

Universidad Michoacana San Nicolás de Hidalgo

Instituto de Investigaciones Metalúrgicas

Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio

*“Mineralización de Sulfuros Masivos Volcangénicos (VMS) alojados en el sub
Terreno Teloloapan: Área de Tlanilpa, Guerrero”.*

*Tesis que para obtener el grado en
Maestro en Geociencias y Panificación del Territorio*

*Presentada por
Ing. Geólogo Victoria Gómez Mosqueda*

Asesor Interno Doctor en Geología Estructural. Víctor Hugo Garduño Monroy

Asesor Externo Doctor Ingeniero en Materias Primas y Minerales Energéticos.
Eduardo González Partida

Morelia, Michoacán Septiembre 2014



Dedicatoria

Existen muchas personas a las cuales quiero dedicar esta tesis, pero primeramente se la quiero dedicar a Dios.

A mis padres que si ellos no hubiesen estado conmigo no estaría en estos momentos aquí Teresa Mosqueda Ramírez y Cirilo Gómez Gómez, papas gracias por todo lo que me dan, por ser mis padres y por apoyarme en todas mis decisiones aunque no siempre estuvieran de acuerdo, los amo y los llevo en mi pensamiento y en mi corazón siempre. De igual manera a mis hermanos pequeños Guadalupe Emiliano Gómez Mosqueda y Valeria Gómez Mosqueda por ser mi motor de vida y luchar juntos, a mis hermanos Ramiro Gómez Mosqueda y Paulin Gómez Mosqueda por estar ahí en los momentos difíciles.

Mis tíos que siempre estuvieron conmigo Senobia Mosqueda y Seferino Gómez, así como a mis primos Paula, Timoteo, Ernesto, Alejandra, Adriana, Luis, Ángel, Fernando niños los quiero mucho y lo saben. Mi tía Francisca y Benito los quiero y admiro, mis primos Jacqueline, Tania, Rosario, Miriam, Francisco y Uriel.

Mis abuelos que los quiero mucho y me han cuidado cuando más los necesite Ángel Gómez, Ventura Ramírez, Magdalena Ramírez y Joaquín Mosqueda.

Todos y cada uno de ellos formaron parte esencial en mi trabajo y mis demás tíos y primos que si los enumero no me alcanza una tesis completa para agradecerles todo lo que hicieron por mí.

A mis amigos de la maestría que me apoyaron y que sobre todo tenía alguien con quien discutir (jajajaja): Conchita, Daniel, Dulce, Miguel, Dr. Pedro, Magda, Diana. Muchas gracias a cada y espero seguir contado con ustedes.

Agradecimientos

Al programa de becas CONACYT, Convocatoria Becas Nacionales 2011-2012 (No. De becario 276236) por su apoyo para la realización de este trabajo de tesis de maestría.

A la Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio, Instituto de Investigaciones Metalúrgicas de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo por darme la oportunidad de pertenecer a su posgrado.

Al Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy por sus cátedras impartidas y su paciencia como asesor de tesis. Por ser no solo como asesor sino como amigo y apoyarme cuando lo necesite.

Al Dr. Eduardo González Partida por aceptarme como tesista en UNAM campus Juriquilla, y ser parte de uno de sus proyectos.

Al Dr. Pedro Corona por sus consejos, ayuda y su paciencia en la colaboración de esta tesis no solo como sinodal sino en todo el proceso de realización del trabajo, en darme sugerencias para la mejora de mi trabajo, por ser amigo y excelente catedrático.

A mis asesores de clases Dr. Pedro Corona, Dra. María del Sol Hernández, Dr. Giovanni Sosa, Dr. José Luis Macías, Dr. Mikhail Ostrooumov, Dra. Erna López, Dr. Denis Avellan, a M.C Guillermo Cisneros por su práctica-cursos de Arcgis que fue de gran utilidad para la realización de mi tesis. Al Dr. Neftalí Razo por su apoyo y orientación acerca de software utilizado en la edición de mi tesis.

A la maestra Viki y Reme por los análisis realizados para mi tesis.

A la Dra. Diana Soria por su colaboración de revisión en esta tesis.

A mis sinodales por sus consejos y sugerencias para la mejora de mi trabajo, Dra. Isabel Israde, Dr. Pedro Corona, Dr. Mikhail Ostrooumov, Dr. Giovanni Sosa.

A mis ompañeros M.C Juan Daniel Pérez, M.C María Concepción, M.C Dulce María Bocanegra, Dr. Miguel Morales, Dra. Magda Vázquez, Dra. Diana Soria, por sus consejos y apoyo en este proceso de formación.

Índice

Dedicatoria.....	2
Agradecimientos	3
Índice.....	4
Índice de Figuras.....	7
Resumen.....	10
Abstract	11
I.-Introducción	12
2.- Zona de Estudio	15
2.1.-Localización zona de estudio.....	15
2.2.- Fisiografía, Clima y Vegetación.	16
2.2.1.- Vías de comunicación	16
2.2.2.- Clima y vegetación.....	16
2.2.3.- Fisiografía.....	19
3.- Justificación y Objetivos	23
3.1.-Objetivos.....	23
3.2.- Justificación	24
4.-Antecedentes Geológicos	25
4.1.- Antecedentes geológicos.....	25
4.2.- Yacimientos tipo Volcánico Sedimentarios (VMS) en el Terreno Guerrero.....	30
4.3.- Marco Geológico Regional	34
5.- Generalidades de los Yacimientos tipo VMS.....	36
5.1.- Contexto geotectónico.	36
5.2.-Ambiente de formación.....	38
5.3.- Alteración.....	39
5.4.- Mineralogía.	40
5.5.-Zonación.	41
5.6.-Alteración hidrotermal de la roca encajonante	42
5.7.-Alteración supergénica.....	43

5.8.-Génesis	43
6.-Metodología.....	48
6.1.-Trabajo de Campo.....	48
6.2.-Trabajo de laboratorio.....	50
6.2.1.-Petrografía y mineralogía	50
6.2.2.- Microscopio Electrónico de Barrido (MEB-EDS)	52
6.2.3.- Espectroscopia de Infrarrojo	53
6.2.4.-Difracción de Rayos X	54
6.2.5.- Inclusiones Fluidas.....	55
7.- Resultados.....	57
7.1.-Trabajo de Campo.....	57
7.1.1.-Descripción de campo del depósito de Tlanilpa.....	57
7.1.2.-Geología Estructural.....	60
7.1.3.- Geología Local y Estratigrafía	62
7.1.3.1.- Geología Local	62
7.1.3.2.- Estratigrafía	64
7.1.3.2.1.- Formación Villa de Ayala (Neocomiano).....	64
7.1.3.2.2.- Rocas Intrusivas	65
7.1.3.2.3.- Formación Morelos (Albiano)	65
7.1.3.2.4.- Formación Ametepéc (Albiano-Cenomiano).....	65
7.1.3.2.5.- Formación Teloloapan (Albiano-Cenomiano).....	65
7.1.3.2.6.- Grupos Balsas (Eoceno-Oligoceno).....	66
7.2.- Microscopia Óptica.....	68
7.2.1.-Petrología	68
7.2.2.- Mineragrafía	71
7.2.3.- Relaciones texturales.....	73
7.3.- Espectroscopia IR	75
7.4.- Difracción de Rayos X.....	78
7.5.-Microscopia MEB-EDS	81
7.6.- Inclusiones Fluidas.....	84

