



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Estudio geológico y mineralógico del
yacimiento manganesífero de la
Unidad Molango, en el Distrito
minero de Molango, Hidalgo, México**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

Karen Chávez Téllez

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Augusto Antonio Rodríguez Díaz



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México

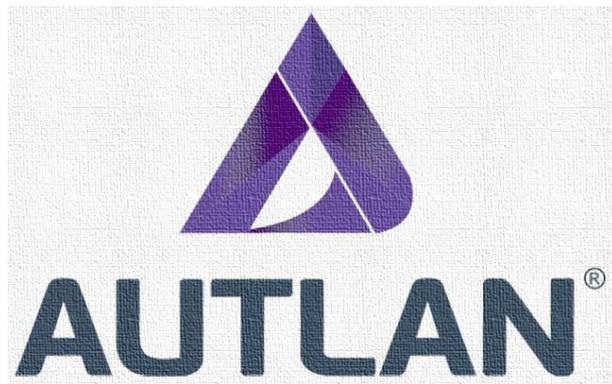


UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



*Esta tesis fue posible en parte al apoyo que me brindo Compañía Minera
Autlán, S. A. B de C. V.*

UNIDAD MOLANGO

¡Muchas gracias!



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN
CIENCIAS DE LA TIERRA
OFICIO FING/DICT/0752/2019

SRITA. KAREN CHÁVEZ TÉLLEZ
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento que la opción de titulación: **POR TESIS**, así como el tema y contenido propuestos por el **Dr. Augusto Antonio Rodríguez Díaz** en calidad de **Director de Tesis**, han sido aprobados por el comité de titulación de la carrera de **Ingeniería Geológica** y se muestran a continuación

ESTUDIO GEOLÓGICO Y MINERALÓGICO DEL YACIMIENTO MANGANESÍFERO DE LA UNIDAD MOLANGO EN EL DISTRITO MINERO DE MOLANGO, HIDALGO, MÉXICO.

- I INTRODUCCIÓN
- II MARCO TEÓRICO DE YACIMIENTOS DE MANGANESO
- III METODOLOGÍA
- IV MARCO GEOLÓGICO
- V YACIMIENTO MANGANESÍFERO DE LA UNIDAD MOLANGO
- VI DISCUSIÓN
- CONCLUSIONES
- ANEXOS
- REFERENCIAS

Por otra parte, le comunico que le ha sido asignado el siguiente jurado que tendrá como función básica, avalar su trabajo escrito y autorizar la réplica oral requerida para la obtención del título profesional, de acuerdo al Reglamento de Opciones de Titulación vigente.

PRESIDENTE: M.E. MIGUEL IDELFONSO VERA OCAMPO
VOCAL: DR. AUGUSTO ANTONIO RODRÍGUEZ DÍAZ
SECRETARIO: DR. FERNANDO NÚÑEZ USECHE
1ER. SUPLENTE: M.C. BERNANDO IGNACIO GARCÍA AMADOR
2DO. SUPLENTE: M.C. EDITH FUENTES GUZMÁN

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de Administración Escolar, en el sentido que se imprima en lugar visible de cada ejemplar del trabajo escrito, el título de este.

Asimismo, le recuerdo que para optar por el título profesional, es necesario haber acreditado el 100% de los créditos establecidos en el plan de estudios, haber realizado el Servicio Social de acuerdo con la Legislación Universitaria y haber aprobado el examen de comprensión de lectura de un idioma extranjero, en términos de lo dispuesto por el Consejo Técnico.

Atentamente

"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"

Cd. Universitaria, Cd. Mx., 26 de agosto 2019

El Presidente del Comité de Titulación de Ingeniería Geológica

DR. ENRIQUE ALEJANDRO GONZÁLEZ TORRES

ccp Coordinador de la Carrera
ccp Interesado

Dedicatoria

A mi mamá Clemencia por su infinito amor, paciencia y comprensión, sin ti mamá mi vida no tiene sentido, gracias a ti es que he llegado hasta aquí y por todo lo hecho por mí es que yo siempre te estaré agradecida. Te amo muchísimo, siempre serás el amor de mi vida.

A mi papá Abel, por tu inmenso amor, tu protección y comprensión, gracias a ti es que soy la persona que soy, con tus enseñanzas, cuidados y sobre todo tu apoyo es que he logrado terminar mi carrera. Te amo muchísimo, para mí eres el mejor papá.

A mi hermano Román por ser la fuente principal de mi motivación, no olvides que te amo mucho.

A mi abuelita Hilaria y a mi tío Benito por su apoyo y cuidados durante y después de mi campaña de campo. ¡Muchas gracias! Los amo mucho.

Especialmente a mi tío Daniel, que fue la persona que más apoyo me brindo y que más orgulloso se sintió de mí, gracias por todo tu amor. Tu recuerdo siempre estará vivo en mi corazón.

Agradecimientos

A mi asesor de tesis el Dr. Augusto Antonio Rodríguez Díaz, por su comprensión y paciencia. Gracias por brindarme su ayuda, trasmitirme sus conocimientos y por animarme a no abandonar este trabajo.

Al Dr. Fernando Núñez Useche por la ayuda, correcciones y los conocimientos compartidos para este trabajo. Gracias por su apoyo y paciencia.

A mis sinodales por ayudarme con sus sugerencias y experiencia para mejorar el contenido de esta tesis.

A la Ing. Brenda Patricia Álvarez Romero, por su ayuda y cuidados que me brindo durante mi estancia en la mina subterránea de la Unidad Molango. Gracias por sus conocimientos, experiencia y amabilidad.

Al Ing. Atanacio Ibarra que me brindó todo el apoyo necesario para poder hacer mi campaña de campo dentro de Minera Autlán. Gracias por su ayuda, consejos y orientación para realizar mis tareas correspondientes dentro de la compañía.

Al Ing. Catarino Velasco Sampayo por sus atenciones y enseñanzas durante mi estancia dentro de la compañía. Muchas gracias por sus conocimientos trasmitidos, me fueron de gran ayuda para mi experiencia profesional.

Al Ing. Cesar Albino Arroyo Sánchez ya que con su ayuda fue posible mi estancia en la compañía, por brindarme el apoyo y participarme sus conocimientos dentro y fuera de la mina.

A don Abel, a la Ing. Mabel, al Ing. Alejandro y al Ing. Raúl, principalmente por su amabilidad, por haber hecho de mi estancia en Autlán muy divertida y llena de mucho aprendizaje.

A todos y cada uno de mis profesores y compañeros con los que conviví a lo largo de mi formación ya que cada uno me brindo experiencias únicas que han formado mi pensamiento e ideales.

A la Facultad de Ingeniería por ser mi segundo hogar durante mi formación, gracias a esta institución pude consolidarme no sólo como profesional sino como persona. ¡Muchas gracias!

A la Universidad Nacional Autónoma de México mi alma mater, que con su filosofía me ha ayudado a construirme como profesional y como ser humano, comprometida a ejercer mi profesión con sabiduría y honestidad.

*“Lo que importa no son las grandes ideas de los otros sino las pequeñas cosas que se te
ocurren a ti”*

Sputnik, mi amor (1999)

Haruki Murakami

Índice

Resumen	1
1. Introducción.....	2
1.1 Planteamiento del problema	4
1.2 Objetivos principales.....	4
1.2.1 Objetivos particulares	5
1.3 Metas	5
1.4 Hipótesis.....	5
1.5 Ubicación de la zona de estudio	6
1.5.1 Vías de acceso	6
1.6 Antecedentes e historia del Distrito de Molango.....	7
2. Marco teórico de los yacimientos de manganeso.....	10
2.1 Generalidades sobre el manganeso.....	10
2.2 Tipología de yacimientos de manganeso.....	12
2.2.1 Distrito manganesífero de Molango	16
3. Metodología	19
3.1 Campaña de campo y muestreo	19
3.2 Petrografía	20
3.3 Espectroscopía de reflexión infrarrojo de onda corta (SWIR)	21
3.4 Microscopio electrónico de barrido (SEM).....	23
3.5 Difracción de Rayos X (DRX).....	25
4. Marco geológico	27
4.1 Apertura del Golfo de México	27
4.2 Geología Regional	30
4.2.1 Basamento Precámbrico	30
4.2.1.1 Gneis Huiznopala (Ectasiano – Steniano).....	30
4.2.2 Pérmico	31
4.2.2.1 Formación Guacamaya (Cisuraliano).....	31
4.2.3 Triásico	31

4.2.3.1 Formación Huizachal (Nórico – Hettangiano)	31
4.2.4 Jurásico temprano	32
4.2.4.1 Formación Huayacocotla (Sinemuriano – Pliensbachiano).....	32
4.2.5 Jurásico Medio	32
4.2.5.1 Formación Cahuizas (Aaleniano – Bathoniano)	32
4.2.5.2 Formación Tepexic (Calloviano)	33
4.2.6 Jurásico tardío	33
4.2.6.2 Formación Santiago (Calloviano medio – Oxfordiano superior).....	33
4.2.6.3 Formación Chipoco (Kimmeridgiano inferior – Titoniano inferior).....	33
4.2.6.4 Formación Pimienta (Titoniano – Berriasiano/Valanginiano).....	34
4.2.7 Cenozoico	35
4.2 Marco tectónico	37
4.3 Geología Local	40
5. Yacimiento manganesífero de la Unidad Molango	43
5.1 Roca encajonante (Formación Chipoco).....	50
5.1.1 Descripción general	50
5.1.2 Textura y estructuras	50
5.2 Estructura mineralizada	51
5.2.1 Estructura del yacimiento	51
5.2.2 Mineralogía del yacimiento.....	52
5.3 Asociación mineral y texturas.....	55
5.3.1 Sulfuros.....	55
5.3.2 Óxidos y carbonatos.....	58
5.3.3 Fosfatos	60
5.3.4 Silicatos.....	60
5.4 Asociación mineral.....	61
5.4.1 Bloque III y IV.....	62
5.4.2 Bloque VII	62
5.4.3 Comextetitla.....	63
5.4.4 Túnel Tampoch.....	64
5.4.5 Capa A y facies de Chipoco.....	64

5.5 Asociaciones de microfacies en la Formación Chipoco.....	66
5.5.1 Packstone con intraclastos.....	66
5.5.1 Wackstone/Packstone bioclástico con ostrácodos.....	67
5.5.1 Grainstone de ooides.....	67
6. Discusión.....	67
6.1 Geología regional.....	67
6.2 Ambiente tectónico.....	69
6.3 Generalidades del yacimiento en la Unidad Molango.....	72
6.4 Asociación mineralógica y paragénesis.....	74
6.4.1 Asociación mineralógica.....	74
6.4.2 Paragénesis mineral.....	77
6.5 Análisis de facies y ambiente de depósito.....	80
6.5.1 Asociación de microfacies.....	80
6.5.1.1 Packstone de intraclastos (RMF 9).....	81
6.5.1.2 Wackstone/Packstone bioclástico con ostrácodos (RMF 18).....	81
6.5.1.3 Grainstone de ooides (RMF 29).....	82
6.5.2 Ambiente de depósito.....	84
6.6 Distribución de Mn vs Fe en el yacimiento de Molango.....	85
6.7 Origen de la fuente de manganeso en Molango.....	88
7. Conclusiones.....	90
Referencias.....	93
Anexos.....	107
ANEXO 1. Detalle de topes geológicos.....	108
ANEXO 2. Descripción macroscópica.....	112
ANEXO 3. Petrografía.....	130
ANEXO 4. SWIR.....	159
ANEXO 5. Microscopio electrónico de barrido (SEM).....	161
ANEXO 6. Difracción de rayos X.....	175

Resumen

La mina subterránea Tetzintla de la Unidad Molango se ubica al norte del Distrito manganesífero de Molango, siendo éste el mayor yacimiento de manganeso en Norteamérica. La mineralización de la Unidad Molango consiste principalmente de carbonatos de manganeso. El método de explotación consiste en barrenar, hacer explotar, cargar y transportar el mineral a contrapozos por donde el material cae a trituradoras.

El yacimiento de manganeso se encuentra alojado en una secuencia de calizas manganesíferas de alta densidad que pertenecen a la base de la Formación Chipoco del Jurásico Superior (Kimmeridgiano-Titoniano). La matriz manganesífera está intercalada con finas láminas de pirita y óxidos de Fe principalmente, por lo que, en ocasiones el alto contenido de Fe representa un problema para separarlo del manganeso. La mineralización presenta una morfología estratiforme, confinada a un solo intervalo estratigráfico (estratoligado) que en este caso es la Formación Chipoco, generalmente los estratos presentan una disposición inclinada hacia el SW.

La asociación mineralógica está compuesta por calcita manganesífera + kutnohorita + rodocrosita + aragonito + dolomita rica en Mn + birnesita + todorokita + ilmenita + anatasa + magnetita + pirolusita + goethita + pirita + marcasita + pirrotita + esfalerita + calcopirita + siegenita + apatito + monacita + clorita + cuarzo + zircón, con mineralizaciones tardías que consisten en fracturas y fallas rellenas por calcita manganesífera + kutnohorita + rodocrosita + aragonito + dolomita rica en Mn. La roca encajonante presenta texturas de mudstone hasta packstone, donde la mayor acumulación de manganeso se encuentra en rocas de tipo packstone, estas rocas presentan estructuras y texturas que abarcan desde una laminación ondular paralela, ondulada subparalela y coloforme.

El yacimiento de la unidad Molango se ha clasificado como un depósito SEDEX del tipo distal. Se propone que la fuente hidrotermal se encuentra en el sistema de *rifts* que permitió la apertura del Golfo de México, esto como consecuencia de la ruptura de Pangea en el Triásico que generó pilares y fosas tectónicas. El horizonte económico de la Formación Chipoco se depositó en una fosa tectónica conocida actualmente como el graben de Molango, en un ambiente de rampa carbonatada.

1. Introducción

El manganeso es un metal cuyo número atómico es 25 en la tabla periódica con el símbolo "Mn". El manganeso puro es un metal de transición que se parece mucho en apariencia y propiedades al hierro, aunque un poco más gris y quebradizo. Al igual que otros metales de transición, el manganeso es químicamente reactivo, más en condiciones oxidantes, resiste la corrosión (Science Notes, 2016), y en condiciones reductoras es soluble como Mn, mientras que en condiciones oxidantes es insoluble precipitando como MnO_2 (Okita, 1992; Algeo y Maynard, 2004; Tribovillard et al., 2006).

El manganeso es el cuarto metal más usado en el planeta Tierra en términos de tonelaje, detrás del hierro, el aluminio y el cobre (Finance Group Chile S.A, 2019). Tiene numerosas aplicaciones, incluidas la industria del acero y de aleaciones especializadas, baterías portátiles, latas de aluminio para bebidas, vidrio de colores, alimentos, principalmente. En cada caso, el manganeso juega un papel importante en la mejora de las propiedades de las aleaciones y compuestos involucrados en cada aplicación específica.

Los principales productores de mineral de manganeso incluyen a Sudáfrica, Australia, Brasil, Gabón y Ghana, pero el manganeso se extrae en más de 30 países, incluido México, dentro de los diez más importantes (OEC, 2019). La explotación mineral del manganeso se realiza con métodos a cielo abierto y subterráneos, con predominio de los métodos a cielo abierto. El proceso de beneficio incluye cribado, tostación, reacción con ácido (p.ej. ácido sulfúrico) y/o fundición para fabricar aleaciones de manganeso específicas (CAMIN, 2019). China es, con mucho, el mayor productor de manganeso procesado (CRU International Limited, 2018).

El manganeso es un componente esencial del proceso de fabricación de acero porque mejora ciertas propiedades que el acero por sí solo no tiene, siendo su aplicación industrial más sobresaliente. Las aleaciones de aluminio-manganeso y las aleaciones de aluminio-manganeso-magnesio tienen aplicaciones en áreas como utensilios de cocina, techos, radiadores de automóviles, transporte y la mayoría de las latas de bebidas (uno de los mercados más importantes para el aluminio) gracias al hecho de que tales latas pueden ser recicladas (Maffia, 2013). En la producción de aleaciones de cobre, el uso de Mn da como resultado una mejor resistencia mecánica, así como mejores propiedades de desoxidación y capacidad de fundición (Echavarría, 2012). La principal aplicación no metalúrgica del Mn es en la industria de las baterías. El dióxido de Mn se utiliza como despolarizador en la fabricación de baterías de celda seca (CRU International Limited, 2018). El manganeso es muy utilizado en la industria química para varios propósitos. Por

mencionar algunos ejemplos, el permanganato de potasio es uno de los productos de manganeso más comunes, contiene propiedades oxidantes ideales para purificar el agua, tratar aguas residuales y controlar los olores (QuimiNet, 2011). Todas estas aplicaciones hacen del manganeso un elemento estratégico nacional y para otros países, por lo que su estudio y extracción son relevantes para su buen aprovechamiento.

El manganeso es un elemento vital para la salud humana y el desarrollo de la vida en general. Este elemento se encuentra dentro del organismo humano, y se necesita para varias funciones corporales, como la absorción de vitaminas, la producción de cartílago en los huesos y la activación de ciertas moléculas (Higdon, 2001). Sin embargo, la inhalación excesiva o la exposición a altos niveles de Mn pueden causar una afección conocida como manganismo (International Manganese Institute, 2019).

La mayoría de las menas de manganeso consisten en una mezcla de óxidos, comúnmente de color negro. Los más comunes son la pirolusita (MnO_2), criptomelana (óxido con potasio de composición variable) y psilomelana (con proporciones diversas de Ba, Mg, Ca, Pb, Na, K y algunas veces con Co y Ce). La braunita, otra mena, es un silicato negro que acompaña con frecuencia a los óxidos. La rodocrosita (carbonato en tonalidades de rosa), es el único mineral comercial, en volumen, diferente de los óxidos (Rodríguez-Díaz et al., 2005).

La mayoría de las menas de óxidos se venden en bruto, pero las estandarizadas pueden encontrarse en cantidades menores al 46% de Mn, tipo F2, entre 50-52% de Mn tipo HM y aquellas superiores a un 60%. La mena de manganeso para usos metalúrgicos se cotiza por unidad de tonelada larga (peso ajustado sobre la base de mineral libre de humedad para la mena normal de un contenido de 48% de Mn), algunas veces con un premio por los porcentajes adicionales de Mn (López-Ramos, 2007).

En México, existen una serie de yacimientos de manganeso de diversa tipología, incluidos de forma general hidrotermales e hidrotermales sedimentarios-exhalativos (Rodríguez-Díaz et al., 2005), siendo el yacimiento manganesífero del distrito minero de Molango el más grande depósito de carbonatos de manganeso de centro y Norteamérica (Laznicka, 1992). También es el único productor de nódulos de manganeso en el mundo (Pérez-Tello, 2009).

1.1 Planteamiento del problema

En el país se conocen al menos 50 yacimientos de manganeso, evidenciados con algún informe técnico o científico. Sin embargo, la información técnica disponible sobre estos depósitos es extremadamente limitada. Se cuenta únicamente con el estudio detallado de pocos de estos depósitos, y el resto sólo es conocido por medio de estudios preliminares, datos estadísticos y de localización (López-Ramos, 2007), a pesar de que algunos de ellos representan volúmenes o leyes de manganeso muy importantes.

El distrito minero de Molango representa el mayor productor de manganeso nacional y de América. Se tienen diversas controversias respecto a su origen y procesos involucrados en la mineralización y post-mineralización. Este estudio tiene la intención de indagar sobre el origen de la mineralización manganesífera en esta zona, por medio de asociaciones minerales y faunísticas, lo que como resultado nos dará una paragénesis mineral y un modelo paleoambiental del yacimiento, que podrá ser relacionado al contexto geológico de depósito y eventos posteriores. De esta forma se proporcionará mayor información del yacimiento, con implicación científica y de interés geológico y técnico, útiles para aspectos económicos. Debido a su gran extensión (más de 20 x 20 km), está dividido en tres zonas de explotación: Naopa, Nonoalco y Molango, siendo esta última una mina subterránea (mina Tetzintla) y la zona de interés de este trabajo.

1.2 Objetivos principales

- i. Determinar el origen de la mineralización estratoligada de manganeso de la mina subterránea Tetzintla de la Unidad Molango, del estudio de sus asociaciones minerales y texturas, en el contexto geológico de su depósito y evolución.
- ii. Determinar la paragénesis y eventos de mineralización dentro del yacimiento de la Unidad Molango.
- iii. Evidenciar las condiciones paleoambientales que tuvieron lugar durante el depósito de las unidades asociadas a la mineralización y su relación con el enriquecimiento de manganeso, resultando en la identificación de facies o eventos post-mineralización.

1.2.1 *Objetivos particulares*

- i. Determinar a través de petrografía y estudios de texturas las asociaciones minerales y microestructuras dentro de cuerpos mineralizados.
- ii. Reconocer la asociación faunística y texturas de la roca para poder establecer ambientes formacionales (microfacies) en los cuerpos mineralizados y sus contrastes espaciales.
- iii. Identificar la distribución mineral de fases enriquecidas en manganeso y reconocer los posibles mecanismos de depósito y enriquecimientos post-mineralización.

1.3 Metas

- i. Menas principales de manganeso en el depósito. Paragénesis mineral y eventos de mineralización primarios y tardíos.
- ii. Alteraciones post-mineralización como mecanismo de enriquecimiento en manganeso.
- iii. Estudio de microfacies para determinar ambiente de depósito.
- iv. Establecer un contexto geológico para el depósito: para la distribución de manganeso vs hierro y procesos post-mineralización.

1.4 Hipótesis

La mina subterránea Tetzintla de la Unidad Molango ocurre como un yacimiento de carbonatos y óxidos de manganeso que se encuentran en un solo intervalo estratigráfico (Formación Chipoco). La tipología de este yacimiento aún es controversial, debido a sus características, algunos autores lo clasifican como un yacimiento del tipo sedimentario estratiforme, sin embargo, trabajos recientes lo catalogan como un yacimiento sedimentario-exhalativo (SEDEX), que fue formado como consecuencia del proceso de apertura del Golfo de México. Para el caso de que haya coincidencia con las características propias de un yacimiento tipo SEDEX, de acuerdo con las asociaciones minerales y faunísticas, procesos de sedimentación, junto con el marco geológico y tectónico de la zona durante su depósito se podrá dar como correcta dicha clasificación. Además, que, por sus relaciones minerales, texturales y faunísticas, se piensa que el ambiente de depósito fue dentro de un marco de rampa carbonatada.

1.5 Ubicación de la zona de estudio

El distrito manganesífero de Molango se localiza en el extremo noroeste del estado de Hidalgo (Fig. 1.1), dentro de una superficie de aproximadamente 50 km en dirección norte-sur, por 25 km de este a oeste. La posición geográfica del centro del área es de $98^{\circ} 45'$ longitud oeste y $20^{\circ} 55'$ latitud norte y está comprendida dentro de los municipios de Molango, Xochicoatlán, Lolotla, Tepehuacán y Tlanchinol. El área de Tetzintla, actualmente en explotación, está ubicada en la parte norte del distrito manganesífero, aproximadamente 20 km al norte de la población de Molango, Hgo., siendo su posición geográfica $98^{\circ} 41' 15''$ longitud oeste y $20^{\circ} 57' 30''$ latitud norte (Alexandri y Martínez, 1986).

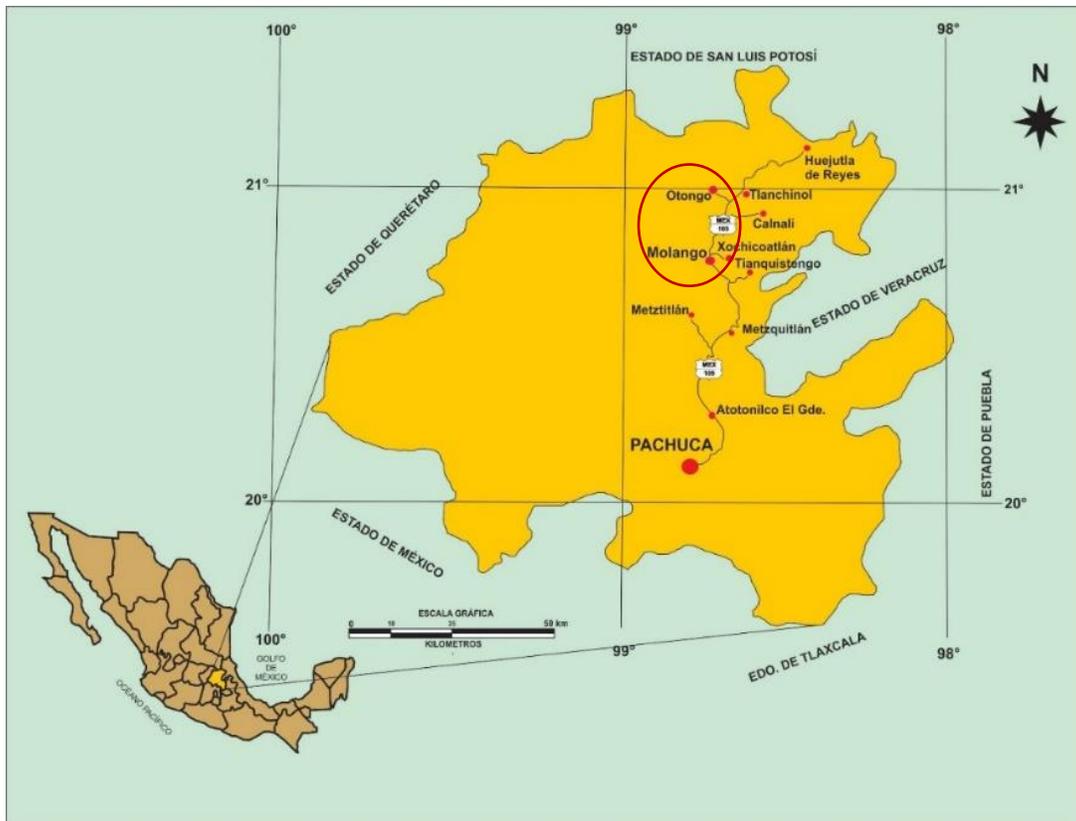


Fig. 1.1 Ubicación de la zona de estudio.

1.5.1 Vías de acceso

El área es accesible por la carretera federal 105 México-Tampico, de la cual se desprenden numerosos caminos de terracería (Ochoa-Camarillo, 1996). En el kilómetro

157, en el lugar denominado “Casetas”, entronca un ramal de 16 km pavimentados que comunica a la Mina Tetzintla y a las zonas industrial y habitacional (Otongo) de la Compañía Minera Autlán (Fig. 1.2) (Alexandri y Martínez, 1986).

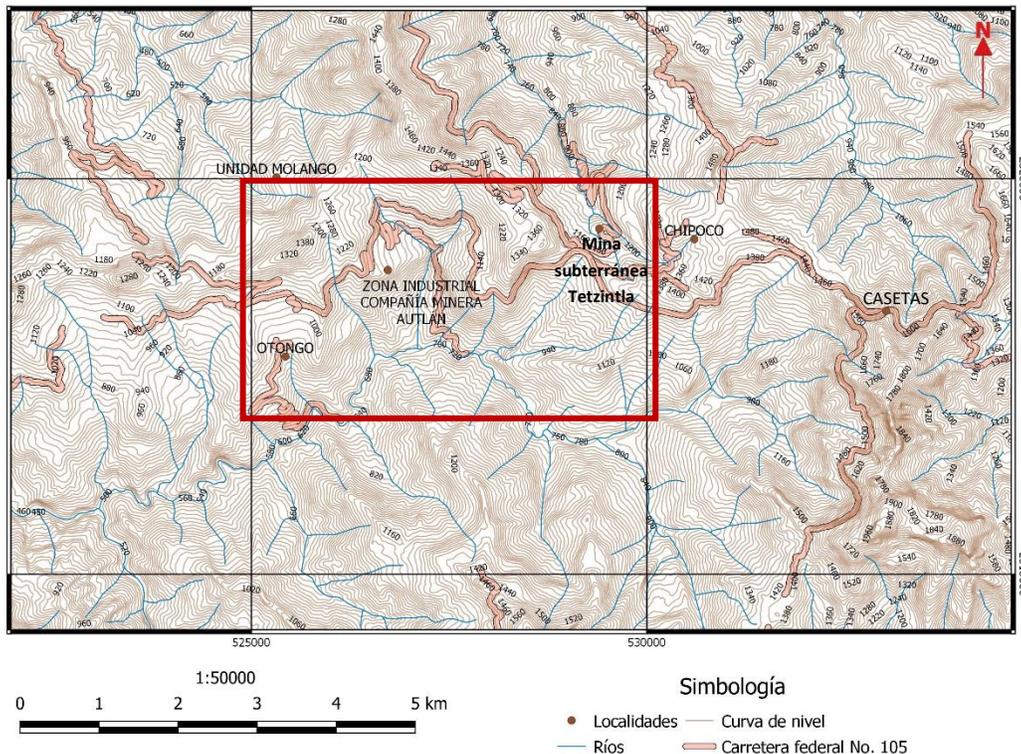


Fig. 1.2 Ubicación de la Mina Tetzintla (Unidad Molango).

1.6 Antecedentes e historia del Distrito de Molango

El estado de Hidalgo se ha caracterizado por ser una entidad minera con un historial de 500 años en dicho campo. Es una de las entidades federativas más importantes en el desarrollo minero de México. La ciudad de Pachuca, capital del estado, es una de las más antiguas del país y fue fundada a partir de la actividad minera que se desarrolló en sus cercanías. Actualmente el estado es un importante productor de manganeso, ocupando el primer lugar en el país y en menor proporción en la extracción de oro, plata, plomo y zinc (SGM, 2017).

El comienzo de la exploración por manganeso en las zonas cercanas a Molango comenzó en 1960 por la Compañía Minera Autlán, S.A de C.V. (Consejo de Recursos Minerales, 1992), la cual fue constituida en la Ciudad de México, el 5 de octubre de 1953,

con el objeto de explotar recursos de manganeso localizados en el Estado de Jalisco. Posteriormente se iniciaron operaciones en el estado de Hidalgo en las minas de Molango y Nonoalco, en los años de 1960 y 1964, respectivamente, tienen en funcionamiento desde 1968 un horno rotatorio de nodulización en la primera de las minas, el que, a la fecha, es único en su tipo para beneficiar manganeso (Autlán, 2018).

Asimismo, en la zona de Molango se han llevado a cabo distintos trabajos de investigación, como el que expusieron Alexandri y Martínez (1986), donde realizaron un estudio geológico en la región de Molango, definiendo la composición química del yacimiento de manganeso en el área de Tetzintla. Okita (1992) realizó estudios de los depósitos manganesíferos dentro de la Formación Chipoco en el área de Molango. Más tarde Ochoa-Camarillo (1996), efectuó estudios con la finalidad de evaluar los lotes de la Compañía Minera Autlán, en el distrito minero de Molango, y estudiar la deformación laramídica de las partes septentrional y central del Anticlinorio de Huayacocotla (Consejo de Recursos Minerales, 2007).

El depósito de Tetzintla fue clasificado como un yacimiento epigenético (De Pablo, 1965; Consejo de Recursos Minerales, 1992; Gómez-Caballero, 2005); el manganeso se presenta en forma de óxidos derivados de los carbonatos, resultado de una transformación secundaria de los sedimentos manganesíferos producidos por oxidación y lixiviación. Las rocas carbonatadas se lixiviaron con aguas meteóricas ácidas, que liberaron iones de Mn^{++} , Fe^{++} y Mg^{++} . Cuando se neutralizó la acidez y comenzó la presencia de oxígeno, inicia la precipitación del manganeso y algo de hierro en forma de hidróxido, que finalmente pudo cristalizar como óxido (Consejo de Recursos Minerales, 1992; Álvarez-Romero, 2017).

Autlán opera actualmente dos minas a cielo abierto y una subterránea.

Unidad Molango. La mina subterránea Tetzintla en la Unidad Molango está constituida de túneles con una extensión aproximada de 85 kilómetros. La explotación de manganeso comenzó en las minas de Molango en 1960. El método minero involucra barrenar, hacer explotar, cargar y transportar el mineral a vertederos o contrapozos por donde el material cae por gravedad a trituradoras.

Unidad Naopa. La mina de Naopa es una mina a cielo abierto, en la que se usan barrenadoras, camiones, y palas cargadoras en el proceso de minado. Esta unidad minera entró en operación en 2014, requirió una inversión cercana a 50 millones de pesos, y hoy en día representa aproximadamente el 50% del volumen de producción de carbonatos de manganeso de la Compañía Autlán. Este volumen adicional garantiza el abasto de mineral y permite contar con mayor cantidad de nódulos de manganeso para exportación y menor costo de explotación que el de la mina subterránea.

Unidad Nonoalco. La mina Nonoalco está ubicada en el estado de Hidalgo, aproximadamente a 190 kilómetros de la ciudad de Pachuca. Cubre un área de aproximadamente 21 km², de los que 3 km² están actualmente en explotación. Es una mina a cielo abierto en donde se extraen diferentes clases de bióxidos de manganeso. Inició operaciones en el año de 1964; posteriormente durante 1999 se modernizó el proceso de minado y se instaló una planta de espirales (Autlán, 2018).

2. Marco teórico de los yacimientos de manganeso

2.1 Generalidades sobre el manganeso

El manganeso es el duodécimo elemento de la tabla periódica, en abundancia dentro de la corteza terrestre (Maynard, 1983). Es un metal quebradizo de color blanco plateado, que posee una densidad de 7.2-7.46 g / cm³, una dureza de 5-6 (escala de Mohs) y una temperatura de fusión de 1244 °C. Además, es un metal de transición, que pertenece al grupo los de siderófilos, es decir, que tiene afinidad por una fase metálica (Kuleshov, 2017).

El manganeso es un elemento potencialmente móvil y ocurre en tres estados de oxidación en la naturaleza (+2, +3, +4), por lo que el ciclo del manganeso, tanto moderno como antiguo, implica múltiples conversiones redox (Johnson et al., 2016). La solubilidad y la movilidad del manganeso en varias soluciones está fuertemente controlada por la acidez (pH) y el potencial de oxidación (Eh). De las soluciones que contienen manganeso, se incluyen aguas superficiales, aguas oceánicas y fluidos de alta temperatura en diversos entornos subterráneos. En general, la solubilidad del manganeso es más alta en condiciones más ácidas (pH más bajo) y condiciones menos oxidantes (Eh bajo) en las que el manganeso disuelto existe principalmente en el estado de oxidación Mn⁺², que es más soluble (Cannon et al., 2017) incluso más que el hierro, además se obtiene de los fluidos de ventilas hidrotermales del fondo marino (Algeo y Maynard, 2004; Tribovillard et al., 2006; Johnson et al., 2016;).

Las propiedades geoquímicas del manganeso son similares a las del hierro, por lo que su segregación en depósitos económicos suele estar asociada. La separación de las fases minerales de estos elementos por métodos metalúrgicos suele ser un problema (Maynard, 1983).

El manganeso en estado puro, y en pequeñas cantidades, se utiliza como antioxidante y es importante para la fabricación de aceros. La mayor parte del manganeso se emplea para obtener ferromanganeso y silicomanganeso. El dióxido de manganeso se utiliza como despolarizador en pilas secas, también se emplea en la obtención de pinturas y en la decoloración del vidrio. Además, contribuye al buen funcionamiento del sistema nervioso y del cerebro e interviene en el metabolismo de las grasas (CAMIMEX, 2012).

Debido a sus múltiples aplicaciones, el manganeso tiene una gran demanda a nivel mundial (Fig. 2.1), alrededor de 18.5 millones de toneladas se producen anualmente y esta demanda se ha visto aumentada en los últimos años. Sudáfrica es el mayor productor de

manganeso, con el 33.5% de la producción mundial, además de poseer el 70% de las reservas del planeta, seguido de Australia con 13 millones de toneladas anuales, China con 2.9 millones, Gabón con 1.8 millones y Brasil con 1 millón de toneladas al año (NS Energy, 2020). México es el décimo productor de manganeso a nivel mundial (SGM, 2019).

De acuerdo con datos de la CAMIMEX, en el 2018 la producción de manganeso en México tuvo un incremento del 6%, al alcanzar una cifra de 20 millones de toneladas, a comparación del 2017. Asimismo, alcanzó su precio más alto en el mes de abril al llegar a 8.90 dólares por unidad de manganeso. En México, la producción de carbonatos decreció un 9% en 2017, sin embargo, la producción de bióxido de manganeso y óxido manganoso registró un aumento del 7% sobre la cifra anterior. En 2018, se obtuvieron 503 mil toneladas para la producción de nódulos de manganeso y sinter, además que se obtuvo una producción de 247 mil toneladas de ferroleaciones de manganeso, distribuidas en 19% para el ferromanganeso alto carbón; 19% para el ferromanganeso refinado y 62% para el silicomanganeso. La cifra de producción obtenida en el 2018 fue la más alta en toda la historia de Autlán.

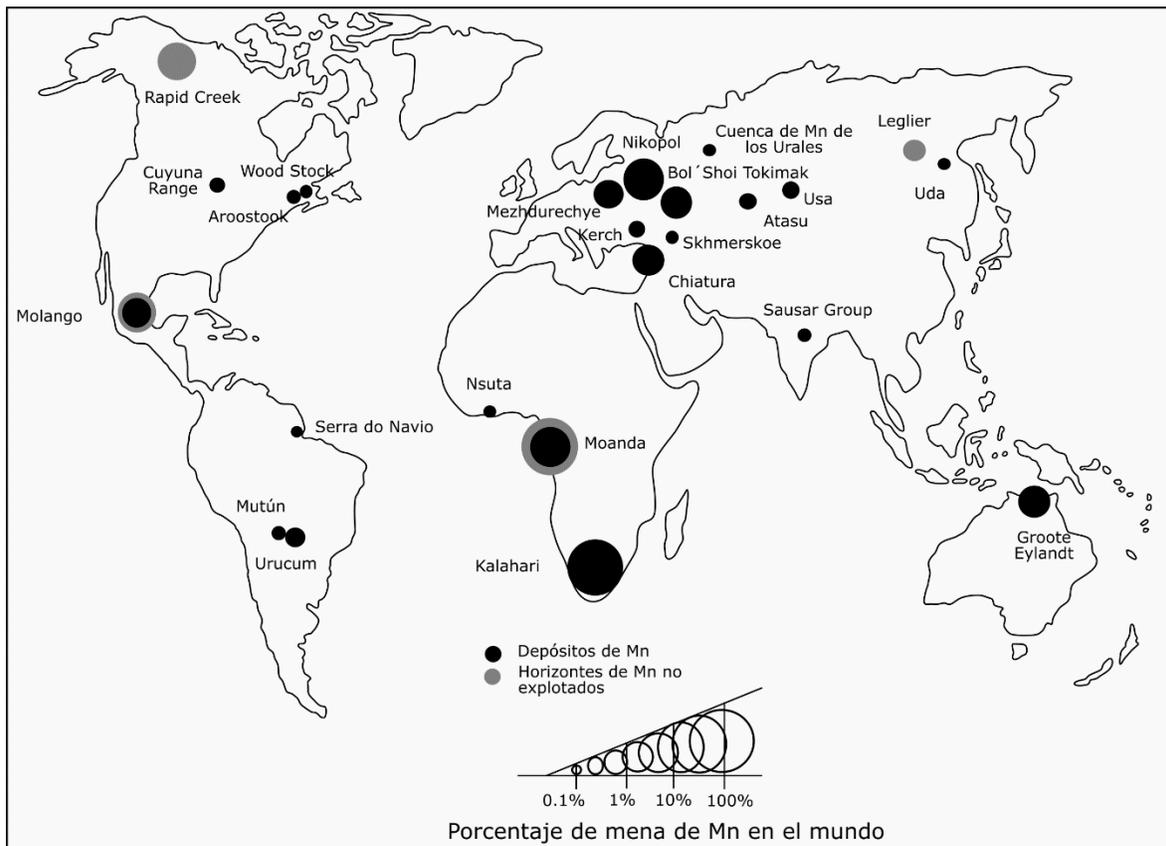


Fig. 2.1 Mapa que muestra las mayores acumulaciones de manganeso en el mundo, en explotación y sin extraer. Modificado de Rodríguez-Díaz (2009).

2.2 Tipología de yacimientos de manganeso

La mayoría de las reservas de manganeso en el mundo se concentran en depósitos confinados a las cuencas de rocas sedimentarias (Kuleshov, 2011). A lo largo de los años, se han propuesto muchas clasificaciones para los depósitos de manganeso, generalmente basadas en detalles de mineralogía, tipo de rocas asociadas y la forma geométrica de los depósitos (Fig. 2.2) (Cannon et al., 2017). Las clasificaciones generales en las que coinciden más autores se basan en las características genéticas del depósito o en la estructura y litología de la roca encajonante (Rodríguez-Díaz et al., 2005).

Con base en las características genéticas de los depósitos de manganeso, a continuación, se enlistarán las clasificaciones más importantes:

Depósitos sedimentarios. Los depósitos sedimentarios de manganeso superan fácilmente a otros tipos de yacimientos con respecto al tamaño y a la distribución espacial y temporal. Suelen estar alojados en secuencias que consisten en una variedad de tipos de rocas, que en su mayoría son sedimentarias (Roy, 1997). Estos pueden ser depósitos marinos estratiformes, donde pueden estar presentes facies de óxidos y/o carbonatos y en secuencias estratigráficas condensadas (Cannon y Force, 1988). Se distinguen por su carácter exógeno, ya que presentan cortezas de meteorización, productos de la erosión y diagénesis de las rocas (Rodríguez-Díaz et al., 2005).

Para tener concentraciones de Mn en depósitos sedimentarios significativos, el manganeso necesita ser oxidado (Calvert y Pedersen, 1996; Johnson et al., 2016). A diferencia del hierro, el manganeso no forma sulfuros, si no que permanece insoluble en sus formas oxidantes (Maynard, 2010; Johnson et al., 2016). Por tanto, cuando hay altos niveles de Mn^{+2} soluble puede sustituir al Ca^{+2} en las fases de carbonatos autigénicos. Los niveles de carbonatos enriquecidos con Mn ocurren usualmente cuando condiciones marinas anóxicas hacen que el manganeso se solubilice como Mn^{+2} y alcance niveles relativamente altos (Holland, 1984; Johnson et al., 2016).

La mayoría de los depósitos sedimentarios de manganeso en el mundo se formaron en ambientes parecidos a las formaciones de hierro bandeado (BIFs, *Banded Iron Formation*), esto se debe a que el comportamiento geoquímico del manganeso y del hierro está controlado por el potencial de oxidación. Si se toma en cuenta que el Fe^{+2} se oxida fácilmente a diferencia del Mn^{+2} , significa que el hierro puede precipitar mientras que el manganeso permanece en solución, lo que indica que los minerales de hierro son independientes, espacial y estratigráficamente, de los minerales de manganeso (Robb, 2005).

Depósitos hidrotermales. En la naturaleza los procesos hidrotermales que producen yacimientos de manganeso están ampliamente distribuidos, son conocidos en Chile, Marruecos, Corea, Japón, China, Estados Unidos, Armenia, Kazajstán, en muchas regiones de Rusia y en una variedad de otros países. Los depósitos de este tipo forman principalmente vetas (Kuleshov, 2017), stockwork y brechas mineralizadas, a partir de soluciones hidrotermales ricas en manganeso (Rodríguez-Díaz et al., 2005). Existen diferentes modelos para explicar el origen de estos depósitos, por ejemplo, aquellos relacionados con fuentes magmáticas distales y en regiones con gradientes geotérmicos anómalos en contextos extensionales (Roy, 1997; Rodríguez-Díaz et al., 2019).

Los depósitos hidrotermales en vetas, ricos en minerales de manganeso derivados de las aguas termales terrestres, son comunes, aunque tiene poco potencial para generar menas de interés económico. Pueden o no estar genética o temporalmente vinculados a sus rocas almacén, por tanto, muchos de ellos están alojados en rocas ígneas que posiblemente podrían suministrar las soluciones minerales. La mineralogía relacionada con estos depósitos son barita, fluorita, calcita, sulfuros de metales no ferrosos y mineralización de oro y plata, y están asociados con fases de actividad hidrotermal de baja a media temperatura. Los carbonatos de manganeso están representados por rodocrosita y kutnohorita, asimismo se asocian con silicatos de manganeso como la rodonita, bustamita, tefroita, friedelita, alleghanyita y sulfuros de manganeso como la alabandita (Roy, 1997; Kuleshov, 2017).

Depósitos metamorfizados. Son el resultado del metamorfismo en secuencias sedimentarias con mineralizaciones de Mn ya existentes, por lo que no se pueden considerar como un producto directo del metamorfismo (Roy, 1981; Rodríguez-Díaz et al., 2005). Una vez formados los depósitos sedimentarios de Mn, estos son sometidos al metamorfismo regional o de contacto, lo que resulta en cambios internos en el depósito original. En algunos de los casos, el metamorfismo pudo afectar a los minerales de manganeso debido a una ligera disminución en su grado de oxidación y, en consecuencia, cambiar el contenido de manganeso, es decir, el metamorfismo induce reacciones entre los minerales primarios de manganeso que contenían impurezas y las convirtió en rocas silicatadas que contienen manganeso (National Research Council, 1981). Se pueden encontrar este tipo de depósitos en India, Brasil, Estados Unidos, Australia, Nueva Zelanda, África, Madagascar y Japón (Roy, 1972).

Depósitos de meteorización. Las concentraciones de manganeso en zonas de meteorización son comunes y pueden generar depósitos comerciales. El clima y el contenido inicial de Mn en la roca fuente, son determinantes en este proceso. Por ejemplo, en condiciones áridas a semiáridas, se forman capas delgadas y simultáneas de óxidos de

Mn. En zonas climáticas templadas y subárticas el suelo permite una alta movilidad para el manganeso liberado por la acidez y una alta descomposición orgánica, como resultado, el manganeso no se retiene como concentración residual ni se vuelve a precipitar dentro de la zona meteorizada, sino que se exporta por completo al ciclo sedimentario en lagos y pantanos (Roy, 1997). Entre los depósitos de este tipo, dependiendo de la acumulación mineral, se pueden identificar en dos subtipos: infiltración o karst (Kuleshov, 2017). Las mayores acumulaciones se producen en los entornos supergénicos, en particular en las costras residuales de la meteorización de lateritas (Varentsov, 1996).

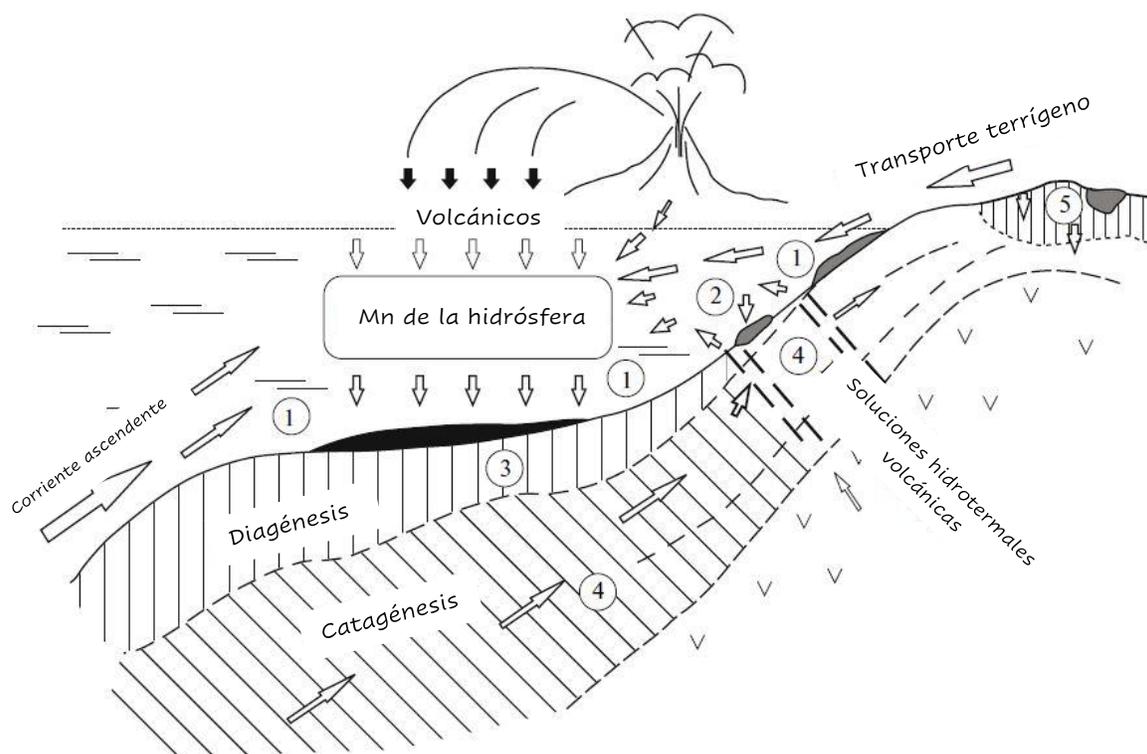


Fig. 2.2 Modelo para la formación de yacimientos de manganeso y sus principales fuentes. (1) Sedimentario; (2) Hidrotermal (Vulcanogénico, exhalativo-sedimentario); (3) Diagenético; (4) Catagénico (metasomático) y (5) Supergénico (costras erosionadas). Tomado de Kuleshov (2011)

Depósitos sedimentarios – hidrotermales. Comúnmente conocidos como SEDEX, son una fuente importante de metales básicos (Pirajno, 2009), están ampliamente distribuidos, pero son más comunes en Norteamérica, Australia y Asia. A nivel mundial, los depósitos SEDEX constituyen un recurso muy importante (Leach et al., 2005). Los conforman minerales de sulfuro de Pb-Zn estratiformes o estratificados, estos minerales se formaron singenéticamente o durante la diagénesis temprana en rocas sedimentarias clásticas

(Ridley, 2013), por la acción de fluidos hidrotermales exhalados en el fondo del mar (Fig. 2.3) (Emsbo, 2009).

Estos se alojan en rocas como lutitas carbonosas, limolitas y/o carbonatos depositados en la parte superior de secuencias de areniscas, conglomerados, lechos rojos y rocas volcánicas máficas y félsicas, están asociados con sistemas de fallas regionales de larga duración que controlan el desarrollo de la cuenca (Manning y Emsbo, 2018).

La mineralización que resulta de estas exhalaciones generalmente se divide en zonas del punto de descarga hacia afuera:

1) Depósitos de ventila proximal. Se forman por el aporte de fluidos hidrotermales cercanos a la fuente, formando depósitos tabulares o estratiformes, se conforman por sulfuros, de los cuales la pirita y la pirrotita pueden ser componentes principales. Los minerales principales de Zn y Pb son la esfalerita y galena y en menor cantidad la calcopirita. Cuarzo, barita, fluoroapatito y varios carbonatos (calcita, siderita, ankerita, dolomita y carbonatos de Ba) son minerales comunes de la ganga (Pirajno, 2009).

2) Depósitos de ventila distal. Forman depósitos estratiformes sin ninguna evidencia de la fuente de los fluidos hidrotermales, son concordantes con los estratos envolventes y muestran capas internas bien desarrolladas (Leach et al., 2005; Sangster, 2018). Los sedimentos hidrotermales de las facies distales incluyen barita, óxidos de Fe-Mn y formación de hierro en hematita. En muchos depósitos, la barita masiva alcanza un tonelaje y un grado de importancia económica (Pirajno, 2009).

La mayoría de los depósitos proximales se formaron a partir de salmueras reducidas, mientras que la mayoría de los depósitos distales se formaron a partir de salmueras oxidadas y más del 80 por ciento de los depósitos considerados SEDEX son depósitos de ventila distal (Leach et al., 2005; Sangster, 2018).

La actividad hidrotermal submarina puede dar lugar a la formación de depósitos de Mn-Fe en áreas del fondo marino adyacentes a la actividad hidrotermal (Bonatti, 1972). De acuerdo a la clasificación geoquímica de los depósitos hidrotermales de manganeso, Hewett y Fleisher (1960) así como Hewett et al. (1963) señalaron que los depósitos de manganeso muestran enriquecimientos de As, B, Ba, Be, Ge, Pb, Sb, Sr, Ti, y W; y en trabajos posteriores se confirmó que algunos de estos elementos junto con el Li, Cd, Mo, V, y Zn se enriquecen constantemente en óxidos depositados a partir de fuentes hidrotermales en medios terrestres y marinos, y la asociación de As-Ba-Cu-Li-Mo-Pb-Sb-Sr-V-Zn puede ser considerada como una firma geoquímica para la identificación de manganeso de origen hidrotermal (Nicholson, 1992; Álvarez-Romero, 2017). En los depósitos sedimentarios hidrotermales, el hierro y el manganeso se fraccionan de forma característica, produciendo

relaciones Fe/Mn altas o bajas (Nicholson, 1992). El bario es uno de los elementos que parece estar concentrado en depósitos ricos en Mn-Fe, como producto de la actividad hidrotermal, que al combinarse con SO_4 del agua del mar puede provocar la precipitación de barita, si la actividad hidrotermal ocurre en lugares con agua estancada con condiciones reductoras y enriquecido en Ba, éste no precipita por la ausencia de iones de SO_4 (Bonatti, 1972).

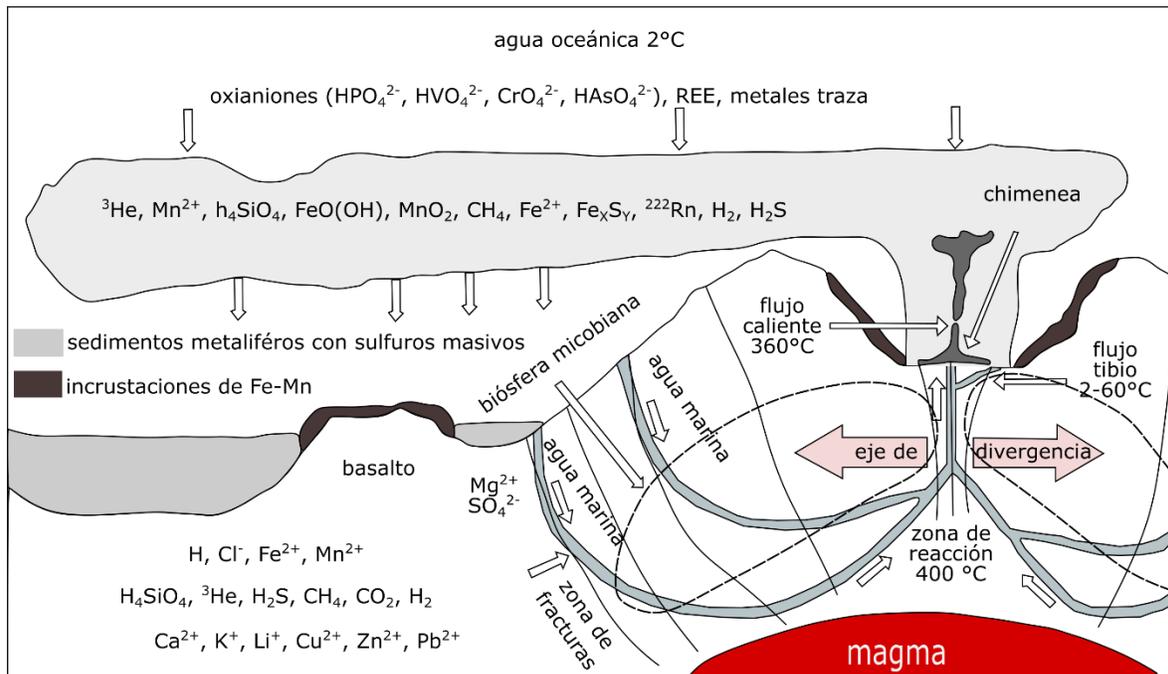


Fig. 2.3 Modelo para un sistema hidrotermal en una dorsal oceánica. Tomado de Pantoja-Alor y Gómez-Caballero (2004).

2.2.1 Distrito manganesífero de Molango

El distrito minero de Molango es el mayor depósito de manganeso en Norteamérica. La mena consiste en carbonatos de manganeso y óxidos de manganeso grado-batería. La mineralización ocurre como carbonatos de Mn estratificados y óxidos de Mn supergénicos (Okita, 1992). El horizonte mineral forma parte de una secuencia marina poco profunda, conformada por la Formación Santiago inferior y la unidad superior de carbonatos de la Formación Chipoco. La mena consiste en una capa de 1 a 9 m de espesor de una caliza manganesífera oscura finamente laminada ubicada en la base de la Formación Chipoco y típicamente contiene un 27% de Mn, con alrededor de 2 a 3% de carbono orgánico y de 0.5 a 4% de pirita (Force y Maynard, 1991). La zona mineralizada está subyacente por una unidad de aproximadamente 1 m de espesor, con un contenido de manganeso relativamente bajo

denominada como Capa A (Force y Cannon, 1988). La secuencia sedimentaria está fuertemente deformada, pero, no hay evidencia apreciable de metamorfismo (Force y Maynard, 1991).

Debido al gran tamaño del yacimiento, su origen sedimentario y su ambiente de depósito marino poco profundo y deficiente en oxígeno (Force et al., 1983; Okita et al., 1988; Force y Cannon, 1988), es posible compararlo con otros depósitos gigantes de manganeso como Chiatara en Georgia y Nikopol en Ucrania o Groote Eylandt en Australia. Sin embargo, Molango se caracteriza por una zona muy grande de carbonatos de manganeso y por la ausencia de óxidos de manganeso primarios, que en otros depósitos no es observable (Okita et al., 1988).

Con el fundamento de que en una zona de interfase donde hay una mezcla de aguas anóxicas profundas con aguas superficiales oxigenadas se produce una precipitación masiva de manganeso (Force et al., 1983; Algeo y Maynard, 2004; Tribovillard et al., 2006), hay una teoría sobre el origen a la mineralización de manganeso en Molango, que consiste en que una fase de transgresión marina, creó un ambiente reductor dando paso al depósito de la Formación Santiago y a una gran cantidad de lodos calcáreos con altos contenidos de manganeso en solución, que generó un modelo de mar estratificado, sin embargo, debido a una inversión momentánea de la transgresión, obligó a las aguas oxigenadas a descender y mezclarse con las aguas anóxicas atrapadas en los intersticios de los lodos calcáreos, que provocó la precipitación del manganeso y reemplazó a los carbonatos por rodocrosita en una etapa de diagénesis temprana. Posteriormente se reactivó la transgresión, dando paso a la parte superior de la Formación Chipoco y a la Formación Pimienta (Alexandri y Martínez, 1986).

Para Okita et al. (1988), el manganeso inicialmente estaba presente en el sedimento clástico como un óxido insoluble, que se movilizó cuando las condiciones se volvieron lo suficientemente reductoras, que provocaron también que el Mn^{2+} se volviera estable, para que luego sea transportado hacia una interfase entre condiciones reductoras y oxidantes, precipitando como óxido. Bajo estas condiciones cada vez más deficientes de oxígeno, ocurrió una diagénesis temprana, lo que implicó la reducción de los óxidos de manganeso, volviendo a precipitar, pero, ahora como carbonatos. Asimismo, para que fuera posible la formación de esta gran zona mineralizada de carbonatos con ausencia de óxidos de manganeso primarios, tuvo que influir la topografía de la cuenca sedimentaria o una posterior destrucción de las facies de óxidos por erosión o reducción. Se cree que la falta de facies de óxido de Mn está relacionada con la cantidad de materia orgánica presente en el entorno del depósito. En el caso de Molango, la oxidación de la materia orgánica por

reducción del manganeso llevó a la formación de carbonatos de manganeso enriquecidos en carbono (Okita et al., 1988; Maynard et al., 1990; Okita, 1992).

Sin embargo, para la formación de un depósito como el de Molango a partir de una fuente de agua de mar, geológicamente es un modelo poco práctico en función al gran volumen de agua requerido y al período de tiempo relativamente corto representado por el intervalo rico en manganeso. El flujo de sedimentos fluviales y las fuentes hidrotermales son también modelos muy factibles, si se piensa en ellas como procesos que ocurrieron simultáneamente durante la mineralización. Entonces, al tener una fuente hidrotermal el Mn se liberó y se dispersó en un área grande, donde además los patrones de circulación de agua o la movilización de masas de aguas anóxicas de forma fortuita, contribuyeron a mover el Mn al área de Molango (Okita, 1992). De acuerdo con lo expuesto anteriormente, el origen del manganeso que se depositó en Molango es de origen sedimentario marino con aporte de fluidos hidrotermales (Pérez-Tello, 2009).

3. Metodología

El trabajo de investigación se comenzó con la búsqueda de información de la zona de Molango, con la que se establecieron los principales objetivos y metas para esta investigación. Posteriormente se gestionó y realizó una campaña de campo con el apoyo de la Compañía Minera Autlán, en la región mineralizada; ya obtenida la información de campo, se procedió a realizar una búsqueda más exhaustiva de información geológica, tanto local como regional acerca de la zona de interés, que incluyó la consulta de libros, tesis, artículos científicos, cartas topográficas y geológicas, y páginas web que abordan información del distrito manganesífero de Molango, en especial de la Unidad Molango y la mina Tetzintla. La metodología más detallada para esta investigación fue la siguiente:

3.1 Campaña de campo y muestreo

La campaña de campo se realizó en la mina subterránea Tetzintla, de la Unidad Molango, en el distrito minero de Molango, que pertenece a la Compañía Minera Autlán, por un periodo de dos meses. Durante la estancia se llevó a cabo un muestreo de diferentes zonas de la mina Tetzintla, como lo fueron el túnel Coyoles, que llevaba a los cuatro bloques que en ese momento se encontraban en producción (marzo de 2019), ahí se tomaron un total de 51 muestras y en el túnel Tampoch se obtuvo un muestreo significativo de 20 muestras.

El control de las muestras se basó en la geología y topografía de los diferentes bloques que consta la mina. El muestreo se apoyó en planos de AutoCAD, que sirvieron para ubicarlas en el espacio (x, y, z) dentro de la zona de mayor interés. El total de las muestras recolectadas fue de 71 muestras de mano que representan de forma general el comportamiento de la mineralización del manto manganesífero de la unidad Molango (roca caja, unidades litológicas y mineralización). Estas se utilizaron para diferentes estudios de petrografía, SWIR, SEM y DRX.

3.2 Petrografía

La investigación microscópica en luz transmitida o reflejada de minerales, rocas, menas y otros materiales técnicos y sintéticos es un método clásico y hasta hoy irremplazable para el estudio de estos materiales. La microscopía de polarización es un método no destructivo y potente para la determinación de sustancias sólidas (cristalinas o amorfas), posee relativamente elevada resolución espacial y además pueden ser estudiadas las relaciones texturales (estructura, fábrica, asociaciones de fases, texturas de reacción) que aportan importante información para comprender la génesis (Raith et al., 2012).

Para el estudio de muestras rocosas en lámina delgada, la petrografía se apoya en principios de la mineralogía óptica, la cual estudia la interacción entre los cristales y la radiación electromagnética de la luz visible (400-700 nm) (Castro-Dorado, 1989). Este tipo de análisis requiere de microscopios de luz polarizada para el estudio de materiales transparentes o translúcidos (Raith et al., 2012). La microscopía de menas o minerografía es el nombre tradicional para el estudio de minerales opacos, aunque también es conocida como microscopía de luz reflejada. Los minerales opacos son minerales que no permiten el paso de la luz visible a través de ellos en una lámina delgada de $\sim 30 \mu\text{m}$ de espesor como lo son sustancias carbonosas, grafito y minerales metálicos (Fenoll y Gervilla-Linares, 2005).

Las 71 muestras recolectadas durante el trabajo de campo fueron descritas macroscópicamente, se identificaron principalmente las fases minerales, texturas, estructura y alteraciones para así clasificar de forma general a cada muestra (Anexo 2). En función de la descripción macroscópica se seleccionaron muestras representativas de mineralización, roca caja y unidades litológicas.

Para la descripción microscópica se laminaron un total de 29 muestras, de las que 22 pertenecen a la Formación Chipoco, 2 a la Formación Santiago, 2 a la Formación Tepexic y 3 a un intrusivo que corta la secuencia estratigráfica (Anexo 3).

El equipo que se utilizó fue un microscopio Zeiss modelo Axiolab del Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica, UNAM, (Fig. 3.1). Se tomaron fotomicrografías de las principales asociaciones minerales presentes de cada muestra con un analizador de imágenes Carl Zeiss Axiocam Emulation, con software AxioVision 3.1.

Para las fases de minerales opacos se hizo uso de los microscopios Zeiss modelo Axiolab del Laboratorio de Petrografía ubicado en el Instituto de Geología, UNAM, los cuales

además de la luz reflejada cuentan con luz transmitida para la identificación de minerales metálicos.

La clasificación de las muestras se realizó de acuerdo con el esquema de Dunham (1962) para rocas carbonatadas.

Cabe señalar que debido al tamaño de partículas y a la semejanza entre fases minerales, se utilizaron otras técnicas de identificación para ser más precisos en la determinación de dichas fases.



Fig. 3.1 Microscopio Axiolab ubicado en el Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica, UNAM.

3.3 Espectroscopía de reflexión infrarrojo de onda corta (SWIR)

El SWIR (*Short Wavelength Infrared*, por sus siglas en inglés), es un método relativamente nuevo y efectivo para la exploración de recursos naturales (p. ej., yacimientos minerales: Ahmed, 2010; geotermia: Canet et al., 2015). Tiene ventajas sobre otras técnicas de identificación y caracterización mineral, ya que es una técnica no destructiva, de rápida adquisición de resultados, no se requiere un tratamiento previo de la muestra y su costo es

relativamente bajo. Es una técnica apropiada para la identificación y caracterización de minerales de arcilla y minerales hidratados, en la determinación y delimitación de alteraciones hidrotermales (Thompson et al., 1999).

La aplicación de la técnica en campo o laboratorio requiere de un espectrómetro infrarrojo portátil para análisis mineral. Existen cinco tipos de espectrómetros que usualmente son utilizados para aplicar esta técnica (Chang y Yang, 2012). Para esta investigación se utilizó el espectrómetro Orexpress de Spectral Evolution que se encuentra en el Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica, UNAM (Fig. 3.2).



Fig. 3.2 Espectrómetro portátil SWIR para análisis mineral Orexpress de Spectral Evolution ubicado en el Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica, UNAM.

El método SWIR, principalmente, se basa en los patrones de reflectancia y absorción con longitudes de onda que van desde los 1300 a 2500 nm, los que interactúan con los enlaces moleculares que tengan correspondencia con moléculas tales como OH, H₂O, AlOH, MgOH y FeOH (Thompson et al., 1999). Los principios fundamentales de la energía vibracional de las moléculas y la teoría asumen que las moléculas tienen niveles de energía discretos y predecibles (Chang y Yang, 2012; Harraden et al., 2013). Cuando el haz se dirige a una superficie mineral, los enlaces moleculares preferenciales absorben una longitud de onda específica de la misma frecuencia vibracional (Thompson et al., 1999; Harraden et al., 2013).

Los minerales se analizan a través de un espectrómetro SWIR utilizando una fuente de luz interna y un detector óptico, desde donde las muestras exhiben distintos patrones de absorción que los distinguen para su identificación. Los espectros de infrarrojo característicos de minerales están en función de la energía de vibración, la absorbancia y la reflectividad (Clark et al., 2007).

Uno de los campos donde más se ha incurrido en el uso de la técnica de SWIR es en la exploración minera (Cail y Cline, 2001). Existen usos muy útiles del SWIR que están bien documentados en estudios de alteraciones hidrotermales asociadas a sulfuros masivos volcanogénicos, epitermales, pórfidos (Harraden et al., 2013), depósitos tipo Carlin (Ahmed, 2010) y sistemas geotérmicos (Canet et al., 2015).

Para la aplicación de este método se seleccionaron un total de cuatro muestras que representan la Formación Chipoco de alta ley, se seleccionaron con el propósito de verificar la composición del relleno de las fracturas, ya que se necesitaba saber si estaban compuestas realmente de rodocrosita o se manifestaba otra fase mineral con aspecto parecido a la rodocrosita.

Ya seleccionadas las muestras se procedió a la aplicación del SWIR, se obtuvieron así los espectros de infrarrojo de cada roca y verificando las composiciones minerales (Anexo 4).

3.4 Microscopio electrónico de barrido (SEM)

El microscopio electrónico de barrido (*Scanning Electron Microscope*, por sus siglas en inglés SEM) se basa en la obtención de una imagen de la muestra a partir del barrido de la misma con un haz de electrones, como resultado de las interacciones entre los electrones incidentes y la muestra (Melgarejo et al., 2010). Es una técnica con bastante resolución, para caracterizar partículas o superficies de minerales que no pueden ser captados en microscopía óptica, el rango de aumentos que pueden ser utilizados en la técnica abarca de los 20x hasta los 100 000x, el límite de resolución es de 0.01 μm (Carretero-León y Pozo-Rodríguez, 2007). Dada la gran capacidad analítica y a que las muestras presentan un tamaño de partícula muy pequeño, esta técnica es la más adecuada y precisa para poder determinar las fases minerales presentes, que en un microscopio normal no pueden ser detectadas.

El SEM se compone de varios elementos básicos: un cañón de electrones con un filamento emisor de electrones, lentes magnéticas, que dirigen y focalizan el haz de electrones sobre la muestra, sistema de barrido, portamuestras móvil y con giro universal, así como sistemas de obtención de la imagen y de análisis (Melgarejo et al., 2010).

Las imágenes en el SEM son el producto de la detección de electrones secundarios (SE, *Secondary Electrons*) y electrones retrodispersados (BSE, *Backscattered Electrons*) que son producidos de la superficie de la muestra debido a la excitación producto de la interacción con el haz. Esta radiación producida por la muestra presenta diferentes longitudes de onda, sin embargo, los más utilizados corresponden a los de radiación X. Por consiguiente, se comparan las longitudes de onda o las intensidades de los rayos X con emisiones procedentes de patrones. Los rayos X generados son utilizados para estudiar la composición química de la muestra (Carretero-León y Pozo-Rodríguez, 2007).

Para el estudio de las muestras se utilizó un SEM portátil TM-1000, marca Hitachi, en el Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica, UNAM (Fig. 3.3).



Fig. 3.3 SEM portátil TM-1000 del Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica, UNAM.

Con esta técnica se analizaron un total de 14 muestras de las que 7 son correspondientes a la Formación Chipoco de alta ley y 2 de baja ley, 2 pertenecientes a la Formación Santiago y 3 corresponden a un intrusivo. Para las muestras de la Formación Chipoco se analizó la presencia de fases minerales que en el microscopio petrográfico no se

distinguían con facilidad, además de hacer comparaciones en cuanto al contenido de manganeso en las distintas muestras, y así ser más preciso en la composición de las fases minerales presentes. Para las muestras de la Formación Santiago y el intrusivo, su análisis se hizo con base en minerales difíciles de identificar por el tamaño de partícula, y en el caso particular del intrusivo, obtener una composición más exacta de la roca y dar una clasificación certera (Anexo 5).

3.5 Difracción de Rayos X (DRX)

Es un método de análisis estructural, que permite identificar los minerales por su estructura cristalina (Melgarejo et al., 2010). Es una técnica no destructiva y comúnmente empleada en áreas como la minería y la geotermia. La técnica se basa en la interferencia de rayos X con la red cristalina de los minerales analizados (Pecharsky y Zavalij, 2005). No se trata de un método analítico químico, sin embargo, indirectamente permite estimar la composición de la muestra con una buena aproximación del contenido en elementos mayoritarios (Melgarejo et al., 2010).

Los rayos X se definen como una radiación electromagnética de longitud de onda corta que tiene la capacidad de atravesar cuerpos opacos y tienen longitudes en el rango de $\sim 0.1 \text{ \AA}$ a $\sim 100 \text{ \AA}$. Los rayos X experimentan fenómenos de difracción al interactuar con la materia cristalina. La DRX utiliza el rango de $\sim 0.5 \text{ \AA}$ a $\sim 2.5 \text{ \AA}$, que es del mismo orden que las distancias interatómicas observadas para materiales orgánicos como inorgánicos (Pecharsky y Zavalij, 2005).

Todos los minerales son cristalinos, es decir, disponen sus componentes químicos de forma regular, llenando el espacio que se describe mediante redes cristalinas. Una red cristalina contiene planos reticulares en orientaciones diversas, que se notan mediante tres enteros “h, k, l”. La ley de Bragg de la difracción permite obtener para cada mineral los valores de sus espaciados y de este modo permitir su identificación. La ley de Bragg establece que los rayos X se reflejan sobre los planos reticulares de los cristales según un ángulo (ángulo θ) que depende del espaciado, siendo:

$$d_{hkl}: \text{Ley de Bragg: } \lambda = 2d_{hkl} \sin \theta$$

Donde λ es la longitud de onda de los rayos X

Cada mineral está caracterizado por una serie de valores de d_{hkl} . Estos valores son conocidos y tabulados en una base de datos (Melgarejo et al., 2010).

