. De manera general, las temperaturas de homogeneización para la fluorita aumentan gradualmente hacia niveles inferiores, respaldando la teoría de que los fluidos hidrotermales provienen de un cuerpo plutónico, los cuales gradualmente fueron enfriándose durante su ascenso hacia la superficie. Mientras que la calcita puede derivarse de fluidos

hidrotermales de baja temperatura, probablemente este efecto es debido a la introducción de fluidos hidrotermales de mayor temperatura, desde zonas de menor temperatura.

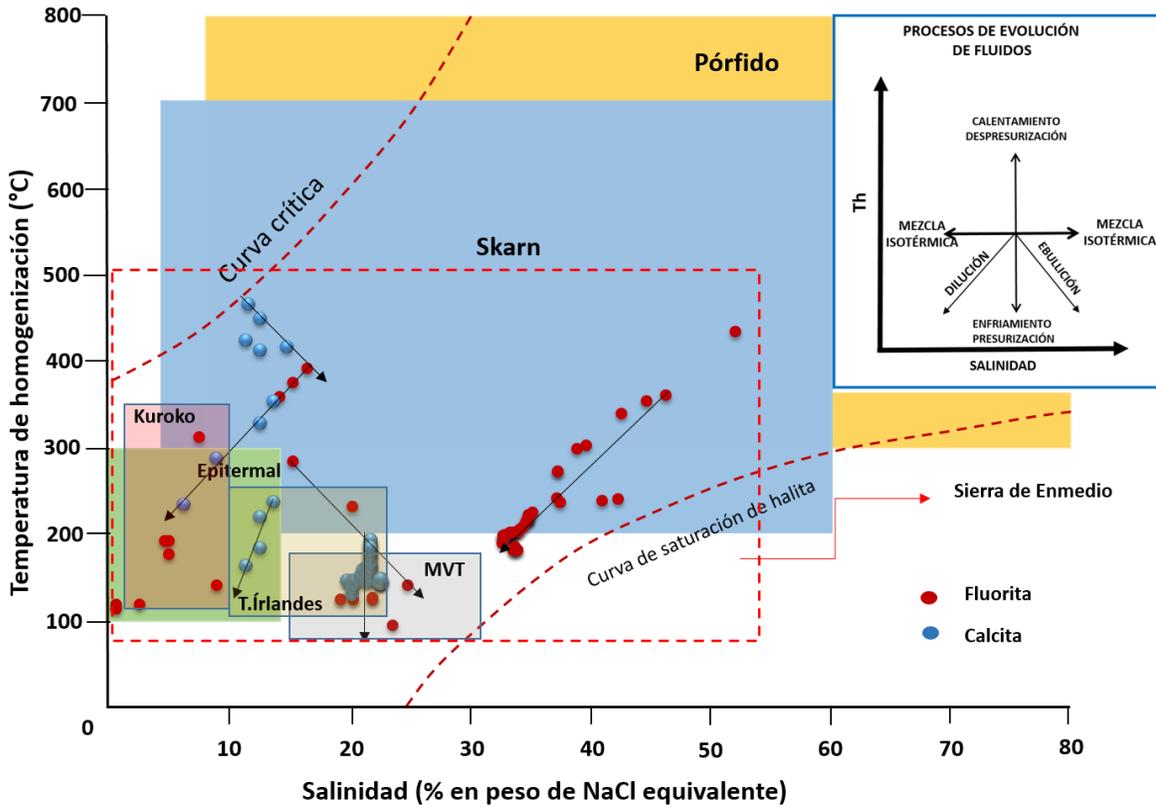


Figura 4.13. Diagrama de temperatura de homogeneización *versus* salinidad para inclusiones fluidas de diferentes tipos de yacimientos (modificado de Wilkinson, 2001).

CAPÍTULO 5. ESTUDIO DE ISÓTOPOS ESTABLES DE LAS VETAS DE LA SIERRA DE ENMEDIO

5.1. Teoría sobre los isótopos estables

El estudio sistemático de las concentraciones de los distintos isótopos estables de ciertos elementos abundantes en la naturaleza (H, Li, B, C, N, O, Si, S, y Cl), 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 el estudio de aquellos procesos, que implican interacciones entre fluidos y rocas. La base de esta herramienta es comprender los mecanismos y magnitudes de fraccionamiento isotópico en ciertos procesos geológicos. Los factores de fraccionamiento isotópico están en función de la temperatura, parámetros geoquímicos y efectos cinéticos de los isótopos (Ohmoto, 1986).

Considerando que, las concentraciones minerales son producto de la intervención de varios procesos en la corteza, algunos relacionados a ambientes magmáticos y/o volcánicos, actividad bacteriana en sedimentos marinos. Además, las aguas meteóricas o marinas que circulan en la masa rocosa tienen un papel importante en estos procesos, ya que están enriquecidas por constituyentes mineralizantes, debido a las reacciones con las rocas y fluidos liberados durante el hidrotermalismo, 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 mencionados 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 del mismo elemento cuyos núcleos contienen el mismo número de protones (Z), pero distinto número de neutrones (N). Z y N sumados dan la masa atómica (A). Todos los isótopos de un elemento ocupan los mismos lugares horizontales en la tabla periódica y poseen las mismas propiedades químicas. Al menos existen 260 isótopos entre naturales y estables (O, H) y sólo algunos de ellos son radiactivos.

Entre los elementos más utilizados en la geoquímica de isótopos estables, incluyen H, Li, B, C, N, O, Si, S, y Cl. Las características comunes de la mayoría de estos elementos son:

1. Masas atómicas bajas.
2. Existe una gran diferencia relativa de masas entre sus isótopos.
3. Los enlaces que forman son principalmente de carácter covalente.
4. Estos elementos existen en 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.
5. La abundancia del isótopo pesado o raro debe ser lo suficientemente alta para permitir mediciones precisas (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 la clase de los sulfatos las relaciones principales son: D/H, $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, mientras

que en minerales de carbonatos, incluye la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. La composición isotópica de las sustancias debe ser expresada en delta (δ) como una variación “por mil” (‰) (ver 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*). Normalmente, esto es representado por las iniciales V-SMOW, PDB, CDT, respectivamente. Usualmente, para el oxígeno son usados los dos primeros, mientras que para el carbono es empleado el PDB, y para el azufre es utilizado el CDT.

Durante el estudio de depósitos y yacimientos minerales, la aplicación de la geoquímica de los isótopos estables es muy importante y los isótopos estables más usados son C, O, S e H. Esta técnica ha sido utilizada en la localización de áreas favorables con concentración de yacimientos minerales; concretamente es posible detectar las trazas de los flujos hidrotermales que han circulado a través de las rocas, permitiendo delimitar halos, anomalías o bien caracterizar las soluciones mineralizantes. 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, siendo posible determinar las temperaturas en los procesos geológicos (Seal *et al.*, 2000).

El propósito de este estudio es obtener datos isotópicos de oxígeno, carbono y azufre, correspondientes a las vetas de calcita, barita y galena. La finalidad es caracterizar geoquímicamente los depósitos minerales, conocer el tipo de fluidos involucrados, la firma isotópica y deducir fuentes generadoras, así como el tipo de ambiente al que pertenece.

El área de estudio “Sierra de Enmedio” presenta depósitos con mineralización de Pb-Zn-Ag y subordinado Cu-Au en sulfuros y óxidos, acompañada de barita, calcita y fluorita. Por lo tanto, 26 análisis de isótopos de S correspondientes a sulfuros y sulfatos fueron realizados; de los cuales 12 corresponden a la etapa de mineralización de sulfuros de plomo, 13 de barita relacionadas con la mineralización en la Sierra de Enmedio, así como 1 análisis correspondiente a la anhidrita de la Formación Minas Viejas, colectada en la localidad tipo “Sierra Potrero Chico”.

Además, un total de 10 muestras de calcita relacionados a la mineralización de la Sierra de Enmedio fueron analizadas isotópicamente para obtener la firma de C y O. Todos los resultados de isótopos estables fueron comparados con resultados isotópicos de otros yacimientos caracterizados, con el objetivo de reconocer características propias y ubicarlos dentro de una tipología específica.

5.2. Resultados de isótopos estables del carbono y oxígeno

La determinación de la variación isotópica del carbón y oxígeno de los fluidos mineralizantes fue con el objetivo de conocer las relaciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en 10 muestras de calcita de las diferentes vetas que conforman los depósitos en la Sierra de Enmedio. Las muestras fueron seleccionadas con base en las diferencias de color, asociación mineralógica, relaciones estratigráficas en los diferentes niveles de los depósitos. La calcita ocurre a manera de vetas, desarrolladas en caliza de las formaciones Cupido y Aurora, así como en la secuencia calcáreo arcillosa de las formaciones La Peña y Kiamichi. Estas vetas están rellenas de sulfuros y óxidos de Pb, Zn y Ag, barita, fluorita y calcita, así como

subordinada mineralización de Cu, y Au. La alteración hidrotermal incluye local calco-silicatos, fílica, marmorización, recristalización y decarbonatación.

Los datos para las proporciones isotópicas de carbono y oxígeno, obtenidos de la calcita están exhibidos en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1. Resumen de resultados de ^{13}C y ^{18}O , correspondientes a calcita, dentro del área de estudio. Los valores de los isotopos de oxígeno y carbono se expresan respecto a SMOW y VPDB respectivamente.

Muestra	X	Y	Roca	Localidad	Elevación (m.s.n.m)	$\delta^{13}\text{C}$ (VPDB, ‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (VPDB, ‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (VSMOW, ‰)
IAME-137	338698	2909591	Calcita	Veta de calcita	1,624	2.4	-4.8	26.0
IAME-138	338698	2909591	Calcita	Mina El Cristal	1,629	2.9	-5.0	25.8
IAME-141C	336755	2910816	Calcita	Mina El Chilar	1,676	1.4	-4.7	26.1
IAME-142C	336667	2911243	Calcita	Veta de calcita	1,727	1.7	-7.3	23.4
IAME-144C	336135	2911959	Calcita	Veta de calcita	1,775	1.5	-5.1	25.7
IAME-149C	336945	2910845	Calcita	Veta de calcita	1,668	3.0	-4.9	25.9
IAME-151C	337266	2910445	Calcita	Mina JLR-MER	1,635	2.0	-5.0	25.7
IAME-152C	337566	2910225	Calcita	Mina Los Sotoles	1,622	2.9	-6.0	24.7
IAME-153C	337759	2909946	Calcita	Mina El Oso	1,597	2.3	-7.5	23.1
IAME-158C	339008	2911414	Calcita	Mina La Quebrada	1,044	2.6	-5.0	25.8

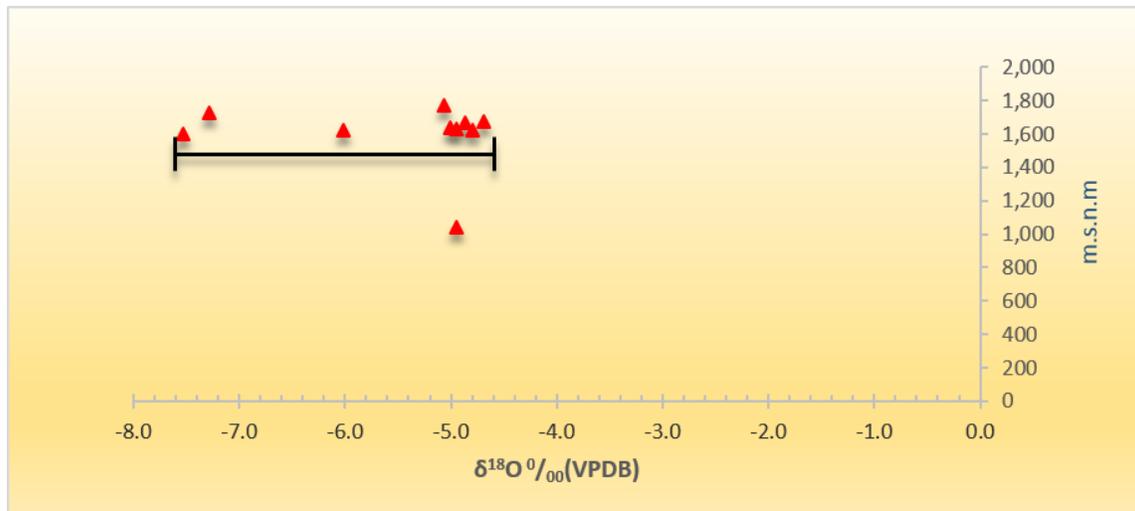


Figura 5.1. Gráfico mostrando el rango de isotopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ ‰(VPDB) en muestras de calcita de la Sierra de Enmedio.

Adicionalmente, los resultados están representados gráficamente. La proyección de datos en el gráfico para el $\delta^{18}\text{O}$ y estándar VPDB demuestra que el oxígeno presenta una variación entre -7.5 a -4.7 ‰ (Figura 5.1). Mientras que los

resultados de $\delta^{18}\text{O}$ con el estándar VSMOW variaron de +23.1 a + 26.0 ‰ (Tabla 5.1.). Las muestras de isotopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) con el estándar VPDB, varían de +1.4 a + 3‰ (Figura 5.2).

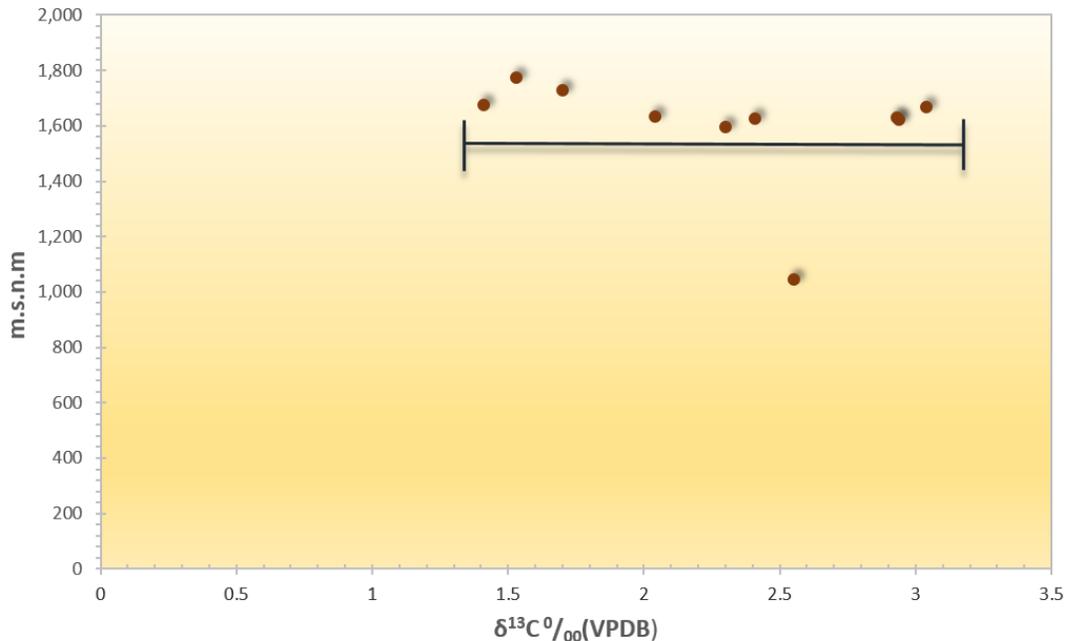


Figura 5.2. Gráfico mostrando el rango de isotopos estables de $\delta^{13}\text{C} \text{ ‰(VPDB)}$ en muestras de calcita de la Sierra de Enmedio.

En el gráfico ($\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$), las variaciones entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, revelan una semiestabilidad de condiciones, lo cual es caracterizado por un crecimiento en los valores de isotopos de carbono, y un incremento en los valores negativos en los datos del oxígeno (Figura 5.3).

5.3. Resultados de isótopos estables del azufre

Análisis de geoquímica de isótopos estables de azufre fueron realizados esta investigación con el fin de obtener datos fehacientes que nos permitan conocer el origen de los fluidos y de las condiciones fisicoquímicas que llevaron a la formación

de los depósitos de Pb-Zn-Ag dentro de la cuenca sedimentaria marina (Cuenca de Sabinas) en el NE de México. Además, los resultados permitieron comparar el azufre de los depósitos de la Sierra de Enmedio contra el azufre de los sulfatos de la Formación Minas Viejas.

Para llevar a cabo dichos análisis, 26 muestras de los depósitos minerales de la Sierra de Enmedio fueron seleccionadas para el estudio de isotopos estables de $\delta^{34}\text{S}$ ‰. Los minerales separados al 90% de pureza fueron barita, galena; de las cuales doce fueron de galena, trece de barita, así como una muestra fue de yeso-anhidrita, que corresponden a las evaporitas de la Formación Minas Viejas, los resultados obtenidos se presentan en la Tabla 5.2.

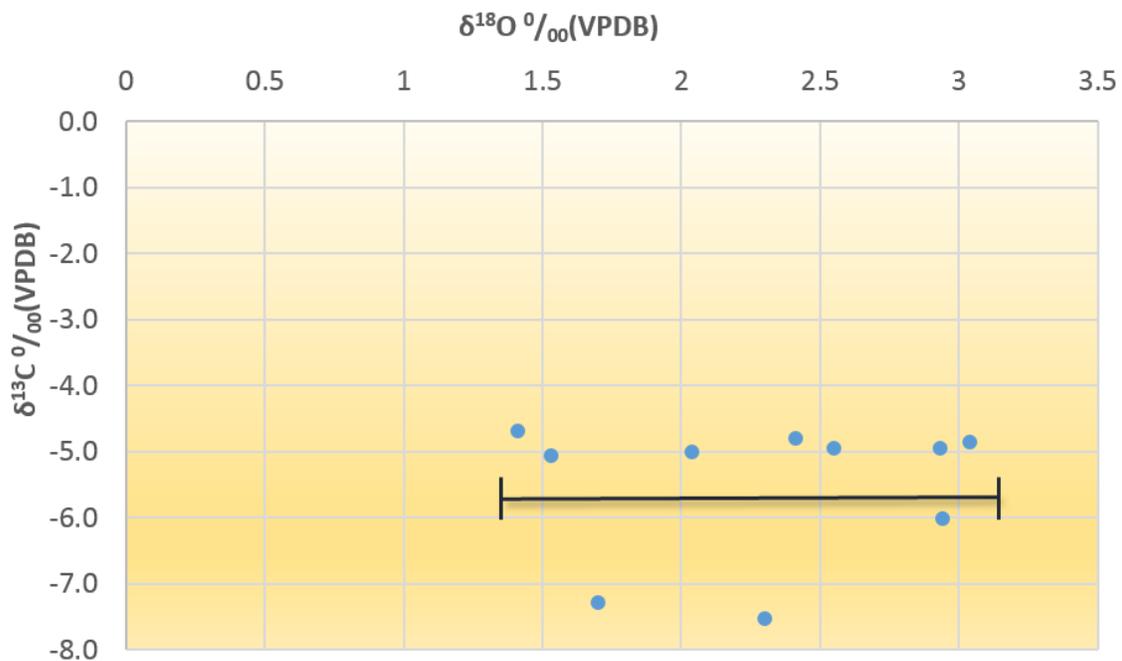


Figura 5.3. Gráfico mostrando el rango de isotopos estables de $\delta^{13}\text{C} \text{ ‰ (VPDB)}$ vs $\delta^{18}\text{O} \text{ ‰ (VPDB)}$ en muestras de calcita de la Sierra de Enmedio.

Tabla 5.2. Resumen de resultados de isótopos estables de azufre, obtenidos dentro del área de la Sierra de Enmedio.

MUESTRA	LOCALIDAD	MINERAL	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ (‰)
IAME 142A	Veta	Barita	30.9
IAME 145A	Mina La Cima	Barita	29.8
IAME 148A	Veta	Barita	39.6
IAME 152A	Mina Los Sotoles	Barita	34.1
IAME 141A	Mina El Chilar	Barita	18.0
IAME 143A	Mina La Cima	Barita	-0.2
IAME 153A	Mina Las Viboras	Barita	22.5
IAME 155A	Mina La Mojonera	Barita	41.1
IAME 151A	Mina JLR-MER	Barita	5.6
IAME 144A	Veta	Barita	3.5
IAME 149A	Veta	Barita	26.7
IAME 139	Mina La Colmena	Barita	17.2
IAME 140	Mina El Chilar	Barita	43.9
IAME-001	Anticlinal Minas Viejas	Yeso-Anhidrita	18.6
IAME 148B	Veta	Galena	4.5
IAME 143B	Mina Las Viboras	Galena	4.7
IAME 152B	Mina Los Sotoles	Galena	4.9
IAME 141B	Mina El Chilar	Galena	4.9
IAME 149B	Veta	Galena	5.0
IAME 142B	Veta	Galena	5.3
IAME 146B	Veta	Galena	5.9
IAME 145B	Mina La Cima	Galena	6.1
IAME 151B	Mina JLR-MER	Galena	6.2
IAME 153B	Mina El Oso	Galena	6.3
IAME 158B	Mina La Quebrada	Galena	6.5
IAME 155B	Mina La Mojonera	Galena	10.1

Los análisis de $\delta^{34}\text{S}$ en barita y galena, así como $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en calcita fueron realizados en el laboratorio de isotopos en la Universidad de Nevada, Campus Reno, NV., por el Dr. Simon Poulson, mediante el uso de un espectrómetro de masas. Los análisis fueron realizados mediante un espectrómetro 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. La preparación debe tener un peso desde 0.15-0.20 mg. Los resultados deben ser expresados 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 .

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

El valor ^{34}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. Para este estudio fue considerado los minerales de sulfuros más abundantes como galena y barita, que corresponden a la mena económica de los depósitos de la Sierra de Enmedio. Los resultados de $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ para las distintas muestras de sulfuros están en la Tabla 5.2, y los valores presentan un rango de $\delta^{34}\text{S}$ de -0.2 a $+43.9\text{‰}$ en $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$. Los análisis de galena dieron un rango de $+4.51$ a $+10.8$ ‰ en $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$; en lo concerniente a los resultados de barita reportaron un rango de $+17.2$ a $+43.9$ siendo estos los más enriquecidos de $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$. El análisis realizado a la anhidrita concerniera a la Formación Yesos Minas Viejas, que aportaron un valor de $+18.6$ para $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$.

5.4. Interpretación de isótopos estables

Una vez recibidos los resultados de la Universidad de Reno, Nv., estos fueron graficados. También, los resultados de los isótopos estables son comparados con las compilaciones de Ohmoto (1996), Rye (1979), Rollinson (1993) y Field *et al.*, (1985), esto con la finalidad de identificar la posible fuente precursora.

Carbono

Los resultados de isotopos de carbono presentan ligeras variaciones. Los resultados sobre los valores $\delta^{13}\text{C}$ determinados en este estudio, tiende un rango de +1.4 a +3.0 ‰, lo que nos permite interpretar que el origen más probable del carbono de la calcita dentro de los depósitos está asociado a la interacción aguas meteóricas con las unidades calcáreas (Figura 5.4).

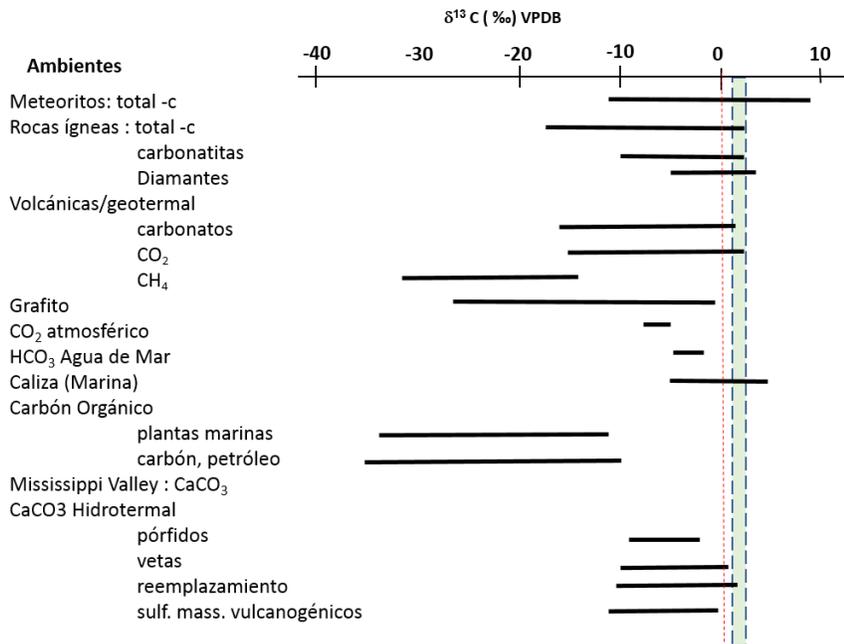


Figura 5.4. Distribución de $\delta^{13}\text{C}$ en ambientes geológicos (modificada de Field *et al.*, 1985). La zona punteada representa los valores de isotopos de oxígeno en el depósito de la Sierra de Enmedio.

Oxígeno

En los ejemplares de calcita, el oxígeno demostró valores de $\delta^{18}\text{O}$ que variaron entre +23.1 a +26.1‰, que son cercanos al campo del promedio de caliza marina. El rango de valores de $\delta^{18}\text{O}$ para las muestras de calcitas analizadas, indica un enriquecimiento en el isótopo $\delta^{18}\text{O}$. Estos valores $\delta^{18}\text{O}$ en las diez muestras son parcialmente uniformes (Tabla 5.1), ya que solo observamos una ligera diferencia entre éstas. La uniformidad en los datos obtenidos pudiese sugerir una sola fuente de los fluidos mineralizantes, es decir, un solo evento de mineralización, esto independientemente de las características físicas que presentan las distintas vetas-fallas de calcita, tales como su forma, espesor, longitud y asociación mineralógica.

Los resultados de isotopos de oxígeno y carbón dentro de este estudio sugieren que la mayor fuente carbonatos puede haber sido la interacción de aguas meteóricas y la caliza, y el proceso hidrotermal desempeñó un papel importante durante el proceso de intercambio isotópico. Además, existe un ligero fraccionamiento de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ seguramente relacionado a alguna acción térmica; asimismo, es posible ver que los datos obtenidos en el presente estudio concuerdan con los campos de las calizas y marmoles, los campos del hidrotermalismo y los campos de la cordillera midoceánica (Figura 5.5).

Azufre

De acuerdo a Ohmoto y Rye (*in* Barnes 1979), el azufre presente en los depósitos hidrotermales, puede ser asociado a muchas sustancias en la corteza terrestre y disuelto en aguas marinas. Por ejemplo, en los sulfatos y evaporitas,

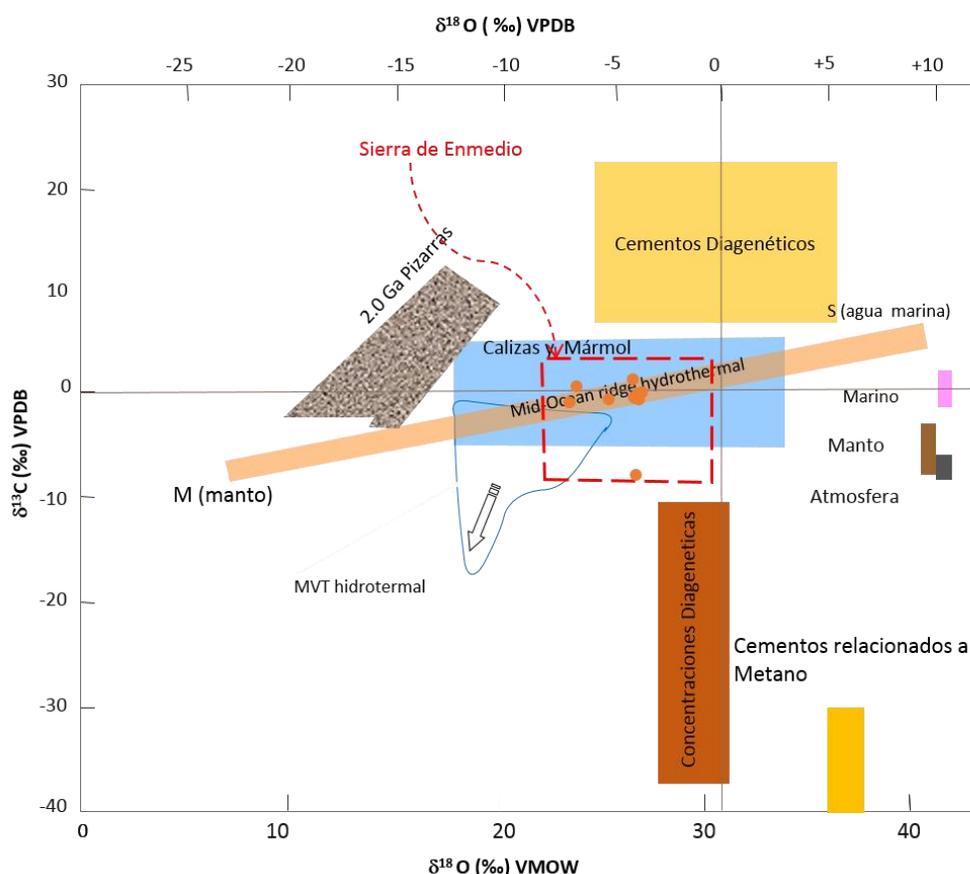


Figura 5.5. Gráfica del $\delta^{18}\text{O}$ VPDB vs $\delta^{13}\text{C}$ VPDB y su relación con otros datos. Los valores de la calizas y mármoles fueron tomados de Hudson (1977), los campos del hidrotermalismo son a partir de calcitas provenientes de cordillera midoceánica con una mezcla de carbón derivado del manto (M) y carbón derivado de agua marina (S) (Stakes y O'Neil 1982) y para el campo de hidrotermalismo, las calcitas son provenientes de los depósitos de la Sierra de Enmedio. (Richardson *et al.*, 1988, modificado de Rollinson 1993).

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 origen son dos posibles fuentes “magmática y oceánica” (Figura 5.6). Los análisis de isótopos estables de S, concernientes a la Formación Minas Viejas reportaron una concentración de 18.6‰ ($\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$). Mientras los resultados de S en la barita son generalmente más

enriquecidos con rango de -0.2 a 43.9‰ de $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$. Los análisis de isótopos estables de S, concernientes a cristales de galena colectados en distintas vetas de la Sierra de Enmedio, reportaron un rango entre 4.51 a 10.8‰ ($\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$) (Figura 5.7), (Tabla 5.2).