8.- Discusión	87
8.1.- Dimensiones y características geológicas del depósito Tlanilpa.	87
8.2.- Asociación Mineralógica y Paragénesis.	87
8.3.- Condiciones Físicas (Presión, Temperatura, Salinidad, Columna Hidrostática) del depósito de Tlanilpa.	89
8.4.- Comparación y correlación genética del depósito Tlanilpa.....	91
8.5.- Comparación con otros depósitos	94
9.- Conclusión.	96
10.- ANEXOS	98
10.1.- Microscopio Electrónico de Barrido (MEB-EDS).....	98
10.2.- Espectroscopia de Infrarrojo	100
10.3.- Difracción de Rayos X.....	104
10.4.- Inclusiones Fluidas.....	106
10.5.- Petrografía de láminas delgadas.....	116
10.6.- Espectros de Espectroscopia de Infrarrojo realizados	118
10.7.- Espectros de Difracción de Rayos X realizados.	120
10.8.- Imágenes de Inclusiones fluidas se muestras de calcita y cuarzo, inclusiones bifásicas en fase liquido más vapor, a liquido dominante. Fotografías tomadas con microscopio con luz natural con un objetivo de 40X.	122
10.9.- Datos completos de inclusiones fluidas	123
11.-Bibliografía	125

Índice de Figuras

Figura.1.- Mapa de ubicación de los principales yacimientos VMS de México. Imagen tomada del Servicio Geológico Mexicano. (Modificación de Victoria Gómez 2014).	13
Figura.2.- Localización del área de estudio.	15
Figura.3.- Mapa de vegetación y zonas de cultivo de la zona de estudio.	18
Figura.4.- Mapa altimétrico de la zona de estudio.	20
Figura 5.- Mapa de drenaje y zonas.	22
Figura.6.- Mapa distribución de Terrenos Tectónico-Estratigráficos de México. Tomada de Centeno-García <i>et al.</i> 2008.	25
Figura.7.- Columnas estratigráficas de los Sub- Terrenos del Terreno Guerrero. Fuente Centeno-García <i>et al.</i> , (2008).	28
Figura.8.- Esquema geotectónico para la generación de los yacimientos SMV (Canet y Camprubí 2006).	37
Figura.9.- Esquema de los ambientes de formación de Yacimientos de Sulfuros Masivos Volcangénicos. Tomada Camprubi <i>et al.</i> , 2006.	38
Figura.10.- Esquema de la morfología de los depósitos VMS, y alteraciones asociadas. Tomada Camprubi <i>et al.</i> , 2006.	40
Figura.11.- Génesis de los fluidos mineralizantes en un MVS.	44
Figura.12.- Morfología de un modelo de MVS para la acumulación de depósitos proximales	46
Figura.13.- Mapa Geológico. Ubicación zona de estudio, principales unidades litológica que afloran en la zona. Tomado de SGM, 2000.	49
Figura.14.- Microscopio petrográfico utilizado, a la derecha ejemplo de muestra que se observó.	51
Figura.15.- Equipo de Microtermometría CEGEO UNAM. La platina térmica instalada sobre el microscopio polarizado Olympus (x50 objetivo). La platina Linkam THSGM -600 alcanza un rango de temperaturas entre -180 C y + 650 C.	56
Figura.16. Sección longitudinal depósito El Capire, Tlanilpa Guerrero.	58
Figura.17.- Fotografías del depósito mineral de Tlanilpa. En la fotografía 1 se observa un avista panorámica del depósito, en la 2 y 3 se observa la roca encajonante, dominada por rocas vulcanoclásticas con cuarzo recristalizado, en la 4 y 5 se observa el yacimiento mineral con bandas de minerales de mena como cuarzo y calcita, textura laminada con intercalaciones de minerales oscuros con algunos más claros en rocas carbonáceas.	59
Figura.18.- Sección A-A' con rumbo E-W. Sub-Terrenos Arcelia (STA) y Teloloapan (STT).	60
Figura.19.- Sección B-B', rumbo NW-SE. Sub-Terrenos Arcelia (STA) y Teloloapan (STT) 61	
Figura.20.- Sección C-C', rumbo N-S. Sub-Terrenos Arcelia (STA) y Teloloapan (STT). 61	
Figura.21.- Ensayes de Barrenación de Diamante (BDD). Campaña de Barrenación Valerie Resources 1996. Leyes de Ag, Au en ppm, y CU, PB, Zn en %.	62