El equipo para realizar análisis de DRX es el difractómetro que consta de una fuente productora de rayos X, un portamuestras montado sobre un goniómetro giratorio y un detector (Herdianita et al., 2000). El difractograma es un gráfico que en abscisas indica el ángulo de difracción y en ordenadas la intensidad correspondiente. Los máximos o picos de intensidad corresponden a reflexiones de Bragg, que es un listado de los espacios de los planos reticulares, representado a través de una serie de picos. Todo mineral posee su serie de picos característicos y su identificación se realiza a partir de, por lo menos, sus tres picos de mayor intensidad (Herdianita et al., 2000). El método más preciso y frecuente utilizado en DRX es el método de polvo. En los difractogramas de DRX en polvo, se pueden identificar las fases cristalinas presentes y la proporción de cada fase (Carretero-León y Pozo-Rodríguez, 2007).

Para este trabajo se analizaron seis muestras en total, tres son de alta ley, que representan cada bloque en el que se divide la mina Tetzintla: bloque 3, 4 y 7; mientras que las tres restantes se seleccionaron por su bajo contenido de manganeso, siendo representativas de las zonas de baja ley del manto manganesífero (Anexo 6).

Los difractogramas se obtuvieron en un Difractómetro EMPYREAN equipado con filtro de Ni, tubo de cobre de foco fino, monocromador y detector PIXcel3D, ubicado en el LANGEM, del Instituto de Geología y operado por la Dra. Teresa Pi.

Las muestras se molieron y homogeneizaron mediante un mortero de ágata y se midieron utilizando un portamuestras de aluminio (fracciones no orientadas). La medición se realizó en el intervalo angular 2θ de 5° a 70° en escaneo por pasos con un “*step scan*” de 0.003° (2 Theta) y un tiempo de integración de 40s por paso.

4. Marco geológico

4.1 Apertura del Golfo de México

El Golfo de México es ampliamente considerado como una cuenca de margen divergente, similar a otras cuencas circum-atlánticas creadas durante el desmembramiento de Pangea (Winker y Buffler, 1988; Padilla y Sánchez, 2007; Godínez-Urban et al., 2011) durante el Triásico Tardío-Jurásico Medio (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018), con la separación de las placas Norteamericana, Sudamericana y Africana por un proceso tectónico de *rifting* (Padilla y Sánchez, 2007; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; González-Ruiz, 2020). Durante el Triásico Tardío, producto de la reorganización de las placas tectónicas, se generó la ruptura progresiva de Pangea y la deriva de masas continentales (Fig. 4.1 A). Varios autores han propuesto diferentes reconstrucciones para el supercontinente, sin embargo, todos coinciden que la mayoría de las rocas paleozoicas y precámbricas que actualmente constituyen la columna vertebral de México se ubicaron a lo largo del límite naciente de las placas de Norteamérica y Sudamérica durante el Mesozoico Temprano (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018). La fragmentación y separación de Pangea en el área que actualmente ocupa el Golfo de México está evidenciado por lineamientos distribuidos de fallas transformantes y dorsales observados por el gradiente vertical de gravedad (Nguyen y Mann, 2016), y que se encuentran sepultados por lechos rojos, que fueron depositados en depresiones continentales cuya geometría estuvo controlada por grábenes estrechos con direcciones aproximadamente paralelas a la actual línea de costa (Salvador, 1991; Padilla y Sánchez, 2007). Los lechos rojos del Triásico Tardío se componen predominantemente de lutitas y limolitas rojas, marrones rojizas, violáceas, gris verdosas o moteadas con cantidades menores de arenisca y conglomerado (Salvador, 1987).

Durante la separación de Norteamérica y Sudamérica, en el rompimiento de Pangea, se dio lugar a la formación de grandes bloques y fosas tectónicas por los esfuerzos tensionales, estas fosas fueron posteriormente rellenadas, aunque algunas sirvieron como comunicación a mares o canales someros, cuyo emplazamiento en la porción central de México aparentemente quedó aislada de la porción marina del oriente. Durante el Jurásico Temprano tuvo lugar la posible persistencia de los mares del Triásico en la porción central de la república mexicana especialmente en los estados de Hidalgo, partes poniente de Veracruz y septentrional de Puebla, evidenciado porque se ha encontrado fauna marina representativa del Sinemuriano (López-Ramos, 1981).

Durante la etapa de *rifting*, la corteza continental estuvo sujeta a estiramiento, subsidencia y hundimientos lentos, lo que produjo el ensanchamiento de los grabenes, que fueron inundados por las aguas del Pacífico. La evidencia para esto se encuentra en que las evaporitas del Golfo de México se depositaron en el Bajociano y Calloviano (Fig. 4.1 B, C, y D) (Salvador, 1987; Pindell et al., 2020), en una cuenca salina que hoy se encuentra dividida en dos partes, una al norte (Sal Louann) y la otra al sur (Salina del Istmo), por una franja donde no hay evaporitas, tal división sugiere que tuvo que existir en esa parte del Golfo una zona más alta y estrecha asociada a una cresta (dorsal) de generación de corteza oceánica que indujo el movimiento del bloque de Yucatán hacia el sur. El movimiento del bloque de Yucatán se realizó a lo largo de un sistema de falla transformante denominado por Robin (1982) y Padilla y Sánchez (1986), como Falla Tamaulipas – Oaxaca, o Falla Transforme Principal del Oeste (FTPO) por Marton y Buffler (1994), la cual además tuvo un papel muy importante en la apertura y posterior evolución del Golfo de México (Humphris, 1979; Salvador, 1991; Padilla y Sánchez, 2007).

De acuerdo con datos paleomagnéticos de Molina-Garza et al. (1992) y Godínez-Urban et al., 2011, y debido a la configuración y morfología de la falla, se apoya el desplazamiento lateral del bloque de Yucatán, el cual giro entre 35° y 40° en sentido antihorario, y al terminar el Berriasiano el bloque de Yucatán alcanzó la posición que tiene actualmente. Además, el Golfo de México estuvo sujeto a una subsidencia térmica lenta pero continua durante el Titoniano-Cenomaniano, cambiando su componente de desplazamiento lateral a vertical, lo que se tradujo en el comportamiento de un sistema de fallas normales que favoreció la subsidencia del piso del Golfo de México. Por otro lado, el periodo Jurásico Tardío se caracterizó por ser una época de tranquilidad tectónica en la que la subsidencia lenta, asociada al desplazamiento divergente de las placas de Norteamérica de las de Laurasia y Gondwana, propició las condiciones necesarias para el depósito de carbonatos y lodos calcáreos intercalados (Padilla y Sánchez, 2007).

Para el Titoniano (Fig. 4.1 E y F), la velocidad de subsidencia se hizo más lenta y predominó la sedimentación de sucesiones estratigráficas delgadas de lutitas y carbonato, en las que aumentó considerablemente la presencia de organismos, y para finales de esta época continuó la gran invasión de los mares en el Golfo de México (Salvador, 1991; Padilla y Sánchez, 2007). A finales del Cretácico el aporte de sedimentos clásticos del occidente de México se incrementó notablemente debido a la erosión del Orógeno Mexicano, que se desarrolló entre el Turoniano y Eoceno (Fitz-Díaz et al., 2018), proceso tectónico anteriormente llamado orogenia Laramide (Padilla y Sánchez, 1982; Padilla y Sánchez, 2007; Fitz-Díaz et al., 2018; Juárez-Arriaga et al., 2019). La formación del Orógeno Mexicano favoreció el aporte de grandes volúmenes de sedimentos clásticos en la cuenca de antepaís (esto es, región occidental del Golfo de México) durante y al término del orógeno.

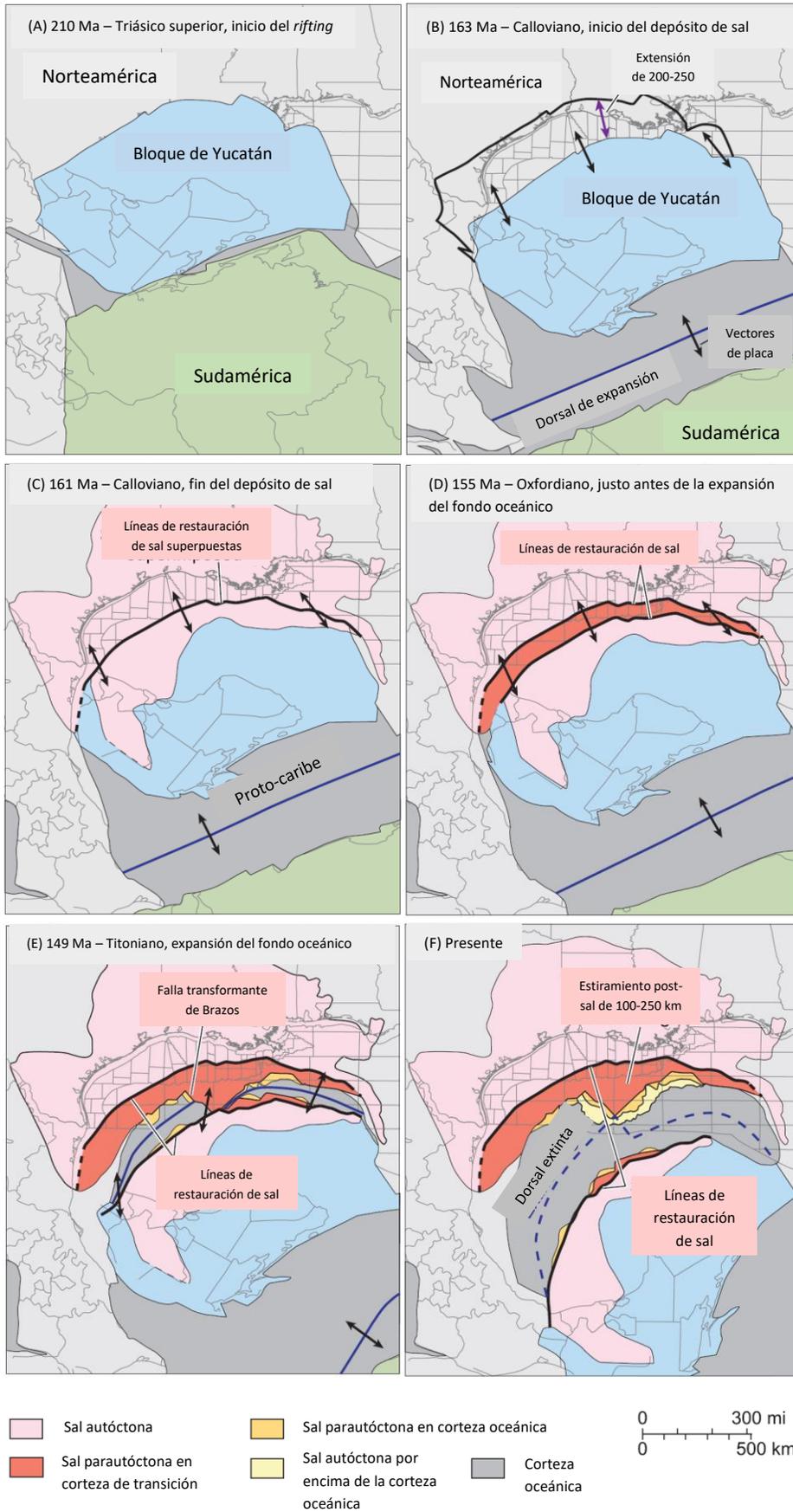


Fig. 4.1
Reconstrucción
secuencial de las
placas tectónicas tras
la ruptura progresiva
de Pangea. *Modificado
de Hudec et al. (2013).*

De esta manera, durante el Cretácico la forma y el tamaño de la cuenca del Golfo de México estuvieron dominadas por las plataformas carbonatadas y a partir del Eoceno Tardío la cuenca dependió totalmente del gran flujo de la sedimentación clástica procedente de la formación del Orógeno Mexicano (Padilla y Sánchez, 2007).

4.2 Geología Regional

El distrito minero de Molango está cimentado sobre un basamento cristalino de rocas metamórficas de edad precámbrica que soporta en inconformidad a una potente sucesión de rocas sedimentarias paleozoicas y rocas sedimentarias mesozoicas, que a su vez están cubiertas en discordancia angular por una sucesión cenozoica que en su base es marina a mixta, para cambiar hacia su cima a rocas continentales volcánicas de composición andesítica y basáltica (Fig. 4.2) (Consejo de Recursos Minerales, 1992).

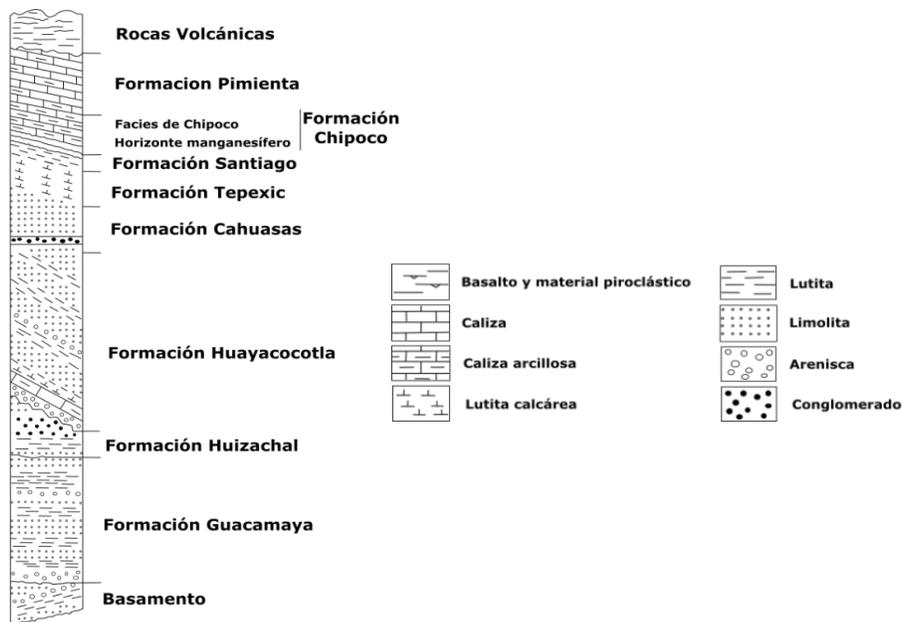


Fig. 4.2 Estratigrafía regional del Distrito manganesífero de Molango. Tomado de Okita (1992).

4.2.1 Basamento Precámbrico

4.2.1.1 Gneis Huiznopala (Ectasiano – Steniano)

Constituye la unidad más antigua que aflora en el área del distrito, fue descubierta por Kuegelgen (1958) y denominado como Gneis Huiznopala por Fries (1965). Esta unidad tiene dos amplios afloramientos, uno al nororiente del área, sobre el oeste de Huiznopala,

otro al suroeste de Otongo y un tercer afloramiento en forma de ventana estructural que se ubica en el cauce del arroyo Chipoco (Consejo de Recursos Minerales, 2002). Se conforma por un gneis, cuyos principales constituyentes son el cuarzo, feldespato y biotita; como minerales accesorios, contiene apatito, zircón y en ocasiones abundante granate (Alexandri y Martínez, 1986).

El Gneis Huiznopala se encuentra por inconformidad debajo de la Formación Santiago, en el área de Huiznopala; de la Formación Huayacocotla, en el área de Otongo y Totoncapa; de la Formación Tepexic, en el área del Socavón Coyoles; de la Formación Chipoco, en el área del Socavón 800; de la Formación Pimienta, en del arroyo Jalapa (Ochoa-Camarillo, 1996), usualmente en contactos tectónicos.

4.2.2 Pérmico

4.2.2.1 Formación Guacamaya (Cisuraliano)

La Formación Guacamaya presenta numerosas unidades turbidíticas con secuencias bouma completas (Arellano-Gil et al., 1998). Además, que presenta una sucesión de areniscas, conglomerados y lutitas de color gris oscuro y negro, en capas de espesor delgado a medio, con ocasionales capas de caliza con abundantes restos de crinoideos y de fusilínidos (Carillo-Bravo, 1959; SGM, 2013). La localidad tipo se encuentra en la cercanía de Ciudad Victoria, Tamaulipas. Ochoa-Camarillo (1996) propone el nombre de Formación Tuzancoa como equivalente de la Formación Guacamaya, que, aunque presentan algunas diferencias litológicas ambas se pueden correlacionar (Buitrón-Sánchez et al., 2017).

4.2.3 Triásico

4.2.3.1 Formación Huizachal (Nórico – Hettangiano)

Imlay (1948) la describe como una formación compuesta por lutitas calcáreas de color rojo claro a medio, con limolitas, areniscas de grano fino, arenisca cuarcítica y conglomerado. El tipo litológico más común es la arenisca limolítica de color rojizo medio. Algunas capas de arenisca y lutita son color verdoso, grisáceo, púrpura, ocre y rojo amarillento. Un conglomerado con espesores de 3 a 493 m caracteriza a la parte basal de la misma, aunque también se distribuye en otras partes de la formación (SGM, 2006). En la barranca de Chipoco, la Formación Huizachal descansa discordante sobre la Formación Guacamaya; le sobreyace discordantemente la Formación Huayacocotla (Alexandri y

Martínez, 1986). En la parte superior de la Formación se encuentran plantas fósiles del género holofitáceas, clasificadas como otozamites, fósil índice del Triásico superior (Consejo de Recursos Minerales, 1992).

4.2.4 *Jurásico temprano*

4.2.4.1 *Formación Huayacocotla (Sinemuriano – Pliensbachiano)*

Las rocas que conforman a la Formación Huayacocotla están distribuidas en los estados de Hidalgo, Puebla y Veracruz (Ochoa-Camarillo et al., 1998). La unidad está constituida principalmente por tres paquetes de rocas; 1) un conglomerado compuesto por fragmentos de diferentes tamaños de areniscas y lutitas cementadas por material arcillo-arenoso; 2) calizas arenosas y areniscas calcáreas de grano medio y en capas de espesor medio a grueso con pelecípodos; y 3) lutitas carbonosas que alternan con lechos medianos y delgados de areniscas (Carrillo-Bravo, 1965; SGM, 2012a). La Formación Huayacocotla descansa sobre el Gneis Huiznopala y yace en discordancia angular bajo la Formación Cahuasas, pero en algunos lugares se encuentra cubierta en discordancia angular por la Formación Tepexic (Ochoa-Camarillo et al., 1998).

4.2.5 *Jurásico Medio*

4.2.5.1 *Formación Cahuasas (Aaleniano – Bathoniano)*

Fue definida por Carrillo-Bravo (1965) como una sucesión de más de 1 000 m de espesor, que consiste en areniscas, conglomerados y limolitas de color rojo (Ochoa-Camarillo et al., 1998). En el distrito minero de Molango se reconocen tres tipos de litologías: un conglomerado y brecha conformadas por una granulometría <2 cm, generalmente bien consolidados y una matriz arenosa usualmente muy gruesa; arenisca y limolita; y mudstone y limolita; estas rocas generalmente presentan una coloración rojiza, púrpura, verde, y menos frecuentemente gris (Ochoa-Camarillo et al., 1998; SGM, 2007b). La Formación Cahuasas aflora sobre el camino a Otongo, descansa discordantemente sobre la Formación Huayacocotla y subyace discordantemente a la Formación Tepexic (Consejo de Recursos Minerales, 1992).

4.2.5.2 Formación Tepexic (Calloviano)

Fue descrita por Erben (1956), está constituida por una unidad de calizas impuras de color gris a gris oscuro, de grano grueso, con abundantes granos de cuarzo; también presenta una calcarenita de color gris oscuro; tiene una estratificación poco marcada y en muchas ocasiones la base está conformada por una caliza conglomerática (SGM, 2007a), es frecuente encontrar desarrollos de oolitos, microfósiles y fragmentos de macrofósiles (Parga-Macias, 2014). Su localidad tipo está en el río Necaxa, en el estado de Puebla. En la región de Molango, se localiza en las áreas comprendidas entre los poblados de Acayuca – Cuxhuacán, de Acoxcatlán – Tepehuacán y de Acuimantla (Ochoa-Camarillo et al., 1998). El límite inferior de la Formación Tepexic es concordante con la Formación Huizachal (Erben, 1956; SGM, 2007a), en otras áreas descansa de manera concordante y abrupta sobre la Formación Cahuascal y, en otras áreas donde no aflora, yace de forma angular sobre la Formación Huayacocotla (Ochoa-Camarillo et al., 1998; SGM, 2007a).

4.2.6 Jurásico tardío

4.2.6.2 Formación Santiago (Calloviano medio – Oxfordiano superior)

Fue descrita informalmente por Reyes (1969), pero fue Cantú-Chapa (1969) quien le asignó formalmente el nombre de Formación Santiago (Ochoa-Camarillo, 1996; Consejo de recursos minerales, 2002). Está representada por lutitas negras a gris oscuro, muy fracturadas, con nódulos calcáreos (Cantú-Chapa, 1971; SGM, 2008), ocasionalmente presenta estratos de caliza negra en forma aislada, contiene amonites y pirita diseminada (Parga-Macias, 2014). En el área de Molango está conformada por un paquete de limolitas negras calcáreas ocasionalmente con capas de calizas negras. La Formación Santiago descansa concordante encima de la Formación Tepexic, y en el área de Huiznopala descansa sobre el Gneis Huiznopala, la Formación Chipoco yace sobre ésta con un contacto concordante y abrupto (Ochoa-Camarillo et al., 1998).

4.2.6.3 Formación Chipoco (Kimmeridgiano inferior – Tetoniano inferior)

Originalmente fue clasificada como Formación Tamán dentro del grupo del mismo nombre. Esta formación es la de mayor importancia desde el punto de vista económico, ya que en su base se localiza el depósito de manganeso considerado como uno de los más

importantes del mundo (Alexandri y Martínez, 1986; Consejo de Recursos Minerales, 1992; Pérez-Tello, 2009). De acuerdo con Hermoso De La Torre y Martínez-Pérez (1972), la Formación Chipoco está conformada por una litología mixta, que consiste en granistones y mudstone de color gris oscuro con alternancias de lutitas calcáreas (SGM, 2007c). Más adelante Okita (1992) describió a la Formación Chipoco, dividiéndola en tres paquetes litológicos (Fig. 4.3); 1) *Chipoco inferior*, que es el que contiene al intervalo mineralizado; 2) *Chipoco medio* compuesto por una caliza arcillosa y 3) *Chipoco Superior* conformado por packstone de ooides y grainstone. Para Ochoa-Camarillo (1996) esta se divide en cuatro unidades; 1) caliza manganesífera con intercalaciones de lutita calcárea; 2) areniscas calcáreas intercaladas con lutitas calcáreas arenosas; 3) limolita y lutitas calcáreas con intercalaciones de calizas arcillosas, y 4) una secuencia de calizas interestratificadas en forma rítmica con lutitas negras (Ochoa-Camarillo et al., 1998; SGM, 2007c).

En el área de la mina Tetzintla, esta formación, se compone de la base a la cima, por una capa brechoide de aproximadamente 0.50 m de caliza manganesífera denominada Capa A, que contiene porcentajes bajos de Mn (10% a 22%) (Force y Cannon, 1988; Maynard et al., 1990; Okita, 1992). Sobre ésta se encuentran 7 m de espesor de caliza manganesífera, que representa al horizonte económico, con matriz de grano fino y estratificación laminar. Hacia la parte superior los estratos tienden a engrosar hasta 1 m (Force y Cannon, 1988). A medida que disminuye el contenido de Mn hasta un 10%, este espesor es de aproximadamente de 18 m y sobre este paquete se encuentra una secuencia rítmica de caliza cristalina y limolita calcárea (Pérez-Tello, 2009). El contacto inferior es concordante y abrupto con la Formación Santiago, mientras que el contacto superior es transicional con la Formación Pimienta (Ochoa-Camarillo et al., 1998).

4.2.6.4 Formación Pimienta (Titoniano – Berriasiano/Valanginiano)

Está constituida por estratos de 5 a 30 cm de caliza negra con intercalaciones rítmicas de lutita negra con espesores de 1 a 5 cm; presenta nódulos y lentes de pedernal negro y gris, así como concreciones esféricas, además de presentar pliegues tipo chevrón. La Formación Pimienta se encuentra concordante y en transición sobre la Formación Chipoco. Sobre el camino que va a la zona industrial al Tajo Tetzintla, se puede observar dicho contacto, mientras en la región de Ixtapala descansa directamente sobre el basamento (Alexandri y Martínez, 1986; Ochoa-Camarillo et al., 1998; Pérez-Tello, 2009). La presencia de pedernal y los pliegues en chevrón dentro de la Formación Pimienta son criterios utilizados para distinguir la parte inferior con la parte superior de la Formación

Chipoco. A lo largo de la carretera federal No. 105 entre Nonoalco y Alumbres se pueden observar los pliegues de tipo chevrón (Ochoa-Camarillo et al., 1998; Pérez-Tello, 2009).

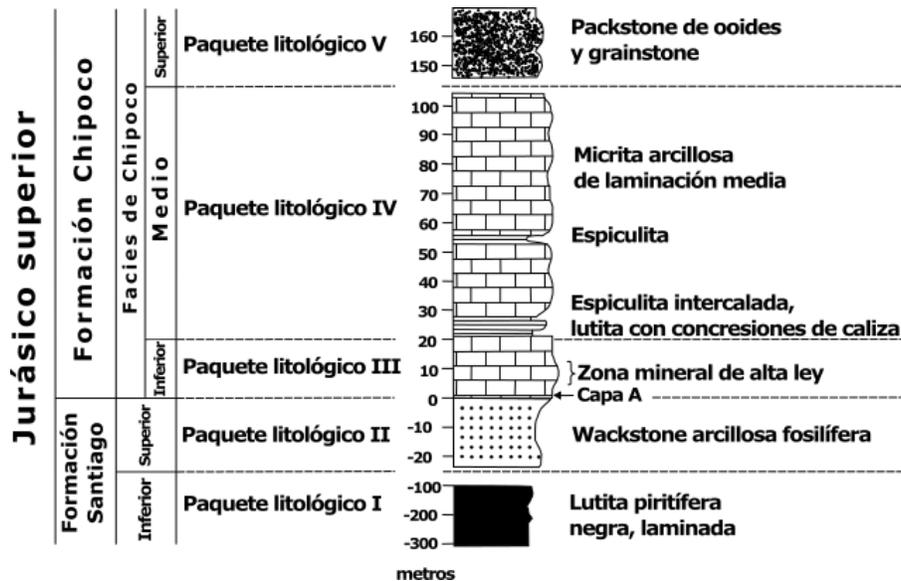
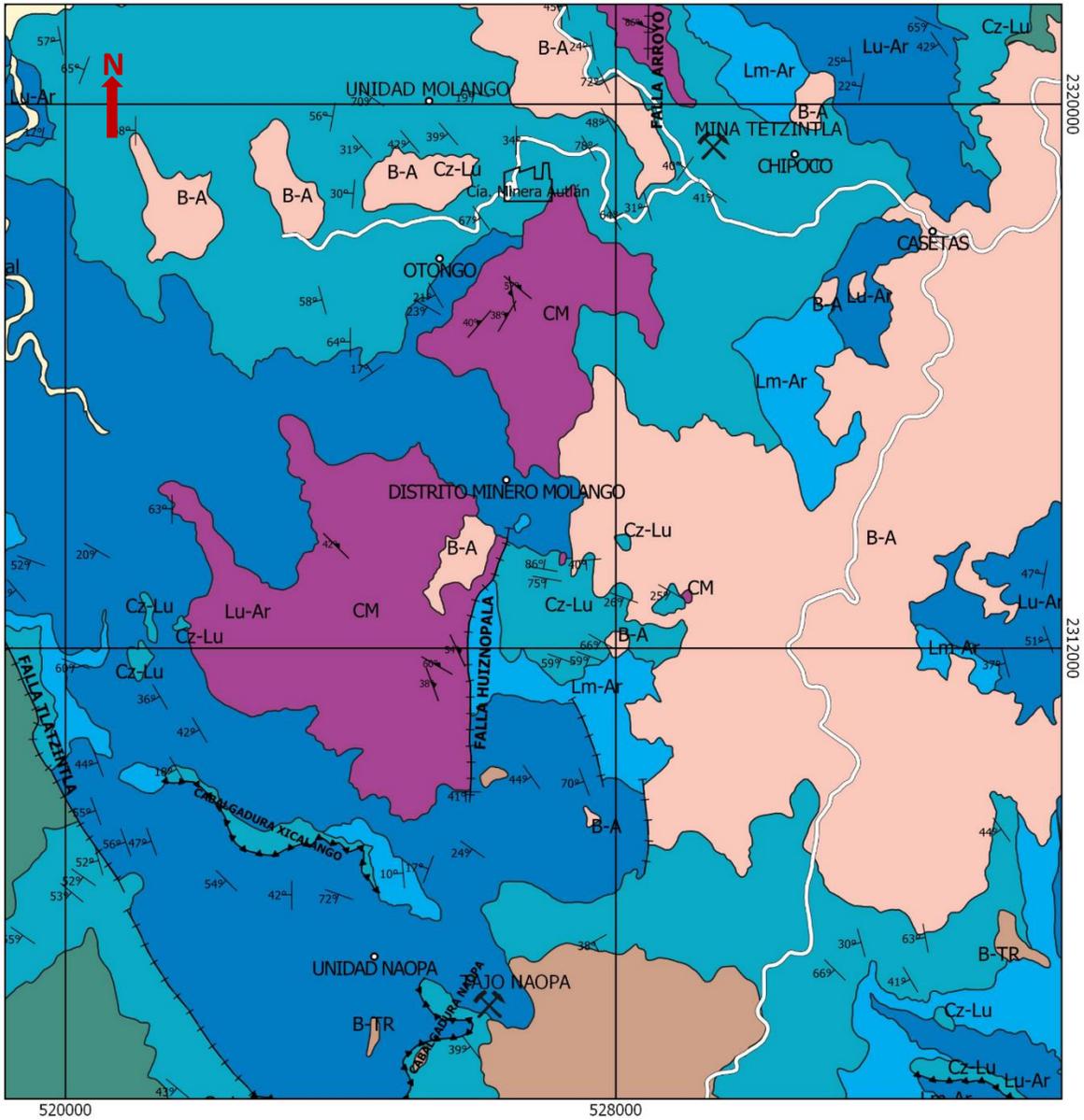


Fig. 4.3 Estratigrafía de la zona de Tetzintla. Tomado de Okita (1992)

4.2.7 Cenozoico

La era Cenozoica en el estado de Hidalgo comprende a la Formación Chicontepec, que comprende sedimentos de aguas profundas de la Cuenca Tampico – Misantla (Consejo de Recursos Minerales, 1992), y a la Formación El Morro, la cual solo aflora en la parte septentrional del Anticlinorio de Huayacocotla, y que está constituida por un conglomerado, cuyos clastos se derivaron principalmente de la Formación Pimienta (Ochoa-Camarillo, 1996).

Además de estas formaciones, todo el paquete de sedimentos continentales y marinos de Paleozoico Superior y Mesozoico se encuentran parcialmente cubiertos por derrames fisúrales de lavas basálticas. En menor abundancia, rocas ígneas extrusivas de tipo andesítico (cubiertas por los derrames basálticos), posiblemente asociadas a la actividad de la Faja Volcánica Transmexicana (SGM, 2002). Dentro del distrito minero de Molango se han localizado afloramientos de cuerpos intrusivos, cortando a toda la secuencia sedimentaria, que por medio de barrenación a diamante se determinó que son de composición diorítica que provocan alteraciones a rocas adyacentes (Alexandri y Martínez, 1986; Pérez-Tello, 2009).



SIMBOLOGÍA

- ↔↔↔ Falla inversa
- +— Falla normal
- ⚡ MINAS
- | Foliación
- | Rumbo y echado
- ⏏ Zona industrial
- Localidades
- Carretera federal No. 105

Geología

- Aluvi3n (Cuaternario)
- Basalto-Toba riolítica (Ne3g3n)
- Basalto-Andesita (Ne3g3n)
- Caliza-Lutita (Jur3sico Tardío)
- Caliza-Lutita (Jur3sico Medio)
- Limolita-Arenisca (Jur3sico Medio)
- Lutita-Arenisca (Jur3sico Temprano)
- Complejo metam3rfico (Proterozoico)



**MAPA GEOL3GICO
DISTRITO MINERO DE
MOLANGO
HIDALGO**

Fig. 4.4 Geología local de la regi3n de Molango. Modificado del SGM (2002).

4.2 Marco tectónico

La historia tectónica del área de estudio es compleja y sigue siendo un tema de debate (Fig. 4.5). La Formación del complejo metamórfico del Gneis Huiznopala se remonta a partir del Mesoproterozoico con el desarrollo de un arco magmático que fue posteriormente metamorfoseado durante la Orogenia Grenville (SGM, 2002).

En el Triásico Tardío, producto del proceso de *rifting* que resultaría en la separación de Pangea y como consecuencia la apertura del Golfo de México, se detonó la formación de pilares y fosas tectónicas delimitadas por fallas normales (Ochoa-Camarillo et al., 1998), con una topografía abrupta e irregular, permitiendo el depósito de fuertes paquetes de sedimentos continentales de la Formación Huizachal. En el Sinemuriano se presenta una incursión de aguas marinas en la zona lo que permite el depósito de la Formación Huayacocotla (Alexandri y Martínez, 1986). Al finalizar el Jurásico Temprano la zona fue levantada y fuertemente plegada, provocando la retirada de los mares y permitiendo el depósito de los lechos rojos de la Formación Cahuasas. Durante el Jurásico Medio, continuó la deformación distensiva formando nuevas fosas y pilares tectónicos (Fig. 4.5 A-C) (Alexandri y Martínez, 1986; Ochoa-Camarillo et al., 1998; SGM, 2002).

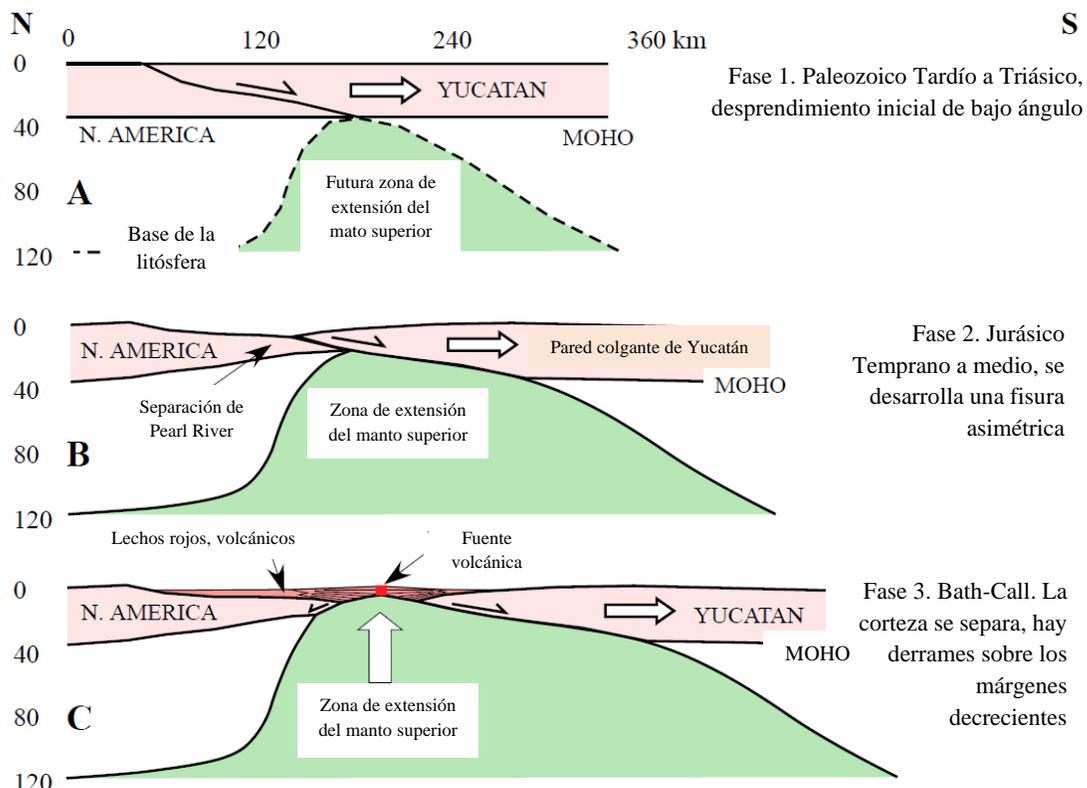


Fig. 4.5 A-C. Secciones transversales que muestran la evolución del Golfo de México desde el inicio del *rifting* hasta la formación de corteza proto-oceánica. Tomado de Pindell y Kennan (2007)

Es importante tomar en cuenta que la separación de los principales fragmentos litosféricos (Norteamérica, Sudamérica y África) siguieron una dirección preferencial de NW-SE, dejando a su paso una serie de terrenos divididos que posteriormente evolucionarían en tres cuencas oceánicas; el Atlántico central, el Golfo de México y el prot-Caribe (Marton y Buffler, 1994). Algunos autores sugieren que la apertura del Golfo de México desarrolló varias zonas de dorsales, incluso intra-continetales (Mendoza-Rosales, 2010). Sin embargo, Pindell y Kennan (2007) proponen un *rifting* asimétrico en el Golfo de México, donde el máximo estiramiento de la corteza ocurre en el norte, pero la máxima extensión litosférica ocurre en el sur. Debido a que el estiramiento de la corteza en el norte del Golfo excede con mucho al estiramiento del manto superior, la creación de espacio de alojamiento *sin-rift* superó en gran medida al hundimiento térmico posterior al *rift* (Fig. 4.5 D-F).

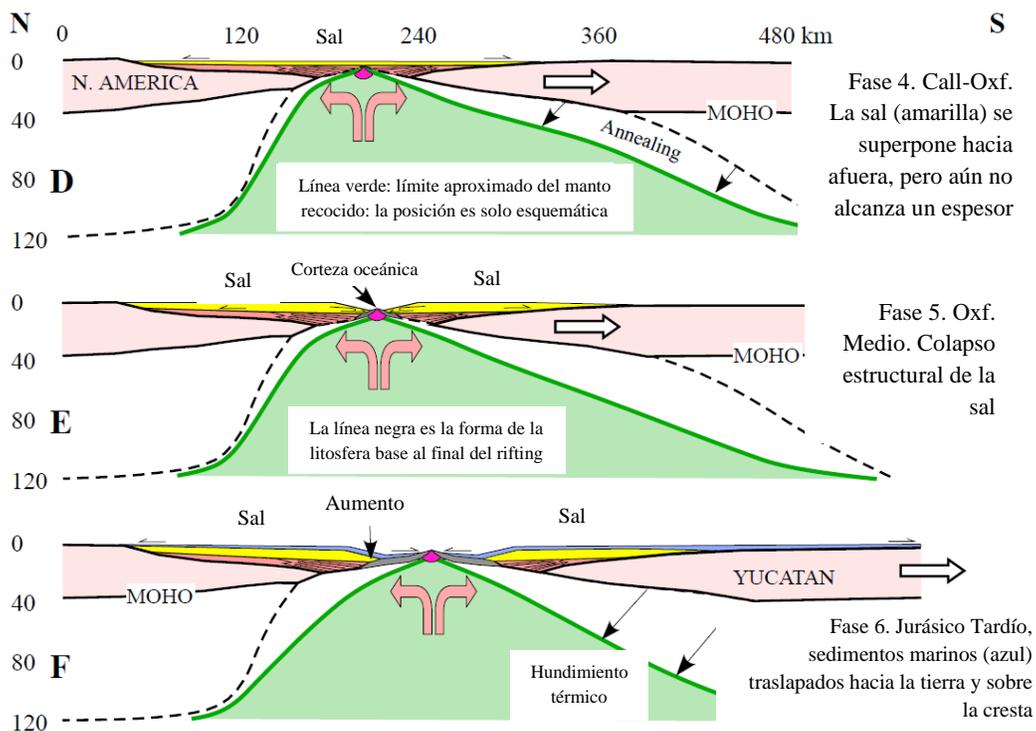


Fig. 4.5 D-F. Secciones transversales que muestran la transición desde el emplazamiento de la sal de la corteza proto-oceánica en el Golfo central hasta el emplazamiento submarino real de la corteza oceánica típica no antes de la época del Oxfordiano medio. Tomado de Pindell y Kennan, 2007

Con la separación de las placas de Norteamérica y la Sudamérica, se permitió la entrada gradual de aguas marinas provenientes del oriente, iniciando así la gran transgresión que caracterizó al Jurásico Tardío y Cretácico Temprano. Con el modelo de un proto-golfo que se mantuvo cerrado sin comunicación de las aguas del Pacífico, y que favoreció la formación de cuencas con aguas estancadas; a medida que el bloque de

Yucatán se desplazaba hacia el suroeste por medio de la falla transformante de Tamaulipas-Oaxaca (o FTPO), mientras se depositaban las Formaciones de Tepexic, Santiago y Chipoco. Al cesar el movimiento de esta falla se abrió la parte occidental del proto-golfo, permitiendo la circulación de las aguas del Pacífico y el depósito de la Formación Pimienta (Alexandri y Martinez, 1986).

En el Cretácico Temprano y el Eoceno Tardío, como consecuencia del Orógeno Mexicano todo el paquete rocoso es levantado y plegado, formando un sistema de pliegues y cabalgaduras que constituyen el Anticlinorio de Huayacocotla (SGM, 2002), otro fenómeno producto de la orogénesis es una brecha tectónica entre las formaciones Santiago y Chipoco, que sugiere un movimiento horizontal de grandes magnitudes de tipo *décollement* o zona de despegue (Ochoa-Camarillo et al., 1998).

La aparición abrupta de manganeso en la base de la Formación Chipoco, la ausencia total de manganeso en la cima de la Formación Santiago y el cambio litológico abrupto entre estas dos formaciones, sugieren un cambio brusco en las condiciones fisicoquímicas de la fosa donde se estaba depositando la Formación Santiago, que probablemente se debió a la comunicación entre la fosa de Huayacocotla y el Golfo de México, que también permitió la comunicación entre los océanos Pacífico y Atlántico (Fig. 4.6) (Okita, 1992; Ochoa-Camarillo et al., 1998).

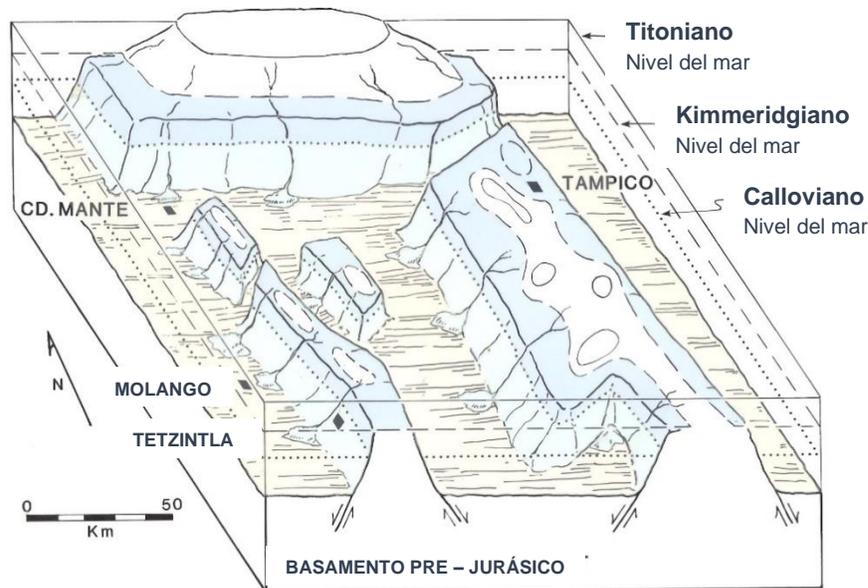


Fig. 4.6 Reconstrucción paleogeográfica de la región centro-este del Kimmeridgiano. Las características topográficas son una expresión de fallas de bloque que se produjeron por la ruptura del Golfo de México. El eje del *rifting* se encuentra al este de la región. Tomado de Okita (1992).

Ochoa-Camarillo (1998) reconoce un último evento de extensión post-pliocénico, que es evidenciado por fallas normales de rumbo NW-SE, que delimitan al graben de Molango, que presenta una longitud de más de 10 km y un salto de aproximadamente 200 m. El graben de Molango es una depresión que está delimitada en ambos lados por una falla denominada como falla Azteca, que pone en contacto a las formaciones Huayacocotla y Chipoco, y la falla Pilateno, una falla normal que destaca morfológicamente y pone en contacto a rocas volcánicas con diferentes unidades sedimentarias (Ochoa-Camarillo, 1996). Es importante mencionar que la reactivación de fallas de alto ángulo desplazó varios metros a la mineralización, propiciando una topografía abrupta que dificulta el minado a cielo abierto.

4.3 Geología Local

La Unidad minera Molango extrae manganeso de una estructura mantiforme a través de una mina subterránea, con mena de carbonatos de manganeso, y en menor proporción óxidos de manganeso. Se realizaron algunos detalles de topes geológicos de donde se obtuvieron muestras para la descripción de la geología local (Anexo 1). Las formaciones que se encuentran asociadas al desarrollo de la mina Tetzintla son (Fig. 4.4):

Gneis Huiznopala. El Gneis Huiznopala dentro de la mina no aflora, sin embargo, por medio de los registros de la barrenación a diamante que realiza Autlán, ocasionalmente el basamento puede ser alcanzado por dichos barrenos y por tanto es un indicador para detener la barrenación. Para este trabajo se obtuvo una muestra de núcleo de aproximadamente 10 cm que consiste en un ortogneis de color gris verdoso con granos negros de textura xenoblástica, está constituido por un mosaico de feldespato + plagioclasa + cuarzo, con presencia de piroxenos y hornblenda diseminados, además de microvetillas de calcita. De acuerdo con la observación de los núcleos en el logueo, el gneis Huiznopala está siendo cortado por un dique monzonítico.

Formación Huayacocotla. Dentro de la mina subterránea se pudo observar un paquete de rocas conformada por una intercalación de cuarzoarenitas, areniscas de grano muy fino a fino y un conglomerado polimíctico. En la zona de la mina Tetzintla la Formación Huayacocotla está en contacto transicional con la Formación Tepexic, aunque no es muy claro el contacto, es fácil su identificación con el ácido clorhídrico, ya que las rocas de la Formación Huayacocotla al tener un alto contenido en cuarzo no reaccionan.

Formación Tepexic. Está conformada por una arenisca calcárea con abundantes fósiles. Estos están reemplazados por calcita. En otros niveles de la mina se observó una caliza calcárea de grano fino con aparentes microfósiles. Dentro de la mina no se encontró el contacto correspondiente con la Formación Santiago, sin embargo, se identificó un contacto con la Formación Chipoco.

Formación Santiago. Generalmente aflora en toda la mina. Está conformada por una limolita calcárea de color negro, con laminaciones finas, con abundante piritita diseminada, en partes presenta vetilleos de calcita. En otras zonas dentro de la mina esta plegada, generalmente es una roca de alta densidad y en algunas partes es una roca muy fisible. También, se observó en los accesos de las obras, un horizonte lignítico de aproximadamente de 30 cm el cual está estratificado entre las limolitas de la Formación Santiago. Esta formación siempre está en contacto con la Formación Chipoco por medio de fallas (Fig. 4.7)

Formación Chipoco. En la zona de la mina la Formación Chipoco está ampliamente distribuida, de forma general está conformada por calizas manganesíferas de color negro, estratificadas con laminaciones internas muy finas. Estructuralmente la Formación Chipoco está muy plegada, fallada y fracturada, las fracturas generalmente están rellenas de calcita rosa y blanca, y rodocrosita. Además, ya sea intercalada en finas laminas, diseminada, en framboides, lentes o nódulos, la presencia de piritita es común, en casi todo el horizonte mineralizado. Entre la cima de la Formación Santiago y la base de la Formación Chipoco hay una brecha de falla que es denominada por los geólogos de mina como “Capa A” (Fig. 4.7). Después del intervalo mineralizado se tienen rocas con una disminución en su contenido de manganeso hacia la cima de la formación. Las rocas son calizas, con cuarzo clástico <2% modal y contenido de hierro escaso.

Localmente la Formación Chipoco en su miembro mineralizado puede ser dividida en función de su contenido de manganeso como de “alta ley” y “baja ley”. Estas unidades son referidas en la mina como Formación Chipoco de alta ley y Formación Chipoco de baja ley.

Formación Chipoco de alta ley. Las rocas que representan la parte mineralizada de la Formación Chipoco se encuentran en la base de ésta, y están conformadas por calizas manganesíferas, de color negro, con laminaciones finas que en ocasiones están intercaladas con láminas finas de piritita. Presentan un escaso vetilleo, aunque si están fracturadas, estas están rellenas de calcita rosa y rodocrosita; generalmente se presentan como rocas de alta densidad y reaccionan débilmente a casi imperceptible con el HCl. Se encuentra en contacto con la Formación Santiago, y en ocasiones en contacto tectónico, usualmente la sobreyace una caliza igualmente manganesífera de leyes bajas de manganeso, que está muy fallada, plegada y fracturada; las fracturas están rellenas de calcita y cuarzo. El frecuente vetilleo de

cuarzo y calcita en esta capa afecta los valores de ley de manganeso. Esta roca asemeja a una brecha de falla y en algunos casos llega a ser una cataclastita.

Formación Chipoco de baja ley. Sobreyaciendo al intervalo mineralizado de alta ley, está un nivel estratigráfico calcáreo que muestra un decremento en las leyes de manganeso, y aumenta el contenido de calcita, lo que las hace reaccionar más fácilmente al HCl y es un método empírico para su identificación. El aspecto de esta unidad es similar al de alta ley: color negro a gris oscuro, sin evidentes laminaciones internas y de textura masiva. Sin embargo, la reacción evidente con el ácido y el vetilleo de calcita es más típica de esta zona. Las rocas de esta unidad tienen una alta densidad, ligeramente menor a las de las rocas de la zona de alta ley.

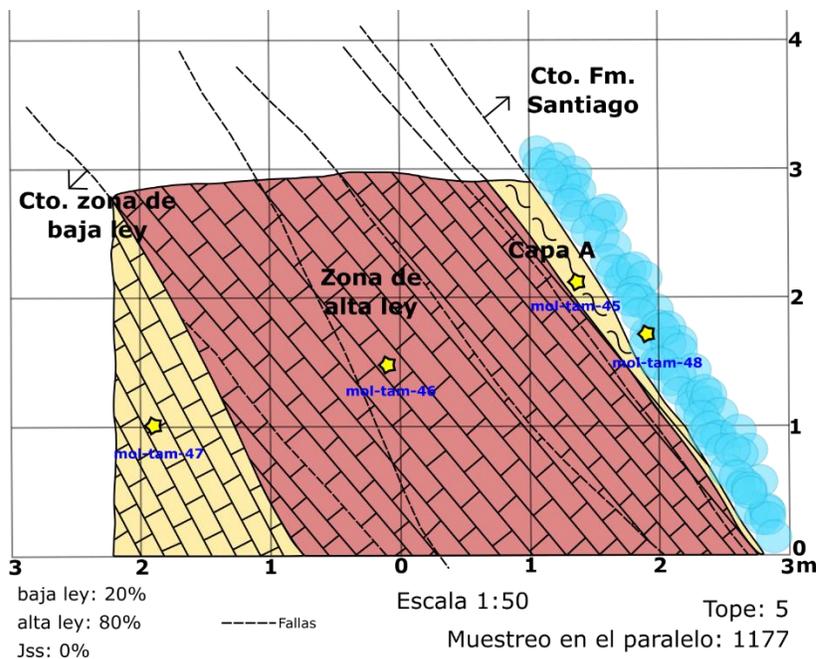


Fig. 4.7 Tope geológico de la zona de Tampoch, en el que se puede apreciar la estratigrafía dentro de Molango. Podemos observar la zona de alta ley en contacto tectónico con la zona de baja ley, la capa A y la Formación Santiago.

5. Yacimiento manganesífero de la Unidad Molango

El área de Tetzintla, está ubicada en la parte norte del distrito Manganesífero, aproximadamente 20 km al norte de la población de Molango, Hidalgo (Alexandri y Martínez, 1986). La mina subterránea de Molango está constituida de túneles con una extensión total aproximada de 85 km, donde los carbonatos de manganeso son explotados mediante un sistema de minado denominado de “corte y relleno”, en el que se aprovecha el material inerte para rellenar las zonas explotadas según las características estructurales de la roca que envuelve al mineral (Autlán, 2018). El desarrollo minero va del nivel 1160, Túnel Tampoch al nivel 700, área del Túnel Coyoles, con la preparación para la explotación de tres minas denominadas: (1) Tetzintla sobre la estructura principal de 1.5 km, (2) Acuatitla con una estructura anticlinal adyacente y la (3) mina Tetlaxco con dimensiones más cortas (Pérez-Tello, 2009).

La mina subterránea de Tetzintla consiste en una estructura estratiforme de 7 m de espesor, con rumbo de N 45° W e inclinación de 65° SW (SGM, 2002) (Fig. 5.1). La mineralización está ubicada en la zona de mayor complejidad estructural (Ochoa-Camarillo, 1996), esto debido a la cantidad de fallas normales e inversas presentes que en ocasiones mueven a la mineralización dificultando en ocasiones el minado. También se observó la reactivación de fallas normales a inversas y viceversa, además del basculamiento y plegamiento de la columna estratigráfica.

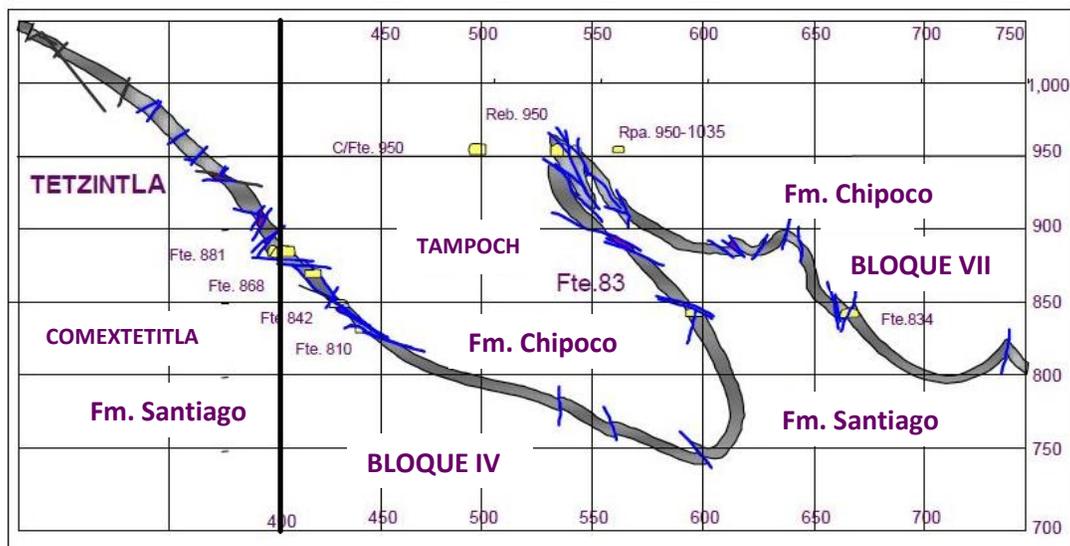


Fig. 5.1 Sección transversal del túnel de la mina Tetzintla mostrando las distintas obras de explotación. Modificado de Pérez-Tello (2009).

El intervalo mineralizado de manganeso ocurre en la base de la Formación Chipoco, inmediatamente por encima del contacto con la Formación Santiago. Arriba de la zona mineralizada se encuentra una unidad denominada *facies de Chipoco*. La Formación Santiago, la zona mineralizada y las *facies de Chipoco* en la mina Tetzintla están en contacto por fallas. La ocurrencia de estas fallas en estos contactos puede estar gobernada por la competencia mecánica entre las dos unidades. La base de la Formación Chipoco que contiene a la zona mineralizada de manganeso, es significativamente menos frágil que la Formación Santiago (Okita, 1992).

De acuerdo con el trabajo de campo, descripciones macro y microscópicas, en la zona de estudio se pueden observar las siguientes relaciones estratigráficas (Fig. 5.2).

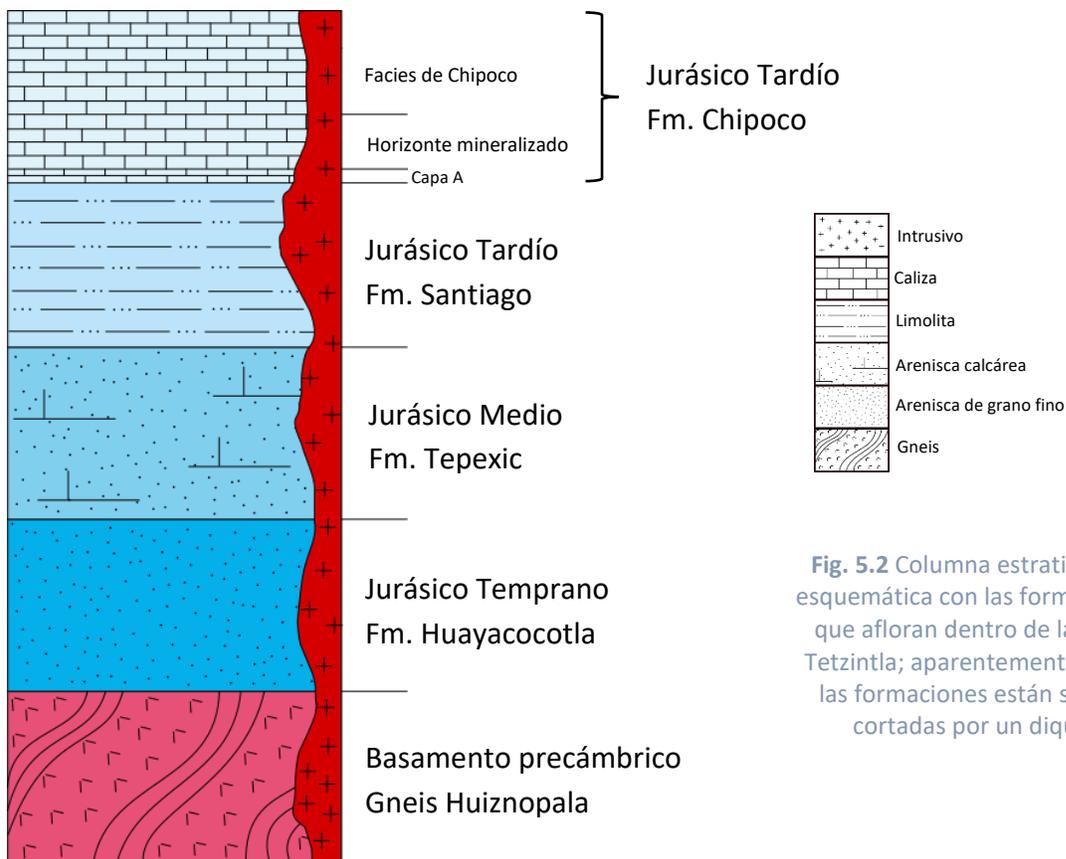


Fig. 5.2 Columna estratigráfica esquemática con las formaciones que afloran dentro de la mina Tetzintla; aparentemente todas las formaciones están siendo cortadas por un dique.

1. El **Gneis Huiznopala** consiste en un ortogneis de color gris verdoso con granos negros de textura xenoblástica. Está constituido por un mosaico de feldespatos + plagioclasa + cuarzo, con presencia de piroxenos y hornblenda diseminados, además de microvetillas de calcita (Fig. 5.3). Sólo pudo ser observado por la barrenación de exploración que se lleva a cabo dentro de la mina, por medio del registro de barrenación se presume

que el gneis Huiznopala está siendo cortado por un dique monzonítico del que también se obtuvo una muestra que se describirá más adelante.



Fig. 5.3 Testigo del Gneis Huiznopala.

2. La **Formación Huayacocotla** aflora en la zona de Comextetitla. Se observó en 4 unidades diferentes de rocas. La primera unidad se conforma por cuarzoarenitas de color gris claro de grano fino, grano-soportado, bien seleccionada, los clastos son subredondeados. La segunda unidad tiene una arenisca de grano fino (Fig. 5.4 A), de color gris claro, grano-soportado, buena clasificación, clastos subredondeados, los clastos de calcita son de subredondeados a subangulosos. La tercera unidad se conforma por una arenisca con las mismas características que la anterior, salvo que su granulometría es aún más fina. La cuarta y última unidad se tiene un ortoconglomerado polimíctico (Fig. 5.4 B) de color gris claro, mal clasificado, grano soportado, tiene clastos de diversos tamaños y orígenes como cuarzo, calcita y limolita calcárea, los clastos son subredondeados a subangulosos.

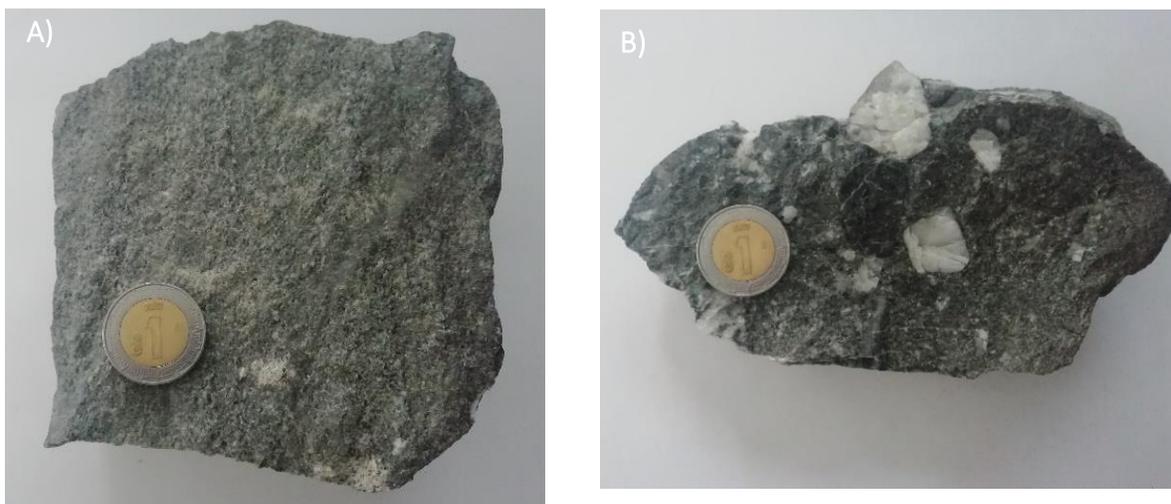


Fig. 5.4 Rocas de la Formación Huayacocotla. A) Arenisca de grano fino. B) Ortoconglomerado polimíctico, nótense los diferentes tamaños del cuarzo.

En la zona de Comextetitla la Formación Huayacocotla está en contacto con la Formación Tepexic, perdiéndose en algún punto la Formación Cahuwasas. Existe un contacto entre la Formación Huayacocotla y la Formación Tepexic que no es muy claro, ya que las rocas de ambas formaciones a simple vista son muy parecidas. Una forma de diferenciarlas es con el ácido clorhídrico. Las rocas de la Formación Huayacocotla están conformadas en su mayoría por cuarzo, por lo que no habrá una reacción del HCl, en cambio la Formación Tepexic al ser de composición calcárea tendrá una reacción al contacto con el HCl.

3. La **Formación Tepexic** aflora también en la zona de Comextetitla. Está constituida por una arenisca calcárea (Fig. 5.5 A) con abundante contenido fósil, que consta de placas de equinodermos (Fig. 5.6 A) y fragmentos de braquiópodos. Presenta a simple vista una textura parecida a una caliza, sin embargo, con la petrografía microscópica se clasificó como una arenisca que contiene ooides, intraclastos, cortoides, líticos y cuarzo (Fig. 5.6 B), además de tener una matriz grano-soportada y estar mal clasificada. En otro subnivel de la zona de Comextetitla se observó una caliza tipo packstone con bioclastos y pelets (Fig. 5.5 B); los bioclastos pertenecen a gasterópodos (Fig. 5.6 C y D), bivalvos y miliólidos, la mayoría se observan recrystalizados por y otros más están micritizados, contiene anatasa y barita como minerales accesorios. No se pudo observar el contacto con la Formación Santiago, ya que sólo aflora en la superficie, sin embargo, en una obra en explotación de Comextetitla es posible apreciar que la zona mineralizada de Chipoco está en contacto tectónico con la Formación Tepexic; la litología de esa zona es de un wackstone masivo.

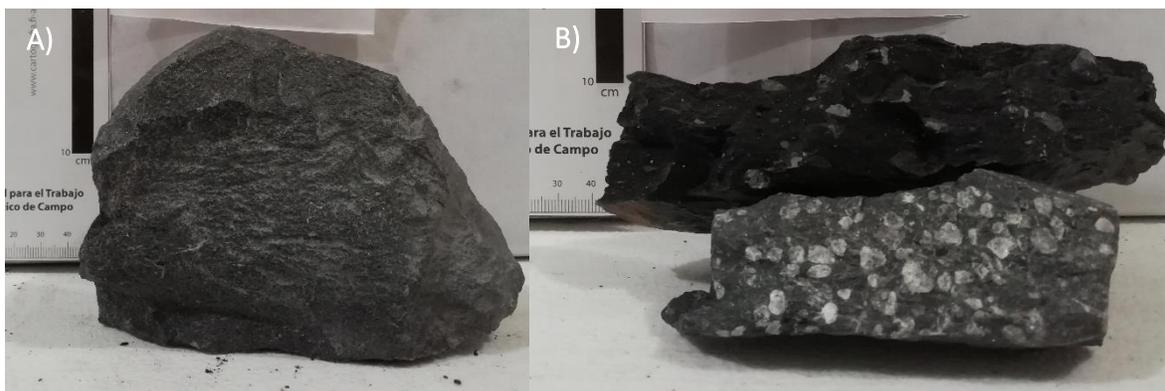


Fig. 5.5 Rocas que pertenecen a la Formación Tepexic. A) Packstone masiva de grano fino. B) Packstone bioclástico.

4. La **Formación Santiago** aflora prácticamente en toda la mina. Está conformada por limolitas calcáreas de color negro (Fig. 5.7). La matriz es rica en materia orgánica, asociada con calcita con recrystalización parcial, pirita framboidal abundante, cuarzo de baja cristalinidad, y en cantidades accesorias esfalerita, monacita y apatito. Escaso contenido fósil y otros sulfuros que por su tamaño y escasez no fue posible su detección (Fig. 5.7 B-E). La unidad exhibe deformación intensa diferencial en algunos sectores de la unidad.

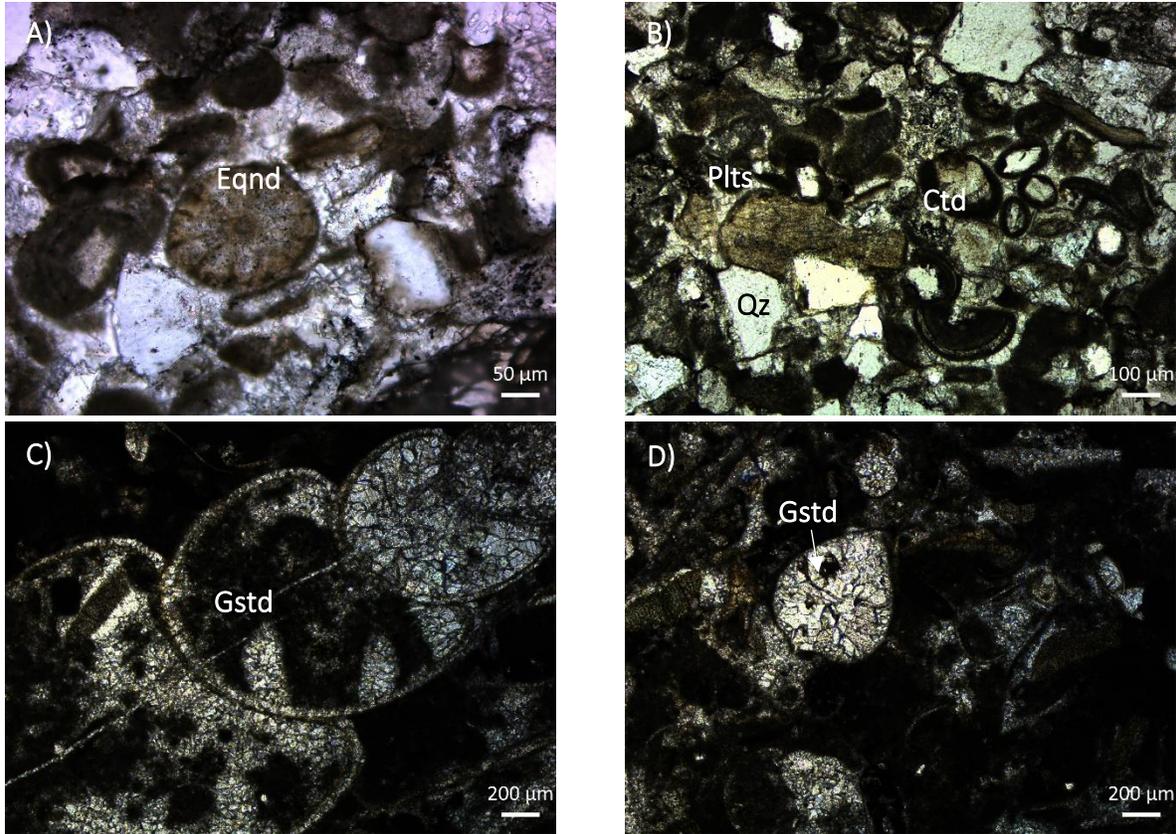


Fig. 5.6 Fotomicrografías de la Formación Tepexic. A) Placa de equinodermo. B) Matriz de una arenisca con cuarzo (Qz), pelets (Plts) y cortoides (Ctd). C) Gasterópodo (Gstd) en sección longitudinal. D) Gasterópodo (Gstd) en sección transversal.

5. La **Formación Chipoco** está conformada por estratos delgados a gruesos (hasta 0.5 m) de caliza manganesífera de color gris oscuro; la caliza tiene laminaciones finas de pirita y otros sulfuros diseminados como esfalerita y calcopirita, y óxidos como magnetita e ilmenita. La formación presenta abundantes fallas y fracturas rellenas de rodocrosita, kutnohorita, calcita manganesífera y cuarzo. La unidad está en contacto con la Formación Santiago por medio de fallas y entre ellas hay una cataclasita paralela a la estratificación de la Formación Chipoco, denominada Capa A.

6. La **Formación Pimienta** sobreyace a la Formación Chipoco y aflora en la región, sin embargo, en la mina subterránea de Tetzintla este contacto no fue posible observarlo.