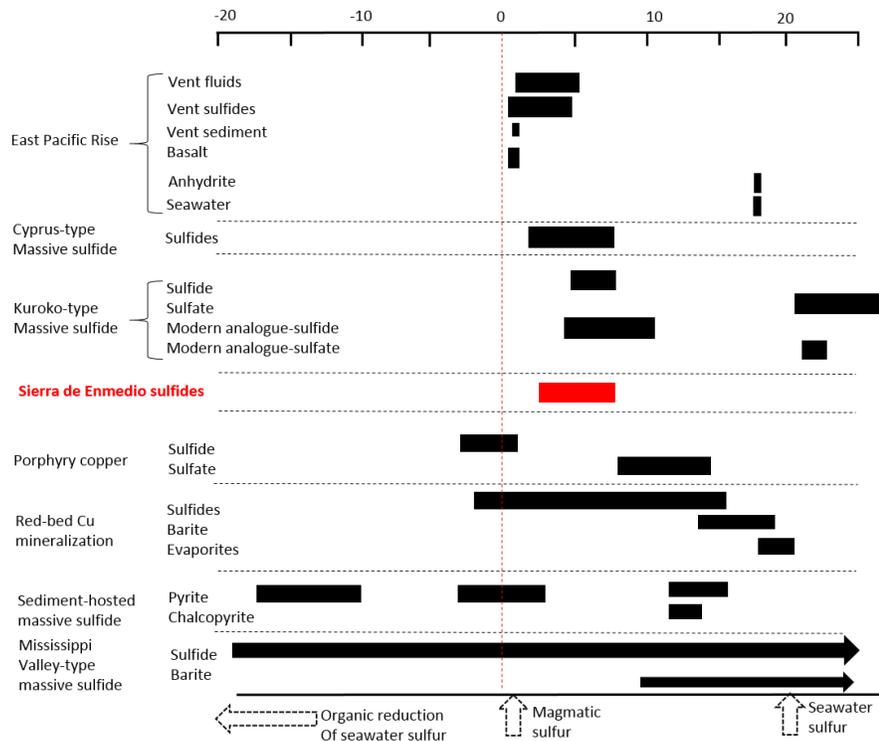


Figura 5.6. Valores de $\delta^{34}\text{S}$ en el depósito de la Sierra de Enmedio. También el gráfico muestra los depósitos naturales de isótopos de azufre.

Considerando los resultados obtenidos y analizando las características geológicas, estructurales y litológicas del área de estudio, podemos proponer el siguiente contexto, con respecto a este elemento. Los resultados de los isótopos de azufre en esta investigación sugieren que la fuente de azufre ($\delta^{34}\text{S}$) procede de un sistema magmático, es decir de algún intrusivo no aflorante y que pudiera estar emparentado con los plutones erosionados del llamado cinturón calcoalcalino

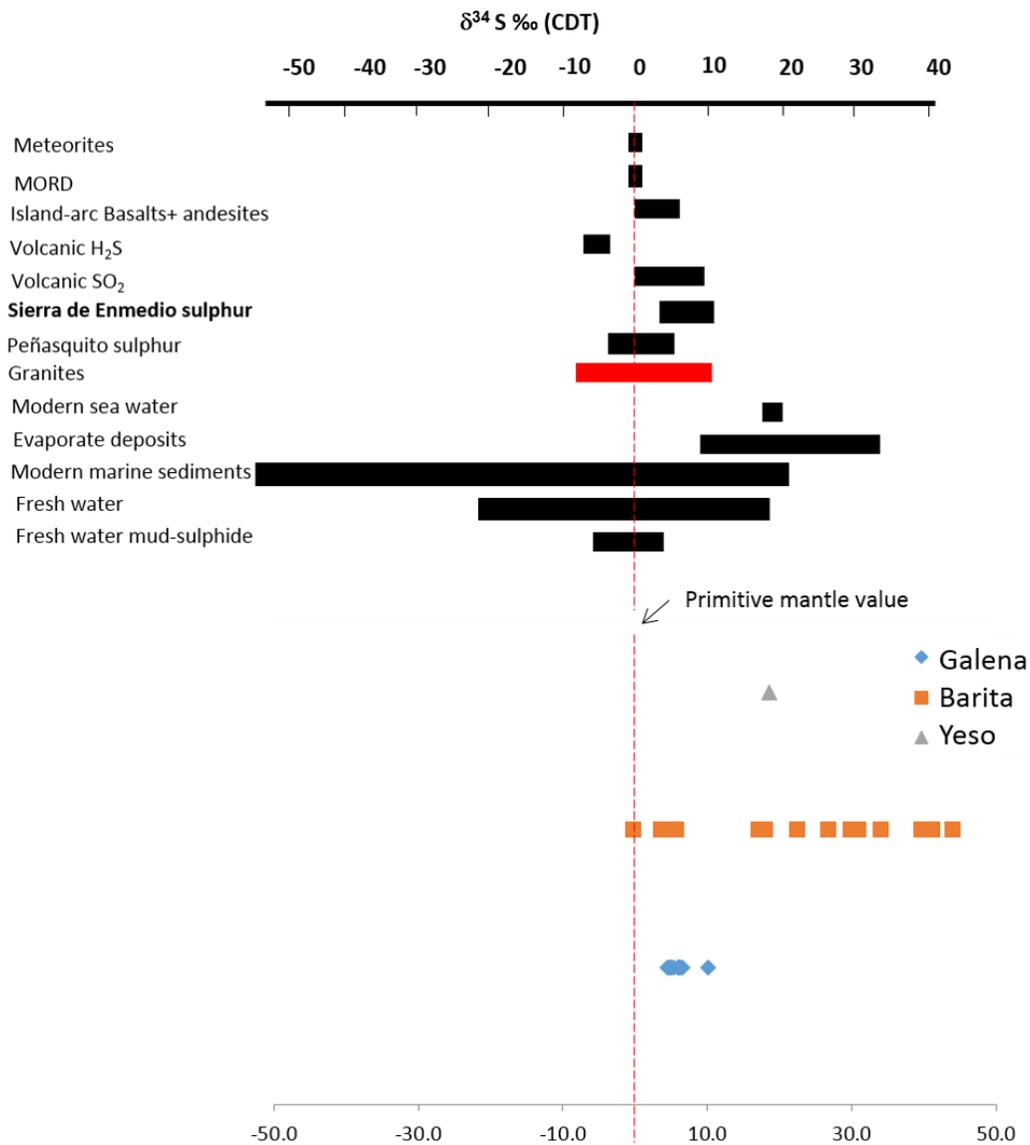


Figura 5.7. Valores de $\delta^{34}\text{S}$ en el depósito de la Sierra de Enmedio y minerales sulfurosos en depósitos hidrotermales Modificado de Rollinson (1993) y Rocha-Rocha (2016).

Monclova-Candela que documentó Chávez-Cabello (2005). Este posible plutón sepultado pudo haber tenido interacción con aguas meteóricas, mismas que a su vez habrían reaccionado, a través del tiempo, con los sedimentos carbonatados de la Formación Cupido, roca sedimentaria encajonante de las estructuras mineralizadas, modificando con esto su composición isotópica, hasta alcanzar los

valores que se han señalado en este trabajo. Por otra parte, el enriquecimiento de del $\delta^{34}\text{S}$ podría deberse a la integración de azufre a las soluciones hidrotermal magmático cuando atravesaron las unidades evaporitas del Jurásico (*i.e.* Formación Minas Viejas).

Con base en algunas de sus características geológicas y geoquímicas, los depósitos minerales de la Sierra de Enmedio, nos permitió hacer una comparación con otros depósitos con características similares ubicados en el territorio mexicano.

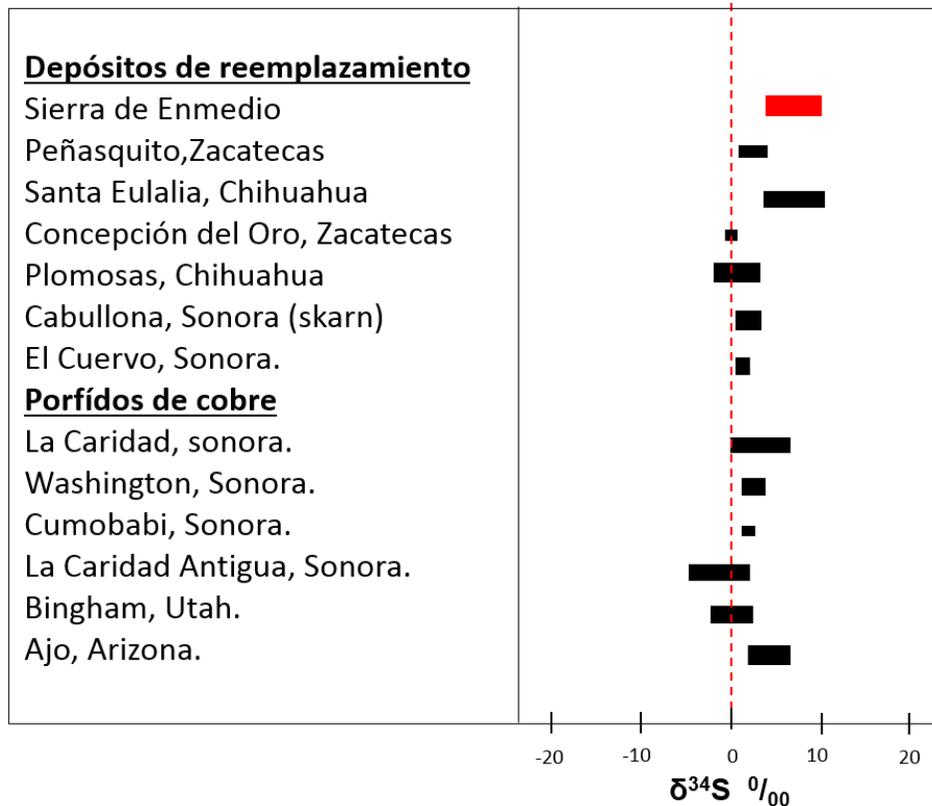


Figura 5.8. Rango de valores de $\delta^{34}\text{S}$ en sistemas geológicos (Tomado y modificado de Hoefs, 1980, Zuñiga-Hernández, 2010 y Rocha-Rocha, 2016). La zona sombreada de color rojo vertical representa el rango de los valores de $\delta^{34}\text{S}$ obtenidos en la Sierra de Enmedio.

Los depósitos hidrotermales incluyen un gran espectro de valores isotópicos como lo son los depósitos de pórfidos cupríferos, vetas y de reemplazamiento, que aparentemente se encuentran carentes de una firma isotópica distintiva a pesar de

las diferencias en su roca encajonante, metales, minerales (*in* Zúñiga-Hernández, 2010). Los valores $\delta^{34}\text{S}$ de sulfatos y sulfuros de la mayoría de los depósitos emparentados con los plutones son consistentes con un origen magmático, mostrando valores alrededor del 0‰. En contraste, los isótopos de los sulfuros volcanogénicos son normalmente enriquecidos en $\delta^{34}\text{S}$ (+12 a + 39‰) debido a que la fuente principal del azufre se deriva mayormente del agua mar. Los valores $\delta^{34}\text{S}$ sulfuros para los depósitos tipo *Mississippi Valley type* tienen un amplio rango, entre -20 a > 20‰. Como podemos ver en la figuras 5.6 y 5.8, los resultados de $\delta^{34}\text{S}$ para los sulfuros de la Sierra de Enmedio, presentan firmas similares al rango de $\delta^{34}\text{S}$ de los yacimientos de Peñasquito y Santa Eulalia, sugiriendo que el control estructural jugó un papel importante en la migración de fluidos hidrotermales magmáticos, relleno de estructuras con mineralización de sulfuros, sulfatos, fluoruros y carbonatos.

CAPÍTULO 6. ANÁLISIS DE DATOS MAGNÉTICOS DE LA CARTA VILLA

ALDAMA G14-A75

6.1. Introducción al Análisis de Datos Magnetométricos

Los métodos geofísicos constituyen una excelente herramienta científica para la exploración de los recursos naturales incluyendo los depósitos minerales. Estos permiten de una manera rápida, inferir y definir las características físicas del subsuelo, como estructuras geológicas mineralizadas de gran importancia para la programación de exploración y bien obras directas para el aprovechamiento de los recursos minerales. La detección y posterior exploración de los yacimientos minerales exigen el conocimiento de la génesis, forma de emplazamiento de la mineralización, geometría y relaciones entre las diversas unidades litológicas involucradas.

Estas situaciones pueden discernirse con métodos geofísicos, ya que en general, las rocas han sufrido diversas alteraciones mineralógicas que les confieren propiedades físicas contrastantes (densidad, conductividad eléctrica, susceptibilidad magnética, propiedades elásticas, etc), permitiendo la detección a profundidad desde un estudio superficial.

Los estudios que utilizan geofísica aérea de alta resolución son una herramienta de exploración rápida, eficaz, que es muy utilizada en la exploración minera. Esta técnica consiste de vuelos de baja altura aplicando dos o más métodos simultáneamente, los cuales son de gran ayuda para conocer el contexto geológico

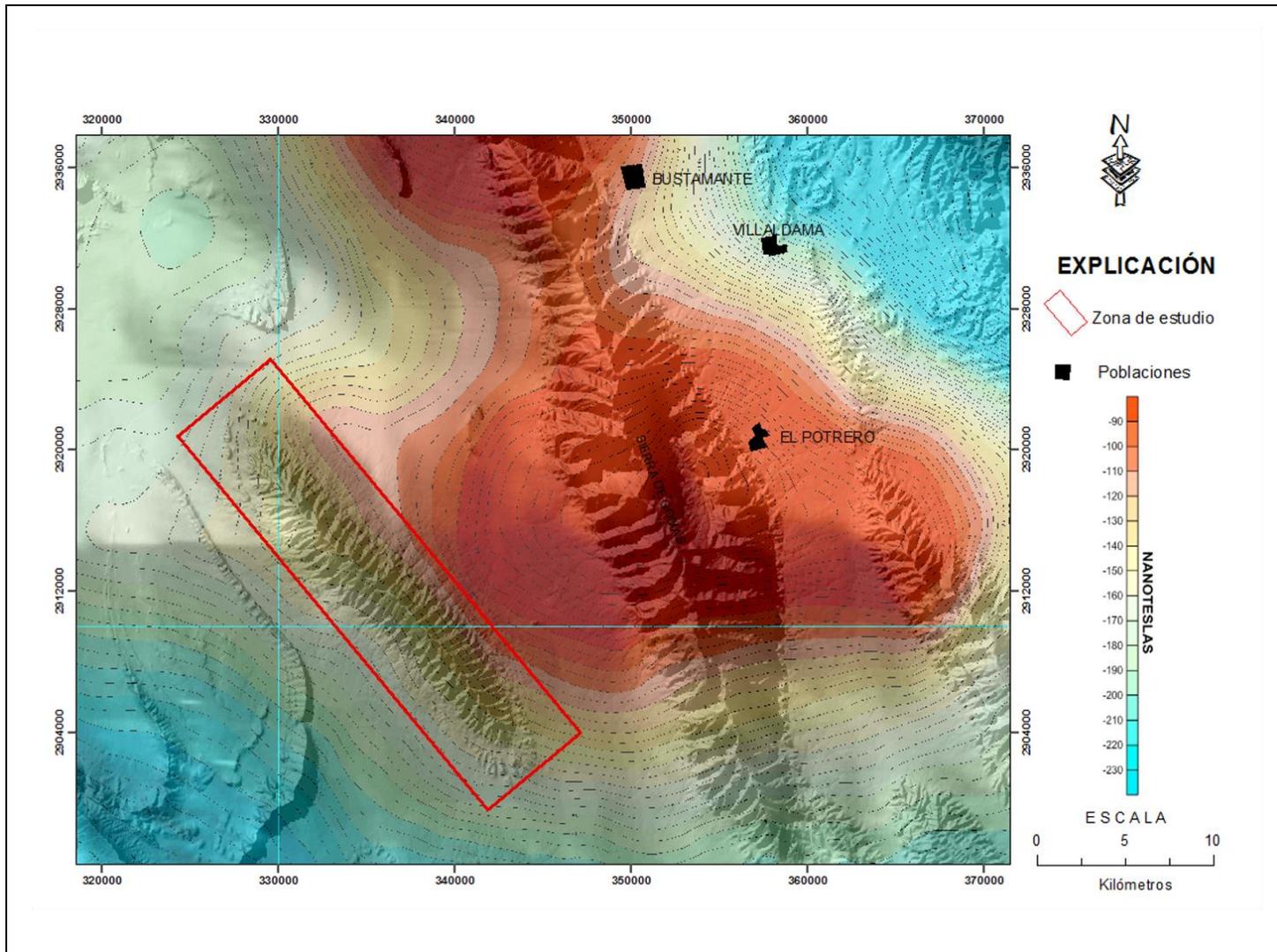


Figura 6.1. Mapa de configuración del Campo Magnético Total y el área de estudio Sierra de Enmedio.

de una región, especialmente en lugares donde los afloramientos son escasos y la cubierta es extensa Hernández-Pérez *et al.*, (2016).

En este trabajo fueron analizados los resultados de aeromagnetometría regional y el levantamiento de alta resolución utilizando el (*i.e.* método de magnetometría aérea), realizados por el Servicio Geológico Mexicano; en la región de Villaldama, N.L. (Figura 6.1). Esto, con la finalidad de sustentar la continuidad de estructuras geológicas y unidades litológicas sin expresión superficial.

6.2. Información Aeromagnética

La interpretación incluye, información magnética, realizada por el Servicio Geológico Mexicano (SGM). Los datos analizados fueron obtenidos del vuelo aeromagnético realizado en 1999, con una altura de vuelo sobre el nivel del terreno de ~300 y -1000 m, así como distancia entre líneas de vuelo de 1,000 m y de 10,000 m entre líneas de control.

La magnitud del Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF, 1995) fue sustraído para realizar el mapa de contornos (Figura 6.1). Los parámetros del campo Geomagnético al centro del área analizada son los siguientes: 1) Intensidad: 46426 nT, 2) Inclinação: 55° 11', 3) Declinación: 07° 10'.

6.3. Equipo Utilizado en el Levantamiento

Un avión Islander modelo BN2-A21 fue la aeronave utilizada para los vuelos y donde fue instalado un sensor magnético de vapor de cesio de marca GEOMETRICS G822-A, de bombeo óptico con resolución de 0.001 nT con sensor fijo. El posicionamiento de las trayectorias de vuelo fue llevado a cabo mediante el

sistema de navegación por satélite (GPS), usando el módulo ASHTECH GG24 GPS + GLONASS, 16 M, y como estación base el magnetómetro portátil Gem System GSM-19, efecto Overhauser con sensibilidad de 0.01 nT. El programa utilizado por el Servicio Geológico Mexicano para el procesado de los datos fue el *Oasis Montaj de Geosoft*.

6.3.1. Procesos Analíticos Realizados

Algunos procesos analíticos a los datos aeromagnéticos fueron aplicados (*i.e.* reducción al polo y aplicación de un filtro pasa bajas) con la finalidad de enfatizar los rasgos geológicos en el mapa de Campo Magnético Total. El mapa regional fue generado aplicando un filtro pasa bajas (*Butterworth*) al Campo Magnético Total reducido al polo, diseñado para cuerpos con profundidades máximas de 2.6 km. En este mapa fue eliminada la respuesta de altas frecuencias y con ello las fuentes magnéticas someras. Por lo tanto, en el mapa está mostrando solo la respuesta de las bajas frecuencias correspondientes a estructuras y cuerpos intrusivos profundos (SGM, 1999).

6.4. Análisis de la Información

La obtención de información en áreas específicas de interés seleccionadas en esta resulto llevando a cabo el procesamiento de datos magnéticos generando distintos mapas simplificados como:

- ✓ Reducción al Polo que permite visualizar anomalías en un campo vertical permitiendo ver anomalías sobre y con una geometría representativa de los cuerpos causativos.

- ✓ Derivadas (verticales y horizontales) que permiten resaltar las transiciones laterales (*i.e.* contactos litológicos) y patrones estructurales.
- ✓ Señal Analítica y definición de patrones estructurales permite la dilucidación de posición y profundidad de las fuentes magnéticas.

6.5. Resultados de Magnetometría Regional

La interpretación cualitativa, es de carácter regional, indica los rasgos magnéticos principales. Estos resultados están sujetos a discusión pero son presentados como una base para análisis más profundos, de acuerdo con el objetivo y el uso de la información. En general, estos nos permiten visualizar anomalías.

6.5.1. Mapa de Reducción al Polo

Una de las ventajas de trabajar con el campo magnético reducido al polo (Figura 6.2) en lugar del campo magnético residual o total, es que nos permite ver las anomalías en un campo vertical donde puede observarse que las anomalías sufrieron modificaciones en su posición y magnitud respecto al Campo Magnético Residual (CMR), pero con una geometría representativa de los cuerpos causativos. Este proceso es logrado mediante la realización del símil a través de un filtro matemático (Baranov y Naudy, 1964) es decir trasladar la zona de trabajo al polo norte y en donde la inclinación del campo magnético es vertical.

Generalmente, las anomalías gravimétricas positivas tienden a estar localizadas sobre las masas que las originan, lo que nos permite visualizar la señal correspondiente a las bajas frecuencias. Estas, típicamente atribuidas a estructuras

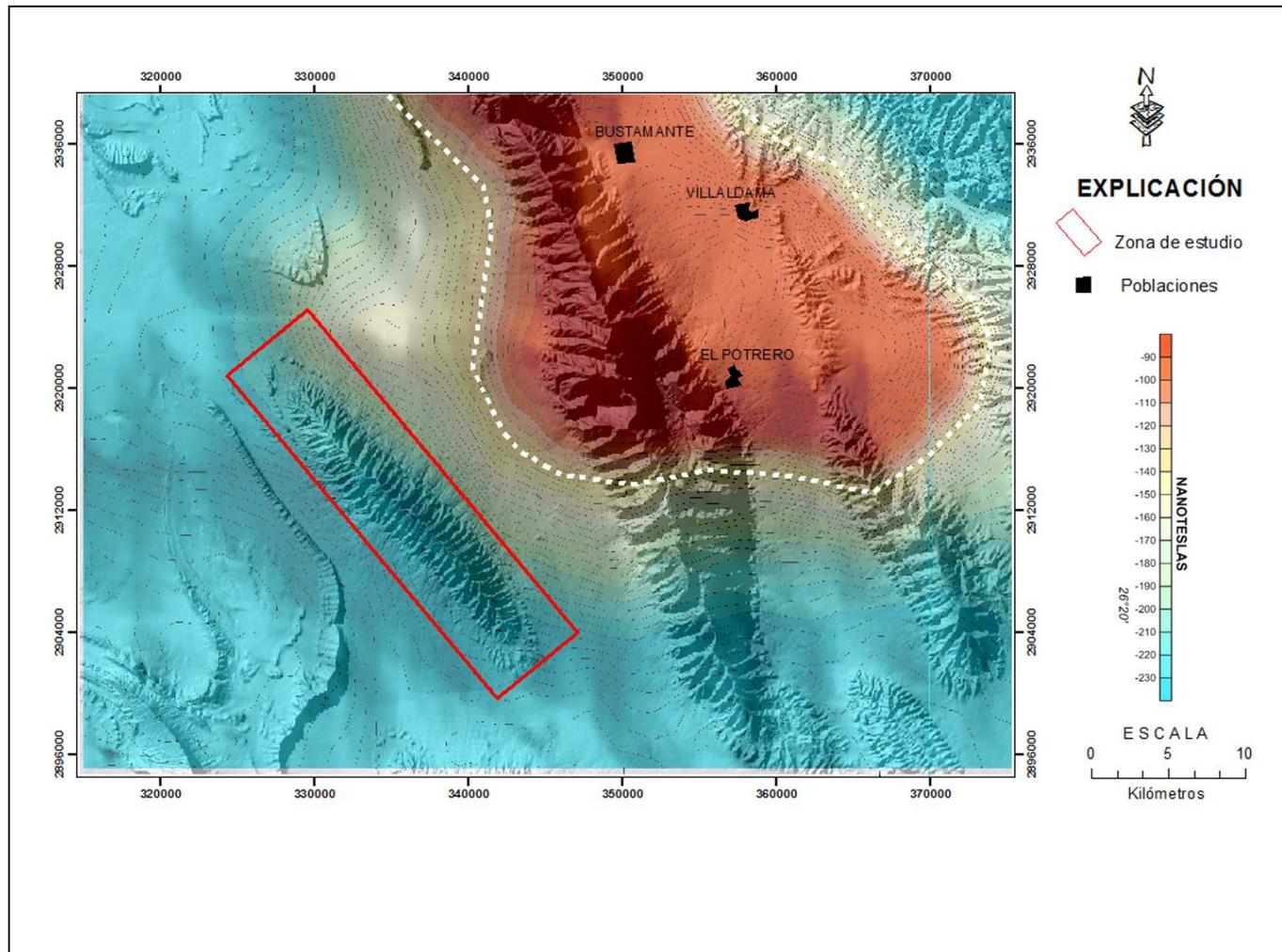


Figura 6.2. Mapa de la configuración del campo magnético reducido al polo. Obsérvese en la porción noroeste una anomalía aeromagnética asociada a la continuación hacia el sur del pórfido de Au-Mo de Providencia. Los contornos de las líneas de isovalores están espaciados cada 10 nt.

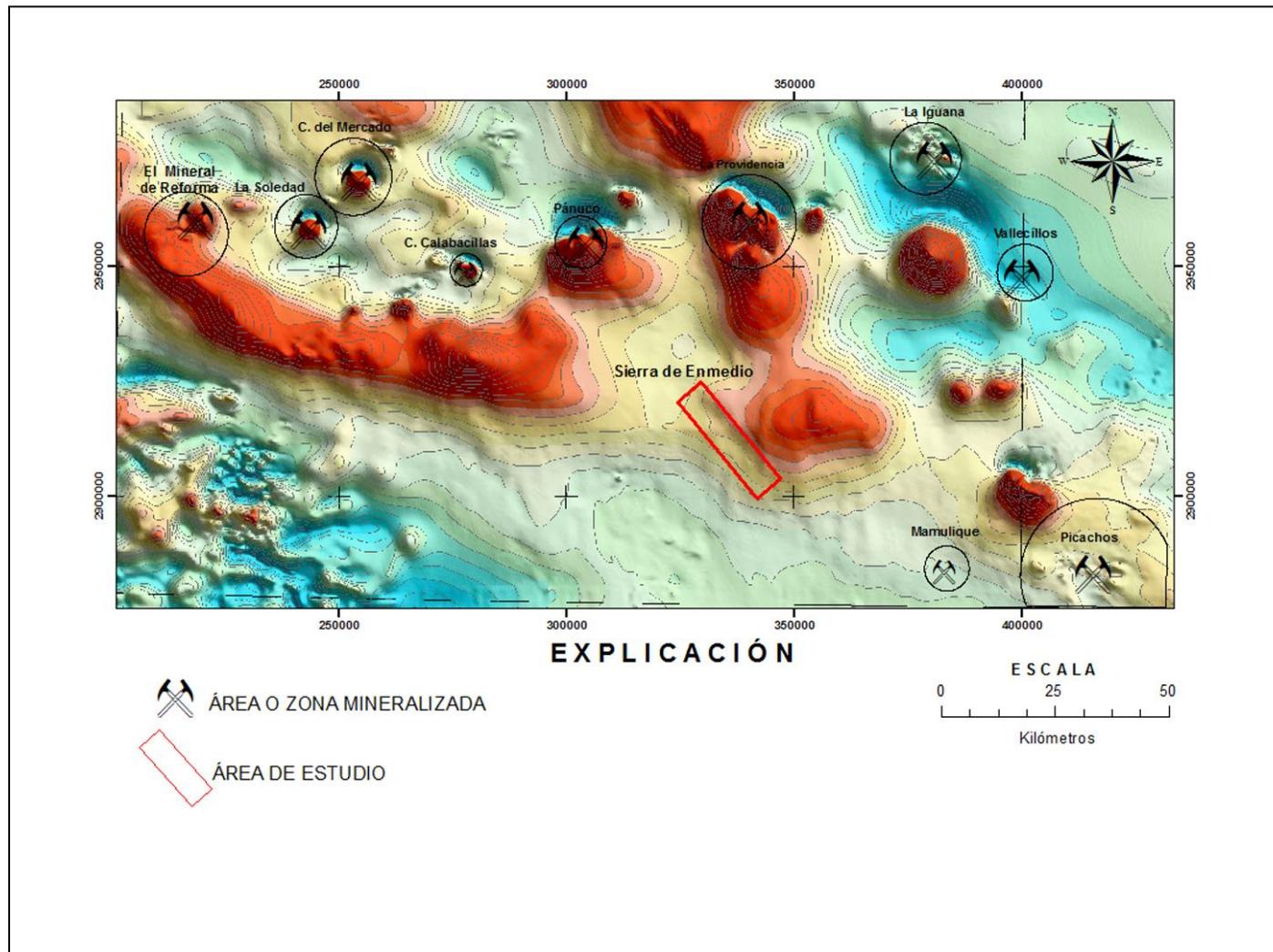


Figura 6.3. Mapa de magnetometría regional, donde podemos observar las diferentes localidades mineras en el noreste de México [Cartografía escala 1:250,000 Servicio Geológico Mexicano (SGM)].

y cuerpos intrusivos aflorantes o sepultados profundos como es el caso de los cuerpos que se presentan en esta región, (Figura 6.3).

En el análisis de la información del Reducción al Polo (RP) es utilizable el término de “Dominio”. Esto permite identificar zonas dentro de la configuración magnética que presentan características de longitud de onda y amplitud similares.

Estos dominios aeromagnéticos pueden constituirse por una o varias unidades litoestratigráficas, o bien varias unidades litoestratigráficas pueden constituir un solo dominio magnético. Los dominios aeromagnéticos son respuestas magnéticas provocadas por los diferentes cuerpos ocultos o en superficie con diferente contenido de magnetización y que reflejan las diferentes intensidades magnéticas definidos como dominios.