Figura.22.- Mapa Geológico Tlanilpa. Ubicación de muestreo y BDD.	63
Figura.23.- Columna estratigráfica Local Tlanilpa, Guerrero. Ubicación de la zona mineralizada.	67
Figura.24.- Fotomicrografías de láminas delgadas de la roca encajonante. Donde se observan en ambas fotomicrografías secuencias paralelas entre la matriz de materia orgánica y zona de minerales de ganga. Cuarzo (Qz), calcita (Ca), mica blanca (moscovita (M.B)), micrita (Mi). Luz polarizada 10x5 aumentos.....	69
Figura.25.- Fotomicrografías de láminas delgadas de la roca encajonante. Donde se observan en la fotomicrografía (B) una textura de grano a grano, con intercrecimientos de cuarzo (Qz) y calcita (Ca) en la materia orgánica, en la (b) se observa bandas alternadas con materia orgánica y zona de minerales de ganga. Cuarzo (Qz), calcita (Ca), mica blanca (moscovita (M.B)), micrita (Mi). Luz polarizada 10x5 aumentos.	69
Figura.26.- Fotomicrografías de briquetas pulidas de mena del depósito Tlanilpa. (A) se observan secuencias paralelas de esfalerita que es el mineral más abundante. (B y C) se observa el intercrecimiento de fases menores como galena, pirargirita. (A) 10x5, (B) 10x40, (C) 10x40. Microscopio minerográfico de luz reflejada, mineralización de zonas de sulfuros. Esfalerita (Sph), Galena (Ga), Pirargirita (Pir), pirita (Py).	72
Figura.27.- Fotomicrografías de briquetas pulidas de mena del depósito Tlanilpa. (A,B,C,D,E,F) se observan minerales poco abundantes e intercrecimiento de los mismos. (A,B,C,D,E,F,) 10x40. Microscopio minerográfico de luz reflejada, mineralización de zonas de sulfuros. Esfalerita (Sph), Galena (Ga), Pirargirita (Pir), pirita (Py).	74
Figura.28.- Tabla de Valores de las bandas más intensas en los espectros de infrarrojo.	76
Figura.29.- Espectro de Infrarrojo muestra M-1.	76
Figura.30.- Espectro de Infrarrojo muestra Tla 16.	77
Figura.31.- Tabla de distancias interplanares en Angstrom (A°) con fases minerales identificadas con Difracción de Rayos X. Pirita (Py), esfalerita (Sph), galena (Ga), cuarzo (Qz), moscovita (Ms), barita (Ba), proustita (Prou), acantita (Acan), calcopirita (Ccp), argentita (Arg), yeso (Gy).	79
Figura.32.- Difractograma de muestra Tla-16, depósito Tlanilpa. Fases identificadas.	80
Figura.33.- Difractograma de muestra M-1, depósito Tlanilpa. Fases identificadas.	80
Figura.34.- Imagen de rayos retrodispersados y espectro elemental EDS de la muestra M-2: Análisis con MEB, de los minerales de mena del depósito VMS, Tlanilpa.	82
Figura.35.-Análisis elemental con MEB, de los minerales de mena del depósito VMS, Tlanilpa.	83
Figura.36.-Fotomicrografía petrográfica de la muestra TLA #3, muestra de cuarzo. Pirita en ganga de cuarzo (B). Distribución de inclusiones fluidas primarias y secundarias en fractura (C y E). Inclusiones de tipo bifásica líquido (L) y vapor (V) (A, D, F).	85
Figura.37.- Tabla sintética de datos de análisis microtermométrico de inclusiones fluida. Tabla completa de datos en anexo.	86
Figura.38.- Tabla de sucesión paragenética de especies minerales.	88

Figura.39.- Datos de microtermometría asociados a la litología de la zona de estudios Tlanilpa.	89
Figura.40.- Patrón de comportamiento de la Presión y la Temperatura de las inclusiones fluidas.	90
Figura.41.- Determinación de comportamiento de los fluidos de las inclusiones fluidas en base a la Temperatura de homogenización y la Salinidad, comparándolo con un gráfico experimental.	91
Figura.42.- Determinación de patrón de evolución de las soluciones de las inclusiones fluidas en base al grafico experimental de Sato 1972.	92
Figura. 43.- Comportamiento de parámetros microtermométricos de inclusiones fluidas.	93

Resumen

El deposito mineral tipo VMS de Tlanilpa se encuentra en el estado de Guerrero, siendo aledaño a los depósitos minerales como Campo Morado, Rey de Plata y Tizapa entre lo más destacados.

Por medio de la observación petrográfica de la roca encajonante se encontró que predominan rocas carbonatadas donde se encontraron minerales de segregación como cuarzo y calcita, algo de micas, materia orgánica, y texturas de pliegues principalmente. Con ayuda de la mineragrafía se determinaron fases de mineralización como sulfuros; galena, esfalerita, pirita, entre los más abundantes. Debido a que ciertos minerales no se pudieron identificar con el microscopio mineragráfico se recurrió al MEB-EDS, así como a la Espectrometría de Infrarrojo y Difracción de Rayos X con la finalidad de comprobar las fases minerales presentes. Con ayuda de estas técnicas de identificaron fases primarias y secundarias de formación de minerales. Los minerales encontrados fueron moscovita, cuarzo, calcita y barita.

Se realizaron estudios de microtermometría de inclusiones fluidas en muestras de cuarzo y calcita hidrotermales con la finalidad de determinar las condiciones termodinámicas de los fluidos presentes. Se determinó la temperatura mínima de atrapamiento para estas inclusiones (Th) que oscila en un rango de 174.86-215.06°C, al igual que una salinidad de 9.86-18.63 %wteq.NaCl, una temperatura de enfriamiento Tff de -5 a -11.64°C. Los cuales nos ayudan a considerar que se trata de un depósito tardío, de poca profundidad más cercano a la zona de plataforma ya asociado directamente a un sistema hidrotermal. Estos datos al igual que los de densidad se utilizaran para proponer un modelo genético del depósito de sulfuros masivos de Tlanilpa.

Palabras clave: VMS, petrografía, mineralogía, Tlanilpa, inclusiones fluidas.

Abstract

The deposit mineral type VMS Tlanilpa is in the state of Guerrero, being to adjacent to mineral deposits Campo Morado, Rey de Plata and Tizapa among the most prominent.

Through observation petrographic host rock was found to predominate carbonate rocks where segregation minerals as quartz and calcite, some micas, organic matter, and textures found mainly folds. Using the mineragrafía as sulphides mineralization phases were determined; pyrite, galena, sphalerite, among the most abundant. Because certain minerals could not be identified with the microscope were used mineragráfico SEM-EDS, as well as infrared spectrometry and X-ray diffraction in order to check the mineral phases present. Using these techniques identified primary and secondary stages of mineral formation. Minerals found were muscovite, quartz, calcite and barite.

Microthermometry studies Fluid inclusion samples were conducted in quartz and calcite hydrothermal order to determine the thermodynamic conditions of the fluids present. Trapping the minimum temperature for these inclusions (T_h) which oscillates in the range of 174.86-215.06 ° C, as salinity of 9.86-18.63% wteq.NaCl, a cooling temperature of -5 to T_{ff} determined -11.64 ° C. Which help us to consider that this is a late deposit of little closer to the area of cross platform and attached directly to a hydrothermal system. These data as well as the density is used to propose a genetic model of massive sulfide deposit Tlanilpa.

1.-Introducción

Los yacimientos de sulfuros masivos emplazados en rocas volcánicas o volcano-sedimentarias (VMS, por sus siglas en inglés Volcanogenic Massive Sulphide) constituyen una de las fuentes principales de Zn, Cu, Pb, Ag y Au en el mundo (Lydon, 1996; Franklin et al., 2005). Representan una fuente importante en la producción mundial de metales base. Además de contener otros elementos de gran importancia económica, como oro y plata.