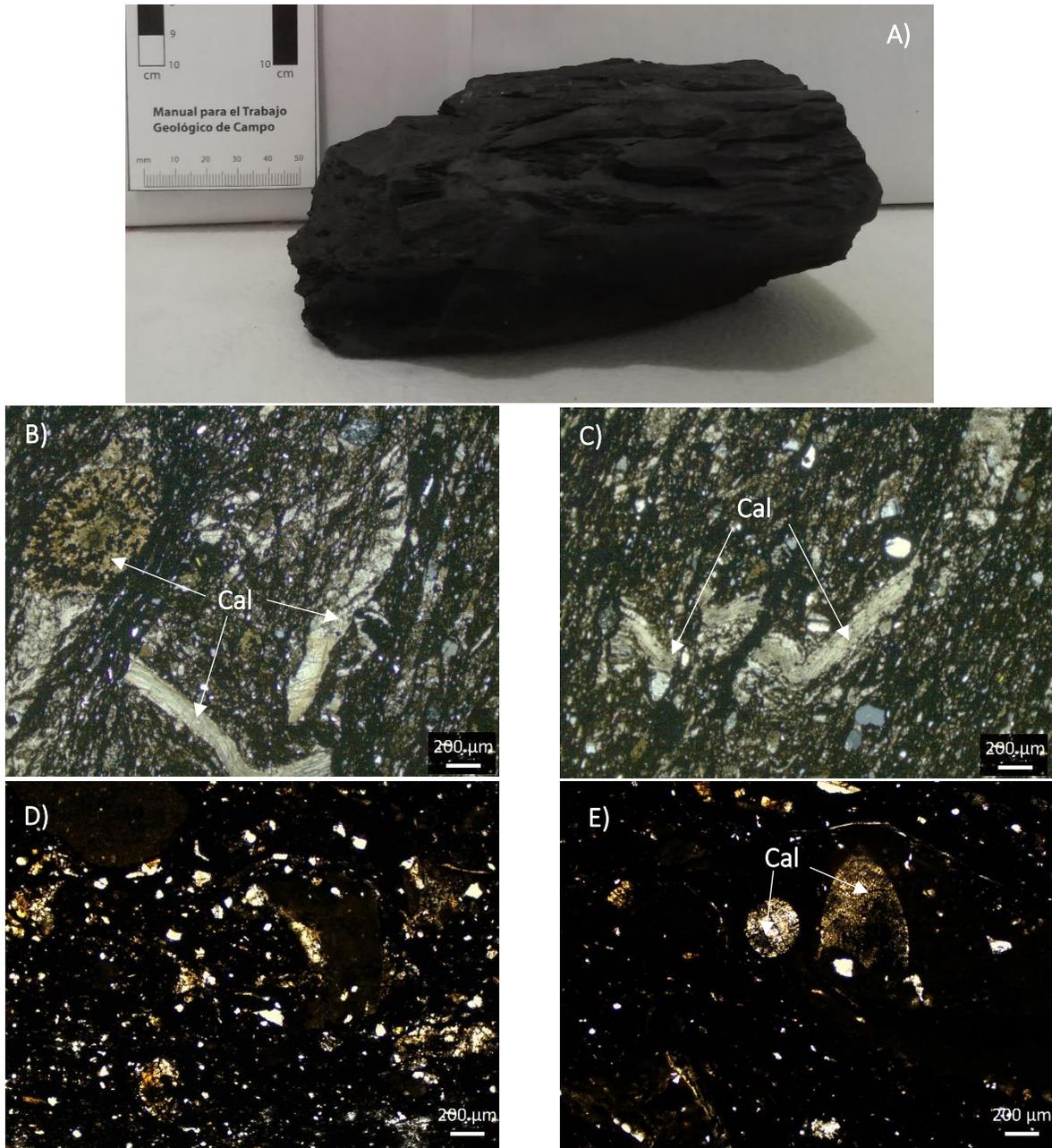


Fig. 5.7 Muestra de mano y fotomicrografías de la Formación Santiago. A) Limolita calcárea de la Formación Santiago, se aprecia laminada y ligeramente plegada. B) y C) Matriz de una limolita, podemos observar que presenta fragmentos plegados y una matriz un poco clara. D) y E) Matriz de una limolita que estuvo en contacto con un dique andesítico, hay presencia de fósiles y la matriz está más oscura, probablemente el dique quemó la materia orgánica de esta limolita.

7. Rocas ígneas. En uno de los túneles que llevan a la zona de Comextetitla se aprecia un dique monzonítico que corta la estratificación y presenta una alteración conformada por minerales arcillosos y celadonita (Fig. 5.8 B), pero no aporta ninguna alteración a las rocas que corta, sólo un pequeño halo de recristalización en la roca caja. En muestra de mano

presenta una textura porfídica (Fig. 5.8 A), mientras que a nivel microscópico se observa una textura intersertal e intergranular (Fig. 5.8 D). La asociación mineral está conformada por plagioclasas, piroxenos, calcita secundaria, hornblenda, pirlita y barita. En el Bloque IV hay una zona de exploración con barrenación, de donde se obtuvo una muestra de un núcleo de otro intrusivo, el cual también fue caracterizado como un dique monzodiorítico (Fig. 5.8 C), con la diferencia que éste presenta una alteración subpropilítica, con textura intergranular y la asociación mineral está conformada por clorita, calcita, cuarzo, plagioclasa, pirlita, barita y posible hematita. No es posible asegurar si este intrusivo altera de alguna forma a la zona mineralizada o a otra formación ya que no se cuenta con muestras de la roca encajonante que haya estado en contacto con este dique. Este intrusivo se encuentra en contacto con lo que parece ser el Gneis Huiznopala.

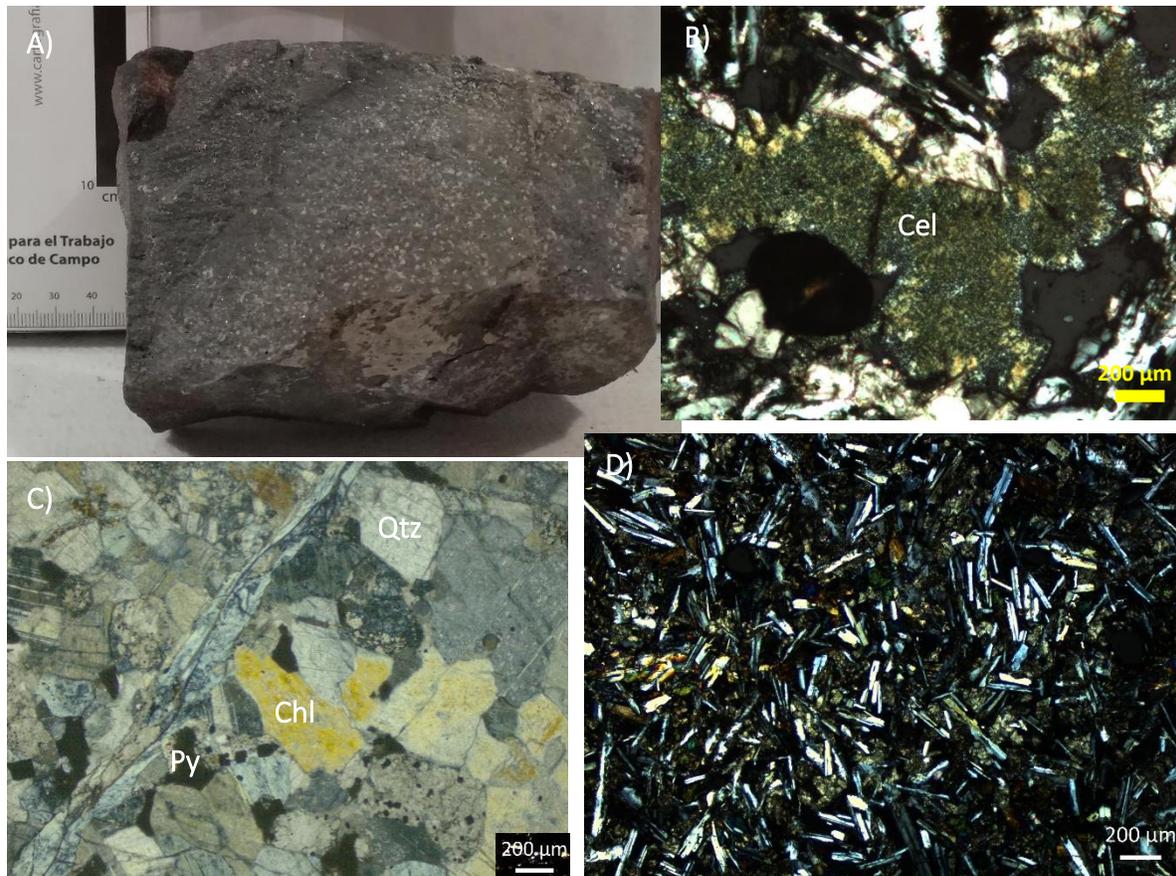


Fig. 5.8 Fotomicrografías de algunos intrusivos presentes en la mina Tetzintla. A) Monzonita con cristales visibles de cuarzo y calcita. B) Presencia de celadonita en uno de los intrusivos. C) Intrusivo cloritizado. D) Matriz con textura intersertal e intergranular.

5.1 Roca encajonante (Formación Chipoco)

5.1.1 Descripción general

Está conformada por calizas manganesíferas de color gris oscuro, con laminaciones finas, vetas y vetillas rellenas de rodocrosita, kutnohorita, calcita manganesífera (Fig. 5.9), aragonito, dolomita, calcita y cuarzo. En algunas partes presenta laminaciones finas de pirita, en proporciones mucho menores contiene pirrotita, marcasita, calcopirita, magnetita, esfalerita, ilmenita, anatasa, sulfuros de Co y Ni, monacita, apatito y zircón. Son rocas de alta densidad y dependiendo de su composición principal pueden o no reaccionar al ácido clorhídrico, de hacerlo emana un olor fétido muy desagradable. Estructuralmente se encuentra muy fallada y plegada.

5.1.2 Textura y estructuras

La roca encajonante está constituida por rocas que presentan texturas que van desde mudstone a packstone; en esta zona de estudio la roca no contiene fósiles. Las estructuras de la roca encajonante consisten en bandas onduladas subparalelas o bien del tipo coloforme, que están constituidas por láminas de carbonatos intercaladas con bandas de carbonatos con óxidos de manganeso y pirita. En zonas del bloque VI y VII hay bandeamiento de clorita y menos frecuente de hidróxidos de hierro como goethita y materia orgánica (Fig. 5.10).

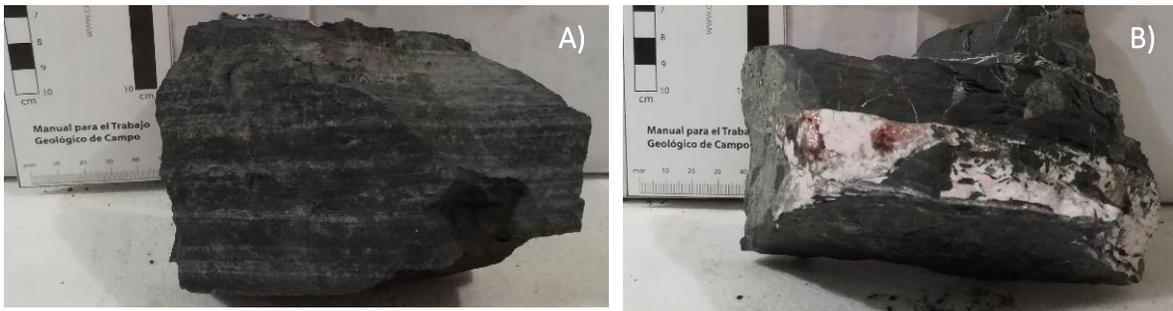


Fig. 5.9 Muestras representativas de la roca encajonante. A) Wackstone laminada, se observan láminas de pirita intercaladas con la matriz de carbonatos. B) Wackstone con vetilla de rodocrosita y pirrotita, la matriz se encuentra laminada.

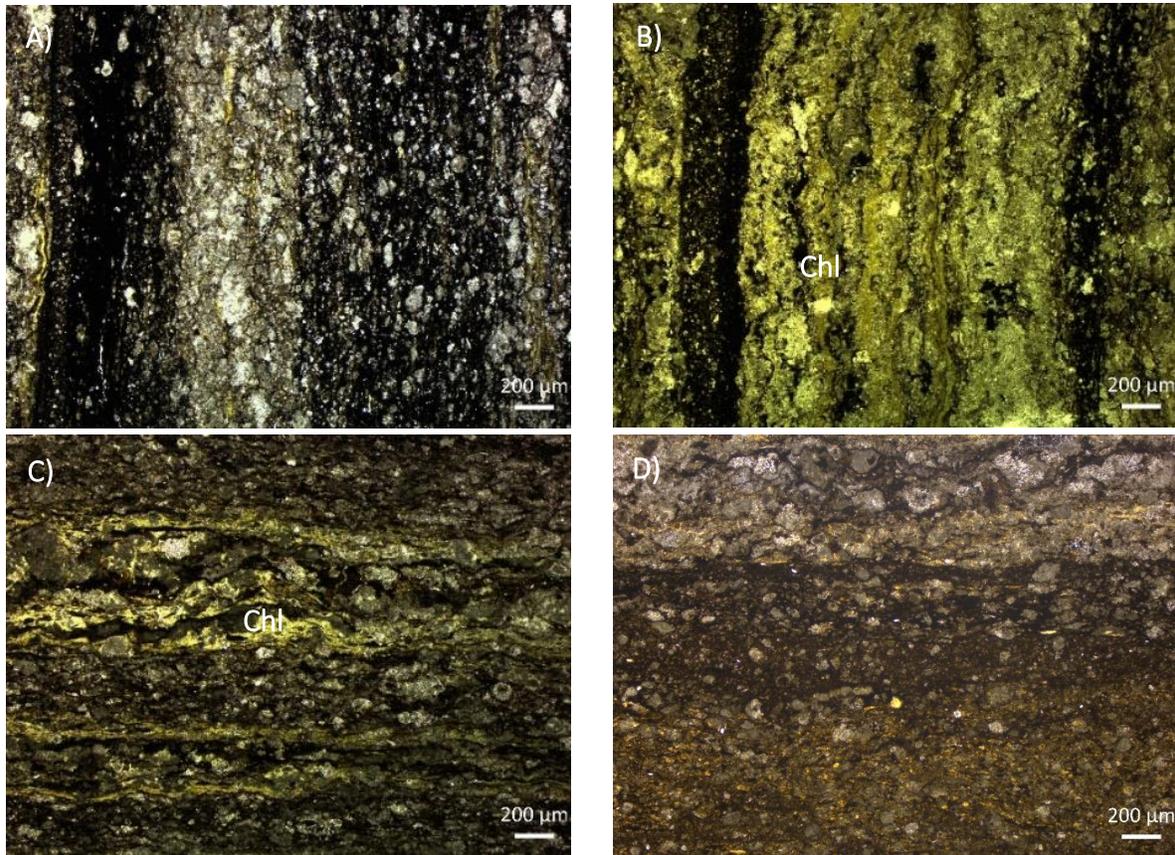


Fig. 5.10 Fotomicrografías de la roca encajonante. A) Matriz laminada, se observan bandas de óxidos intercaladas con bandas de carbonatos. B) Matriz con laminaciones onduladas, bandas de carbonatos intercaladas con bandas de óxidos y de clorita. C) Laminación coloforme, se observan más óxidos, en menor proporción carbonatos y clorita. D) Matriz con cambios en la laminación.

5.2 Estructura mineralizada

5.2.1 Estructura del yacimiento

El yacimiento presenta una morfología del tipo estratiforme, debido a que la zona mineralizada está confinada a un solo horizonte estratigráfico (estratoligada), que en este caso es la Formación Chipoco. La zona mineralizada está en contacto tectónico por medio de fallas con la Formación Santiago. Esta zona es de gran complejidad estructural por lo que se pueden observar fallas normales e inversas, reactivación de estas mismas fallas, un horizonte brechoide (cataclasita) entre el contacto de Chipoco de alta ley con la Formación Santiago, denominado Capa A, zonas altamente plegadas. Se observó que la secuencia estratigráfica está basculada (Fig. 5.11).

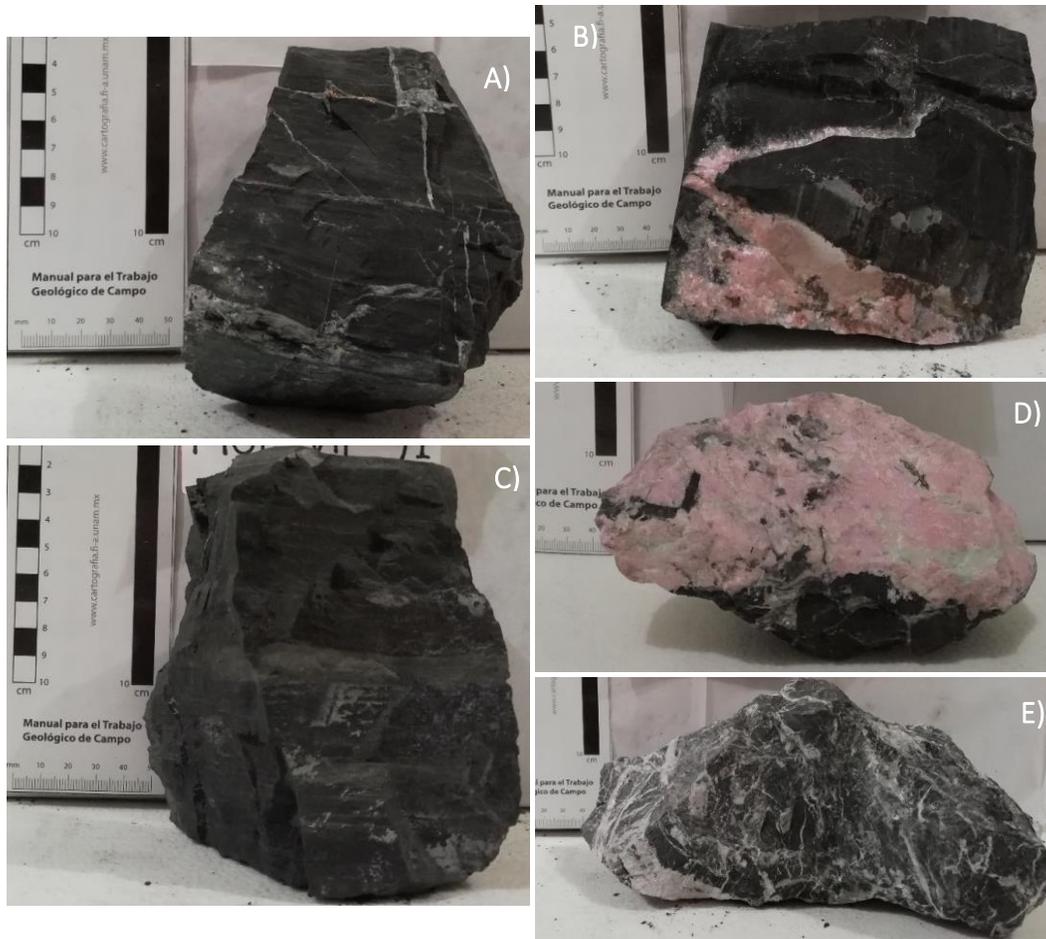


Fig. 5.11 Rocas que muestran la estructura del yacimiento. A) Mudstone laminada con tres sistemas diferentes de vetilleo, se observa una falla. B) Wackstone con una vetilla de rodrosita perpendicular a la laminación. C) Wackstone con laminaciones finas intercaladas con láminas de pirita. D) Mineralización tardía de rodrosita, no es posible identificar a la roca madre. E) Brecha de falla (cataclasita) denominada como Capa A, se observa claramente que es una caliza manganesífera que por esfuerzos mayores está altamente fallada y plegada, además que está fuertemente fracturada. Las fracturas están rellenas por cuarzo y calcita.

5.2.2 Mineralogía del yacimiento

En general las calizas manganesíferas del yacimiento están conformadas por una matriz que contiene en su mayoría carbonatos, como son la calcita manganesífera, rodrosita, kutnohorita, calcita y aragonito; todos estos minerales identificados con petrografía (Fig. 5.12). Con los estudios de SEM y DRX se encontró que la matriz también está conformada por birnesita, todorokita, pirolusita y dolomita. En el Bloque III, VI y en menor proporción en el bloque VII, hay laminaciones de clorita (Fig. 5.10 B y C), y en zonas donde hay alteraciones se observa goethita. En cuanto a la vetas y vetillas, éstas son de

calcita manganesífera, rodocrosita, kutnohorita, calcita, cuarzo y aragonito (Fig. 5.12 A – E). Las muestras presentan fósiles reemplazados ya sea por calcita o aragonito. Como muestra común de un ambiente sedimentario se encuentran cristales de apatito y zircón heredados.

En cuanto a fases metálicas, el yacimiento cuenta con pirita diseminada y en framboides, lentes y agregados de pirrotita (Fig. 5.13 B) que a veces también se puede observar en las vetillas de carbonatos, marcasita siendo reemplazada por pirita, y en menor proporción se tiene calcopirita, magnetita, esfalerita, monacita, fases de Co-Ni y Co-As, anatasa e ilmenita (Fig. 5.13 A y C). La monacita en cristales aislados contiene tierras raras como La, Ce y Nd, y otra fase no distinguida que pertenece a un sulfuro de Co y Ni (posiblemente siegenita) y de sulfuros de Co y As (posiblemente cobaltita) (Fig. 5.13 D y E).

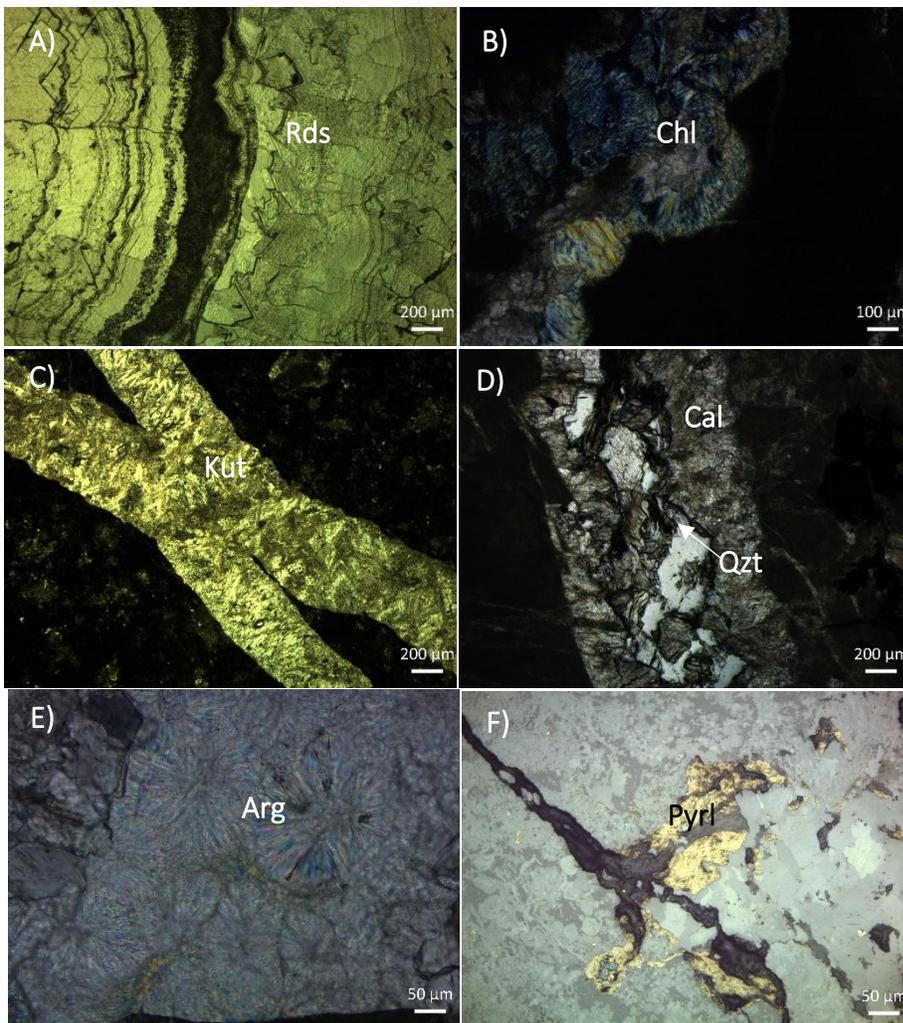


Fig. 5.12 Mineralogía del yacimiento. A) Rodocrosita (Rds) botroidal relleno una fractura, presenta una transición a kutnohorita. B) Vetilla de clorita (Chl) con nicols cruzados. C) Vetilla de Kutnohorita (Kut). D) Vetilla de calcita (Cal) con cuarzo (Qzt) en el centro. E) Aragonito (Arg) asociado con calcita en vetilla. F) Pirolusita (PyrI) amorfa.

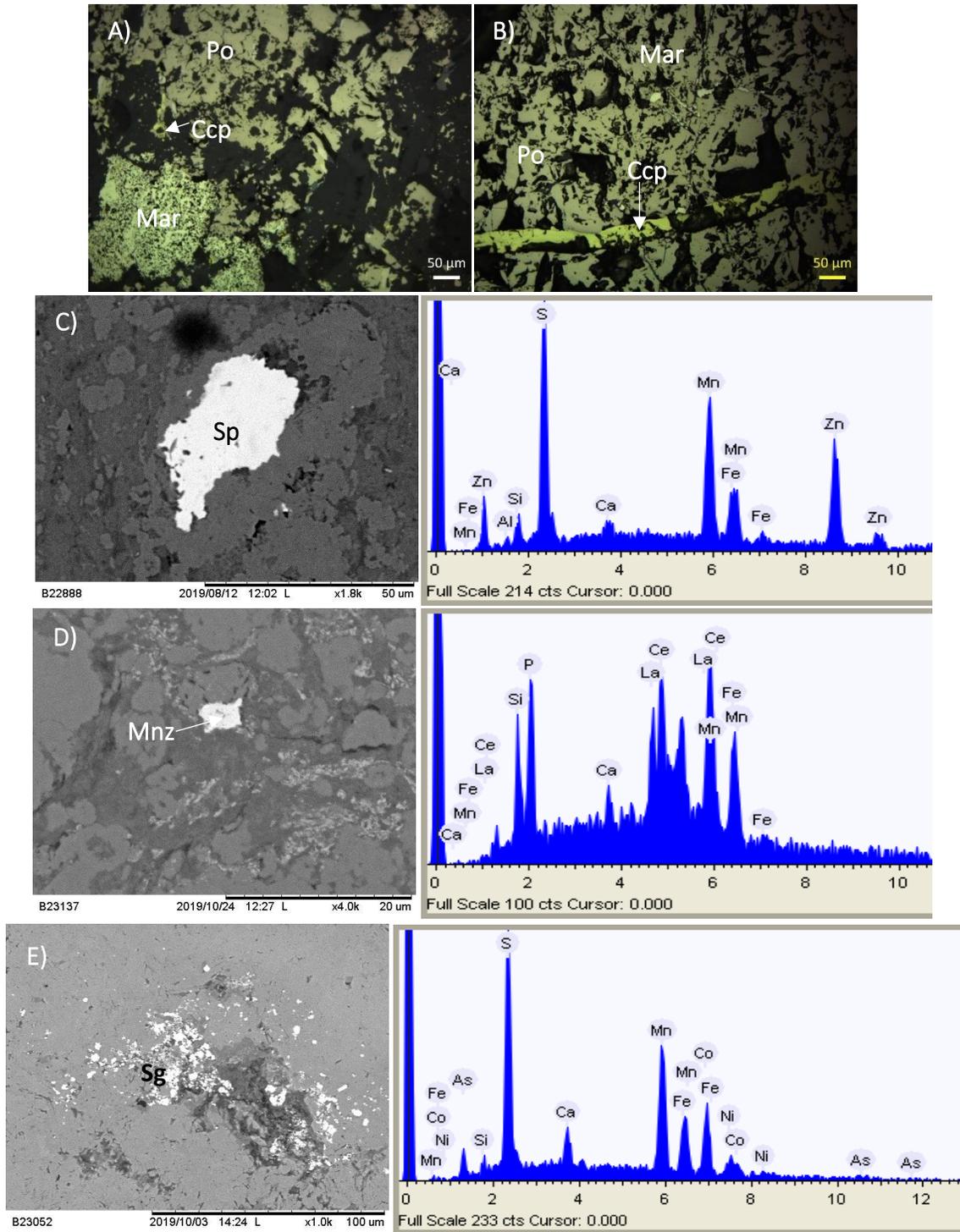


Fig. 5.13 Mineralogía de metálicos del yacimiento. A) Nódulo de pirita que contiene pirrotita (Po), calcopirita (Ccp), marcasita (Mar) y otros sulfuros. B) Lente de pirrotita (Po) con una microvetilla de calcopirita (Ccp). C) Esfalerita (Sp). D) Monacita (Mnz). E) Conjunto de sulfuros de Co y Ni, posible siegenita (Sg) con porcentajes de As (4% modal).

5.3 Asociación mineral y texturas

5.3.1 Sulfuros

Pirita. Es común y muy abundante en todo el yacimiento, se observa desde la Formación Tepexic hasta la cima de la Formación Chipoco, como parte de la matriz en pequeños cristales euhedrales o masivos diseminados (Fig. 5.14 B), en framboides muy pequeños (Fig. 5.14 A) o formando nódulos, y como finas láminas intercaladas con los carbonatos, reemplazando a la marcasita, y en muy pocas ocasiones se encuentra en vetas o vetillas (Fig. 5.14 C), ya sea rellenado o asociada a otras fases minerales como el cuarzo o la calcita. A medida que se sube estratigráficamente, el contenido de pirita aumenta, es decir, que a excepción del bloque VII, conforme el contenido de manganeso disminuye el contenido de Fe aumenta. El bloque VII, a pesar de tener altas leyes de manganeso también las tiene de Fe, en esta zona las laminaciones de pirita están intercaladas con los carbonatos y óxidos.

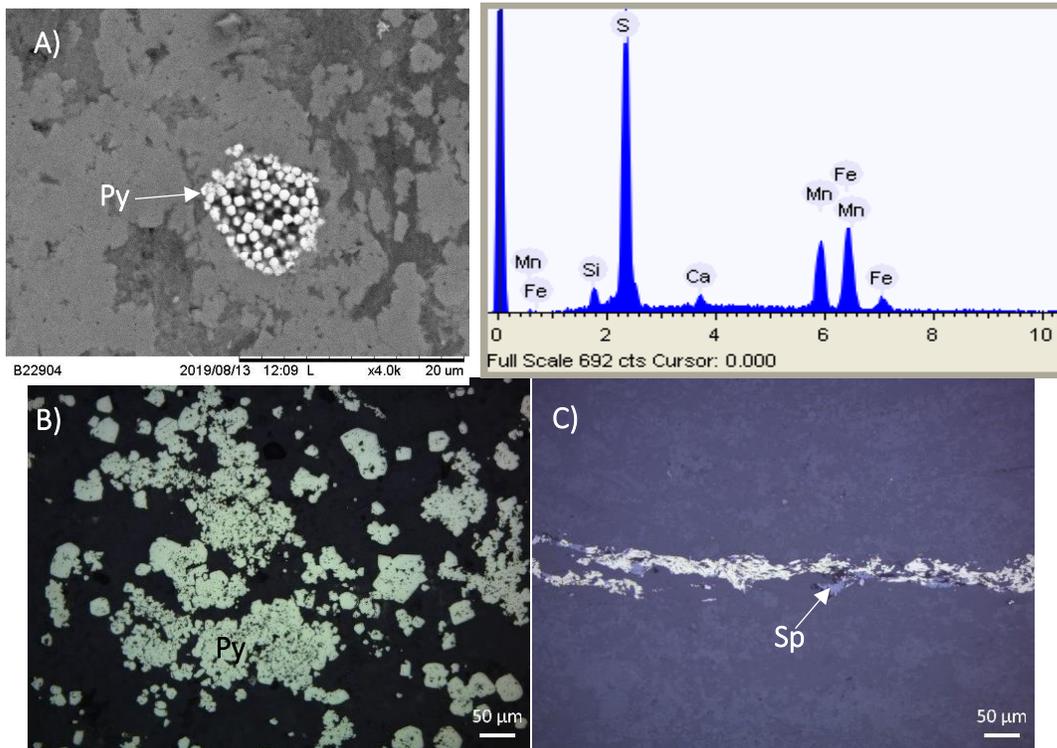


Fig. 5.14 Fotomicrografías de pirita. A) Framboides de pirita (Py). B) Pirita (Py) en cristales euhedrales y masivos. C) Vetilla de pirita con esfalerita (Sp).

Marcasita. Se observó en nódulos y reemplazada parcialmente por pirita. Se presenta en forma masiva, agregados aciculares y dendrítica, sólo es apreciada en los bloques IV y VII, siendo el bloque VII donde más abunda (Fig. 5.15 A).

Pirrotita. En la mayoría de las rocas expuestas la pirrotita esta alterada, por lo que es común confundirla con otro mineral, ya que presenta tonalidades azules y moradas. A nivel microscópico, es común observarla como pequeños parches, ya sea en la matriz o en vetas y vetillas, en asociación con calcita o kutnohorita. También está presente en los nódulos de pirita, asociada con marcasita y calcopirita. Sólo se encuentra en rocas de los bloques III, VII y VII, siendo los bloques III y VII donde es más se abundante (Fig. 5.15 B).

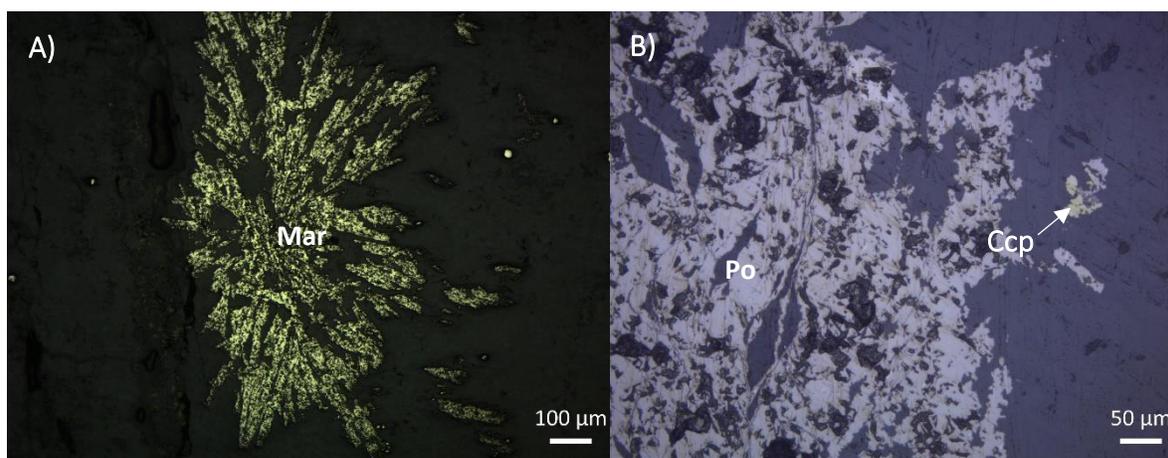


Fig. 5.15 Fotomicrografías de marcasita y pirrotita. A) Marcasita (Mar) dendrítica siendo reemplazada por pirita. B) Pirrotita (Po) presente en un nódulo de pirita, se aprecia un pequeño cristal de calcopirita.

Calcopirita. Sólo es observable en muy pequeñas cantidades dentro de nódulos de pirita, generalmente masiva diseminada y relleno de microvetillas (Fig. 5.13 B). Debido a su escasez y tamaño sólo se observó en rocas de los bloques IV y VII donde se formaban nódulos de pirita.

Esfalerita. Aparece únicamente en rocas de la Formación Santiago y dentro de la zona mineralizada del bloque IV, como pequeños cristales anedrales con bordes subangulosos a subredondeados de forma diseminada o en asociación con pirita o pirrotita (Fig. 5.16 A y B).

Sulfuros de Co y Ni (posible siegenita) y sulfuros de Co y As (posible cobaltita). Son minerales accesorios en el yacimiento, por lo general son muy escasos y de tamaños muy pequeños que oscilan de entre los 1-5 µm como cristales anedrales y están diseminados, rodeados por matriz carbonatada rica en Mn. Estas fases sólo están presentes en las rocas de alta ley de Mn. Su reconocimiento fue posible con ayuda del SEM y análisis EDS, ya que

por su tamaño la identificación en el microscopio petrográfico no fue posible (Fig. 5.13 E y 5.16 C).

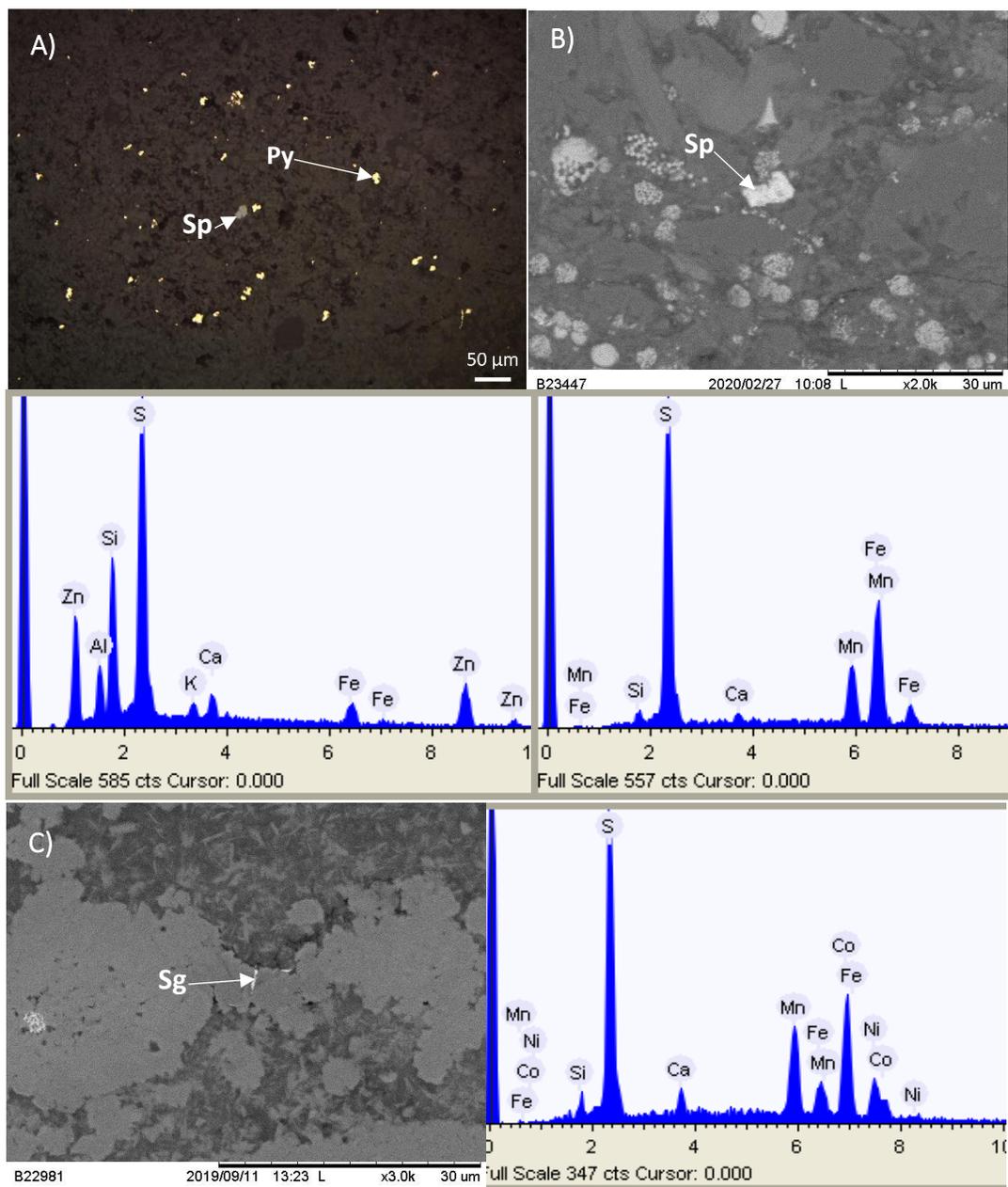


Fig. 5.16 Fotomicrografías y espectros EDS de esfaleritas y siegenita A) Esfalerita (Sp) anhedral diseminada en matriz carbonatada. B) Cristal de esfalerita (Sp) rodeada por una matriz carbonatada y framboides de pirita (Py) tomada por el SEM. C) Cristales tabulares de posible siegenita (Sg).

5.3.2 Óxidos y carbonatos

Principalmente la mena del yacimiento consiste en una mezcla de carbonatos y óxidos que forman parte de la matriz o se encuentran rellenando fracturas.

Óxidos. Generalmente los óxidos de manganeso se tienen como parte de láminas finas intercaladas con la matriz carbonatada. Entre los óxidos de manganeso que conforman la mena se encuentran la pirolusita, birnesita y todorokita. Estos fueron estudiados por DRX, ya que no fueron visualizados claramente por las demás técnicas, a excepción de la pirolusita que si fue posible observarla por el microscopio mineralográfico con luz reflejada. Otros óxidos que conforman el yacimiento son los de Fe y Ti (1-3% modal), es común encontrar en todas las rocas cristales anhedrales de anatasa, ilmenita y magnetita de forma diseminada y muy poco común se observa la goethita, sólo como alteración en forma de pátinas y costras (Fig. 5.17).

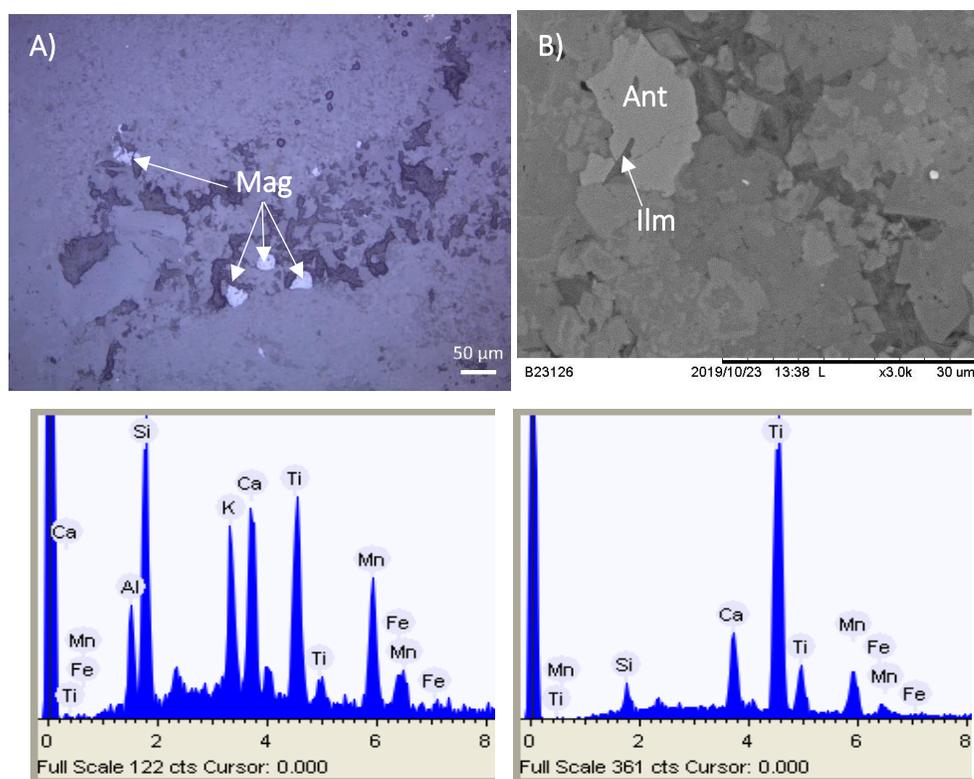


Fig. 5.17 Fotomicrografías y espectros EDS de óxidos. A) Cristales de magnetita (Mag) en matriz carbonatada. B) Cristal de anatasa (Ant) atravesado por un cristal tabular de ilmenita (Ilm).

Carbonatos. Se identificó calcita manganesífera como principal componente de la matriz micrítica, además de kutnohorita, rodocrosita, calcita y aragonito, que también se

encuentran ya sea en la matriz o rellenando fracturas y fallas. Con ayuda del SEM-EDS se hizo un promedio del contenido de manganeso ($n = 40$) en la matriz, que es de un 65% para las leyes más altas. Debido a la limitación del microscopio petrográfico y a las similitudes ópticas entre carbonatos y manganeso, la difracción de rayos X se usó para encontrar fases minerales que no se habían distinguido con claridad con otras técnicas, como la kutnohorita y la dolomita (Fig. 5.12 A, C y E) (Fig. 5.18).

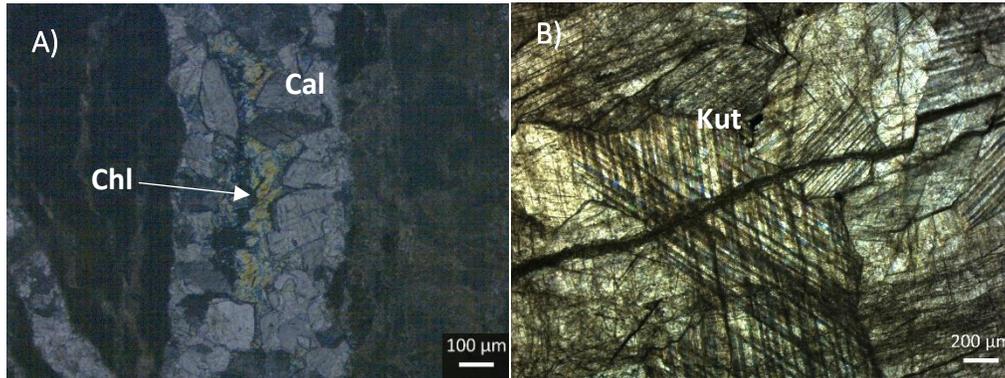


Fig. 5.18 Fotomicrografías de carbonatos. A) Veta de calcita (Cal), kutnohorita (Kut) con clorita (Chl) en el centro. B) Veta de calcita (Cal) y kutnohorita (Kut).

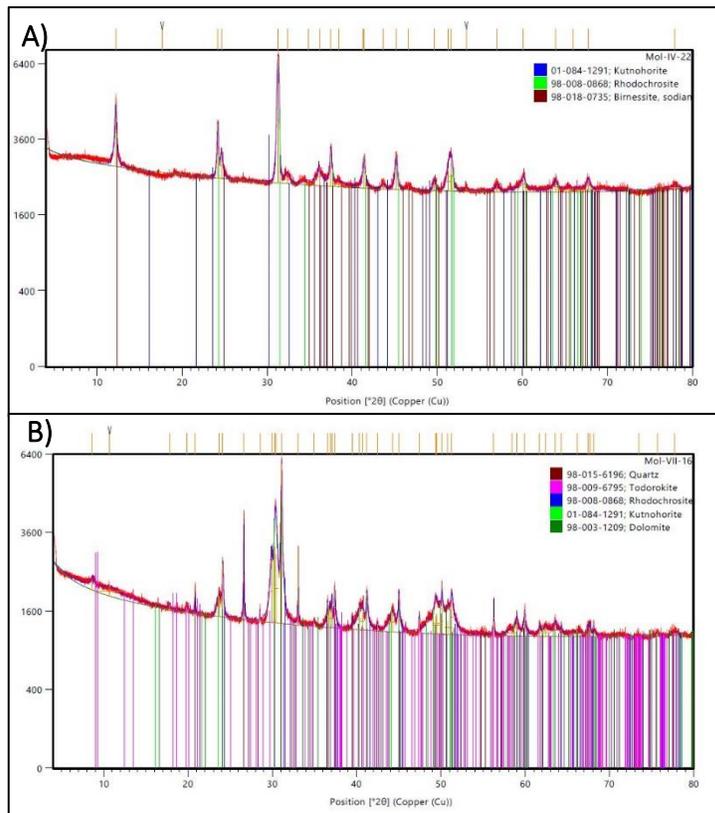


Fig. 5.19 Difractogramas de óxidos y carbonatos. A) Difractograma de una caliza de alta ley que contiene kutnohorita, rodocrosita y birnesita. B) El difractograma muestra a una caliza de baja ley que contiene cuarzo, todorokita, rodocrosita, kutnohorita y dolomita.

5.3.3 Fosfatos

Como parte de las fases minerales accesorio se tiene la presencia de pequeños cristales anhedrales, diseminados de apatitos (Fig. 5.20 B) y monacitas de La, Ce y Nd (Fig. 5.20 A). Estos minerales están presentes en todos los niveles de la Formación Chipoco, incluyendo el horizonte mineralizado, también se observan en las formaciones Tepexic y Santiago.

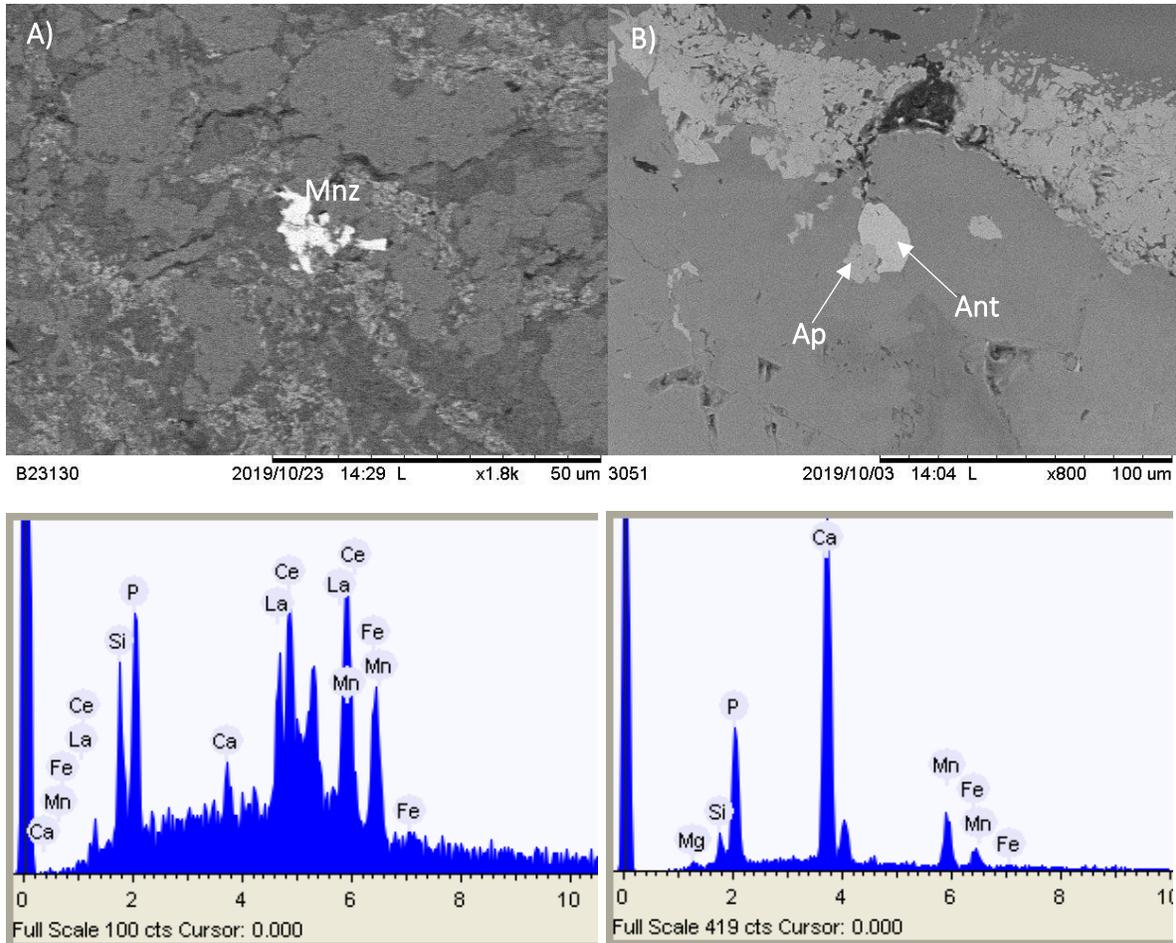


Fig. 5.20 Fotomicrografías y espectros EDS de minerales accesorio. A) Monacita (Mnz) rodeada de una matriz carbonatada. B) Cristal de apatito asociado a un cristal de anatasa.

5.3.4 Silicatos

En el bloque IV es común encontrar clorita (Fig. 5.10, 5.12 B y 5.18 A) entre las laminaciones de la matriz, rara vez en vetillas, y cristales en aciculares, dispuesta entre

laminaciones plegadas y menor medida microvetillas. Abunda en el bloque IV, mientras que en el bloque VII se aprecia en menor proporción.

El cuarzo es una fase que es posible encontrar en la zona mineralizada en vetas y vetillas, a veces en asociación con calcita en la matriz, en rocas de baja ley forma parte de la matriz, como cristales anhedrales microcristalinos en gran abundancia. En otras formaciones el cuarzo también es común y en menor proporción en los intrusivos de forma secundaria. Asociado al cuarzo en los intrusivos, se presentan celadonita y minerales arcillosos, estos últimos alterando selectivamente a plagioclasas (Fig. 5.21)

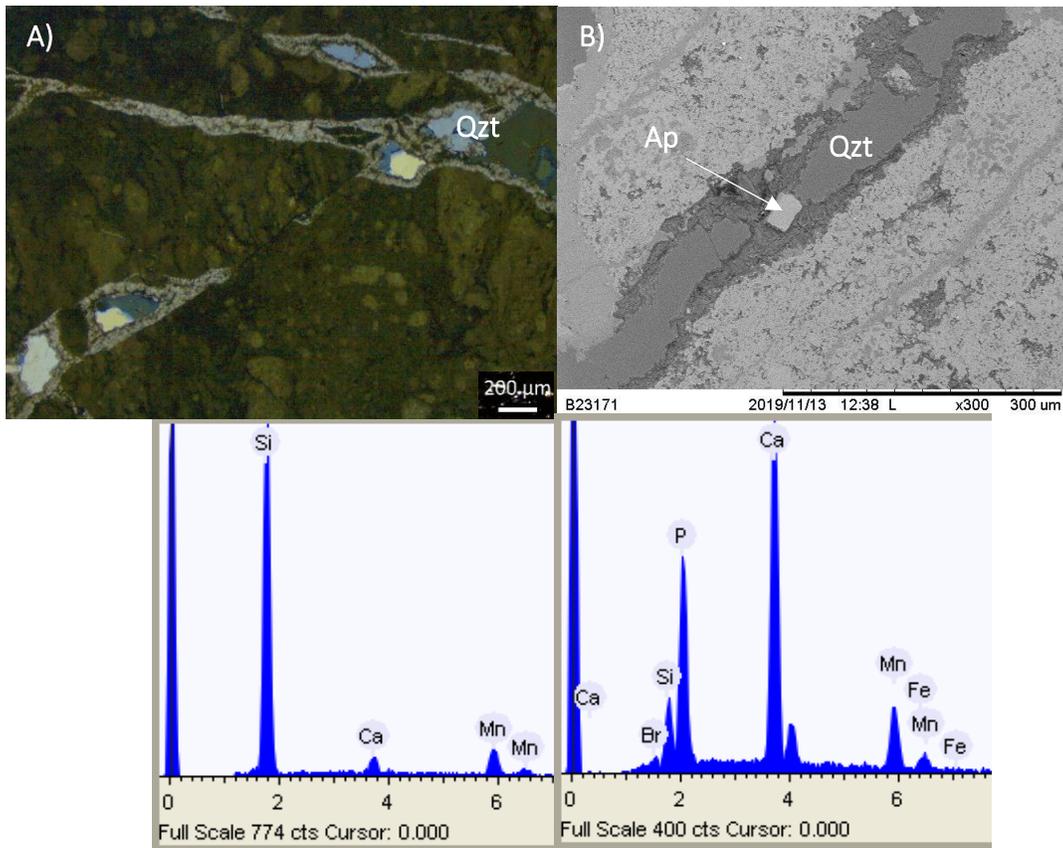


Fig. 5.21 Micrografías del cuarzo. A) Falla rellena de cuarzo (Qz) con nicoles cruzados. B) Vetilla de cuarzo (Qz) con un cristal de apatito (Ap).

5.4 Asociación mineral

De acuerdo a las observaciones mediante el trabajo de campo y de laboratorio, se describirán las diferencias entre bloques acorde a la mineralogía y contenido de manganeso (Tabla 5.1).

5.4.1 Bloque III y IV

Estos bloques comparten características similares, diferenciándolos solo el nivel topográfico en el que se encuentran dentro de la mina. Generalmente en estos bloques se extrae únicamente material de alta ley.

- *Bloque III y IV, alta ley*

Textura y estructuras de la roca. Generalmente la laminación es ondulada y subparalela, está intercalada con láminas de óxidos de manganeso, calcita manganesífera y clorita. Predominan las calizas con textura packstone en las que la matriz está conformada por granos-soportados. La unidad mineralizada muestra un intenso fallamiento de tipo normal y se puede apreciar un ligero plegamiento previo al fallamiento en las muestras. Además, la unidad muestra un frecuente vetilleo. El contenido fósil en la unidad mineralizada no es evidente.

Asociación mineral. Facies carbonatadas (calcita Mn + rodocrosita + kutnohorita + calcita + aragonito + dolomita) + óxidos de Mn (pirolusita + birnesita) + óxidos de Fe y Ti (magnetita + ilmenita + anatasa) + fases de sulfuros (pirrotita + marcasita + calcopirita + esfalerita + pirita) + clorita + cuarzo

Minerales accesorios. Siegenita y cobaltita probables, monacita, zircón y apatito.

5.4.2 Bloque VII

Este bloque se caracteriza principalmente por su alto contenido en Fe, con rocas mineralizadas de alta ley en manganeso.

- *Bloque VII, alta ley*

Textura y estructuras de la roca. En las calizas de alta ley de esta zona se aprecia una laminación claramente coloforme y pseudoparalela, está intercalada con láminas de óxidos de manganeso, hierro, titanio y sulfuros como la pirita, marcasita y pirrotita, a diferencia del bloque anterior, la clorita no está presente. Estas calizas se caracterizan por su contenido alto de marcasita dendrítica, que evidentemente es reemplazada por pirita. La textura común de la mineralización es packstone. La matriz es predominantemente grano-soportada con escaso contenido de lodo calcáreo. El vetilleo es escaso y es evidente la

deformación en la unidad con plegamiento y fallas normales. El contenido de fósiles no es evidente.

Asociación mineral. Facies carbonatadas (calcita Mn + rodocrosita + kutnohorita + calcita + dolomita) + óxidos de Mn (pirolusita) + óxidos de Fe y Ti (ilmenita + anatasa) + fases de sulfuros (pirrotita + marcasita + pirita) + cuarzo

Minerales accesorios. Zircón y apatito.

- *Bloque VII, baja ley*

Textura y estructuras de la roca. En estas calizas se puede observar laminación ondulada subparalela, que es intercalada con finas láminas de pirita y óxidos predominantemente de hierro como magnetita. La textura corresponde a una packstone con las mismas características que las de alta ley, la diferencia es el contenido en manganeso, además que hay más contenido de calcita y cuarzo; en menor proporción, pero sigue el reemplazamiento de marcasita por pirita. Igualmente hay fallas y plegamiento. Hay presencia de ostrácodos.

Asociación mineral. Facies carbonatadas (calcita Mn + rodocrosita + kutnohorita + calcita + aragonito + dolomita) + óxidos de Mn (todorokita) + óxidos de Fe y Ti (ilmenita + anatasa) + fases de sulfuros (marcasita + pirita) + cuarzo

Minerales accesorios. Zircón y apatito.

5.4.3 Comextetitla

Debido a las condiciones estructurales y acondicionamiento durante la explotación, en el tiempo en el que se elaboró el muestreo en la zona de Comextetitla, no se pudo obtener una muestra de caliza de alta ley. Sólo se obtuvieron muestras de baja ley, además, de Capa A y facies de Chipoco, que son calizas de muy baja ley.

- *Comextetitla, baja ley*

Textura y estructuras de la roca. Son calizas del tipo wackstone-packstone, sin embargo, lo que las diferencia de las de alta ley es que no presentan una laminación, son más bien masivas, incluso en el afloramiento se puede delimitar bien el contacto entre estas calizas. Las rocas presentan escaso vetilleo de calcita y cuarzo, el contenido de pirita aumenta considerablemente, la pirrotita y marcasita desaparecen. Hay un aumento en la porosidad de la roca. El contenido fosilífero consta de ostrácodos y conchas de pelecípodos.

Asociación mineral. Facies carbonatadas (Rodocrosita + kutnohorita + calcita) + birnesita + óxidos de Fe y Ti (ilmenita + anatasa) + pirita + cuarzo

5.4.4 Túnel Tampoch

La zona del túnel Tampoch no se divide por bloques, simplemente se explota por niveles. De esta zona se trabajaron pocas muestras ya que algunas obras habían llegado a su fin, por lo tanto, había pocos niveles accesibles o con afloramientos representativos.

- *Tampoch, alta ley.*

Textura y estructuras de la roca. Las rocas que conforman esta zona tienen laminación fina. Se caracterizan por la intercalación de láminas muy finas de óxidos de manganeso y pirita framboidal. Presentan texturas correspondientes a una packstone, con nulo contenido fosilífero. Las muestras observadas en laboratorio se encuentran fuertemente plegadas, hay vetilleo de calcita y cuarzo.

Asociación mineral. Facies carbonatadas (calcita Mn + rodocrosita + kutnohorita + calcita) + óxidos de Mn (pirolusita + birnesita) + óxidos de Fe y Ti (ilmenita + anatasa) + pirita + cuarzo

- *Tampoch, baja ley*

Textura y estructuras de la roca. Son rocas que contienen un bajo contenido de manganeso (20%). A diferencia de otras calizas de baja ley, éstas sí presentan una laminación ondulada paralela, pero las distingue la densidad de vetilleo, ya que presentan más vetilleo que las rocas de alta ley. El vetilleo es de calcita y cuarzo. El contenido fosilífero consiste en valvas de ostrácodos.

Contenido mineralógico. Facies carbonatadas (calcita Mn + calcita) + birnesita + anatasa + cuarzo

5.4.5 Capa A y facies de Chipoco

Capa A. Este tipo de roca se encuentra entre la Formación Santiago y la zona mineralizada de la Formación Chipoco. La Capa A ha sido denominada como una brecha de falla; localmente, es una unidad de cataclasita (Fig. 5.11). En afloramiento y en muestra de

mano se visualiza como una roca con muchas vetas y vetilleo, circundan fragmentos angulosos que generalmente empatan entre sí, sin evidencia de una fuerte rotación de clastos. La roca contiene clastos con plegamiento y presenta abundantes fallas, debido al fallamiento tardío. En el microscopio petrográfico se observa brechamiento, con escasa rotación de microclastos. Los clastos muestran a la roca madre; en zonas donde la magnitud de los esfuerzos fue menor, la roca se muestra como una mudstone (Fig. 5.22 B) que contiene niveles altos de manganeso, pero por el excesivo contenido de calcita y cuarzo no es una roca de alta ley, mientras que, donde un hubo un esfuerzo mayor, pasa a ser una wackstone (Fig. 5.22 A) con un leyes muy bajas en manganeso y un alto contenido de cuarzo y calcita.

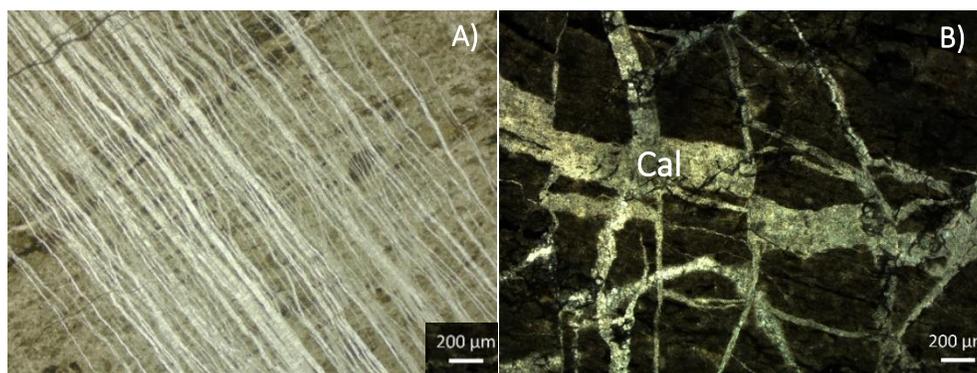


Fig. 5.22 Fotomicrografías de la unidad de cataclasita (Capa A). A) Wackstone con vetilleo de calcita. B) Mudstone con serie de fallas normales, las fallas están rellenas de calcita (Cal).

Facies de Chipoco. Después del horizonte mineralizado, el contenido de manganeso disminuye considerablemente. Son calizas con leyes muy bajas de manganeso (41.9%). Tienen texturas wackstone y packstone, siendo la primera la que predomina, generalmente presentan una laminación coliforme. El contenido de óxidos de Mn, Fe y Ti, es menor; aumenta el contenido de cuarzo y calcita. Es más abundante la pirita diseminada ya sea euhedral o masiva. El contenido fosilífero es mayor, y consta de ostrácodos y conchas de pelecípodos. La densidad de vetas y vetilleo es casi nulo, casi no presenta deformación y es más común encontrar porosidad (Fig. 5.23).



Fig. 5.23 Fotomicrografía de una caliza manganesífera de muy baja ley. Nótese la falla normal y la porosidad que es paralela a la laminación.

5.5 Asociaciones de microfacies en la Formación Chipoco.

Debido a que las muestras presentan un bajo contenido de granos esqueléticos, se dificultó su identificación. Sin embargo, se logró categorizar en tres asociaciones de microfacies, con base a sus diferencias texturales y contenido fosilífero (Tabla 5.1).

5.5.1 *Packstone con intraclastos*

Esta asociación de microfacies presenta rocas con texturas *packstone*. Generalmente es una matriz carbonatada, intercalada con finas láminas de óxidos de Mn y clorita. Las laminaciones son subparalelas onduladas a coloformes. Debido al grado de reemplazamiento-mineralización de las muestras no se reconocen aloquímicos o fósiles que las caractericen. Sin embargo, se infiere que está compuesta por intraclastos, estos se muestran subangulosos a subredondeados, grano-soportados por contactos cóncavos-convexos, mal seleccionados (Fig. 5.24). Contiene escasa pirita diseminada y en framboides menores a 50 μm . Escaso vetilleo de calcita.

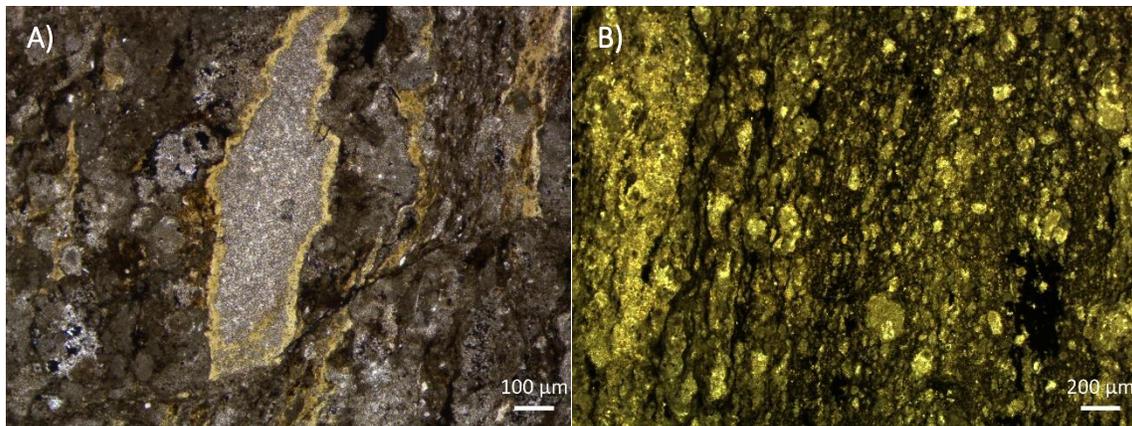


Fig. 5.24 Asociación de microfacies *packstone con intraclastos*. A) Textura *packstone* que, aunque se encuentra reemplazada-remineralizada, podemos inferir que está conformada por intraclastos mal seleccionados. B) Textura *packstone* que igualmente podemos inferir la presencia de intraclastos subangulosos a subredondeados, mal seleccionados.

5.5.1 Wackstone/Packstone bioclástico con ostrácodos

Esta asociación de microfacies se caracteriza por rocas con texturas *wackstone-packstone*. Generalmente son rocas de baja ley, por lo que su contenido de manganeso es muy bajo. Exhibe una matriz carbonatada con laminaciones subparalelas onduladas. Contiene ostrácodos y conchas de bivalvos. La pirita es abundante, se observó de forma masiva y en framboides, hay marcasita, dendrítica que es reemplazada por pirita. El vetilleo de calcita y cuarzo aumenta. Las rocas con textura wackstone presentan ostrácodos, con una laminación menos definida. Las rocas con textura packstone presentan ostrácodos y conchas de bivalvos, con una laminación más marcada (Fig. 5.25).

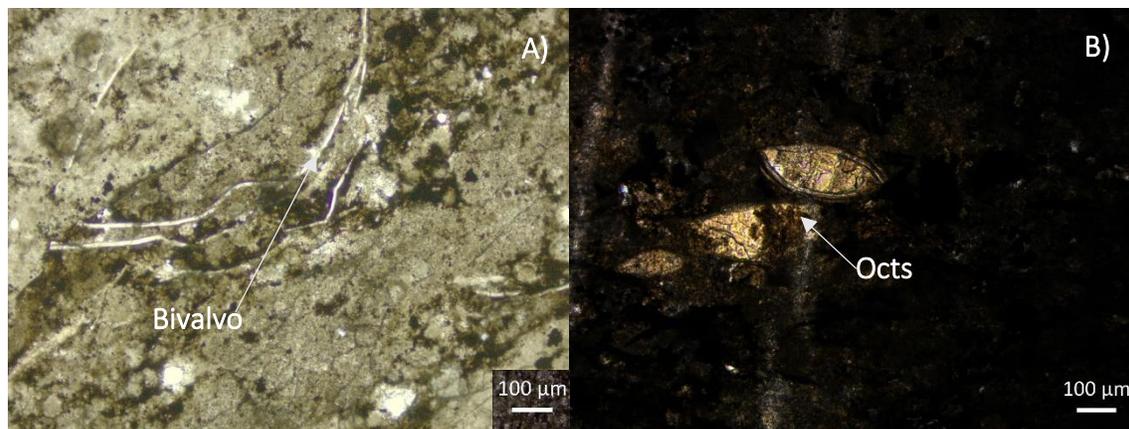


Fig. 5.25 Asociación de microfacies *wackstone/packstone* de ostrácodos. A) Packstone con conchas de bivalvos (pelecípodos). B) Packstone de ostrácodos, estos se encuentran reemplazados por aragonito.

5.5.1 Grainstone de ooides

Esta asociación de microfacies se caracteriza por rocas con textura *grainstone*. La matriz es grano-soportada, conformada por ooides micritizados, ya que estos no presentan una estructura interna. Los ooides están en contactos cóncavos-convexos, bien seleccionados. No hay presencia de fósiles, escaso vetilleo de calcita manganesífera. Presenta bajo contenido en pirita la cual la podemos observar en cristales euhedrales, en framboides y reemplazando marcasita. Esta textura se encuentra completamente reemplazada-mineralizada, y fue posible su identificación ya que en una muestra aún queda evidencia de esta textura (Fig. 5.26).

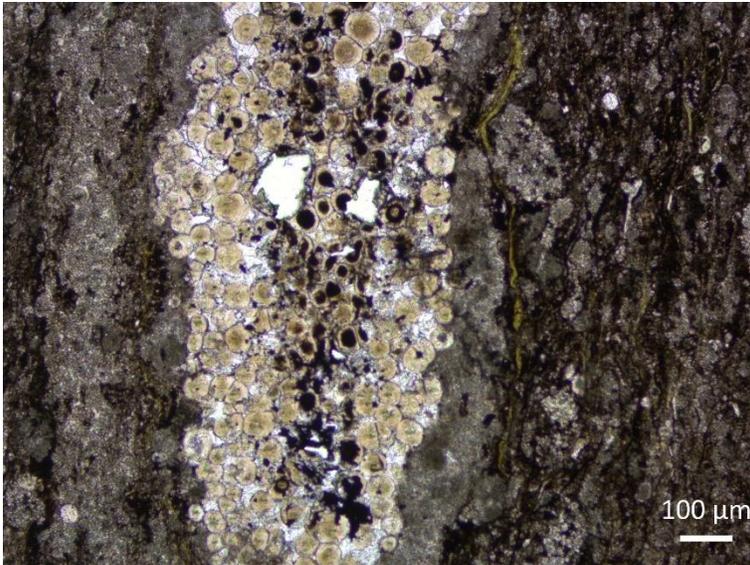


Fig. 5.26 Asociación de microfacies *grainstone de ooides*. Nótese que los ooides están micritizados ya que no muestran una estructura interna, están bien clasificados.