El presente análisis de la información dio como resultado tres dominios aeromagnéticos indicados con los números I, II, y III, que están diferenciados de acuerdo a su intensidad de magnetización, gradiente magnético y amplitud dipolar. A continuación están descritos cada uno de los dominios interpretados en el proceso de RP.

Dominio Magnético I (RP).

El dominio aeromagnético I localizado en la zona noreste del área en estudio con una anomalía monopolar abarcando las zonas de Bustamante, Villaldama y El Potrero (Figura 6.4). Cabe mencionar que no muestra una dipolaridad normal, indicando un cuerpo magnético de grandes dimensiones de forma elipsoidal, con su eje mayor de rumbo NW-SE, (Figura 6.4). La correlación geológica es con el cuerpo

intrusivo (no aflorante dentro del área, pero identificado en el distrito minero de Panuco e intrusivo Providencia (*i.e.* zonas ubicadas al norte y noreste del área de estudio) (Figura 6.3). Este debe de contener minerales magnéticos (magnetita y/o pirrotina) y que a diferencia con la roca sedimentaria encajonante hace un fuerte contraste entre ambas unidades litológicas.

Dominio Magnético II (RP).

El dominio aeromagnético II, está situado en la porción noroeste del área en estudio y de manera general está representado por anomalías dipolares de formas levemente ovaladas (Figura 6.4). Estas son atribuidas a la respuesta de cuerpos intrusivos de composición variada (Pascacio-Toledo, 2014), emplazados bajo la cubierta sedimentaria Cretácica y Cuaternaria (Figura 6.4).

Dominio Magnético III (RP).

El dominio III localizado en el extremo centro sur del mapa, con presencia de distorsiones magnéticas o por respuestas magnéticas suaves que forman zonas de bajo gradiente (Figura 6.4). Esta anomalía baja es debido a la casi nula susceptibilidad magnética. Este dominio está relacionado con la presencia de rocas sedimentarias. Estas rocas están distribuidas en toda la superficie en la mayor parte del área, definiendo parcialmente al sur la Cuenca de La Popa (Pascacio-Toledo, 2014).

6.5.2. Mapa de las Derivadas Verticales

Otro de los filtros utilizados en el procesamiento e interpretación de la información es la derivada vertical del campo magnético. Ésta es principalmente

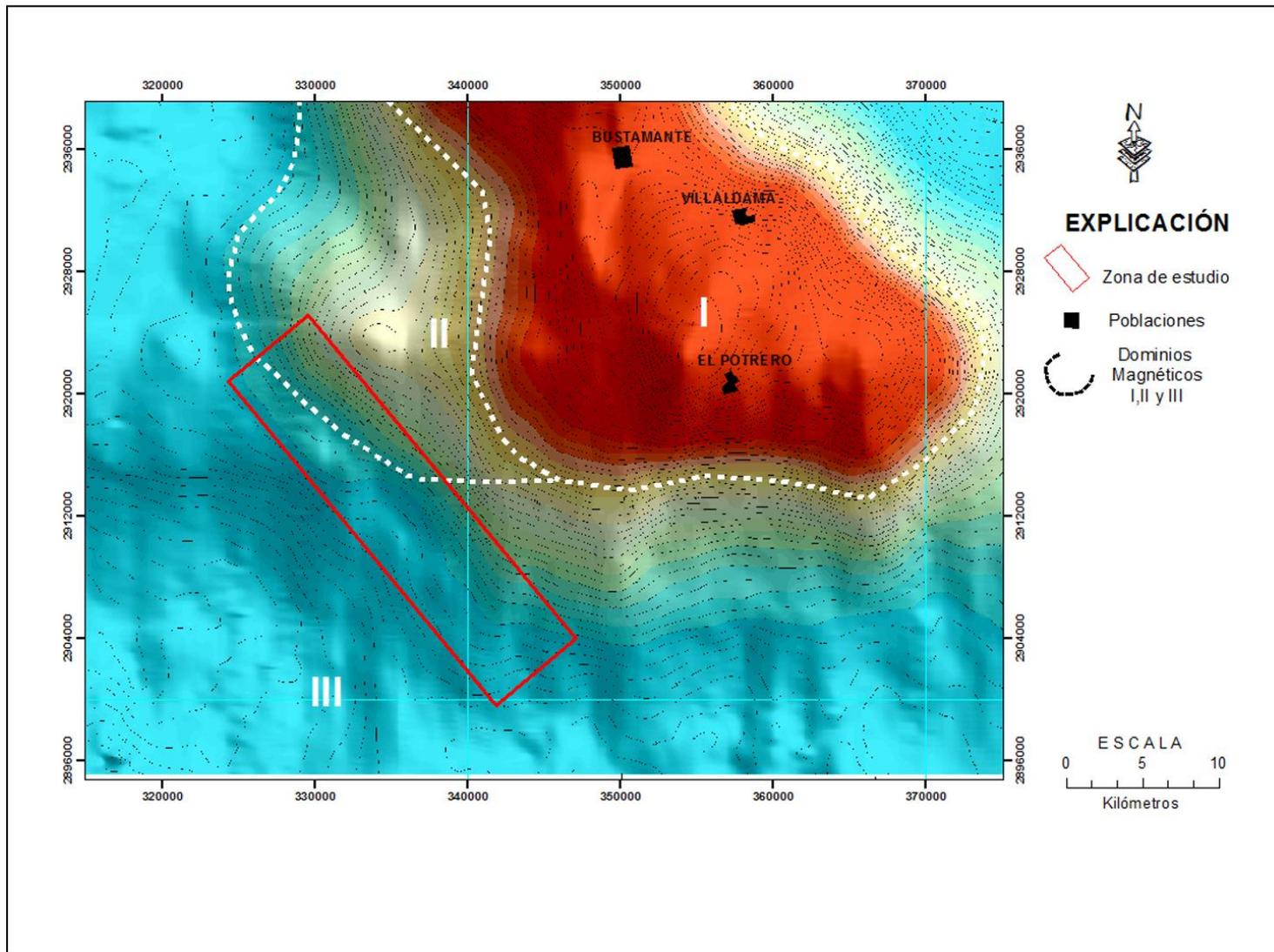


Figura 6.4. Mapa de la configuración del campo magnético reducido al polo y dominios magnéticos.

usada, para resaltar contactos y pequeños rasgos asociados con anomalías magnéticas. La primera derivada representa el gradiente vertical indicando sobre la razón del cambio de la anomalía con la altura.

6.5.2.1. Primera Derivada (1aDz)

En mapa de la configuración de la primera derivada vertical (1aDz) del campo magnético reducido al polo, muestra anomalías con tendencia a agudizarse en los bordes y mejorar sus características superficiales. Esto permite una mejor ubicación espacial del origen de ejes y límites de las mismas, determinando al mismo tiempo los lineamientos aeromagnéticos asociados a patrones estructurales como fallas y/o fracturas y contactos litológicos, que pudieran ser poco visibles en la superficie debido a que están encuentran sepultados por unidades litológicas más recientes.

Pascacio-Toledo, (2014), realizó una interpretación aeromagnética de la carta Villaldama G14-A75 a escala 1: 50, 000, que incluye el área de estudio. El resultado muestra dos lineamientos magnéticos principales, uno en dirección NW-SE y el otro de dirección NE-SW. Estos lineamientos pueden ser la respuesta de las fallas de origen profundo, pero pudieran indicar el límite de los diferentes cuerpos interpretados y que se presentan formando grandes bloques positivos (color rojo), donde la variación de los colores o intensidad de los dominios, es debido a la diferente composición de las rocas (Figura 6.5). Los lineamientos aeromagnéticos destacados son en dirección NW-SE (Figura 6.5). Estos fueron representados usando el diagrama de Rosas (Figura 6.6). En este mapa las intensidades de campo magnético varían de -18.0 nT a 24.0nT.

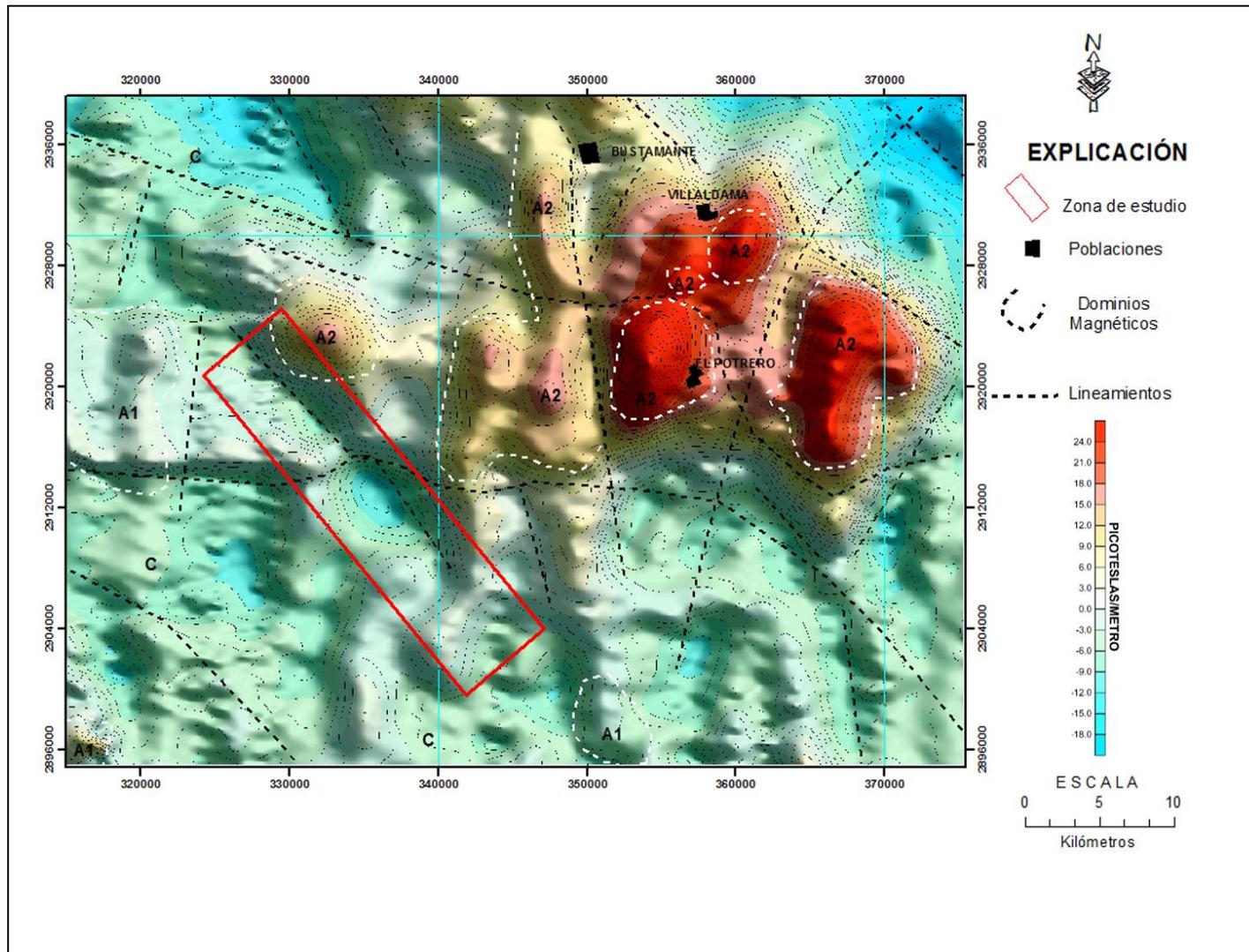


Figura 6.5. Mapa de Campo Magnético Reducido al Polo con los dominios Aeromagnéticos.

Además, el mapa define tres dominios aeromagnéticos indicados con las letras A1, A2, y C, diferenciados de acuerdo a su intensidad de magnetización, gradiente magnético y amplitud dipolar (Figura 6.5).

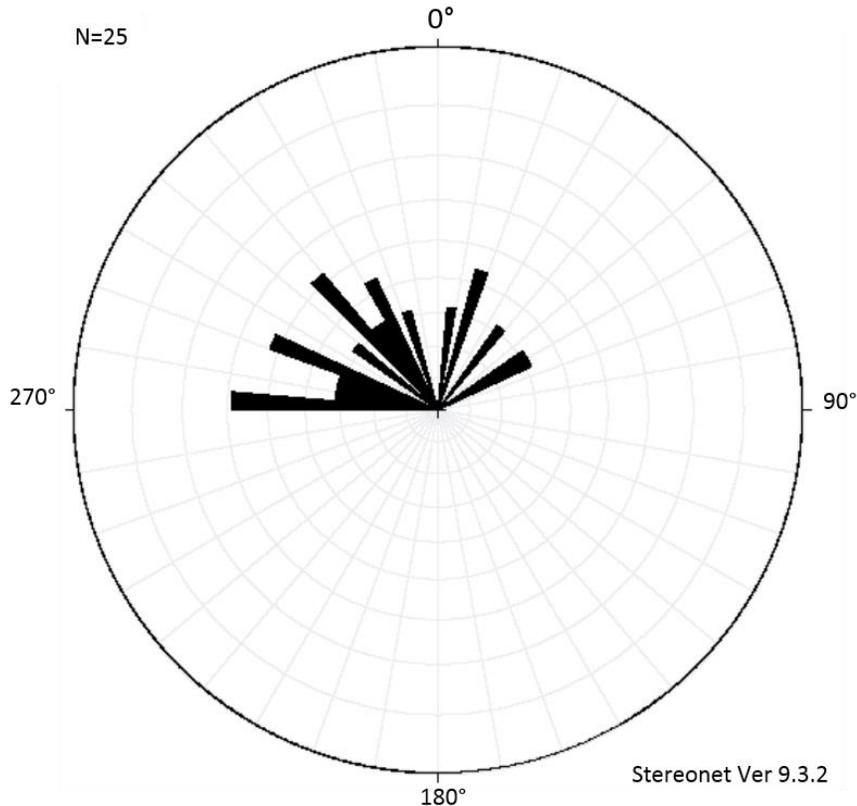


Figura 6.6. Diagrama de rosas con direcciones preferenciales de los lineamientos aeromagnéticos dentro del área de estudio.

Dominio Magnético A1 (1aDZ)

El dominio magnético A1, es generalmente atribuido a rocas intrusivas de composición félsica a intermedia. Esta anomalía es caracterizada por una respuesta dipolar de gradiente moderado y de pequeñas dimensiones en la presente interpretación. En el área fueron definidos un total de tres dominios A1 en la porción sur de la carta.

Dominio Magnético A2 (1aDZ)

Los dominios magnéticos A2 son generalmente atribuidos a la respuesta de cuerpos intrusivos de variada composición. En las zonas aledañas del área de estudio fueron definidos siete dominios A2. La respuesta magnética es atribuida a la presencia de un cuerpo ígneo intrusivo emplazado bajo la cubierta sedimentaria. Espacialmente estos están delimitados al sur por la traza de la falla la San Marcos la cual sirve de límite al sur del Arco de Tamaulipas e Isla de Monclova (Chávez-Cabello, *et al.*, 2005).

Dominio Magnético C (1aDz)

El dominio magnético C está representado por distorsiones magnéticas o por respuestas magnéticas suaves que forman zonas de bajo gradiente, debido a la casi nula susceptibilidad magnética, o por la presencia de rocas sedimentarias. Estas rocas están distribuidas en la mayor parte de la región, definiendo al sur parcialmente la Cuenca de la Popa, ubicada al sur del área de estudio.

6.6. Resultados de Magnetometría de alta Resolución

El SGM, realiza el levantamiento aerogeofísico de alta resolución, liderado por Hernández-Pérez *et al.*, (2016), incluyendo los métodos de magnetometría y radiometría de rayos gamma, cubriendo el área de la Sierra de Enmedio.

En el estudio, un magnetómetro Geometrics G822-A instalado en helicóptero con el sensor magnético móvil remolcado a 30 metros fue empleado. Los vuelos fueron realizados a una altura de ~120 metros sobre el terreno, con líneas de rumbo

N 45° E separadas 250 metros. Los resultados fueron procesados con el programa *Geosoft*.

6.6.1. Análisis de la Información

El análisis de los datos magnéticos obtenidos fueron procesados, generando diferentes mapas como: 1) Reducción al Polo, 2) Primera derivada vertical, 3) Segunda derivada vertical, y 4) Reducción al polo en contrastes de grises. Este proceso fue usando el programa *Geosoft*.

6.6.2. Mapa de Intensidad Magnética de Campo Total

Dentro de la zona de la Sierra de Enmedio, fue detectada una anomalía magnética angosta de orientación aproximada NW 45° SE, esta anomalía se correlaciona con las estructuras vetiformes de mismo rumbo que afloran a lo largo de todo el anticlinal. Esta anomalía es de baja intensidad, (i.e. 10 a 12 nT), pero en el levantamiento de alta resolución, se define muy bien en virtud de la baja respuesta magnética de la roca encajonante (Figura 6.7).

Adicionalmente el mapa exhibe lineamientos magnéticos coincidentes con la orientación general de las rocas sedimentarias que conforman el anticlinal de Enmedio. Las respuestas magnéticas son interpretadas como que ciertos estratos contienen más minerales ferromagnéticos que los demás.

6.6.3. Intensidad Magnética de Campo Total Reducido al Polo

El mapa exhibe notoriamente anomalías asociadas a las estructuras mineralizadas, remarcando mejor la forma, intensidad y longitud de hasta 10 km, extendiéndose 2 km al NW en donde termina la sierra (Figura 6.8). Al poniente de esta anomalía existe una zona de bajos la cual podría estar indicando relación con una zona de falla. Esta anomalía tiene una estructura paralela al oriente, a la cual debe considerarse de importancia ya que la intensidad magnética varía de 58 a 74nT. Mientras que el rango de anomalías en el mapa varían de -7 a 85 nT.

6.6.4. Primera Derivada Vertical Del Campo Magnético Total

Al quitar el efecto regional del área cubierta con alta resolución, es posible apreciar la respuesta tanto de los estratos magnéticos, como de la estructura magnética asociada a los cuerpos mineralizados.

La interpretación cualitativa del espesor de la zona anómala a partir del ancho de la anomalía en la porción sureste que es de 300 metros, y señalan que puede representar el ancho del cuerpo magnético, del orden de 100 metros aproximadamente. La misma respuesta obtenida si en ese intervalo existen varias estructuras mineralizadas paralelas, lo que permite interpretar que la respuesta es la misma, registrándose una respuesta integrada.

Hacia la mitad noroeste, la anomalía es más ancha hasta alcanzar unos 600 metros en el extremo noroeste del área en estudio. Esto podría indicar la presencia de un cuerpo magnético de mayor espesor o la respuesta integrada de varias estructuras anómalas (Figura 6.9).

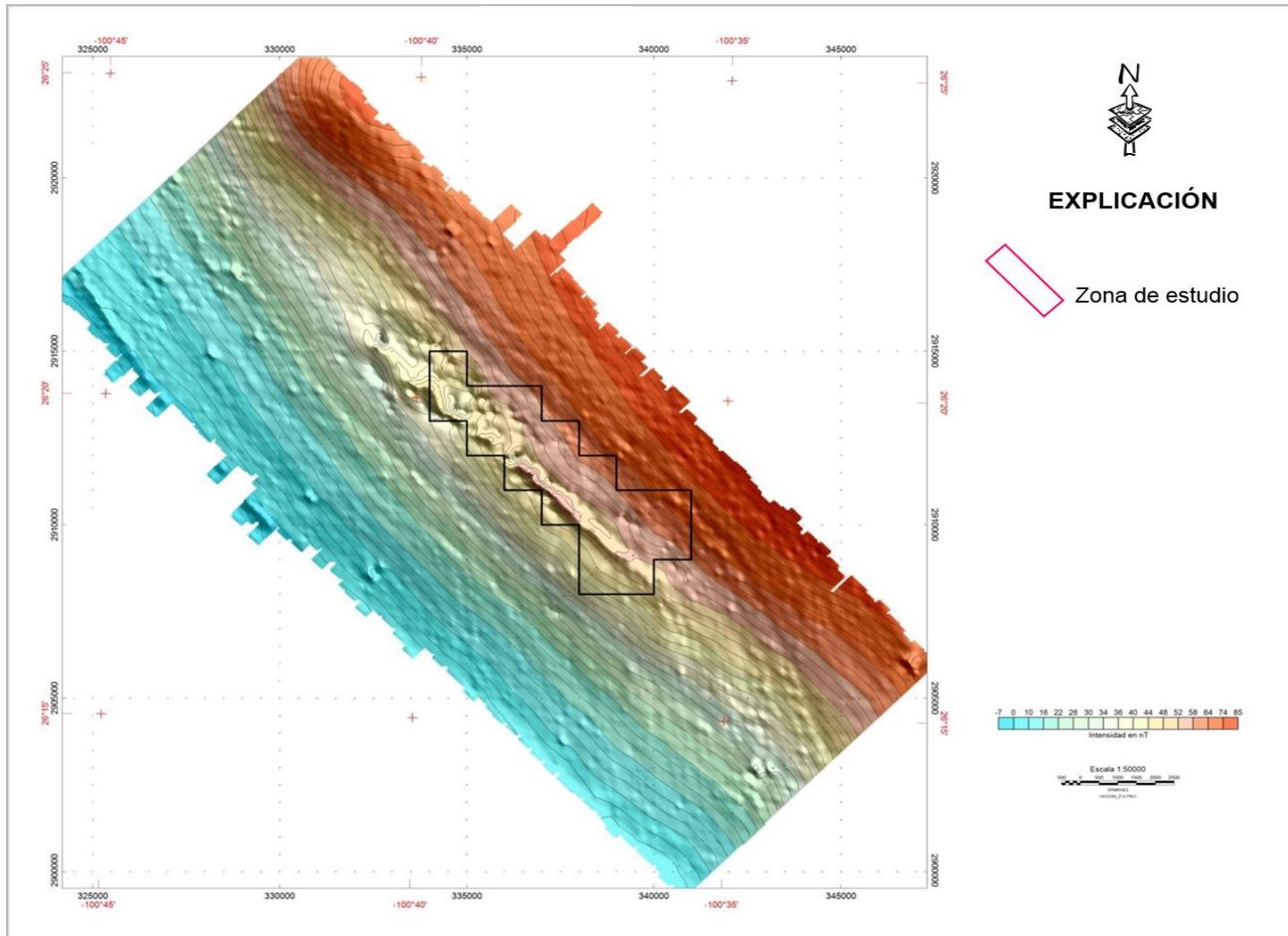


Figura 6.7. Mapa de intensidad magnética de campo total (micronivelado) reducido al polo Sierra de Enmedio.

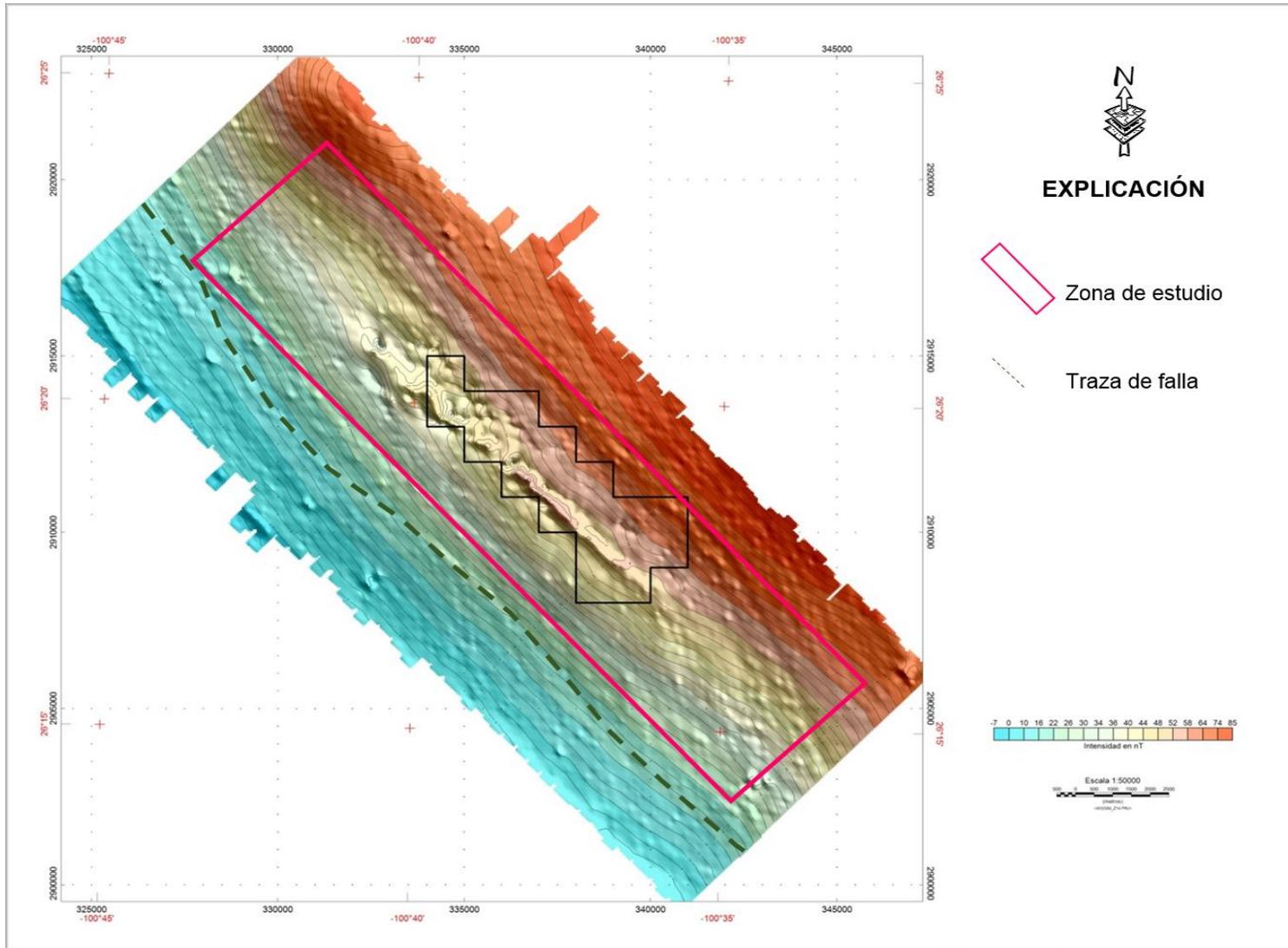


Figura 6.8. Mapa de intensidad magnética de campo total reducido al polo Sierra de Enmedio.

6.6.5. Segunda Derivada Vertical Del Campo Magnético Total

En este mapa es definido claramente las anomalías de las estructuras mineralizadas. Estas son separadas a manera de trazas magnéticas paralelas en la porción sureste, y por lo menos tres en la porción noroeste, que están asociadas a roca caliza de las formaciones Cupido, Peña y Aurora. Estas dos últimas son las rocas huésped de la mineralización en la Sierra de Enmedio (Figura 6.10).

6.7. Magnetometría Terrestre

Localmente en el sureste de la Sierra de Enmedio en la localidad de la mina “El Barranco”, Pascacio-Toledo, *et al.*, (2014) realizaron y leyeron tres líneas geofísicas utilizando el método de magnetometría. Este estudio fue con el propósito de conocer las respuestas magnéticas dentro de esta localidad, debido a que en esta área existen cuerpos mineralizados de calcita en forma de veta de hasta 30 m de espesor que a profundidad pudieran estar íntimamente asociadas a sulfuros y óxidos de Pb, Zn, Cu, Ag y Fe (Herrera-Monreal *et.al.*, 2014). Por lo tanto, el estudio geofísico fue ejecutado con la finalidad de conocer la profundidad y localización de las fuentes que produjeron los fluidos hidrotermales que mineralizaron, así como la continuidad de cuerpos mineralizados a profundidad. La línea 1 de rumbo N 50° W con 15 estaciones a cada 30 m, Línea 2 de rumbo N-S con 9 estaciones a cada 30 m, Línea 3 de rumbo N 70° W con 11 estaciones a cada 30 m, para un total de 1,050 metros de avance lineal.

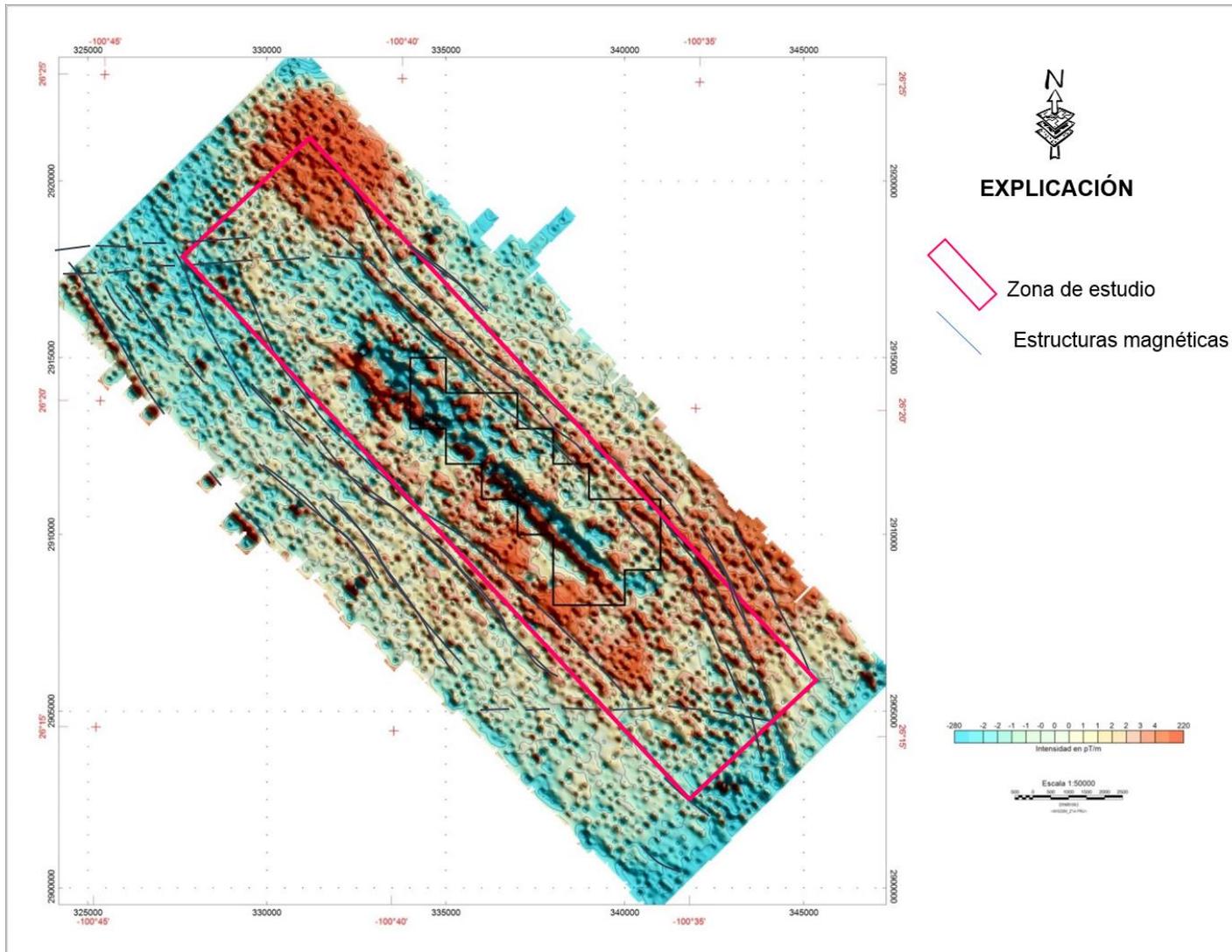


Figura 6.9. Mapa de la 1ª derivada (1dZ) del campo magnético total (micronivelado) reducido al polo Sierra de Enmedio.