Estas circunstancias han conducido a la búsqueda de nuevas formas de rentabilidad para la minería especialmente para aquellas zonas del país cuya economía está basada principalmente en la actividad minera. Por ello, es necesario remarcar además el contenido en estos yacimientos de algunos elementos estratégicos escasos, como el In, Se y Ga, que se utilizan, entre otras cosas en la construcción de los paneles solares (componentes de los CIGS: Cobre, Indio, Galio y Selenio). Sin embargo, el conocimiento actual del contenido en esos elementos poco comunes en los depósitos VMS es muy limitado.

Los depósitos VMS se definen como acumulaciones de sulfuros de metales formados en o cerca de la superficie del fondo del mar a partir de sistemas hidrotermales convectivos, que contienen variadas proporciones de agua marina evolucionada y fluidos magmático-hidrotermales (Galley et al., 1996). Estos se han formado en distintos períodos de tiempo, desde el Arcaico hasta la época actual, variando en tiempo y espacio de acuerdo al contexto geotectónico donde se desarrollan.

El contexto tectónico en el que se forman varía desde yacimientos directamente asociados a las zonas de subducción con un magmatismo de tipo andesítico. Sin embargo, los más abundantes se generan en cuencas tras-arco con más del 80% de los depósitos, (Herrington et al., 2005), hasta dorsales oceánicas. Según el contexto geotectónico, los depósitos VMS, se clasifican en (a) tipo Chipre, localizados en secuencias ofiolíticas; (b) tipo Kuroko, en arcos de islas o márgenes continentales, (c) tipo Besshi, asociados a vulcanismo de tras-arco, y (d) tipo Noranda, en Cinturones de rocas verdes del Arcaico.

En México se conocen entre 60 y 70 depósitos minerales clasificados como VMS, distribuidos entre el oeste y centro del país (Miranda-Gasca et al., 2000; Sherlock y Michaud et al., 2000). Su ubicación abarca un amplio rango de afinidad litológica que va desde rocas muy antiguas metamórficas, como gneiss y esquistos, pasando por rocas volcánico-sedimentarias del Jurásico-Cretácico, hasta rocas volcánicas continentales del Cretácico superior. Siendo afines tanto a ambientes de tipo oceánicos como continentales. (Figura 1).

La mayoría de los depósitos tipo VMS en México se encuentran encajados en rocas de edad cretácica y jurásica del terreno tectonoestratigráfico conocido como Terreno Guerrero. Este terreno tectónico está constituido por secuencias volcanosedimentarias que incluyen terrígenos, lavas almohadilladas y sedimentos marinos. El Terreno Guerrero, de naturaleza parautoctona, fue acrecionado al cratón de América del Norte a finales del Cretácico, está afectado por la deformación Larámide y por los eventos magmáticos cenozoicos de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (Ruiz y Centeno-García et al., 2000; Centeno-García et al., 2007).

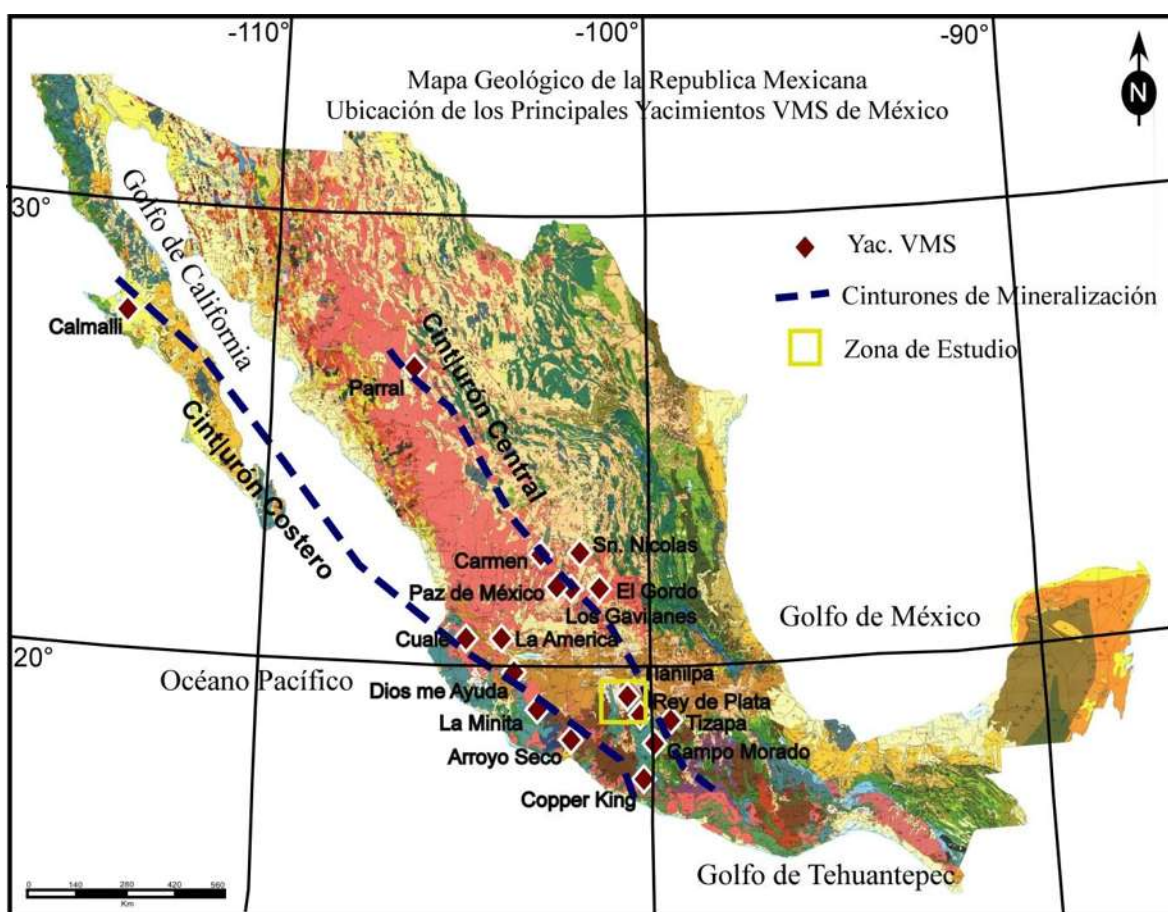


Figura.1.- Mapa de ubicación de los principales yacimientos VMS de México. Imagen tomada del Servicio Geológico Mexicano. (Modificación de Victoria Gómez 2014).

Los depósitos VMS mexicanos han sido clasificados como de tipo Kuroko (Charoy y González-Partida et al., 1984; Miranda-Gasca et al., 2000; Bissig et al., 2003). Estos depósitos se encuentran aproximadamente alineados a lo largo de dos cinturones, uno central y otro costero (Figura 1).