Tabla 5.1 Información sintetizada respecto al muestreo de la mina Tetzintla (para mayor detalle véase anexos 2-6)

Obras (nivel)	# Muestras	Unidad estratigráfica	Ley mineral	Textura o clasificación de la roca	Asociación mineral	Contenido fósil
BLOQUE III						
514 sur	mol-01 a mol-07	Fm. Chipoco	alta	mudstone-packstone	Óxidos de Mn, calcita Mn, clorita, kutnohorita, pirita	no
	mol-30			packstone		
BLOQUE IV						
526	mol-69	Fm. Chipoco	alta	wackstone	Óxidos de Mn, rodocrosita	no
	mol-70			veta	Rodocrosita	
550	mol-22			packstone	Óxidos de Mn, calcita Mn, clorita, kutnohorita, pirita	
562	mol-8			wackstone		
	mol-9			packstone		
574	mol-10			wackstone		
610	mol-21			mudstone		
622	mol-20			wackstone		
	634					
	mol-19					
BLOQUE VII						
849	mol-28	Fm. Santiago	estéril	limolita	Calcita, cuarzo, pirita y materia orgánica	no
	mol-29	Fm. Chipoco	alta	packstone	Óxidos de Mn, calcita Mn, cuarzo, pirita	
798	mol-31			wackstone		
799	mol-15		baja	packstone		
	mol-16	limolita		Calcita, cuarzo, pirita y materia orgánica	Ostrácodos	
	mol-17	Fm. Santiago	estéril	limolita	Calcita, cuarzo, pirita y materia orgánica	no
COMEXTETITLA						
Rampa	mol-11	Fm. Huayacocotla	estéril	cuarzarenita	Cuarzo	no
	mol-12			arenisca	Calcita, pirita	
	mol-13			arenisca	Calcita, cuarzo	
	mol-14			conglomerado		
750 norte	mol-23	Fm. Chipoco	baja	wackstone	Calcita, pirita, cuarzo, óxidos de manganeso	Conchas de bivalvos
	mol-24		brecha			
	mol-25		alta	mudstone		no

	mol-26	Fm. Santiago	estéril	limolita	Calcita, cuarzo, pirita y materia orgánica	no
	mol-32	Fm. Chipoco	baja	mudstone	Óxidos de Mn, calcita Mn	
750 sur	mol-27	Fm. Tepexic	estéril	packstone	Cuarzo, calcita, pirita	Equinodermos, braquiópodos
	mol-42					Gasterópodos, bivalvos
	mol-59	Fm. Chipoco	baja			Conchas de bivalvos
	mol-62	Fm. Tepexic	estéril	wackstone	Cuarzo, calcita, pirita	Sin reconocer
750 c. sur	mol-60	Fm. Santiago		limolita	Calcita, cuarzo, pirita y materia orgánica	
810	mol-61	Fm. Chipoco	alta	wackstone	Óxidos de Mn, calcita Mn, pirita	
	mol-43		baja	packstone		
	mol-44			wackstone		
CFTE. 810 norte	mol-33	Fm. Santiago	estéril	limolita	Calcita, cuarzo, pirita y materia orgánica	no
	mol-34	INTRUSIVO			Plagioclasa, calcita secundaria	
	mol-35	Fm. Santiago	estéril	limolita	Calcita, cuarzo, pirita y materia orgánica	
	mol-36	Fm. Chipoco	alta	wackstone	Óxidos de Mn, calcita Mn, cuarzo	
	mol-37	INTRUSIVO			Plagioclasa, calcita secundaria	
	mol-38	Fm. Chipoco	alta	wackstone	Óxidos de Mn, calcita Mn, pirita	
	mol-39		baja			
	mol-40	INTRUSIVO			Plagioclasa, calcita secundaria	
mol-41	Fm. Chipoco	baja	wackstone	Óxidos de Mn, calcita Mn		
TAMPOCH						
960	mol-45	Fm. Chipoco	baja	wackstone	Óxidos de Mn, calcita Mn, cuarzo, pirita	no
	mol-46		alta			
	mol-47		baja			
	mol-48	Fm. Santiago	estéril	limolita	Calcita, cuarzo, pirita y materia orgánica	
EXT_960	mol-49 a mol-58			wackstone – packstone	Óxidos de Mn, calcita Mn, cuarzo, pirita	Ostrácodos, conchas de bivalvos
1193 sur	mol-63	Fm. Chipoco	alta	wackstone		no
	mol-64	Fm. Santiago	estéril	limolita	Calcita, cuarzo, pirita y materia orgánica	
1200 sur	mol-65	Fm. Chipoco	alta	packstone	Óxidos de Mn, calcita Mn	
	mol-66		baja	wackstone	Óxidos de Mn, calcita Mn, cuarzo	
	mol-67	Fm. Santiago	estéril	limolita	Calcita, cuarzo, pirita y materia orgánica	

6. Discusión

6.1 Geología regional

Dentro de la región de Molango el basamento precámbrico está conformado por el Gneis Huiznopala, que consiste en un ortogneis constituido por un mosaico de feldespatos + plagioclasa + cuarzo, con presencia de piroxenos y hornblenda diseminados, y microvetillas de calcita. Descripción que coincide con la expuesta por Suter (1991), que describió una muestra, localizada en el arroyo Jalpa en el Socavón 800; en dicha muestra observa la presencia de piroxeno (enstatita), anfíbol (hornblenda), feldespato (ortoclasa) y plagioclasa, con lo que permitió al autor definir a esta roca como perteneciente a las facies metamórficas de granulita (Ochoa-Camarillo, 1996).

Los ambientes marinos que conforman la zona de estudio están representados por una secuencia marina del Pérmico, que está constituida por areniscas, lutitas negras y conglomerados de grano medio a grueso correspondientes a la Formación Guacamaya (Okita, 1992).

El Mesozoico está conformado por las secuencias marinas y no marinas del Triásico y Jurásico, representadas por las Formaciones Huizachal, Huayacocotla, Cahuadas, Tepexic, Santiago, Chipoco y Pimienta. Las Formaciones Huayacocotla, Tepexic, Santiago y Chipoco afloran dentro de la mina Tetzintla en la Unidad Molango (Fig. 6.1).

La Formación Huayacocotla fue descrita como una secuencia de cuarzoarenitas, areniscas de grano muy fino a fino y un conglomerado con fragmentos de areniscas y lutitas, estas observaciones de campo son congruentes con las descripciones de Carillo-Bravo (1965) y Ochoa-Camarillo et al. (1998), que la definen como una secuencia de conglomerados compuestos por fragmentos de areniscas y lutitas, seguido de calizas arenosas y areniscas calcáreas y lutitas alternadas con lechos de areniscas (SGM, 2012a). La Formación Tepexic está conformada por una arenisca calcárea formada por intraclastos, cortoides, líticos y cuarzo, además de bioclastos de equinodermos, braquiópodos y una caliza calcárea de grano fino con bioclastos y pellets, los bioclastos pertenecen a gasterópodos, bivalvos y miliólidos. Esta descripción coincide con la realizada por Erben (1956) y López-Palomino et al. (2005), que la describen como una caliza arcillosa con textura de grainstone con cortoides, ooides y pellets; con bioclastos de gasterópodos, bivalvos y braquiópodos (SGM, 2007). Para Ochoa-Camarillo et al. (1998), la Formación Tepexic se depositó en un ambiente de plataforma muy somero, cercano a la costa. Los sedimentos marinos de esta formación indican el inicio de la

sedimentación de carbonatos, evidenciando un cambio en la naturaleza química de los sedimentos del Jurásico Temprano y Medio que indican el inicio de una transgresión marina relacionada con la apertura del Golfo de México (Ochoa-Camarillo et al., 1998; SGM, 2007).

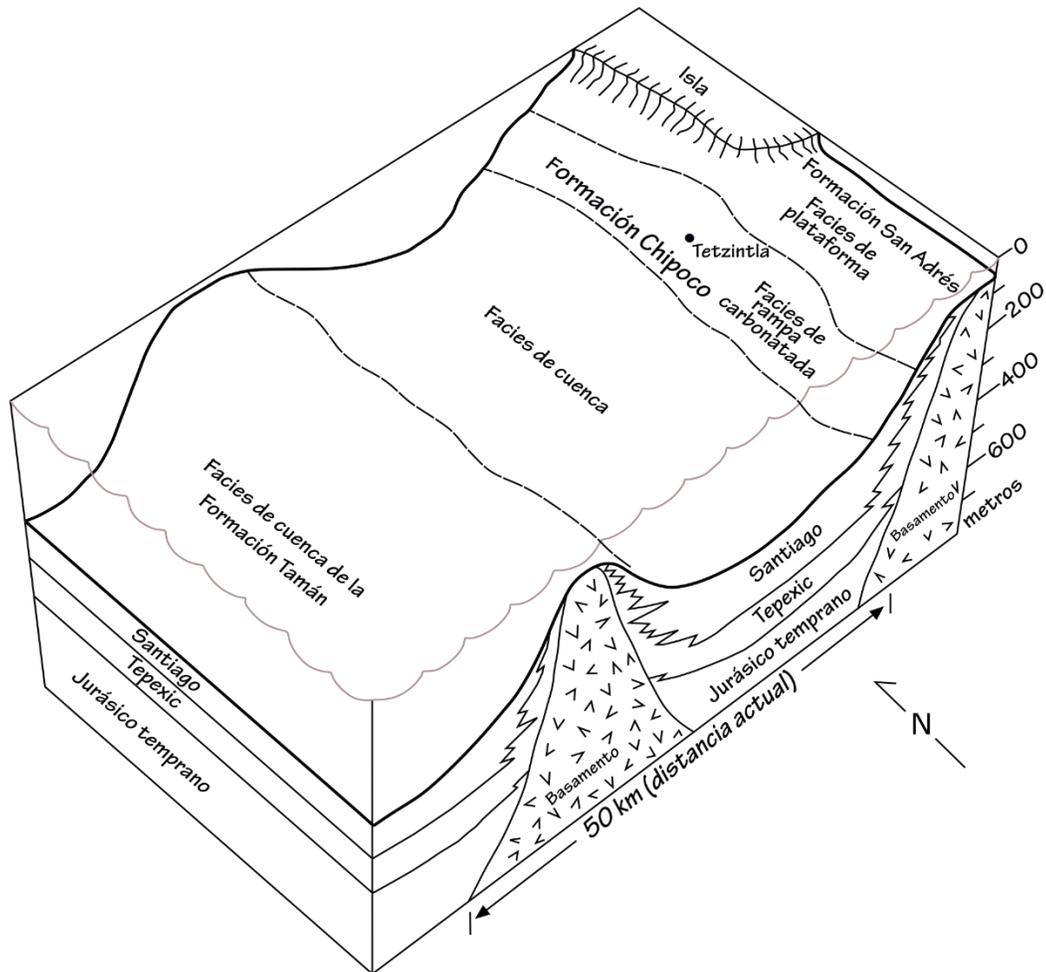


Fig. 6.1 Modelo de depósito para el área de Molango (*graben* con fallas de alto ángulo). El depósito del yacimiento manganesífero ocurrió en un ambiente de rampa carbonatada. Modificado de Maynard et al. (1990)

La Formación Santiago en el área de Molango está conformada por limolitas calcáreas negras con abundante pirita diseminada. Debido a la ausencia de fósiles se infiere que ésta se depositó en un ambiente con condiciones marinas tranquilas reductoras en facies de cuenca (Pedrazzini y Basañez, 1978; Ochoa-Camarillo et al., 1998; SGM, 2008). Muchos autores han hecho diferentes descripciones de la Formación Chipoco, como Hermoso De La Torre y Martínez-Pérez (1972), quienes la describieron como una litología mixta de mudstone y grainstone intercaladas con lutitas. Ochoa-Camarillo (1996), quien la divide en cuatro miembros: 1) caliza manganesífera con intercalaciones de lutita calcárea; 2) areniscas calcáreas intercaladas con lutitas calcáreas arenosas; 3) limolita y lutitas calcáreas con

intercalaciones de calizas arcillosas y 4) una secuencia de calizas interestratificadas en forma rítmica con lutitas negras. De acuerdo con las descripciones hechas en campo, se puede verificar que son congruentes con las realizadas por Okita (1992), que más adelante se abordaran a detalle. La Formación Chipoco se depositó en un ambiente de rampa carbonatada (Fig. 6.1).

Por último, la Formación Pimienta está constituida por una caliza negra con intercalaciones rítmicas de lutita negra; presenta nódulos y lentes de pedernal negro. Presenta pliegues tipo chevrón (Alexandri y Martínez, 1986; Ochoa-Camarillo et al., 1998; Pérez-Tello, 2009).

Sin importar la configuración tectónica, la mayoría de las cuencas que contienen depósitos SEDEX tienen los mismos elementos estratigráficos básicos que comprenden un basamento cubierto por una sucesión sedimentaria. Dentro de un sistema de margen continental, los SEDEX se caracterizan por un ambiente de cuenca restringida, lo que preserva el carbono orgánico y crea las condiciones anóxicas adecuadas para su formación, además de la ocurrencia de fallas sinsedimentarias y la formación de subcuencas (Leach et al., 2005; Emsbo, 2009; Pirajno, 2009). De acuerdo con Leach et al. (2005) las condiciones anóxicas se producen cuando las plataformas que bordean la cuenca tienen una entrada restringida, lo que preserva el carbono orgánico y crea las condiciones para que el agua del fondo sea anóxica.

6.2 Ambiente tectónico

La configuración actual de la zona es resultado de diferentes eventos tectónicos, comenzando por la ruptura de Pangea (Padilla y Sánchez, 2007) (Fig. 6.2) esto propició la formación de pilares y fosas tectónicas delimitadas por fallas de alto ángulo con una topografía abrupta e irregular (Ochoa-Camarillo et al., 1998). Esto permitió la entrada gradual de aguas marinas provenientes del oriente, iniciando así la gran transgresión que caracterizó al Jurásico Tardío y al Cretácico inferior (Alexandri y Martínez, 1986). Lo que igualmente se relacionó con eventos anóxicos registrados a nivel mundial (CNH, 2014). La configuración de esas cuencas permitió generar ciertos ambientes muy peculiares, dentro de ellos cuencas restringidas. Con un proto-golfo, que se mantuvo cerrado sin comunicación con las aguas del Pacífico, lo que favoreció la formación de cuencas con aguas estancadas y a medida que el bloque de Yucatán se desplazaba hacia el suroeste (Padilla y Sánchez, 2007), se depositaron las formaciones de Tepexic, Santiago y Chipoco. Al cesar este movimiento se abrió la parte occidental del proto-golfo, permitiendo la circulación de las aguas del Pacífico y el depósito de la Formación Pimienta (Alexandri y Martínez, 1986).

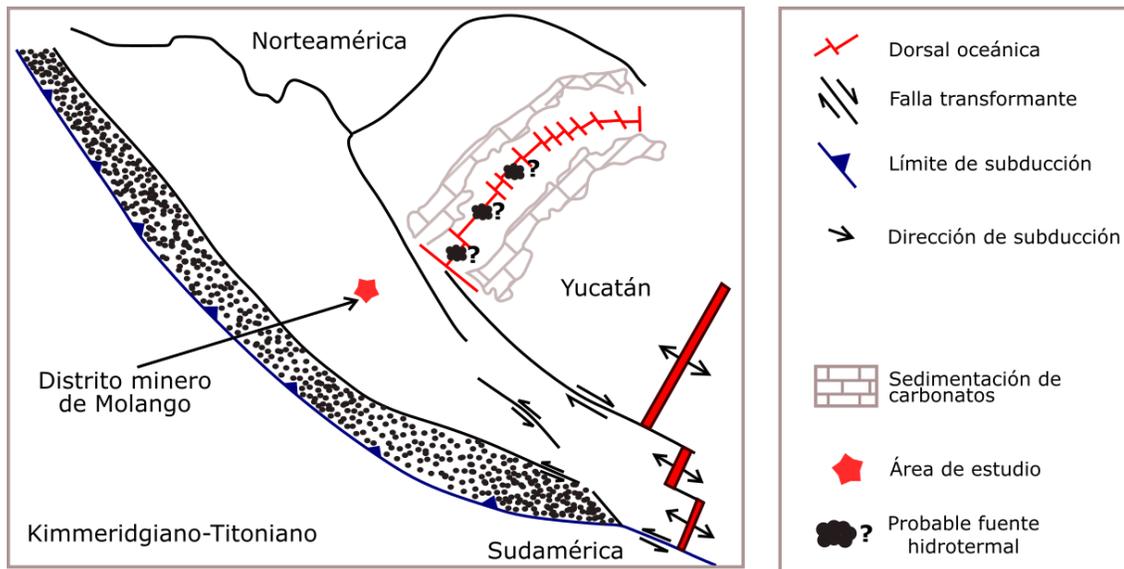


Fig. 6.2 Modelo regional que denota la ubicación de la probable fuente hidrotermal que contribuyera al depósito de manganeso en la zona de Molango. Modificado de Padilla y Sánchez (2007)

Los depósitos SEDEX se forman en cuencas de rift intracratónicas y están alojados en rocas marinas clásticas o químicas (Robb, 2005; Leach et al., 2005; Hannington et al., 2005). La mineralización está contenida principalmente en facies de aguas profundas, que reflejan un depósito en cuencas semicerradas con un suministro decreciente de sedimentos y un aporte elevado de materia orgánica que indica un fondo de agua anóxico o subóxico, estas condiciones se desarrollan durante el hundimiento gradual de las cuencas y la migración hacia la tierra de los mares marginales (Wilkinson, 2014). Durante el Jurásico Tardío se depositaron sedimentos calcáreo-arcillosos con altos contenidos de materia orgánica (CNH, 2014). El Kimmeridgiano fue uno de los lapsos con mayor producción de carbono orgánico en mares, generando condiciones reductoras relevantes en el mundo (Pearce et al., 2010; Álvarez-Romero, 2017).

Es importante resaltar que, para el Titoniano, la velocidad de subsidencia se hizo más lenta y predominó la sedimentación de secesiones de lutitas y carbonatos que aumentó considerablemente la presencia de organismos. Para finales del Titoniano continuó la gran invasión de los mares en el Golfo de México (Salvador, 1991; Padilla y Sánchez, 2007). A finales del Cretácico el aporte de sedimentos clásticos y del occidente de México se incrementó notablemente durante las primeras pulsaciones del Orógeno Mexicano (Fitz-Díaz et al., 2018; Padilla y Sánchez, 1982; Padilla y Sánchez, 2007), que hizo que todo el paquete rocoso fuera levantado y plegado. Otro efecto durante este proceso de acortamiento fue la formación de la denominada Capa A (unidad de cataclasita) entre las formaciones Santiago y Chipoco, que

sugiere un movimiento horizontal de grandes magnitudes de tipo *décollement* (Ochoa-Camarillo et al., 1998). Ya en el Cenozoico se registró un evento que propició la reactivación de algunas fallas dando paso a la formación del graben de Molango (Ochoa-Camarillo et al., 1998).

Los SEDEX se forman debido a una actividad hidrotermal ligada a procesos de rifting continental con un elevado gradiente geotérmico. Es común encontrarlos en 1) sistemas de rift intra-continentales desarrollados como cuencas tras arco; 2) Rifts continentales; y 3) márgenes continentales pasivos (Leach et al., 2005; Emsbo, 2009; Pirajno, 2009; Leach et al., 2010; Hanilçi et al., 2019). La cuenca del Paleoproterozoico McArthur y la cuenca del Monte Isa están expuestas en el centro norte de Australia. Las dos cuencas, albergan la mayoría de los depósitos SEDEX proterozoicos conocidos del mundo. El depósito de estos SEDEX ocurrió en un entorno intracratónico (Cooke et al., 2000).

Los depósitos SEDEX que se encuentran en entornos de márgenes continentales tienen un mayor alcance temporal y geográfico. Debido que muchos de estos tienen una edad paleozoica, se pueden ubicar razonablemente en las reconstrucciones de las placas tectónicas (Leach et al., 2005). Después de la separación de Gondwana, durante el Devónico, se desarrolló una amplia plataforma de carbonato en la parte sur del Bloque Sur de China. El evento de ruptura no solo creó varias cuencas delimitadas por fallas, sino que también condujo a una amplia ventilación hidrotermal dentro de estas cuencas, numerosos depósitos de sulfuros estratiformes, incluidos Dajiangping, Hongyan y otros depósitos de pirita estratiforme a lo largo del cinturón de falla de Wuchuan-Sihui, y el depósito de Panglong y otros depósitos estratiformes de Pb-Zn en la cuenca de Guizhong, se encuentran a lo largo de fallas de tendencia NE y se alojan en sucesiones sedimentarias del Devónico (Qiu et al., 2018).

Para el Mesozoico estos ambientes continuaron, con la separación de Pangea, la apertura del Golfo de México permitió el depósito de manganeso en Molango. La apertura del océano Atlántico también propició a la formación de depósitos similares al yacimiento de Molango. El depósito de Troya que está situado en la cuenca Vasco-Cantábrica al norte de España está albergado por rocas carbonatadas y terrígenas del Aptiano Temprano. Es un depósito típico de plomo-zinc alojado en carbonatos (SEDEX). La cuenca Vasco-Cantábrica se formó como consecuencia de la ruptura y apertura del océano Atlántico norte, acumulando una espesa secuencia de sedimentos mesozoicos (principalmente cretácicos) y cenozoicos. Se caracteriza por la acumulación de calizas con rudistas y de plataforma coralina, intercaladas con areniscas, margas negras y lutitas, cubiertas por una espesa secuencia de sedimentos terrígenos (Fernández-Martínez y Velasco, 1996).

6.3 Generalidades del yacimiento en la Unidad Molango

La mina subterránea de Tetzintla consiste en una estructura estratiforme de 7 m de espesor, con rumbo de N 45° W, inclinación de 65° SW (SGM, 2002), el intervalo mineralizado de manganeso ocurre en la base de la Formación Chipoco inmediatamente por encima del contacto con la Formación Santiago (Fig. 6.3), sobre la zona mineralizada se encuentra una unidad denominada facies de Chipoco (calizas manganesífera de muy baja ley). De acuerdo con Force y Cannon (1988), Okita (1992), Ochoa-Camarillo et al. (1998) Pérez-Tello (2009) y a observaciones propias de campo, después de la zona mineralizada el contenido de manganeso disminuye abruptamente. Cabe mencionar que desde la Formación Tepexic se tienen evidencias de mineralización incipiente con la presencia de esfalerita, barita y pirita diseminada y en framboides.



Fig. 6.3 Contacto entre la Formación Chipoco de alta ley con la Formación Santiago.

La zona mineralizada está en contacto tectónico por medio de fallas con la Formación Santiago, coincidente con lo reportado por Okita (1992). Esta zona es de gran complejidad estructural por lo que se pueden observar fallas normales e inversas, así como reactivación de éstas mismas encontrando zonas altamente plegadas, además de que la secuencia estratigráfica está basculada, como consecuencia del Orógeno Mexicano que levantó y plegó a todo el paquete rocoso (Ochoa-Camarillo et al., 1998; SGM, 2002; Fitz et al., 2018).

La roca encajonante está constituida por calizas manganesíferas de alta densidad, con laminaciones finas de pirita. Es común que los SEDEX se encuentren alojados en rocas sedimentarias marinas, ya que en la mayoría de los depósitos no se muestran asociación con rocas intrusivas (Emsbo et al., 2016; Manning y Emsbo, 2018). Cabe resaltar que dentro de la mina no se observaron rocas ígneas relacionadas con los cuerpos estratiformes, sólo diques que cortan a la sucesión estratigráfica que aparentemente no afectan hidrotermalmente y de forma significativa a la estructura mineralizada, pero que probablemente facilitan la removilización de manganeso debido a un aporte calórico en el gradiente geotérmico, promoviendo el depósito tardío de rodocrosita, cuarzo y pirita. Esto puede ser correlacionado con datos preliminares de microtermometría con temperatura de homogenización entre 104-188 °C en rodocrositas (comunicación personal Rodríguez-Díaz, 2019).

La morfología de los SEDEX generalmente es tabular o estratiforme (Manning y Emsbo, 2018). Sin embargo, algunos depósitos tienen forma de lente o cuña con una parte superior relativamente plana y una base convexa, otros comprenden láminas de sulfuros estratiformes de hasta unas pocas decenas de metros de espesor y cientos a miles de metros de extensión lateral. En algunos casos, los depósitos contienen más de diez lentes apilados en diferentes niveles dentro unidades litológicas, pero en tales casos, la mayor parte del mineral económico está contenido en unas pocas lentes (Leach et al. 2005). El yacimiento de la Unidad Molango presenta una morfología del tipo estratiforme, debido a que la zona mineralizada está confinada a un solo horizonte estratigráfico (estratoligada), que en este caso es la base de la Formación Chipoco. La potencia de la estructura (~7 m) puede sugerir una actividad intensa y prolongada de la fuente de la actividad termal, correlacionable con el proceso regional de la apertura de Pangea (Okita, 1992) y la “oceanización” del protogolfo de México (Salvador, 1991).

Las texturas presentes en la roca encajonante van desde mudstone a packstone, las estructuras de la roca encajonante consisten en bandas onduladas subparalelas o bien del tipo coloforme (Fig. 6.4). Están constituidas por láminas de carbonatos intercaladas con bandas de óxidos de manganeso y sulfuros, siendo la pirita el sulfuro de hierro que predomina, vetas y vetillas rellenas de rodocrosita, kutnohorita, calcita manganesífera, aragonito, dolomita calcita. Los SEDEX exhiben variaciones sustanciales en las estructuras del yacimiento. Los SEDEX muestran capas paralelas o laminaciones, intercaladas con los sedimentos de la roca encajonante. También están presentes brechas, vetas, diseminaciones de sulfuro y texturas nodulares (Leach et al. 2005; Pirajno, 2009). Adicionalmente se observan texturas de deformación, hasta el grado de cataclasitas evidenciando procesos de deformación post-mineralización. En ciertas ocasiones el fracturamiento es ocupado por rodocrosita, enriqueciéndolo en manganeso.

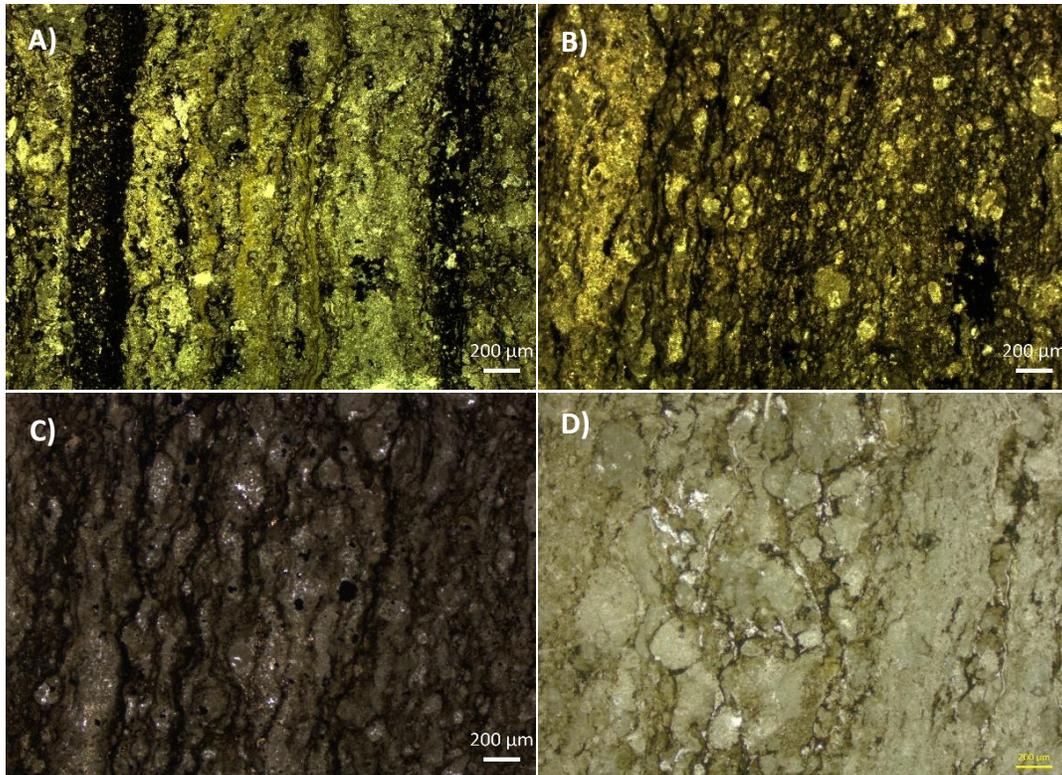


Fig. 6.4 Texturas y fábrica de la roca encajonante. A) Mudstone con laminación subparalela ondulada. B) Packstone con laminación coloforme. C) Packstone con laminación subparalela a coloforme D) Wackstone con laminación ondulada paralela.

La mena y la ganga están conformadas por carbonatos como calcita manganesífera, kutnohorita, dolomita, aragonito y rodocrosita, comparable a lo reportado por Okita (1992); óxidos tales como birnesita, todorokita, magnetita, ilmenita, anatasa y goethita; sulfuros como pirita, esfalerita, calcopirita, pirrotita y marcasita; fosfatos como la monacita y silicatos como el cuarzo y la clorita. Algunas de estas fases han sido reportadas en el depósito de Naopa (Álvarez-Romero, 2017).

6.4 Asociación mineralógica y paragénesis

6.4.1 Asociación mineralógica

La asociación mineralógica del yacimiento de la Unidad Molango está constituida por fases carbonatadas de calcita manganesífera + kutnohorita + rodocrosita + aragonito + dolomita rica en Mn; fases oxidadas de birnesita + todorokita + ilmenita + anatasa + magnetita

+ pirolusita + goethita; fases sulfurosas como pirita + marcasita + pirrotita + esfalerita + calcopirita + siegenita; fases fosfatadas como apatito + monacita y fases silicatadas de clorita + cuarzo + zircón. La determinación de la presencia de ilmenita, anatasa, siegenita, cobaltita y monacita fue posible a los estudios de SEM, debido a su escasez y tamaño no se pudieron hacer más interpretaciones. Las fases de birnesita y todorokita sólo se detectaron con difracción de rayos X.

La mena está representada por calcita manganesífera + kutnohorita + rodocrosita + birnesita + todorokita + pirolusita y otros óxidos de manganeso; no identificados. La ganga es conformada por las fases de pirita + magnetita + esfalerita + calcopirita + siegenita + aragonito + dolomita + goethita + clorita + cuarzo. Los minerales accesorios del yacimiento son ilmenita + anatasa + marcasita + pirrotita + apatito + monacita.

En el trabajo de Okita (1992), se reporta la presencia de clorita en la zona mineralizada. Este autor describe a la clorita con textura granular con posibles inclusiones de carbonatos, clasificándola como chamosita, sin embargo, no podemos afirmar que así sea, ya que la chamosita no se puede diferenciar fácilmente por métodos ópticos o incluso por los métodos analíticos más sofisticados (Camprubí y Canet, 2009), y debido a los alcances de este trabajo se clasificó simplemente como clorita (Fig. 6.5). Dentro de la mina Tetzintla Maynard et al. (1990) la considera un mineral de etapa tardía.

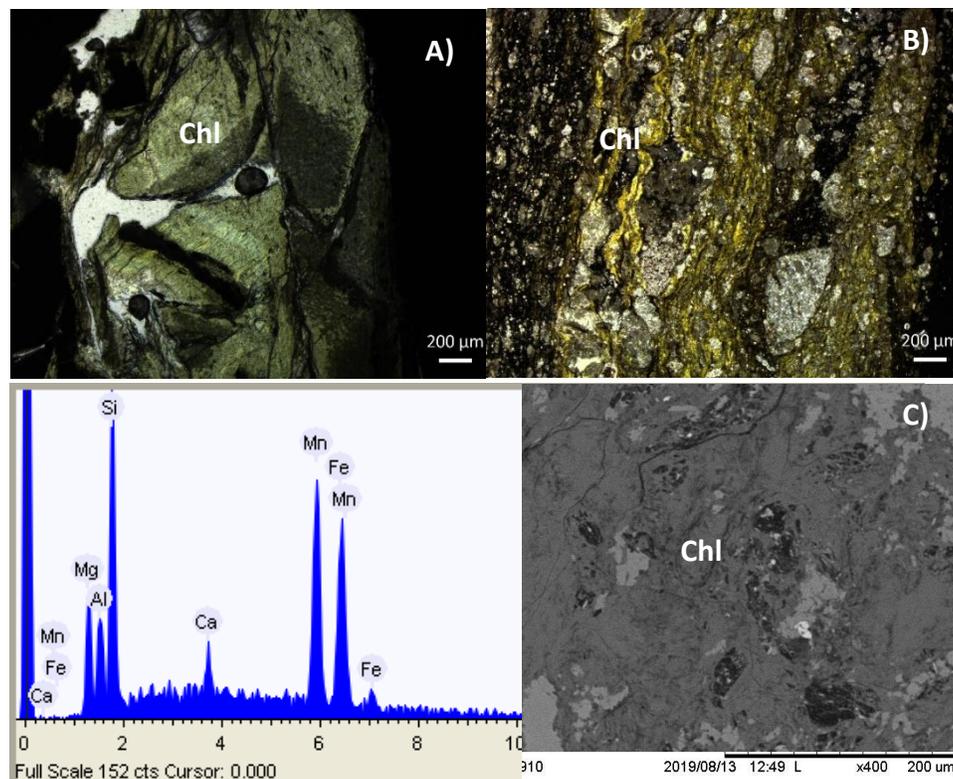


Fig. 6.5 Presencia de clorita en la zona del Bloque III y IV. A) Clorita en vetilla. B) Clorita en la matriz formando parte de la laminación. C) Micrografía y EDS de la clorita.

Cabe mencionar que la clorita se deriva de la alteración hidrotermal de los minerales de silicato y su composición química resultante varía según el mineral original del que se deriva (de Jesus, 2019). Se caracteriza por ser un mineral indicador de alteración hidrotermal propilítica (clorita + epidota y carbonatos). Su génesis se asocia con ambientes epitermales y mesotermales relacionados a vetas y brechas mineralizadas en rangos de temperatura alrededor de los 200 °C (Hiller, 1978). Además, es un mineral guía que se relaciona con depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (VMS), donde se considera que la clorita es el resultado de la interacción del agua de mar fría con fluidos hidrotermales calientes (Bourdelle, 2021), también es considerado un tipo de mineral arcilloso, que se encuentra en las rocas sedimentarias y en las rocas metamórficas de bajo grado (De Caritat, 1993).

Otra de las fases minerales mencionadas por Okita (1992), son los sulfuros de Co y Ni (Fig. 5.16 C, Fig. 6.6 A-B) que al parecer son paragenéticamente tardíos, teniendo un caso donde estos sulfuros están reemplazando a la pirita. De las muestras analizadas se observó que estas fases de sulfuros enriquecidos en Co y Ni, y en algunos casos con porcentajes de As, están presentes en la zona mineralizada de alta ley, y que, debido a su tamaño de unos cuantos micrómetros, sólo pudieron ser analizadas con el SEM, siendo difícil determinar sus relaciones texturales. En algunos casos dichos sulfuros se observaron asociados con pirita, llegando incluso a ser confundidas, por lo que es posible que si estén reemplazando a la pirita y por tanto sea un mineral tardío.

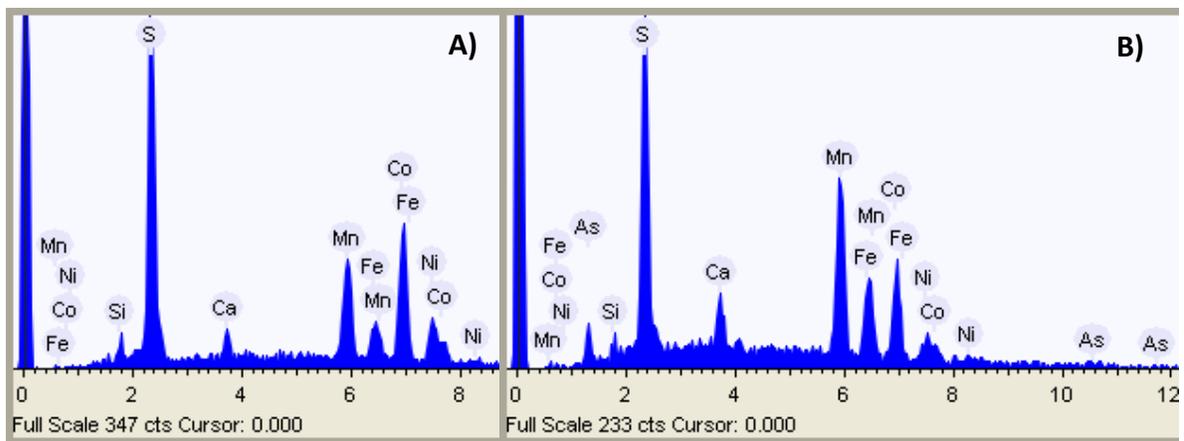


Fig. 6.6 Espectros EDS de siegenita en la mina Tetzintla. A) Siegenita de Co y Ni. B) Siegenita de Co y Ni con un bajo porcentaje de As (4% modal)

La mineralización de cobre y cobalto se denota en depósitos de tipo SEDEX, como el caso de Black Butte, Montana, E.U.A., donde ocurre en zonas de pirita laminada masiva que fueron reelaboradas localmente e infiltradas por fluidos ricos en Cu durante la diagénesis temprana. Los sucesos térmicos posteriores removilizaron el Co, Ni y As para formar intercrecimientos de siegenita y tennantita. Los autores atribuyen a la primera como un

elemento de una segunda etapa de mineralización donde la primera etapa de mineralización es singénica, es decir, que se forma en o cerca del fondo del mar en el momento del depósito del sedimento circundante, mientras que la etapa 2 es diagenética, es decir, que se forma por la circulación de fluidos ricos en metales dentro de la pila de sedimentos antes de completar la litificación del sedimento (White et al., 2014).

El depósito Browns en el yacimiento polimetálico de Rum Jungle, Australia, está alojado dentro de pelitas carbonáceas negras. Los principales minerales de sulfuro en la zona mineral son la galena, esfalerita, calcopirita, pirita y el principal portador de Ni y Co, la siegenita. Ocurren como capas paralelas de agregados de grano fino y de grano grueso removilizados y vetas transversales. La siegenita se presenta como pequeños granos anhedrales (<50 μm) dentro de acumulaciones de sulfuros, generalmente como inclusiones dentro de la galena. La siegenita del depósito Browns muestra composiciones variables de Co / Ni que varían con proporciones de Fe menor (<2% en peso). El cobre y el As suelen estar por debajo de los límites de detección. Los análisis geoquímicos y la petrografía combinados de toda la roca confirman que la siegenita es el principal mineral de Ni y Co (McCready et al., 2004).

Dentro de la mina Tetzintla las fases minerales como la ilmenita, anatasa, apatito, monacita y zircón simplemente se consideran como minerales accesorios, por su contenido <2% modal (Fig. 6.7). Se determinó que el apatito, monacita y zircón son minerales de origen clástico, que sólo indican una fuente sedimentaria terrígena. Es importante mencionar que la monacita es un fosfato complejo, del grupo del apatito, que contiene tierras raras (en el caso de Molango contiene La, Ce y Nd). Los yacimientos de monacita pertenecen a dos tipos: yacimientos primarios de tipología hidrotermal, en los que se encuentra la variedad mineralógica conocida como “monacita amarilla”, que suele aparecer formando cristales o masas cristalinas; en los yacimientos sedimentarios, la monacita característica es la denominada “monacita gris”, que suele corresponder a pequeños granos minerales retrabajados por la erosión fluvial (Higuera et al., 2018). La monacita hidrotermal es un excelente geocronómetro para fechar depósitos minerales hidrotermales y pulsos importantes de eventos hidrotermales (Schandl y Gorton, 2004). Cabe mencionar que la monacita en Molango es muy pequeña y sólo se aprecia en algunas partes de la zona mineralizada.

6.4.2 Paragénesis mineral

Con base en los datos texturales y mineralógicos la paragénesis mineral en Molango indica dos etapas de mineralización generalizadas (Tabla 6.1). En la primera etapa se produjo

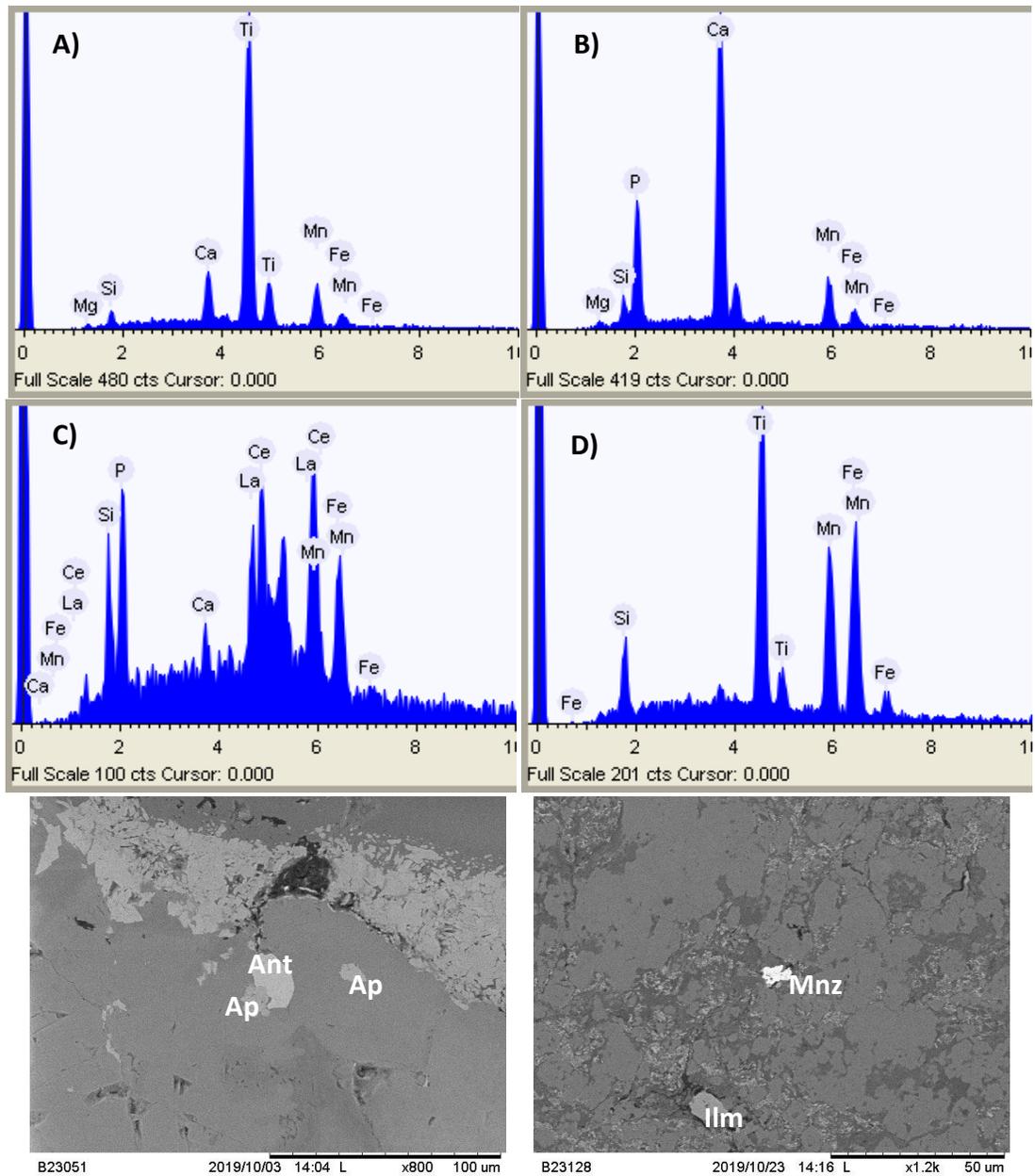


Fig. 6.7 Micrografías de los minerales accesorios. A) Anatasa (Ant). B) Apatito (Ap). C) Monacita (Mnz). D) Ilmenita (Ilm).

la precipitación de óxidos de manganeso, sin embargo, por efecto de la diagénesis temprana, estos óxidos recrystalizaron en carbonatos ricos en manganeso (calcita Mn + kutnohorita + dolomita rica en Mn), intercalados con una serie de óxidos secundarios de Mn (birnesita + todorokita + pirolusita). La segunda etapa consta de una mineralización tardía que daría paso a vetas y vetillas de rodocrosita + kutnohorita + calcita Mn, además de la evidencia del reemplazamiento de marcasita por pirita y la presencia de calcita y cuarzo secundarios. Otro evento tardío es la aparición de clorita en una parte del yacimiento, generalmente la clorita se aprecia relleno de espacios, en vetillas o reemplazando posiblemente a fases ferrosas.

la actividad hidrotermal ocurre en lugares con agua estancada con condiciones reductoras (siendo el caso de la Formación Chipoco) y enriquecido en Ba, éste no precipita por la ausencia de iones de SO_4 (Bonatti, 1972). Por tanto, la presencia de estas fases minerales indica que antes de la mineralización de la Formación Chipoco, ya había actividad hidrotermal que aportaba pequeñas mineralizaciones en las rocas que se habían estado formando.

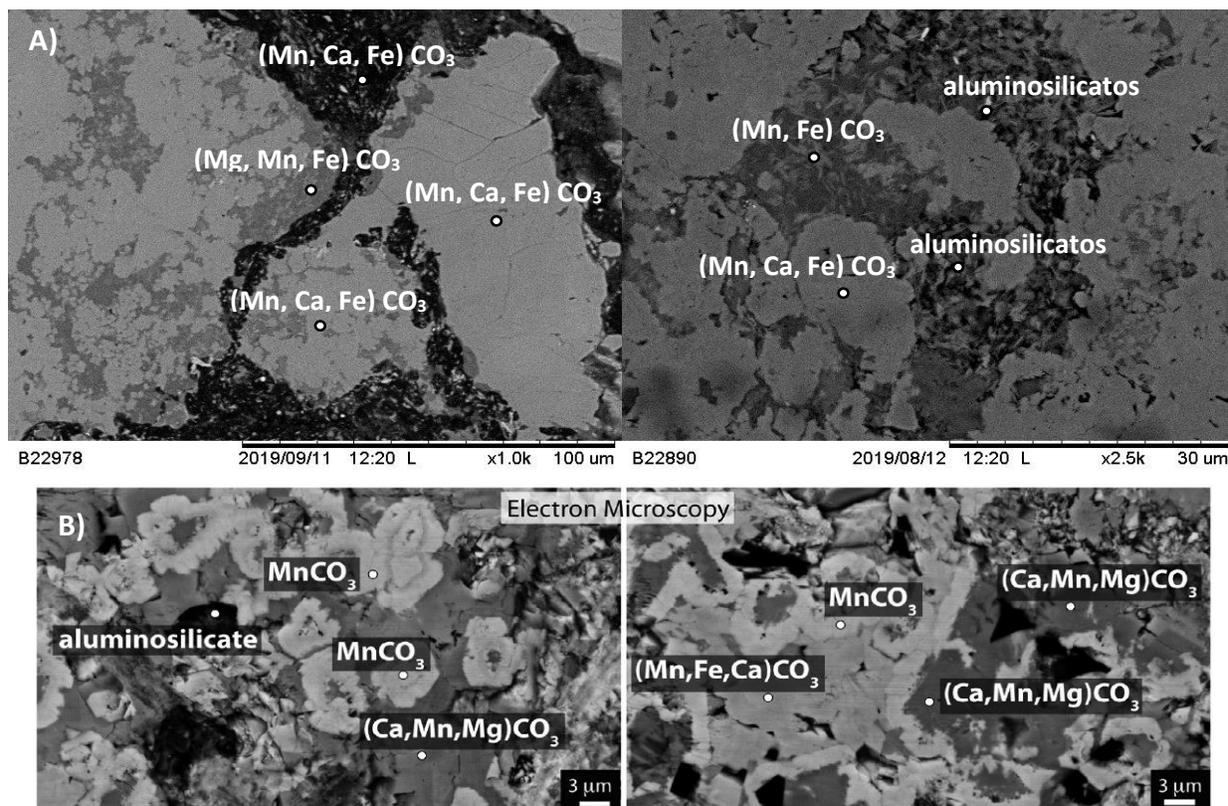


Fig. 6.8 Comparación entre fotomicrografías de la zona mineralizada del distrito de Molango. A) Fotomicrografías tomadas en la mina de Tetzintla donde podemos apreciar algunos carbonatos ricos en Fe y algunos aluminosilicatos. B) Fotomicrografías de la sección Acoxtatlan (Okita y Shanks, 1992) con abundante rodocrosita, la mayoría aparece con bordes brillantes, además de carbonatos mixtos con más Ca, aparecen como granos blancos o grises ligeramente más oscuros y pueden ser precipitados más primarios. *Fotografía tomada de Johnson et al. (2016).*

6.5 Análisis de facies y ambiente de depósito

6.5.1 Asociación de microfacies

Con base a la asociación de microfacies realizado a la Formación Chipoco, se demuestra que ésta se depositó en un ambiente de rampa carbonatada (Fig. 6.10). Una rampa carbonatada es una superficie sedimentaria con topografía descendente que se sumerge

suavemente en el fondo del mar. El gradiente de la pendiente va desde la costa hasta el fondo de la cuenca, es del orden de unos pocos metros y generalmente con una inclinación menor a 1°, con variaciones abruptas de forma local (Flügel, 2010). Las rampas carbonatadas son comunes en todos los periodos geológicos, generalmente formadas a partir de procesos extensivos con alcance de procesos de oceanización, usualmente estos procesos de apertura regulan la morfología y cambios abruptos en la pendiente de la rampa, en estos ambientes la productividad orgánica es importante como constructores de estructuras y depósitos (Burchette y Wright, 1992; Flügel, 2010).

De las muestras representativas de la Formación Chipoco, se pudo observar que el contenido de granos carbonatados es muy bajo, ya que pueden estar reemplazados-mineralizados, lo que hace complicada su identificación. Solo en algunas muestras se logran identificar intraclastos, ooides, ostrácodos y fragmentos de conchas de bivalvos (pelecípodos). Debido a esta ausencia de granos esqueléticos y en especial de fósiles, hace difícil definir microfacies (comunicación personal Núñez-Useche, 2020). Sin embargo, se lograron identificar 3 asociaciones de microfacies, con las que se puede inferir las condiciones paleoambientales en las que se depositó la Formación Chipoco.

6.5.1.1 Packstone de intraclastos (RMF 9)

Esta asociación de microfacies se caracteriza por texturas packstone, conformada por intraclastos subangulosos a subredondeados, pobremente seleccionados. Una textura grano-soportada exhibe características que apuntan que su depósito fue en aguas agitadas (Dumhan, 1962; Shinn y Robin, 1983; Flügel, 2010). Los intraclastos se producen en entornos con condiciones de alta energía intermitentemente (Flügel, 1982). Los intraclastos ocurren en todos los entornos de una rampa, pero son abundantes en rampas distalmente empinadas, dentro de los flujos de escombros que se acumulan cerca de las pendientes exteriores de una rampa (Flügel, 2010). De acuerdo con sus relaciones texturales, corresponde a una microfacies RMF 9 (Burchette y Wright, 1992; Flügel, 2010), que representa a la transición entre la rampa interna y externa (Fig. 6.9).

6.5.1.2 Wackstone/Packstone bioclástico con ostrácodos (RMF 18)

Esta asociación de microfacies se conforma por rocas con texturas wackstone y packstone, el contenido fosilífero consta de ostrácodos y conchas de bivalvos. Vincular

texturas lodo-soportadas con entornos de baja energía suele ser una mala interpretación, ya que de igual forma se pueden localizar en ambientes de alta energía (Flügel, 2010). En aguas poco profundas de alta energía, tanto la diversidad como la densidad de los ostrácodos son menores, que en entornos marinos más profundos y estables (Pokorny, 1978). En cuanto a los bivalvos, en general prefieren ambientes con movimiento de agua moderado, aunque también hay especies que viven en ambientes de alta energía (Camacho et al., 2007). La presencia de estos organismos nos indica la presencia de un poco de oxígeno dentro de la columna de agua (Maynard, 1991). De acuerdo con sus relaciones texturales y contenido fósil, corresponde a una microfacies RMF 18 (Burchette y Wright, 1992; Flügel, 2010), que representa a una rampa interna restringida (Fig. 6.9).

6.5.1.3 Grainstone de ooides (RMF 29)

Esta asociación de microfacies se caracteriza por rocas con textura *grainstone*, conformada por ooides micritizados, bien seleccionados. Las texturas grano-soportadas, con nulo contenido en lodo calcáreo, y las presencia de ooides, demuestran condiciones de un ambiente de alta energía (Dumhan, 1962; Flügel, 1982; Flügel, 2010). De acuerdo con sus relaciones texturales, corresponde a una microfacies RMF 29 (Burchette y Wright, 1992; Flügel, 2010), que representa una barrera de rampa interna (Fig. 6.9).

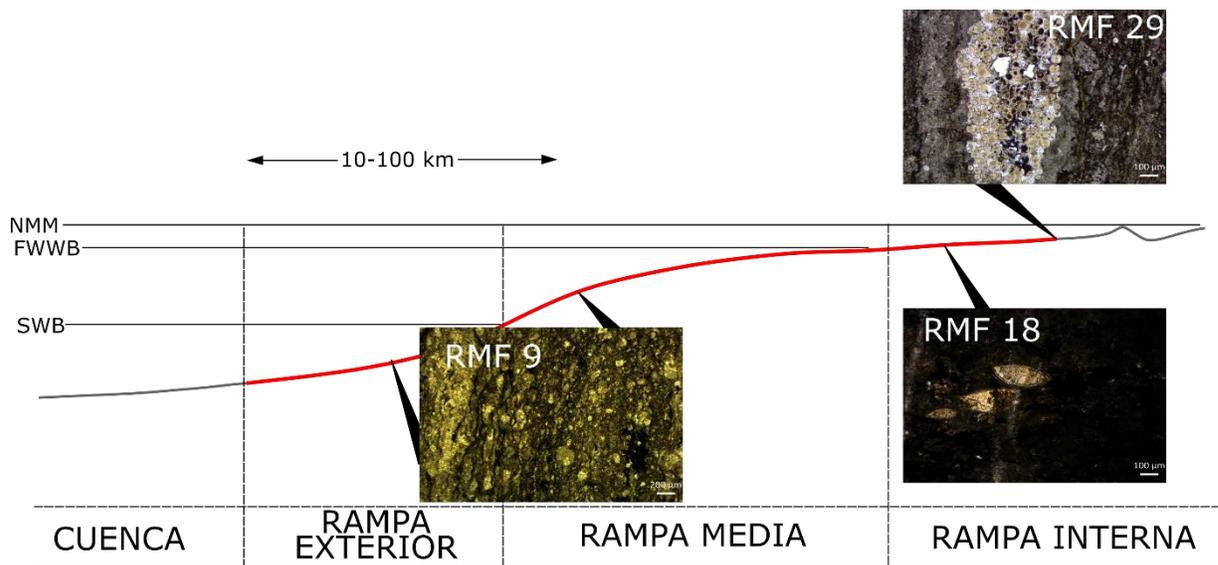


Fig. 6.9 Modelo de rampa carbonatada que muestra las microfacies presentes en la mina Tetzintla. *RMF 9* (Packstone con intraclastos, representa la transición entre la rampa interna y externa). *RMF 18* (Wackstone/packstone bioclástico con ostrácodos, representa a una rampa interna restringida). *RMF 29* (Grainstone de ooides, representa una barrera de rampa interna).

FWWB (Base de olas de buen tiempo), SWB (Base de olas de tormenta), NMM (Nivel medio del mar).

Modificado de Burchette y Wright (1992).

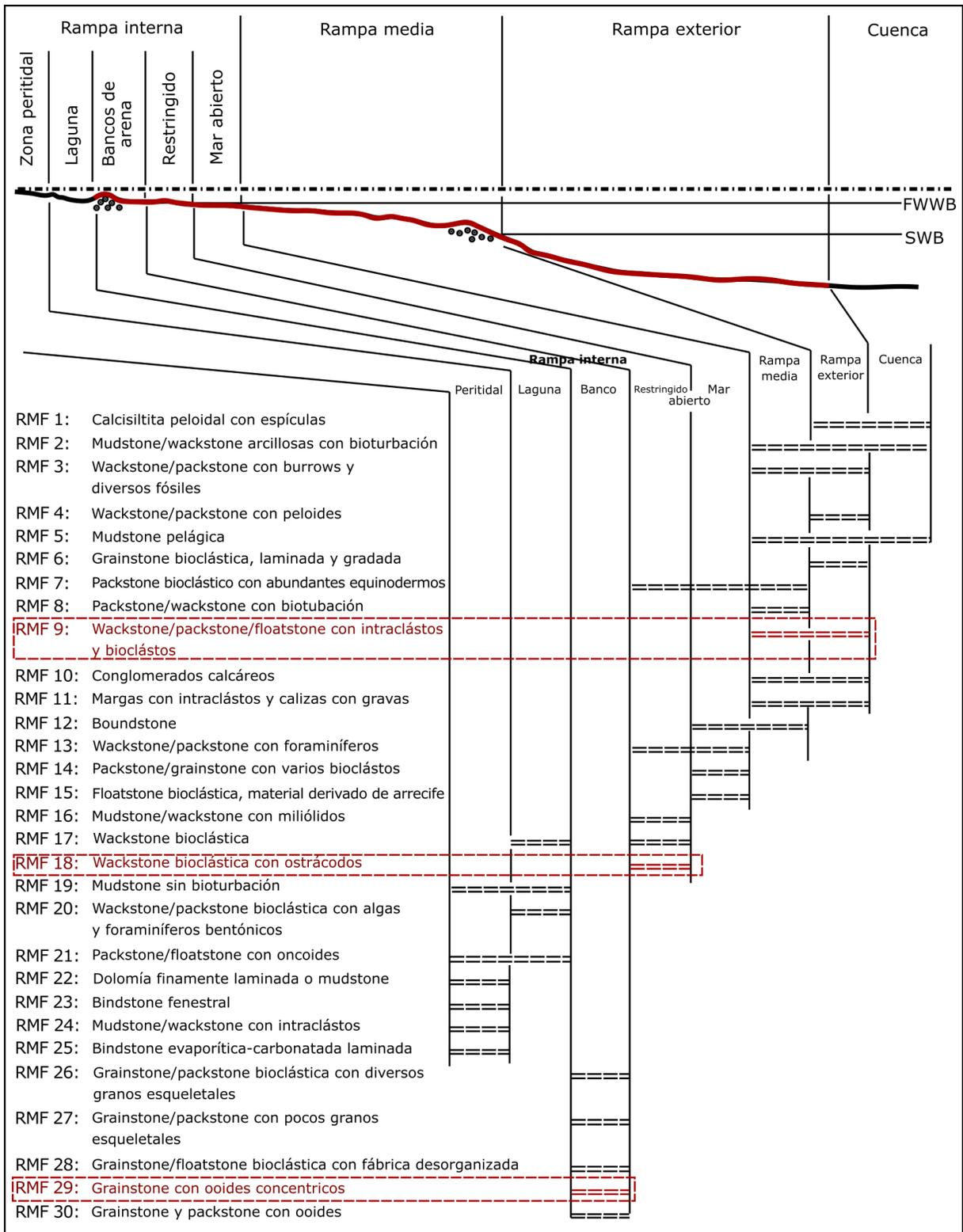


Fig. 6.10 Distribución generalizada de las microfacies presentes en una rampa carbonatada (Flügel, 2010), remarcando las microfacies presentes en la mina Tetzintla, Unidad Molango. FWWB (Base de olas de buen tiempo), SWB (Base de olas de tormenta)

6.5.2 Ambiente de depósito

De acuerdo con el análisis de microfacies realizado, podemos asegurar totalmente que la Formación Chipoco, que contiene al horizonte económico, ocurrió en una rampa en diversos ambientes; desde una barrera de rampa interna hasta una rampa externa (Fig. 6.10), ambas en condiciones de alta energía. Estas observaciones coinciden con lo expuesto por Álvarez-Romero (2017), quien identificó las mismas microfacies dentro de la Unidad Naopa. Adicionalmente, varios autores también han realizado estudios de facies, dentro de la Formación Chipoco, por ejemplo:

Aguilera (1972) define las facies de la Formación Chipoco como facies clástica-calcárea-esquelética (Facies VI; Wilson, 1975) situándolas en un medio de borde de cuenca o de talud externo de plataforma, donde la presencia ocasional de macrofauna y de estructuras sedimentarias primarias indican condiciones de depósito de mar abierto (Hermoso de la Torre y Martínez-Pérez, 1972). Posteriormente Aguayo-Camargo (1977), interpreta que la Formación Chipoco representa desde un ambiente de depósito marino somero de plataforma con pendiente suave y cercano a la costa; un ambiente de borde de plataforma; y un ambiente de condiciones marinas profundas de talud con pendiente fuerte, depositada por corrientes de turbidez (SGM, 2007).

En la zona mineralizada de Molango, la Formación Chipoco, Maynard et al. (1990) sugieren un modelo de depósito para el yacimiento de manganeso de un ambiente de talud en una transición plataforma-cuenca. Las rápidas transiciones de facies y la abundancia de material clástico sugieren una plataforma con borde en lugar de una rampa carbonatada. Lo que difiere con el modelo presentado en este trabajo.

Ochoa-Camarillo (1996), basándose en la presencia súbita de manganeso que se interpreta como un cambio brusco en las características fisicoquímicas del agua relacionado con la posible comunicación de la fosa de Huayacocotla y el protogolfo de México, considera que el depósito ocurriera en un ambiente de cuenca (Ochoa-Camarillo et al. 1998).

Rueda-Gaxiola (2004) menciona que, para el Jurásico Medio, después de la etapa de apertura del proto-golfo, las cuencas del sureste inicialmente se comportaron como rampas, que tenían una orientación hacia el NW, afectadas por transgresiones, que dieron origen a depósitos de lechos rojos y depósitos salinos. Para el Oxfordiano la expansión cesó dando como resultado zonas que no fueron afectadas estructuralmente, sin embargo, la carga litostática en conjunto con el enfriamiento termal que sufrió el piso oceánico ocasionaron la subsidencia en el centro del golfo de México dando la formación de rampas o plataformas entre la corteza oceánica y la corteza continental (Hernández-Díaz, 2014).

Posteriormente se depositaron sedimentos carbonatados arenosos, oolíticos y calizas arcillosas con bioclastos de la formación de Tepexic, al alcanzar la máxima transgresión en el Oxfordiano, se depositan lutitas arcillosas y carbonosas de aguas profundas de la Formación Santiago. La topografía del basamento favoreció el desarrollo de rampas carbonatadas depositando en su parte interna calizas arcillo-arenosas de la Formación San Pedro y calizas oolíticas de la Formación San Andrés, equivalente lateral de la Formación Chipoco (Fig. 6.1) (Hernández-Díaz, 2014).

6.6 Distribución de Mn vs Fe en el yacimiento de Molango

La distribución de Fe en la mina Tetzintla es variable, en la zona del bloque III y IV el contenido de hierro está distribuido uniformemente en toda la zona, en cambio en el bloque VII, es la zona con mayor contenido de Fe (Tabla 6.2). En análisis mineralógico, a través de petrografía y SEM-EDS, revela que el hierro se encuentra principalmente en forma de pirita, en contraste con la matriz. En la matriz no evidenció contenido significativo de hierro (menor a 0.01%, promedio, n = 15). La zona de Comextetitla y Tampoch tienen en general un contenido de hierro bajo (6 % promedio).

Tabla 6.2 Concentraciones promedio de Mn y Fe en las zonas de Tetzintla.

Elemento (% peso)	Zona			
	Bloque III y IV	Bloque VII	Comextetitla	Tampoch
Mn	68.3	<i>p.l.d</i>	<i>p.l.d</i>	49.6
Fe	16.2	<i>p.l.d</i>	<i>p.l.d</i>	6.4
Mn/Fe	4.2	<i>p.l.d</i>	<i>p.l.d</i>	7.8

p.l.d= por debajo del límite de detección del 0.01%, n=60

Dentro de las fases minerales que contienen hierro encontradas en toda la zona mineralizada, la más abundante es la pirita (euhedral, amorfa y en framboides) con un porcentaje modal de 10%, en menor cantidad marcasita, pirrotita, calcopirita, magnetita, ilmenita y goethita (<2% modal), cabe resaltar que la matriz está conformada por fases manganesíferas, con un contenido significativo de Fe (8.7%), estas mediciones se efectuaron de manera puntual en la matriz de las muestras analizadas (Fig. 6.11 A-B). Para la identificación de fases minerales específicas, se encontró que también hay cierto contenido de Fe dentro de las redes cristalinas de estos minerales, por ejemplo, la rodocrosita (Fig. 6.11 E) y la kutnohorita (Fig. 6.11 F) contienen ciertos porcentajes de Fe (entre 4.9 y 11.6 % en peso), algo que fue igualmente observado por Johnson et al. (2016) donde analizaron muestras del yacimiento de

Molango encontrando rodocrosita “ferrosa”. Otra fase mineral con alto contenido de Fe es la clorita (Fig. 6.11 C-D).

La estrecha similitud química entre el manganeso y el hierro se refleja geológicamente en su asociación común en rocas de todo tipo (Krauskopf, 1957). El fraccionamiento de hierro y manganeso en ambientes hidrotermales se produce como resultado de la menor solubilidad de las especies de hierro, ya que tanto el hierro como el manganeso sufren oxidación al mezclar un fluido hidrotermal reducido con agua de fondo oxigenada (Krauskopf, 1957; Glasby, 2006; Toth, 2015).

Los depósitos de Fe, Mn y Mn-Fe ocurren en casi todos los ambientes y se forman por uno o más de los siguientes cuatro procesos; 1) precipitación hidrogenética del agua de mar; 2) precipitación de fluidos hidrotermales; 3) precipitación del agua de los poros del sedimento que se ha modificado a partir de la composición del agua del fondo por reacciones diagenéticas en la columna del sedimento; y 4) reemplazo de rocas y sedimentos (Hein et al., 1957). Los óxidos de Mn y Fe se forman por precipitación hidrotermal en los ejes de expansión oceánicos o pueden ocurrir a cientos de kilómetros de estos (Hein et al., 2015; Bostrom y Kunzendorf, 1986). En depósitos tipo SEDEX, el manganeso y el hierro se fraccionan característicamente, produciendo relaciones altas o bajas de Mn/Fe, en general, el rango es de $0.1 < \text{Mn/Fe} < 10$ (Lynn y Bonatti, 1965; Toth, 1980; Nicholson et al., 1992; Glasby, 2006; van Hulten et al., 2016). De acuerdo con la Tabla 6.2, podemos comprobar que las relaciones Mn/Fe de la mina Tetzintla, se encuentran en este rango.

De acuerdo con Force y Cannon (1988), en un ambiente con Eh bajo, la solubilidad del hierro es extremadamente baja porque el sulfuro de hierro precipita, pero la solubilidad del manganeso es alta porque no hay sulfuro de manganeso comparablemente insoluble. Por lo tanto, el hierro y el manganeso en este campo de Eh-pH estarán extremadamente fraccionados, y casi todo el hierro se convertirá en sulfuro de hierro y casi todo el manganeso permanecerá en solución. Los aumentos posteriores en Eh y pH podrían producir una roca rica en manganeso y empobrecida en hierro. El fraccionamiento por precipitación de sulfuro de hierro puede ocurrir por dos mecanismos algo diferentes:

- a. Si una cuenca alcanza condiciones verdaderamente euxínicas, en las que el H_2S es estable en la columna de agua, el fraccionamiento puede ocurrir en la propia columna de agua con precipitación directa de sulfuro de hierro del agua de mar.
- b. Durante la diagénesis anóxica, el hierro se fija en piritita durante las reacciones diagenéticas reductoras de sulfato en condiciones bajas de Eh y el manganeso se moviliza hacia la interfaz sedimento-agua por difusión o por fluidos de poros ascendentes.

Cronan (1980) creía que los depósitos de Mn-Fe y Fe-Mn son productos de un sistema hidrotermal básicamente similar en el que los sulfuros precipitan primero (posiblemente bajo la superficie), seguidos por silicatos, óxidos de hierro y óxidos de manganeso (McKelvey, 1986).

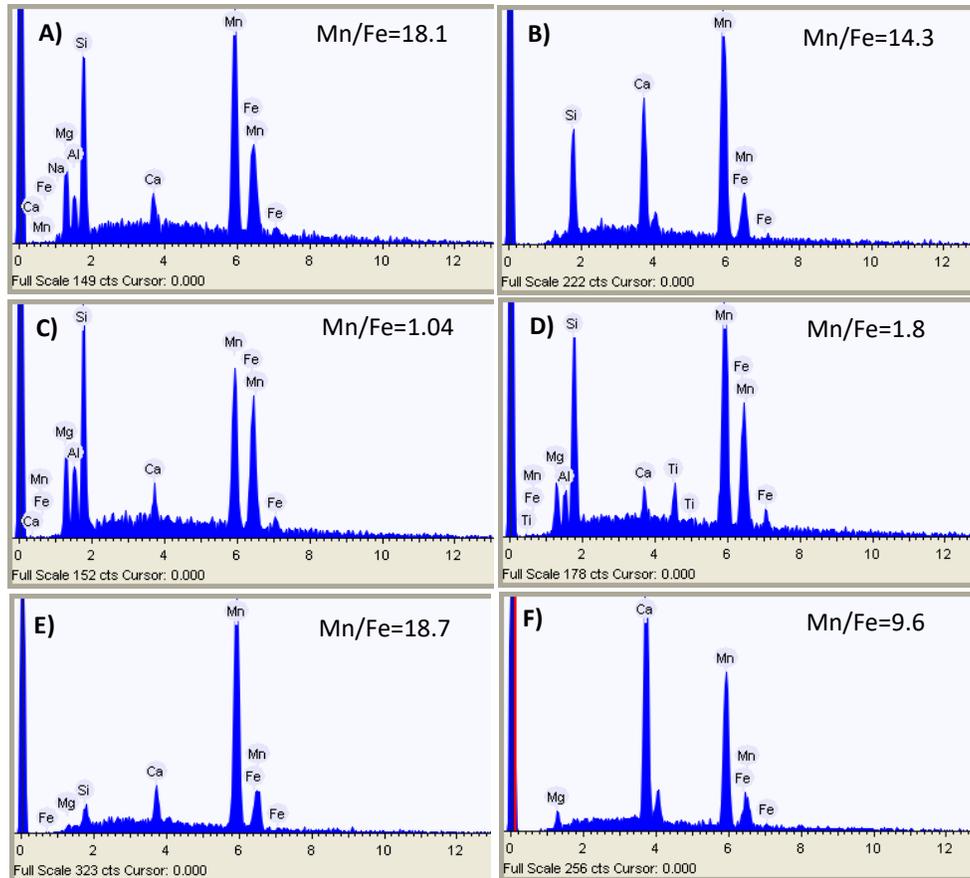


Fig. 6.11 Mediciones de Mn y Fe, evidenciando relación Mn/Fe representativas de muestras de alta ley. A) y B) Matriz manganesífera con relación Mn/Fe alta. C) y D) Clorita con alto contenido en Mn y Fe. E) Rodocrosita y F) Kutnohorita, ambas con porcentajes bajos de Fe.

En el caso del yacimiento de Molango, al comienzo del depósito de las facies de Chipoco, las condiciones anaeróbicas favorecieron la precipitación de grandes cantidades de pirita. Las condiciones fuertemente reductoras, que favorecieron el aumento de las actividades de Fe^{+2} y Mn^{+2} en solución, condujeron a la precipitación diagenética de carbonatos ricos en (Fe, Mn, Mg) cuando se alcanzó un nivel crítico de actividad con respecto al calcio. La presencia de grandes cantidades de MnO_2 redujo la estabilidad del precursor de pirita FeS_2 y, junto con la oxidación acoplada de la materia orgánica, dio como resultado la producción de Mn^{+2} , Fe^{+2} , HCO_3^- y SO_4^{2-} . Esto implica que la rodocrosita que ocurre con pirita debió ser cubierta por rodocrosita que ocurre sin pirita. De hecho, la Capa A representa este intervalo al

tener carbonatos ricos en (Fe, Mn, Mg) y abundante pirita (Okita, 1992). Cabe resaltar que la presencia de pirita framboidal puede proporcionar información muy valiosa sobre las condiciones de formación de los carbonatos y de los procesos de diagénesis temprana, ya que es utilizada, principalmente, como indicador de la actividad bacteriana (Merinero et al., 2010; Sangster, 2018).

6.7 Origen de la fuente de manganeso en Molango

La fuente de manganeso que forma el depósito del distrito minero de Molango aún es controversial entre muchos autores y podría incluir agua oceánica, sedimento fluvial y actividad hidrotermal (Okita, 1992), debido a las características observadas en campo y a una extensa búsqueda bibliográfica se presume como principal fuente de manganeso a fluidos hidrotermales, sin embargo, no se descarta alguna otra fuente que contribuya con el depósito, como la propia agua marina, aporte sedimentario o intervención microbiana (Okita, 1992; Okita et al., 1998). Entonces con una fuente hidrotermal derivada del *rift* que dio paso a la formación del Golfo de México, durante el Jurásico Medio-Tardío como resultado de la ruptura de Pangea, podría considerarse en ese contexto como la emisora de fluidos hidrotermales enriquecidos en manganeso. En el margen pasivo resultante y las subcuencas marginales de horst y graben se depositaron secuencias sedimentarias potentes con facies carbonatadas sincrónicas con la acción de fluidos hidrotermales bajo las condiciones redox específicas. Posibilidad considerada para el yacimiento manganesífero de Molango, aludiendo una tipología SEDEX (Camprubí, 2009).