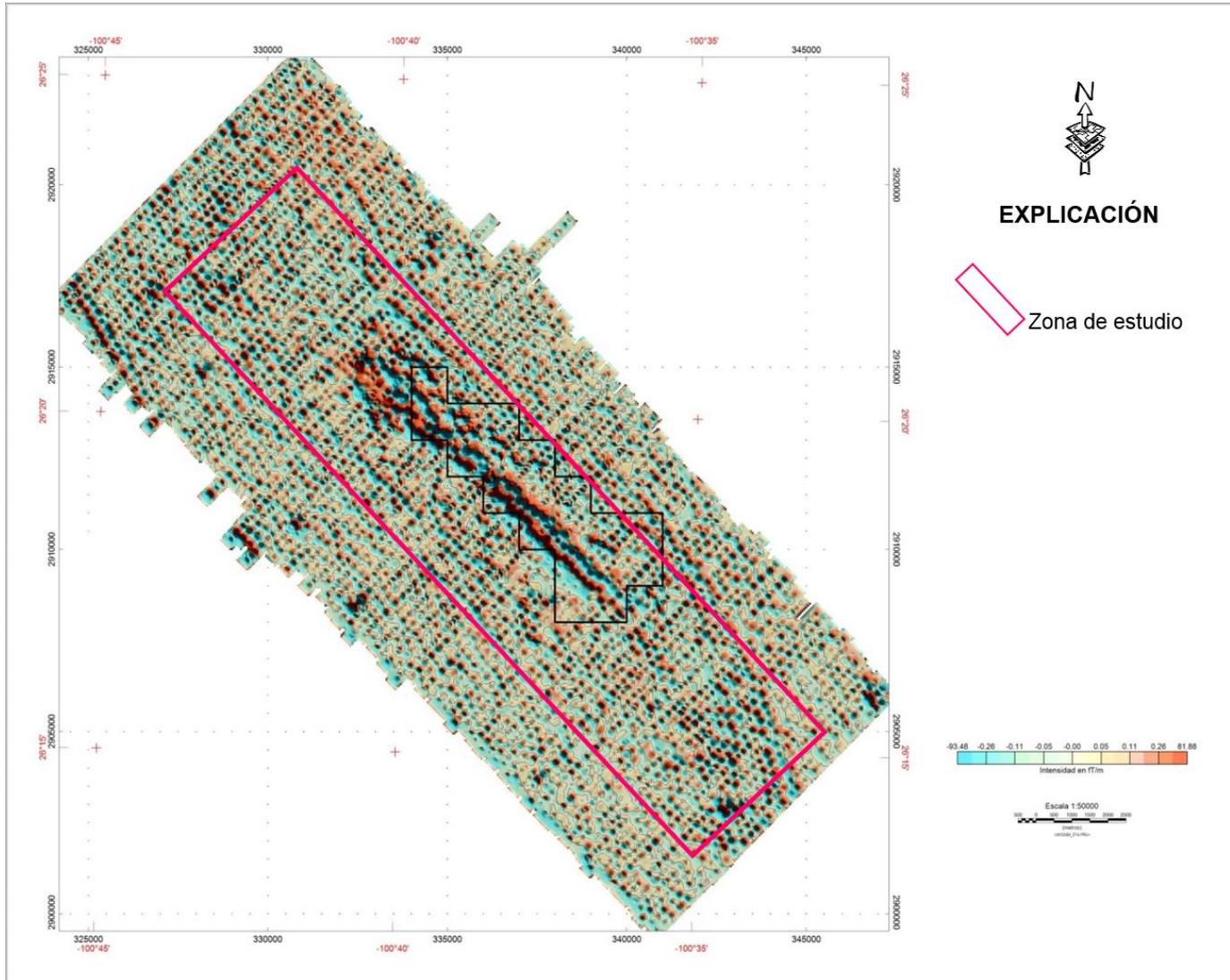


Figura 6.10. Mapa de la Segunda derivada vertical del campo magnético total, Sierra de Enmedio.

Los resultados de la interpretación de los datos obtenidos durante el levantamiento geofísico de la localidad “El Barranco”, permitió dilucidar lo siguiente:

- Determinaron dos dominios magnéticos A1 y C determinados por su intensidad magnética y gradiente magnético (Figura 6.11).
- El dominio magnético A1. corresponde a una respuesta magnética positiva con variación de intensidad de 44891 a 44903 nT, atribuida a posibles cuerpos ígneos aislados y emplazados en las rocas sedimentarias a profundidad

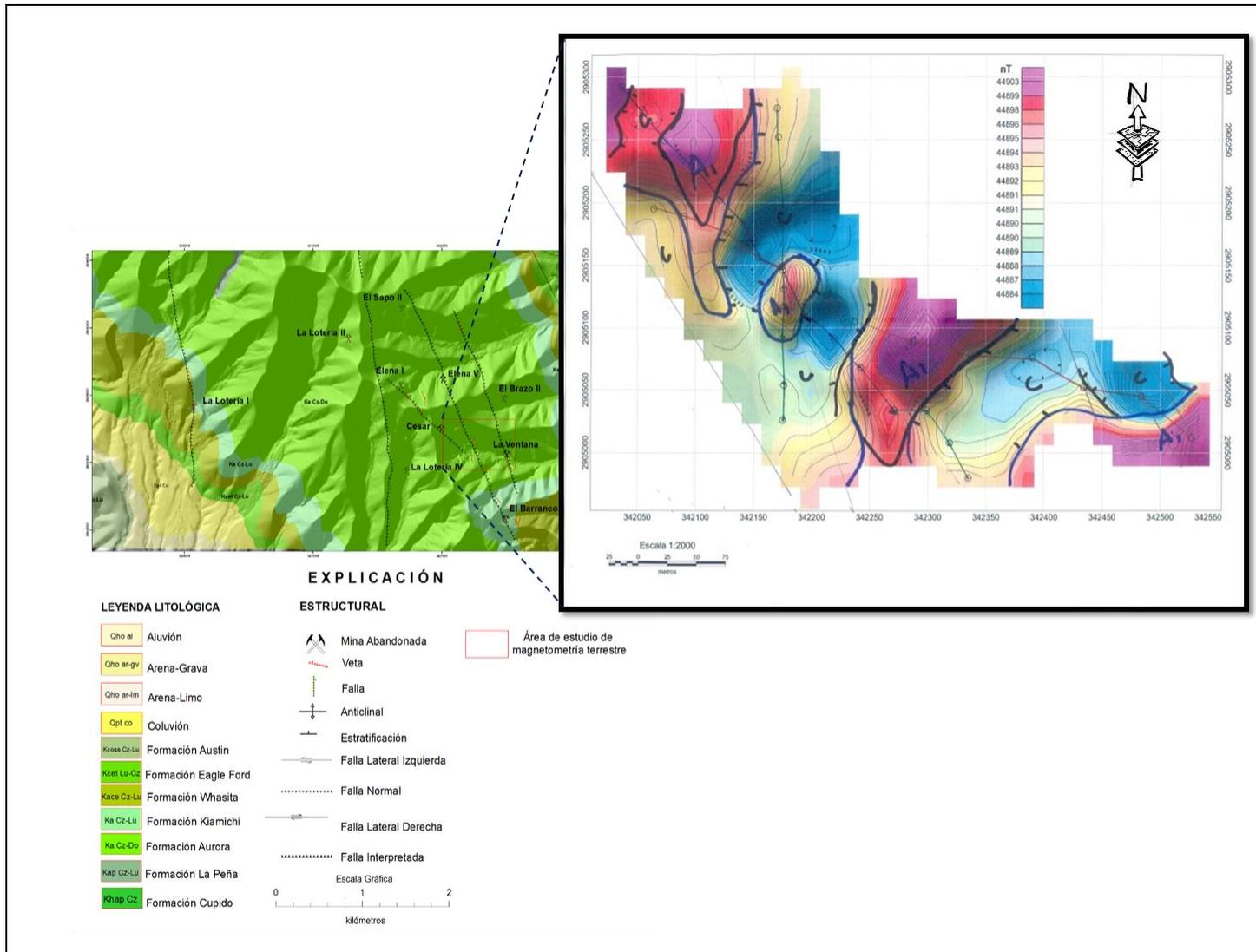


Figura 6.11. Mapa de configuración magnética del área El Barranco, área Sierra de Enmedio.

- En esta localidad fueron cuatro dominios magnéticos positivos A1, que al parecer están cortando a las estructuras mineralizadas de calcita.
- Dicha relación entre los dominios magnéticos y los cuerpos mineralizados confirman la correspondencia de los cuerpos ígneos regionales pertenecientes a sistema de intrusivos denominado Cinturón de Intrusivos Monclova-Candela (Chávez-Cabello, 2005).

Esto permite argumentar el origen de las soluciones mineralizantes y coadyuvar para la determinación del modelo yacimiento para la Sierra de Enmedio. También, podemos decir que existe la posibilidad de que existan cuerpos de sulfuros masivos a profundidad asociados a los cuerpos intrusivos, ya que cabe la posibilidad de tener una mayor superficie de contacto entre las rocas ígneas y sedimentarias.

En cuanto al dominio magnético C, corresponde a rocas sedimentarias con intensidad magnética que varía desde 44884 a 44890 nT, en este dominio está emplazada la mineralización principalmente de calcita, representada por valores de baja intensidad, (Figura 6.11).

6.7.1. Segunda Derivada (2aDz)

La segunda derivada vertical (2aDz) es comúnmente aplicada al total de los datos del campo gravimétrico para resaltar las anomalías asociadas a contactos geológicos o dominios magnéticos más superficiales. Además, ésta mejora las anomalías locales permitiendo delinear los bordes de los cuerpos anómalos en los datos, dando como resultado una mejor definición de las discontinuidades y su

relación con la geología. En la Figura 6.8 además de los tres dominios es posible observar el tamaño del cuerpo intrusivo del área de estudio, delimitado con el I, II y III. A continuación están descritos estos dominios y su correlación con los rasgos geológicos.

6.7.2. Dominio Aeromagnético I (2aDZ)

Este dominio situado en la zona de El Potrero (Figura 6.12), espacialmente asociado a rocas sedimentarias del Cretácico superior (*i.e.* lutita-caliza de la Formación Eagle Ford y caliza-lutita de la Formación Austin y depósitos de arena y grava del Cuaternario).

En esta área es posible apreciar una serie de anomalías magnéticas de alta intensidad con una extensión de hasta 22 km con orientación N-S, relacionados a profundidad a cuerpos magnéticos con alto contenido de magnetita y pirrotina sepultados por la gruesa capa de sedimentos. Además, otras alargadas con dirección N-S, algunas dipolares normales (*i.e.* alto magnético al sur y bajo magnético al norte), las cuales son relacionadas con el patrón de fallamiento identificado dentro del área de estudio, las cuales se han documentado como fallas normales y/o fallas de extensión que se desarrollan en la flexura del anticlinal de la Sierra de Enmedio, que desplazan a las unidades litológicas hasta centenas de metros, y que funcionaron como alimentadores de fluidos hidrotermales y deposición de mineralización.

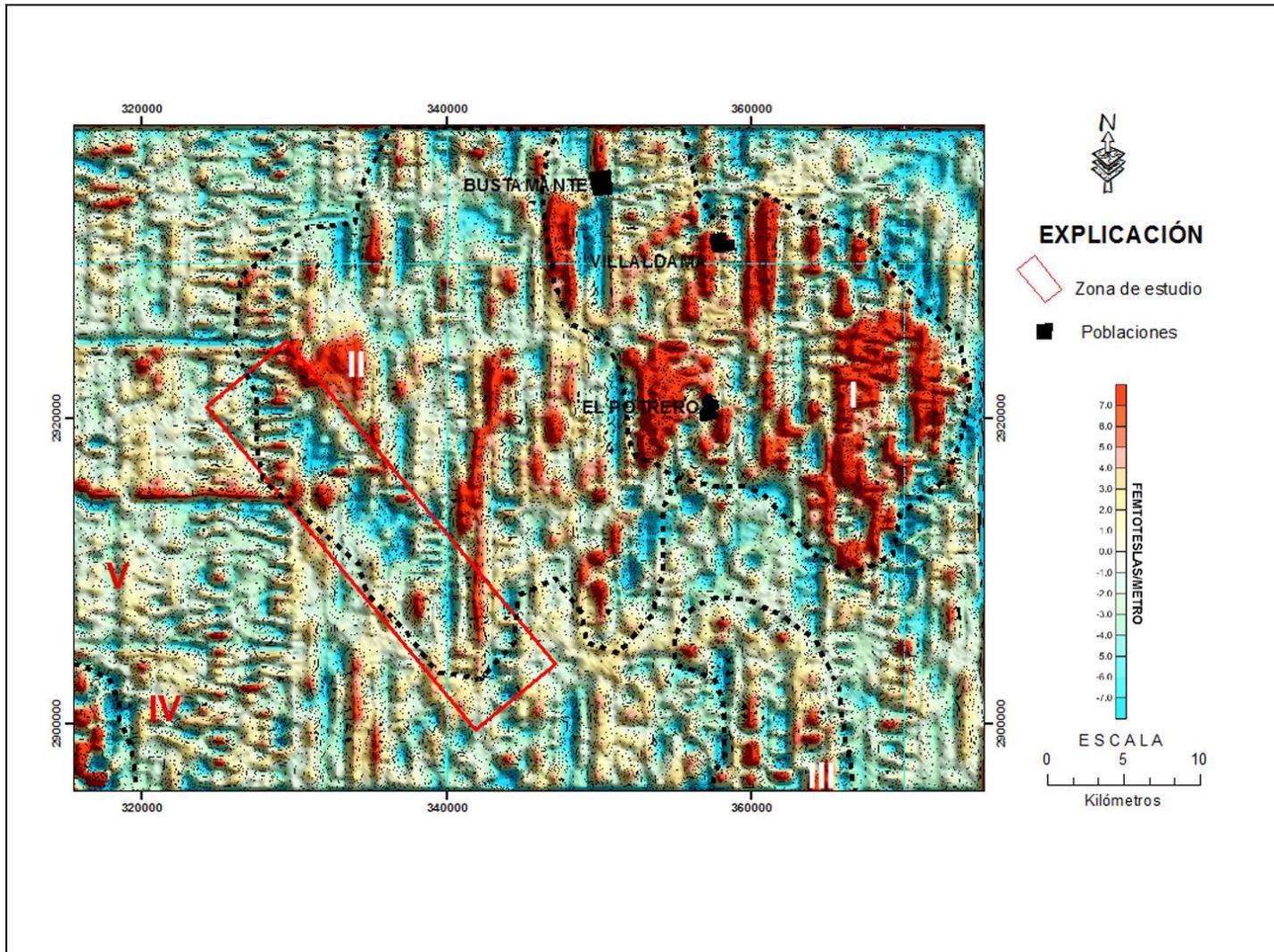


Figura 6.12. Mapa de la segunda derivada (2Dz) y dominios magnéticos relacionados con la geología del área.

Al poniente de este dominio aparece una anomalía con efectos de dipolaridad normal en donde existe manifestación de mineral metálico denominado mina La Guayada en la Sierra Gomas en el arroyo del mismo nombre. De acuerdo a Rivera-Martínez, 1985), realizó un reconocimiento geológico superficial del lote para estudios de dolomía.

6.7.3. Dominio Aeromagnético II (2aDz)

El dominio magnético II, está ubicado en la porción sur-centro del mapa (Figura 6.8) e incluye el área de estudio. Éste tiene una respuesta magnética que es correlacionada en superficie a rocas sedimentarias del Cretácico y depósitos de arenas, gravas, limos del Cuaternario. Además, en el área de influencia existe mineralización polimetálica (*i.e.* La Sierra de Enmedio y Gomas) que ocurre en forma de vetas de calcita hidrotermal asociada a óxidos de fierro (hematita, goethita y jarosita) y sulfuros (galena, esfalerita y pirita).

En las porciones sur-oeste, noreste, sureste y norte del mapa (Figura 6.12) fueron detectados cuerpos magnéticos de formas dipolares y monopulares. La mayoría de ellos están correlacionados en superficie con rocas sedimentarias cretácicas incluyendo las formaciones Cupido, Peña, Aurora, Kiamichi, Grupo Washita, Eagle Ford, Austin. Cabe mencionar que el emplazamiento de la mineralización está principalmente en las formaciones Cupido (Khap Cz) y La Peña (Kap Cz-Lu).

6.7.4. Dominio Aeromagnético III (2aDz)

El dominio magnético III caracterizado por una respuesta magnética de suave gradiente y muy baja intensidad con valores negativos que varían de -7.0 a -1.0 nT. El dominio está localizado en la porción sur oriental del área de estudio y presenta forma irregular (Figura 6.12). La correlación litológica superficial corresponde a rocas sedimentarias marinas jurásicas y cretácicas sin evidencia de mineralización metálica.

6.7.5. Dominio Aeromagnético IV (2aDz)

El dominio magnético IV está localizado en la porción suroeste del área de estudio y representado por una amplia anomalía magnética ligeramente orientada NW-SE. En esta zona la litología corresponde a cubierta aluvial que sobreyace a rocas clásticas de la Formación Upson (Figura 6.12).

6.7.6. Dominio Aeromagnético V (2aDz)

El dominio V aeromagnético delimita el valle, conformado superficialmente por arena, grava, arcilla y limo y algunos afloramientos al suroeste de la Formación Austin (Cz-Lu), Formación Upson (Lu-Lm) y Formación San Miguel (Ar-Lu) (Figura 6.12).

6.8. Señal Analítica (SA)

Otro de los algoritmos matemáticos utilizados en el estudio de la información aeromagnética, fue la señal analítica. Ésta ha sido utilizada ampliamente para localizar fronteras y profundidad de fuentes magnéticas.

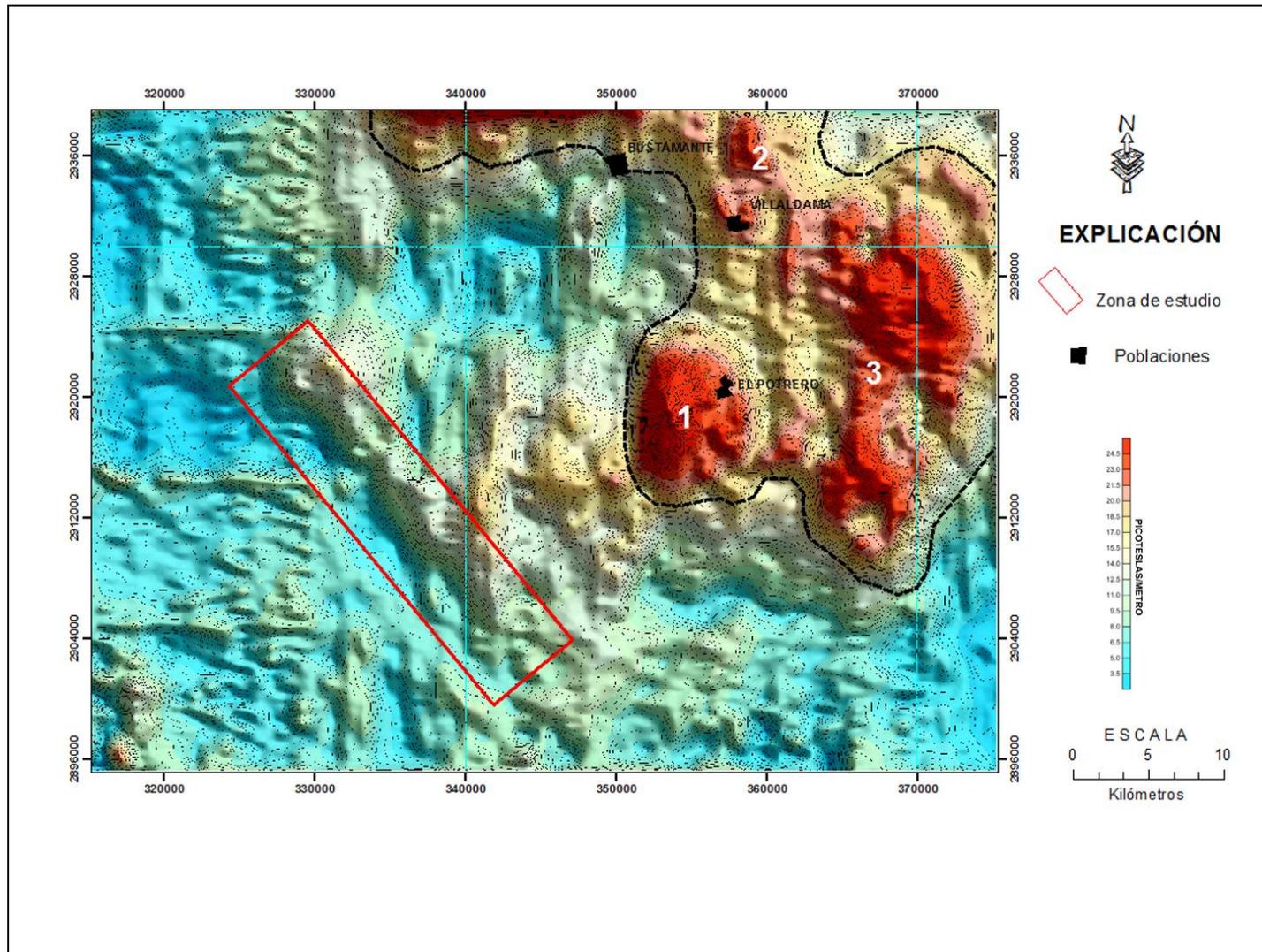


Figura 6.13. Mapa de señal analítica donde se definen las áreas de cuerpos magnéticos no aflorantes dentro de la zona de estudio.

La señal analítica (SA) definida como la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las derivadas en las direcciones X, Y, Z.

$$SA = \sqrt{ (dx*de + dy*dy + dz*dz) }$$

En el mapa generado con la SA (Figura 6.13), muestran los límites de los bordes de las anomalías permitiendo definir los cambios laterales (*i.e.* contactos litológicos) y patrones estructurales (*i.e.* fallas y/o fracturas) de la fuente magnética. Además, este algoritmo permite localizar otros cuerpos magnéticos. Observándose la ubicación de los 3 posibles cuerpos magnéticos asociados a las anomalías magnéticas de intensidad alta (Figura 6.13). La cercanía de las rocas sedimentarias calcáreas receptoras de la mineralización, hace que esta zona sea de gran importancia geoeconómica como estudios de prospección-exploración detallada.

CAPITULO 7. GEOLOGÍA ECÓNOMICA DE LA SIERRA DE ENMEDIO

7.1. Los yacimientos de la Sierra de Enmedio.

La Sierra de Enmedio está ubicada en el límite de dos cuencas sedimentarias marinas (*i.e.* Cuenca de la Popa y Cuenca de Sabinas), y en el borde occidental de un alto magnético. La estructura principal del área es un anticlinal conocido como de Enmedio, que presenta una dirección noroeste-sureste, y cuyo núcleo y flancos están conformados por rocas calcáreas marinas del Cretácico (*i.e.* formaciones Cupido, La Peña, y Aurora). El anticlinal fue afectado por dos sistemas de vetas-fallas que se asocian a un sistema de fracturas conjugadas de rumbo NW 45° SE y NW 18°-30° SE, dejando con mayor apertura las de rumbo N10° W, alcanzando longitudes de hasta 6 km y espesores de hasta 3 metros, desarrolladas en la Formación Cupido y Formación La Peña. La mineralización presenta zoneación vertical incluyendo desde la cima: calcita, fluorita, barita y local sulfuros (*i.e.* galena, esfalerita, estromeyerita), incrementando a la profundidad la concentración de sulfuros, así como zonas de enriquecimiento supergénica (anglesita, willemita, limonita y cerusita). Valores económicos incluye Pb-Zn-Ag, subordinados Au y Cu, sus texturas son de relleno de cavidades, drusas, bandeamiento, crustiformes, coliformes, en peine con cristales intercrecidos, algunos cristales maclados que rompen con el hábito de los cristales. Las inclusiones fluidas primarias en fluorita, calcita, y cerusita son saturadas (líquido, vapor, sólidos y opacos) e insaturadas (vapor y líquido-vapor) con temperaturas de homogenización que alcanzan firmas de fluidos magmáticos y efectos de ebullición. La alteración hidrotermal incluye local calco-silicatos, fílica, marmorización, recristalización y decalcificación. Los valores

$\delta^{34}\text{S}$ (VCDT) de muestras de sulfuros y sulfatos son relativamente uniformes con una aritmética significativa semejante a las firmas magmáticas.

Los cuerpos mineralizados están mayormente localizados hacia el núcleo anticlinal de la Sierra de Enmedio, que es conformado en su mayoría por Las Formaciones Cupido, Peña, Aurora, Kiamichi, Grupo Washita, Eagle Ford, Austin, hacia sus flancos.

Estructuralmente, el área de estudio ha sido afectada por eventos compresivos y distensivos que generaron diversas estructuras. Estos eventos propiciaron numerosas deformaciones de tipo dúctil, dúctil-frágil y frágil en la secuencia sedimentaria marina mesozoica. La secuencia de sedimentos clásticos, evaporíticos y calcáreos (i.e. cobertura mesozoica) está ligada a los paleoelementos que conformaron pilares o los bloques altos del basamento (Burro-Peyotes, Coahuila y archipiélago de Tamaulipas) y depresiones o cuencas (e.g. Sabinas y Chihuahua), conformando el Cinturón Plegado de Coahuila. Los primeros (incluyendo la Isla de Miquihuana) actuaron como contrafuerte rígido al choque de los esfuerzos laramídicos del Cretácico Superior-Paleógeno (Padilla, 1985), dando lugar a una serie de pliegues y fallas que afectan a rocas mesozoicas, resultado de esfuerzos compresivos y distensivos. Dentro de los primeros esfuerzos existe la deformación dúctil-frágil, que desarrolló cabalgaduras, mientras que la deformación frágil está representada por fallas de desplazamiento lateral y normal, con direcciones generales NW-SE. Las dimensiones de estas son del orden regional, que pueden interpretar como una gran zona de cizalla la cual constituye uno de los

controles estructurales favorables para el emplazamiento de yacimientos de contacto tipo *skarn* polimetálico.

Los cuerpos mineralizados afloran a lo largo de toda la cresta del anticlinal, donde se observa el desarrollo de varias obras mineras regularmente de baja escala, siendo la de mayor desarrollo las minas La Arrastrada y El Malacate. Estas obras están situadas en el flanco oriente del anticlinal de la Sierra de Enmedio (Figura 7.1).

La mina La Arrastrada tiene más de 300 m de desarrollo, así como inferior con desarrollo de 13 m. La mineralización consiste de una estructura mineralizada, tipo relleno de fisura o veta, con espesores que varían de 0.5 m a 1.8 m y reconocida en el interior de la mina por ~100 m. El mapeo a detalle de esta obra, muestra que la veta mineralizada presenta un rumbo NW 18°-26° SE y echado de 60° al SW. En la misma dirección existe una serie de venas de calcita, con óxidos de fierro y pirita diseminada, y el espesor de estas varía de 1-20 cm, (Figura 7.1). En el mismo sentido de las venas de calcita, existe una brecha monolítica conformada por fragmentos de caliza muy silicificados, y angulosos, soportados en una matriz de calcita, con posterior silicificación, sugiriendo posibles conductos alimentadores, con el desarrollo de fallas con dirección general NW-SE y N-S, las cuales cortan a las primeras seccionándolas en su continuidad. Regularmente, la roca alrededor de los cuerpos mineralizados, está muy recristalizada con local silicificación, y los fósiles están reemplazados completamente por sílice (Figura 7.2).

En el nivel inferior de esta obra fue posible observar la continuidad de la estructura mineralizadas, así como el desarrollo de enriquecimiento supergénico, representado por limonita (jarosita y goethita), hematita, carbonatos (calcita y cerusita), sulfatos (anglesita y barita), así como local sulfuros de plomo y zinc.