Los depósitos del Cinturón Central se encuentran emplazados en una secuencia de rocas volcánicas de tipo bimodal, donde predomina la composición félsica sobre la máfica y además son frecuentes los niveles con rocas sedimentarias. Estos yacimientos presentan contenidos moderados en Cu, Zn y Pb y son pobres en Au y Ag, salvo en casos especiales como por ejemplo el yacimiento de Campo Morado, ubicado en la zona sur del estado de Guerrero, el cual presenta elevados contenidos de Au (Oliver et al., 2001, Mortensen et al., 2008).

Por su parte los depósitos del Cinturón Costero se encuentran encajonados en rocas volcánicas, predominantemente félsicas, y volcanosedimentarias. Estos yacimientos presentan elevados contenidos en Zn, Pb y Ag, cantidades menores de Cu y Au y se caracterizan generalmente por altas leyes pero reducidas dimensiones (Figura 1).

El depósito de Tlanilpa se encuentra ubicado en la parte centro-norte del estado de Guerrero, aproximadamente a 30km del distrito minero de Taxco, y a 100km al sureste de la Ciudad de México. Los yacimientos más importantes aledaños a él son de Rey de Plata, Tizapa y Campo Morado (Fig.1).

El objeto de estudio del presente trabajo es realizar un estudio petrológico, mineralógico y de inclusiones fluidas del depósito de Tlanilpa con la finalidad de establecer las condiciones geológicas y termodinámicas de su formación.

2.- Zona de Estudio

2.1.-Localización zona de estudio

La localidad se encuentra dentro del municipio Pedro Ascencio de Alquisiras, en el estado de Guerrero, cuenta con una población de 277 habitantes, y una elevación promedio de 1800 msnm, encontrándose entre los límites estatales de Guerrero y México.



Figura.2.- Localización del área de estudio.

2.2.- Fisiografía, Clima y Vegetación

2.2.1.- Vías de comunicación

Dentro de los accesos de comunicación hacia la localidad de Tlanilpa, se cuenta con los caminos federales que van de la Ciudad de Toluca a Taxco. Tomando el camino hacia el oeste en el poblado de Ixtapan de la Sal, el cual que comunica Tenancingo –Arcelia aunque el principal acceso a la localidad es de terracería.

La comunicación hacia la comunidad es precaria, ya que el camino de terracería se encuentra en malas condiciones. Debido a que la población en la zona es poca, cuenta con servicios indispensables como son luz eléctrica (no la totalidad de la población), agua de pozos o manantiales, solo algunas cuentan con servicio sanitario, las viviendas algunas aún poseen piso de tierra, no hay servicio postal ni de teléfono público.

2.2.2.- Clima y vegetación

El clima se ha clasificado como subhúmedo-cálido, esto se debe a que se encuentran montañas elevadas dentro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano tal es el caso del Nevado de Toluca. Su temperatura media anual es de 22°C.

La época de lluvias comprende los meses de junio hasta octubre y tiene una precipitación anual promedio de 1,100 mm. La dirección del viento en primavera es de este a oeste y en verano de norte a sur.

Dentro de la flora y fauna de la zona nos encontramos con una selva baja caducifolia, bosques de pino, encino, ocote y cedro. Las características de los árboles consisten en el cambio de hojas en cada época de secas. Por otro lado, la fauna presente dentro de la zona abarca especies tales como: venado, conejo, ciempiés, armadillo, tlacuache, tecolote, zorrillo, tigrillo, gavián, zopilote, alacrán, tejón, águila, rata, mapache, paloma, aves distintas, iguanas, etcétera.

Las zonas de vegetación más prominentes se concentran en las partes más altas del terreno, ubicadas principalmente al NE del poblado de Tlanilpa, coincidiendo con la zona con más densidad de cultivo, ya que al contar con más vegetación hace que el agua se retenga por más tiempo y sea propicia para que los cultivos sean fructíferos.

La zona de vegetación abarca cerca del 40%, principalmente debido al terreno tan escarpado. No obstante las zonas de cultivo son aún más limitadas, ya que los equipos que se usan para el cultivo de las parcelas no siempre se pueden utilizar en estos terrenos tan accidentados (Figura 3).

Dentro de la zona de cultivo es poca la cantidad de terreno que se dedica a ello, solo de temporal, cultivando principalmente maíz y frijol, que son los alimentos base. Además cerca del 3% de la población se dedica a la ganadería. Los recursos naturales del municipio se encuentran en su amplia vegetación selvática y de bosques maderables; así como, en la variedad de especies de su fauna característica. Adicionalmente su suelo posee una consistencia óptima para la producción agrícola y benéfica en la explotación ganadera. También son importantes sus recursos hidrológicos representados por los afluentes de ríos y arroyos.

Cabe destacar que los cultivos que se realizan en la zona son solamente de temporal debido a que el agua que se concentra en manantiales y pozos en el área son usados únicamente para consumo humano, y debido a los terrenos tan accidentados es imposible la realización de presas que retengan agua para el cultivo.

Dentro de los recursos naturales de la zona se encuentran los yacimientos mineros, entre los minerales factibles de explotar están el cobre, la plata, el oro y el zinc. En la localidad de Azulaquez se localiza una mina que hasta hace poco era explotada por la compañía Peñoles, S.A de C.V. También en otros lugares cercanos se han descubierto vetas de minerales como el hierro. Además se encuentran los depósitos de VMS de Tonatico y Azulaquez, que son correlacionables con los explotados y encontrados al sur del estado de Guerrero como son Campo Morado, Apixtla, los cuales son las únicas fuentes viables de empleo para la población de estos lugares, siendo un sinónimo de desarrollo para los mismos.