Para Okita (1992) existe un dilema que se aplica particularmente a la fuente hidrotermal debido a que el Mn se liberaría y dispersaría en un área grande y a su vez, se requerirían procesos únicos, como patrones de circulación de agua o una masa de agua anóxica de forma fortuita, para mover el manganeso al área de Molango, sin embargo, el problema se mitiga en el caso del sedimento fluvial porque la cuenca deposicional puede servir para restringir la distribución espacial de Mn. Álvarez-Romero (2017) propone un modelo de nube hidrotermal proveniente del *rift* asociado a la apertura del Golfo de México en una facie distal. Esta nube hidrotermal llega a la cuenca con un pH ligeramente ácido, saturado en Mn, Fe y otros metales depositando laminaciones de mineralización de Mn en una matriz carbonatada y en condiciones reductoras incorpora al Fe en la mena manganesífera.

Es importante recordar que en un depósito SEDEX del tipo distal, los fluidos formadores de minerales migran a distancias desconocidas lejos de la fuente hidrotermal (Sangster, 2018). Los fluidos de alta salinidad son un requisito necesario en la formación de depósitos SEDEX de

ventila distal por muchas razones, entre las principales se encuentran las siguientes: 1) a temperaturas relativamente bajas, la alta salinidad de los fluidos es capaz de extraer metales (Pb, Zn, Fe) de una amplia variedad de rocas generadoras, además pueden transportar altos contenidos de elementos minerales y; 2) la naturaleza densa de las salmueras metalíferas permite que el fluido formador de mineral salga de su sitio de exhalación y fluya hacia una cuenca colectora distante (Sato, 1972; Cooke et al., 2000; Sangster, 2018). Por lo que, además de las características ya mencionadas por Álvarez-Romero (2017), esta nube hidrotermal probablemente se caracterizaba por ser un fluido de alta salinidad, lo que le permitió desplazarse hasta la zona de Molango.

Los depósitos SEDEX se forman a partir de fluidos oxidados, por lo que, su aparición es probablemente una consecuencia de los cambios en la composición de la hidrosfera y la atmósfera durante la evolución de la Tierra. Sin embargo, los cambios químicos en la hidrosfera no ocurrieron de manera uniforme, sino que fueron más rápidos en las cuencas restringidas que en el océano abierto. Los cambios en la geoquímica oceánica probablemente llevaron al florecimiento de los depósitos de SEDEX (Leach et al 2005; Emsbo, 2009).

Ochoa-Camarillo (1996) basándose en la presencia súbita de manganeso, lo interpreta como un cambio brusco en las condiciones fisicoquímicas del agua, relacionado con la posible comunicación de la fosa de Huayacocotla con el proto-golfo de México (Ochoa-Camarillo et al., 1998), hay que recordar que el manganeso es soluble en condiciones reductoras mientras que en condiciones oxidantes precipita como MnO_2 , dicha fosa experimenta una comunicación repentina con el mar abierto, lo que provoca que las aguas oxigenadas se mezclen con las aguas anóxicas del fondo de la cuenca propiciando la precipitación masiva de los óxidos de manganeso (Pérez-Tello, 2009). La mineralización de los carbonatos de manganeso en los depósitos de Molango se formó como un producto diagenético muy temprano debido a la reducción de los óxidos de Mn junto con los sulfuros y la oxidación del carbono orgánico (Okita, 1992; Maynard et al., 1990; Maynard, 1991).

7. Conclusiones

El yacimiento de la Unidad Molango está constituido por calizas manganesíferas de alta densidad, de poca a nula reacción al contacto con el ácido clorhídrico, presentan laminaciones internas de sulfuros y óxidos, intercaladas con una matriz carbonatada, están altamente fracturadas y falladas, donde las fracturas están rellenas de calcita manganesífera, kutnohorita y rodocrosita.

El yacimiento presenta una morfología de tipo estratiforme, confinado a un solo intervalo estratigráfico (estratoligado) representado por la base de la Formación Chipoco (Kimmeridgiano-Titoniano), generalmente los estratos presentan una disposición inclinada hacia el SW. A pesar de una relación espacial de la formación manganesífera con diques de tipo monzonítico, estos cuerpos cortan a la secuencia estratigráfica y no hay evidencias de relación genética primaria con el depósito de manganeso.

La roca encajonante presenta texturas de mudstone hasta packstone, donde la mayor acumulación de manganeso se ubica en rocas de tipo packstone, estas rocas presentan estructuras que abarcan desde una laminación ondular paralela, ondulada subparalela hasta coloforme, esto debido a la recristalización y compactación de la roca, dada la morfología del yacimiento. La mineralización ocurrió simultáneamente a la sedimentación en un ambiente de rampa carbonatada.

La asociación mineralógica está compuesta por calcita manganesífera + kutnohorita + rodocrosita + aragonito + dolomita rica en Mn + birnesita + todorokita + ilmenita + anatasa + magnetita + pirolusita + goethita + pirita + marcasita + pirrotita + esfalerita + calcopirita + siegenita (sulfuro de Co y Ni, en algunas ocasiones con un porcentaje de As) + apatito + monacita + clorita + cuarzo + zircón. Además de la mineralización estratoligada, existen fracturas y fallas rellenas por calcita manganesífera + kutnohorita + rodocrosita + aragonito + dolomita rica en Mn, en algunas ocasiones es posible localizar microvetilleo de pirita + marcasita + pirrotita + calcopirita y solo en la zona del Bloque III y IV de la mina Tetzintla está presente la clorita formando parte de la matriz y como relleno de algunas microfracturas.

En conjunto con la morfología, texturas, estructuras, mineralogía y contrastes de la relación Mn/Fe, el yacimiento de la unidad Molango se ha clasificado como un depósito SEDEX del tipo distal. Se cree que la fuente hidrotermal se encontró en el sistema de *rifts* que permitió la apertura del Golfo de México durante el Jurásico Medio a Tardío, como consecuencia de la ruptura de Pangea en el Triásico. Debido a este gran movimiento se generaron pilares y fosas tectónicas, donde se generó el depósito de la Formación Chipoco en la fosa tectónica conocida actualmente como el graben de Molango. No se descarta la posibilidad de la existencia de otra

fuentes que actuara simultáneamente a la fuente hidrotermal contribuyendo con el depósito, como el agua marina, el aporte sedimentario o intervención microbiana.

La cuenca tectónica donde se presentó el depósito de manganeso fue parcialmente restringida con comunicación con el océano abierto. Durante el Jurásico Medio el proto-golfo de México se mantuvo cerrado e incomunicado y como consecuencia de una gran transgresión que mantuvo la mayor parte del territorio bajo el agua, estas cuencas se mantuvieron inundadas. A medida que el oxígeno se agotaba, las condiciones anóxicas y reductoras se volvieron dominantes por tanto el Mn se mantenía como un elemento soluble, sin embargo, a medida del que el bloque de Yucatán giraba hacia el este, el proto-golfo de México se abría y permitía el paso de las aguas provenientes del Atlántico completamente oxigenadas y en la cuenca se creaba una interfaz de condiciones reductoras y oxidantes que permitió la precipitación masiva de óxidos de manganeso.

La escasez de óxidos de Mn primarios en la zona de Molango se debe a que probablemente en una etapa de diagénesis temprana estos óxidos volvieron a precipitar, pero ahora como carbonatos, siendo la fase mineral más temprana la calcita manganesífera. La mena está conformada por calcita manganesífera + kutnohorita + rodocrosita + aragonito + dolomita rica en Mn + birnesita + todorokita + pirolusita. Es importante mencionar el alto contenido de Fe, que forma parte de la matriz, se presenta como sulfuros (pirita, principalmente, marcasita, pirrotita, calcopirita y esfalerita), óxidos e hidróxidos (magnetita, hematita, goethita, en conjunto <2% modal).

Recomendaciones

Cabe resaltar que dentro de la mina Tetzintla, se localizan ciertas diferencias entre las unidades de las que se extrae el manganeso, por lo que es de suma importancia tratar de realizar un estudio exhaustivo a cada zona en la que se incluyan estudios mineralógicos y petrográficos.

Se sugiere realizar un estudio estructural detallado con el que se pueda entender mejor la deformación en las zonas de interés de las obras mineras, esto para el seguimiento de los niveles estratigráficos manganesíferos deformados y así apoyar ingenierilmente a la mejor aplicación de la mecánica de rocas en la obra minera.

También se recomienda hacer un análisis de facies adicional al resto de los bloques explotados, para una mejor comprensión y variabilidad del Mn y Fe de todo el yacimiento.

Para comprender a detalle las características del proceso de mineralización sedimentario-exhalativo se sugieren estudios geoquímicos de las rocas de la Formación Chipoco en diferentes bloques, y realizar perfiles geoquímicos desde la Formación Santiago de elementos traza que ayuden a comprender los procesos redox y anóxicos durante su depósito. Adicionalmente, es importante realizar estudios de geoquímica isotópica de C y O para verificar fuentes y procesos durante el depósito del manganeso.

Por último, pero no menos importante, se considera de suma relevancia hacer un análisis de inclusiones fluidas en carbonatos y silicatos de etapas tardías para comprender mejor el proceso de formación de la mena tardía y ser más precisos en tratar de saber la paragénesis mineral.

Referencias

- Aguayo-Camargo J. E. (1977). Sedimentación y diagénesis de la Formación Chipoco (Jurásico Superior) en afloramientos de Estado de Hidalgo y San Luis Potosí: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo. Vol. 9. P 11-37.
- Aguilera, H. E. (1972). Ambiente de depósito de las formaciones del Jurásico Superior en la Región Tampico-Tuxpan en: Segundo Simposio sobre la estratigrafía y nomenclatura del Jurásico Superior de la Cuenca Tampico-Misantla. Bol. AMP, 24(1-3), 129-163.
- Ahmed, A. D. (2010). Beyond the confines of the ore deposit: mapping low temperature hydrothermal alteration above, within, and beneath Carlin-type Gold deposits. Thesis Doctoral dissertation, University of British Columbia, 197p.
- Alexandri, R. y Martínez, A. (1986). Geología del Dto. Manganesífero de Molango. Geología económica de México, (38), pp. 401-407.
- Algeo, T. J., y Maynard, J. B. (2004). Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. Chemical geology, 206(3-4), 289-318.
- Álvarez-Romero, B.P. (2017). Génesis y contrastes mineralógicos del cuerpo manganesífero de Naopa en el distrito de Molango, Hidalgo, México (Tesis de licenciatura). UNAM. México.
- Arellano-Gil, J., Vachard, D., Yussim, S., y Flores de Dios-González, A. (1998). Aspectos estratigráficos, estructurales y paleogeográficos del Pérmico Inferior al Jurásico Inferior en Pemuxco, estado de Hidalgo, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15(1), 9-13.
- Bonatti, E. (1972). Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits. Ferromanganese deposits on the ocean floor.
- Bostrom, K., y Kunzendorf, H. (1986). Marine hard mineral resources. In Elsevier oceanography series (Vol. 41, pp. 21-53). Elsevier.
- Bourdelle, F. (2021). Low-Temperature Chlorite Geothermometry and Related Recent Analytical Advances: A Review. Minerals, 11(2), 130.
- Buitrón-Sánchez, B. E., López Lara, O., Vachard, D., y Hernández Barroso, A. S. (2017). Algunos crinoides (Echinodermata-Crinoidea) del Pérmico de la región de Pemuxco, Hidalgo. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 69(1), 21-34.

- Burchette, T. P., y Wright, V. P. (1992). Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary geology*, 79(1-4), 3-57.
- Cail, T, y Cline, J. S. (2001). Alteration associated with gold deposition at the Getchell Carlintype gold deposit, north-central Nevada: *Economic Geology*, 96, 1343-1359.
- Calvert, S. E., y Pedersen, T. F. (1996). Sedimentary geochemistry of manganese; implications for the environment of formation of manganiferous black shales. *Economic Geology*, 91(1), 36-47.
- Camacho, H. H., Damborenea, S. E., Río, C. J. D., y Longobucco, M. I. (2007). Bivalvia. En: *Los Invertebrados fósiles*. Horacio Camacho 1a ed. Buenos Aires: Fundación de Historia Natural Félix de Azara: Universidad Maimónides, 2007. 800 p.
- Camimex. (2019). Informe anual 2019.
- Camprubí, A., y Canet, C. (2009). Comment on “Berthierine and chamosite hydrothermal: genetic guides in the Pena Colorado magnetite-bearing ore deposit, Mexico”. *Earth, planets and space*, 61(2), 291-295.
- Canet, C., Hernández-Cruz, B., Jiménez-Franco, A., Pi, T., Peláez, B., Villanueva-Estrada, R.E., Alfonso, P., González-Partida, E., Salinas, S. (2015). Combining ammonium mapping and short-wave infrared (SWIR) reflectance spectroscopy to constrain a model of hydrothermal alteration for the Aocolco geothermal zone, Eastern Mexico. *Geothermics* 53, 154–165.
- Cannon, F. W., Kimball, E. B., y Corathers A. L. (2017). Manganese. En Schulz, K. J., DeYoung, J. H., Seal, R. R., y Bradley, D. C. (Eds.). *Critical Mineral Resources of the United States: Economic and Environmental Geology and Prospects for Future Supply*. Geological Survey.
- Cantú-Chapa, A. (1971). La Serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del Centro-Este de México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 3(2), 17-40.
- Carretero-León M.I., y Pozo-Rodríguez, M. (2007). *Mineralogía Aplicada*. Salud y Medio Ambiente, Paraninfo, Madrid, 424p.
- Carrillo-Bravo, J. (1959). Notas sobre el Paleozoico de la región de Ciudad Victoria. Tamaulipas: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 1(11-12), 671-680.

- Carrillo-Bravo, J. (1965). Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 17(5-6), 73-96.
- Castro-Dorado, A. (1989). Petrografía básica: Texturas, clasificación y nomenclatura de rocas, Ed. Paraninfo, Madrid, 143p.
- Chang, Z., Yang, Z. (2012). Evaluation of inter-instrument variations among Short Wavelength Infrared (SWIR) devices. Economic Geology, 107, 7, 1479-1488.
- Clark, R. N., Swayze, G. A., Wise, R. A., Livo, K. E., Hoefen, T. M., Kokaly, R. F., Sutley, S. J. (2007). USGS Digital Spectral Library splib06a, USGS Digital Data Series, 231.
- Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH). (2014). Cuencas del sureste, Aguas someras: Síntesis geológico-petrolera.
- Consejo de Recursos Minerales. (1992). Monografía Geológico- Minera del estado de Hidalgo.
- Consejo de Recursos Minerales. (2002). Informe de la carta Geológico-Minera Molango F14-D51, escala 1: 50,000.
- Consejo de Recursos Minerales. (2007). Informe de la Carta Geológico- Minera Molango F14 D51.
- Cooke, D. R., Bull, S. W., Large, R. R., y McGoldrick, P. J. (2000). The importance of oxidized brines for the formation of Australian Proterozoic stratiform sediment-hosted Pb-Zn (Sedex) deposits. Economic Geology, 95(1), 1-18.
- De Caritat, P., Hutcheon, I. A. N., y Walshe, J. L. (1993). Chlorite geothermometry: a review. Clays and clay minerals, 41(2), 219-239.
- de Jesus, P. S. (2019). Comments on the Antiquity of Mining Rocks and Minerals. En Mineral Resources of Turkey (pp. 1-18). Springer.
- De Pablo, G. L. (1965). Los Minerales de Manganeso de Molango, Hidalgo. Boletín del Instituto de Geología, UNAM, 76 (1), 1-38.
- Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional textures.
- Echavarría, V. A. y Orrego, G. A. (2012). "Metalurgia Básica de Algunas Aleaciones de Aluminio Extruidas o Laminadas". Revista Colombiana de Materiales 2

- Emsbo, P. (2009). Geologic criteria for the assessment of sedimentary exhalative (sedex) Zn-Pb-Ag deposits. US Geological Survey open-file report, 1209, 21.
- Emsbo, P., Seal, R. R., Breit, G. N., Diehl, S. F., y Shah, A. K. (2016). Sedimentary exhalative (sedex) zinc-lead-silver deposit model (No. 2010-5070-N). US Geological Survey.
- Erben, H. K. (1956). El Jurásico Inferior de México y sus amonitas. International Geological Congress.
- Fenoll, H.P. y Gervilla-Linares, F. (2005) Identificación práctica de minerales opacos mediante microscopía de luz reflejada. Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada, 121 p.
- Fernández-Martínez, J., y Velasco, F. (1996). The Troya Zn-Pb carbonate-hosted sedex deposit, northern Spain. Carbonate hosted lead-zinc deposits. Society of Economic Geologists Special Publication, 4, 364-377.
- Fitz-Díaz, E., Timothy F. Lawton, Edgar Juárez-Arriaga y Gabriel Chávez-Cabello, (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics, Earth-Science Reviews, 183, p. 56-84.
- Flügel, E. (1982). Microfacies analysis of limestones. Springer Science & Business Media.
- Flügel, E. (2010). Microfacies Analysis of Limestones: Analysis, Interpretation y Application. 2° edición. Springer Verlag. NY, USA. P 633.
- Force, E. R., Cannon, W. F., Koski, R. A., Passmore, K. T., y Doe, B. R. (1983). Influences of ocean anoxic events on manganese deposition and ophiolite-hosted sulfide preservation. In Paleoclimate and mineral deposits (Vol. 822, pp. 26-29). Washington, DC: US Geological Survey.
- Force, E. R., y Cannon, W. F. (1988). Depositional model for shallow-marine manganese deposits around black shale basins. Economic Geology, 83(1), 93-117.
- Force, E. R., y Maynard, J. B. (1991). Manganese: syngenetic deposits on the margins of anoxic basins. Rev Econ Geol, 5, 147-156.
- Glasby, G. P. (2006). Manganese: predominant role of nodules and crusts. In Marine geochemistry (pp. 371-427). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Godínez-Urban, A., Lawton, T. F., Molina Garza, R. S., Iriando, A., Weber, B., y López-Martínez, M. (2011). Jurassic volcanic and sedimentary rocks of the La Silla and Todos Santos

- Formations, Chiapas: Record of Nazas arc magmatism and rift-basin formation prior to opening of the Gulf of Mexico. *Geosphere*, 7(1), 121-144.
- Gómez-Caballero, J. A. (2005). Historia e índice comentado del Boletín del Instituto de Geología de la UNAM. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(2), 149-185.
- González-Ruiz, I. (2020). Caracterización petrográfica y de catodoluminiscencia en cementos de carbonatos naturalmente fracturados de la Formación Agua Nueva, al noreste de México (Master's thesis).
- Haniççi, N., Öztürk, H., y Kasapçı, C. (2019). Carbonate-Hosted Pb-Zn Deposits of Turkey. En *Mineral Resources of Turkey* (pp. 497-533). Springer.
- Hannington, M. D., de Ronde, C. D., y Petersen, S. (2005). Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems. Society of Economic Geologists.
- Harraden, C. L., McNulty, B. A., Gregory, M. J., y Lang, J. R. (2013). Shortwave infrared spectral analysis of hydrothermal alteration associated with the pebble porphyry 58 Copper-Gold-Molybdenum Deposit, Iliamna, Alaska. *Economic Geology*, 108, 3, 483- 494.
- Hein, J. R., Koschinsky, A., Halbach, P., Manheim, F. T., Bau, M., Kang, J. K., y Lubick, N. (1997). Iron and manganese oxide mineralization in the Pacific. Geological Society, London, Special Publications, 119(1), 123-138.
- Herdianita, N.R., Rodgers, K.A., Browne, P.R.L. (2000). Routine procedures for characterising modern and ancient silica sinter deposits. *Geothermics* 29, 65-81.
- Hermoso de la Torre., Martínez Pérez. (1972). Medición detallada de formaciones del Jurásico superior en el frente de la Sierra Madre Oriental. Segundo simposio sobre la estratigrafía y nomenclatura del Jurásico Superior de la Cuenca Tampico-Misantla. *Boletín de la asociación mexicana de geólogos petroleros*. Vol. 24. n° 1-3. P 45-64.
- Hernández-Díaz, G. (2014). Determinación del sistema de depósito del plioceno medio-mioceno tardío en el área marina de Nautla, Ver., empleando electrofacies y estratigrafía sísmica. (Maestría en Geociencias y Administración de Recursos Naturales). Instituto Politécnico Nacional, Sección de Estudios de Posgrado e Investigación, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán. México.
- Hewett, D. F., Fleischer, M., & Conklin, N. (1963). Deposits of the manganese oxides; supplement. *Economic Geology*, 58(1), 1-51.

- Hewett, D. F., y Fleischer, M. (1960). Deposits of the manganese oxides. *Economic Geology*, 55(1), 1-55.
- Higueras, P., Noguero, E. M. G., Esbrí, J. M., y Burkhalter, E. (2018). La monacita, mena de "tierras raras" y su polémica posibilidad de explotación en Ciudad Real. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 26(3), 379-379.
- Hillier, S. (1978). Chlorite in sediments. In: Middleton G.V., Church M.J., Coniglio M., Hardie L.A., Longstaffe F.J. (eds) *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks. Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Springer, Dordrecht.
- Holland, H. D. (1984). *The chemical evolution of the atmosphere and oceans*. Princeton University Press.
- Hudec, M. R., Norton, I. O., Jackson, M. P., y Peel, F. J. (2013). Jurassic evolution of the Gulf of Mexico salt basin. *Gulf of Mexico Jurassic Evolution. AAPG bulletin*, 97(10), 1683-1710.
- Humphris, C. C. (1979). Salt movement on continental slope, northern Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 63(5), 782-798.
- Johnson, J. E., Webb, S. M., Ma, C., & Fischer, W. W. (2016). Manganese mineralogy and diagenesis in the sedimentary rock record. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 173, 210-231.
- Juárez-Arriaga, E., Lawton, T. F., Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Stockli, D. F., y Solari, L. (2019). Sediment provenance, sediment-dispersal systems, and major arc-magmatic events recorded in the Mexican foreland basin, North-Central and Northeastern Mexico. *International Geology Review*, 61(17), 2118-2142.
- Krauskopf, K. B. (1957). Separation of manganese from iron in sedimentary processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 12 (1-2), 61-84.
- Kuleshov, V. N. (2011). Manganese deposits: Genetic models of manganese ore formation. *Lithology and Mineral Resources*, 46(5), 473.
- Kuleshov, V. N. (2017). *Isotope Geochemistry: The origin and formation of manganese rocks and ores*. Elsevier.
- Laznicka, P. (1992). Manganese deposits in the lithogenetic systems: Quantitative approach. *Ore Geology Review*, 7, 279-356.

- Leach, D. L., Bradley, D. C., Huston, D., Pisarevsky, S. A., Taylor, R. D., & Gardoll, S. J. (2010). Sediment-hosted lead-zinc deposits in Earth history. *Economic Geology*, 105(3), 593-625.
- Leach, D. L., Sangster, D. F., Kelley, K. D., Large, R. R., Garven, G., Allen, C. R., y Walters, S. (2005). Sediment-hosted lead-zinc deposits: A global perspective. *Economic Geology*, 100(3), 561-607.
- López-Palomino, R. I., Villaseñor-Martínez, A. B., y Olóriz-Sáez, F. (2006). Primer registro del género *Vinalesphinctes* (Ammonitina) en el Oxfordiano de México: Significación bioestratigráfica y consideraciones paleobiogeográficas en el Jurásico Superior de América. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 23(2), 162-183.
- López-Ramos, E. (2007) *Geología General y de México*. Trillas. 7° edición.
- López-Ramos, E. L. (1981). Paleogeografía y tectónica del Mesozoico de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 5(2), 158-177.
- Lynn, D. C., y Bonatti, E. (1965). Mobility of manganese in diagenesis of deep-sea sediments. *Marine Geology*, 3(6), 457-474.
- Maffia, E. G. (2013). *Estructura y propiedades de las aleaciones: Aluminio y sus aleaciones*.
- Manning, A. H., y Emsbo, P. (2018). Testing the potential role of brine reflux in the formation of sedimentary exhalative (sedex) ore deposits. *Ore Geology Reviews*, 102, 862-874.
- Martini, M., y Ortega-Gutiérrez, F. (2018). Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review. *Earth-Science Reviews*, 183, 38-55.
- Marton, G., y Buffler, R. T. (1994). Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico Basin. *International Geology Review*, 36(6), 545-586.
- Maynard, J. B. (1983). *Geochemistry of sedimentary ore deposits*. Springer Science and Business Media.
- Maynard, J. B. (2010). The chemistry of manganese ores through time: a signal of increasing diversity of earth-surface environments. *Economic Geology*, 105(3), 535-552.
- Maynard, J. B., Okita, P. M., May, E. D., y Martinez-Vera, A. (1990). Palaeogeographic setting of late Jurassic manganese mineralization in the Molango district, Mexico. In *Sediment-Hosted Mineral Deposits: Proceedings of a Symposium Held in Beijing, People's Republic of China, 30 July–4 August 1988* (pp. 17-29). Oxford, UK: Blackwell Publishing Ltd.

- McCready, A. J., Stumpfl, E. F., Lally, J. H., Ahmad, M., y Gee, R. D. (2004). Polymetallic mineralization at the browns deposit, Rum Jungle mineral field, Northern Territory, Australia. *Economic Geology*, 99(2), 257-277.
- McKelvey, V. E. (1986). Subsea mineral resources. US Government Printing Office.
- Melgarejo, J. C., Proenza, J. A., Galí, S., y Llovet, X. (2010). Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 62(1), 1–23.
- Mendoza-Rosales, C. C. (2010). Estratigrafía y facies de las cuencas cretácicas del sur de Puebla y su significado tectónico (Doctoral dissertation, Tesis Doctoral, Posgrado en Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México pp. 192).
- Merinero, R., Lunar, R., y Martínez-Frías, J. (2010). Carbonatos metanógenos y pirita framboidal autigénica: geomarcadores de la actividad de organismos quimiosintéticos en el Golfo de Cádiz.
- Molina-Garza, R. S., Van Der Voo, R., & Urrutia-Fucugauchi, J. (1992). Paleomagnetism of the Chiapas Massif, southern Mexico: Evidence for rotation of the Maya Block and implications for the opening of the Gulf of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 104(9), 1156–1168.
- National Research Council. (1989). Recommended dietary allowances. National Academies Press.
- Nguyen, L. C., y Mann, P. (2016). Gravity and magnetic constraints on the Jurassic opening of the oceanic Gulf of Mexico and the location and tectonic history of the Western Main transform fault along the eastern continental margin of Mexico. *Interpretation*, 4(1), SC23–SC33.
- Nicholson, K. (1992). Contrasting mineralogical-geochemical signatures of manganese oxides; guides to metallogenesis. *Economic Geology*, 87(5), 1253-1264.
- Ochoa-Camarillo H.R. (1998). Contribución al conocimiento de la bioestratigrafía, paleoecología y tectónica del Jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, México. *Revista Mexicana De Ciencias Geológicas*. Vol. 15. P 57-63.
- Ochoa-Camarillo, H. (1996). Geología del Anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molango, Estado de Hidalgo: México DF, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias (Doctoral dissertation, tesis de maestría).

- Okita, P. M., Maynard, J. B., Spiker, E. C., y Force, E. R. (1988). Isotopic evidence for organic matter oxidation by manganese reduction in the formation of stratiform manganese carbonate ore. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(11), 2679-2685.
- Okita, P. M., y Shanks III, W. C. (1992). Origin of stratiform sediment-hosted manganese carbonate ore deposits: Examples from Molango, Mexico, and TaoJiang, China. *Chemical Geology*, 99(1-3), 139-163.
- Okita, P.M. (1992). Manganese Carbonate Mineralization in the Molango District, Mexico. *Econ. Geol.* Vol. 87. P 1345-1364.
- Padilla y Sanchez, R. J. (1982). Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico: The University of Texas at Austin, Ph.D. Dissertation, 217 P.
- Padilla y Sanchez, R. J. (1986). Post-Paleozoic tectonics of Northeast Mexico and its role In the evolution of the Gulf Of Mexico: *Geofísica Internacional*, V. 25, No. 1, P. 157-206 42
- Padilla y Sánchez, R. J. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto del Golfo de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, tomo LIX, No. 1, pp. 19-42.
- Pantoja Alor, J., y Gómez-Caballero, J. A. (2004). Los sistemas hidrotermales y el origen de la vida. *Ciencias*, (75).
- Parga-Macías, J. A. (2014). Estudio geológico económico de las formaciones del cretácico inferior y jurásico superior del campo de Poza Rica, Estado de Veracruz.
- Pearce, C. R., Coe, A. L., y Cohen, A. S. (2010). Seawater redox variations during the deposition of the Kimmeridge Clay Formation, United Kingdom (Upper Jurassic): Evidence from molybdenum isotopes and trace metal ratios. *Paleoceanography*, Vol 25. N° 4. P 325–438.
- Pecharsky K.V. y Zavalij P.Y. (2005). *Fundamentals of powder diffraction and structural characterization of materials*, USA, Springer, 713p.
- Pedrazini C., y Basáñez-Loyola M.A. (1978). Sedimentación del Jurásico Medio-Superior en el Anticlinorio de Huayacocotla-Cuenca de Chicontepec, estados de Hidalgo y Veracruz, México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*. Vol. 10. n° 3. P 6-24
- Pérez-Tello L. N. (2009). Geología del distrito manganesífero de Molango. *Geología Económica de México*. 2° edición. pp. 660-666.

- Pindell, J. L., y Kennan, L. (2007). Rift models and the salt-cored marginal wedge in the northern Gulf of Mexico: Implications for deep-water Paleogene Wilcox deposition and basinwide maturation. En Perkins Research Conference Proceedings (Vol. 27, pp. 146-186).
- Pindell, J., Villagómez, D., Molina-Garza, R., Graham, R., y Weber, B. (2020). A revised synthesis of the rift and drift history of the Gulf of Mexico and surrounding regions in the light of improved age dating of the Middle Jurassic salt. Geological Society, London, Special Publications.
- Pirajno, F. (2009). Hydrothermal processes and mineral systems. Springer Science & Business Media.
- Pokorný, V. (1998). Ostracodes. En Introduction to marine micropaleontology (pp. 109-149). Elsevier Science BV.
- Qiu, W. J., Zhou, M. F., y Liu, Z. R. (2018). Late Paleozoic SEDEX deposits in South China formed in a carbonate platform at the northern margin of Gondwana. Journal of Asian Earth Sciences, 156, 41-58.
- Raith, M.M., Raase, P. Reinhardt, J. (2012). Guide to Thin Section Microscopy. 2nd Edition, p. 127
- Ridley, J. (2013). Ore deposit geology. Cambridge University Press.
- Robb, L. (2005). Introduction to ore-forming processes. John Wiley & Sons.
- Rodríguez-Díaz, A. A., Canet, C., Villanueva-Estrada, R. E., Chacón, E., Gervilla, F., Velasco-Tapia, F., ... y Pérez-Zárte, D. (2019). Recent Mn-Ag deposits in coastal hydrothermal springs in the Baja California Peninsula, Mexico. Mineralium Deposita, 54(6), 849-866.
- Rodríguez-Díaz, A. A., Villaseñor-Cabral, M. G., Canet, C., Prol-Ledesma, R. M., & Camprubí, A. (2005). Clasificación de los yacimientos de manganeso y ejemplos de depósitos mexicanos e internacionales. Boletín de Mineralogía, 16(1), 33-43.
- Rodríguez-Díaz, A.A. (2009). Metalogenia del Área Mineralizada en Manganeso de Bahía Concepción, Baja California Sur". Tesis profesional para maestría. Universidad Nacional Autónoma de México. pp. 208.
- Roy, S. (1972). Metamorphism of sedimentary manganese deposits. Acta Mineralogica-Petrographica, 20(2), 325-336.
- Roy, S. (1981). Manganese Deposits. London, Academic Press, 458 p.

- Roy, S. (1997). Genetic diversity of manganese deposition in the terrestrial geological record. Geological Society, London, Special Publications, 119(1), 5-27.
- Rueda-Gaxiola, J. (2004). A triple junction in the Gulf of Mexico: Implications for deep petroleum exploration. *Geofísica Internacional*, 43(3), 395-414.
- Salvador, A. (1987). Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 71, pp. 419-451.
- Salvador, A. (1991). Origin and development of the Gulf of Mexico Basin. En A. Salvador, ed., *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America*, v. J, pp. 389-444.
- Sangster, D. F. (2018). Toward an integrated genetic model for vent-distal SEDEX deposits. *Mineralium Deposita*, 53(4), 509-527.
- Sato, T. (1972). Behaviours of ore-forming solutions in seawater. *Mining Geology*, 22(111), 31-42.
- Schandl, E. S., y Gorton, M. P. (2004). A textural and geochemical guide to the identification of hydrothermal monazite: criteria for selection of samples for dating epigenetic hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 99(5), 1027-1035.
- Servicio Geológico Mexicano (2002). Carta Geológico-Minera Molango F14-D51, escala 1: 50,000.
- Servicio Geológico Mexicano. (2017). Panorama Minero del Estado de Hidalgo.
- Servicio Geológico Mexicano. (2019). Anuario estadístico de la minería mexicana 2018.
- Shinn, E. A., y Robbin, D. M. (1983). Mechanical and chemical compaction in fine-grained shallow-water limestones. *Journal of Sedimentary Research*, 53(2), 595-618.
- Suter, M. (1991). State of stress and active deformation in Mexico and western Central America, in Slemmons, D.B., et al., eds., *Neotectonics of North America: Geological Society of America, Decade of North American Geology, Decade Map Volume 1*, pp. 401-42.
- Thompson, A. J. B., Hauff, P. L., Robitaille, A. J. (1999). Alteration mapping in exploration: application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy. *Soc. Econ. Geol.*
- Toth, J. R. (1980). Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. *Geological Society of America Bulletin*, 91(1), 44-54.

- Tribouillard, N., Algeo, T. J., Lyons, T., & Riboulleau, A. (2006). Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical geology*, 232(1-2), 12-32.
- van Hulten, M., Dutay, J. C., Middag, R., de Baar, H., Roy-Barman, M., Gehlen, M., ... y Sterl, A. (2016). Manganese in the world ocean: a first global model. *Biogeosciences Discussions*, 1-38.
- Varentsov, I. M. (2013). Manganese ores of supergene zone: Geochemistry of formation (Vol. 8). Springer Science & Business Media.
- White, J., Gammons, C. H., y Zieg, G. A. (2014). Paragenesis of cobalt and nickel in the Black Butte shale-hosted copper deposit, Belt Basin, Montana, USA. *Mineralium Deposita*, 49(3), 335-351.
- Wilkinson J. J. (2014). Sediment-hosted zinc-lead mineralization: processes and perspectives. En Scott SD (ed) *Treatise on geochemistry* 2nd ed. Elsevier 13. *Geochemistry of Mineral Deposits*:219–249
- Winker, C.D., y 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 Bull.*, v. 72, p. 318-346

Referencias electrónicas

- Autlán (2018). Disponible en: <http://www.autlan.com.mx/autlan/perfil/>
- Autlán (2018). Reporte Anual y Estados Financieros Dictaminados 2018. Disponible en: <https://www.autlan.com.mx/wp-content/uploads/2019/07/Reporte-Anual-2018-BMV.pdf>
- Camimex. (2012). Manganese Mn. Disponible en: <https://camimex.org.mx/index.php/secciones1/sala-de-prensa/uso-de-los-metales/manganeso/>
- CAMIN (Sin fecha). Proyecto Mar y Cielo. Disponible en <http://www.camin.cl/proyectos-mineros/proyecto-manganeso/>
- CRU International Limited (2018). Manganese: Caracterización y análisis de mercado internacional de minerales en el corto, mediano, y largo plazo con vigencia al año 2035.

- Disponible en: http://www1.upme.gov.co/simco/Cifras-Sectoriales/Datos/mercado-inter/Producto4_Manganeso_13DIC2018.pdf
- Finance Group Chile S.A. (Sin fecha). Manganeso. Disponible en: <http://www.financegroup.cl/manganeso/>
- Higdon, J. (2001). Manganeso. Universidad Estatal de Oregon. Disponible en: <https://lpi.oregonstate.edu/es/mic/minerales/manganeso>
- International Manganese Institute (Sin fecha). Disponible en: <https://www.manganese.org/about-manganese/>
- NS ENERGY. (2020). Top five manganese ore mining countries across the globe. Diponible en: <https://www.nsenergybusiness.com/features/manganese-producing-countries/>
- OECD - Minerías de manganeso y sus concentrados inc mangnfrs minerales de hierro (Sin fecha) Comercio producto, exportadores e importadores. Disponible en: <https://oec.world/es/profile/hs92/2602/>
- QuimiNet (2011). Las diferentes características del permanganato de potasio. Disponible en: <https://www.quiminet.com/articulos/las-diferentes-caracteristicas-del-permanganato-de-potasio-2601160.htm>
- Science Notes (2016). Disponible en: <https://sciencenotes.org/manganese-facts-mn-element-atomic-number-25/>
- Servicio Geológico Mexicano (2006). Formación Huizachal, Triásico Superior (Nórico)-Jurásico Inferior (Hettangiano). Disponible en: <http://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Huizachal.pdf>
- Servicio Geológico Mexicano (2007a). Formación Tepexic, Jurásico Medio, Batoniano tardío-Calloviano medio Disponible en: <http://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Tepexic.pdf>
- Servicio Geológico Mexicano. (2007b). Formación Cahuascal, Jurásico Medio, Aaleniano-Bathoniano Disponible en: <http://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Cahuascal.pdf>
- Servicio Geológico Mexicano. (2007c). Formación Chipoco: Jurásico Tradío, Kimmeridiano-Tithoniano. Disponible en: <http://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Chipoco.pdf>
- Servicio Geológico Mexicano. (2008). Formación Santiago, Jurásico Medio (Calloviano)-Jurásico Tardío. Disponible en: <https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Santiago.pdf>

Servicio Geológico Mexicano. (2012a). Formación Huayacocotla, Jurásico Temprano, Sinemuriano-Pliensbachiano. Disponible en: <http://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Huayacocotla.pdf>

Servicio Geológico Mexicano. (2012b). Gneis Huiznopala, Proterozoico-Mesoproterozoico, Ectasiano-Steniano. Disponible en: <https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Huiznopala.pdf>

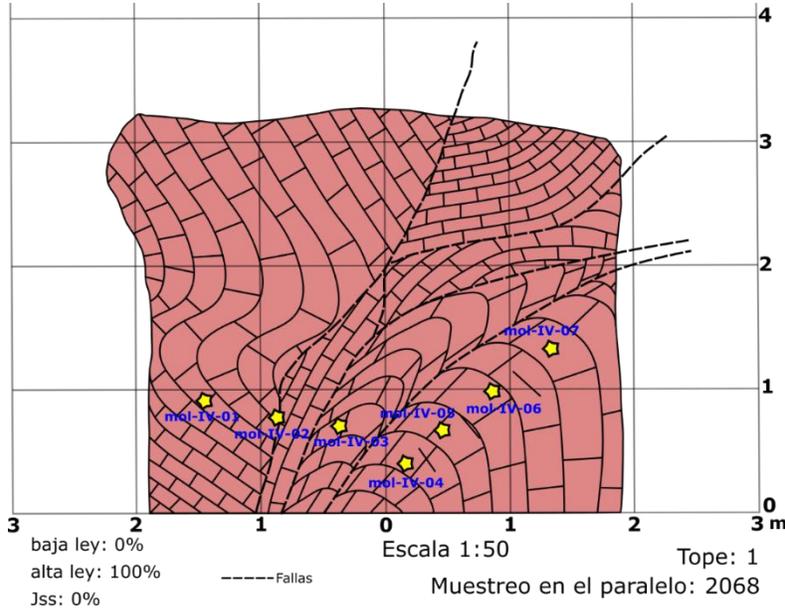
Servicio Geológico Mexicano. (2013). Formación Guacamaya, Pérmico, Cisuraliano. Disponible en: <https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Guacamaya.pdf>

Servicio Geológico Mexicano. (2017). Panorama Minero del Estado de Hidalgo.

ANEXOS

ANEXO 1. Detalle de topes geológicos

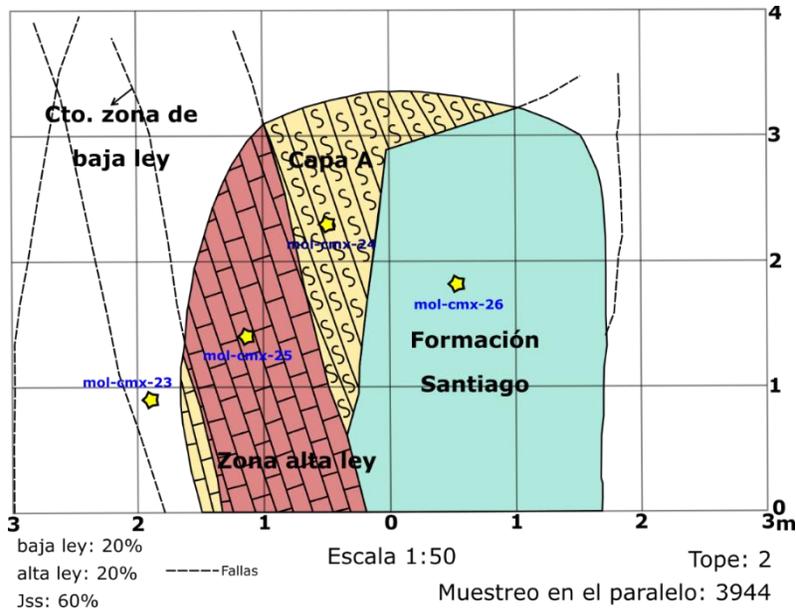
Detalle de tope geológico #1.



Bloque IV, nivel 514 Sur

La obra se encontró en la zona mineralizada de alta ley, se observó fallada y plegada. Se conformaba de calizas manganesíferas, de alta densidad, con microvetilleo de calcita manganesífera y kutnohorita. Se tomaron 7 muestras representativas. Véase tabla 5.1.

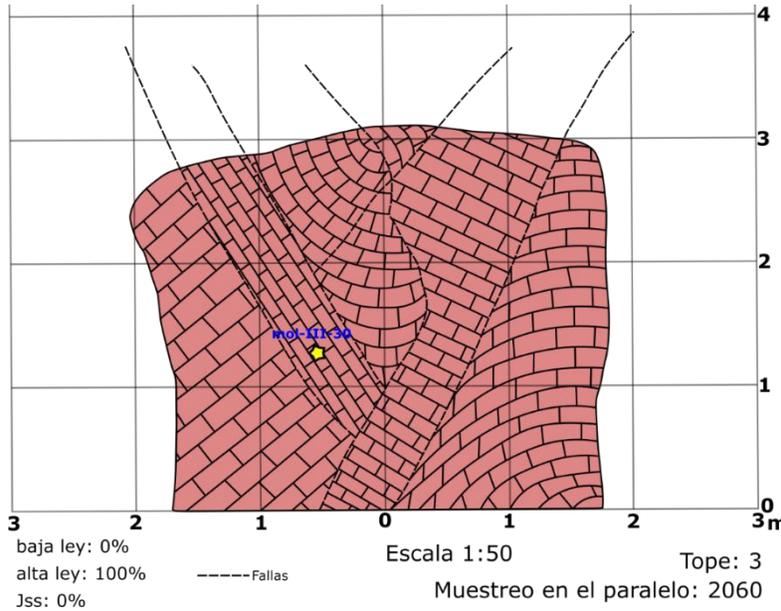
Detalle de tope geológico #2.



Comextetitla, nivel 750 Norte

En esta obra se observó el contacto con las limolitas calcáreas de la Formación Santiago, las calizas manganesíferas de alta ley de la Formación Chipoco y la Capa A (cataclasita). Se tomaron 4 muestras representativas. Véase tabla 5.1.

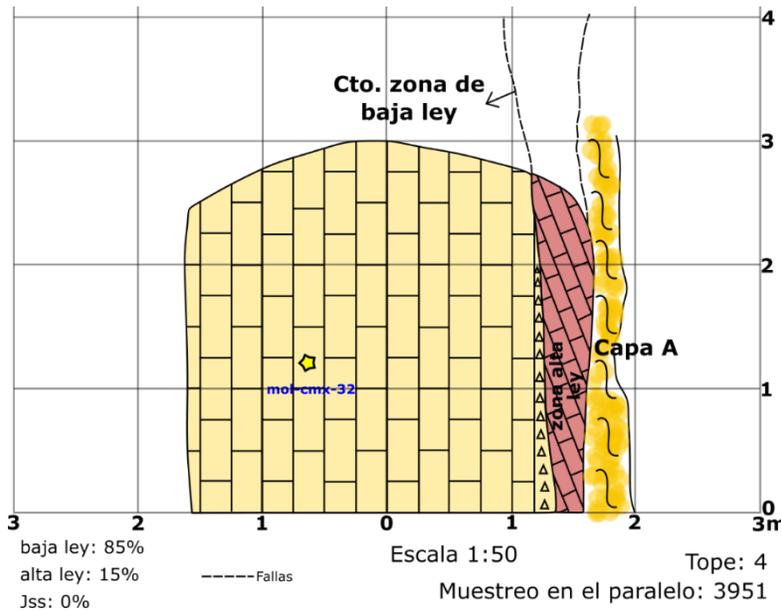
Detalle de tope geológico #3.



Bloque IV, nivel 514 Sur

Esta obra pertenece a la misma zona del tope #1, solo que fue tomado 10 días después, cuando la obra había avanzado, aquí podemos notar que la intensidad del plegamiento es menor, y fallas que no se apreciaban en el anterior, en este se hacen presentes. Se obtuvo una muestra representativa. Véase tabla 5.1.

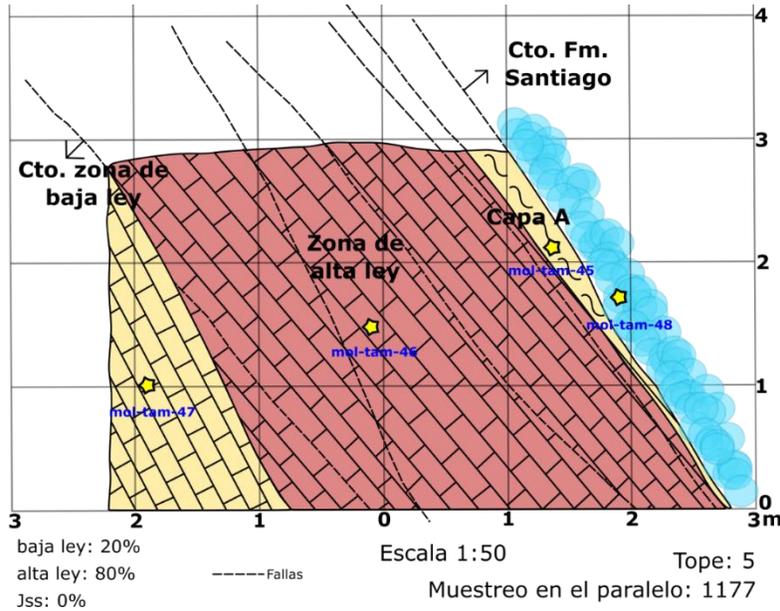
Detalle de tope geológico #4.



Comextetitla, nivel 750 Norte

Esta obra se llevó en la zona de baja ley de la Formación Chipoco, consiste en calizas manganesíferas de bajo contenido, rocas de alta densidad que por su alto contenido calcáreo reaccionan al HCl. Se obtuvo una muestra representativa. Véase tabla 5.1.

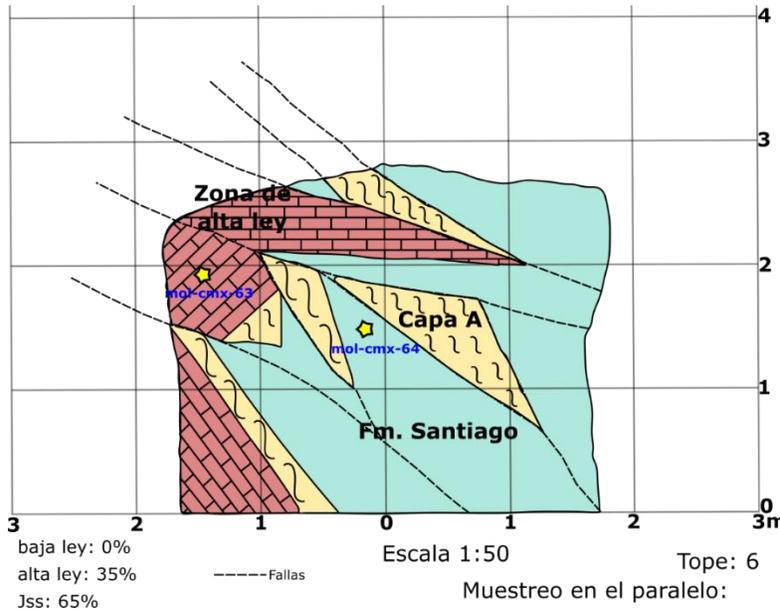
Detalle de tope geológico #5.



Tampoch, nivel 960 Sur

En esta obra podemos observar la zona mineral de alta ley en contacto con la zona de baja ley, la Capa A y la Formación Santiago. La secuencia esta basculada. Se obtuvieron 4 muestras representativas. Véase tabla 5.1.

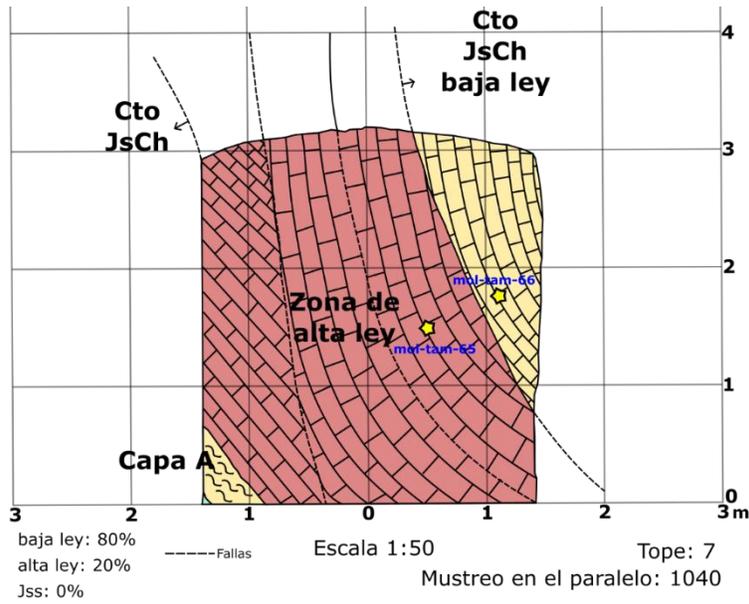
Detalle de tope geológico #6.



Tampoch, nivel 1193 Sur

Esta obra es compleja estructuralmente, el fallamiento es intenso, desplazando a la mineralización, dejando a la obra con material de baja ley. Se obtuvieron dos muestras representativas. Véase tabla 5.1.

Detalle de tope geológico #7.



Tampoch, nivel 1200 Sur

Esta obra es llevada en un 80% en material de alta ley, se ve un ligero plegamiento, está en contacto con la zona de baja ley y la Capa A. Se obtuvieron dos muestras representativas.

Véase tabla 5.1.

ANEXO 2. Descripción macroscópica



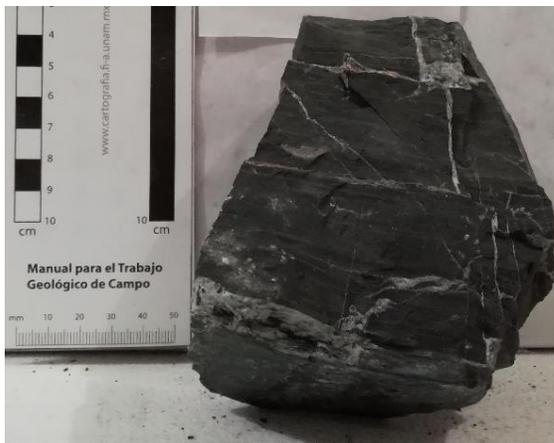
Clave: **MOL-III-01**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Mudstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, rodocrosita, clorita, calcita, pirrotita y pirita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro con laminación fina, abundante vetilleo de rodocrosita y calcita, con costras de pirrotita, escasa pirita diseminada, espejos de falla con clorita, roca de alta densidad y reacciona poco al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-III-02**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Mudstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, calcita y pirrotita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro, de laminación fina, vetilleo relleno de calcita y pirrotita, las vetillas están perpendiculares a la laminación, roca de alta densidad y no reacciona al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-III-03**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, rodocrosita y pirita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro, presenta laminación fina con vetillas de rodocrosita casi perpendicular a la laminación, roca de alta densidad y no reacciona al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-III-04**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone lamiada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, rodocrosita y pirrotita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro con laminación fina y tres sistemas de vetilleo de rodocrosita, con costras de pirrotita, presencia de minerales arcillosos, fractura en plano de laminación, roca de alta densidad y no reacciona al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-III-05**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Mudstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, calcita y pirrotita

Descripción: Caliza manganesífera ligeramente brechada de color gris oscuro, presenta laminación fina, vetilleo perpendicular a la laminación relleno de calcita con pirrotita, presencia de arcillas, roca de alta densidad y no reacciona al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-III-06**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Mudstone brechada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, calcita, salbanda de falla cristalizada (color verde) y pirita

Descripción: Caliza manganesífera ligeramente brechada de color gris oscuro, presenta laminación fina, pirita y calcita diseminada, roca de alta densidad y no reacciona al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-III-07**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Mudstone brechado**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, rodocrosita, pirrotita y clorita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro y brechada. La roca original presenta laminación fina. Vetilleo de rodocrosita, con costras de pirrotita y de clorita, espejos de fallas, roca de alta densidad y no efervesce al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-IV-08**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone laminado**

Mineralogía: Óxidos de manganeso y pirita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro, presenta laminación fina con pirita diseminada, roca de alta densidad y no efervesce al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-IV-09**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, pirita y calcopirita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro con laminación fina con algunas vetillas muy finas de calcopirita perpendiculares a la laminación, pirita diseminada, nódulos de pirita, roca de alta densidad, no reacciona con el ácido clorhídrico.



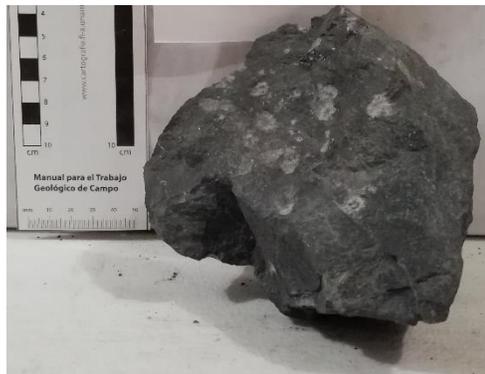
Clave: **MOL-IV-10**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, clorita y pirita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro con laminación fina, escaso vetilleo de clorita perpendicular a la laminación, pirita diseminada, roca de alta densidad y no reacciona con el ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-CMX-11**

Localidad: Formación Huayacocotla

Nombre: **Cuarzoarenita**

Mineralogía: Cuarzo

Descripción: Arenisca de color gris claro de grano fino, grano-soportado bien seleccionado, los clastos son subredondeados, los clastos de cuarzo son de subredondeados a sub angulosos, porosidad baja, roca de alta densidad, no reacciona al ácido clorhídrico.



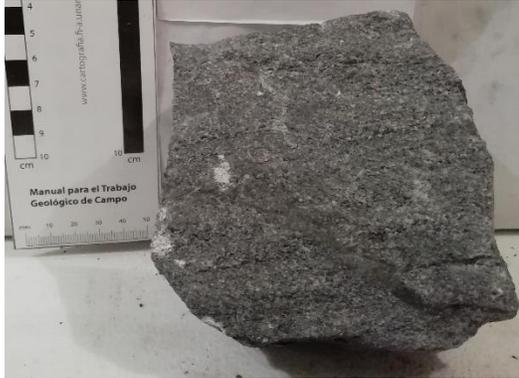
Clave: **MOL-CMX-12**

Localidad: Formación Huayacocotla

Nombre: **Arenisca**

Mineralogía: Calcita, cuarzo, líticos, pirita

Descripción: Arenisca de color gris claro de grano muy fino, grano soportado, buena selección, clastos subredondeados, los clastos de calcita son de subredondeados a subangulosos, porosidad muy baja, roca de alta densidad, reacciona al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-CMX-13**

Localidad: Formación Huayacocotla

Nombre: **Arenisca**

Mineralogía: Cuarzo y calcita

Descripción: Arenisca de color gris claro de grano medio, grano-soportado, selección regular, clastos de calcita redondeados a subangulosos, los clastos de cuarzo son de subredondeados a subangulosos porosidad baja, roca de alta densidad, no reacciona al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-CMX-14**

Localidad: Formación Huayacocotla

Nombre: **Ortoconglomerado polimítico**

Mineralogía: Calcita, cuarzo, líticos

Descripción: Conglomerado de color gris claro, mal seleccionado, grano soportado, tiene clastos de diversos tamaños de cuarzo, calcita, líticos y de limolita calcárea, de subredondeados a subangulosos, porosidad regular, roca de alta densidad, reaccional al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-VII-15**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone laminado**

Mineralogía: Óxidos de manganeso y pirita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro con laminaciones fina y muy fina, la cual consta de láminas finas ricas en pirita, roca de alta densidad, no reacciona al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-VII-16**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Packstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, pirita y calcita

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro con laminación fina intercalada con láminas finas pirita, vetilleo de calcita, pirita diseminada, roca de alta densidad, efervesce al contacto con el ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-VII-17**

Localidad: Formación Santiago

Nombre: **Limolita calcárea**

Mineralogía: Calita, pirita, materia orgánica.

Descripción: Limolita calcárea de color negro, presenta laminación muy fina, una vetilla rellena de pirita y abundante pirita diseminada, roca de baja densidad.



Clave: **MOL-IV-18**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone con vetilleo de rodrosita**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, rodrosita, calcita, hidróxidos de hierro

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro, presenta laminación fina, hay vetilleo relleno de rodrosita perpendicular a la laminación, roca de alta densidad, no reacciona al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-IV-19**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone con vetilleo de rodrosita**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, rodrosita y cuarzo.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro, laminación fina, presenta vetillas de cuarzo y rodrosita, roca de alta densidad, reaccional al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-IV-20**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone con vetilla de rodrosita**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, rodrosita, calcita e hidróxidos de hierro.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro, presenta laminación fina con vetilleo perpendicular a la laminación relleno de rodrosita, roca de alta densidad y no reacciona al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-IV-21**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Mudstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro con laminación gruesa, roca de alta densidad y no reacciona al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-IV-22**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Mudstone laminada**

Mineralogía: Caliza manganesífera de

color gris oscuro con laminación fina, roca de alta densidad y no reacciona al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-CMX-23**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, calcita y pirita

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro con laminación fina, dos sistemas de vetilleo de calcita, roca de alta densidad y efervesce al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-CMX-24**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Brecha de falla**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, calcita y cuarzo

Descripción: Brecha de falla de color gris claro, el vetilleo está relleno de calcita y cuarzo, roca de alta densidad y efervesce al contacto con el ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-CMX-25**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Mudstone brechada**

Mineralogía: Pirita, cuarzo, calcita y óxidos de manganeso.

Descripción: Caliza manganesífera color gris oscuro, textura brechada y vetilleo relleno de calcita y cuarzo, pirita diseminada. Roca madre no efervesce al contacto con el ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-CMX-26**

Localidad: Formación Santiago

Nombre: **Limolita calcárea**

Mineralogía: Calcita, materia orgánica.

Descripción: Limolita calcárea de color negro, presenta laminación muy fina con vetillas de calcita, roca de baja densidad y efervesce al contacto con el ácido clorhídrico.



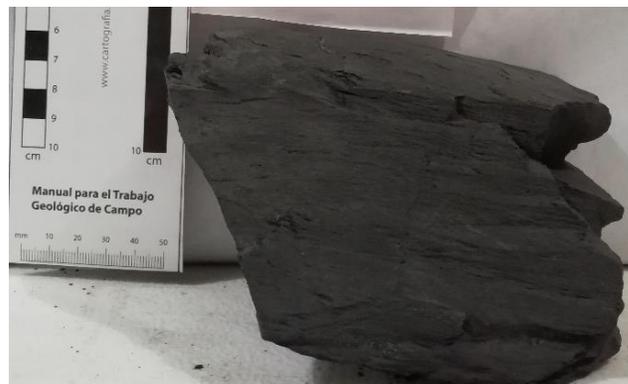
Clave: **MOL-CMX-27**

Localidad: Formación Tepexi

Nombre: **Packstone masivo**

Mineralogía: Calcita

Descripción: Caliza color gris claro, de grano fino, escaso vetilleo, calcita diseminada, roca de alta densidad y reacciona al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-VII-28**

Localidad: Formación Santiago

Nombre: **Limolita calcárea**

Mineralogía: Calcita, pirita y materia orgánica.

Descripción: Limolita calcárea de color negro, presenta laminación muy fina con abundante pirita diseminada, roca de alta densidad y efervesce al contacto con el ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-VII-29**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, pirita y calcopirita.

Descripción: Caliza manganesífera color gris a gris oscuro con laminación fina intercalada con láminas finas de pirita con calcopirita, roca de alta densidad, reacciona al ácido clorhídrico.



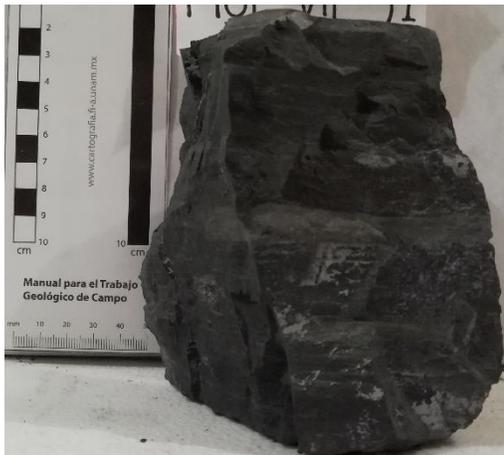
Clave: **MOL-III-30**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone con veta de rodrosita**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, rodrosita y pirrotita.

Descripción: Caliza manganesífera color gris oscuro con laminación fina, veta de rodrosita con costas de pirrotita que va con la laminación, roca de alta densidad y no reacciona al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-VII-31**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, cuarzo y pirita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro, presenta laminación fina intercalada con láminas finas de pirita, escaso vetilleo de cuarzo, pirita diseminada, roca de alta densidad y efervesce lento al contacto con el ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-CMX-32**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Mudstone laminado**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, calcita y salbanda cristalizada.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro, presenta laminación fina, vetilleo relleno de calcita con serpentina, roca de alta densidad y efervesce al contacto con el ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-CMX-33**

Localidad: Formación Santiago

Nombre: **Limolita calcárea**

Mineralogía: Calcita, materia orgánica y pirita.

Descripción: Limolita calcárea de color negro con laminación muy fina, pirita diseminada, alta densidad y reacciona al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-CMX-34**

Dique ubicado en la zona de Comextetitla, contrafrente 810

Nombre: **Andesita**

Mineralogía: Plagioclasa, cuarzo y pirita

Descripción: Andesita muy alterada, la roca sana es de color gris claro mientras que la parte alterada es de color amarillo a pardo claro, tiene una textura fanerítica, los minerales visibles son plagioclasa y escaso cuarzo, vesículas rellenas de turgita, pirita diseminada.



Clave: **MOL-CMX-35**

Localidad: Formación Santiago

Nombre: **Limolita calcárea**

Mineralogía: Calcita, materia orgánica y pirita.

Descripción: Limolita calcárea de color negro, no presenta laminación, pirita y cristales de calcita diseminados, roca de alta densidad y efervesce al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-CMX-36**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone con vetilla de cuarzo**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, cuarzo y calcita

Descripción: Caliza manganésífera de color gris oscuro, presenta laminación fina, vetilla de cuarzo y calcita, efervesce con el ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-CMX-37**

Dique ubicado en la zona de Comextetitla, contrafrente 810

Nombre: **Andesita**

Mineralogía: Plagioclasa, cuarzo y pirita

Descripción: Andesita alterada, la roca sana es de color gris claro mientras que la parte alterada es de color amarillo a pardo claro, tiene una textura porfídica, los minerales visibles son plagioclasa y ocasional cuarzo, no presenta vesículas, pirita diseminada.



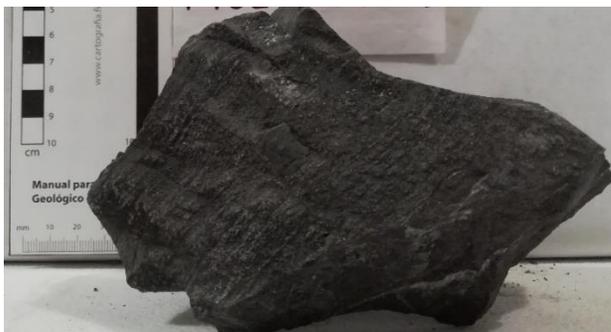
Clave: **MOL-CMX-38**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso y pirita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro, presenta laminación fina, una vetilla de pirita que va de acuerdo a la laminación, tiene un nódulo de pirita, reacciona al ácido clorhídrico y es una roca de alta densidad.



Clave: **MOL-CMX-39**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso y calcita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro con laminación fina, presenta estrías, vetillo de calcita perpendicular a la laminación, calcita, roca de alta densidad y efervesce al contacto con el ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-CMX-40**

Dique ubicado en la zona de Comextetitla, contrafrente 810

Nombre: **Andesita**

Mineralogía: Plagioclasa y cuarzo

Descripción: Andesita muy alterada, la roca sana es de color gris claro mientras que la parte alterada es de color amarillo a pardo claro, tiene una textura microporfídica, los minerales visibles son plagioclasa y ocasional cuarzo, presenta pocas vesículas.



Clave: **MOL-CMX-41**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone con vetilla de calcita**

Mineralogía: Óxidos de manganeso y calcita

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro, tiene una vetilla de aproximadamente 4 mm de calcita rosa, no presenta laminación y abundante calcita, efervesce al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-CMX-42**

Localidad: Formación Tepexi

Nombre: **Packstone de fósiles**

Mineralogía: Calcita y pirita

Descripción: Caliza de color gris claro a gris, de textura masiva, pirita y calcita diseminadas, presenta fósiles reemplazados de calcita y efervesce al contacto con el ácido clorhídrico.



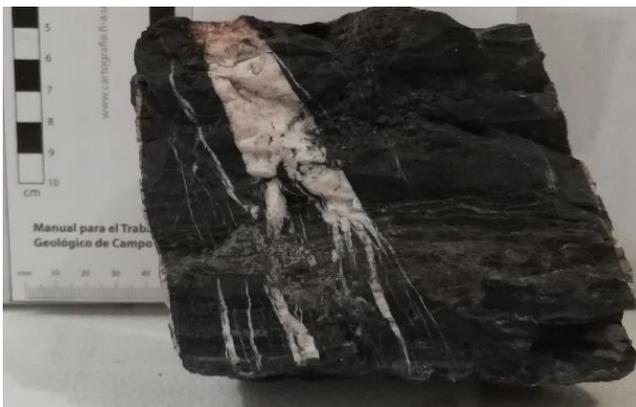
Clave: **MOL-CMX-43**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Packstone con calcita**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, calcita y pirita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro, no presenta laminación, tiene una textura masiva, abundante calcita, poca pirita, roca de alta densidad y efervesce con el ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-CMX-44**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone con veta de calcita**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, calcita, pirita y pirrotita.

Descripción: Caliza manganesífera color gris oscuro con laminación fina intercalada con laminaciones de pirita, calcita, pirrotita y pirita diseminadas, veta de calcita casi perpendicular a la laminación, alta densidad y efervesce al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-TAM-45**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone brechada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, pirita, cuarzo y calcita.

Descripción: Caliza manganesífera color gris, laminación fina, brechada con vetilleo relleno de calcita y cuarzo, presencia de fallas, pirita y cuarzo diseminados, pirita estratificada, roca de alta densidad y reacciona muy lento al ácido clorhídrico.



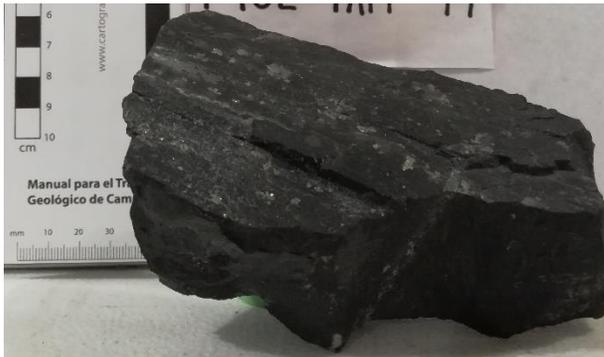
Clave: **MOL-TAM-46**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, calcita y pirita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro, de alta densidad, presenta laminación fina, calcita en pequeños cristales la pirita está laminada, en costras y diseminada, y no reacciona al contacto con el ácido clorhídrico.



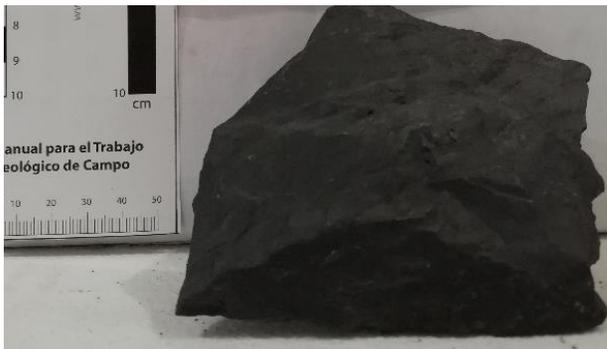
Clave: **MOL-TAM-47**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, calcita y pirita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro, laminación fina, pirita y calcita diseminada y en vetillas perpendiculares a la laminación, efervesce al contacto con el ácido clorhídrico y exhibe una alta densidad.



Clave: **MOL-TAM-48**

Localidad: Formación Santiago

Nombre: **Limolita calcárea**

Mineralogía: Calcita, materia orgánica y pirita

Descripción: Limolita calcárea de color negro, presenta laminación muy fina, abundante pirita diseminada, roca de baja densidad y efervesce al contacto con el ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-TAM-49**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso y pirita.

Descripción: Caliza manganesífera color gris oscuro con laminación fina, abundante pirita diseminada, roca de alta densidad y efervesce con el ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-TAM-50**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, pirrotita, calcopirita y pirita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro con laminación fina, dos microvetillas de pirita, pirrotita y calcopirita, roca de alta densidad y efervesce con el ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-TAM-51**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Packstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso

Descripción: Caliza manganesífera color gris a gris oscuro con laminación fina, roca de alta densidad y efervesce con ácido clorhídrico.



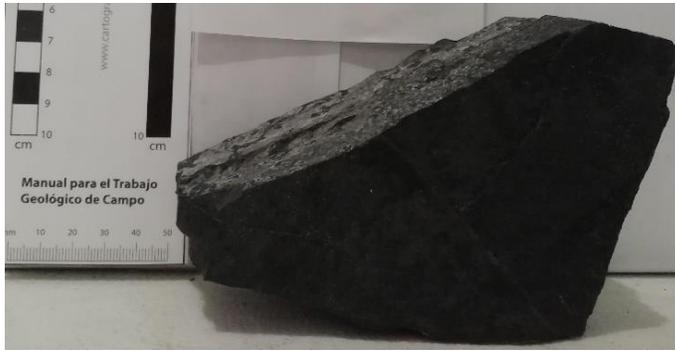
Clave: **MOL-TAM-52**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso y calcita.

Descripción: Caliza manganesífera de color oscuro con laminación fina con abundante calcita diseminada, roca de alta densidad y efervesce al contacto con ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-TAM-53**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro con laminación gruesa, roca de alta densidad y efervesce al contacto con el ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-TAM-54**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso y calcita

Descripción: Caliza manganesífera color gris oscuro con laminación fina, roca de alta densidad y reacciona con el ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-TAM-55**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, calcita y pirrotita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro, con laminación fina, sin vetilleo, abundante calcita diseminada, se encuentra ligeramente plegada y baja densidad.