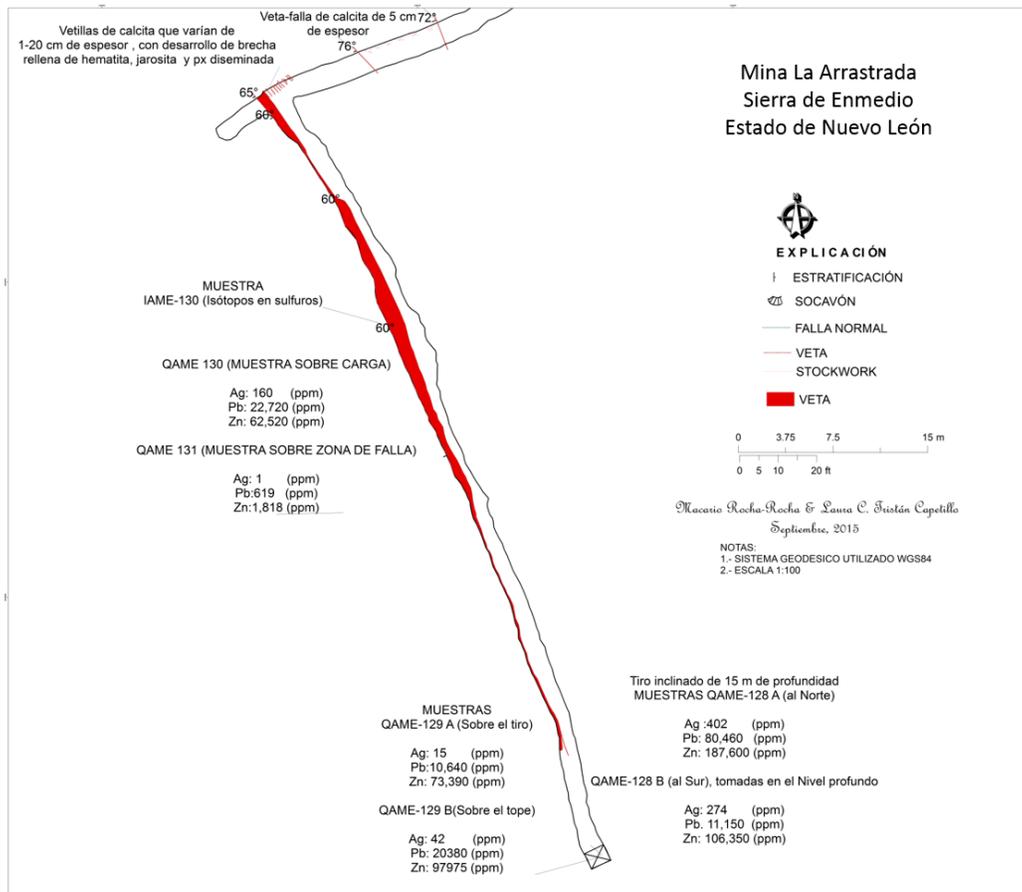


Figura 7.1. Plano de mina La Arrastrada, escala 1:100. Nótese en color rojo la estructura mineralizada. La mina está situada en el flanco oriente del anticlinal de la Sierra de Enmedio.

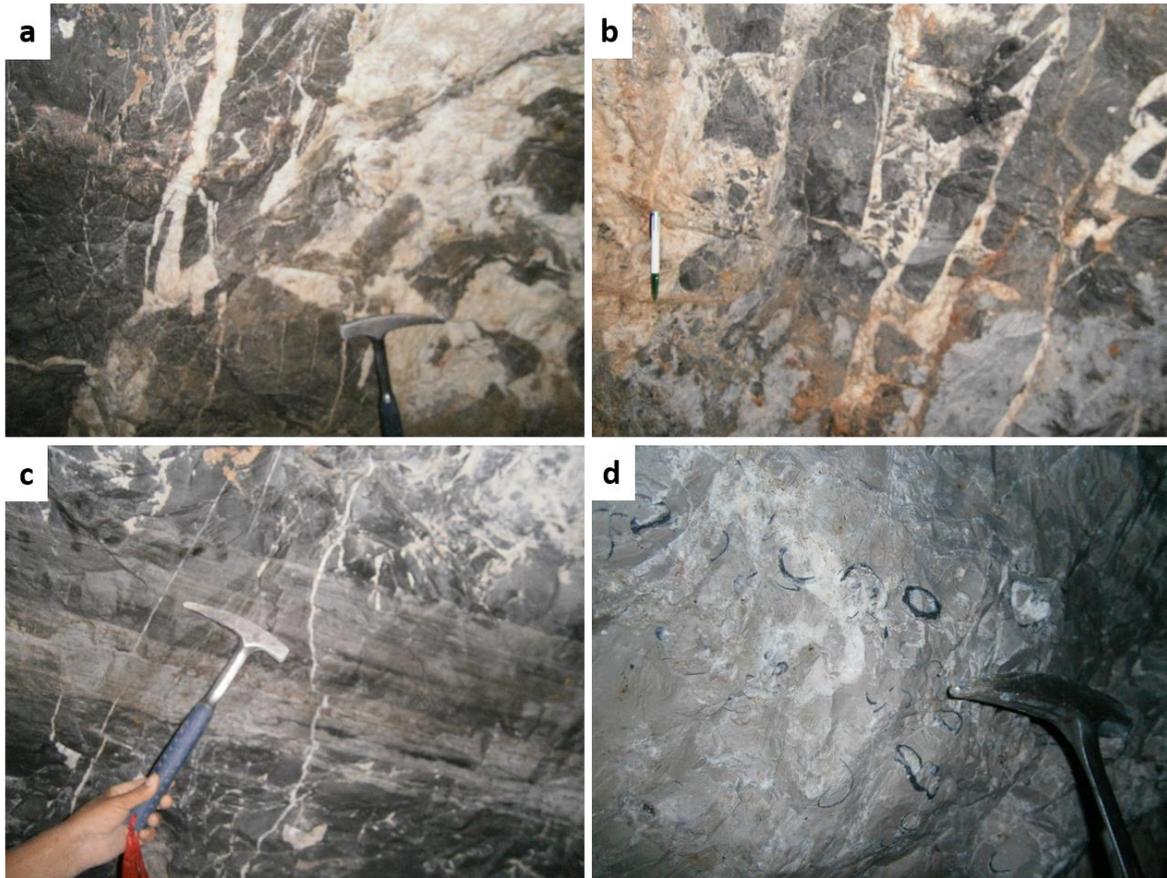


Figura 7.2. Fotografías de algunos detalles de mineralización y controles estructurales de la mineralización dentro de la mina La Arrastrada. a) Detalle de las vetillas de calcita, con algo de óxidos de hierro y sulfuros diseminados (pirita). b) Brecha monolítica de fragmentos de caliza muy silicificada, angulosos, en matriz de calcita. c) detalle de la caliza cercana al cuerpo mineralizado, la cual se encuentra muy silicificada. d) Detalle de los fósiles de la Formación Cupido, siendo reemplazados por sílice.

El frente de la mina El Malacate está localizados 100 metros arriba de la obra anteriormente mencionada (coordenadas 338240 E, 2910104 N). El desarrollo es aproximadamente de 60 m en un solo nivel, aunque pudiese ser mayor, ya que existen vestigios de un viejo malacate que comunica a niveles inferiores a los cuales fue imposible el acceso por el estado deteriorado que presentan. El rumbo de la estructura principal es de NW 18° NE, e inclinación 70° al SW. La estructura corresponde a relleno de fisuras que conforma una veta, con un espesor promedio

de 1.0 m, y 5 m de longitud conocida aproximadamente (Figura 7.3). El mapeo a detalle de esta obra minera, permite definir que la veta principal está conformada principalmente por calcita, barita, galena y fluorita. En los bordes de la estructura, presenta desarrollo de alteración fílica, representada por minerales de cuarzo y sericita, mientras que hacia los bordes de los conductos alimentadores existe intensa marmorización de la caliza (Figura 7.4).

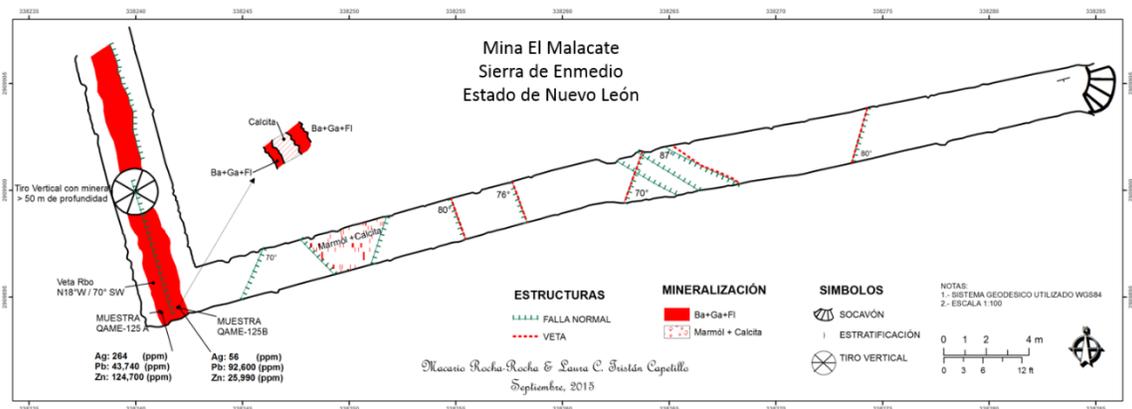


Figura 7.3. Plano mostrando el detalle en mina El Malacate (escala 1:100), ubicada en el flanco oriente del anticlinal de la Sierra de Enmedio.



Figura 7.4. Fotografías mostrando detalle de la mineralización y alteración en la mina El Malacate. a) Conductos alimentadores de los fluidos hidrotermales, hacia los bordes se observa una intensa marmorización en la caliza. b) Veta de calcita (Ca), barita (Ba), Galena (Ga) y Fluorita, que hacia sus bordes desarrolla una moderada alteración fílica.

7.2. Alteración hidrotermal y supergénica

Las rocas que encajonan los depósitos minerales de la Sierra de Enmedio, fueron afectadas por procesos de tipo hidrotermal y supergénica, los cuales son evidenciados en las distintas formas, texturas y asociaciones de minerales que fueron adheridos o perdidos durante estos procesos. Los principales minerales de alteración hipógena consistente en cuarzo, sericita, silicatos (granates, piroxenos), carbonatos (cerusita), sulfatos (barita), fluorita) y óxidos (hematita, magnetita). La alteración supérgena consiste de arcillas y limonita (jarosita-gohetita), sulfatos (anglesita) y diversos carbonatos de plomo, zinc y calcio.

El análisis realizado en muestras de mano y secciones delgadas pulidas permitió reconocer los principales constituyentes de estas alteraciones hidrotermales y supergénica, así como su forma de ocurrencia y relación con los minerales formadores de las rocas. Estas son descritas a continuación:

El cuarzo a nivel microscópico es apreciado como cristales euhedrales de formas tabulares no mayores a 4 mm de espesor, y cristales anhedrales, rellenando drusas o cavidades irregulares (Figura 7.5).

En superficie y distintas partes de los depósitos, es posible encontrar la caliza dolomitizada de la Formación Cupido. También, hacia la parte superior de la unidad litológica es posible observar el desarrollo de cristales de cuarzo ahumado de hasta 1 cm de diámetro remplazando a gran parte de la fauna fósil de la Formación Cupido (Figura 7.6). En la parte media de la Caliza Cupido, la unidad está silicificada y transformada a mármol, el cual ocurre como un horizonte silicificado.

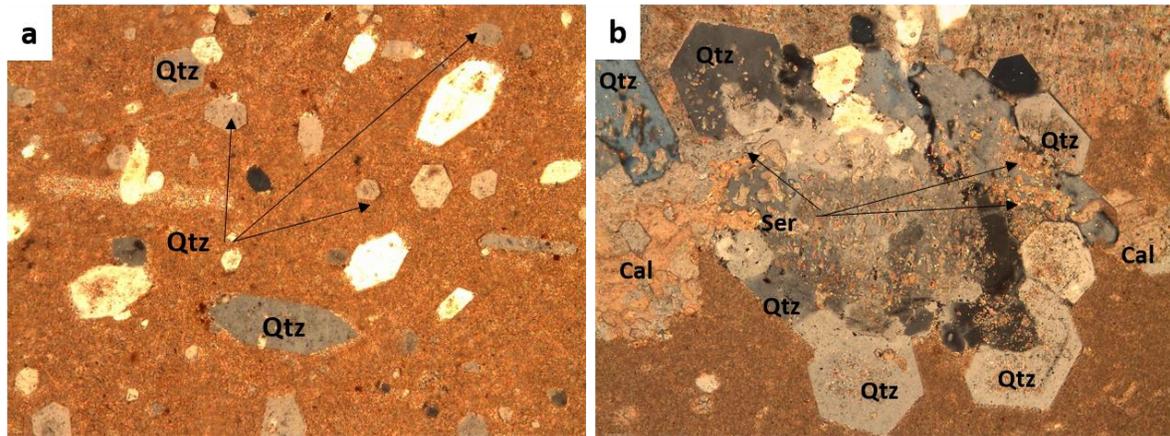


Figura 7.5. Fotomicrografías mostrando desarrollo de cuarzo epitermales dentro de la caliza de la Formación Cupido. a) Microfotografía que muestra desarrollo de cristales hexagonales de cuarzo (Qtz), dentro de una caliza recrystalizada de textura sacaroida fina. b) Microfotografía que muestra desarrollo de drusas de cuarzo (Qtz) epitermal, los cuales son parcialmente reemplazados por carbonato (calcita), y presencia de diseminación de sericita constituyendo una débil alteración filica, localidad mina La Arrastrada.



Figura 7.6. Desarrollo de marmorización dentro de la caliza de la Formación Cupido. a) desarrollo de horizontes, marmorizados, silisificados y desarrollo de cuarzos ahumados dentro de la caliza de la Formación Cupido. b) detalle de los cuarzos ahumados desarrollados hacia la parte superior de la caliza, localidad mina Juanito, anticlinal de la Sierra de Enmedio.

La Formación Cupido presenta minerales de alteración fílica, calcosilicatos y carbonatos a nivel microscópico. La sericita está diseminada en toda el mosaico de la roca, y en ocasiones con sobreimpresión de carbonato fino (Figura 7.7), aumentando la intensidad cercana al desarrollo de venas y cristales de cuarzo. La intensidad de esta alteración es generalmente moderada y localmente pervasiva, estimándose una abundancia visual del 10% total de la roca. La sericita está reemplazada parcialmente por carbonatos (Figura 7.7, 7.8).

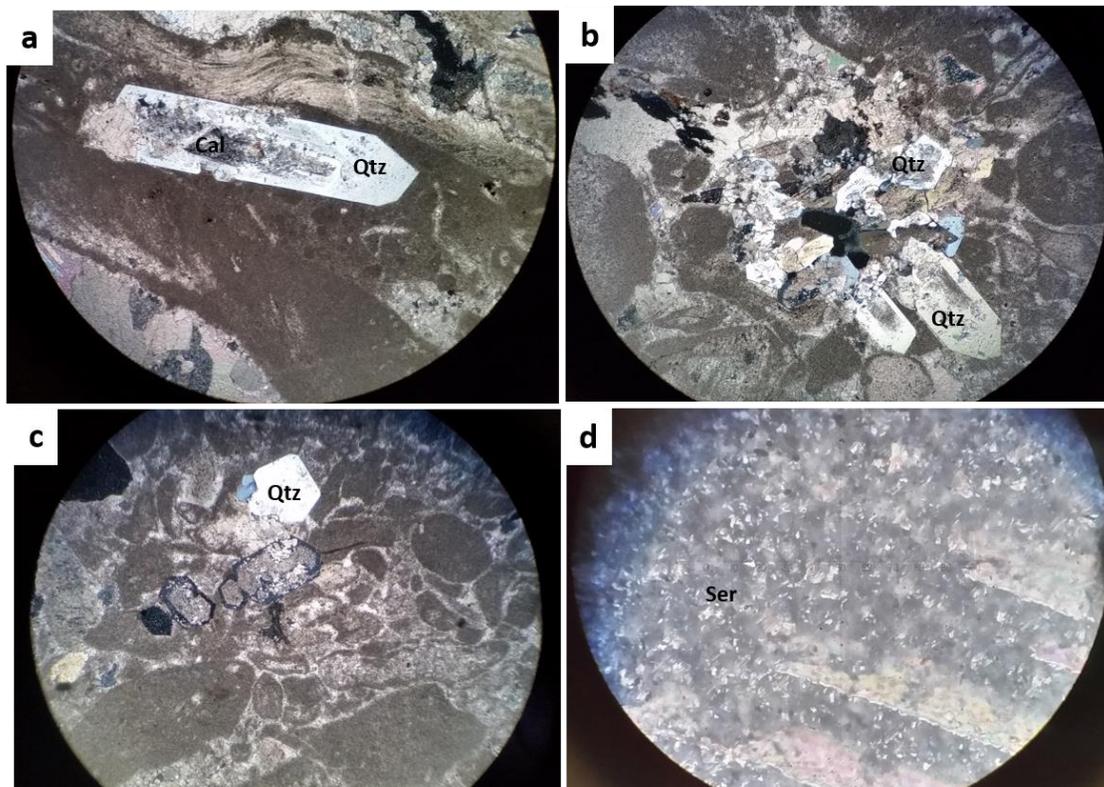


Figura 7.7. Fotomicrografías mostrando detalles de la caliza de la Formación Cupido y sus minerales de alteración como cristales de cuarzo epitermal reemplazados por calcita. Imágenes capturadas con microscopio óptico de luz transmitida objetivo 50x. a) Microfotografía cristal de cuarzo (Qtz), reemplazados parcialmente por carbonato fino (cal). b) Drusa rellena de cuarzo (Qtz) epitermal. c) Otro ángulo de la drusa rellena de cuarzo (Qtz) epitermal. d) Sericita (Ser) diseminada dentro del mosaico de la muestra hasta en (10%), desarrollando una débil alteración fílica, localidad mina La Arrastrada.

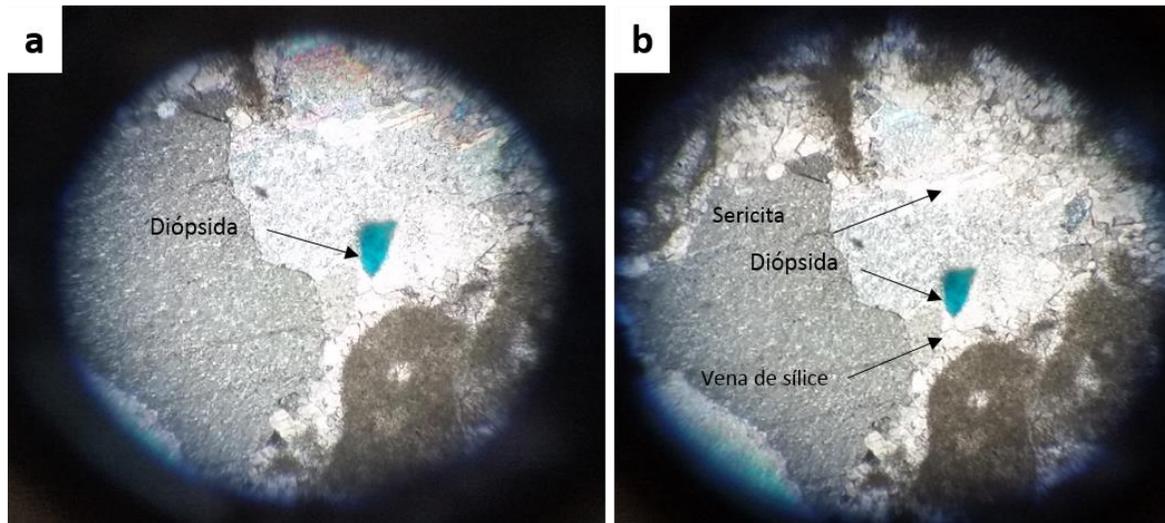


Figura 7.8. Fotomicrografías mostrando detalles de la Caliza Cupido y desarrollo de piroxenos. Imágenes capturadas con microscopio óptico de luz transmitida objetivo 20x. a) Muestra desarrollo de cristales de diópsida (Dp). b) Vena de sílice con sobre impresión de carbonatos fino, el cual es reemplazado parcialmente por sericita, localidad mina JLR-MER.

Los inosilicatos están diseminados en la Formación Cupido que hospeda mineralización metálica en forma de vetas y venas. Estos incluyen desarrollo de cristales de piroxenos (diópsida) en combinación con cristales granulares de cuarzo (Qtz), óxidos de fierro y local granate. Cabe mencionar que la presencia de piroxenos (diópsida) incrementa a profundidad, lo anterior soportado por los las muestras analizadas y seleccionadas en distintos niveles, considerando como referencia las características mineralógicas en la mina La Arrastrada (Figura 7.9).

Los nesosilicatos están localmente presentes como granate fino y pueden ser identificados a nivel microscópico. Estos generalmente están desarrollados en la roca huésped de la mineralización, sugiriendo un halo de alteración magmática de metamorfismo de contacto en forma de calcosilicatos (granate). Estos presentan forma euهدral dentro de las venas y vetas, embebidos por calcita, asociados a los cristales de piroxenos (diópsida) y a los óxidos de fierro (limonita) (Figura 7.10).

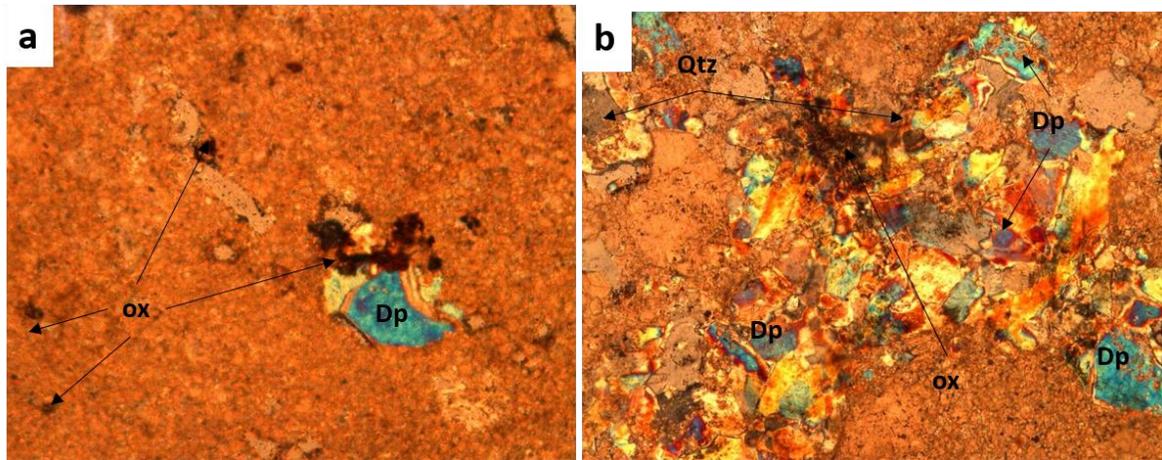


Figura 7.9. Fotomicrografías mostrando detalles inosilicatos en la caliza Cupido. Imágenes capturadas con microscopio óptico de luz transmitida objetivo 20x. a) Desarrollo de cristales de piroxenos (Diópsida) (Dp). b) Agregado de cristales de piroxenos (diópsida) (Dp), cuarzo (Qtz) y óxidos de hierro (ox), localidad nivel profundo de la mina La Arrastrada.

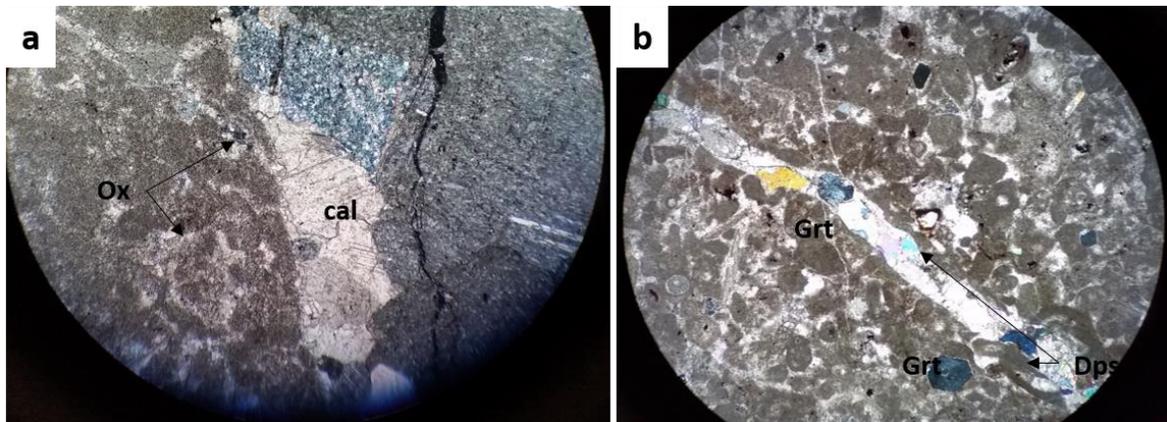


Figura 7.10. Fotomicrografías mostrando detalles nesosilicatos en la Caliza Cupido. Imágenes capturadas con microscopio óptico de luz transmitida objetivo 50x. (a) Caliza fuertemente recrystalizada, con alteración hidrotermal y localmente óxidos de hierro (limonita). b) Detalle de una venilla de calcita (Cal) con desarrollo de cristales de piroxenos (Diópsida) y granates (Grt). La mineralogía evidencia un halo de alteración magmático de contacto que forma calcosilicatos y una removilización tardía de carbonatos.

Por otra parte, entre los carbonatos encontrados existen productos de alteración hidrotermal y supergénica, que ocasionan cambios texturales en la caliza de la Formación Cupido y como concentrados en las vetas, tipo productos

supergénicos. Por lo general, el carbonato hidrotermal esta relleno espacios abiertos y porosidad de la caliza, todo sobre imprimiendo a los productos hipogénicos primarios como silicatos, piroxenos y sericita. Por lo general, este carbonato es fino y amorfo, aunque localmente existen venas de calcita y dolomita bien desarrolladas. Los carbonatos supergénicos incluyen principalmente la cerusita. La cerusita está desarrollada en las vetas asociadas a la calcita y barita. Los cristales encontrados presentan un hábito romboédrico, forma euhedral y como cristales grandes. Por lo general rellendo espacios vacíos y drusas dentro de la roca huésped de la mineralización metálica (Figura 7.11).

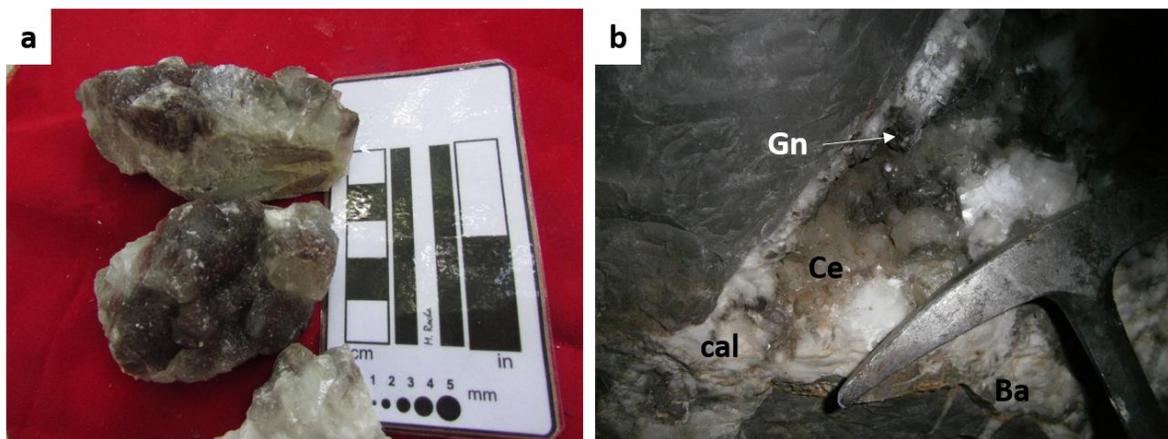


Figura 7.11. Fotografías mostrando desarrollo de carbonato de plomo ($PbCO_3$) dentro de las vetas de calcita (a) Cristales de cerusita de hasta 3 cm de diámetro. b) Cristales de cerusita, rellendo espacios vacíos dentro de los cuerpos mineralizados de (calcita (cal), barita (Ba) y galena (Gn).

La decalcificación está presente en la secuencia calcárea y calcárea pelítica de la Formación Kiamichi del Cretácico Superior. Esta característica singular está relacionada a los cuerpos de calcita. La decalcificación fue presumiblemente causada por soluciones hidrotermales que removilizarón del carbonato de calcio, depositándolo en zonas de apertura como fallas, fracturas y mantos, o bien en la intercesión de estas. En la Sierra de Enmedio, la decalcificación es reconocida

porque la roca presenta una apariencia cacariza, arcillosa y cavernosa en la Formación Kiamichi (Figura 7.12).

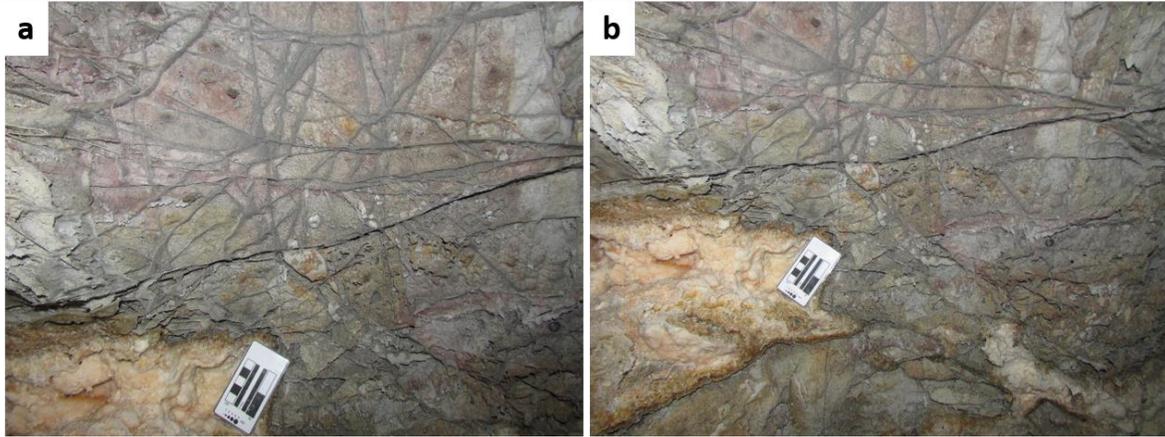


Figura 7.12. Fotografía que muestra el desarrollo de decalcificación dentro de la secuencia calcárea pelítica de la Formación Kiamichi. a) La decalcificación es reconocida porque la roca presenta una apariencia cacariza y arcillosa. b) Otro ángulo de la decalcificación, producida en la secuencia calcárea por la acción de los fluidos meteóricos y/o hidrotermales infiltrados.