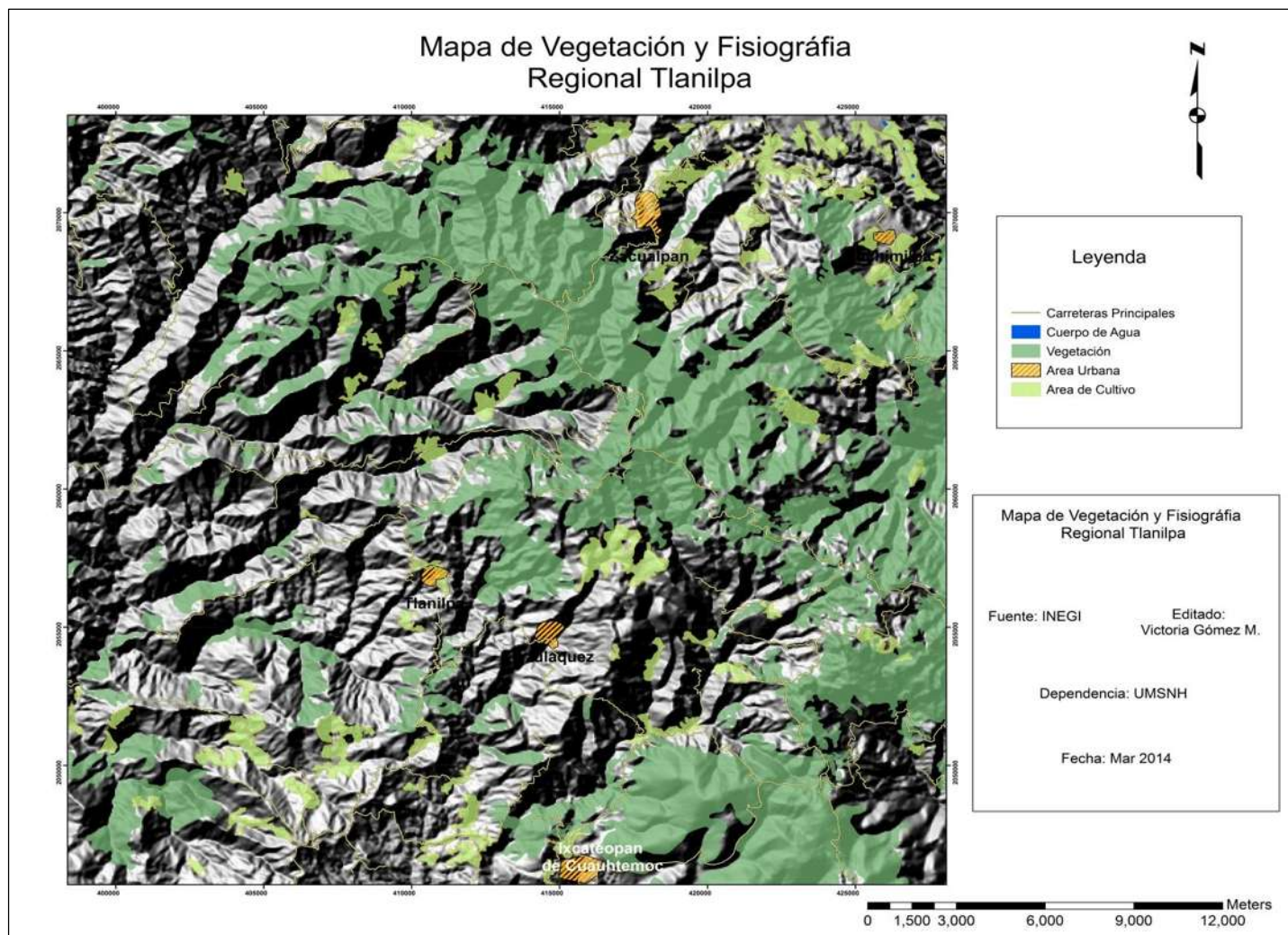


Figura.3.- Mapa de vegetación y zonas de cultivo de la zona de estudio.

2.2.3.- Fisiografía

El municipio de Pedro Ascencio Alquisiras se encuentra comprendido dentro de la región y cuenca hidrológica del río Balsas, entre las cuencas Balsas–Zirándaro y Balsas–Mezcala. Sus recursos son tres ríos: uno que va a orillas del municipio y que toma los nombres de los pueblos por donde pasa: Pericones, Piedra Grande y Piedra Colgada; otro que cruza cerca de las localidades de Amate Amarillo, Rancho Viejo y Tecamachalco y uno más que pasa por Tlanilpa, Otates y Pericones. También existen otras corrientes de menor tamaño, conocidas como arroyo de San Pablo, Yahualtengo, Huispa, Azulaquez, Paso de Carrizo y Tecolotlipa.

En esta zona de la carta Pilcaya los arroyos más importantes son los Sabinos, Huispa, Azulaquez, Paso del Carrizo y Tecolotlipa. Estos afluentes son los que abastecen las zonas de manantiales y pozos en el área, siendo además su principal recurso hídrico.

La red hidrológica se compone de cinco zonas diferenciables hidrológicas que coinciden con la toponimia del área. Los cambios en los tipos de red de drenaje se asocian a pendientes de las laderas, cobertura vegetal, resistencia litológica, caudal, intensidad de lluvias y actividad estructural (Figura 3 y 4).

Zona 1.- En esta zona se presenta el drenaje de tercer orden y tipo sub-paralelo, aquí las ramificaciones de los tributarios tienden a formar ángulos agudos, puede desarrollarse paralelamente a la dirección de rocas sedimentarias, pues los ejes largos de los tributarios se desarrollan más en rocas blandas con dirección NW-SE. Es una zona con una altitud moderada que varía de los 1300 a 1800 msnm aproximadamente, son zonas de pendientes y escarpes no muy pronunciados. Respecto a la geología, corresponde a la zona donde afloran rocas principalmente pizarrosas (Figura 5).

Zona 2.- Esta zona posee un drenaje sub-dendritico, caracterizado por presentar un tributario mayor bien definido, con mayor cantidad de caudal, hasta donde llega una serie de afluentes pequeños. Se presentan cuando hay una captura intensa y además existe un control estructural o topográfico. El drenaje de los tributarios está relacionado a sedimentos, por lo que geológicamente nos encontramos en una zona de rocas metasedimentarias, y como rasgos topográficos tenemos pendientes no muy pronunciadas con elevaciones que varían de 1200 a 1500msnm. El orden de los tributarios en esta zona es de orden cuatro.