Clave: **MOL-TAM-56**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Packstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, pirita y calcita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro, presenta laminación fina, pirita y calcita diseminada, y no reacciona al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-TAM-57**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Packstone de calcita**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, calcita y pirrotita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro, presenta laminación gruesa, pirita y pirrotita, roca de alta densidad, y efervesce al contacto con el ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-TAM-58**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, calcita, pirita y pirrotita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro con laminación gruesa, veta de calcita pirita y pirrotita, pirita diseminada, roca de alta densidad y efervesce con el ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-TAM-59**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso

Descripción: Caliza manganesífera color gris oscuro con laminación gruesa, roca de alta densidad y efervesce con al ácido clorhídrico.



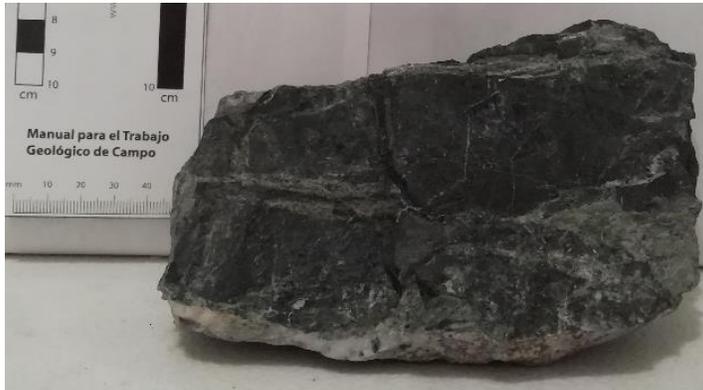
Clave: **MOL-CMX-60**

Localidad: Formación Santiago

Nombre: **Limolita calcárea**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, limos, calcita y pirita

Descripción: Limolita calcárea de color negro con laminación muy fina ligeramente plegada, vetilleo de calcita, pirita diseminada, roca de alta densidad y efervesce al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-CMX-61**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone con vetilla de cuarzo**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, pirita, calcita, cuarzo y salbanda.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro, presenta laminación fina, tiene aspecto brechiode en algunos sectores donde hay vetillas de clorita, pirita diseminada, roca de alta densidad y reacciona al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-TAM-62**

Localidad: Formación Tepexi

Nombre: **Wackstone masivo**

Mineralogía: Calcita

Descripción: Caliza color gris claro, de grano fino, calcita diseminada, roca de alta densidad y reacciona al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-TAM-63**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone laminada**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, calcita y pirita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro, presenta laminación fina, escasa pirita diseminada, roca de alta densidad, efervesce con el ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-TAM-64**

Localidad: Formación Santiago

Nombre: **Limolita calcárea**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, limo y pirita

Descripción: Limolita calcárea de color negro con laminación muy fina, abundante pirita diseminada, roca de alta densidad y efervesce al contacto con el ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-TAM-65**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Packstone con vetillo de calcopirita.**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, pirita, calcopirita y calcita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro presenta laminación fina ligeramente plegadas, también hay algunas láminas de pirita con calcopirita, con microvetilleo de calcita perpendicular a la laminación, roca de alta densidad y efervesce muy lento al contacto con el ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-TAM-66**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone con veta de calcita**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, calcita, pirita y calcopirita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro, no presenta laminación, tiene una veta de aproximadamente 1 cm, nódulos de pirita y calcopirita, pirita y calcita diseminada, roca de alta densidad, reacciona al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-TAM-67**

Localidad: Formación Santiago

Nombre: **Limolita calcárea**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, limos y calcita.

Descripción: Limolita calcárea de color negro con laminación muy fina, microvetilleo de calcita, abundante calcita y pirita diseminadas, roca de alta densidad y efervesce al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-TAM-68**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone con veta de calcita**

Mineralogía: Óxidos de manganeso y calcita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro, con laminación muy fina, presenta una veta de calcita con un ángulo de 45° aproximadamente con respecto a la laminación, abundante calcita diseminada, roca de alta densidad y efervesce con el ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-IV-69**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Veta de rodocrosita en wackstone**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, rodocrosita y clorita.

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro, con una veta de rodocrosita y clorita de aproximadamente 6cm de espesor, roca de alta densidad y no reacciona con el ácido clorhídrico de forma evidente.



Clave: **MOL-IV-70**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone con veta de rodocrosita**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, rodocrosita, pirrotita y cuarzo,

Descripción: Caliza manganesífera de color gris oscuro con laminación fina con una veta de rodocrosita con serpentina y pirrotita de aproximadamente 3 cm de espesor que es casi perpendicular a la laminación, roca de alta densidad, no reacciona al ácido clorhídrico.



Clave: **MOL-IV-71**

Localidad: Formación Chipoco

Nombre: **Wackstone con veta de rodocrosita**

Mineralogía: Óxidos de manganeso, rodocrosita y pirita

Descripción: Caliza manganesífera color gris oscuro, presenta laminación fina, con diferentes sistemas de vetilleo de rodocrosita y una veta de rodocrosita de color rosa mexicano con una inclinación de 45° aproximadamente con respecto a la estratificación, roca de alta densidad y no reacciona al ácido clorhídrico evidentemente.



Clave: **BDCI-411-1**

Localidad: Gneis Huiznopala

Nombre: **Ortogneis de feldespatos**

Mineralogía: Feldespatos, plagioclasas, cuarzo, piroxenos, hornblenda y calcita.

Descripción: Ortogneis de color gris verdoso con granos negros de textura xenoblástica. Está constituido por un mosaico de feldespato + plagioclasa + cuarzo, con presencia piroxenos y hornblenda diseminados, además de microvetillas de calcita.

MOL-III-01

Localidad: Formación Chipoco alta ley, bloque III nivel 514 Sur

Nombre: Mudstone laminada

Estructuras: Laminación subparalela ondulada

Asociación mineral: Óxidos de manganeso, calcita manganesífera, clorita, kutnohorita, pirita, marcasita, aragonito, magnetita, calcopirita y materia orgánica.

Asociación faunística: No hay evidencia fósil reconocible

Ambiente de depósito: No se determinó

Descripción: Mudstone con matriz carbonatada de color pardo oscuro con laminaciones delgadas de óxidos de manganeso y pirita, intercalada con laminaciones de clorita en tonos verdes. Abundante vetilleo de calcita manganesífera en asociación con kutnohorita, aragonito y clorita. Pirita framboidal, diseminada y reemplazando a la marcasita. Calcopirita y magnetita, distribuidas en forma diseminada (<2% modal).

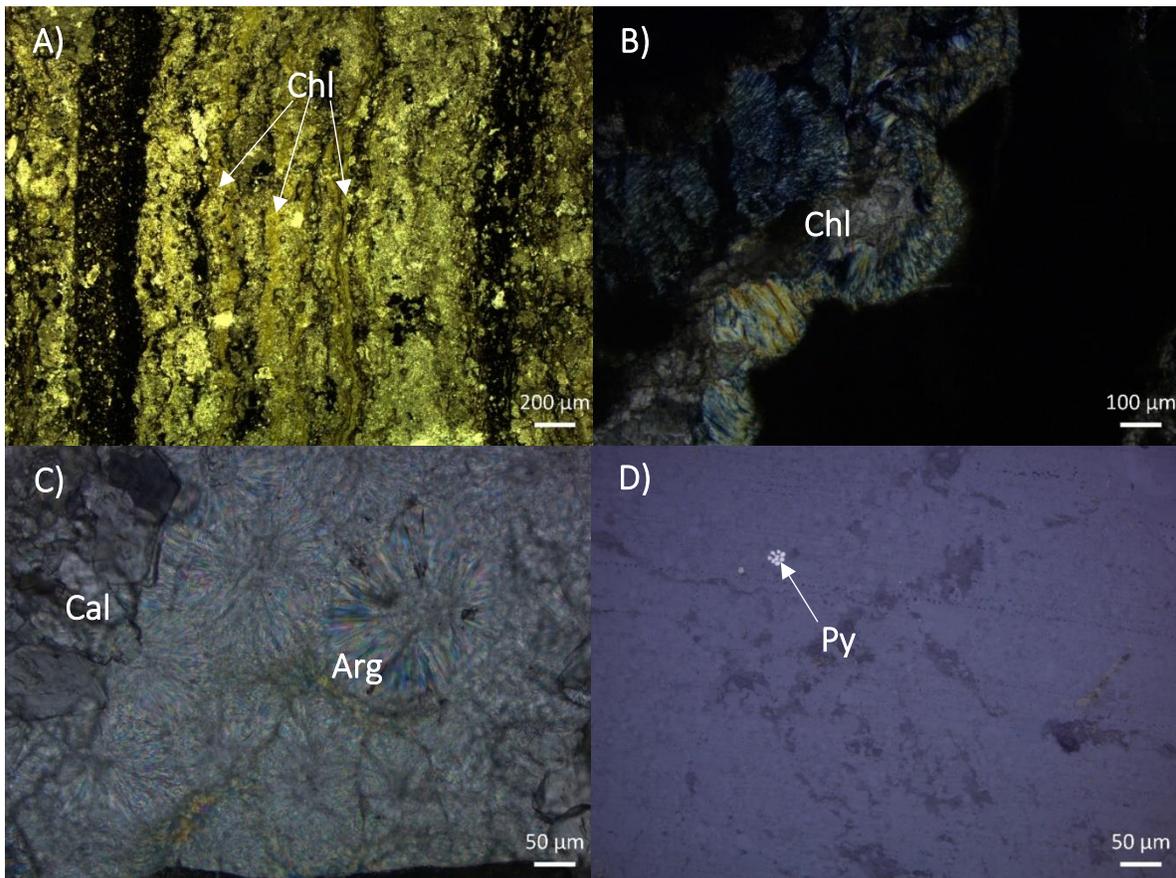


Fig. 3.1 Fotomicrograffías de la muestra MOL-IV-01. A). Laminación de la matriz conformada por láminas de óxidos de manganeso y pirita intercaladas con la matriz carbonatada con clorita (Chl). B). Clorita (Chl) vista con nicoles cruzados en vetilla. C). Aragonito (Arg) y calcita (Cal) en vetilla. D) Framboide de pirita (Py).

MOL-III-03

Localidad: Formación Chipoco alta ley, bloque III nivel 514 Sur

Nombre: Packstone laminada

Estructuras: Laminación coloforme, pseudoplanar

Asociación mineral: Calcita manganesífera, clorita, óxidos de manganeso, calcita recristalizada, pirita, esfalerita, marcasita, calcopirita, pirrotita, magnetita, pirolusita, materia orgánica.

Asociación faunística: No hay evidencia fósil reconocible

Ambiente de depósito: No se determinó

Descripción: Packstone con matriz carbonatada de color pardo oscuro con laminaciones delgadas de óxidos de manganeso y pirita, intercaladas con láminas finas de clorita en tonos verdes. Escaso vetilleo de calcita, con algunos parches de pirrotita con marcasita, calcopirita y magnetita; pirolusita, pirita y esfalerita diseminadas. Se observa un ligero plegamiento en las bandas. Hay presencia de fracturas.

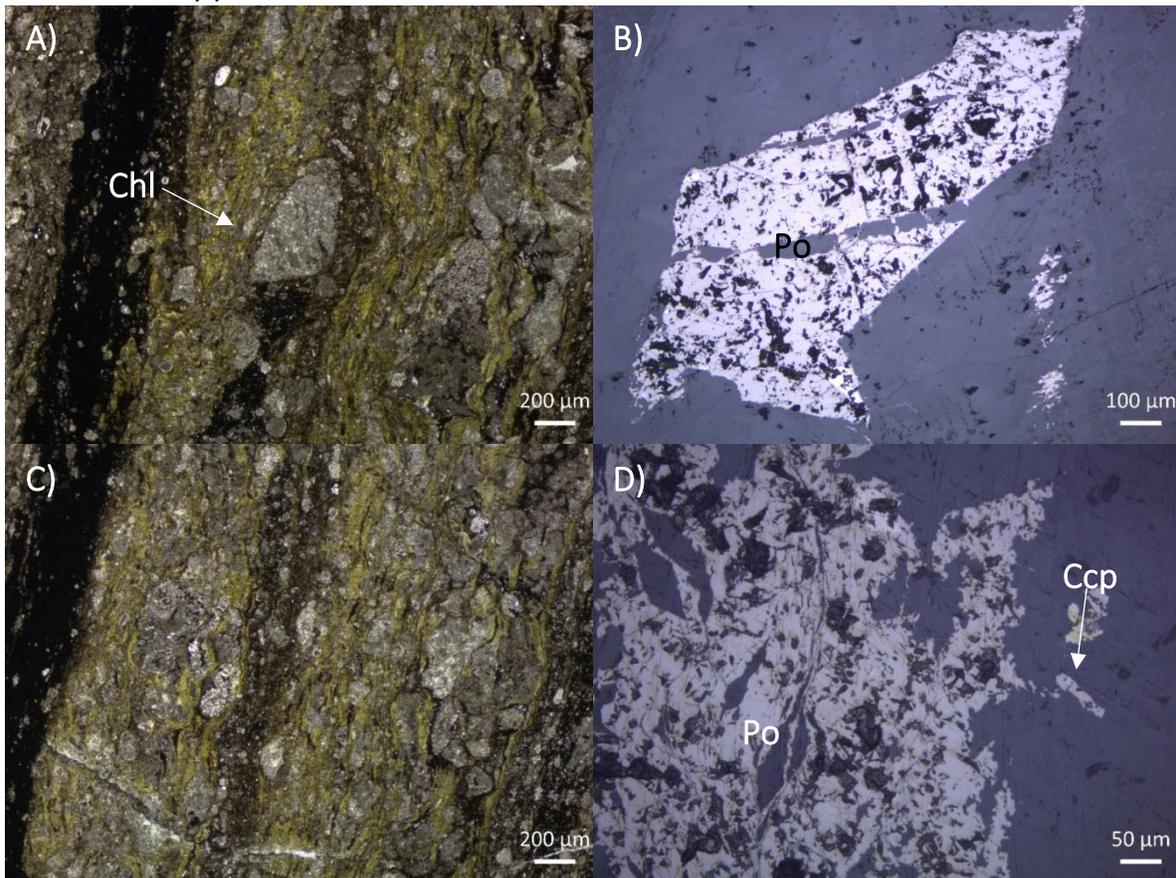


Fig. 3.2 Fotomicrografías de la muestra MOL-III-03. A) Matriz carbonatada intercalada con clorita (Chl) ligeramente plegada. B) Cristal de pirrotita (Po) con pirita y marcasita. C) Matriz laminada intercalada con clorita, intercalada con óxidos de manganeso. D) Pirrotita (Po) con pirita, marcasita y calcopirita (Ccp).

MOL-IV-09

Localidad: Formación Chipoco alta ley, bloque IV nivel 562

Nombre: Packstone laminada

Estructuras: Laminación subparalela ondulada, nodular

Asociación mineral: Calcita manganesífera, óxidos de manganeso, clorita, pirita, esfalerita, calcopirita, marcasita, magnetita, pirolusita.

Asociación faunística: No hay evidencia fósil reconocible.

Ambiente de depósito: Aguas profundas

Descripción: Packstone con matriz carbonatada de color pardo oscuro con tonalidades verdes que corresponden a horizontes de clorita, la matriz se encuentra laminada e intercalada con láminas delgadas de óxidos de manganeso y pirita. Hay un nódulo de pirita asociada con calcopirita, esfalerita y magnetita. Posiblemente la matriz está conformada por intraclastos subredondeados a subangulosos, mal seleccionados. Se observan fracturas.

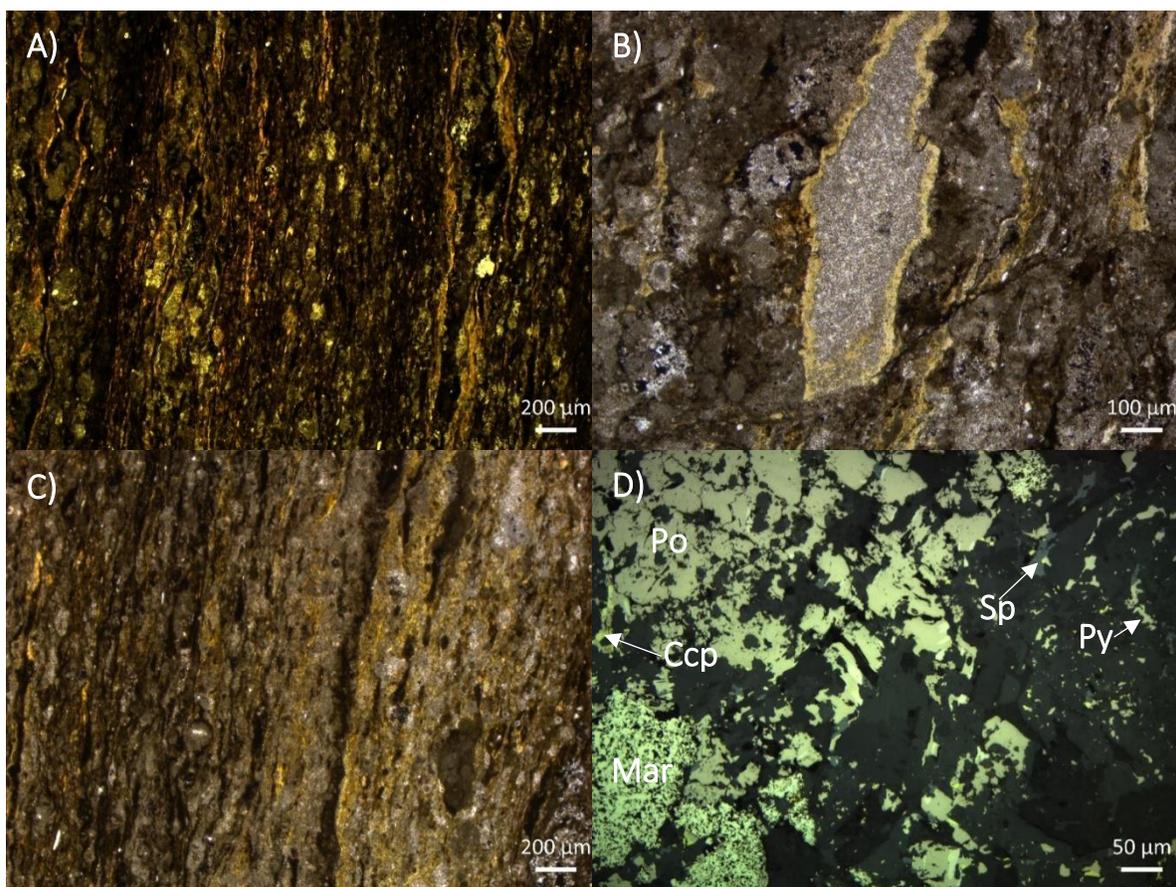


Fig. 3.3 Fotomicrografías de la muestra MOL-IV-09. A) Matriz laminada intercalada con clorita y óxidos. B) Organismo recrystalizado. C) Fractura. D) Asociación de pirita con marcasita (Mar), calcopirita (Ccp), esfalerita (Sp) y magnetita (Mag).

MOL-IV-10

Localidad: Formación Chipoco alta ley, bloque IV

Nombre: Wackstone laminada

Estructuras: Laminación subparalela ondulada y alternada de mediana a fina

Asociación mineral: Calcita manganesífera, clorita, óxidos de manganeso, pirita, marcasita, calcedonia, aragonito, pirrotita, calcopirita, magnetita y otros.

Ambiente de depósito: Aguas someras, alta energía

Descripción: Wackstone con matriz carbonatada de color pardo claro, laminada con intercalaciones de clorita y óxidos de manganeso con pirita. Pirita diseminada, en framboides muy pequeños y reemplazando marcasita; magnetita diseminada. Se aprecia un lente de un grainstone de ooides posiblemente la roca original, antes de ser reemplazada o mineralizada. Hay un ligero plegamiento en las bandas, fallas y fracturas.

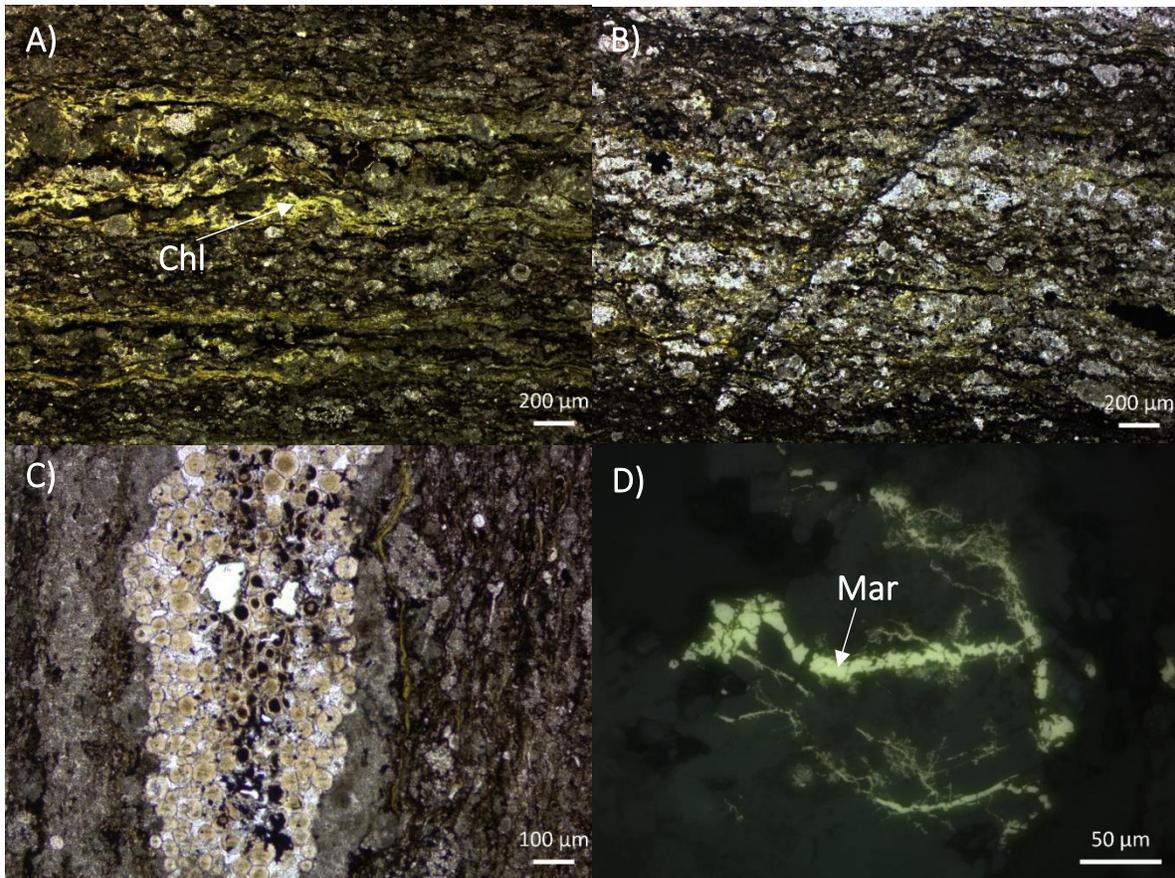


Fig. 3.4 Fotomicrografías de la muestra MOL-IV-10. A) Matriz laminada intercalada con clorita (Chl) y óxidos. B) Falla normal. C) Lente de un grainstone de ooides. D) Marcasita (Mar) siendo reemplazada por pirita.

MOL-VII-15

Localidad: Formación Chipoco alta ley, bloque VII nivel 842

Nombre: Packstone laminada

Estructuras: Laminación subondulada paralela

Asociación mineral: Calcita manganesífera, óxidos de manganeso, cuarzo, pirita, marcasita, magnetita, pirolusita, esfalerita y otros.

Asociación faunística: No hay evidencia fósil reconocible.

Ambiente de depósito: Aguas someras, alta energía

Descripción: Packstone con matriz calcárea de color pardo claro, laminada con intercalaciones de óxidos de manganeso y pirita; calcita secundaria formando parte de la matriz. Reemplazamiento de marcasita tabular y acicular por pirita. Debido a la variabilidad en el contenido de Mn y Fe, hay cambios de color en la laminación. Estilolitas y fallas normales. Posibles intraclastos ya reemplazados-mineralizados, estos son subredondeados a subangulosos, mal seleccionados.

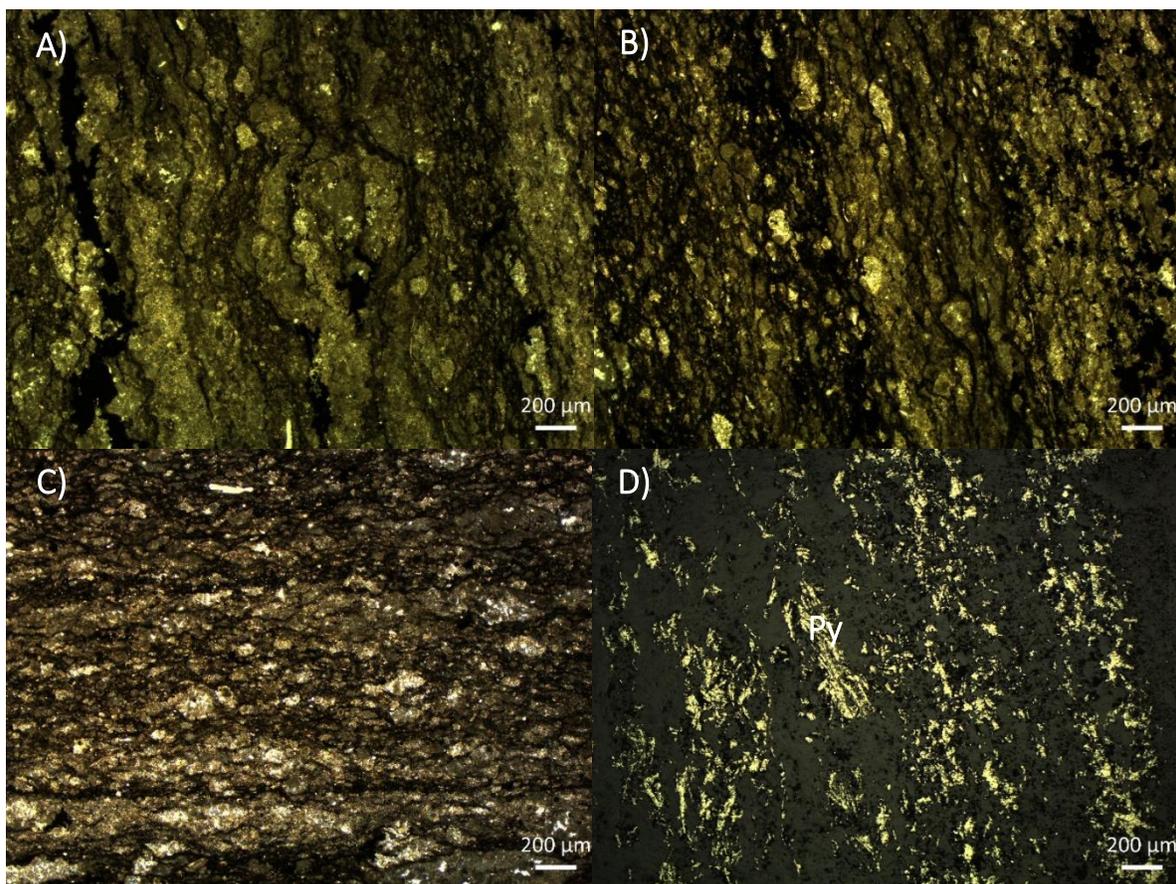


Fig. 3.5 Fotomicrografías de la muestra MOL-VII-15. A) Estructuras de carga. B) Laminación de la matriz. C) Cambios en la composición de la matriz. D) Marcasita tabular y acicular siendo reemplazada por pirita (Py).

MOL-VII-16

Localidad: Formación Chipoco baja ley, bloque VII nivel 842

Nombre: Packstone de ostrácodos

Estructuras: Laminación subparalela ondulada

Asociación mineral: Calcita, cuarzo, aragonito, marcasita, pirita, magnetita, ópalo y otros no diferenciados en cantidades accesorias y tamaño <40 μm .

Asociación faunística: Ostrácodos

Ambiente de depósito: Aguas someras cercano a la costa, con estrada restringida.

Descripción: Packstone de matriz carbonatada de color café oscuro, presenta un alto contenido en pirita la cual la podemos observar en cristales euhedrales, en framboides y reemplazando a la marcasita. La matriz se encuentra laminada, hay escaso vetilleo relleno de calcita, en algunas partes en la matriz hay hidróxidos de hierro y presenta cristales aciculares de aragonito que se encuentran reemplazando a lo que parece ser gasterópodos.

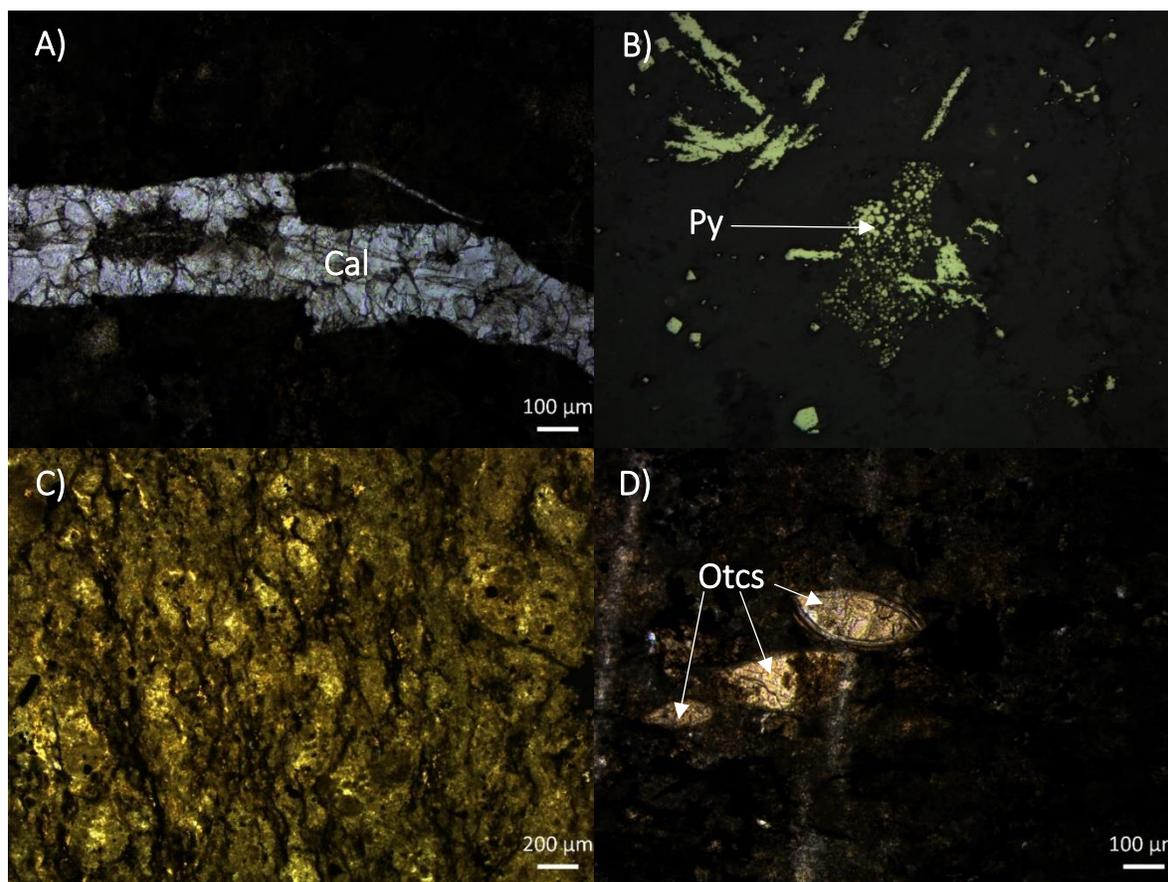


Fig. 3.6 Fotomicrografías de la muestra MOL-VII-16. A) Falla normal. B) Pirita framboidal, euedral y reemplazando marcasita. C) Matriz carbonatada con óxidos. D) Ostrácodos (Otcs) reemplazados por aragonito.

MOL-IV-22

Localidad: Formación Chipoco alta ley, bloque IV

Nombre: Packstone laminada

Estructuras: Laminación ondulada, coloforme

Asociación mineral: Calcita manganesífera, óxidos de manganeso, clorita, pirita, calcopirita, magnetita, materia orgánica, calcedonia, arcillas y posiblemente kutnohorita.

Asociación faunística: No hay evidencia fósil reconocible.

Ambiente de depósito: No se determinó

Descripción: Packstone con matriz carbonatada y laminada, láminas finas de óxidos de manganeso, pirita y clorita. Se aprecian cambios en la composición de la roca debido a los cambios en la laminación, posiblemente lo que varía es el contenido de manganeso y carbonatos. Pirita diseminada, en vetillas y en pequeños framboides. Particularmente esta muestra tiene estructuras que evidencian tres eventos estructurales, entre estas estructuras se observan basculamiento intenso, fallamiento normal y relleno.

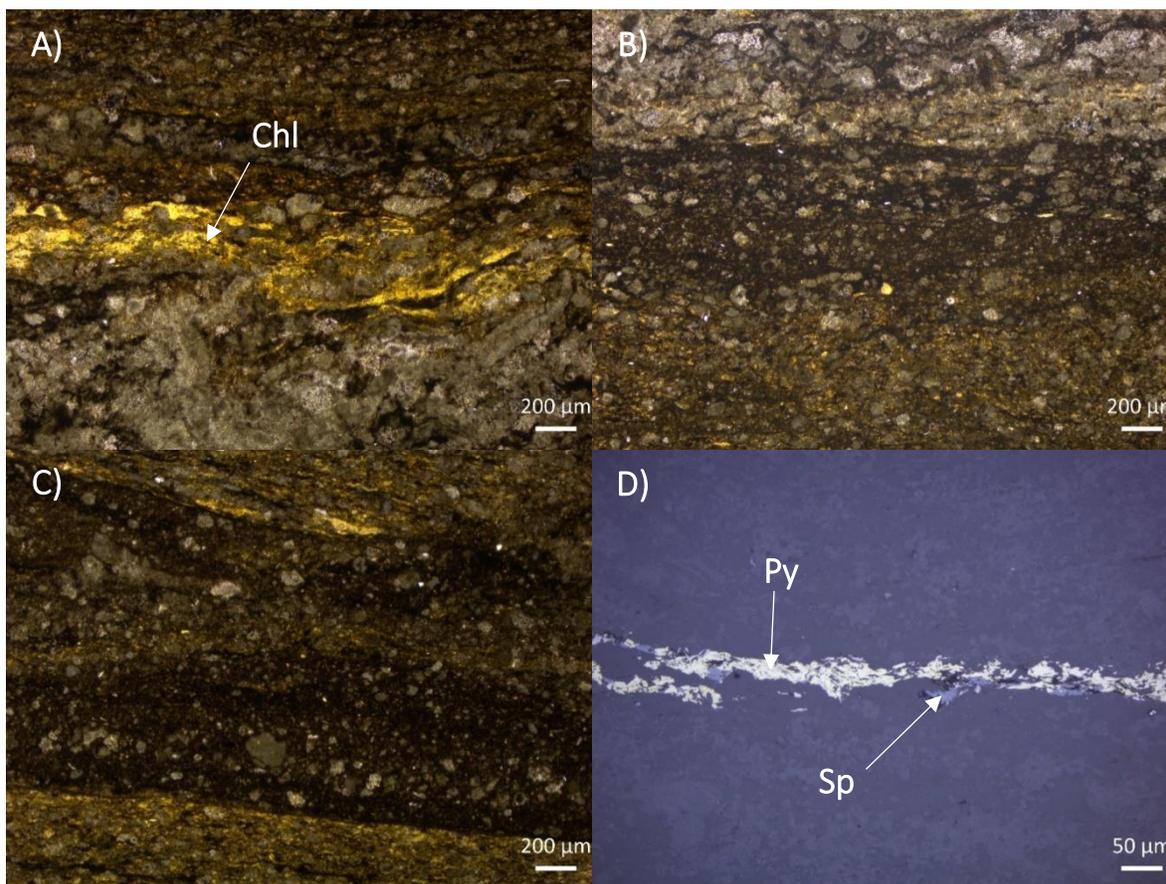


Fig. 3.7 Fotomicrografías de la muestra MOL-IV-22. A) Deformación de la laminación, hay clorita (Chl) entre la laminación. B) Cambios en la composición reflejados en la laminación. C) Basculamiento intenso. D) Vetilla de pirita (Py) con esfalerita (Sp).

MOL-CMX-23

Localidad: Formación Chipoco baja ley, Comextetitla

Nombre: Wackstone laminada

Estructuras: Laminación bandeada

Asociación mineral: Calcita, pirita, cuarzo, óxidos de manganeso, magnetita y esfalerita.

Asociación faunística: Ostrácodos

Ambiente de depósito: No se determinó

Descripción: Wackstone con matriz calcárea de color café oscuro, presenta un bandeamiento difuso. Se aprecian diferentes cambios en la textura de la roca por la disposición, la coloración y las estructuras en la matriz. Magnetita y esfalerita diseminada. Escaso vetilleo relleno de calcita y calcita recrystalizada. Hay plegamiento, fallas y fracturas. Roca con buena porosidad.

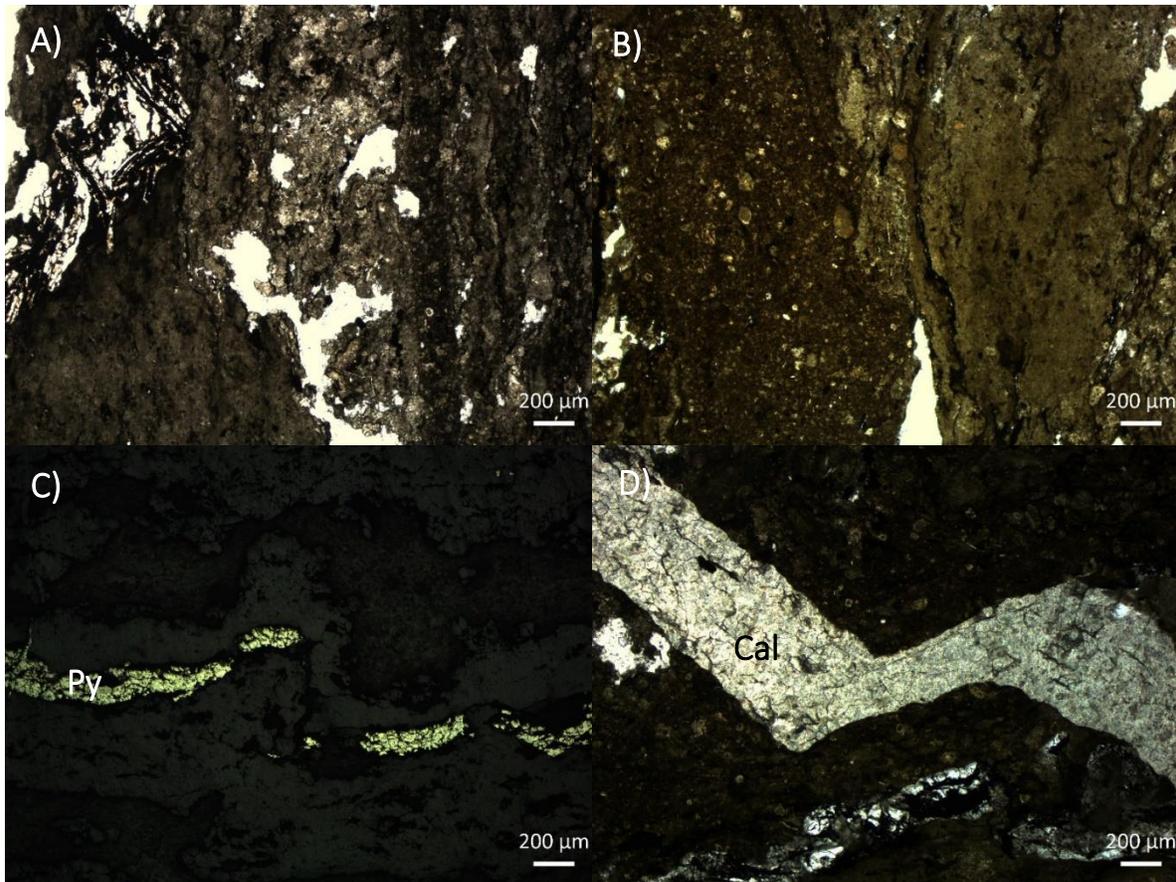


Fig. 3.8 Fotomicrografías de la muestra MOL-CMX-23. A) Porosidad de la muestra. B) Cambio textural. C) Falla normal en vetilla de pirita. D) Deformación en vetilla de calcita.

MOL-CMX-24

Localidad: Formación Chipoco baja ley (Capa A), Comextetitla nivel 750 Norte

Nombre: Cataclasita

Estructuras: Brechada, la roca madre tiene laminación ondulada

Asociación mineral: Calcita, cuarzo, materia orgánica, marcasita, pirrotita, pirita y magnetita.

Asociación faunística: No hay evidencia fósil reconocible.

Ambiente de depósito: No se determinó

Descripción: La muestra tiene un alto grado de fracturamiento, sin clastos rotados. Sin embargo, se distingue la roca madre que es una mudstone con una matriz carbonatada laminada. Escaso contenido en manganeso. Pirita, pirrotita y marcasita en muy pequeños cristales diseminados. Las vetillas se componen principalmente de calcita en asociación con cuarzo; en algunas partes la pirita se encuentra en el vetilleo.

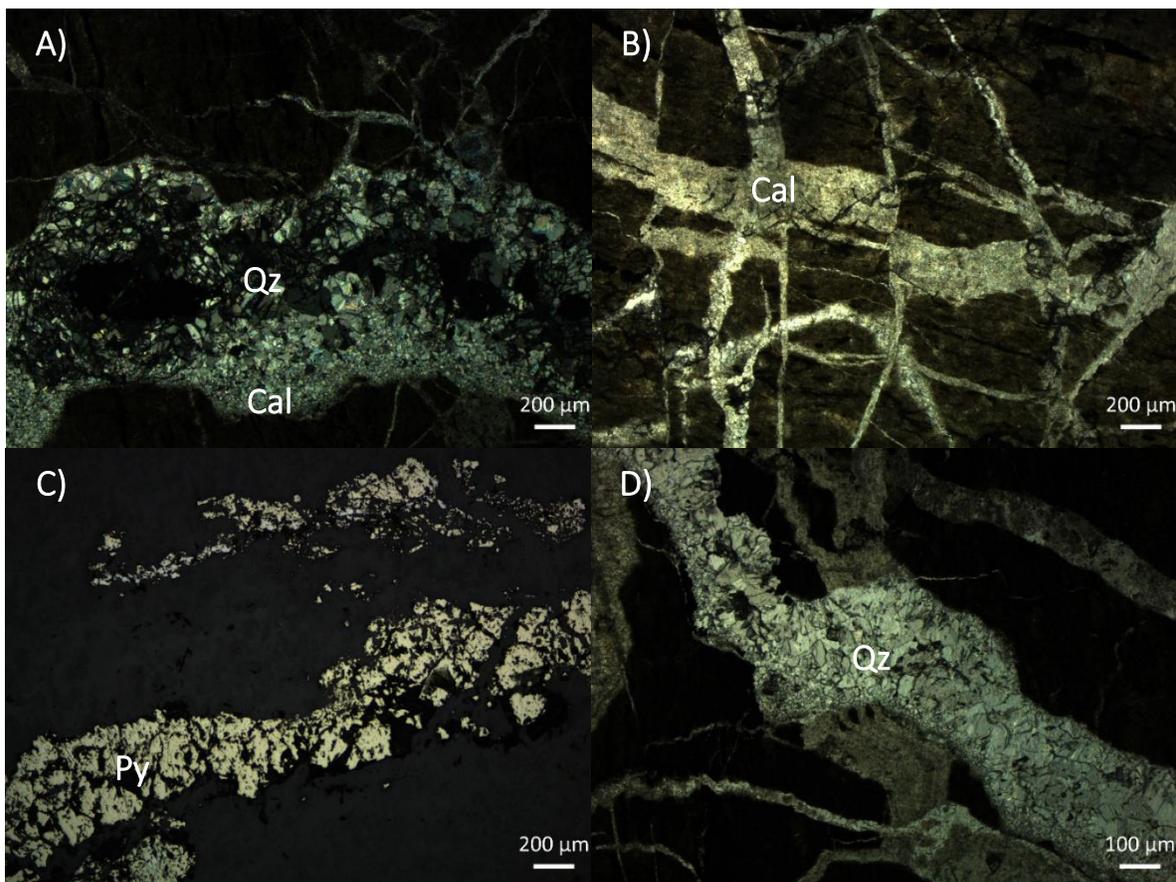


Fig. 3.9 Fotomicrografías de la muestra MOL-CMX-24. A) Vetilla rellena de calcita (Cal) en las orillas y cuarzo (Qz) al centro. B) Serie de fallas normales. C) Vetilla de pirita (Py). D) Vetilla de cuarzo (Qz).

MOL-CMX-27

Localidad: Formación Tepexic, Comextetitla

Nombre: Arenisca calcárea

Asociación mineral: Cuarzo, calcita, piritita y otros no diferenciadas por su tamaño (<50 μm).

Asociación faunística: Equinodermos y fragmentos de braquiópodos.

Ambiente de depósito: Ambiente somero, cercano a la costa

Descripción: Arenisca calcárea con una matriz grano-soportada, mal clasificada, los contactos entre los clastos son longitudinales a cóncavos-convexos. Contiene ooides en su mayoría, intraclastos, cortoides y líticos, además de cuarzo, calcita, placas de equinodermos que en algunos casos se muestran maclados y conchas de braquiópodos, en la muestra se puede apreciar deformación de algunos clastos.

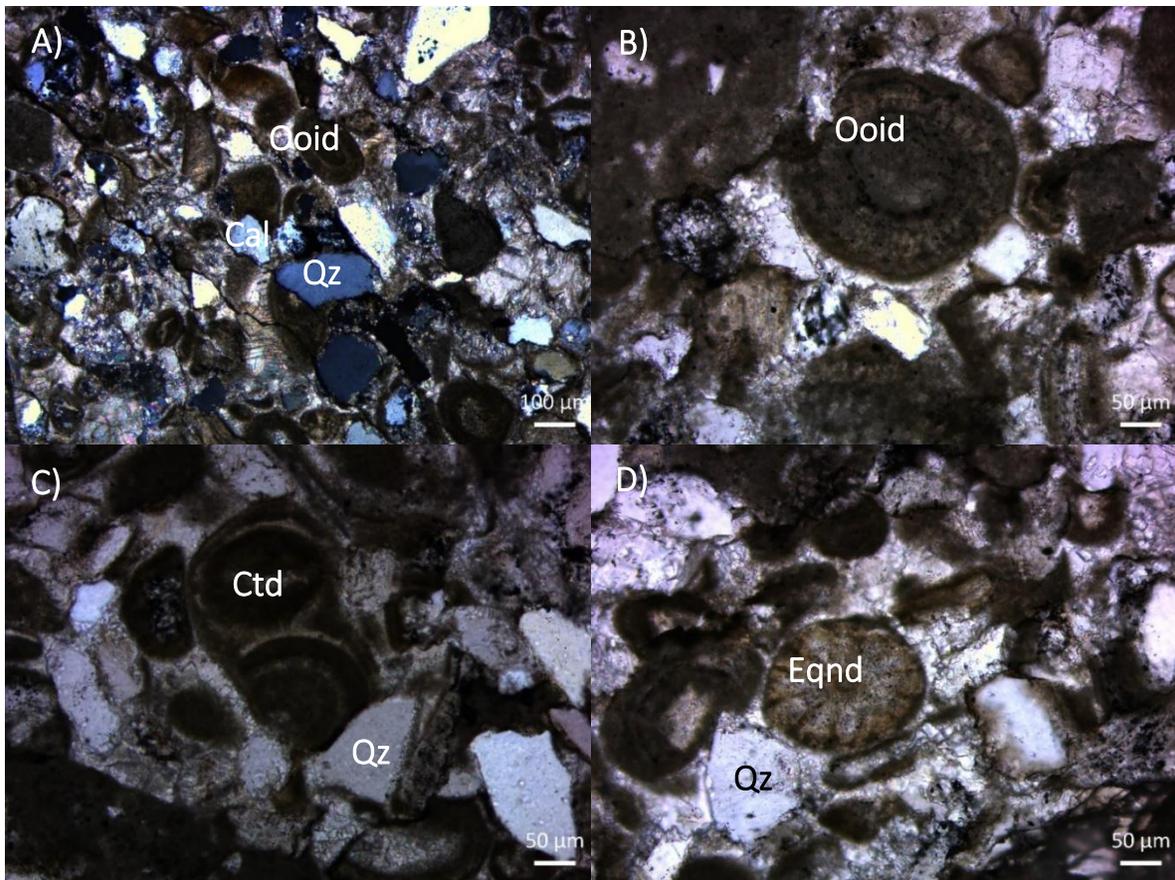


Fig. 3.10 Fotomicrografías de la muestra MOL-CMX-27. A) Matriz de la roca con clastos de cuarzo (Qz), calcita (Cal) y ooides (Ooid). B) Ooide micritizado (Ooid). C) Cortoide (Ctd). D) Equinodermo (Eqnd).

MOL-VII-29

Localidad: Formación Chipoco alta ley, bloque VII nivel 849 Norte

Nombre: Packstone laminada

Estructuras: Laminación ondulada subparalela, coloforme

Asociación mineral: Calcita manganesífera, cuarzo, pirita, marcasita y magnetita.

Asociación faunística: No hay evidencia fósil reconocible.

Ambiente de depósito: No se determinó

Descripción: Packstone con matriz carbonatada, laminada e intercalada con láminas muy finas de óxidos de manganeso. Pirita disseminada, en nódulos y en pequeños framboides; hay reemplazamiento de marcasita por pirita. Además, fallas normales y fracturas. Escaso a casi nulo vetilleo de calcita y cuarzo. Escasa magnetita disseminada.

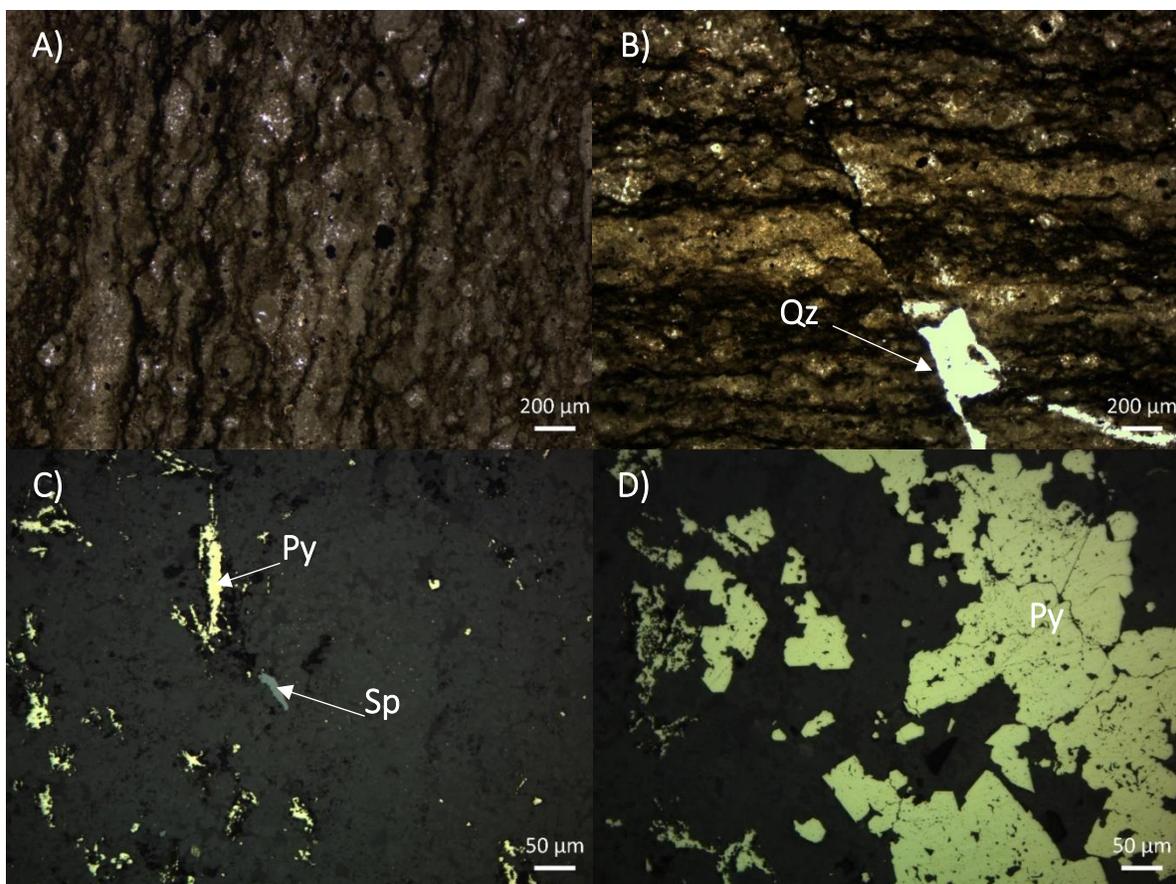


Fig. 3.11 Fotomicrografías de la muestra MOL-VII-29. A) Matriz carbonatada con finas laminaciones de óxidos de manganeso. B) Falla normal, con vetilla de cuarzo (Qz). C) Marcasita tabular reemplazada por pirita (Py) y esfalerita anhedral (Sp). D) Detalle de nódulo de pirita (Py) la pirita es euhedral, además, reemplazando marcasita.

MOL-III-30

Localidad: Formación Chipoco alta ley, bloque IV nivel 514 Sur

Nombre: Packstone laminada

Estructuras: Laminación pseudocoloforme a pseudoplanar

Asociación mineral: Calcita manganesífera, kutnohorita, óxidos de manganeso, magnetita, pirrotita, marcasita, calcopirita, pirita, clorita y materia orgánica.

Asociación faunística: No hay evidencia fósil reconocible.

Ambiente de depósito: Aguas someras con alta energía y entrada restringida

Descripción: Packstone con matriz carbonatada de color pardo claro a oscuro, presenta laminación intercalada con óxidos de manganeso con pirita. Veta probablemente de kutnohorita con pirrotita. Tiene microvetilleo de calcopirita, marcasita y pirita. La matriz presenta un bajo contenido de clorita que forma parte de la matriz.

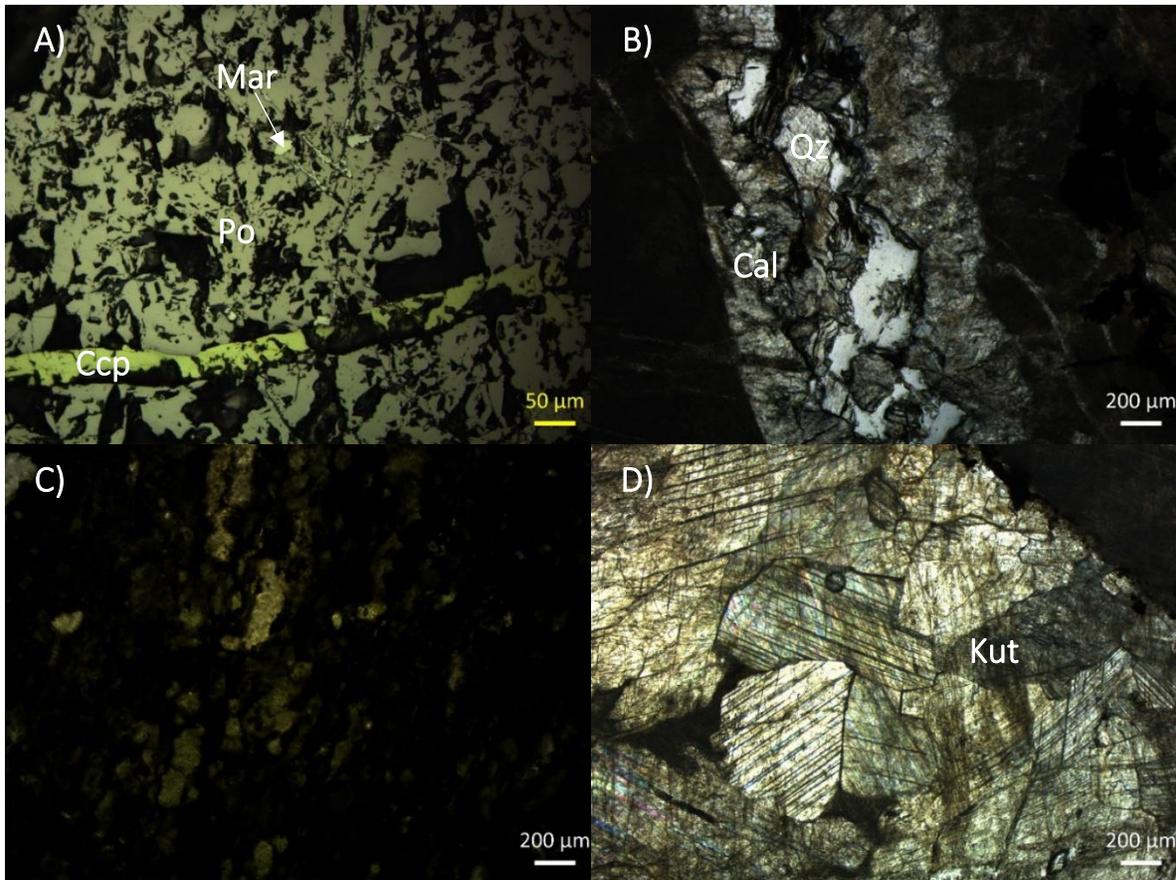


Fig. 3.12 Fotomicrografías de la muestra MOL-III-30. A) Cristal de pirrotita (Po) con vetilla de calcopirita (Ccp), microvetilleo de pirita y marcasita (Mar). B) Vetilla de calcita (Cal) con cuarzo (Qz) al centro. C) Matriz carbonatada laminada e intercalada con óxidos y clorita. D) Vetilla de calcita con kutnohorita (Kut).

MOL-CMX-33

Localidad: Formación Santiago, Comextetitla nivel 812

Nombre: Limolita calcárea

Asociación mineral: Calcita, materia orgánica, pirita, magnetita y esfalerita.

Asociación faunística: Posibles fragmentos de equinodermos u ostrácodos

Ambiente de depósito: Aguas profundas de baja energía

Descripción: Limolita calcárea con una matriz conformada en su mayoría por materia orgánica, sin embargo, presenta cristales de calcita recrystalizada de tamaño considerable (aprox. 600 μm) que por alguna alteración presentan un color café a anaranjado (posiblemente asociado a óxidos de Fe). Podría contener fragmentos de equinodermos u ostrácodos, que debido al alto contenido en materia orgánica no son reconocibles claramente. Pirita framboidal; magnetita y esfalerita diseminadas. Líticos ligeramente plegados.

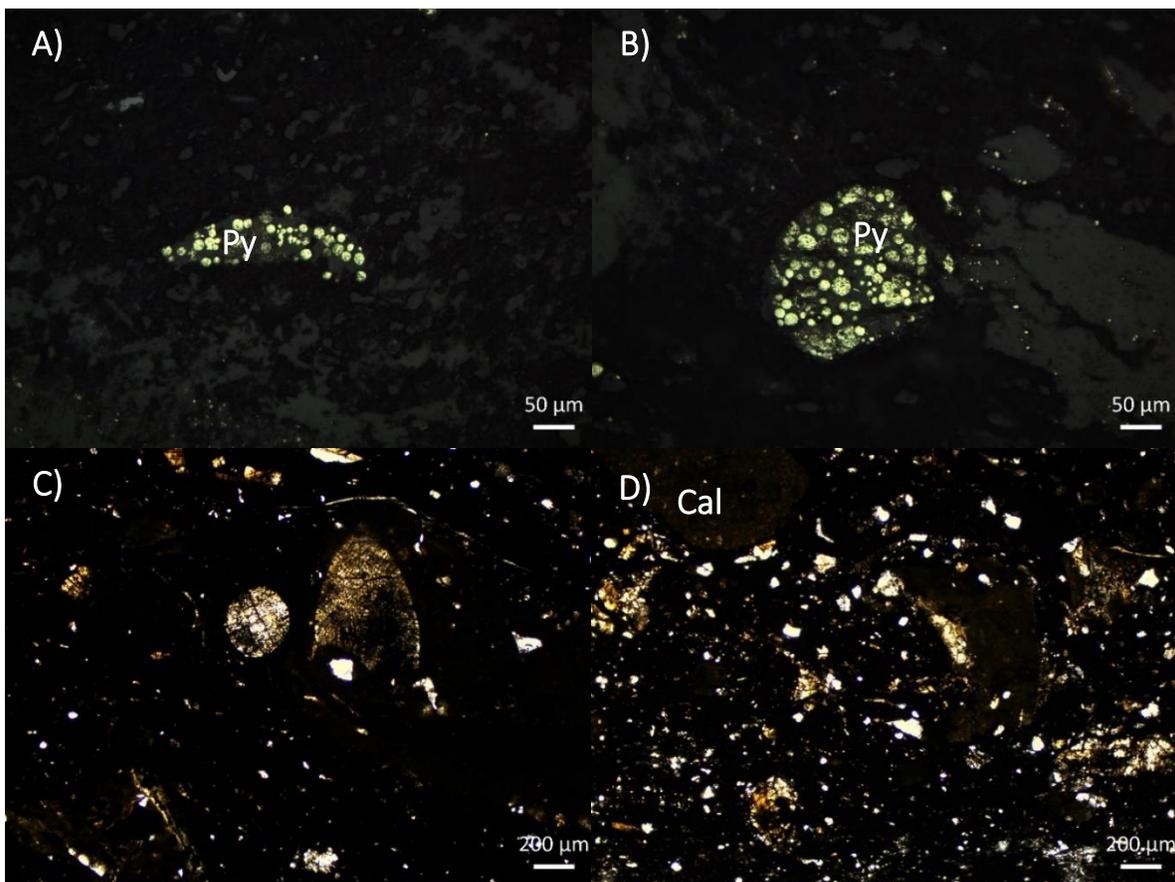


Fig. 3.13 Fotomicrografías de la muestra MOL-CMX-33. A) y B) Framboides de pirita. C) Fósil no identificado. D) Matriz de la roca con mucha materia orgánica con cristales de calcita (Cal) de gran tamaño (aprox. 600 μm).

MOL-CMX-34

Localidad: Rocas ígneas pertenecientes al Cenozoico, Comextetitla nivel 810

Nombre: Dique monzonítico

Textura: Intersertal e intergranular

Asociación mineral: Plagioclasa, feldespato potásico (<4% modal), hornblenda, magnetita y calcita secundaria.

Ambiente de depósito: Subvolcánico

Descripción: Monzonita con dos tipos de texturas: (a) textura intersertal, los intersticios angulosos de la plagioclasa están ocupados por óxidos (magnetita); (b) textura intergranular, entre los cristales de plagioclasa hay presencia de feldespatos, calcita secundaria y hornblenda. Por otra parte, se aprecian fenocristales de plagioclasa y hornblenda en matriz microlítica. En algunos casos la plagioclasa presenta zonación.

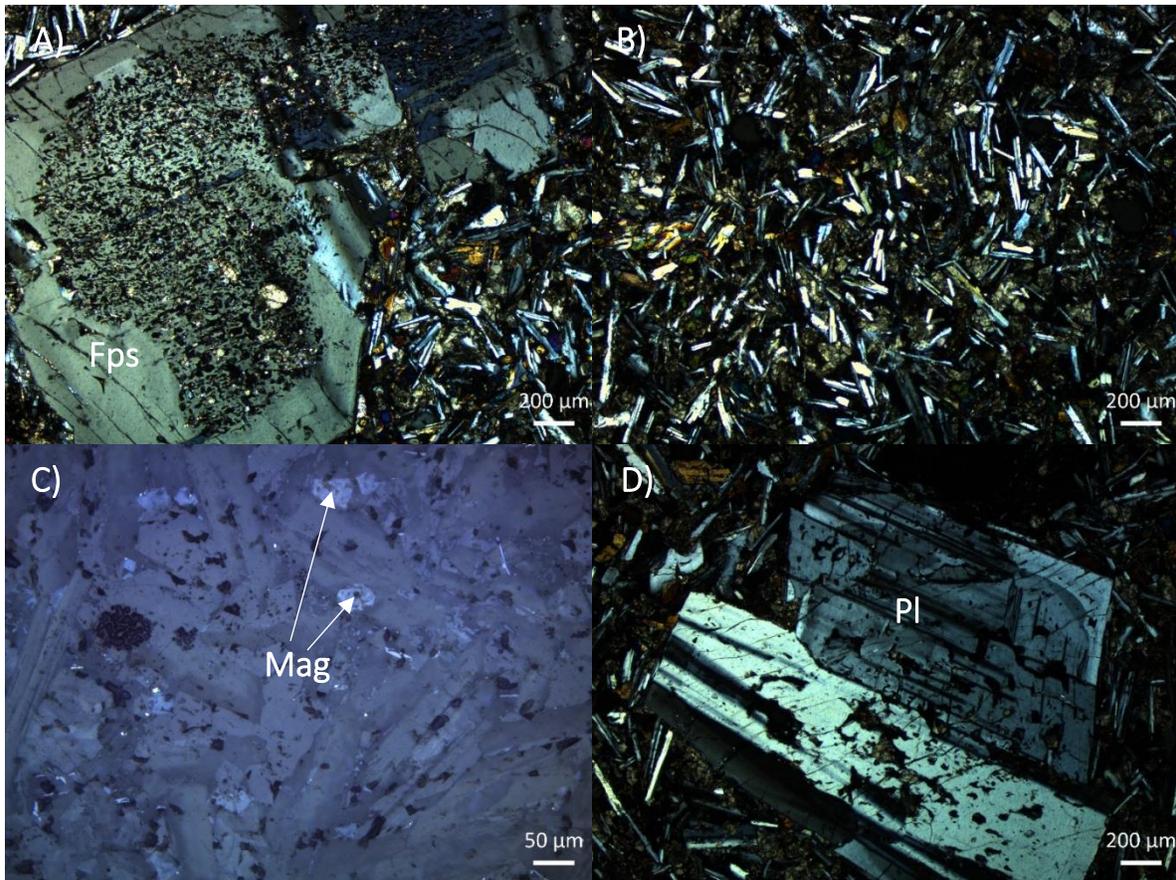


Fig. 3.14 Fotomicrografías de la muestra MOL-CMX-34. A) Fenocristal de feldespato con exsolución. B) Matriz con textura intersertal e intergranular. C) Posible magnetita D) Fenocristal de Plagioclasa.

MOL-CMX-37

Localidad: Rocas ígneas pertenecientes al Cenozoico, Comextetitla nivel 810

Nombre: Dique monzonítico

Textura: Intersertal, intergranular y subofítica.

Asociación mineral: Plagioclasa, piroxeno, hornblenda, y de forma secundaria cuarzo, carbonatos y celadonita

Ambiente de depósito: Subvolcánico

Descripción: Monzonita que presenta textura intersertal e intergranular ya que hay presencia de otros minerales como piroxeno, hornblenda y carbonatos entre las plagioclasas, también entre estos espacios hay celadonita, esto se debe a que la columna estuvo expuesta al agua de mar, y subofítica ya que en algunos cristales de posibles carbonatos están incluidas plagioclasas. Este intrusivo presenta una alteración secundaria de cuarzo y calcita.

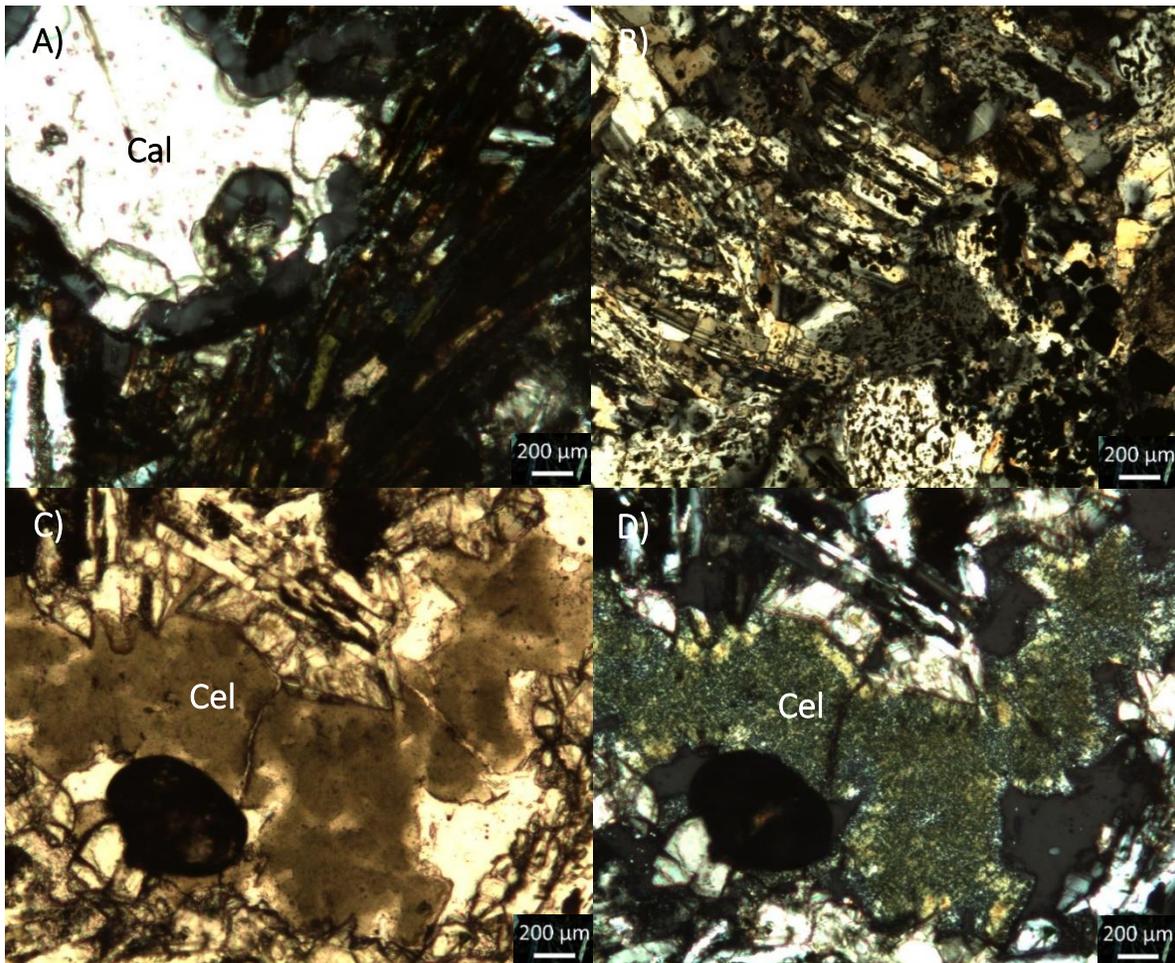


Fig. 3.15 Fotomicrografías de la muestra MOL-CMX-37. A) Fenocristal de calcita secundaria (Cal). B) Matriz con las texturas intersertal, intergranular y subofítica. C) Celadonita (Cel). D) Celadonita (Cel) con nicoles cruzados.

MOL-CMX-42

Localidad: Formación Tepexic, Comextetitla

Nombre: Packstone con bioclastos y pelets

Asociación mineral: Calcita (micrita y espatita), pirita y magnetita

Asociación faunística: Gasterópodos, bivalvos y miliolidos.

Ambiente de depósito: Plataforma interna

Descripción: Packstone con matriz clasto-soportada <10%, está conformada por aproximadamente un 15% de pelets, y un 50% de bioclastos los cuales la mayor parte son de gasterópodos tanto en secciones longitudinales como transversales; bivalvos que se presentan curvos y recristalizados; y miliolidos muy pequeños (>50 μ) y en menor cantidad. La mayoría de los organismos están reemplazados por espatita y otros se observan micritizados. En algunas partes la matriz se observa espatita en bloques. Pirita framboidal y diseminada; magnetita diseminada.