Los sulfatos son parte elemental de las vetas mineralizadas, presentándose a manera de una masa amorfa, alta densidad (3.4 g/cm^3) que permite determinar que esta especie está presente, pero en la mayoría de los casos asociados a los sulfuros, fluorita y óxidos. Sin embargo, en niveles profundos (*i.e.* $\sim 1,230 \text{ m.s.n.m}$), fueron encontrados minerales de anglesita, que está asociada a la zona de oxidación de los sulfuros de plomo (galena) y es considerada producto supergénico (Figura 7.13).

Los óxidos están presentes en la principal roca encajonante de la mineralización “Formación Cupido”. Estos son principalmente diseminados y concentraciones en la masa de la roca caliza, y es común distinguirlos por la relación

estrecha espacial a las zonas de alteración de los sulfuros primarios. Estos productos secundarios .

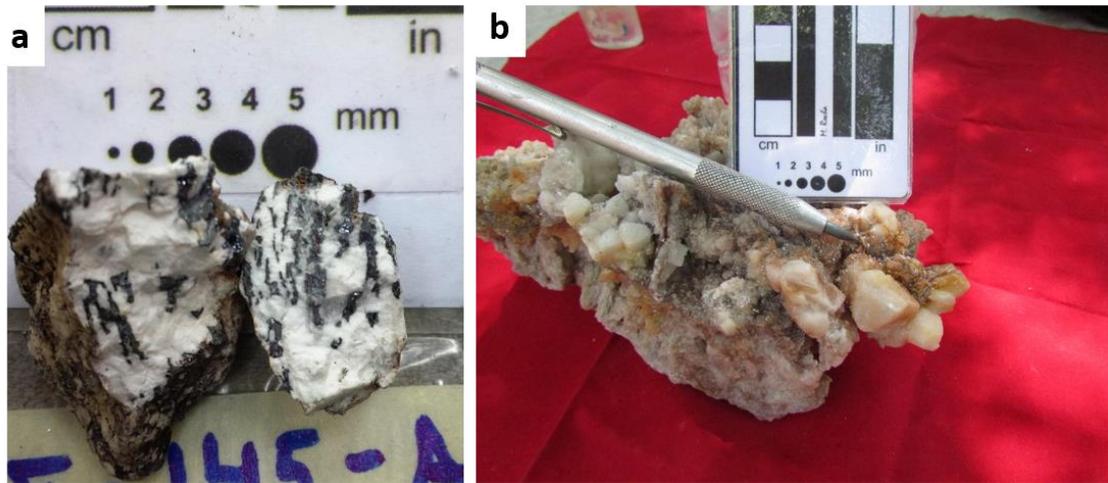


Figura 7.13. Fotografías mostrando detalles macroscópicos de los sulfatos, dentro del depósito de la Sierra de Enmedio. (a) Masa amorfa de barita ($BaSO_4$), con sulfuros de plomo galena (PbS). b) Un detalle de los cristales de anglesita ($PbSO_4$), de hasta 2 cm de diámetro, localidad nivel profundo, mina La Arrastrada.

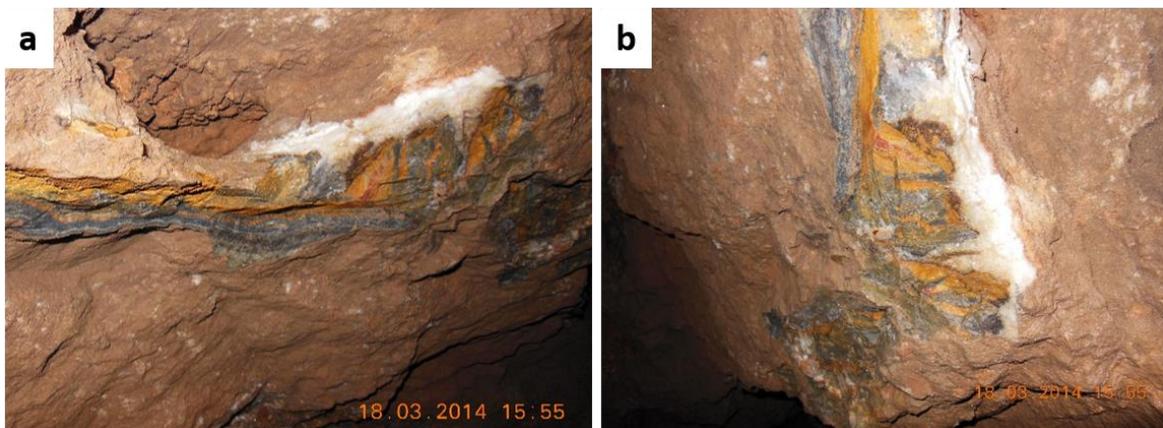


Figura 7.14. Fotografías mostrando zona de lixiviación de minerales de hierro. a) Detalle de los sulfuros oxidados asociados a las vetas de calcita interior mina Juanito. b) Vena de calcita, con alteración de sulfuros por la acción de las aguas meteóricas.

forman masas arcillosas de colores que varían de amarillento a rojo, conocido como serie de la limonita. Esta limonita está ampliamente distribuida en los depósitos minerales de la Sierra de Enmedio, asociada a zonas de fracturamiento intenso y

fallas. La limonita está relacionada a rocas con gran desarrollo de cavidades irregulares, interpretado como zona de lixiviación y enriquecimiento, pudiéndose distinguir por la coloración amarillenta en la masa de la roca. En la superficie, la limonita es una guía para la prospección- exploración, que suele presentarse como venas irregulares y/o rectas, pero con asociación a la calcita. La limonita es considerada un producto de alteración de los sulfuros primarios, debido a la acción de aguas meteóricas e interacción del oxígeno a través del tiempo (Figura 7.14).

7.3. Estilo de mineralización

El estilo de los cuerpos mineralizados es principalmente vetiforme, asociado a fallas normales y/o fallas de extensión. La mineralización está expuesta principalmente en la cresta y hacia los flancos del anticlinal de la Sierra de Enmedio. Esta mineralización metálica y subordinada está presente a manera de vetas y cuerpos irregulares de grandes dimensiones en la Formación Cupido, así como local cuerpos estratiformes desarrollados dentro de la Formación La Peña. Las vetas-fallas presentan longitudes kilométricas de hasta 6 km (e.g. Los Olivos, La Cima y Las Víboras) (Figura 7.15). Estas estructuras desplazan a las unidades litológicas hasta centenas de metros, con orientación preferencial NW 45°SE y NW~18 SE y espesores que varían de 0.80 m a 3.0 m con una continuidad vertical que puede que exceden los cientos de metros. La mineralización metálica y subordinada no metálica está asociada a las fallas de extensión con orientación NW-SE, e inclinación predominante hacia el NE, encontrándose afectando a las rocas más antiguas (*i.e.* formaciones Cupido, La Peña y Aurora en menor proporción), sugiriendo que estas estructuras funcionaron como alimentadores de fluido hidrotermal que aportó la

mineralización. La mineralización de calcita y aragonito consiste de vetas y cuerpos irregulares desarrollados en las formaciones Aurora y Kiamichi, así como local relleno de estructuras kárstica (Figura 7.16).

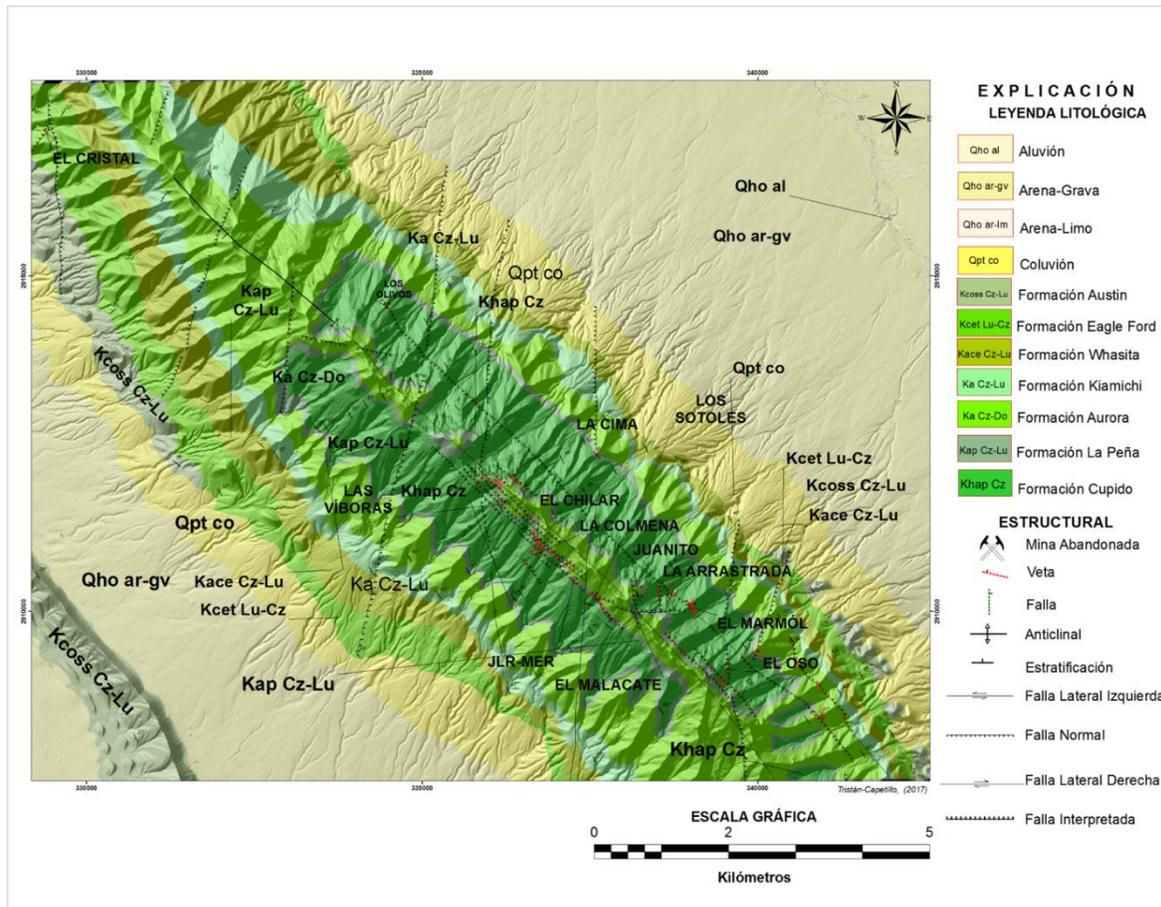


Figura 7.15. Mapa de distribuci6n de principales vetas y obras mineras desarrolladas hacia el n6cleo del anticlinal de la Sierra de Enmedio.

Zona de sulfatos

Dentro del 6rea de estudio, los sulfatos no constituyen la mena del sistema y son considerados como una fase accesoria dentro de la ganga y alteraci6n hipog6nica. La barita es la m6s abundante y ocurre de manera de agregados amorfos de color blanco microcristalinos y en agregados de cristales tabulares cuyas disposiciones divergentes. Los cristales de barita son de color blanco que alcanzan

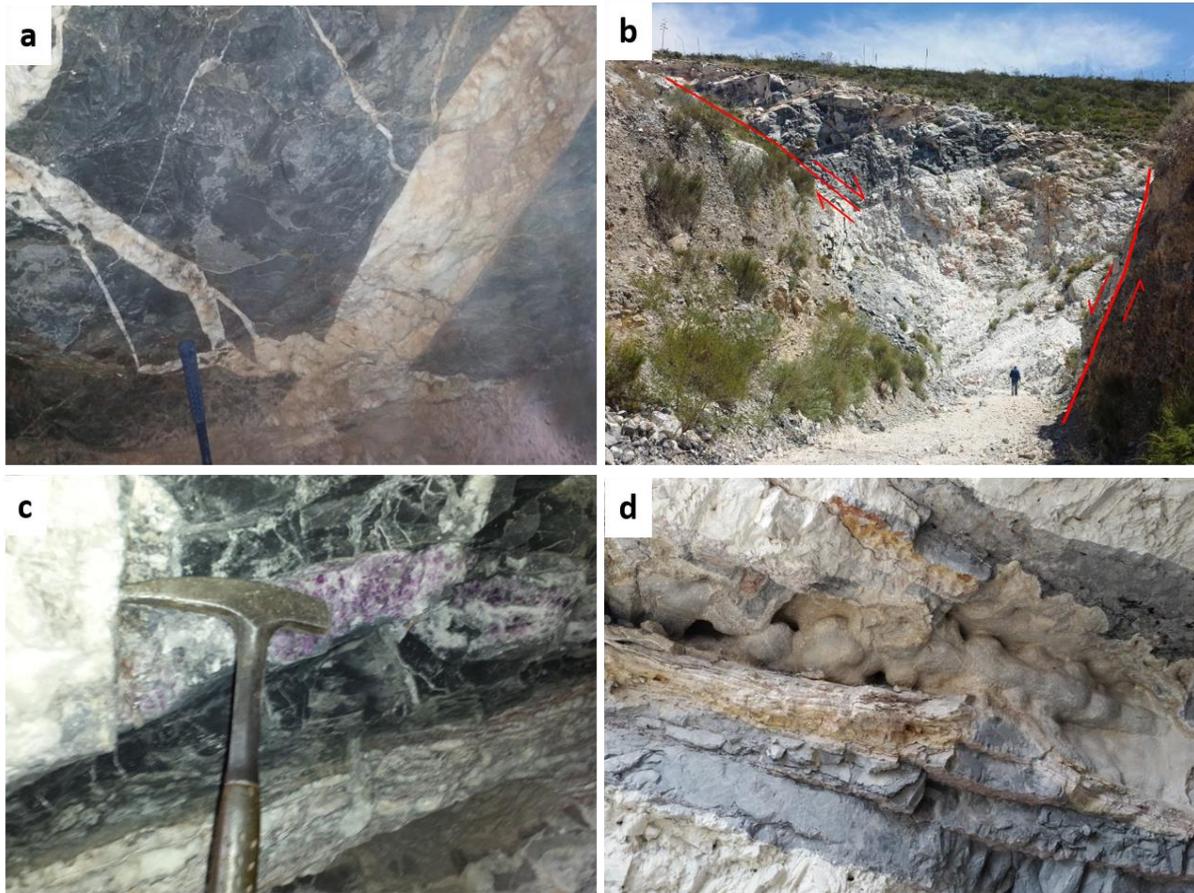


Figura 7.16. Fotografías mostrando los estilos de mineralización, dentro del depósito de la Sierra de Enmedio. a) Desarrollo de cuerpos vetiformes de calcita en la Formación Cupido. b) Desarrollo de grandes cuerpos irregulares de calcita, en la intersección de dos estructuras. c) Cuerpo estratiforme de calcita, barita, fluorita y galena de grano grueso, dentro de los horizontes arcillosos de la Formación La Kiamichi. d) Estructura kárstica, rellena de calcita, romboédrica, hacia la base y CaCO_3 en su variedad de aragonito botroidal hacia el centro en la Formación Cupido.

varios centímetros de largo. En general, estos aparecen como cristales entre los cristales de sulfuros (galena y esfalerita) y fluorita (ver Figura 7.17). La anglesita está también presente en los depósitos polimetálicos como un mineral accesorio y supergénico. La anglesita aparece siempre asociada a la zona de alteración de los sulfuros y a la barita, relleno de espacios vacíos lo cual sugiere que su cristalización

se produjo durante las etapas de mineralización supérgena. En este caso los cristales presentan tamaños aproximados a los tres centímetros. Cabe mencionar que los sulfatos en especial la barita está mayormente concentrada hacia la parte superior del sistema.

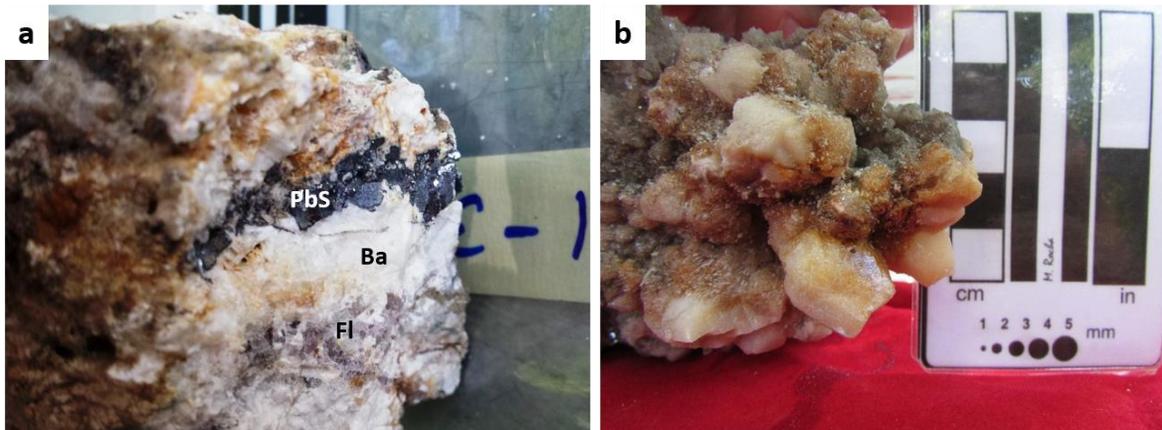


Figura 7.17. Fotografías mostrando detalle de los sulfatos existentes dentro del depósito de la Sierra de Enmedio. (a) Masa amorfa de barita (BaSO_4), con cristales de fluorita (Fl) y sulfuros de plomo galena (PbS). b) Cristales de anglesita (PbSO_4), de hasta 3 cm de diámetro, asociada a la zona de oxidación de los sulfuros.

Zona de fluoruros

La fluorita está asociada a los cuerpos de barita, sulfuros (galena) y calcita, en forma de agregados granulares y en ocasiones con hábitos cristalinos cúbicos bien desarrollados, en tamaños superiores a los 10 cm (Figura 7.19). El color de la fluorita varía desde el verde claro hasta el morado. La distribución de los fluoruros es concertada mayormente hacia la parte superior del sistema similar a la zona de los sulfatos. La fluorita ocurre como agregados granulares o cúmulos de cristales diseminados en las vetas.

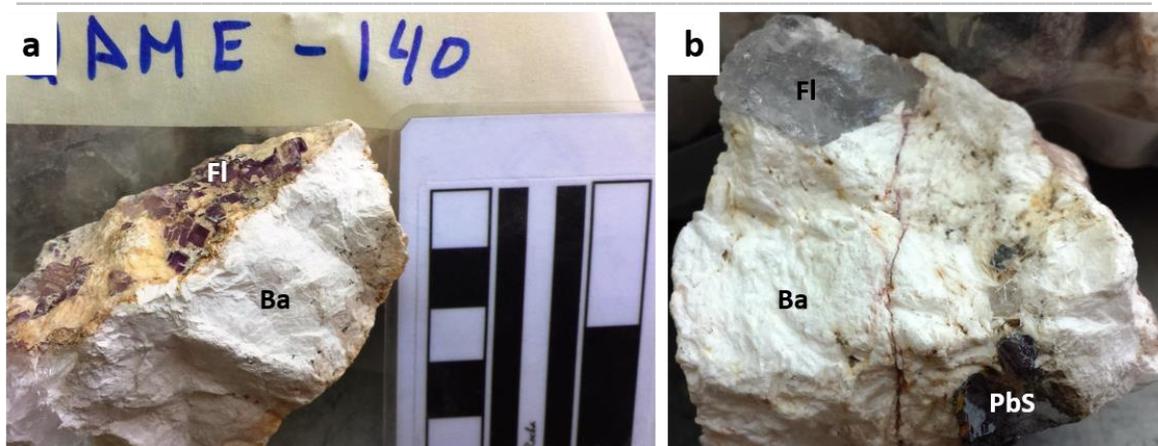


Figura 7.18. Detalle de los fluoruros dentro del depósito de la Sierra de Enmedio. a) Masa amorfa de barita (Ba), con cristales de euhedrales de fluorita (Fl) color morada. b) Masa amorfa de barita (Ba), con desarrollo de cristales amorfos de fluorita (Fl) de color cristalino, sulfuros de plomo (PbS) y óxidos de hierro en vetillas.

Zona de carbonatos

La calcita es el mineral más representativo de los carbonatos que forman cuerpos irregulares y/o cuerpos estratiformes, emplazados en las formaciones Aurora y Kiamichi. La calcita ocupa más del 80% del volumen en estos cuerpos de importancia económica, relacionados a cavidades de disolución que están acompañadas de un fuerte fracturamiento. Estos cuerpos comúnmente están emplazados en la intersección de una fractura o fallas, llegando a formar bolsadas o mantos de dimensiones de hasta 320 x 40 x 30 m, y 60 x 15 x 10 m, respectivamente. En estos cuerpos, la calcita presenta un hábito romboédrico, excelente clivaje, colores variados (*i.e.* blanco, verde, gris, rosa, e incoloro o transparente) (Figura 7.16). El tamaño de los cristales varía de milímetros a cristales que superan los 30 centímetros de largo. Estos cuerpos de carbonatos encierran zonas con calcita transparente conocida como calcita óptica (Figura 7.19).



Figura 7.19. Fotografía mostrando cristal de calcita óptica colectada dentro del anticlinal de la Sierra de Enmedio. a) Hábito y exfoliación romboédrica de un cristal de calcita óptica. b) Cristales de calcita óptica, con hábito romboédrico perfecto. c) Otro aspecto de los cristales de calcita óptica birrefringentes. d) Pesaje de romboedros de calcita óptica para exportación.

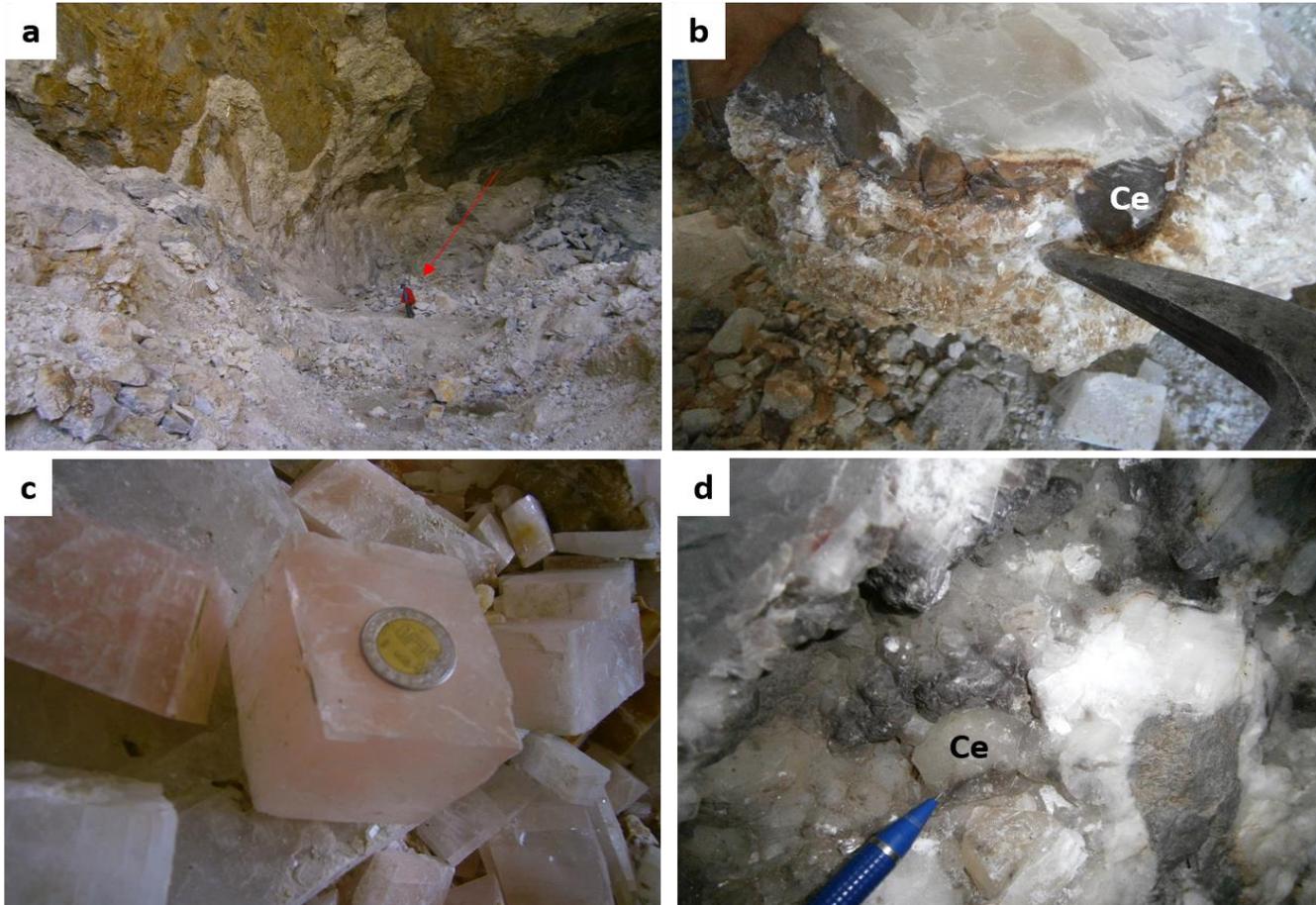


Figura 7.20. Fotografías de la zona de carbonatos del depósito de la Sierra de Enmedio. a) Imagen mostrando el potencial de los cuerpos de calcita, tomando como referencia a una persona de 1.70 m localizada al centro de la fotografía. b) Cristales de cerusita (Ce) con impurezas de óxidos de hierro. c) Variedad de colores de la calcita dentro del depósito. d) Desarrollo de cristales de cerusita, relleno de espacios vacíos.

Cabe mencionar que la calcita está presente como mena en las vetas con mineralización metálica. Otro carbonato frecuente en las vetas metálicas es la cerusita y smithsonita. La primera presenta hábito cristalino y ambas están asociadas a la oxidación de los sulfuros, rellenando espacios vacíos y drusas dentro de la roca huésped de la mineralización (Figura 7.20).

Zona de enriquecimiento supergénico

Esta zona representa el ambiente reductor controlado por el o los paleo-nivel freático. En el área de estudio, esta zona representa las porciones superiores de estos depósitos minerales y parte superior de la Formación Cupido. El principal constituyente de esta zona son los óxidos de hierro, incluyendo hematita, jarosita y goethita, así como carbonatos y sulfatos de plomo y zinc (*i.e.* como cerusita, smithsonita y anglesita), así como local sulfuros secundarios de cobre y plata, (*i.e.* como estromeyerita). Las especies supergénicas resultan del reemplazamiento de

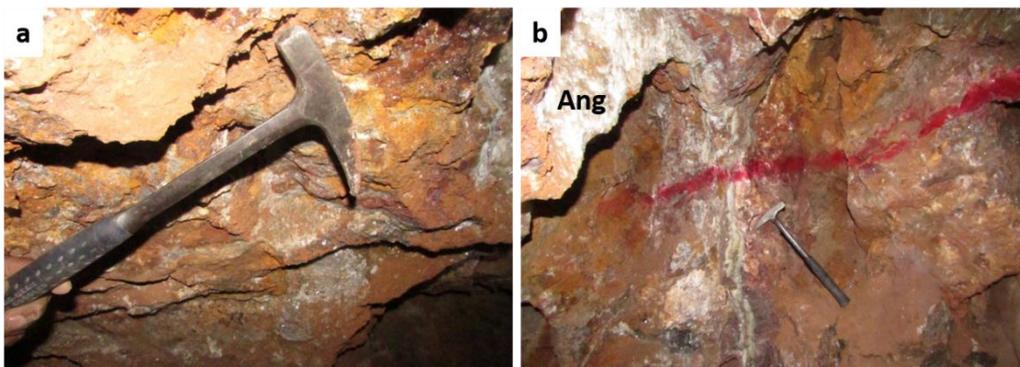


Figura 7.21. Fotografías mostrando zona de enriquecimiento supergénico en los depósitos de la Sierra de Enmedio. a) Óxidos de hierro como hematita, jarosita y goethita, calcosita cantidades menores de covelita. b) Mineral supergénico de sulfato de plomo anglesita (Ang); localidad, nivel profundo de la mina La Arrastrada.

sulfuros hipogénicos preexistentes principalmente galena, esfalerita, pirita y calcopirita, con enriquecimiento variable (Figura 7.21).

7.3.1. Texturas

En los depósitos vetiformes fueron reconocidos texturas propias de un crecimiento primario y otras de recristalización y fueron clasificadas según lo propuesto por Dong *et al.*, (1995). En las vetas son encontradas texturas de relleno de cavidades conocidas como de peine, drusas, coloformes, bandeamiento con



Figura 7.22. Fotografías mostrando texturas de las vetas. a) Vena de textura crustiforme exhibiendo un bandeamiento rítmico de forma asimétrica, presenta espacios abiertos parcialmente rellenos por cristales de calcita, barita y fluorita, b) Vena de textura coloforme mostrando varios eventos generadores de bandas compuestas principalmente de carbonatos. c) Textura de brecha en la cual aparecen clastos de caliza subangulares embebidos en una matriz silíceo. d) Vena con textura crustiforme con bandas, compuesta por calcita, barita, exhibiendo un bandeamiento rítmico de forma simétrica, compuesto por bandas de sulfuros.

cristales intercedidos hacia el centro, cristales bien formados y maclados, así como diseminación de sulfuros en las capas calcáreas (Figura 7.22).

Aledaña a las vetas, también existe desarrollo de brechas monolíticas con fragmentos angulosos de caliza. El cemento de las brechas consiste de sulfatos, calcita, fluorita, sulfuros y óxidos.