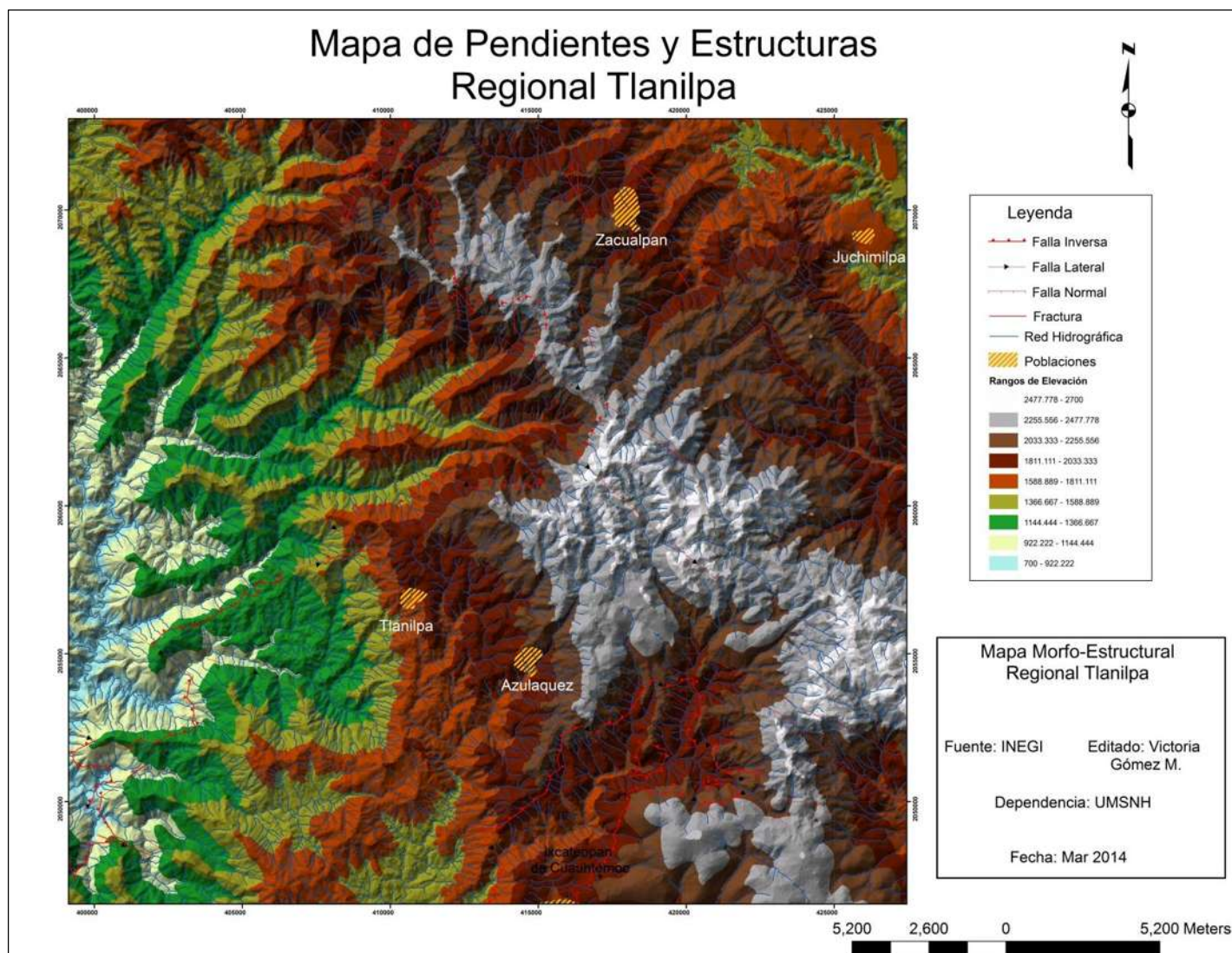


Figura.4.- Mapa altimétrico de la zona de estudio.

Zona 3.- Los tipos de drenaje que se presentan en esta zona son el sub-paralelo y desordenado. El drenaje desordenado está asociado a las zonas más altas de la región, relativamente no corresponde a un tipo de drenaje sino es más bien las primeras etapas de construcción de alguno de ellos, digamos un drenaje inmaduro o incompleto en su desarrollo. El orden de este drenaje es de 2. Por su parte, el drenaje sub-paralelo está asociado a las partes bajas de esta zona, con un orden de tributarios de 3 (Figura 5).

Zona 4.- En esta zona predomina el tipo de drenaje sub-dendrítico, con un orden de 4. Topográficamente la zona no es muy accidentada, las elevaciones varían de 1500-1800 msnm. El caudal principal está bien definido y presenta una mayor cantidad de afluentes los cuales fluyen sobre rocas volcánicas-sedimentar

ias (Figura 5).

Zona 5.- Principalmente se observa el sistema de drenaje dendrítico, sus afluentes poseen cursos pequeños, cortos e irregulares, que van en todas las direcciones, cubren áreas amplias y desembocan en los ríos principales. Son áreas relativamente bajas en la zona aunque con una variedad considerable de alturas que va de 900-1500msnm, pero las pendientes son poco pronunciadas. Tiene un orden de tributarios de 5 (Figura 5).