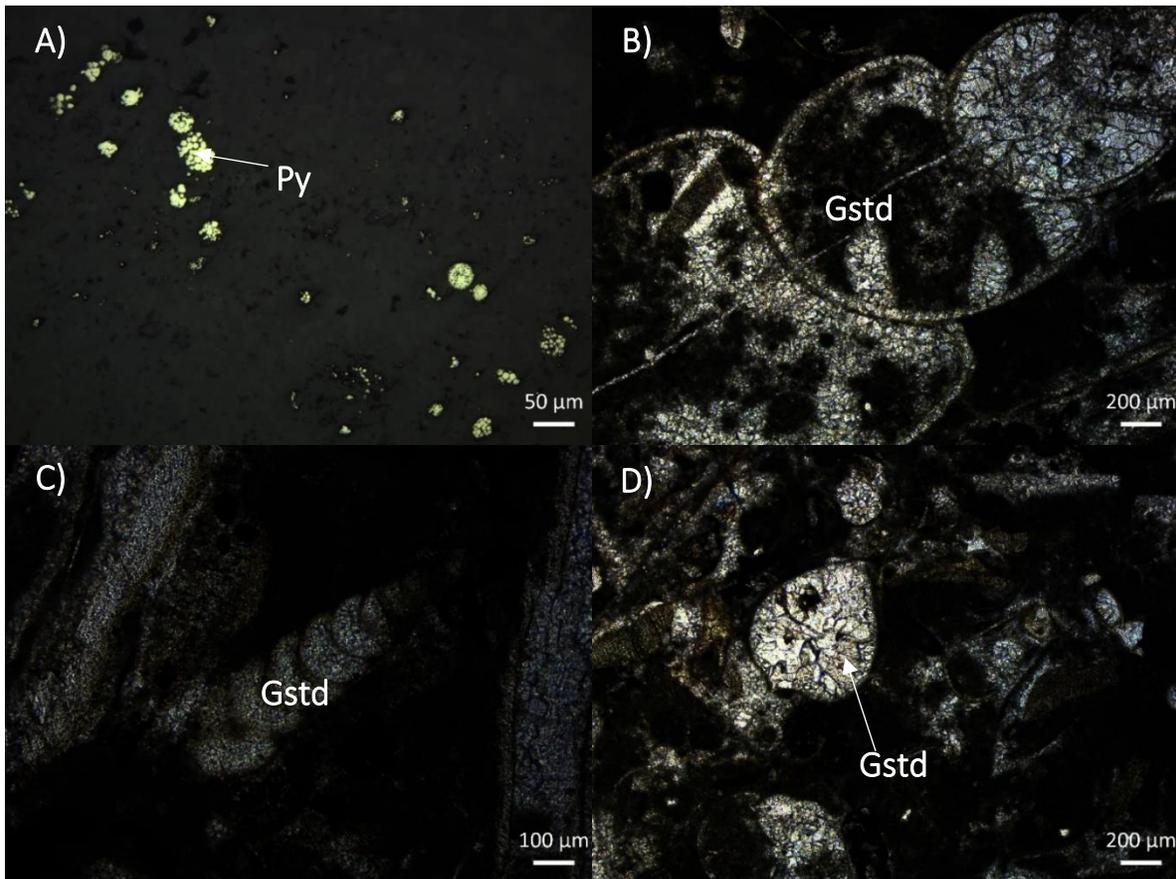


Fig. 3.16 Fotomicrografías de la muestra MOL-CMX-42. A) Framboides de pirita (Py). B) y C) Gasterópodos (Gstd) en sección longitudinal. D) Gasterópodo (Gstd) en sección transversal.

MOL-CMX-44

Localidad: Formación Chipoco, Comextetitla baja ley nivel 810

Nombre: Wackstone laminada

Estructuras: Laminación ondulada paralela

Asociación mineral: Calcita, cuarzo, pirita, marcasita y magnetita.

Asociación faunística: Ostrácodos

Ambiente de depósito: Aguas someras con comunicación al mar abierto

Descripción: Wackstone con matriz de color pardo claro, presenta laminación fina ondulada paralela. Calcita y cuarzo relleno de fracturas; cuarzo y calcita secundaria en cristales anhedrales formando parte de la matriz. Es evidente que el contenido de carbonatos de manganeso es mínimo; también el contenido de óxidos de manganeso y hierro disminuye considerablemente. Abundante pirita euhedral, framboidal, reemplazando marcasita y de forma masiva; magnetita diseminada. Roca con baja porosidad.

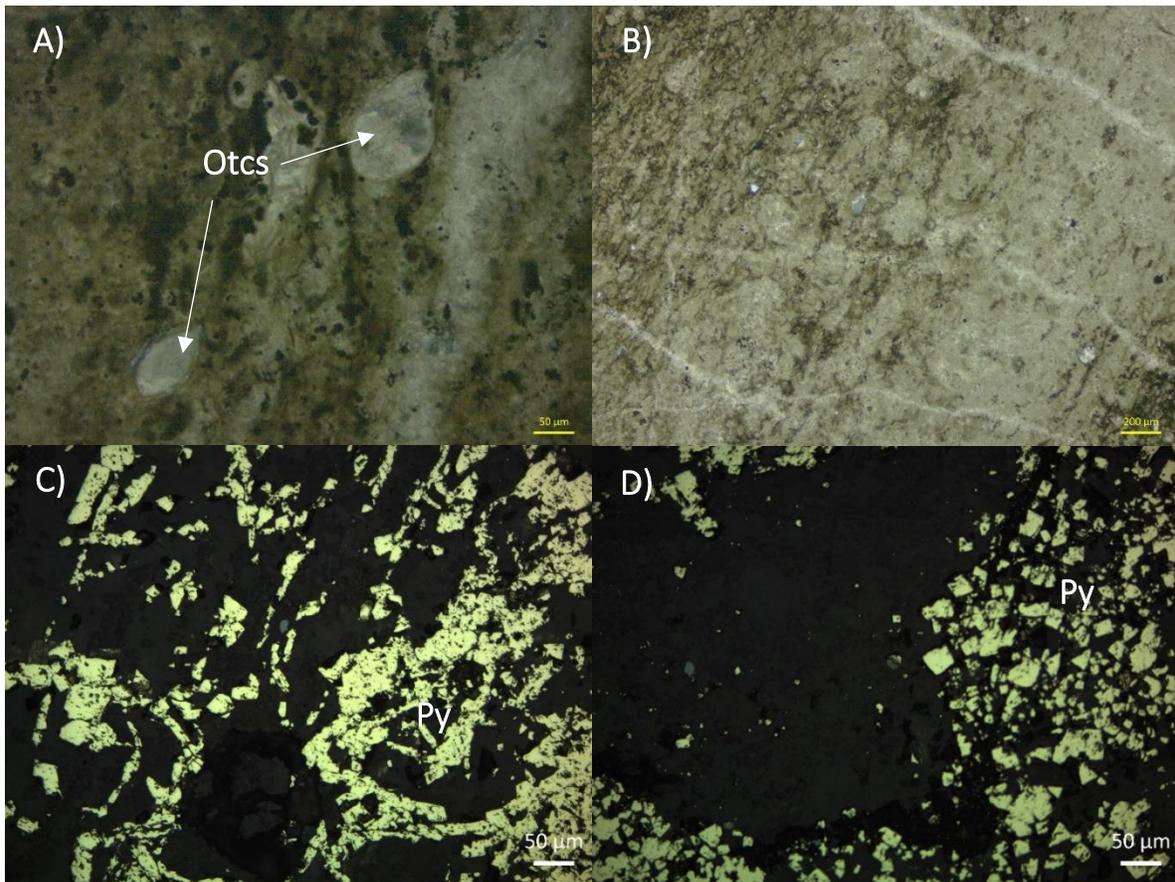


Fig. 3.17 Fotomicrografías de la muestra MOL-CMX-44. A) Ostrácodos (Otcs). B) Matriz carbonatada sin presencia de óxidos. C) Pirita (Py) reemplazando marcasita pseudobandeada. D) Pirita (Py) euhedral.

MOL-TAM-45

Localidad: Formación Chipoco, Tampoch nivel 960 sur

Nombre: Cataclasita

Estructuras: Laminación ondulada subparalela

Asociación mineral: Calcita, calcita secundaria, cuarzo, pirita y magnetita.

Asociación faunística: No hay evidencia fósil reconocible.

Ambiente de depósito: No se determinó

Descripción: Roca deformada con partes pseudobrechadas. La matriz de la roca original (wackstone) es de color café claro, con laminación ondulada subparalela, hay cambios en el color de la matriz por un café verdoso. Abundante vetilleo de calcita y cuarzo, de eventos de deformación iniciales, y vetillas de calcita de deformación tardía; estilolitas y micro fallas. Evidencias de microfallamiento inverso y normal, perpendiculares a la laminación. Pirita anhedral y en agregados masivos. Porosidad secundaria.

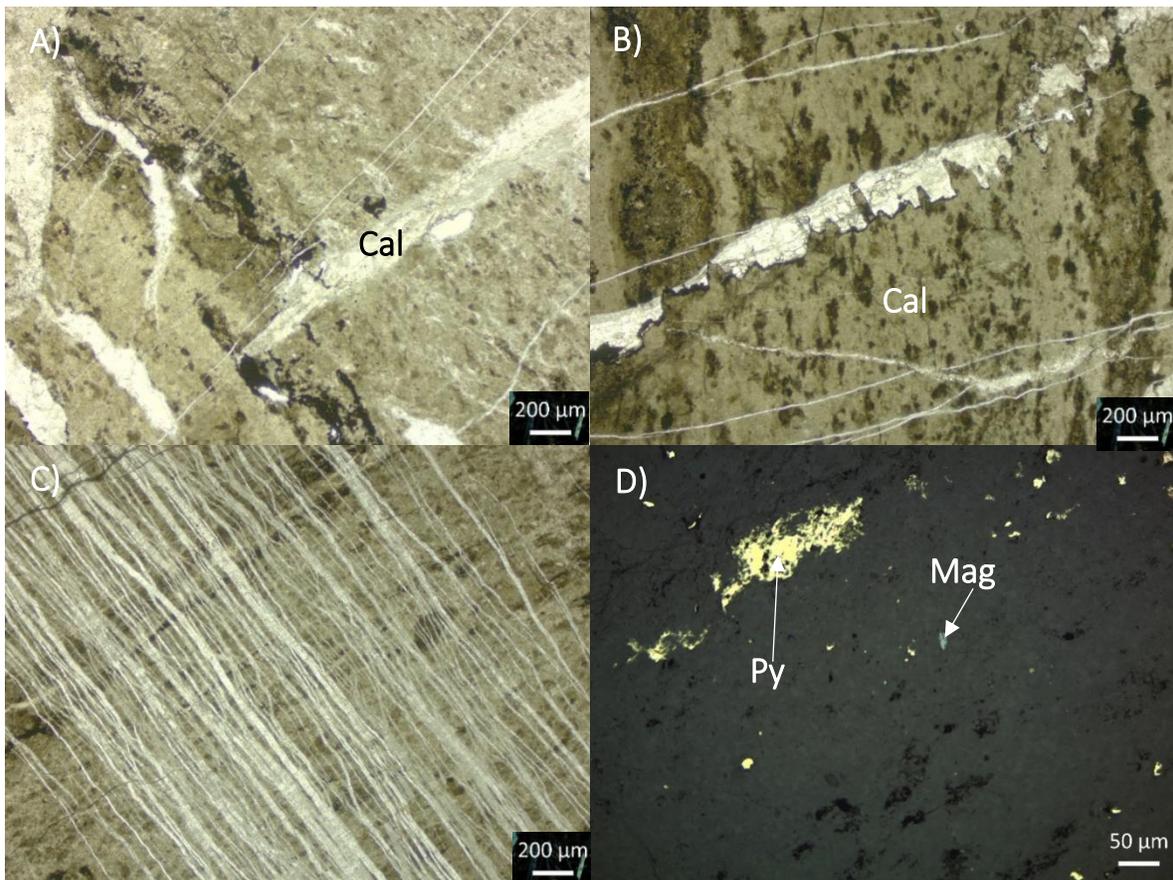


Fig. 3.18 Fotomicrografías de la muestra MOL-TAM-45. A) Matriz laminada con porosidad secundaria, vetilleo relleno de calcita (Cal) perpendicular a la laminación. B) Estilolitas en una vetilla de calcita. C) Vetilleo tardío de calcita. D) Pirita (Py) diseminada anhedral y masiva; magnetita diseminada.

MOL-TAM-47

Localidad: Formación Chipoco baja ley, Tampoch 960 sur

Nombre: Wackstone

Estructuras: Laminación ondulada paralela

Asociación mineral: Calcita, cuarzo y óxidos de manganeso.

Asociación faunística: Ostrácodos

Ambiente de depósito: Aguas someras con comunicación al mar abierto

Descripción: Wackstone con matriz de color café claro con cuarzo anhedral diseminado, hay dos cambios en la laminación: (a) laminación ondulada subparalela, con poco contenido en manganeso y óxidos; laminación ligeramente plegada; (b) laminación ondulada paralela, más gruesa, con laminaciones más homogéneas; se observan acuñaamientos de material más grueso; fallas normales y porosidad. En este segundo cambio se observa más vetilero de calcita.

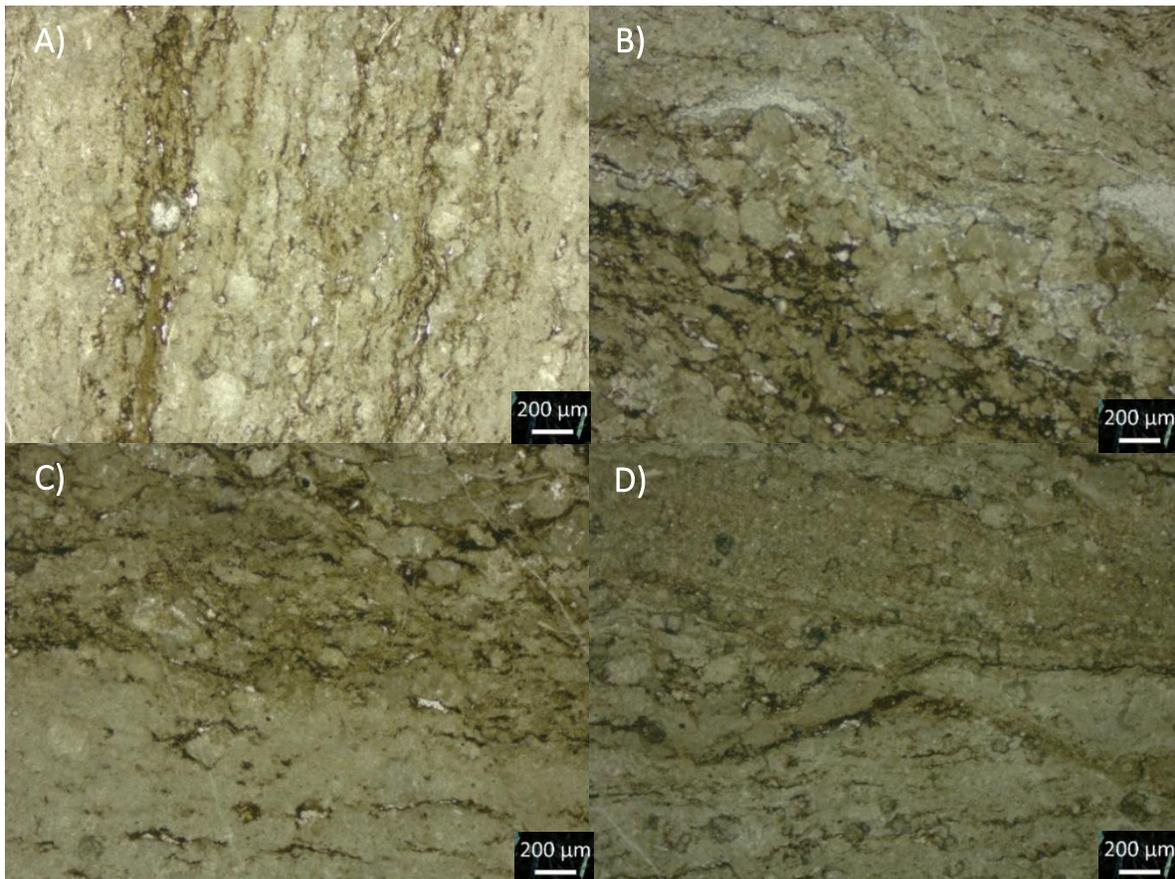


Fig. 3.19 Fotomicrografías de la muestra MOL-TAM-47. A) Laminación de la matriz con cuarzo diseminado y finas láminas de óxidos. B) Cambio en la laminación de la muestra. C) Cambio en la laminación más suave. D) Acuñaamiento.

MOL-TAM-49

Localidad: Formación Chipoco baja ley, Tampoch

Nombre: Packstone con bioclastos

Estructuras: Laminación coloforme

Asociación mineral: Calcita, cuarzo, calcita secundaria y pirita.

Asociación faunística: Conchas de bivalvos (pelecípodos)

Ambiente de depósito: Aguas someras de alta energía

Descripción: Packstone con matriz de color café claro y laminación coloforme. El contenido fósil consta de fragmentos de conchas de bivalvos. Calcita y cuarzo anhedrales diseminados en toda la matriz; pirita diseminada y framboidal. Veta de calcita secundaria de color anaranjado (posiblemente contiene hierro). Hay fracturas y porosidad secundaria.

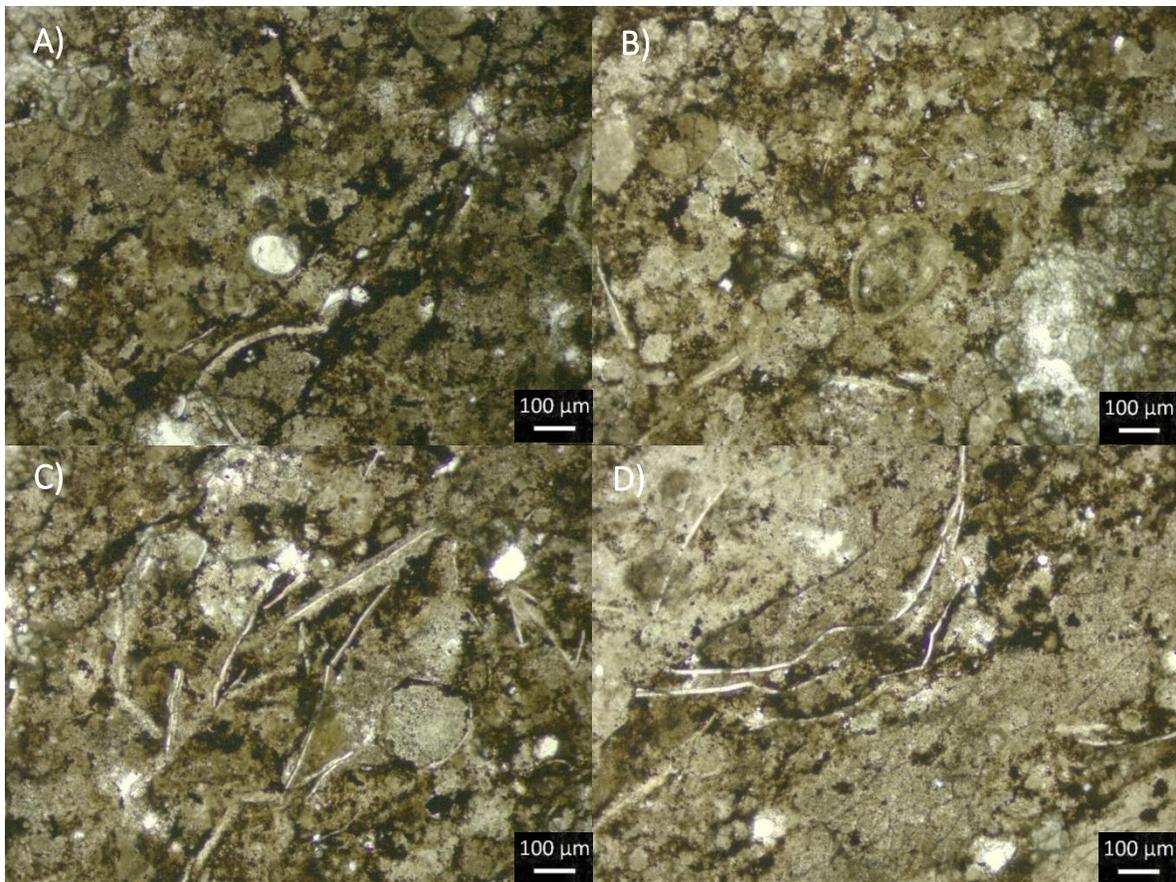


Fig. 3.20 Fotomicrografías de la muestra MOL-TAM-49. A) Matriz coloforme con fósil y óxidos. Matriz con fósiles y porosidad. C) Fósiles. D) Conchas de pelecípodos y laminación de la matriz.

MOL-TAM-54

Localidad: Formación Chipoco baja ley, Tampoch

Nombre: Packstone

Estructuras: Esta muestra cuenta con dos tipos diferentes de texturas: (a) laminación ondulada subparalela y (b) masiva.

Asociación mineral: Calcita, cuarzo, magnetita, pirita, calcita recristalizada, zircón.

Asociación faunística: Ostrácodos

Ambiente de depósito: No se determinó

Descripción: En esta muestra hay un cambio de facies, el primero consta de una packstone con matriz color café oscuro con laminación ondulada subparalela, con finas capas de óxidos con una gradación en cuanto al tamaño de los granos de cuarzo y calcita, hay presencia de ostrácodos, hay una falla que trunca los cristales y da pie a la segunda facie, que consiste de igual forma en una packstone que no presenta laminación y el contenido de calcita es poco, hay cuarzo en cristales más grandes, con líticos de metamórficos, calizas y areniscas; posibles ooides e intraclastos. Se observan fósiles y ooides.

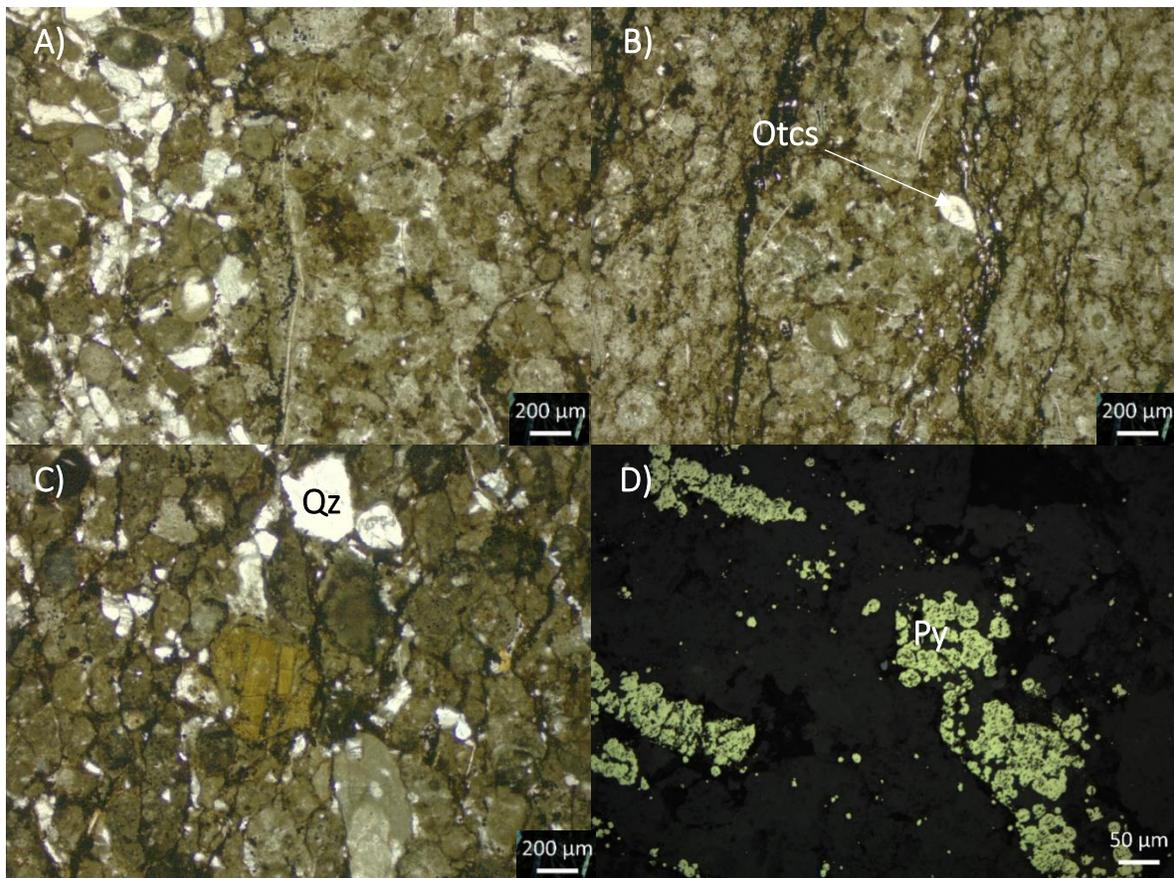


Fig. 3.21 Fotomicrografías de la muestra MOL-TAM-54. A) Cambio de facies en la misma roca. Matriz de la primera facie y un ostrácodo (Otcs). C) Matriz de la segunda facie con porosidad y fragmentos de cuarzo (Qz). D) Pirita (Py) en finas laminas y diseminada.

MOL-TAM-55

Localidad: Formación Chipoco baja ley, Tampoch

Nombre: Mudstone laminada

Estructuras: Laminación ondulada subparalela.

Asociación mineral: Calcita, cuarzo y óxidos de manganeso y hierro.

Asociación faunística: Conchas de bivalvos

Ambiente de depósito: Aguas profundas, baja energía

Descripción: Mudstone con matriz color café claro con laminación ondulada subparalela, entre la laminación hay finas láminas de óxidos, la matriz está conformada principalmente por calcita y cuarzo en cristales anhedrales diseminados, presencia de una falla normal, posiblemente hay conchas de fósiles, calcita secundaria rellenando una vetilla. Hay porosidad paralela a la laminación.

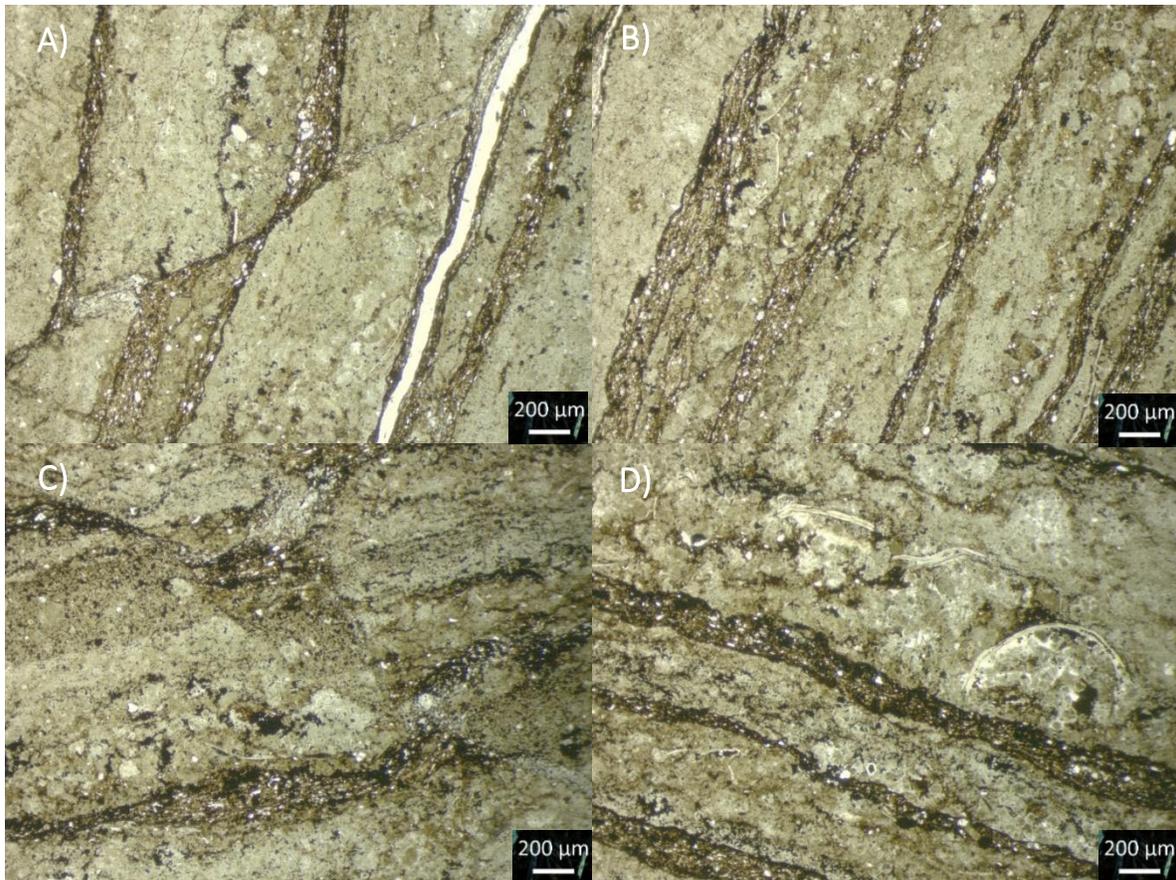


Fig. 3.22 Fotomicrografías de la muestra MOL-TAM-55. A) Falla normal y porosidad paralela a la laminación. B) Laminación de la matriz con finas láminas de óxidos. C) Acuñaamiento. D) Conchas de bivalvos.

MOL-CMX-59

Localidad: Formación Chipoco, Comextetitla

Nombre: Packstone de ostrácodos

Estructuras: Laminación gruesa subondulada paralela

Asociación mineral: Cuarzo, calcita manganesífera, calcita, pirita, magnetita y otros no diferenciados.

Asociación faunística: Ostrácodos y conchas de bivalvos

Ambiente de depósito: No se determinó

Descripción: Packstone con matriz carbonatada de color café oscuro, oscura y clara; laminación gruesa subondulada paralela. Se aprecian cristales de cuarzo y calcita embebidos en la matriz. Escaso vetilleo. Posibles conchas de bivalvos, la cantidad de manganeso es muy baja, hay pirita framboidal y diseminada, y magnetita. Hay fallas y estilolitas.

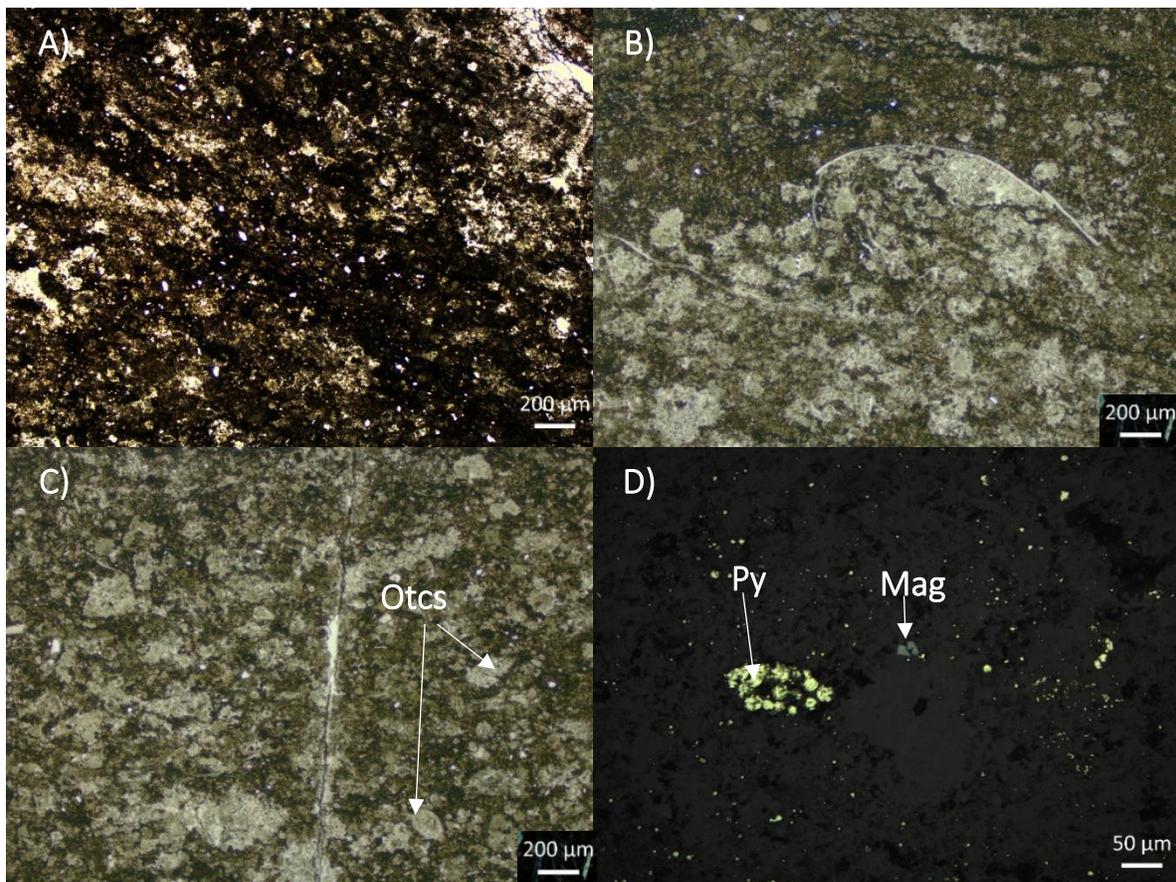


Fig. 3.23 Fotmicrografías de la muestra MOL-TAM-59. A) Matriz carbonatada con óxidos y pirita. B) Cambio en la coloración de la matriz, concha de un bivalvo. C) Fractura y ostrácodos. D) Arreglo de pirita framboidal reemplazando a un ostrácodo y microdiseminado de pirita y magnetita.

MOL-TAM-64

Localidad: Formación Santiago, Tampoch nivel 1193 sur

Nombre: Limolita calcárea-arenisca

Asociación mineral: Calcita, cuarzo, pirita y materia orgánica.

Asociación faunística: Ostrácodos

Ambiente de depósito: No se determinó

Descripción: Limolita con matriz de color café oscuro a negro, calcita en la matriz y en vetillas, cuarzo en cristales diseminados y alto contenido en materia orgánica, calcita secundaria, escaso vetilleo. Fragmentos de calcita y posibles fósiles no identificados plegados.

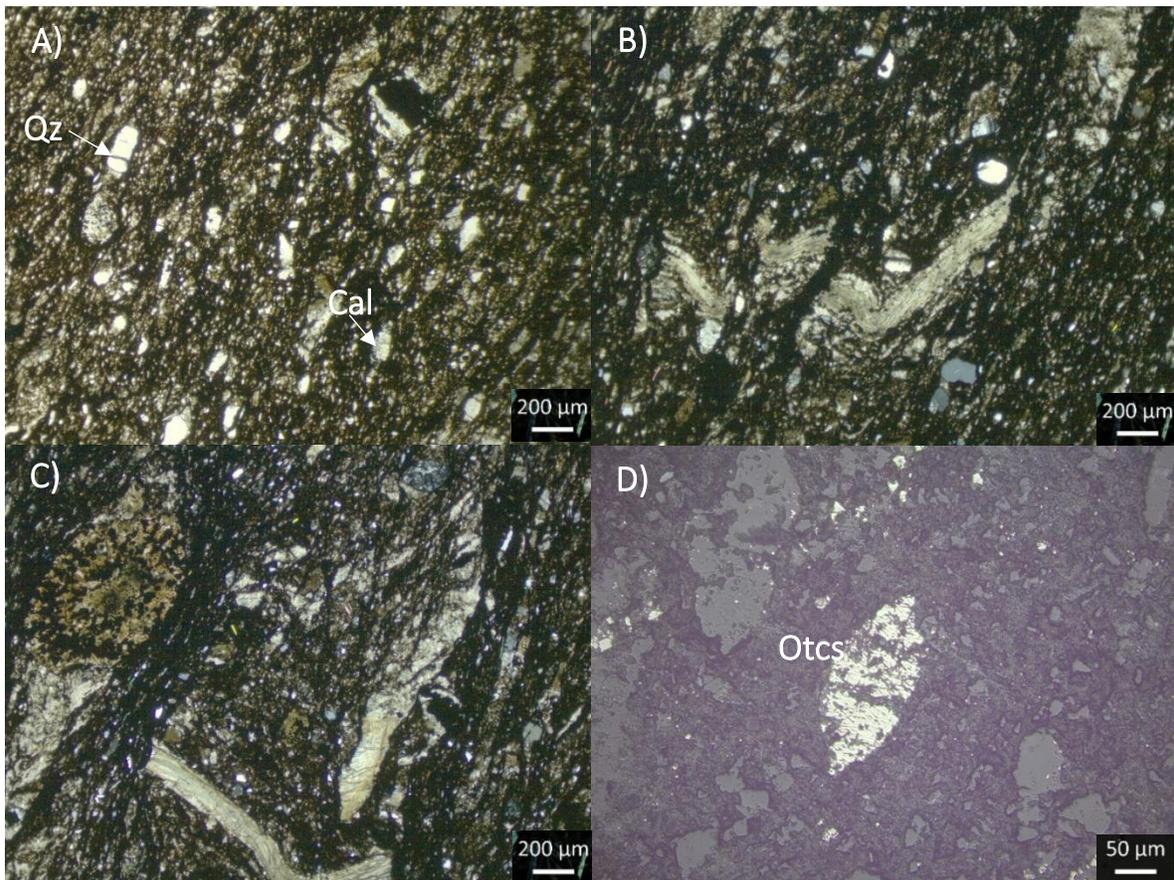


Fig. 3.24 Fotomicrografías de la muestra MOL-TAM-64. A) Matriz con cuarzo y calcita. B) Fragmento de calcita plegado y fallado. C) Fragmentos de posibles fósiles plegados y basculados. D) Ostrácodo (Otcs) reemplazado por pirita.

MOL-TAM-65

Localidad: Formación Chipoco alta ley, Tampoch nivel 1200 sur

Nombre: Packstone

Estructuras: Laminación ondulada paralela

Asociación mineral: Calcita manganesífera, calcita, cuarzo, pirita, pirolusita y posible magnetita.

Asociación faunística: No hay evidencia fósil reconocible.

Ambiente de depósito: No se determinó

Descripción: Packstone con matriz carbonatada de color pardo claro, con laminación ondulada paralela, aunque en algunas partes de muestra la matriz se aprecia masiva. Las fracturas están rellenas de cuarzo, vetilleo de calcita, entre la laminación hay finas láminas de óxidos de manganeso. Hay pirita framboidal. Fuertemente plegada; hay fallas normales.

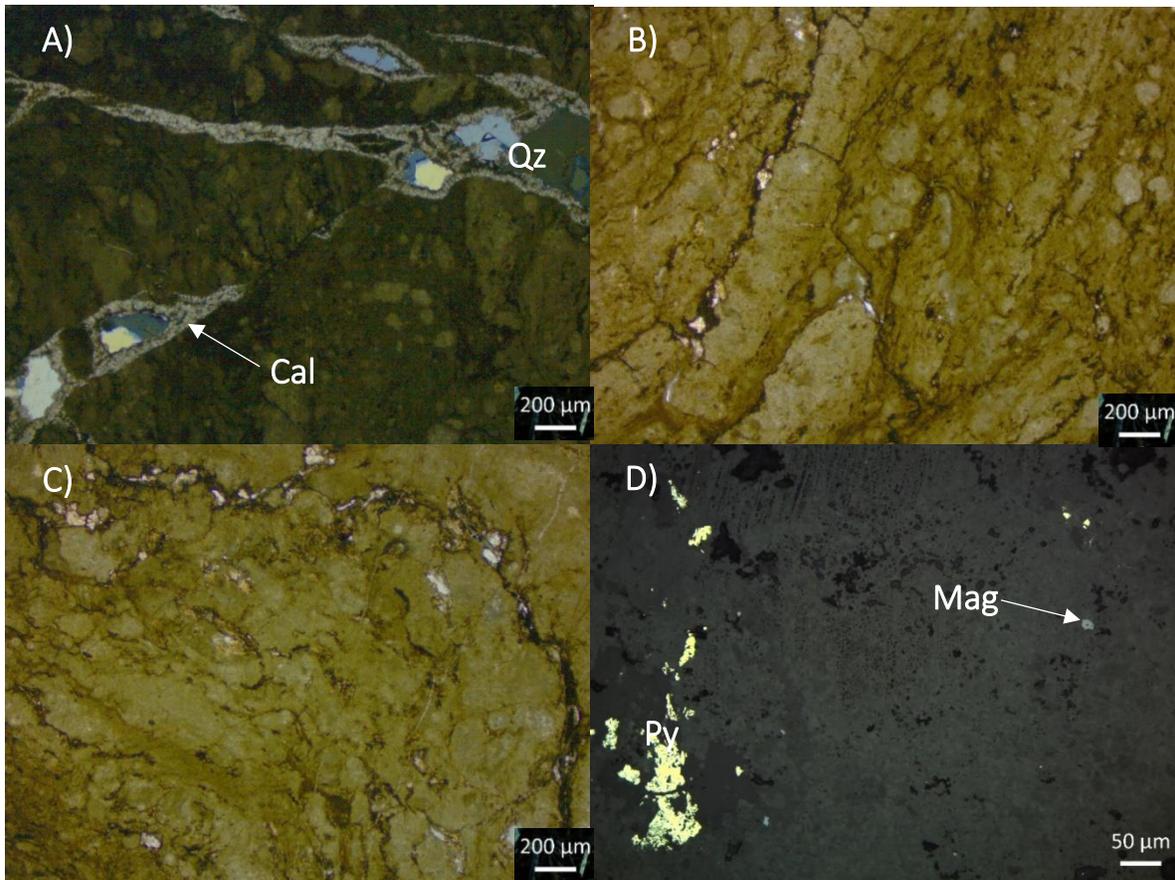


Fig. 3.25 Fotomicrografías de la muestra MOL-TAM-65. A) Matriz con falla normal y fractura rellena de calcita (Cal) con cuarzo (Qz) al centro. B) Matriz altamente plegada. C) Matriz plegada con finas láminas de óxidos. D) Pirita masiva y posible magnetita (Mag).

MOL-TAM-68

Localidad: Formación Chipoco baja ley, Tampoch nivel 1200 sur

Nombre: Packstone

Estructuras: Laminación ondulada paralela

Asociación mineral: Calcita, cuarzo, ¿aragonito?, pirita, magnetita y óxidos de manganeso.

Asociación faunística: Ostrácodos

Ambiente de depósito: No se determinó

Descripción: Packstone con matriz de color café oscuro con laminación ondulada paralela intercalada con finas láminas de óxidos, sin embargo, no en toda la muestra se aprecia esta laminación. Pirita y otros óxidos diseminados en toda la matriz. Abundante vetilleo de calcita, además de cristales diseminados de cuarzo y calcita. El contenido fósil consta de ostrácodos. Dos fracturas rellenas de cuarzo y calcita.

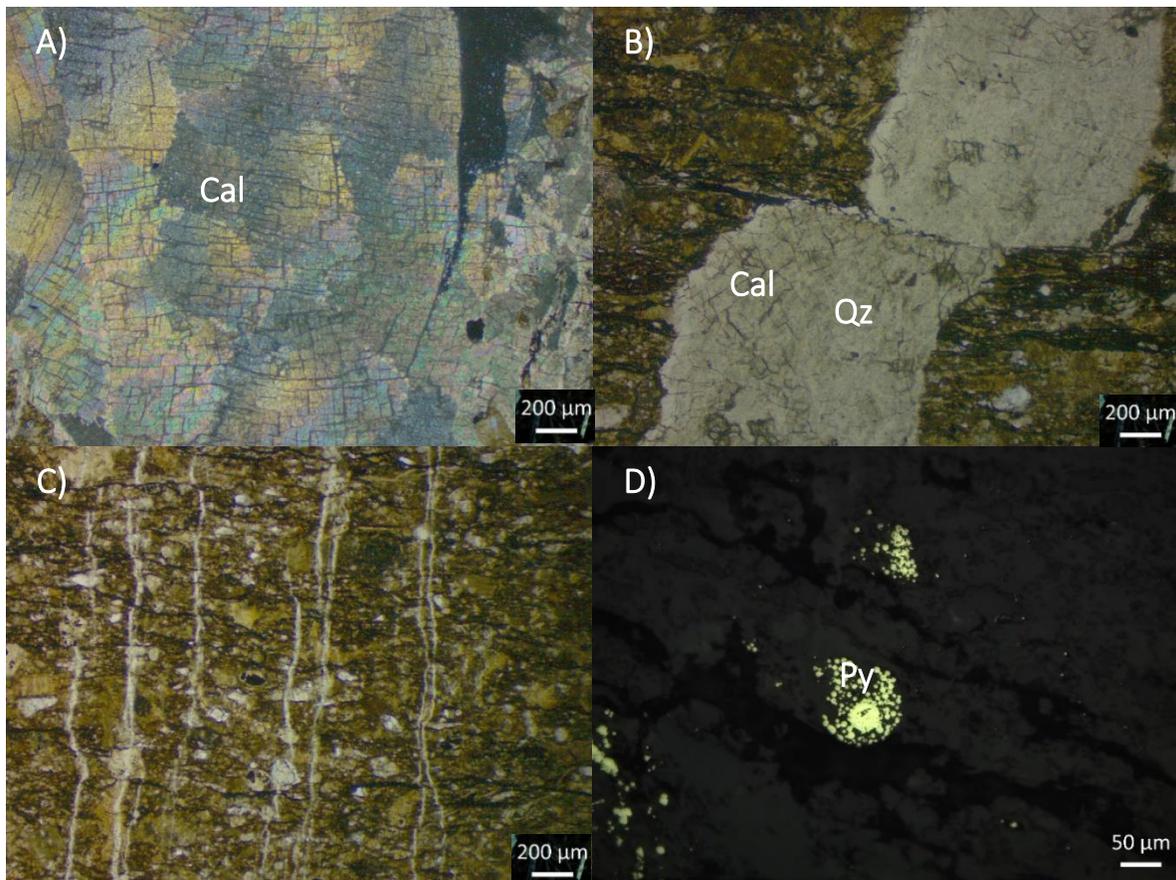


Fig. 3.26 Fotomicrografías de la muestra MOL-TAM-68. A) Fractura rellena de calcita (Cal), véase el crucero romboidal que muestra. B) Laminación de la matriz con una fractura rellena de cuarzo (Qz) y calcita (Cal) casi perpendicular a laminación, además de una falla. C) Matriz laminada con vetillas de calcita perpendiculares a ella. D) Framboides de pirita (Py) con y sin núcleo de pirita.

MOL-IV-70

Localidad: Formación Chipoco alta ley, bloque IV

Nombre: Veta de rodocrosita

Asociación mineral: Calcita, aragonito, clorita, kutnohorita, rodocrosita, pirrotita, pirolusita, calcopirita, marcasita, pirita, magnetita, cuarzo, dolomita, clorita, calcedonia y ópalo.

Asociación faunística: No hay evidencia fósil reconocible.

Ambiente de depósito: No se determinó

Descripción: La muestra es conformada por una veta de rodocrosita, en asociación con kutnohorita, clorita y aragonito; dentro de la veta hay parches de pirolusita, pirrotita, magnetita, marcasita siendo reemplazada por pirita. La roca en la que se aloja esta veta consiste en un mudstone con matriz color café oscuro, con ciertos matices verdosos por la presencia de clorita.

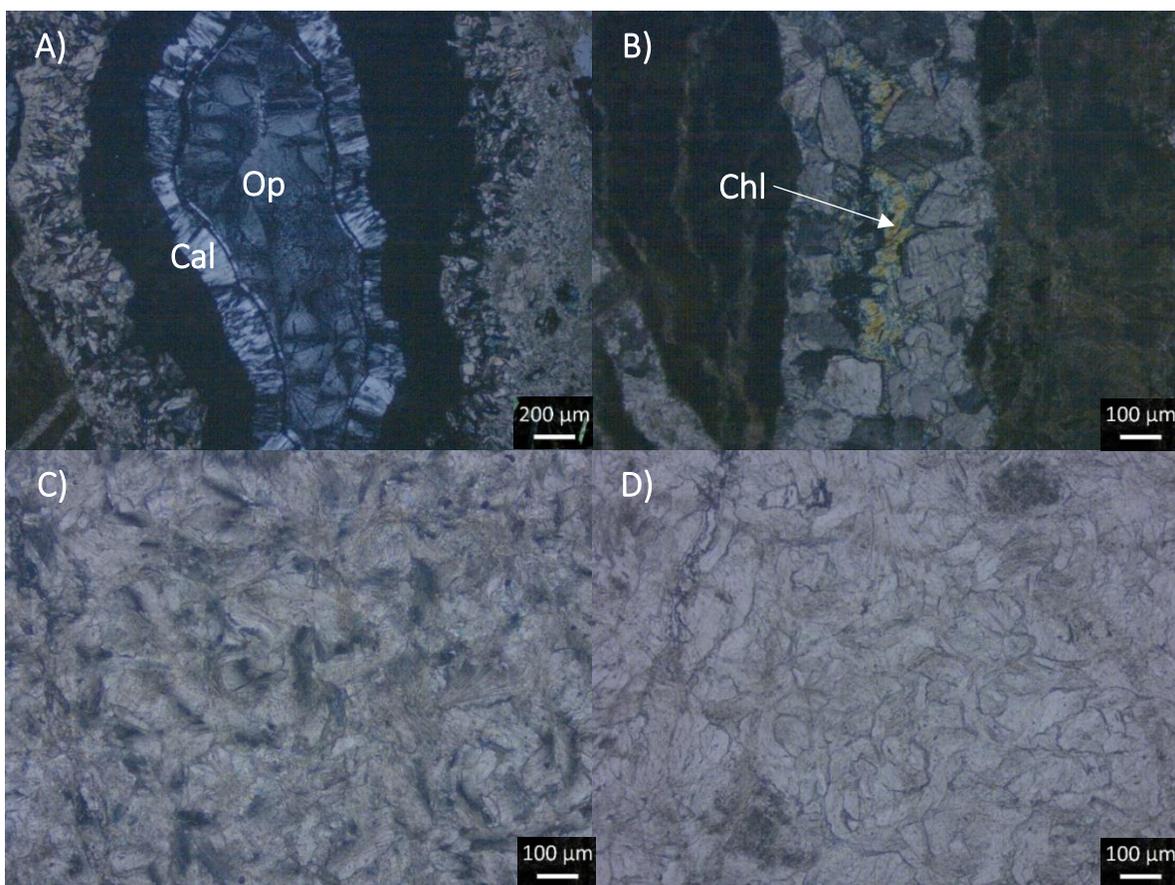


Fig. 3.27 Fotomicrografías de la muestra MOL-IV-70. A) Fragmento de calcedonia donde el centro es de ópalo (Op) y las orillas son de calcita recristalizada (Cal). B) Vetilla de rodocrosita, kutnohorita, clorita (Chl) (al centro) y aragonito con nicoles cruzados. C) y D) Veta de rodocrosita, kutnohorita, clorita y aragonito.

MOL-IV-71

Localidad: Formación Chipoco alta ley, bloque IV

Nombre: Mudstone con veta de rodocrosita

Estructuras: Laminación ondulada subparalela

Asociación mineral: Rodocrosita, calcita manganesífera, kutnohorita, pirita, calcopirita, esfalerita, pirrotita y magnetita.

Asociación faunística: No hay evidencia fósil reconocible.

Ambiente de depósito: Aguas profundas

Descripción: Mudstone con matriz carbonatada de color café oscura, con laminación ondulada paralela intercalada con óxidos de manganeso. Vetilleo de calcita manganesífera en asociación con kutnohorita. Hay calcopirita, esfalerita, pirita, pirrotita y magnetita diseminadas. La veta de rodocrosita tiene en las orillas kutnohorita, además de exhibir textura coloforme y radial-coloforme.

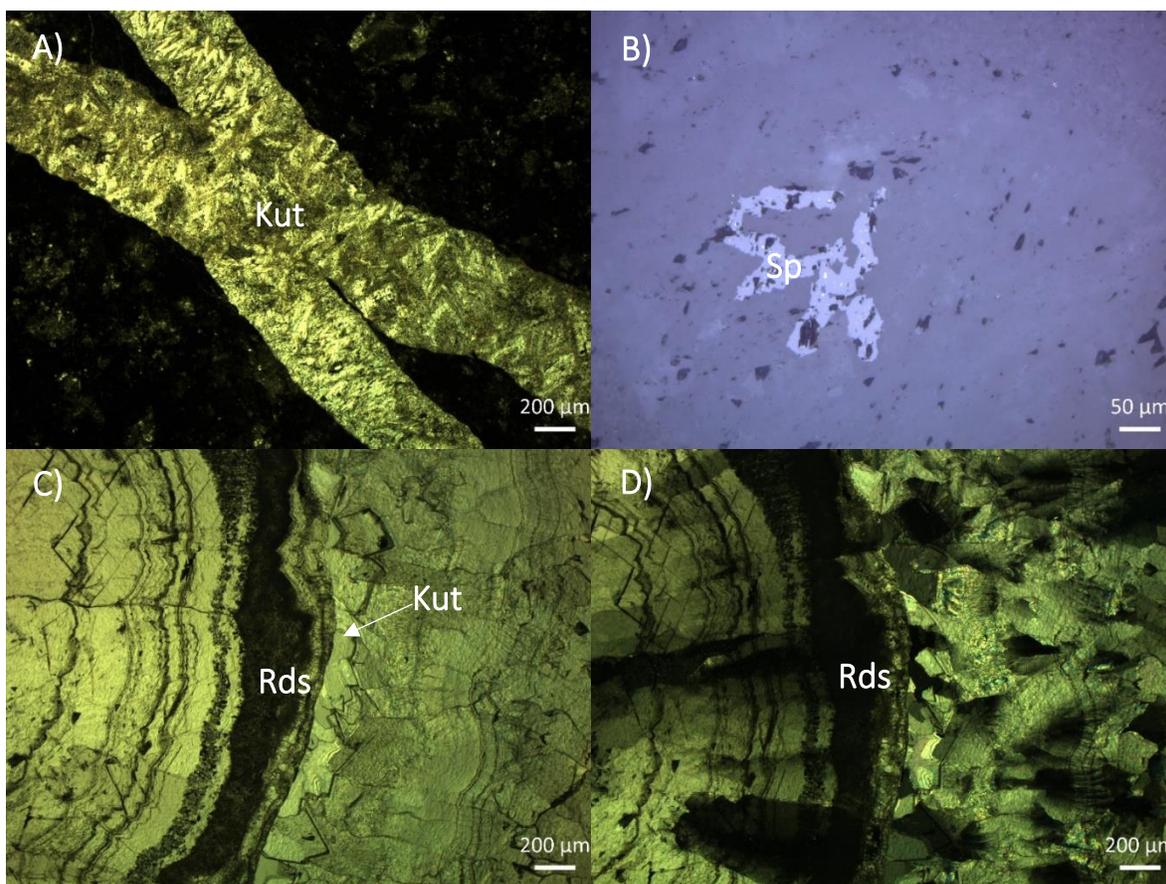


Fig. 3.28 Fotomicrografías de la muestra MOL-IV-71. A) Vetilla de kutnohorita (Kut) con calcita. B) Esfalerita (Sp) en matriz carbonatada. C) Veta de rodocrosita (Rds) con kutnohorita (Kut). D) Veta de rodocrosita (Rds) con nicoles cruzados.

BDCI-411-1

Localidad: Rocas ígneas del Cenozoico, bloque IV

Nombre: Monzodiorita

Textura: Intergranular

Asociación mineral: Clorita, calcita, cuarzo <10%, plagioclasa, piritita, líticos y posible hematita.

Ambiente de depósito: Subvolcánico

Descripción: Monzodiorita con textura intergranular con alteración subpropilítica. Contiene cristales de clorita y calcita anhedrales y masivos, plagioclasas que no se muestran macladas; piritita diseminada y en cubos, además de líticos. Fractura rellena de calcita; posible hematita y especularita. Por medio de una falla se observa material brechado.

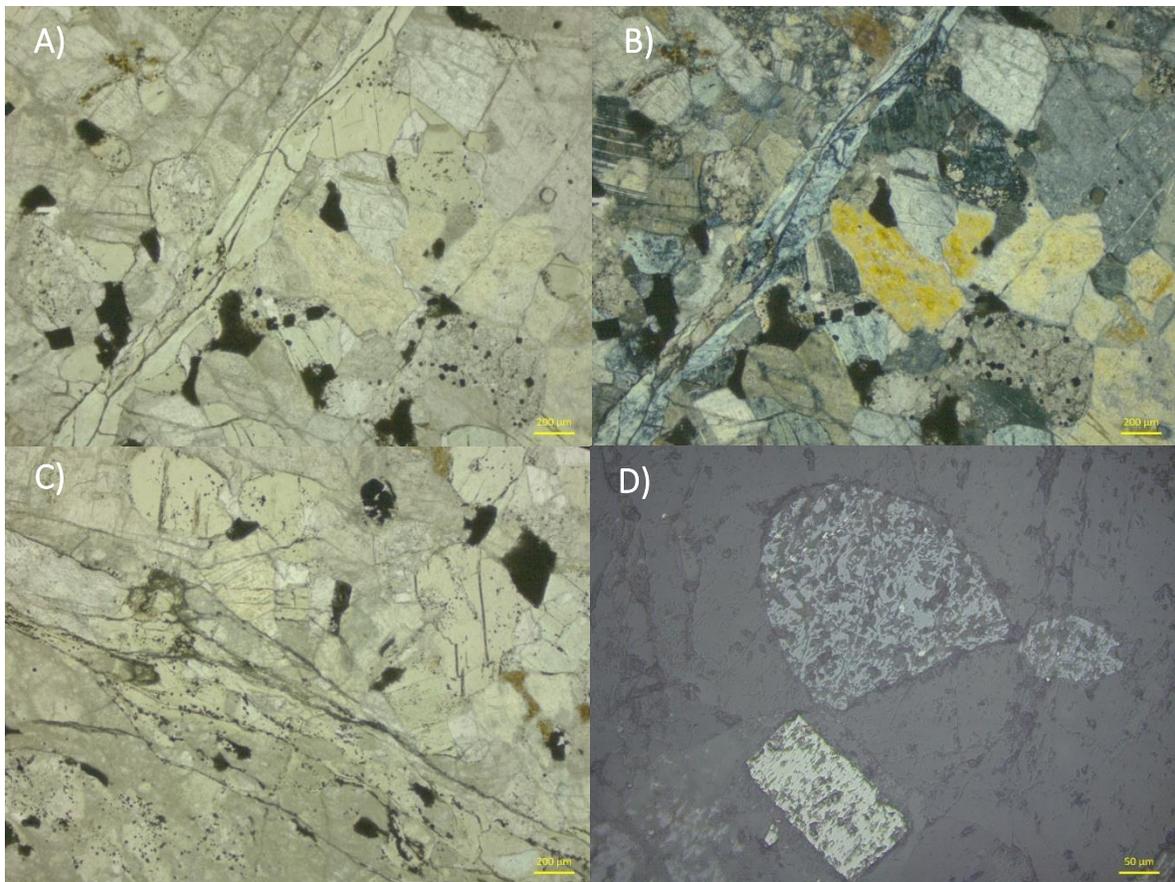


Fig. 3.29 Fotomicrografías de la muestra BDCI-411-1. A) Matriz intergranular. B) Con nicoles cruzados se observa clorita, el cuarzo y plagioclasas. C) Falla fuerte que delimita al intrusivo y la brecha. D) Posible hematita con piritita en el interior de los cristales.

MOL-III-30

Localidad: Formación Chipoco alta ley, bloque 3 nivel 514 Sur

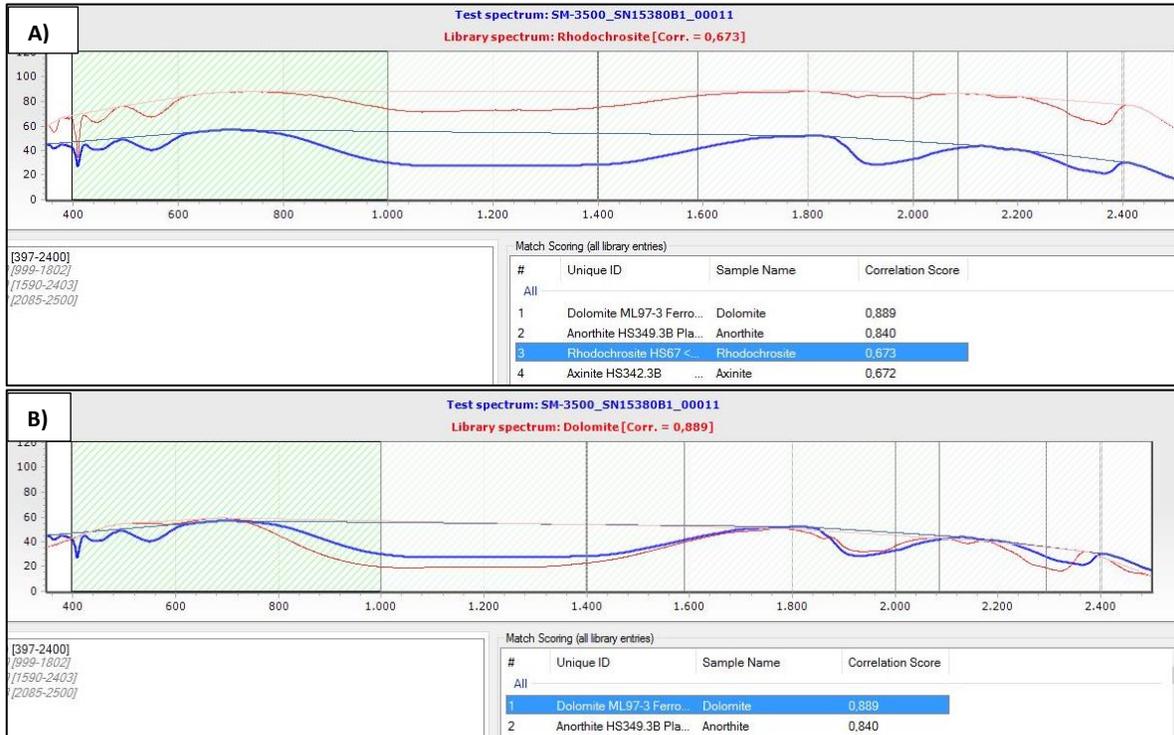
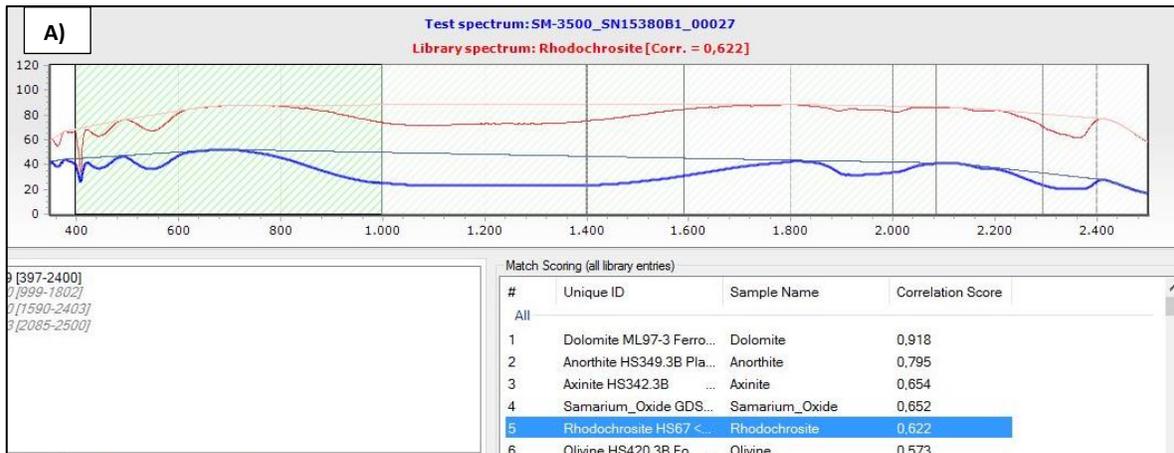


Fig. 3.1. Espectros infrarrojos de la muestra MOL-III-30. A) Rodocrosita. B) Dolomita

MOL-IV-70

Localidad: Formación Chipoco alta ley, bloque 4



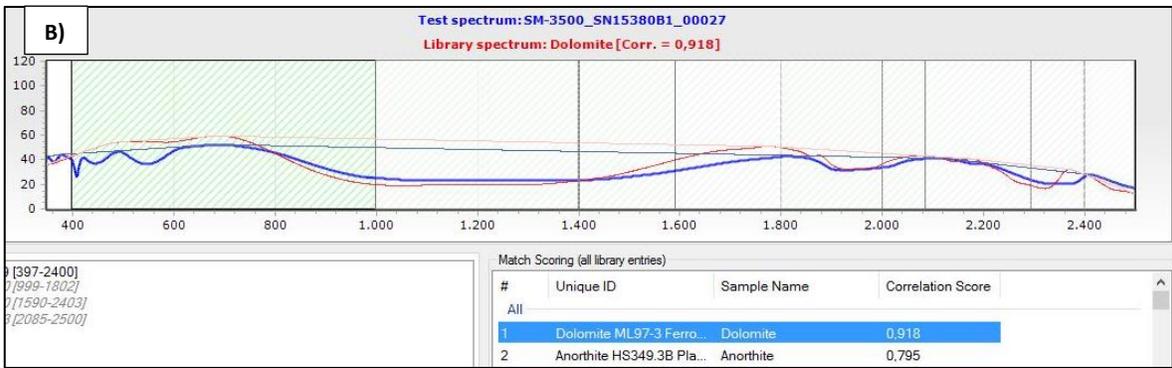


Fig. 3.4. Espectros infrarrojos de la muestra MOL-IV-70. A) Rodocrosita. B) Dolomita

MOL-IV-71

Localidad: Formación Chipoco alta ley, bloque 4

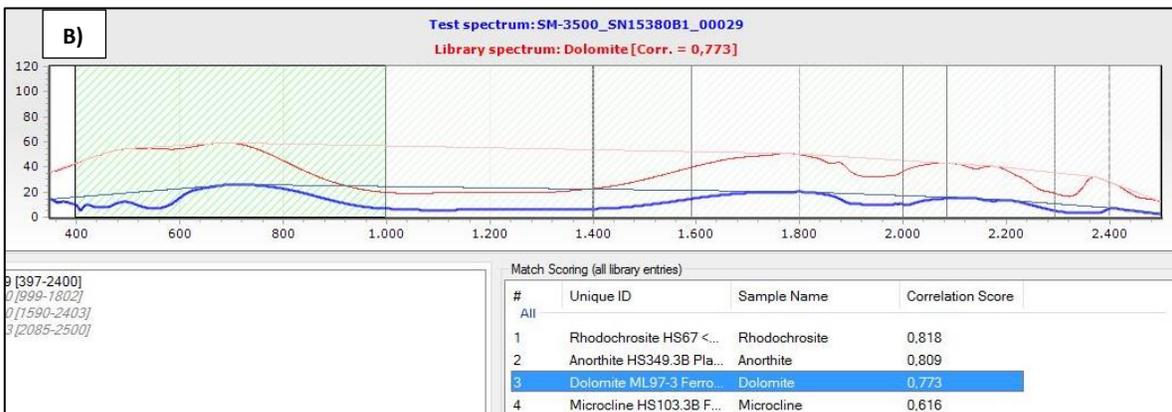
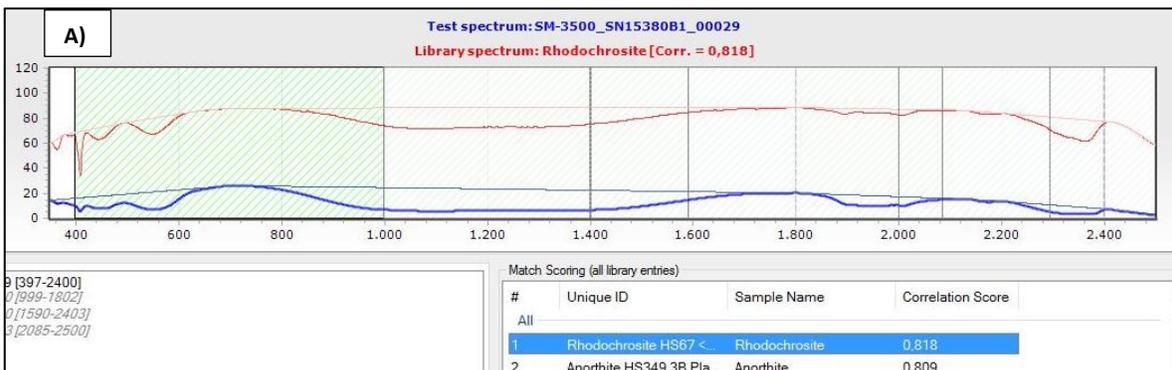


Fig. 3.5. Espectros infrarrojos de la muestra MOL-IV-71. A) Rodocrosita. B) Dolomita

ANEXO 5. Microscopio electrónico de barrido (SEM)

MOL-III-01

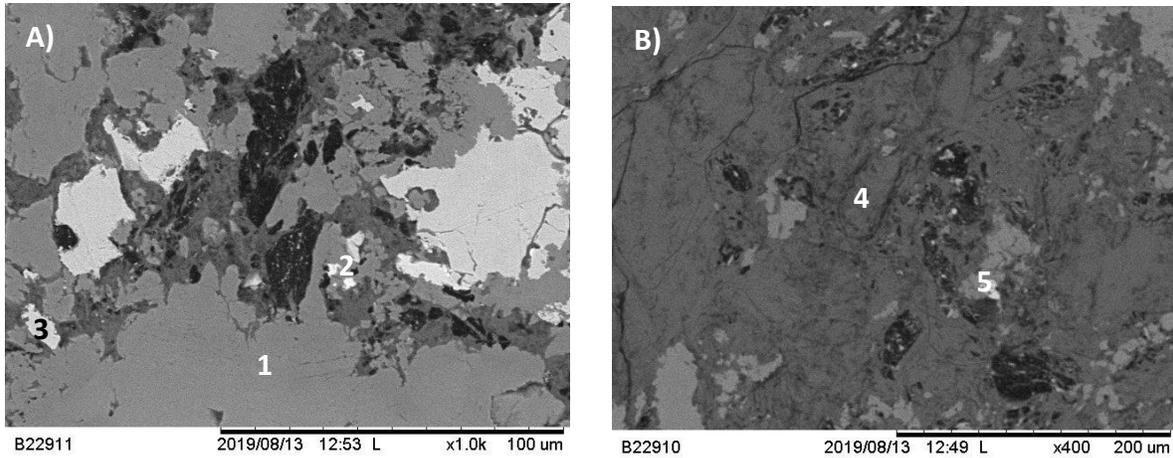
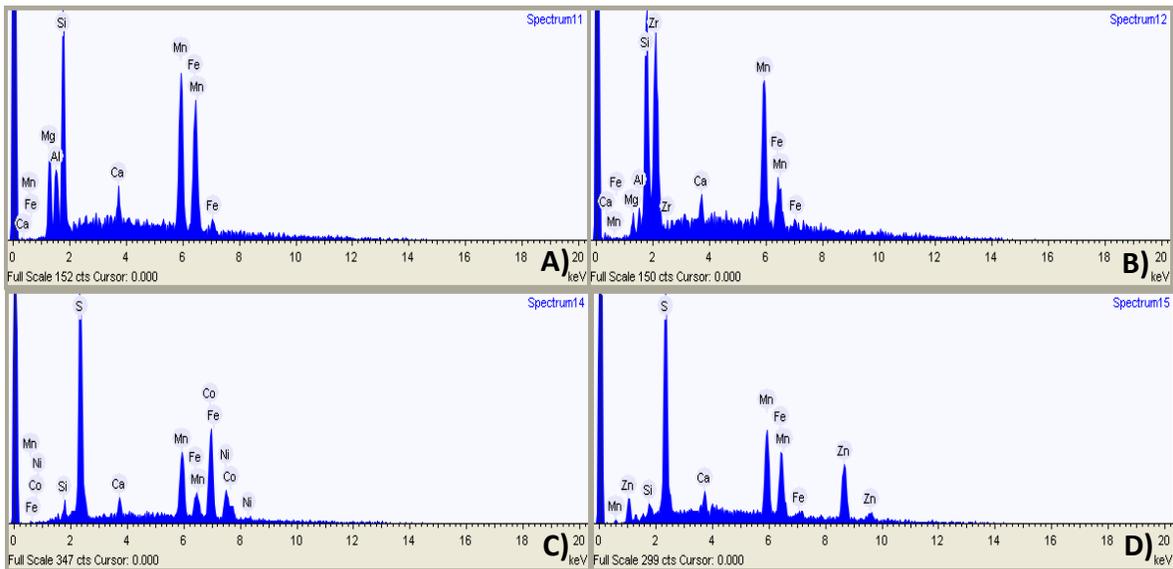


Fig. 5.1. A) Se observa una matriz clara (1) que presenta cristales de esfalerita (2) y de forma tabular una siegenita (3). B) En otra parte de la muestra se observa una matriz oscura (4) con zircón (5).