7.4. Paragénesis

Los minerales de mena y alteración han sido ordenados en una secuencia paragenética. Este diagrama está basado análisis petrográfico, minerográfico y escaneo electrónico, usando láminas delgadas y láminas delgadas pulidas, correspondientes a muestras representativas de los distintos depósitos en la Sierra de Enmedio. El resultado fue ordenado considerando la ubicación en las zonas de alteración y al evento hidrotermal que corresponde (Tabla 7.1).

Tabla 7.1. Tabla paragenética del depósito de la Sierra de Enmedio.

Mineral	HIPOGÉNICO	SUPERGÉNICO
Calcita	██████████	██████████
Granates	██████████	
Diópsida	██████████	
Willemita	██████████	
Pirita	██████████	
Esfalerita	██████████	
Galena	██████████	
Calcopirita	██████████	
Tenantita	██████████	
Tetraedrita	██████████	
Oro	██████████	
Plata	██████████	
Barita	██████████	
Fluorita	██████████	
Cuarzo	██████████	
Sericita	██████████	
Covelita		██████████
Hematita		██████████
Gohetita		██████████
Jarosita		██████████
Cerusita		██████████
Anglesita		██████████
Estromeyerita		██████████

El estudio mineragráfico bajo el microscopio con luz reflejada y transmitida resultó en la identificación de distintos minerales y sus texturas. Los minerales observados fueron: Calcita (CaCO_3), granates, diópsida, willemita [$\text{Zn}_2(\text{SiO}_4)$], pirita (FeS_2), esfalerita (ZnS), galena (PbS), calcopirita (Cu Fe S_2), tenantita [$\text{Cu}_{10}(\text{Fe,Zn})_2\text{As}_4\text{S}_{13}$], tetraedrita [$\text{Cu}_{10}(\text{Fe, Zn})_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$], oro (Au), plata (Ag), barita (BaSO_4), fluorita (CaF_2), cuarzo (SiO_2), sericita, covelita (Cu_2S), hematita (Fe_2O_3), goethita ($\text{Fe}_3\text{O(OH)}$), jarosita ($\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$), cerusita (PbCO_3), anglesita (PbSO_4) y estromeyerita (CuAgS). Las con texturas más comunes son relleno de espacios, reemplazamiento y exsoluciones.

La mineralogía incluye sulfuros primarios (e.g. py, Sp, Ga, Cpy) y sulfosales (Tenantita, y tetraedrita). La pirita está presente en cristales de forma anhedral en tamaños de (<3 mm) con desarrollo de bordes de exsolución, los cuales están rellenos por plata, galena, esfalerita, calcopirita y sulfosales (Figura 7.23 a).

La galena exhibe textura “punta de flecha” característica de esta, identificada como agregados idiomorfos, reemplazados por esfalerita, calcopirita, tenantita, tetraedrita, oro, plata, covelita y hematita (Figura 7.23 b). La galena presenta local deformación, quizá relacionada a los planos de exfoliación de la galena. La esfalerita presenta forma anhedral, relleno de espacios vacíos de grano medio a fino, reemplazando a la galena (Figura 7.24 a). La calcopirita está presente en cantidades menores <1%, dentro de la pirita (Figura 7.24 c). Las sulfosales más comunes son tenantita y tetraedrita, que presentan forma anhedral, grano fino a muy fino, asociadas a la galena, hematita y esfalerita, pero reemplazando principalmente a la galena a manera de relleno de venas y/o espacios vacíos, así como en los

bordes de la galena como exsolución. Estas fueron remplazadas por calcopirita, covelita y hematita. La presencia pirita-cuarzo-sericita fue identificada localmente. El oro y plata están relacionados a la galena como pequeñas islas. Los minerales supérgenos son hematita, goehetita, jarosita, cerusita, anglesita y estromeyerita.

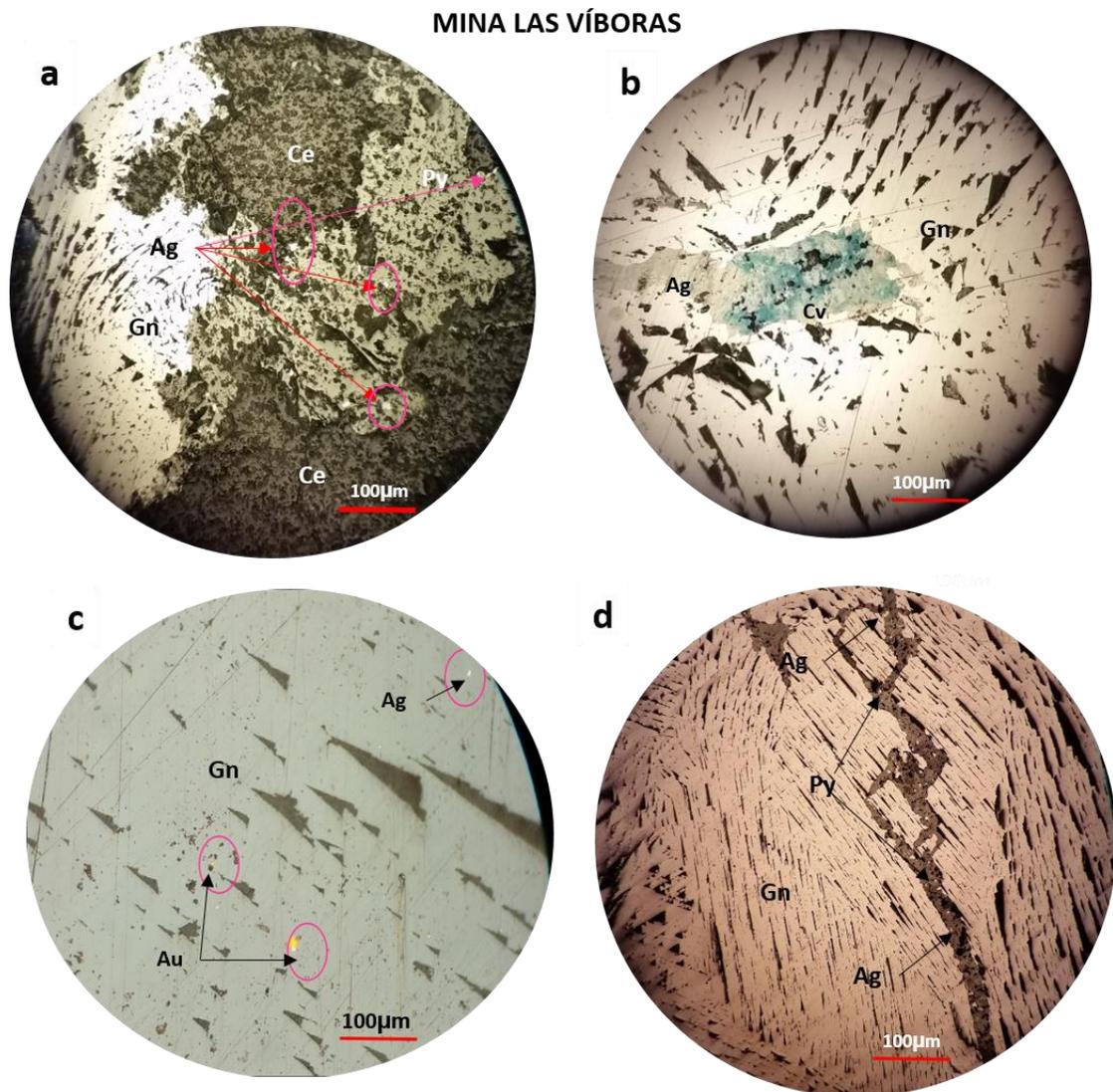


Figura 7.23. Fotomicrografías mostrando la mineralogía de los cuerpos mineralizados en la Sierra de Enmedio. Imágenes tomadas con microscopio bajo la luz reflejada. a) Imagen mostrando pirita, galena, y minerales supergénos cerusita. b) Galena remplazada por Ag (plata) y Cv (covelita). c) Galena reemplazada por Au y Ag. d) Galena reemplazada por pirita, y pirita remplazada por plata. Ce= Cerusita, Py= Pirita, Ag= Plata, Gn= Galena, Cv= Covelita, Au= Oro y Cal= Calcita.

MINA LA CIMA

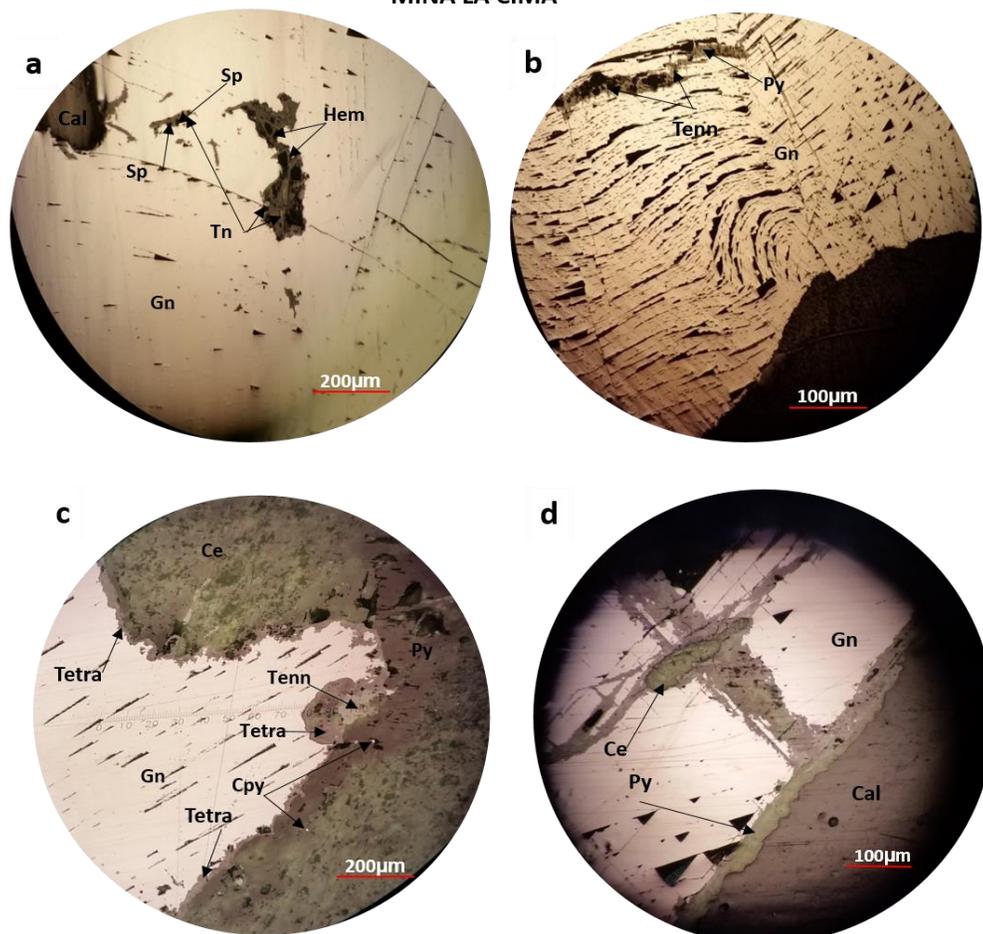


Figura 7.24. Fotomicrografías mostrando minerales hipogénicos de los depósitos minerales en Sierra de Enmedio. Imágenes tomadas con microscopio bajo la luz reflejada. a) Galena remplazada por hematita (Hm), esfalerita (Sp) y tenantita (Tn). b) Cristales de galena que exhibe deformación dúctil-frágil en sus planos de exfoliación remplazada por pirita (py) y tenantita (Tenn). c) Pirita remplazada por galena, galena, remplazada por cerusita (Ce) hacia los bordes desarrolla bordes de exsolución y sulfosales. d) Pirita remplazada por galena que fue alterada a cerusita. Sp= Esfalerita, Hem= Hematita, Tn= tenantita, Gn= Galena, Py= Pirita, Cpy= Calcopirita, Tetra= Tetrahedrita, Ce= Cerusita, y Cal= Calcita.

7.5. Génesis de los depósitos de la Sierra de Enmedio

Los depósitos de la Sierra de Enmedio consisten principalmente en vetas que ha sido referida como tipo MVT (*i.e.* Provincia MVT del Noreste de México) con

concentraciones económicas de plomo, zinc, plata, bario, flúor y estroncio (Camprubí, 2013). Sin embargo, los resultados físicos y químicos descritos en este documento, incluyendo la litología, estructural, característica de roca huésped, características geofísicas, caracterización de alteración hidrotermal y supergénica, microtermometría, estilo de mineralización y composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{34}\text{S}$, indican que los depósitos metálicos de la Sierra de Enmedio son compatibles con el modelo de depósitos de tipo hidrotermal magmático. Cabe mencionar que la mineralización ocurre rellenando vetas con sulfuros, óxidos, silicatos, carbonatos, así como sulfatos de plomo y zinc, barita, fluorita y calcita, con subordinada mineralización de plata, cobre y oro. Los minerales de alteración hidrotermal consisten de halos de calcosilicatos y mármol, con sobreimpresión de alteración fílica y carbonatos, sugiriendo que a profundidad, estas vetas están emparentados a depósitos tipo *skarn*, asociado a un plutón presumiblemente de composición máfica a intermedia. Por su parte, los depósitos de calcita están diferenciados en su coloración y composición, concentrándose en los flancos del anticlinal de la Sierra de Enmedio. La marcada diferenciación en el color de la calcita, sugiere sin duda un control químico, que podría interpretarse como una zonación debido a la diferenciación y dilución de soluciones hidrotermales que migraron a niveles más distales de la fuente. Por lo tanto, las características documentadas sugieren depósitos epitermales de baja sulfidación, y presumiblemente emparentados a un plutón no exhumado (Figura 7.25).

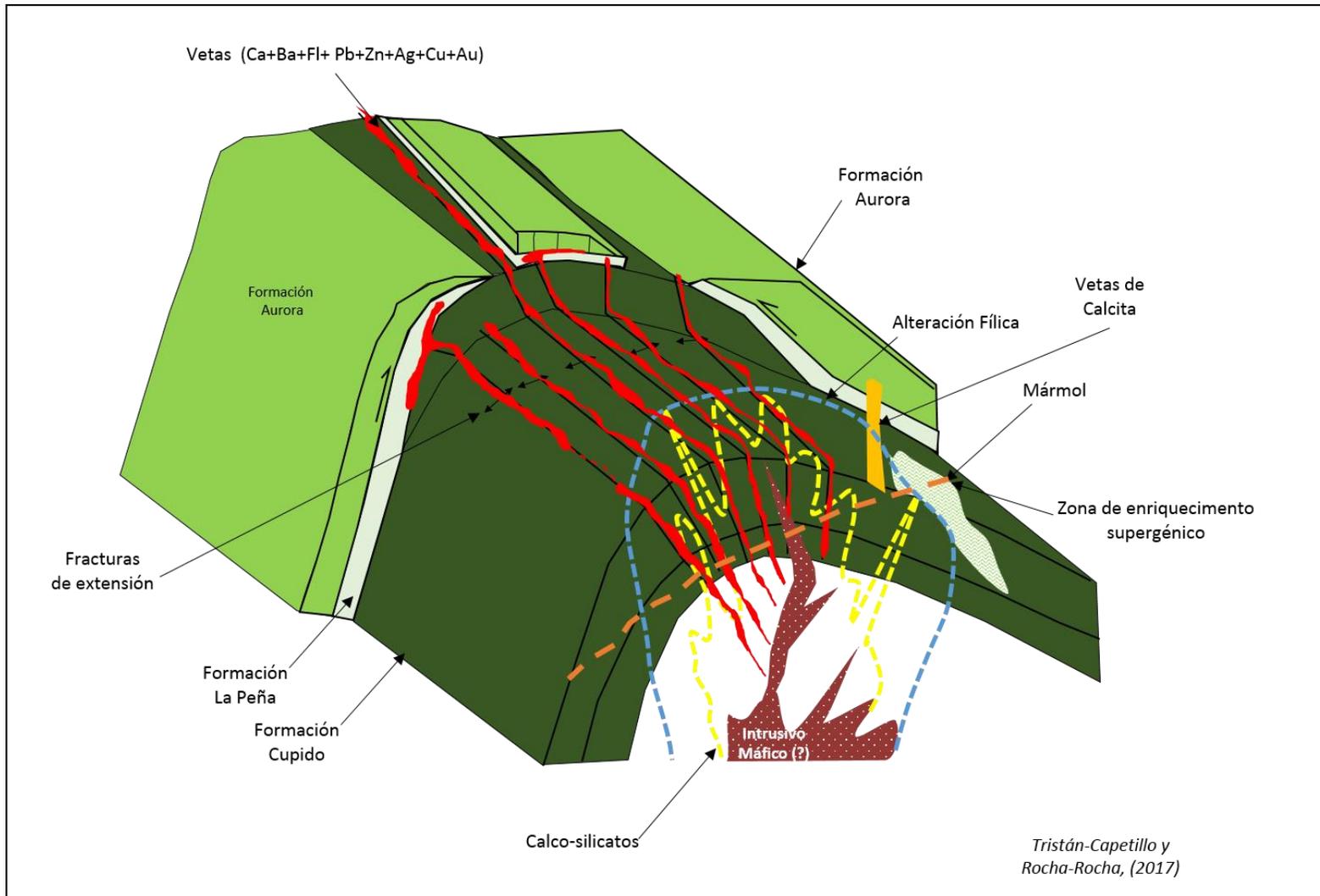


Figura 7.25. Modelo esquemático, sin escala, propuesto para la mineralización polimetálica del anticlinal de la Sierra de Enmedio.

DISCUSIÓN

El área de la Sierra de Enmedio fue afectada por esfuerzos compresivos, causando plegamiento y fallamiento en las unidades litológicas del Mesozoico desarrollando un anticlinal con doble sierra periclinal; posteriormente al acortamiento la zona fue afectada por eventos de fallamiento lateral y extensivo. El acortamiento de la secuencia produjo los conductos en la secuencia sedimentaria marina para el ascenso de soluciones hidrotermales suministradas seguramente por un cuerpo de magma a profundidad, cuyas soluciones alteraron y depositaron mineralización metálica y no metálica a través de dos sistemas de estructuras. La erosión ha dejado al descubierto horizontes marmolizados desarrollados principalmente en la Formación Cupido y los resultados de petrografía han demostrado que esta unidad litológica presenta dolomitización, desarrollo de calcosilicatos, alteración fílica, recristalización y decalcificación, relacionadas a las zonas mineralizadas. La meteorización ha ocasionado oxidación, y posiblemente, enriquecimiento supergénico que pudiera estar presente hasta niveles freáticos. Según los resultados de microtermometría sugieren que la mineralización está ligada a hidrotermalismo de alta temperatura emparentado a un sistema de tipo *skarn*; los isotopos estables indican que la fuente del azufre esta mayormente vinculada a fluidos magmáticos; y las características de anomalías magnetométricas confirman la presencia de plutones no exhumados.

El acortamiento iaramídico produjo dos sistemas de fallas NW 18-45° SE, NW 10° SE y N-S que fueron rellenas de mineralización metálica y no metálica, presumiblemente durante el Paleógeno y un tercer sistema que desplazó a los dos

primeros. La Formación Cupido es por excelencia la receptora de mineralización metálica en vetas-fallas, desarrolladas principalmente en el núcleo del anticlinal; mientras que la Formación La Peña funcionó como sello debido a la naturaleza pelítica, ocasionando localmente mantos mineralizados en el núcleo del anticlinal. Por otro lado, las unidades del Cretácico Tardío almacenaron concentraciones de calcita variada en forma de cuerpos irregulares y vetas en los flancos del anticlinal.

Las soluciones hidrotermales migraron desde la profundidad a través de estructuras abiertas, alterando y mineralizando la secuencia sedimentaria marina. La Formación Cupido presenta evidente alteración hidrotermal, representada por la diseminación de calco-silicatos, desarrollo de horizontes de mármol, presencia de sericita-pirita-limonita diseminada, recristalización, dolomitización, y decalcificación, todas relacionadas a las vetas-fallas mineralizadas. Estas alteraciones hidrotermales permiten inferir la existencia de plutones no exhumados y mineralizados en forma de diques o *stocks*, presumiblemente, emparentados al cinturón de intrusivos conocido como Monclova-Candela que cristalizaron durante el Paleógeno.

La mineralización primaria consiste de sulfuros, sulfatos, fluoruros, carbonatos y localmente metales preciosos, con valores económicos de Pb-Zn-Ag, así como subordinados valores de Au-Cu. Existe una zonación vertical, incrementando los sulfuros a profundidad. Además, las vetas presentan mineralización secundaria, incluyendo óxidos, hidróxidos, sulfatos y carbonatos. La abundante presencia de barita, puede interpretarse como removilización e integración de sulfatos a las soluciones hidrotermales a partir de la secuencia

evaporítica de la Formación Minas Viejas del Jurásico, que debe subyacer a la secuencia sedimentaria calcárea del Cretácico. La existencia de minerales preciosos y sulfuros de cobre podrían indicar soluciones hidrotermales emparentadas a un plutón.

Resultados microtermométricos de inclusiones fluidas en fluorita, calcita y cerusita, demostraron temperaturas de homogenización de un rango de 100 a 452 °C y salinidades de 3.8 a 46.93 (Equiv. wt. % de NaCl) con efecto de ebullición y dilución. Las inclusiones fluidas son saturadas e insaturadas, con fases: líquida, sólida (*i.e.* halita, silvita y opacos) y gaseosa (*i.e.* vapor de agua). Estos resultados sugieren rangos de fluidos hidrotermales mayormente emparentados con un sistema de tipo epitermal-*skarn*. La baja temperatura pudiera interpretarse como fluidos diluidos, aunque existe la posibilidad de la presencia de fluidos diagenéticos, descendientes del fondo de la cuenca. Por otra parte, resultados de isótopos estables de S, C y O, para muestras de galena, barita y calcita, demostraron semejanza significativa a los resultados isotópicos de los yacimientos polimetálicos de Santa Eulalia y Peñasquito, ambos, generados por soluciones hidrotermales magmáticas. En el área de estudio, las firmas de magnetometría aérea y terrestre demostraron anomalías semejantes a plutones y las intensidades magnéticas siguieron la existencia de minerales magnéticos emparentados con magmas (*i.e.* pirrotita).

CONCLUSIÓN

El área de estudio está ubicado en el límite de dos cuencas sedimentarias marinas (Cuenca de la Popa y Cuenca de Sabinas) y en el borde surponiente de un alto magnético.

La estructura estudiada es un anticlinal conocido como De Enmedio, que presenta una dirección NW-SE, cuyo núcleo y flancos están conformados por rocas calcáreas marinas del Cretácico (*i.e.* formaciones Cupido, La Peña, y Aurora) con cierre periclinal en sus extremos, así como ligero recostamiento al noreste.

El ambiente geotectónico favoreció el emplazamiento de plutonismo y por lo tanto las estructuras que facilitaron la circulación de soluciones hidrotermales que depositaron la mineralización post-laramídica.

El anticlinal fue afectado por dos sistemas de vetas-fallas. El primer sistema de fallas de extensión de rumbo NW 45° SE y NW 18°-30° SE, dejando con mayor apertura las de rumbo N 10° W, con inclinaciones al SW, y algunas de estas con evidencias de componentes laterales que formaron sigmoides, y que actuaron como conductos favorables para la circulación de fluidos hidrotermales y emplazamiento de la mineralización de sulfatos, fluorita, sulfuros y carbonatos, alcanzando longitudes de hasta 6 km y espesores de hasta 30 metros de ancho. El segundo sistema corresponde a fallas normales con dirección N-S, las cuales afectan transversalmente a las fallas de extensión, desplazando hasta decenas de metros. Estas últimas relacionadas a una fase de deformación postorogénica.

La paragénesis determinada en esta investigación incluye calcita (CaCO_3) granates, diópsida, willemita [$\text{Zn}_2(\text{SiO}_4)$], pirita (FeS_2), esfalerita (ZnS), galena (PbS), calcopirita (Cu Fe S_2), tenantita [$\text{Cu}_{10}(\text{Fe,Zn})_2\text{As}_4\text{S}_{13}$], tetraedrita [$\text{Cu}_{10}(\text{Fe,Zn})_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$], oro (Au), plata (Ag), barita (BaSO_4), fluorita (CaF_2), cuarzo (SiO_2), sericita $\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH,F})_2$, covelita (Cu_2S), hematita (Fe_2O_3), goethita($\text{Fe}_3\text{O(OH)}$), jarosita ($\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$),cerusita (PbCO_3), anglesita (PbSO_4) y estromeyerita (CuAgS) con texturas de relleno de espacios, reemplazamiento y exsoluciones.

Las texturas reconocidas en los depósitos representan crecimiento primario y recristalización, incluyendo relleno de cavidades en peine, drusas, coliformes, bandeamiento simétrico con cristales intercedidos hacia el centro, cristales bien formados y maclados, así como diseminación de sulfuros. Estas texturas son consideradas como el resultado lento de ascenso de fluidos mineralizantes hacia zonas más superficiales a través de espacios abiertos.

Estudios de petrografía demostraron que la roca encajónate presenta minerales de alteración como calco-silicatos (piroxenos y granates), sericita-pirita-Qtz (fílica), carbonato fino que sobreimprimen a los anteriores, así como marmorización y recristalización. La relación de campo sugiere que los calco-silicatos incrementan a profundidad; mientras que las unidades litológicas del Cretácico superior presentan decalcificación relacionada a los depósitos de calcita.

Estudios de petrografía en inclusiones fluidas demostraron inclusiones del tipo saturadas (líquido, vapor y solidos) e insaturadas (vapor y líquido-vapor), sugiriendo fluidos magmáticos, así como efectos de ebullición y dilución,

exponiendo una amplia gama de temperaturas de homogeneización final de 100° a 452 °C. Esta amplia diversidad de temperaturas de homogeneización final sugiere una migración de fluidos hidrotermales en varios pulsos, aludiendo, una fuente de fluidos hidrotermales desde un cuerpo plutónico no exhumado.

El análisis de geofísica regional, sugiere anomalías magnéticas con características de plutones sepultados que están próximos al área de estudio. Estos presentan firma magnética similar a la interpretada en la Sierra de Gomas (al oriente del área de estudio). Por lo tanto, esto soporta la hipótesis genética de la mineralización, es decir, origen hidrotermal, relacionada a cuerpos plutónicos no aflorantes y sepultados por la gruesa capa de rocas sedimentarias cretácicas y cuaternarias, que conforman la estratigrafía del área. La anomalía magnetométrica presente en el área de estudio, indica la presencia de minerales ferromagnéticos como óxidos de hierro y/o manganeso, o sulfuros como la pirrotita. Por la posición de la anomalía con respecto a las estructuras conocidas, permite concluir que los materiales magnéticos están estrechamente relacionados con las estructuras vetiformes que afloran a todo lo largo del anticlinal de la Sierra de Enmedio.

Los análisis de isótopos estables de S, concernientes a cristales de galena colectados en distintas vetas de la Sierra de Enmedio, reportaron un rango entre 4.51 a 10.8‰ ($\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$). Estos resultados de los isótopos de azufre sugieren que la fuente de azufre ($\delta^{34}\text{S}$) procede de un sistema magmático con firmas similares al rango de $\delta^{34}\text{S}$ para los yacimientos de Peñasquito y Santa Eulalia, ubicados en los estados de Zacatecas y Chihuahua, respectivamente, y donde ha sido demostrada relación estrecha a la fuente magmática.

BIBLIOGRAFÍA

- Adkins, W. S., Lozo, F. E., 1951, Stratigraphy of the Woodbine and Eagle Ford, Waco area, Texas, in Adkins, W. S., and others, 1951, The Woodbine and adjacent strata of the Waco area of Central Texas: *Fondren Sci., Ser. 4*, [Dallas], p. 101-164, 6 pis., 26 figs
- Albarrán, J., 1984, Estudio Petrogenético del basamento en el Distrito de Poza Rica; Proyecto C-2001, Subdirección de Tecnología de Exploración, IMP.
- Alfonso-Zwanziger, J., 1978, Geología regional del sistema sedimentario Cupido: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 30, p. 1-56.
- Anderson, T. H., Schmidt, V. A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time: *Geological Society of America Bulletin*, 94, 941-966.
- Anderson, T. H., Schmidt, V. A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geological Society of American Bulletin*, v. 94, p. 941-966.
- Aranda-García, M., Eguiluz de Antuñano, S., Peterson-Rodríguez, R.H., Chávez-Cabello, G., 2008, Estratigrafía Jurásico-Cretácica y estructuras del Arco de Monterrey de la Cuenca de La Popa en el Golfo de Sabinas, en Aranda-García, M., Peterson-Rodríguez, R.H. (eds.), *Congreso Mexicano del Petróleo. Estructuras del Arco de Monterrey y Cuenca de*

la Popa, en la Sierra Madre Oriental y sus analogías para la exploración de Hidrocarburos en el Golfo de México: Monterrey, Nuevo León, México, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 70–83.

Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., 2000, Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la Provincia Tectónica de Cuencas y Sierras, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53(1), 59-71.

Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G., 2005, El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión, en Alaniz-Álvarez S.A., Nieto-Samaniego A.F. (eds.), Temas Selectos de la Geología Mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, 57(3), 187-225.

Barboza-Gudiño, J. R., Zavala-Monsivais A., 2000, Datos para la interpretación del margen pacífico ecuatorial de Pangea durante el Paleozoico tardío-Mesozoico temprano. Resúmenes in extenso, Simposium Dr. Zoltán de Cserna: Sesenta años geologizando en México. Universidad Nacional Autónoma de México. P.118-124.

Barboza-Gudiño, J.R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M., Martínez-Macías, P.R., 2004, Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21(3), 299-319.

- Barboza-Gudiño, J.R., Orozco-Esquivel, M.T., Gómez-Anguiano, M., Zavala-Monsiváis, A., 2008, The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 49-63.
- Barboza-Luna, D, Santiago-Carrasco, B., Izaguirre-Ramos, M.A., Martínez-Ramos, C., Gracia-Valadéz, M., 1997, Servicio Geológico Mexicano, Carta Geológico-Minera Monclova, G14-4, Escala 1:250,000 Estados de Coahuila y Nuevo León, Informe técnico, 101 pp.
- 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., 2003, Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*, 32 pp.
- Bonfil, E, C., López, R, E., Quiané, R, J., Rivera, M, S., 2012, Cuencas Petrolíferas de México, Universidad Veracruzana, Facultad de Ciencias Químicas, Ingeniería Petrolera, p. 22.
- Brown, W, G., 1988, Deformational style of the Laramide uplifts in the Wyoming foreland. *Geological Society of America Memoir* 171, p. 1-25.

Burrows, R.H., 1910, Geology of Northern México. Geological Society of America Bulletin, Tomo VII, 1ra. Parte, p. 85-103, map.

Campa, M. F., y Coney, P. J. 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Canadian Journal of Earth Sciences, 20(6), 1040-1051.

Campa, M. F. 1985, The mexican thrust belt, in Howell, D.G., ed., Tectonostratigraphic terranes of Circum-Pacific region: Circum Pacific Concil for Energy Mineral Resources, Earth Science Series, v.1, p. 299-313.

Camprubí, A. 2013, Tectonic and metallogenetic history of México. Special Publication 17, Society of economic geologists, Inc, 201-243.

Charleston, S., 1973, Stratigraphy, tectonics and hydrocarbon potential of the lower Cretaceous, Coahuila series. Coahuila México; University of Michigan [Ph. D. Dissertation], 268 p.

Charleston, S., 1981, A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, Mexico, in Schmidt, C. I., y Katz, S. B., Eds., Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico. West Texas Geological Society Field Trip Guidebook, Publication, 81-74, p. 28-36.

Chávez-Cabello, G., Torres-Ramos, J. A., Porras -Vázquez, N.D., Cossio-Torres, T., y Aranda-Gómez, J. J., 2011,. Evolución estructural del frente tectónico

de la Sierra Madre Oriental en el Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63(2), 253-270.

Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R. S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I. R., y González-Naranjo, G. A. 2005, La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57(1), 27-52p.

Chávez-Cabello., G., 2005, Deformación y Magmatismo Cenozoicos en el Sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México, Universidad Autónoma de México, Centro de Geociencias, Tesis de Doctorado, 313 pp.

Coney, P. J. y Reynolds, S. J., 1977, Cordilleran Benioff zones: Nature, v. 270, p. 403-406.

Coney, P.K., Campa, M.F., 1976, Lithotectonic terrane map of Mexico. In: Silberling, N.J., *et al.*, eds., Lithotectonic terrane maps of the North American Cordillera, Part D: United States Geological Survey, Open File 84-0523, p. D1-D14, 4 maps.

Contreras Montero, B., 1977. Bioestratigrafía de las formaciones Taraises y La Peña (Cretácico Inferior), de La Goleta, Coahuila y Minillas, Nuevo León. Rev. Inst. Mex. Petr., 9 (1); 8-29.

Cuevas-Leeré, J. A., 1984, Análisis de subsidencia e historia térmica en la cuenca de Sabinas, Noreste de México: Boletín AMGP, v. 34, p. 56-100.

Dana, J. D., 1896, Manual of geology, 4th Ed. New York, American Book Company, 1987 p.

De Cserna, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey. Publicaciones del XX Congreso Geológico Internacional, Monografía, 60 p.

De Cserna, Zoltan, 1956, Cuenca de Sabinas: su significado en el entendimiento de la evolución geológica del Noreste Mexicano. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 63, Núm. 2, p. 285-311.

De Cserna, Z., 1960, Orogenesis on time and space in México. Geologische Rundschau, v. 50, p. 595-605.

Dickinson W.R., Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. GSA Bulletin; v. 113, n. 9, p. 1142-1160.

Dickinson, W. R., Snyder, W.R., 1978, Plate tectonics of the Laramide orogeny, in: Matthews, v. III ed., Laramide folding associated with basement block faulting in the western United States. Geological Society of America Memoir 151, p. 355-366.

Dickinson, W. R., Klute, M. A., Hayes, M. J., Janecke, S. U., Lundin, E. R., McKittrick, M. A., Olivares, M. D., 1988, Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region: Geological Society of American Bulletin, v. 100, p. 1023-1039.

Dong, G. Morrison, G., Jaireth, S., 1995, Quartz textures in epithermal veins Queensland-classification, origin, and implication. *Economic Geology*, Vol. 90. Canada.

Dumble, E.T., 1892, Notes on the geology of the valley of the middle Río Grande: *Geological Society of America Bulletin*, v. 3, p. 219-230.

Echánove, E.O., 1986, Geología petrolera de la Cuenca de Burgos. Parte I. Consideraciones Geológico-petroleras: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 38,1-74 .

Eguiluz de Antuñano, S., 1991, Discordancia Cenomaniana sobre la Plataforma de Coahuila, *Petróleos Mexicanos (PEMEX): Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 41(1), 1-17.

Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 1–26.

Eguiluz, de Antuñano, S., 2001, Geologic Evolution and Gas Resources of the Sabinas Basin in Northeastern México, in: Bartolini, C., Buffler, R. T., and Cantú-Chapa, A., eds., *The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems. American Association of Petroleum Geologists Memoir 75*, p. 241-270.

Eguiluz de Antuñano, S., 2011, Secuencias estratigráficas del Berriasiano-Aptiano en la Cuenca de Sabinas: su significado en el entendimiento de la

evolución geológica del noreste mexicano. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63(2), 285-311.

Ermakov, N. P. 1950, Research the nature of mineral-forming solutions (en ruso) Kharkov Univ. Press., 460 p. Traducido al inglés: Yernakov y otros, 1965, vol. 22 of Intern. Ser. of Monog. in Earth Sciences. Perg. Press, New York, p.743.

Escalante-Martínez, J.C., Rocha-Rocha, M., Chiapa-García, R. R., 2002, Carta Geológico-Minera Ciudad Acuña H14-7, escala 1:250,000, estado de Coahuila: Pachuca, Hidalgo, México, Informe técnico, 35 pp.

Faure, G., 1986, Principles of Isotope Geology, Wiley, New York. 589 pags.

Ferrari, L., Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S. A., y Rosas-Elguera, J., 1999, Tectónica y volcanismo Terciario en el centro de México: ¿Hasta donde queremos llegar con el Basin and Range?: GEOS, v. 19, n. 4, p. 312.

Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., y Bryan, S., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57(3).

Field, C. W.; Fifiarek R. H. 1985, Light stable-isotope systematic in the epithermal environment. En Reviews in Economic Geology Vol. 2. Geology and geochemistry of epithermal systems. 99-128.

Gaytán-García, J., Rogel-González, D., Herrera-Monreal, J.C., Tristán-Capetillo, L.C., 2014, Servicio Geológico Mexicano, Carta Geológico-Minera Villaldama, G14-A75, Escala 1:50,000 Estado de Nuevo León, Informe técnico, inédito., 112 pp.

Geosoft Inc. "Oasis Montaje Versión 6.4.2. 2007" Copyright, Geosoft Inc.

Giesemann, A., Jäger, H. J., Norman, A. L., Krouse, H. R., & Brand, W. A. (1994). Online sulfur-isotope determination using an elemental analyzer coupled to a mass spectrometer. *Analytical Chemistry*, 66(18), 2816-2819.

Goldfarb, R. J., Baker, T., Dube, B., Groves, D. I., Hart, C. J., Gosselin, P., 2005, Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology 100th anniversary volume*, 40.

Goldfarb, R. J., Hart, C. J., Marsh, E. E., 2008, Orogenic gold and evolution of the Cordilleran orogen. *Ores and orogenesis: Circum-Pacific tectonics, geologic evolution, and ore deposits: Arizona Geological Society Digest*, 22, 311-323.

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 p.

Goldhammer, R. K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico. Boulder, Colorado, Geological Society of North America Special Paper 340, p. 1-58.

Goldhammer, R. K., y Johnson, C. A., 2001, Middle Jurassic-Upper Cretaceous Paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of México rim, in: Bartolini, C., Buffler, R. T., and Cantú-Chapa, A., eds., The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems.: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75, p. 45-81.

Goldstein, R.H., T.J. Reynolds 1994. Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals. USA, Society for Sedimentary Geology, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course 31, 199 p.

González-Partida, E., Camprubí, A., Canet, C., y González-Sánchez, F., 2008, Físicoquímica de salmueras e hidrocarburos en cuencas petroleras y en depósitos minerales tipo Mississippi Valley y asociados. Parte II: ejemplos de la Cuenca de Sabinas y la Cuenca del Sureste, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 60(1), 23-42.

González-Partida, E., Carrillo-Chávez, A., Grimmer, J.O.W., Pironon. J., Mutterer, J., Levresse, G., 2003, Fluorite deposits at Encantada-Buenavista,

Mexico: products of Mississippi Valley type processes. *Ore Geol Rev* 23:107-124.

González-Sánchez F., Puente Solís R., González Partida E. y Camprubí Antoni, 2007, Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados defluorita, barita, celestina y Zn-Pb. *Bol. de la Soc. Geol. Mex.* Tomo LIX, N°1, p 43-62.

Grajales-Nishimura, J. M., Terrell, D. J., and Damon, P. E., 1992, Evidencias de la prolongación del arco magmático cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 42, p. 1-18.

Guerrero, R., Berlanga, M., 2000, Isótopos estables: Fundamento y aplicaciones. *Actualidad. SEM* (29), 30 pp.

Guzmán, E.J., de Cserna, Z., 1963, Tectonic history of Mexico, in Childs, O.E., and Beebe, B.W. (eds.), *Backbone of the Americas – Tectonic history from pole to pole: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 2, 113-129

Guzzy-Arredondo, G.S., Murillo-Muñetón, G., Morán-Zenteno, D. J., Grajales-Nishimura, J. M., Martínez-Ibarra, R., Schaaf, P., 2007., High-temperature dolomite in the Lower Cretaceous Cupido Formation, Bustamante Canyon, northeast Mexico: petrologic, geochemical and

microthermometric constraints. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(2), 131-149.

Handschy, J. W. Keller, G. R., and Smith, K. J., 1987, The Ouachita system in northern México. *Tectonics*, v. 6, p. 323-330.

Henry, C. D., Aranda-Gómez, J. J., 1992, The real southem Basin and Range:mid-to late Cenozoic extension in México: *Geology*, v. 20, p. 701-704.

Hill, R.T., 1891, The Comanche series of the Texas-Arkansas region: *Geological Society of America Bulletin*, v. 2, p. 503-528.

Herrera-Monreal, J. C, Tristán-Capetillo, L.C., Luna-Castro, H. F., Pascacio-Toledo, R. P y Mérida-Cruz, A. A., 2014, Asignación Minera Eva, Estado de Nuevo León. *Servicio Geológico Mexicano*, 29 pp.

Hezarkhani, A, Williams-Jones, A. E., 1998, Controls of alteration and mineralization in the Sungun porphyry copper deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions and stable isotopes: *Economic Geology*, v. 93, p. 651-670.

Humphrey, W.E., 1949, "Geology of the Sierra de los Muertos area, Mexico (with descriptions of Aptian cephalopods from the La Peña Formation)": *Geological Society of America Bulletin* 60 (1), 89-176.

Humprey, W. E, Díaz, T., 1956, Correlation of the mesozoic strata of northeast Mexico.- *Gulf Coast Association Geological, Society Transactions*, v. 6, p. 32-34.

Humphrey, W. H., 1956, Tectonic framework of Northern Mexico, in: Gulf Coast Association of Geologists, Society Transactions, v. 6, p. 25-35.

Humphrey, W.E., Díaz, T., 2003, Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphic and Tectonics of Northeast of Mexico: Bureau of Economic Geology, Report of Investigations No 267, 152 p.

Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Part IV Geology of the Western part of the Sierra de Parras: Geological Society of America Bulletin, 47, 1091-1152.

Imlay, R.W., 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: Bulletin of Geological Society of America, 48(5), p. 587-630.

Imlay, R.W., 1940, Neocomian faunas of northern Mexico: Geological Society of America Bulletin, 51, 117–190.

Iriondo, A., 2001, Proterozoic basaments and their Laramide juxtaposition in NW Sonora, México. Colorado, University of Colorado [Ph D. Thesis], 222 p.

Jia, Y., Kerrich, R., Goldfarb, R., 2003, Metamorphic origin of ore-forming fluids for orogenic gold-bearing quartz vein systems in the North American Cordillera: Constraints from a reconnaissance study of $\delta^{15}\text{N}$, δD , and $\delta^{18}\text{O}$. Economic Geology, 98(1), 109-123.

Jones, N. W., Dula, Fred, Long, L.E., McKee, J. W., 1982, An exposure of a fundamental fault in Permian basement granitoids, VSM, Coahuila,

México: Geological Society of America Abstract With Programs, v. 14, p. 523-524.

Jones, N. W., McKee, J. W., Marquez, D. B., Tovar, J., Long, L. E., Laudon, T. S., 1984, The Mesozoic La Mula Island, Coahuila, México: Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 1226-1241.

Jones, N. W., Lopez, R., Cameron, K. L., 1995, Linda Vista pluton and latest Permian-Late Triassic orogeny, Las Delicias area, Coahuila, México. Geological Society of America Abstract With Programs, v. 27, n. 6, p.388.

Keppie, J.D., Dostal, J., Nance, R.D., Miller, B.V., Ortega-Rivera, A., Lee, J.K.W., 2006, Circa Ma plume-related dykes in the ~1Ga Novillo Gneiss (east-central) Mexico: Evidence for the initial separation of Avalonia: Precambrian Research, 147, 342-353.

Kulik, D. M., Schmidt, Ch, J., 1988, Region of overlap and styles of interaction of Cordilleran thrust belt and Rocky Mountain foreland. Geological Society of America Memoir 170, p. 75-98.

Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico no.85, 208 p.

Lawton, T. F., Vega-Vera, F. J., Giles, K. A., Rosales-Domínguez, C., 2001, Stratigraphy and origin of the La Popa basin, Nuevo Leon and Coahuila,

Mexico. In: C. Bartolini, R.T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems. American Association of Petroleum Geologists Memory 75, p. 219-240.

Lawton, T.F., Molina-Garza, R.S., 2014, U-Pb geochronology of the type Nazas Formation and superjacent strata, northeastern Durango, Mexico: Implications of a Jurassic age for continental-arc magmatism in north-central Mexico: Geological Society of America Bulletin, 126 (9-10), 1181-1199.

Longoria, J. F., 1984, Stratigraphic studies in the Jurassic of northeastern Mexico: Evidence of the origin of the Sabinas basin, in: Ventres, W. P. S., Bebout, D. G., Perkins, B. F., y Moore, C. H., eds., The Jurassic of the Gulf Rim. Austin Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, Gulf Coast Section, Proceedings of the Third Annual Research Conference, p. 171-193.

López-Doncel, R., Navarro-Moctezuma, A., 2007, Estudio estratigráfico-microfacial de los depósitos del Aptiano – Albiano inferior en la porción occidental de San Luis Potosí, centro-oriente de México y su relación con la incipiente Plataforma Valles – San Luis Potosí: GEOS, 27(1), p. 108.

López-Ramos, E., 1979, Geología de México: México, D.F., Tomo 2, 454 p.

López-Ramos E., 1980, Estratigrafía cretácica y tectónica de una porción del centro y noreste de México, V Convención de la Sociedad Geológica Mexicana, UNAM, p. 11.

Luhr, J. F., Henry, C. D., Housh, T. B., Aranda-Gómez, J. J., McIntosh, W. C., 2001, Early extension and associated mafic alkalic volcanism from the southern Basin and Range Province: Geology and petrology of the Rodeo and Nazas volcanic fields, Durango (Mexico). Geological Society of America Bulletin, v. 113, n. 6, p. 760-773.

Mangas, J., Sierra, J., 1991, Las inclusiones fluidas: Método de análisis e interpretación: en Lunar R. y Oyarzun R., p. 79-146.

Márquez, B., 1979, "Evaluación petrolera de sedimentos carbonatados del Cretácico en el Golfo de Sabinas, NE de México" Revista Ingeniería Petrolera 19, 28-36.

Martínez R. L., Miranda H. A., Sánchez G. E., Pérez V.M.A., 2000, Servicio Geológico Mexicano, Carta Geológico-Minera Nueva Rosita, G14-1, Escala 1:250,000 Estados de Coahuila y Nuevo León. Informe técnico.

McBride, E. F., Weidie, A. E. Jr., y Wolleben, J. A., and Laudon, R. C., 1974, Stratigraphy and structure of the Parras and La Popa basins, northeastern Mexico. Geological Society of America Bulletin, v. 85, p. 1603-1622.

McBride, E.F., Weidie, A.E., Wolleben, J.A., Laudon, R.C., 1974, Stratigraphy and structure of the Parras and La Popa basins, northeastern Mexico: Geological Society of America Bulletin, 85,1603-1622.

McClay K. R.1987. The Mapping of Geological Structures. Geological Society of London Handbook, VI 161 pp.

McKee, J. W., Jones, N. W., 1979, A large Mesozoic Fault in Coahuila, Mexico. Geological Society of America, Abstracts With Programs, v. 11, p. 476.

McKee, J. W., Jones, N. W., Long, L. E., 1984, History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico. Geology, v. 12, p. 103-107.

McKee, J. L., Jones, N. W., y Anderson, T. H., 1988, Las Delicias basin, a record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico: Geology, v. 16, p. 37-40.

McKee, J. W., Jones, N. W., y Long, L. E., 1990, Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico, Geological Society of America Bulletin, v. 102, p. 593-614.

McKee, J. W., Jones, N. W., y Anderson, T. H.,1999, Late Paleozoic and early Mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, México. In Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central México. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special paper 340, p. 161-189.

Meiburg, P., 1987, Paleogeografía y desarrollo estructural del Cretácico de la Sierra Madre Oriental septentrional, México. El Cretácico de México y América Central. Simposio Internacional. Actas Facultad de Ciencias de la Tierra / Universidad Autónoma de Nuevo León, n. 2, p. 197-199.

Millán-Garrido, H., 2004, Geometry and kinematics of compressional growth structures and diapirs in the La Popa basin of northeast Mexico: Insights from sequential restoration of a regional cross section and three-dimensional analysis: *Tectonics*, 23, TC5011.

Morton-Bermea, O., 1995, Petrologie, Mineralogie und Geochemie des Alkali-Intrusivkomplexes von Monclova-Candela (Mexiko): Hamburgo, Alemania, Universität Hamburg, tesis doctoral, 100 p.

Muir, J.M., 1936, Geology of the Tampico Region, Mexico: American Association of Petroleum Geologists, Memoir. 280 p

Nash, J.T., 1976, Fluid inclusión petrology data from porphyry copper deposits and applications to exploration. U.S.G.S. Professional Paper 907D, 16 p.

Ohmoto H, Rye RO., 1979, Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes HL (ed) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd edn. Wiley, New York, pp 509–567.

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.

Ortega-Gutierrez, F., Ruiz, J., y Centeno-Garcia, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic.

Geology, 23(12), 1127-1130.

Ortíz-Urbilla, A., Tolson, G., 2004, Interpretación estructural de una sección sísmica en la región Arcabuz–Culebra de la Cuenca de Burgos, NE de México:

Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21, 226–235.

Padilla y Sánchez, R., J., 1978, Bosquejo geológico-estructural de la Sierra Madre Oriental en el área Linares-Galeana-San Roberto, estado de Nuevo

León, UNAM, Instituto de Geología, revista, Vol. 2. núm. 1, p. 45-54.

Padilla y Sánchez, R. J., 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, México.

Austin, Texas, University of Texas [Ph D. Thesis], 217 p.

Padilla y Sánchez, R. J., 1985, Implicaciones estructurales de los arrecifes en el desarrollo de pliegues: *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, v. 34 n° 2, p. 43-90.

Padilla y Sánchez R.J., 1986a, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico.

PhD Thesis, The University of Texas at Austin, Austin, Texas, USA, 217 pp.

Padilla y Sánchez, R. J., .1986b, Post-Paleozoic Tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico. *Geofísica Intern* 25:157-206.

Pascacio-Toledo, R., Herrera-Monreal, J.C., Torres-Ramírez, M., 2014, Reporte de la Interpretación Magnética de la visita en las áreas y localidades mineralizadas dentro de las cartas Villaldama G14-A75, Mina G14-A85 y Paredón G14-C14, Escala 1: 50 000. Estado de Nuevo León. Servicio Geológico Mexicano, 19 pp.

Pascacio-Toledo, R., 2014, Interpretación aeromagnética de las cartas Villaldama G14-A75 y Mina G14-A85, Escala 1: 50,000. Estado de Nuevo León. Servicio Geológico Mexicano. 5 pp.

PEMEX, 1988, Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico, Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración, Informe técnico, 229pp.

PEMEX, 2010, Provincia Petrolera Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental, Subdirección de Exploración y Producción, Informe técnico, 14 pp.

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. 179-211.

Pirajno, F., 2009, Hydrothermal processes and mineral systems. Dordrecht: Springer/Geological Survey of Western Australia.

Quintanar-Ruiz, F. J., 2008, La Herradura ore deposits: an orogenic ore deposits in northwestern in Mexico. Tesis de Maestría. The University of Arizona. p. 97.

Rascón-Heimpel, M. A., Valencia-Moreno, M, Ochoa-Landín, L, y Calmus-Thierry, 2012, Geología y geoquímica del pórfido cuprífero Los Alisos, distrito minero de La Caridad, Sonora, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 29(2), 355-383. Recuperado en 17 de marzo de 2017, de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S102687742012000200006&lng=es&tng=es.

Riedel, W., 1929, "Zur mechanik geologischer brucherscheinungen", *Zbl. Miner. Geol. Palaeont.*, B354.

Rocha-Rocha, M., 2008, Yacimientos de Celestina en la Plataforma Valles-San Luis Potosí: San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, tesis de maestría, p. 198.

Rocha-Rocha, M., 2016, Metallogenesis Of The peñasquito Polymetallic Deposit: A Contribution To The Understanding Of The Magmatic Ore System, University of Nevada, Reno, tesis de Doctorado, p. 309.

Roedder, E., 1962a, Ancien 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., 1979, Fluid inclusions as samples of ore fluids: in Barnes, H. L. (Ed) *Geochemistry of hidrothermal ore deposits*, 2° Ed. Wiley, New York, p. 684-737.

Roedder, E., 1981, Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping;
In Hollister & Crawford (eds.). Miner. Assoc. Canada. Short.

Roedder, E., 1984, Fluid inclusions; Reviews in Mineralogy, p.12-644.

Rogers, C. L., De Cserna, Z., Van Vloten, R., Tavera-Amezcuca., E., y Ojeda-Rivera, J., 1961, Reconocimiento geológico y depósitos de fosfatos del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí. Consejo de Recursos Naturales no Renovables Boletín, n. 56, 322 p.

Roemer (Römer), F., 1852, Die Kreidebildungen von Texas, und ihre organischen Einschlüsse: il.Bonn, Adolph Marcus, pp.100, 10 pls.

Rollinson, H. R., 1993, Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Harlow, Essex, England: Longman Scientific & Technical. Chicago (Autor-Fecha, 15a ed.).

Román-Ramos, J.R., Holguín-Quiñones, N., 2001, Subsistemas generadores de la región norte de México. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros 49 (1-2), 68-84.

Romo-Ramírez, J.R., Herrera-Monreal, J.C., Rodríguez-Rodríguez, J.S., Larrañaga-Obregón, G., 2002, Informe de la carta geológico-minera San Miguel H13-12, escala 1:250,000, estados de Coahuila y Chihuahua: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, Informe técnico, 68 pp.

Salvador, A., Green, A., 1980, Opening of the Caribbean Tethys (Origin and development of the Caribbean and the Gulf of Mexico), en Auboin, J., et al. (eds.), Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys, Bureau de Recherche Géologique et Minière, Mémoires, 115,224-229.

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., 1991a ,The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, v. J, 568 p.

Salvador, A., 1991b, Triassic-Jurassic: in Salvador, A., ed., The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, v. J, p. 131-180.

Salvador, A., 1991c, Origin and development of the Gulf of Mexico basin: in Salvador, A., ed., The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, v. J, p. 389-444.

Santamaría, O. D., Ortuño, A. F., Adatte, T., Ortíz, U. A., Riba, R. A., y Franco, N.S., 1991, Evolución geodinámica de la Cuenca de Sabinas y sus implicaciones petroleras, Estado de Coahuila: Instituto Mexicano del Petróleo internal report.

Seal, R. R. II, Alpers, Ch. N., Rye R. O., 2000, Stable Isotope Systematics of Sulfate Minerals; in Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 40, p. 541-602

- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R. C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México. Geological Society of America Special Paper 278, 153 p.
- Sellards, E. H., 1932, The pre-Paleozoic and Paleozoic systems in Texas, in The geology of Texas: Texas Univ. Bull. 3232 [1933], v. 1, p. 15-238.
- Sellards, E.H., Adkins W.S., F.B. Plummer, 1966, The Geology of Texas vol. I Stratigraphy, The University of Texas Bulletin, 5th printing, No. 3232, pp. 1007.
- Servicio Geológico Mexicano, 1999, "Carta magnética de la primera derivada vertical del Campo Total reducido al Polo, Escala 1:50,000 Villaldama G14A75, 1 pp.
- Shepperd, T. J., 1985, A practical guide to fluid inclusion studies; Ed. Blackie 23 p.
- Shumard, B.F., 1860, Observation upon the Cretaceous strata of Texas: Academy of Science of St. Louis Transaction, 1,583-590 p.
- Shumard, B. F., 1865-1866, Catalogue of Palaeozoic fossils, Part 1, Echinodermata: Transactions of the St. Louis Academy Science, v. 2, no. 2, p. 334-394 (1865); p. 395-407 (1866).
- Smith, C. I., 1981, Review of the geologic setting, stratigraphy and facies distribution of the Lower Cretaceous in northern Mexico, in Lower Cretaceous

stratigraphy and structure, northern Mexico. West Texas Geological Society Field Trip Guidebook 81-74, p. 1-27.

Sohl, N.F., E. Martínez, P. Salmerón-Ureña, F. Soto-Jaramillo, 1991, Upper Cretaceous, The Geology of North America, vol. J, The Gulf of Mexico Basin, The Geological Society of North America, p. 205-242.

Sorby, H. C., 1858, On the microscopic structure of crystals, indicating the origin minerals and rocks: Geological Society of London, Quart. Jour., vol. 14, p. 453-500.

Suter, M., 1984, Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate plataform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico. Geological Society of American Bulletin, v. 95, p. 1387-1397.

Spooner, E.T.C., 1981, Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits: in Hollister and M. L. Crawford Ed., Short Course in Fluid Inclusions, Applications to Petrology, Mineralogical Association of Canada, vol. 6, p. 209-240.

Stewart, J.H., 1978, Basin and Range structure in western North America, a review: Geological Society of America Memoir, 152, 1-30.

Tardy, M., 1980, Contribution a l'étude geologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique: Tesis doctoral, Université Pierre et Marie Curie de Paris, 445p.

Taylor, H. P., Jr., 1974, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition: *Economic Geology*, v. 69, p. 843-883.

Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P. J., y Grajales, J. M., 1999,. Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America. *Special Paper of the Geological Society of America*, 340, 191-196.

Tristán-González, M., 1986, Estratigrafía y tectónica del Graben de Villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico no. 107, 91 p.

Tristán-González, M., 2008, Evolución Tectono-Volcánica durante el paleógeno en la porción sur oriental de la Mesa Central: Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico D.F., 204 p., Tesis doctoral.

Valencia-Moreno, M., y Ortega-Rivera, A., 2011, Cretácico Tardío-Eoceno Medio en el noroeste de México evolución del arco magmático continental y su contexto geodinámico (orogenia Laramide), in Calmus, Thierry, ed., *Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 7, p., 25* figs.

Vaughan., 1900, The Eocene and lower Oligocene coral faunas of the United States with descriptions of a few doubtfully Cretaceous species. United States Geological Survey, Monograph 39:1-263

Vega-Vera, F.J., Perrilliat, M.C., 1989, La presencia del Eoceno marino en la cuenca de La Popa (Grupo Difunta), Nuevo León: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, 8, 67-70.

Vega-Vera, F. J., Perrilliat, M. C., 1989a, On a new species of Venecardia from the lower Eocene in northeastern México (Difunta Group). Tulane Studies in Geology and Paleontology, v. 22, p. 101-106.

Velasco, F., 2004, Introducción al Estudio de las Inclusiones Fluidas. XXIII Curso Latinoamericano de Metalogenia. 17 al 28 Agosto de 2004, Mendoza, Argentina.

Viera-Décida, F., Ramírez-Fernández, J.A., Velasco-Tapia, F., y Orozco-Esquivel, M.T., 2009, Relaciones petrogenéticas del magmatismo en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana: Ciencia UANL, v. 12, p. 42–49.

Wall, J. R.; Murria, G. E.,Díaz, G. T., 1961, Occurrence of intrusive gypsum and its effects on structural forms in Coahuila marginal folded province of northeastern Mexico. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 45, p. 1504-1522.

Wilkinson, J. J., 2001, Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits: Lithos, vol. 55, p. 229-272.

Wilson, J. R., and Ward, W. C., 1993, Early Cretaceous carbonate platforms of northeastern and east-central Mexico, in Simo, J. A. T., Scott, R. W., and Masse, J.P., eds., Cretaceous carbonate platforms. American Association of Petroleum Geologists Memoir 56, p. 35-50.

Wilson, J.L., 1990, Basement structural controls on Mesozoic carbonates facies in northeastern Mexico: A review, en Tucker, M.E., Wilson, J.L., Crevello, P.D., Sarg, J.R., Read, J.F. (eds.), Carbonate platforms, facies, sequences and evolution: International Association of Sedimentologists, Special Publication, 9, 235-255.

Winkler, C. D., Buffler, R. T., 1988, Paleogeographic evolution of early deep water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean): American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 72, p. 318-346.

Ye, H., 1997, The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE Mexico: Tectonic infilling of a recess along the southwestern North American continental margin, en Soegaard, K., Giles, K., Vega, F., Lawton, T. (eds.), Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-early Tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, Mexico: Dallas, Texas, American Association of Petroleum Geologists, Field Trip 10, 82-115.

Zúñiga- Hernández, H. A., 2010, El Gachi: Un depósito de reemplazamiento de Pb, Zn (Ag), En el Distrito de Arizpe, Sonora, Universidad de Sonora, tesis de maestría, p. 109.