Resultados obtenidos de la medición puntual con la microsonda en varias zonas de la muestra MOL-III-01

- Matriz clara con un contenido alto en manganeso (36.2%), hierro (34.7%) y sílice (14%).
- Zircón en matriz rica en manganeso y sílice.
- Sulfuro de Co y Ni tentativamente siegenita en matriz rica en manganeso y hierro.
- Esfalerita en matriz manganesífera.

MOL-III-03

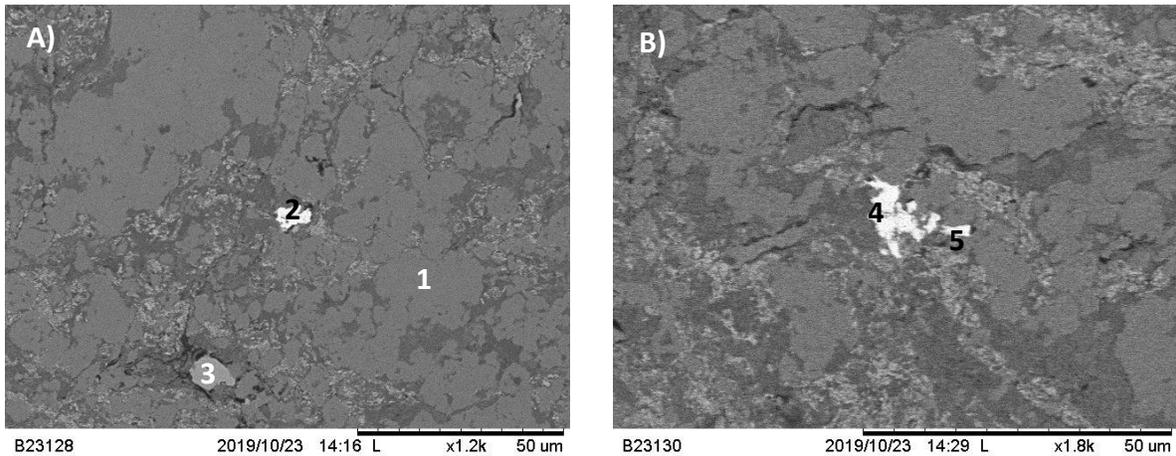
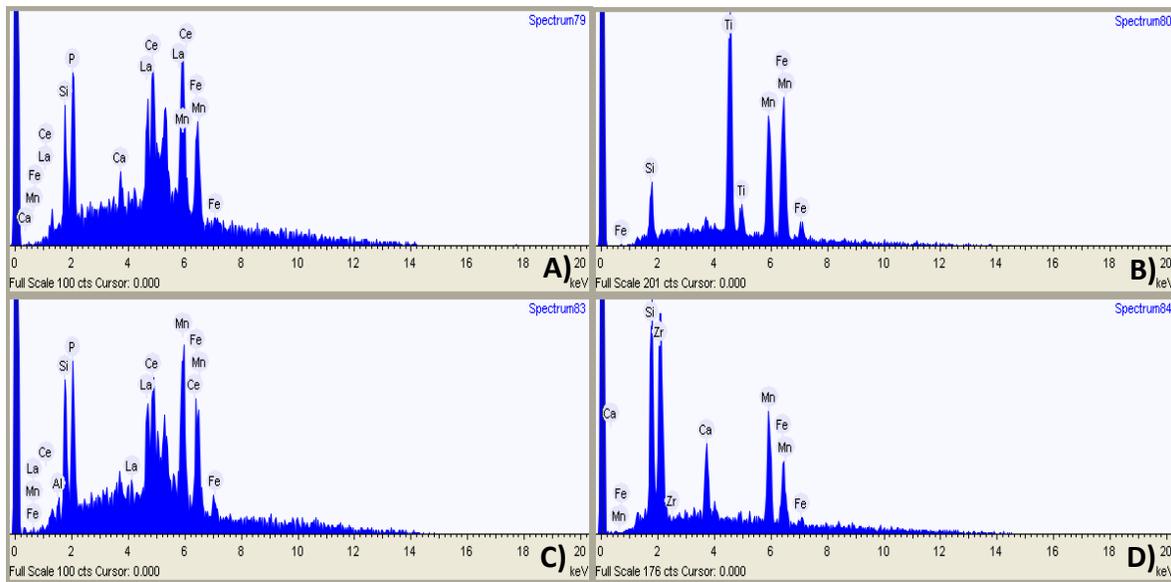


Fig. 5.2. A) Muestra tomada de la misma zona que la anterior, con matriz de la misma composición (1), en esta matriz se observa un cristal de monacita (2), y un cristal de ilmenita (3). B) En la matriz se aprecia otro cristal de monacita (4) y adyacente un zircón (5).



Resultados obtenidos de la medición puntual con la microsonda en varias zonas de la muestra MOL-III-03.

- Monacita en una matriz carbonatada con alto contenido de manganeso
- Ilmenita en una matriz rica en manganeso y con impurezas de sílice.
- Monacita
- Zircón

MOL-VII-15

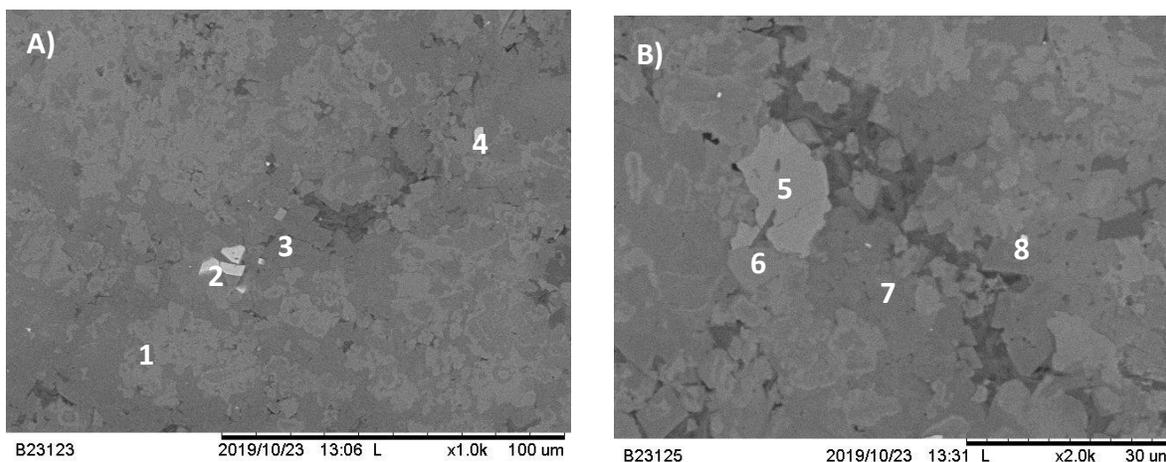
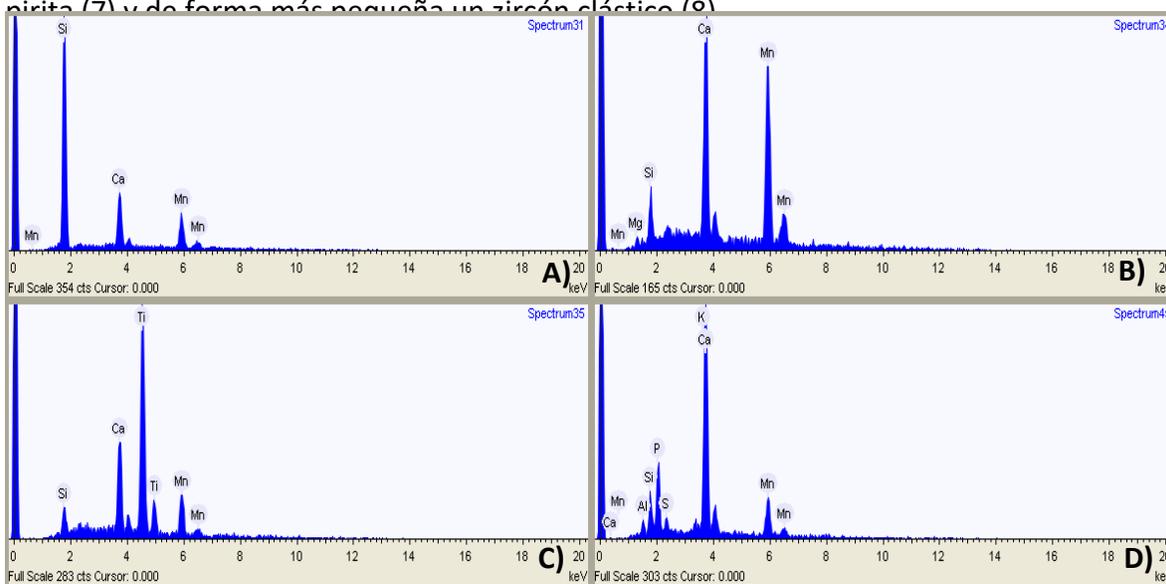


Fig. 5.3. A) Se observa una matriz de clara y oscura (1) la cual contiene cristales subedrales de pirita (2) y de anatasa (3) y (4). B) En esta imagen se tiene otro cristal de anatasa (5) que es atravesado por un cristal tabular que presumiblemente es un apatito (6), además de pirita (7) y de forma más pequeña un zircon eléctrico (8)



Resultados obtenidos de la medición puntual con la microsonda en varias zonas de la muestra MOL-VII-15.

- Matriz oscura que tiene alto contenido de sílice, probablemente es cuarzo.
- Matriz clara más cálcica.
- Anatasa rodeada de una matriz más cálcica.
- Apatito.

MOL-VII-16

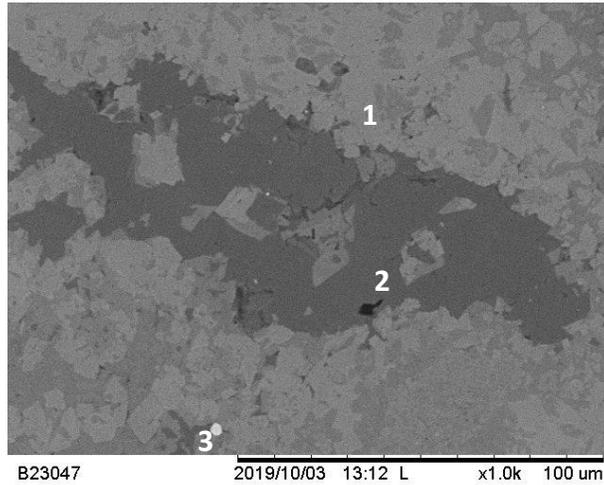
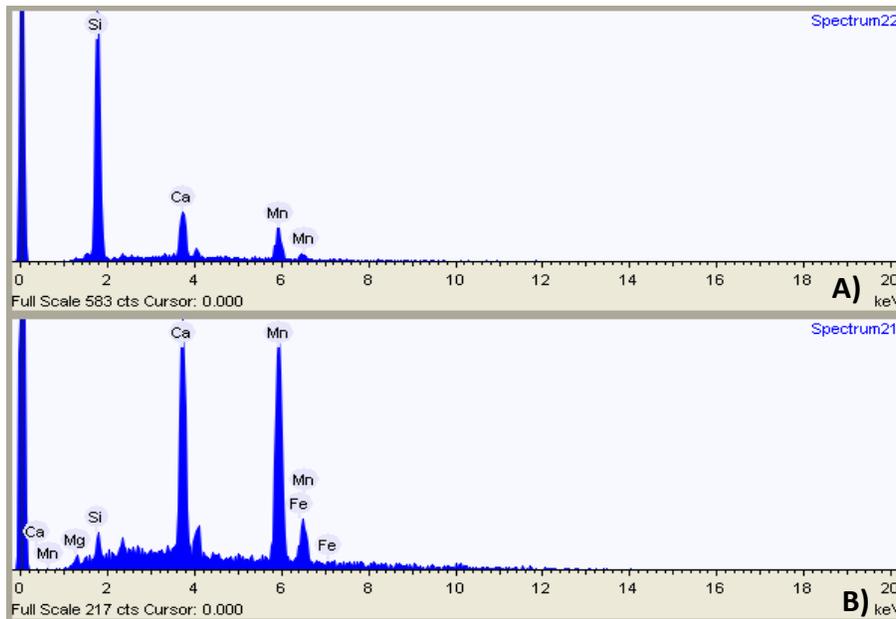


Fig. 5.4. Se observa una matriz clara (1) la cual también hay una de un gris más oscuro (2) en la parte inferior de la foto se aprecia un cristal brillante que corresponde a una pirita (3).



Resultados obtenidos de la medición puntual con la microsonda en varias zonas de la muestra MOL-VII-16.

- Matriz oscura con un alto contenido en sílice (50.8%) y bajo contenido en manganeso (30.3%).
- Matriz clara con un alto contenido de calcio (23.8%) y manganeso (68.4%).

MOL-IV-22

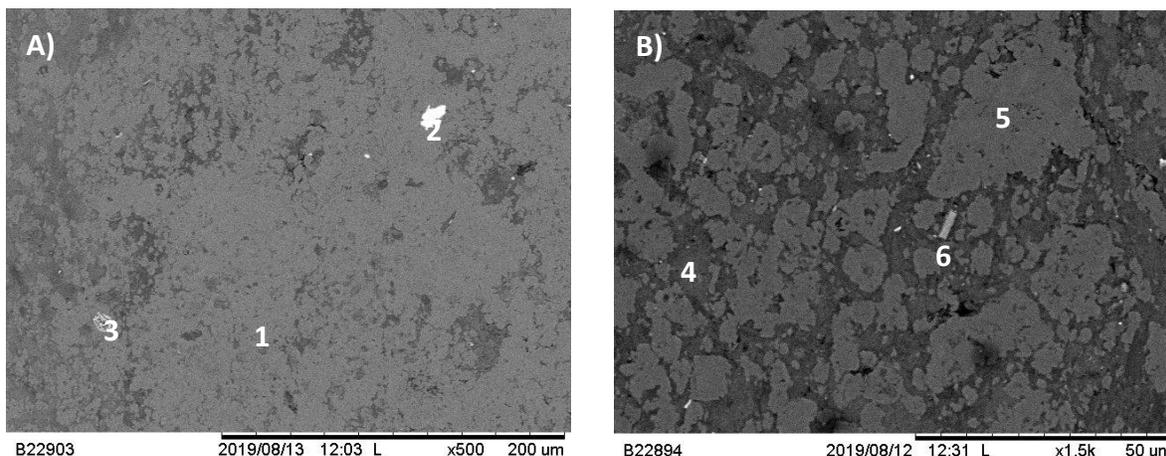
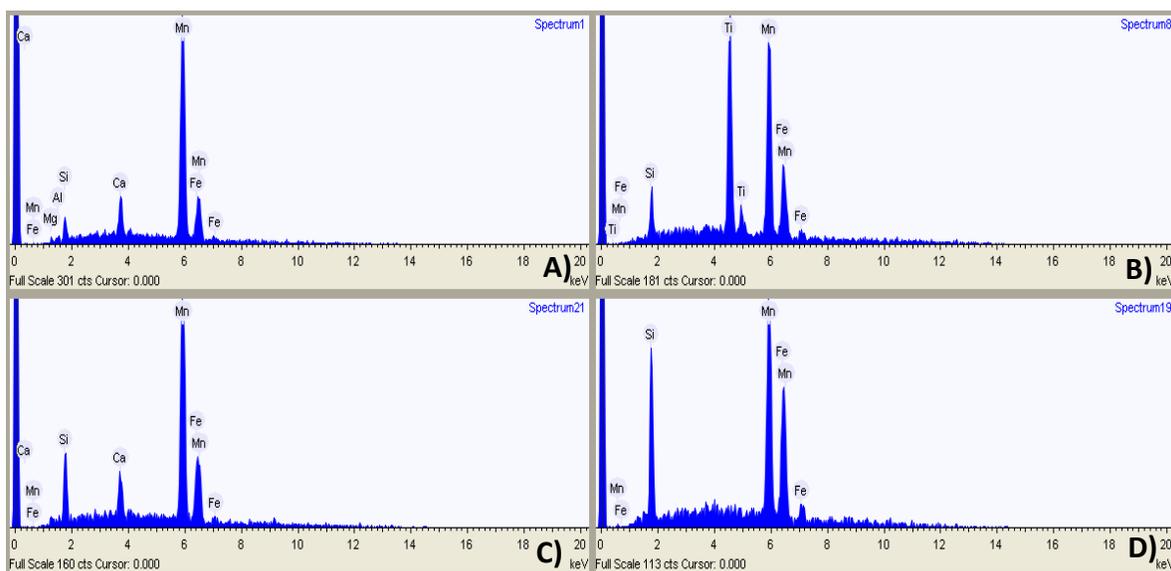


Fig. 5.5. A) Se observa una matriz clara (1) cristales muy reflectivos de esfalerita (2) y framboides de pirita (3). B) Una matriz oscura (4) con aparentes agregados de un gris más claro (5) donde se aprecia un cristal tabular de ilmenita (6).



Resultados obtenidos de la medición puntual con la microsonda en varias zonas de la muestra MOL-IV-22

- Matriz con un alto contenido de manganeso, bajo contenido en sílice, calcio y hierro.
- Cristal de una ilmenita rodeada de una matriz rica en manganeso.
- Matriz clara con contenido elevado de manganeso y bajo contenido en sílice, calcio y hierro.
- Matriz oscura con contenido elevado de manganeso, sílice y hierro.

MOL-CMX-33

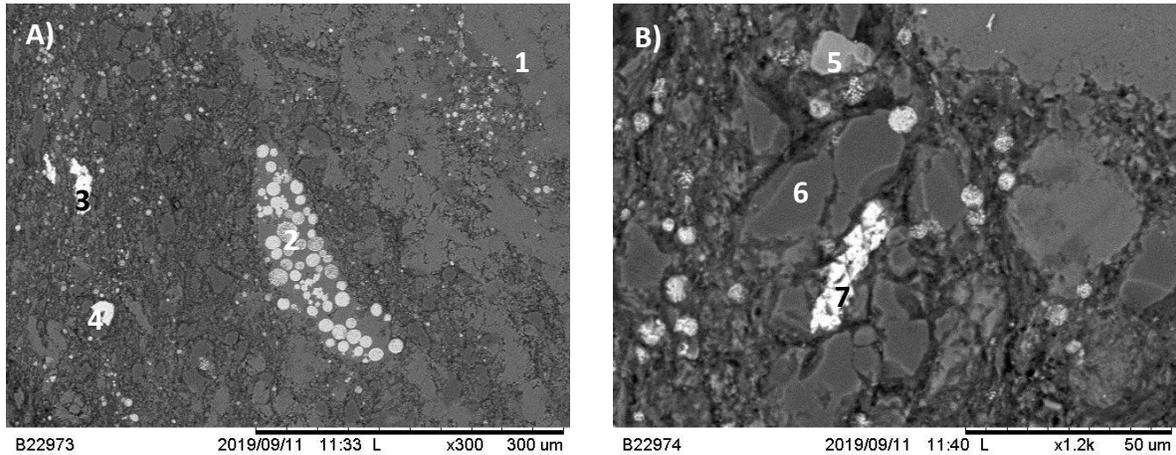
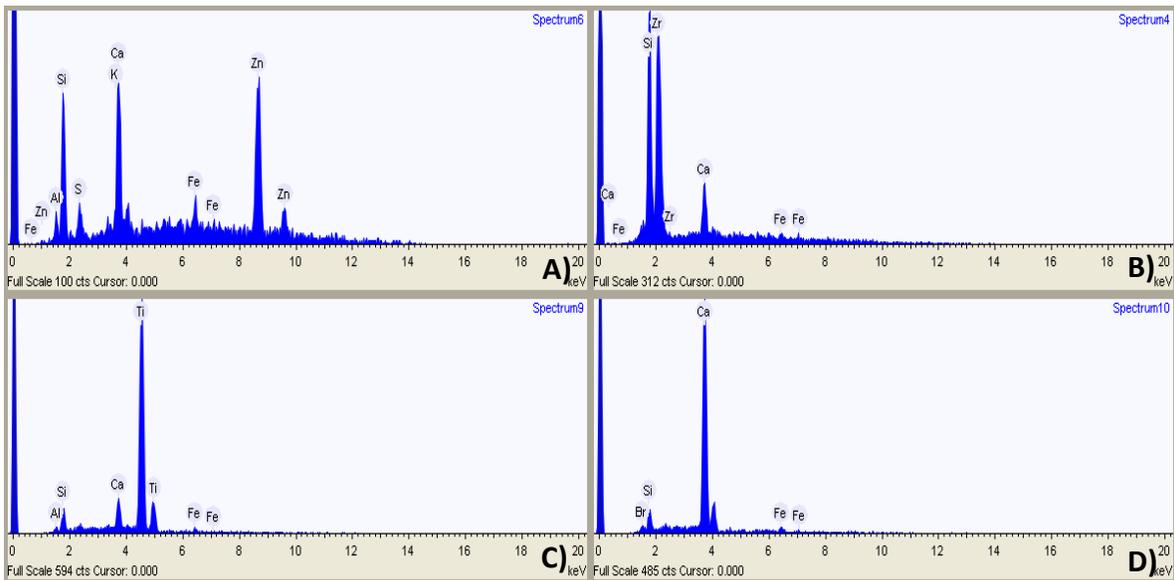


Fig. 5.6. A) Se aprecia una matriz clara totalmente carbonatada donde se observa un cristal de calcita (1), framboides de pirita (2), esfalerita (3) y zircón (4). B) En esta foto más detallada se observa un cristal de anatasa (5), un cristal anedral de cuarzo (6) y una esfalerita tabular (7).



Resultados obtenidos de la medición puntual con la microsonda en varias zonas de la muestra MOL-CMX-33.

- Esfalerita en una matriz carbonatada.
- Zircón.
- Anatasa.
- Composición de la matriz.

MOL-CMX-34

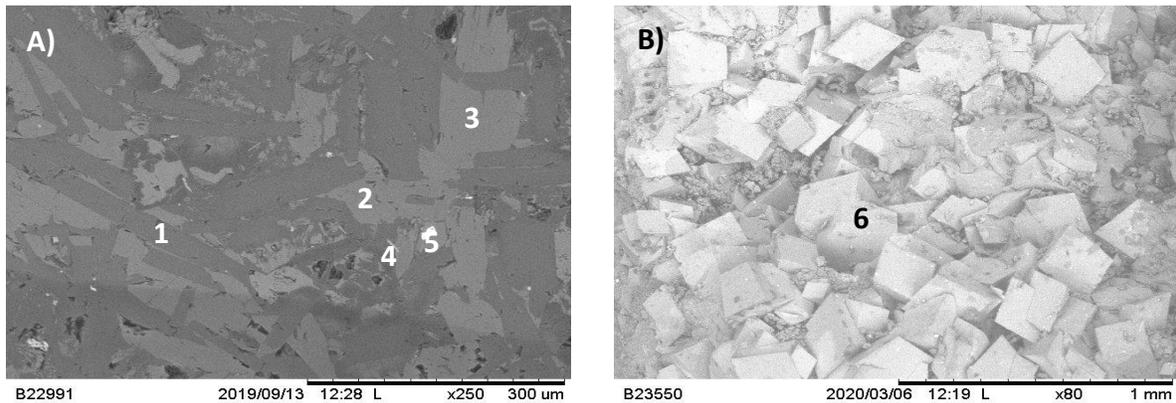
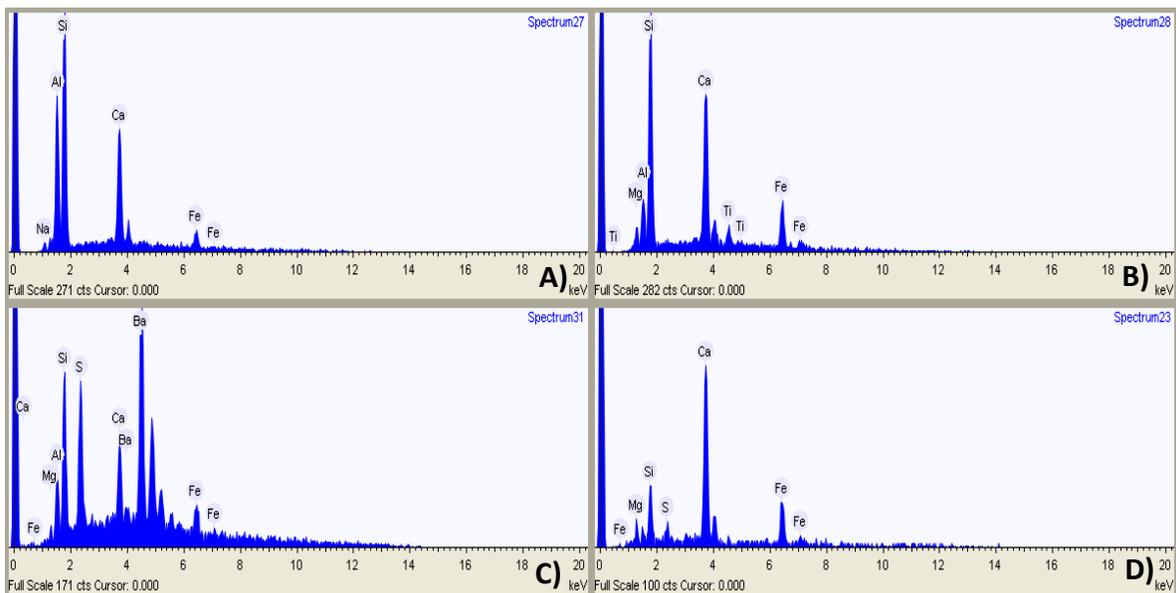


Fig. 5.7. A) Se aprecia la matriz de una roca ígnea que tiene como principal constituyente, cristales tabulares de plagioclasa cálcica de color gris oscuro (1), donde los intersticios están rellenos por piroxeno de color gris claro (2), escasa hornblenda (3), titanomagnetitas en forma de agujas (4) y barita diseminada (5). B) La muestra a nivel macroscópico presenta vesículas las cuales están rellenas de pequeños cubos que microscópicamente corresponden a cristales de turgita.



Resultados obtenidos de la medición puntual con la microsonda en varias zonas de la muestra MOL-CMX-34.

- a) Plagioclasa cálcica
- b) Piroxeno
- c) Barita
- d) Turgita

MOL-CMX-37

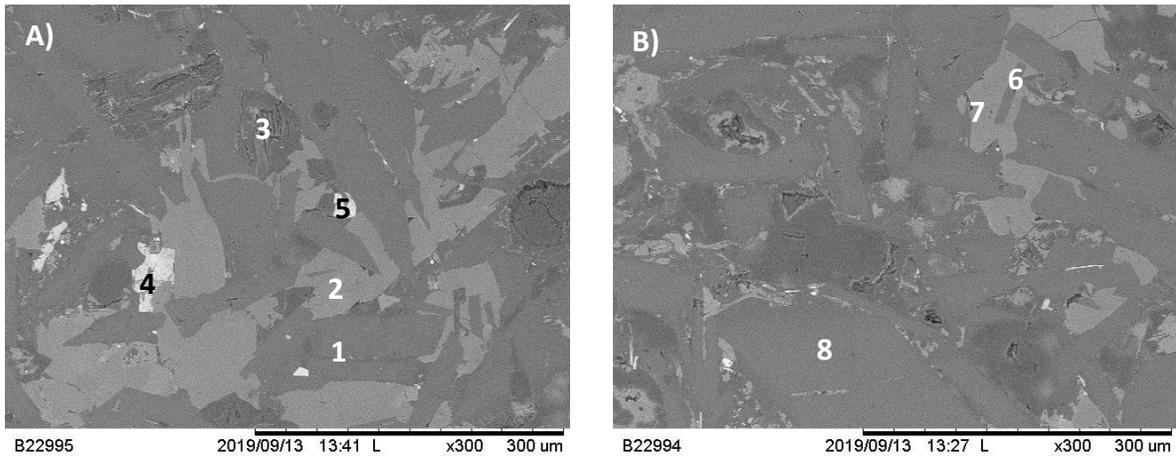
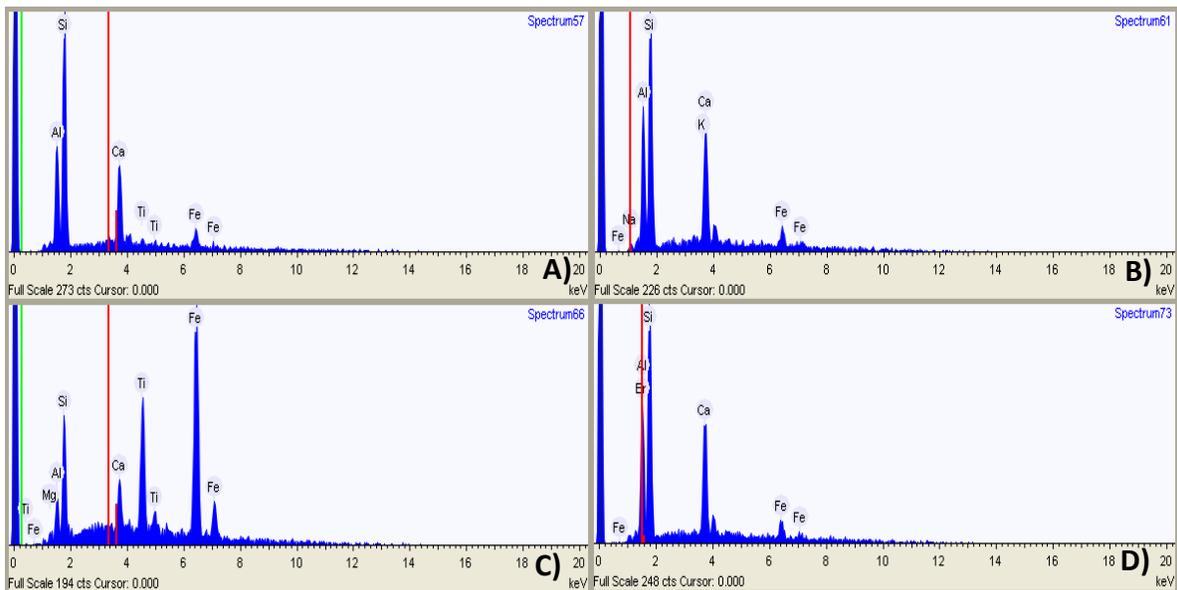


Fig. 5.8. A) Se aprecia la matriz de una roca ígnea que tiene como principal constituyente, cristales tabulares de plagioclasa cálcica de color gris oscuro (1), donde los intersticios están rellenos por piroxeno de color gris claro (2), escaso feldespato potásico (3), ilmenita con formas irregulares (4) y poca a casi nula pirita diseminada (5). B) Cristal tabular de plagioclasa cálcica (6) dentro de un piroxeno (7).



Resultados obtenidos de la medición puntual con la microsonda en varias zonas de la muestra MOL-CMX-34.

a) Piroxeno

b) Plagioclasa cálcica

c) Ilmenita

d) Matriz de Si (34.4%), Al (7.2%), Ca (27%), Fe (12.6%), y Br (18.8%) corresponde a #8 en la foto B

MOL-TAM-47

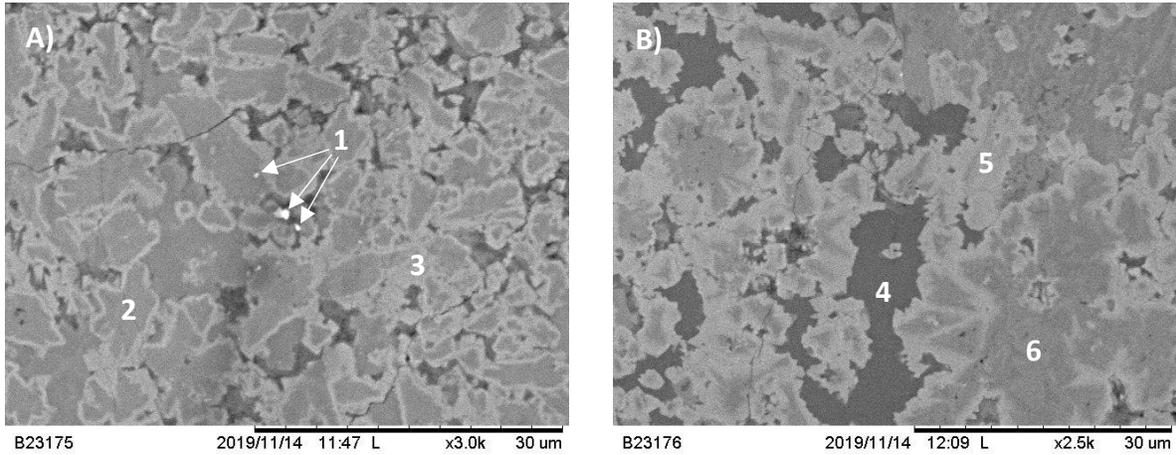
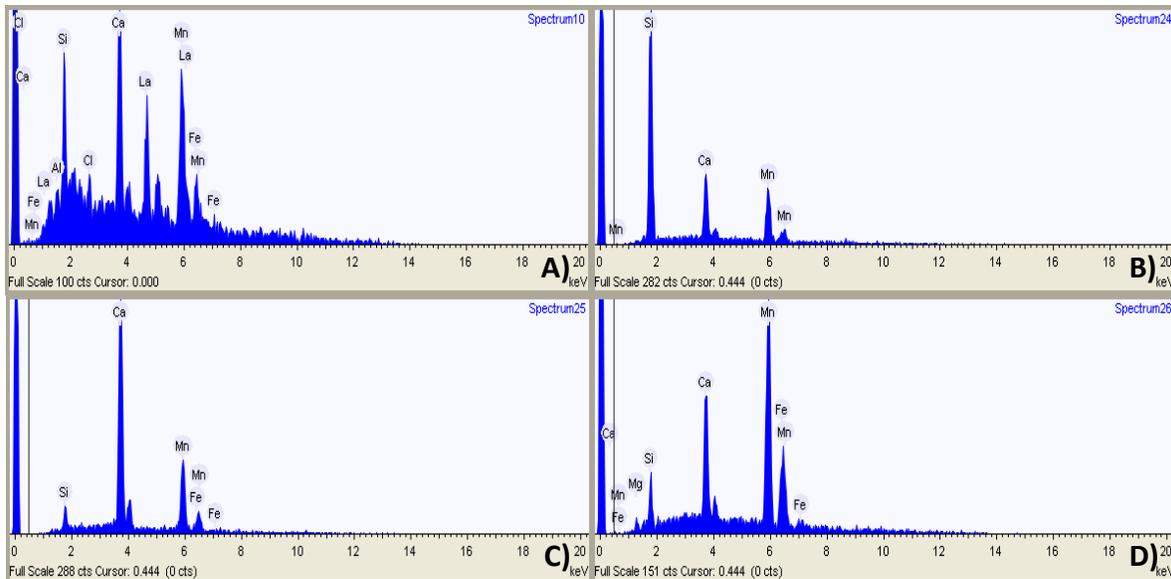


Fig. 5.9. A) Diseminado de microcristales de monacita (1) en una matriz que está conformada por calcita manganesífera (2) y calcita (3). B) Por otra parte tenemos una matriz conformada por abundante sílice (4), escaso manganeso (5) y calcita (6).



Resultados obtenidos de la medición puntual con la microsonda en varias zonas de la muestra MOL-TAM-47.

- a) Monacita.
- b) Matriz rica en cuarzo.
- c) Matriz conformada por calcita con bajo contenido de manganeso (42.2%).
- d) Escasa calcita manganesífera.

MOL-TAM-64

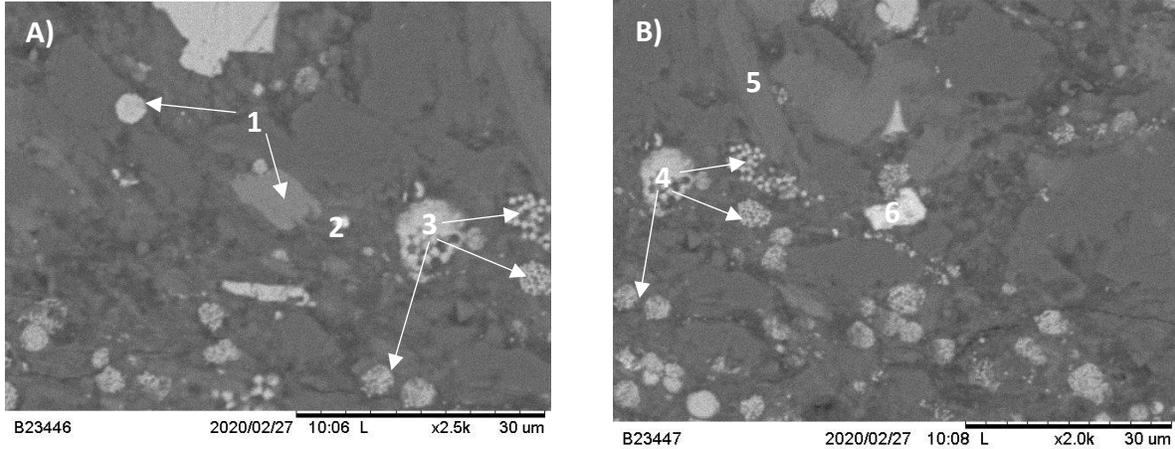
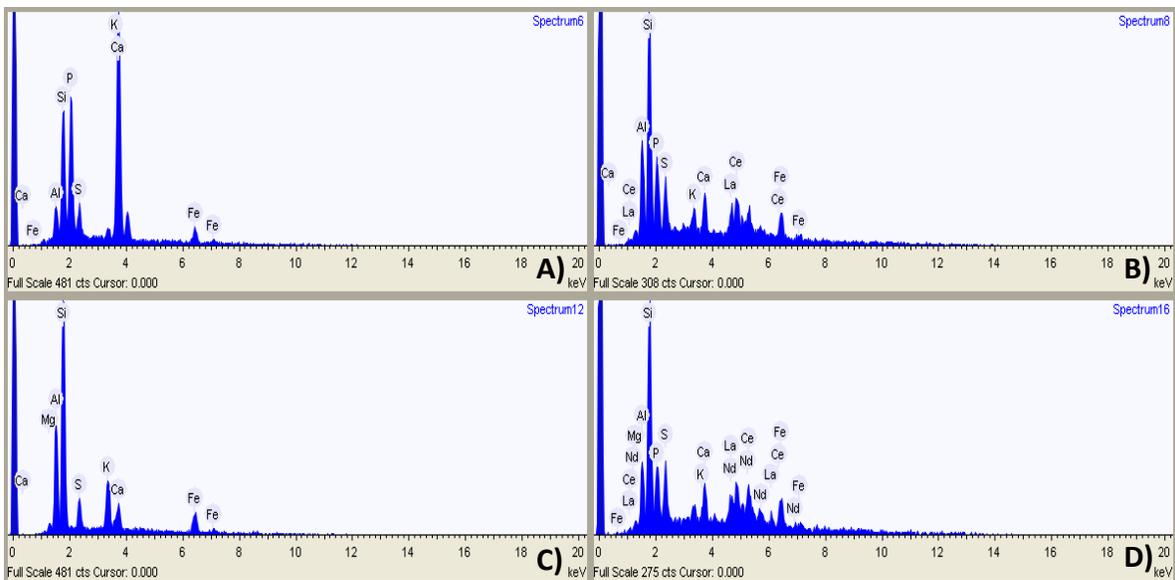


Fig. 5.10. A) Matriz calcárea con presencia de cristales de apatito (1), un cristal de monacita (2) y abundantes framboides de pirita (3). B) Framboides aislados y en cumulos de pirita (4), un feldespato (5) y una esfalerita (6).



Resultados obtenidos de la medición puntual con la microsonda en varias zonas de la muestra MOL-TAM-64.

- a) Apatito
- b) Monacita con La y Ce
- c) Feldespato
- d) Monacita con La, Ce y Nd.

MOL-TAM-65

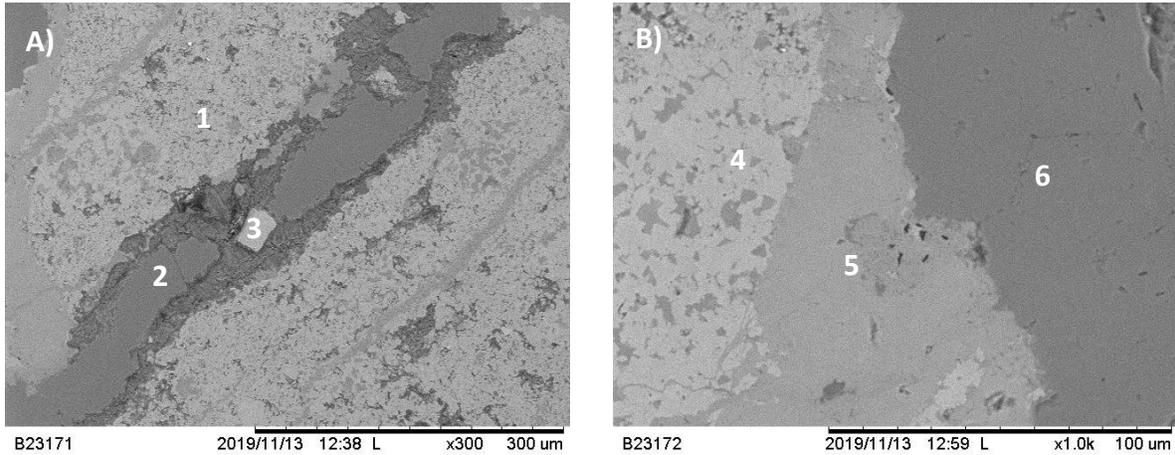
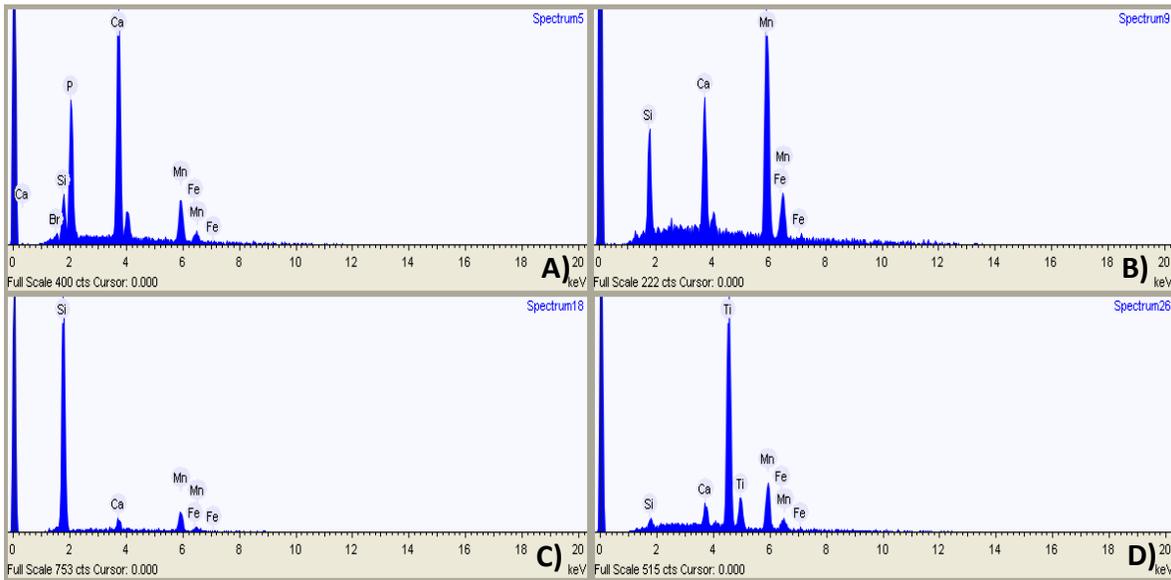


Fig. 5.11. A) Matriz clara rica en Mn (1) la cual es cortada por una veta de cuarzo (2), en la veta se aprecia un cristal eudral de anatasa (3). B) Se observa que la matriz está en bandas con diferentes tonos de gris, donde el más claro tiene una composición altamente manganesífera (4), la siguiente banda está compuesta por Mn y Ca en porciones semejantes (5) y por último la banda más oscura tiene un contenido de sílice más alto mientras el Mn es menor.



Resultados obtenidos de la medición puntual con la microsonda en varias zonas de la muestra MOL-TAM-65.

- Apatito
- Matriz manganesífera con impurezas de Ca (8.7%), Si (14.1%) y Fe (7.3%)
- Veta de cuarzo
- Anatasa

MOL-IV-70

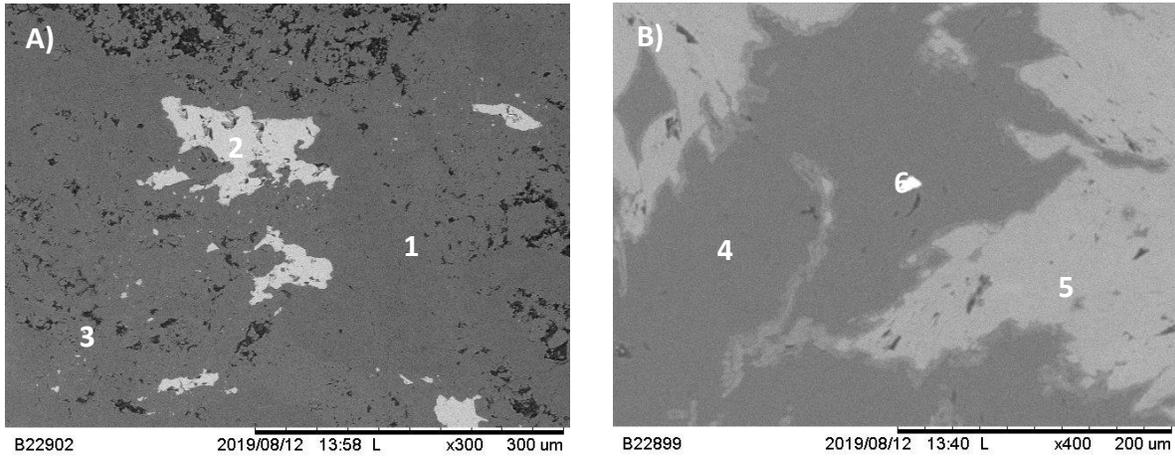
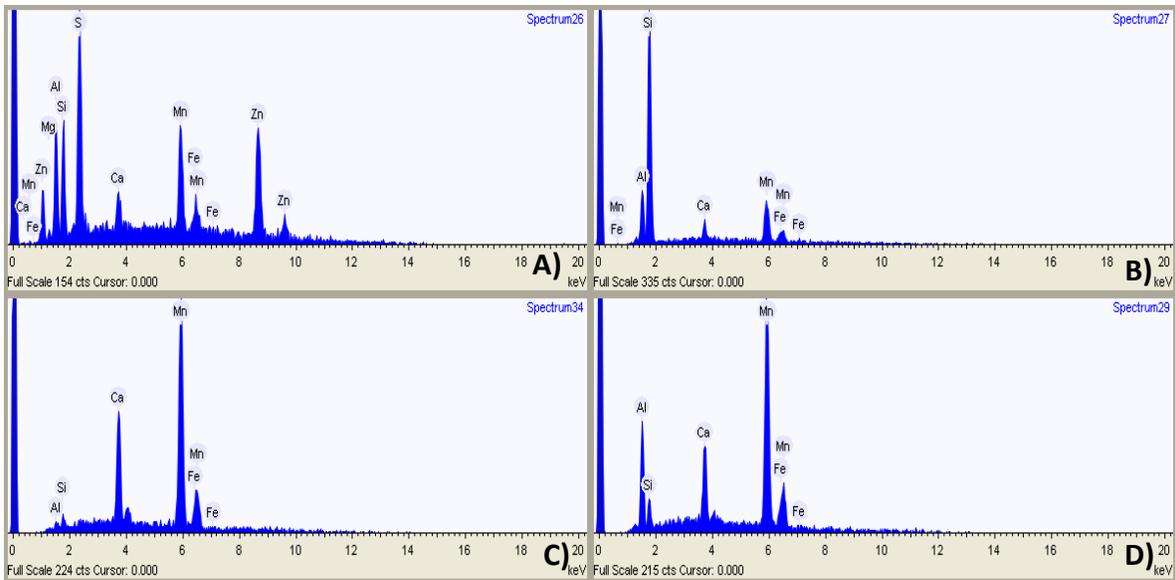


Fig. 5.12. A) Se observa una matriz gris oscuro (1) en la que se observa cristales de calcita manganesífera (2) y pequeña pirita diseminada (3). B) Matriz oscura (4) y matriz clara (5) con un cristal de esfalerita (6).



Resultados obtenidos de la medición puntual con la microsonda en varias zonas de la muestra MOL-IV-70.

- Esfalerita que está rodeado de una matriz carbonatada con alto contenido de manganeso.
- Matriz oscura con más contenido de sílice.
- Calcita más manganesífera que cálcica.
- Matriz clara con alto contenido en manganeso, con impurezas de calcio, aluminio, hierro y sílice.

MOL-IV-71

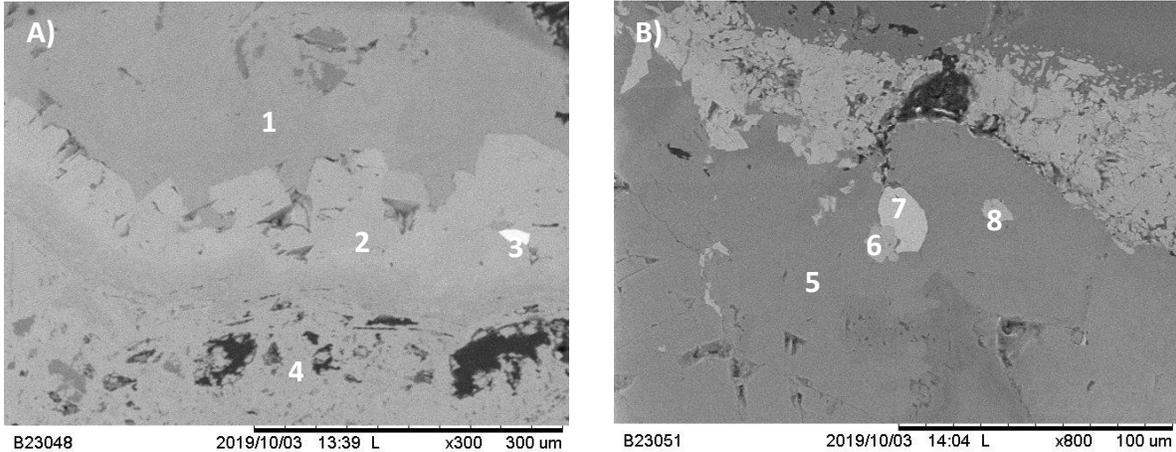
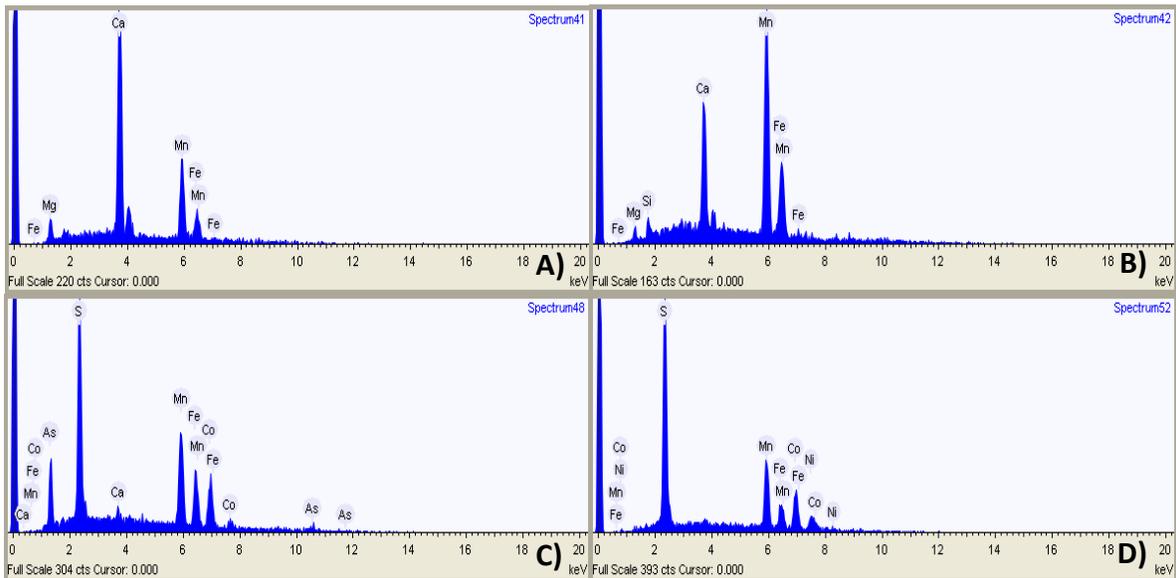


Fig. 5.13. A) En esta foto se observa una veta de rodocrosita (1) y (2), en bandas una más clara que la otra y esto es debido al contenido de manganeso, en una de estas bandas se observa un cristal de anatasa (3), ya debajo de la rodocrosita observamos otra banda de kutnohorita. B) Para esta imagen se observa una matriz oscura (5) con un cristal de apatito (6) y anatasa (7), además de un sulfuro de cobalto y níquel (8).



Resultados obtenidos de la medición puntual con la microsonda en varias zonas de la muestra MOL-IV-71.

- Matriz que tiene una composición más cálcica, esto debido a la presencia de kutnohorita.
- Kutnohorita se presenta como transición entre la rodocrosita y la matriz.
- Sulfuro de cobalto y arsénico.
- Probable siegenita.

BDCI-411-2

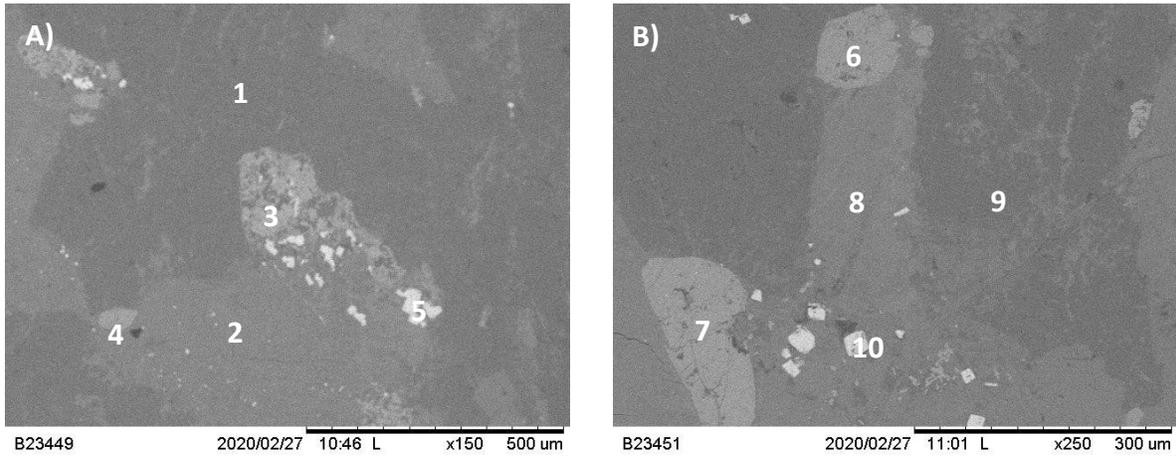
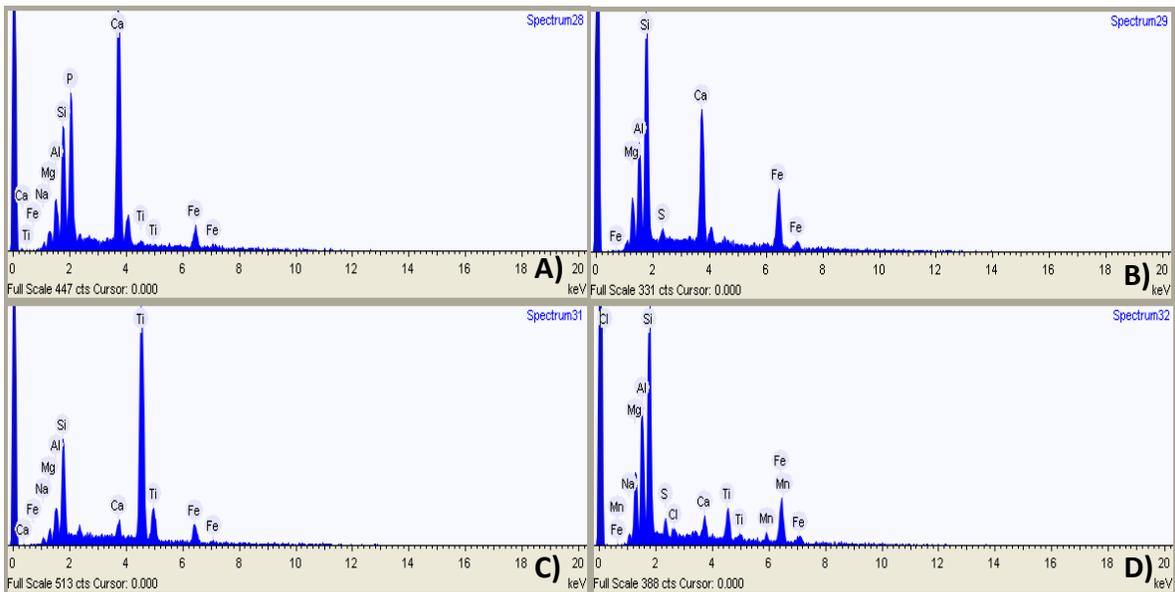


Fig. 5.14. A) Matriz conformada por clorita (1) y hornblenda (2), en la que apreciamos anatasa (3), apatito (4) y pirita anedral diseminada (5). B) Apatito (6), anatasa (7), hornblenda (8), clorita (9) y pirita euedral (10).



Resultados obtenidos de la medición puntual con la microsonda en varias zonas de la muestra BDCI-411-2.

- a) Apatito
- b) Hornblenda
- c) Anatasa
- d) Clorita

ANEXO 6. Difracción de rayos X

CLAVE	FASES IDENTIFICADAS	SEMICUANT (RIR)	IMAGEN
MOL-III-03	Rodocrosita: $MnCO_3$ Birnesita: $(Na,Ca,K)_{0.6}(Mn^{4+},Mn^{3+})_2O_4 \cdot 1.5H_2O$	91 9	5.1
MOL-VII-16	Cuarzo: SiO_2 Kutnohorita: $CaMn^{2+}(CO_3)_2$ Rodocrosita: $MnCO_3$ Todorokita: $(Na,Ca,K,Ba,Sr)_{1-x}(Mn,Mg,Al)_6O_{12} \cdot 3-4H_2O$ Dolomita: $CaMg(CO_3)_2$	21 32 7 17 23	5.2
MOL-IV-22	Kutnohorita: $CaMn^{2+}(CO_3)_2$ Rodocrosita: $MnCO_3$ Birnesita: $(Na,Ca,K)_{0.6}(Mn^{4+},Mn^{3+})_2O_4 \cdot 1.5H_2O$	28 42 30	5.3
MOL-VII-29	Kutnohorita: $CaMn^{2+}(CO_3)_2$ Rodocrosita: $MnCO_3$ Pirita: FeS_2 Dolomita: $CaMg(CO_3)_2$ Cuarzo: SiO_2	12 38 5 12 33	5.4
MOL-CMX-59	Kutnohorita: $CaMn^{2+}(CO_3)_2$ Rodocrosita: $MnCO_3$ Birnesita: $(Na,Ca,K)_{0.6}(Mn^{4+},Mn^{3+})_2O_4 \cdot 1.5H_2O$ Cuarzo: SiO_2 <i>Pirolusita: MnO_2</i> <i>Filosilicatos a $\sim 14\text{\AA}$ pbb de tipo esmectita</i>	12 2 2 75 3 5	5.5
MOL-TAM-65	Kutnohorita: $CaMn^{2+}(CO_3)_2$ Rodocrosita: $MnCO_3$ Birnesita: $(Na,Ca,K)_{0.6}(Mn^{4+},Mn^{3+})_2O_4 \cdot 1.5H_2O$ <i>Litioforita:</i> <i>Filosilicatos a $\sim 14\text{\AA}$ pbb de tipo esmectita</i>	14 57 16 3 10	5.6

MOL-III-03

Localidad: Formación Chipoco, alta ley

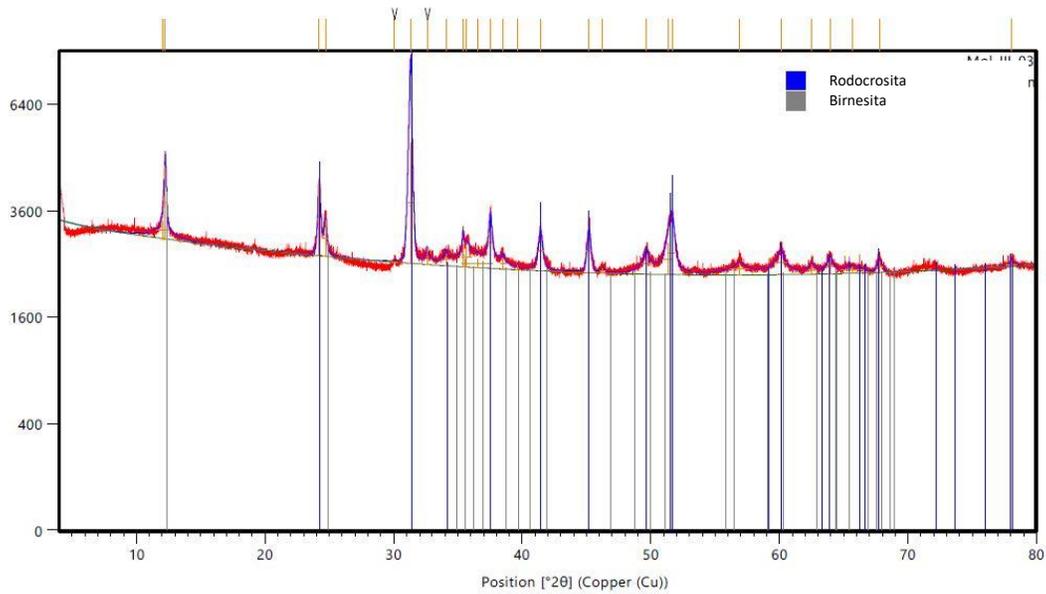


Fig. 5.1 Difractograma de la muestra MOL-III-03

MOL-VII-16

Localidad: Formación Chipoco, baja ley

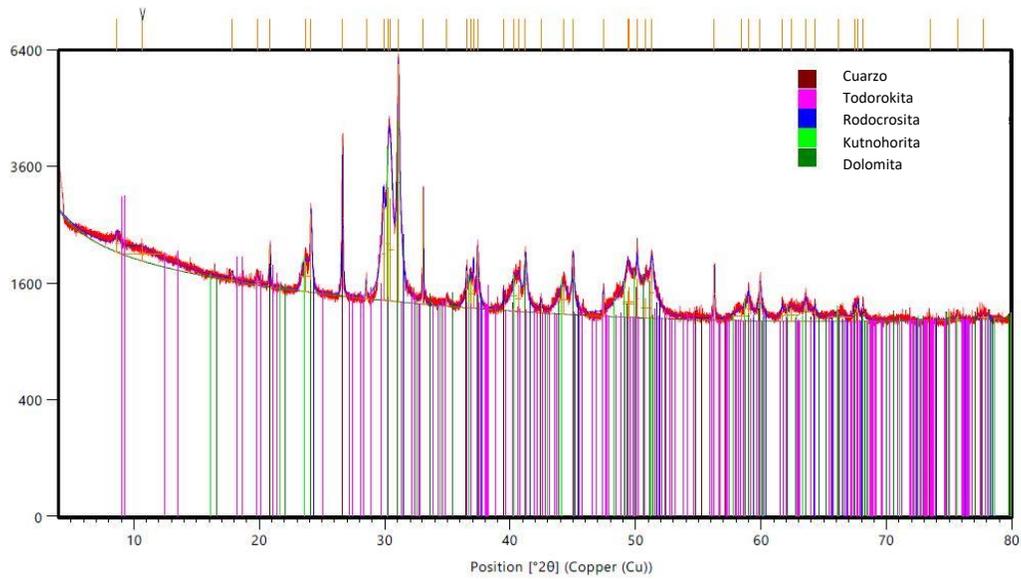


Fig. 5.2 Difractograma de la muestra MOL-IV-16

MOL-IV-22

Localidad: Formación Chipoco, alta ley

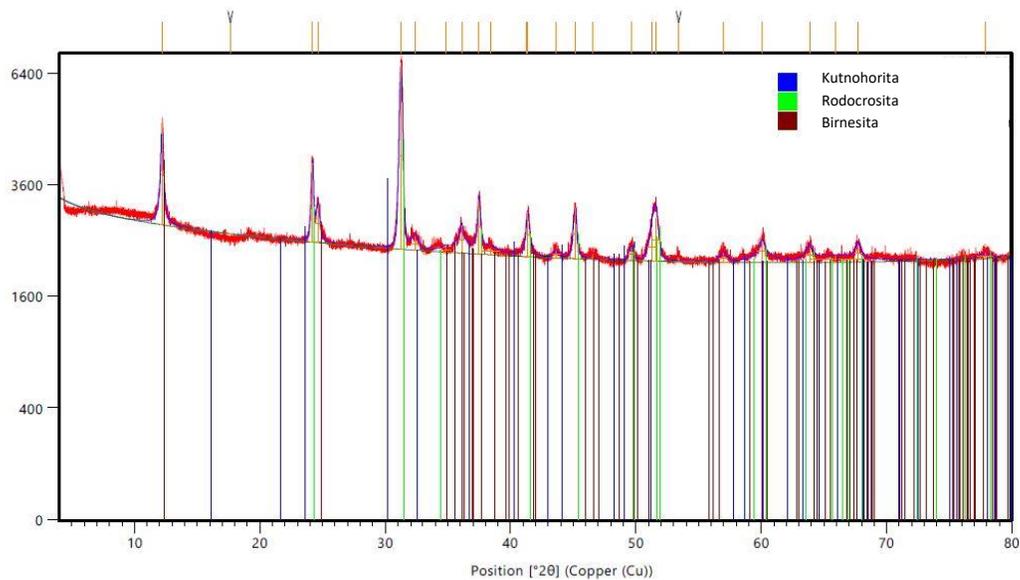


Fig. 5.3 Difractograma de la muestra MOL-IV-22

MOL-VII-29

Localidad: Formación Chipoco, alta ley

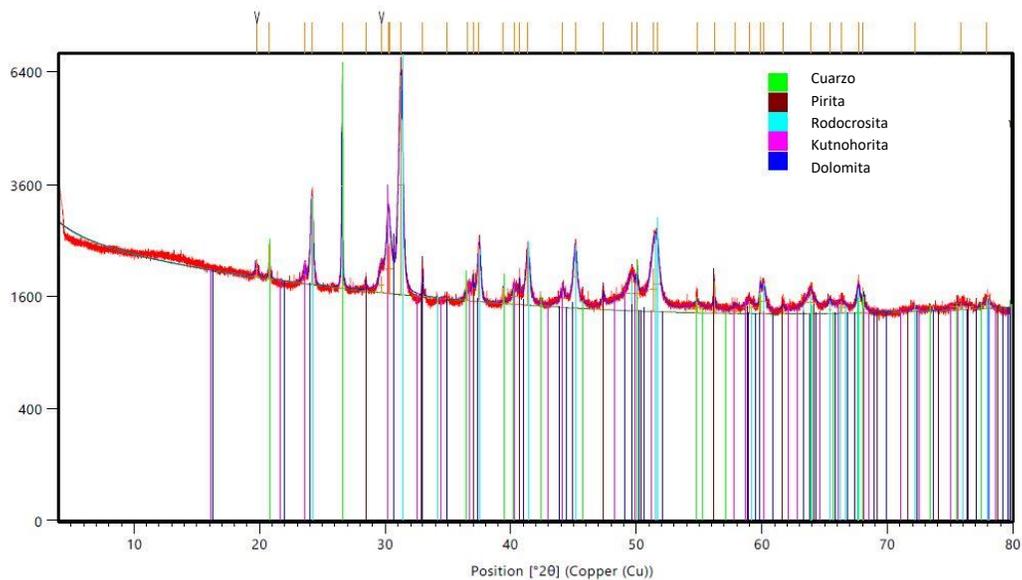


Fig. 5.4 Difractograma de la muestra MOL-VII-29

MOL-CMX-59

Localidad: Formación Chipoco, baja ley

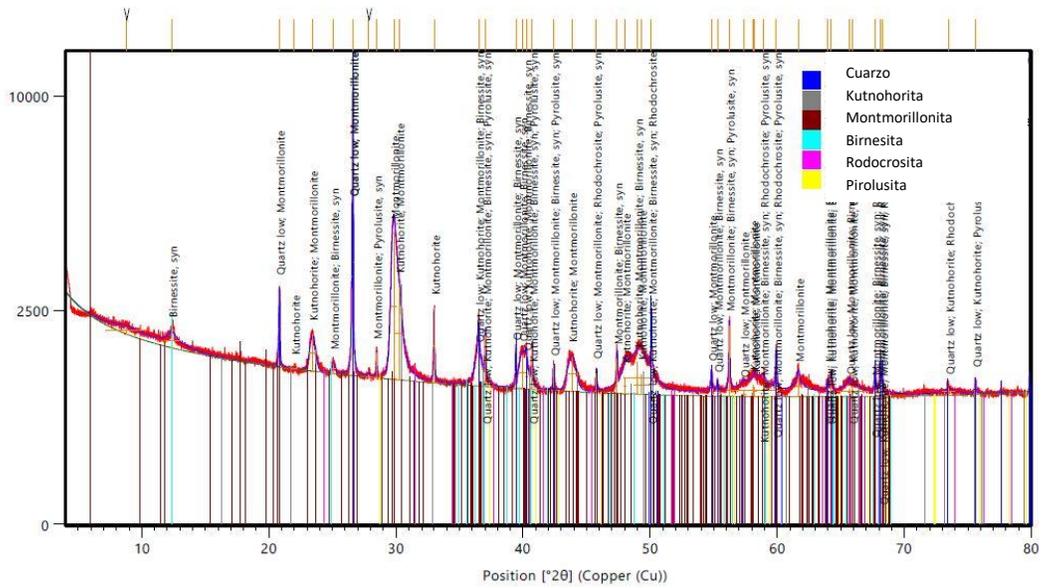


Fig. 5.5 Difractograma de la muestra MOL-CMX-59

MOL-TAM-65

Localidad: Formación Chipoco, alta ley

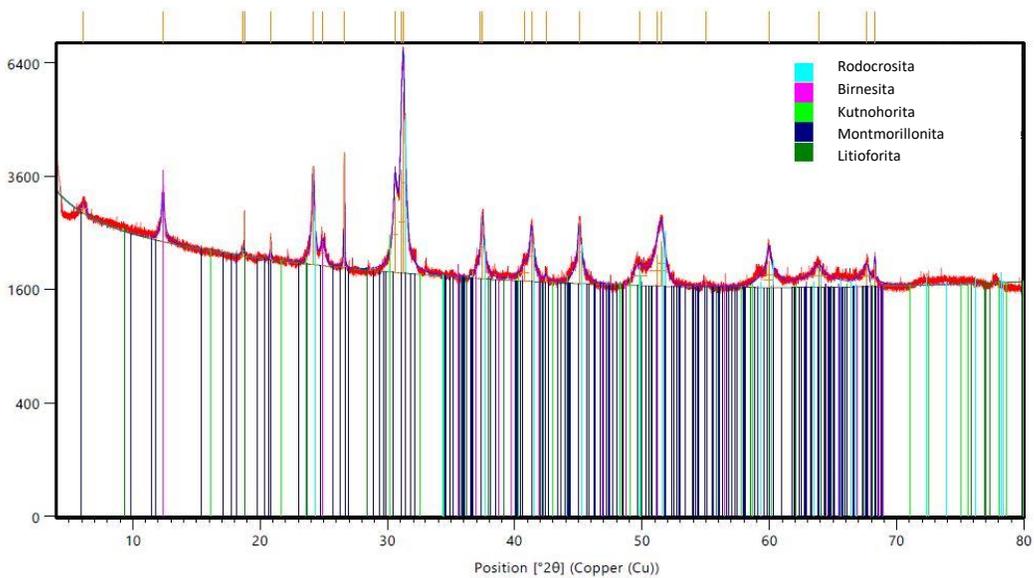


Fig. 5.1 Difractograma de la muestra MOL-TAM-65