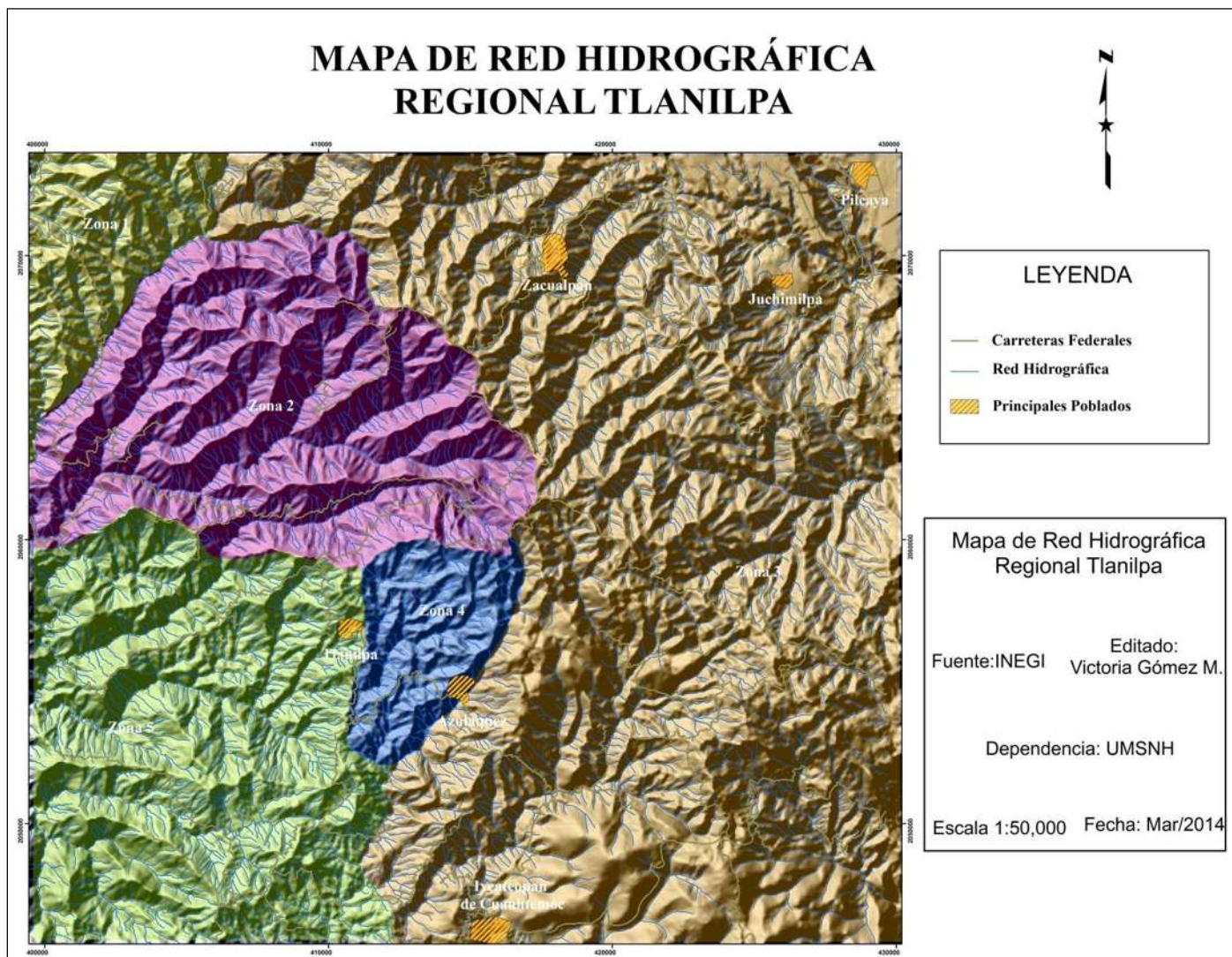


Figura 5.- Mapa de drenaje y zonas.

3.- Justificación y Objetivos

3.1.-Objetivos

General

- Caracterizar petrológica, mineralógica y geoquímicamente el yacimiento de Tlanilpa Edo. de Guerrero para proponer un modelo de mineralización para el depósito tipo Volcánico de Sulfuros Masivos (VMS), de la zona de Tlanilpa, Edo. de Guerrero.

Particulares

- Caracterizar el tipo de mineralización, para establecer una secuencia paragenética.
- Realizar una caracterización de la petrografía de las muestras del yacimiento y su roca encajonante.
- Determinar y caracterizar las fases minerales del depósito mediante las técnicas de Difracción de Rayos X y Espectrometría de Infrarrojo.
- Determinar las condiciones termodinámicas de origen de los fluidos hidrotermales.
- Establecer comparaciones con otros yacimientos conocidos, con la ayuda de la información generada, lo cual facilitará la elaboración de los modelos genéticos para entender cómo se formó el yacimiento, así como el establecimiento de los criterios de exploración.

3.2.- Justificación

A través de estudios realizados en los yacimientos en el centro y oeste de México en lo que se conoce como Terreno Guerrero, se han clasificado como Yacimientos tipo VMS. Se pretende caracterizar el Yacimiento de Tlanilpa para determinar si corresponde a esta misma tipología de yacimientos, ya que se encuentra dentro del mismo terreno tectónico.

La importancia de caracterizar si un yacimiento corresponde a una u otra tipología radica en que si el yacimiento es viable para ser explotado, se debe de tener en cuenta el origen de su formación, donde esta encajonada su mineralogía y fases presentes, para planear en base a ello la mejor manera de explotarlo con la finalidad de darle una vida útil lo más prospera posible.

Para ello si se piensa que corresponde a un yacimiento tipo VMS debe de presentar una geología de un sistema de arco de islas, con una secuencia bimodal calcoalcalina, que presente una mineralogía de sulfuros diseminados de metales como Zn-Pb-Cu en su mayoría con menor cantidad de otros metales como Ag, que es lo que principalmente se ha encontrado en los yacimientos de este tipo aledaños a la zona de estudio.

Las condiciones físicas de formación deben de corresponder al orden de sistemas hidrotermales no rebasando los 250° en las temperaturas mínimas de atrapamiento de las inclusiones fluidas. Ya que se supone que este yacimiento es de las etapas tardías de formación de los yacimientos VMS de la zona por encontrarse más cercano a las zonas de plataforma.

Debido a que en los yacimientos estudiados de VMS no se ha caracterizado la mineralización con técnicas analíticas modernas, las cuales si se utilizarán en la realización de este trabajo, así como la determinación de las condiciones físicas de formación mediante el estudio de inclusiones fluidas.

En base a si las condiciones de formación del depósito mineral de Tlanilpa se asociación a los yacimientos VMS establecer un modelo genético de formación para determinar su origen y realizar una comparación con yacimientos de esta misma clasificación dentro de México y en otras partes del mundo, para que pueda ser catalogado dentro de los yacimientos existentes en el mundo con las características de un yacimientos VMS.

4.-Antecedentes Geológicos

4.1.- Antecedentes geológicos



Figura.6.- Mapa distribución de Terrenos Tectónico-Estratigráficos de México. Tomada de Centeno-García *et al.* 2008.

Los Terrenos Tectono-Estratigráficos en los cuales se divide México son: al norte tenemos el terreno de Norte América, Caborca y Cortes (un basamento de edad Proterozoica, más viejo que 1.7 Ga, y está cubierto por una delgada sucesión sedimentaria del Paleozoico) los cuales están siendo afectados por la megacizalla Mojave-Sonora que los divide de los terrenos ubicados en el centro y sur de México. En la parte centro-este tenemos al terreno Guerrero afectado por un sistema de fallas inversas, la cual afecta también al terreno Central y Oaxaquia (con basamento cristalino Precámbrico, cubierto por rocas sedimentarias del Paleozoico) que a su vez es afectado por un pliegue de Frente Laramídico, que afecta todo el centro y norte del país. En la parte sur tenemos lo que se conoce como terreno Mixteco. (Centeno-García y Silva-Romo *et al.*, 1997) (Figura 6).

Terreno Guerrero

Se trata de un área con grandes volúmenes de rocas volcánicas y vulcanoclásticas del Cretácico superior, localizada hacia el oeste de los Terrenos Oaxaquia y Mixteco, originalmente agrupados como Terreno Guerrero (Campa y Coney *et al.*, 1983) como se puede observar en la figura 6.

Son varios los estudios realizados sobre el Terreno Guerrero, por lo que hay una gran controversia acerca de cómo nombrarlo. Algunos investigadores se refieren únicamente como Terreno Guerrero, mientras que otros le llaman Super-Terreno incluyendo en él a Baja California (Ruiz y Centeno- García *et al.*, 2010). De ahí parte la complejidad de tratar de diferenciar geológicamente los componentes del Terreno Guerrero ya que no hay un origen aceptado globalmente para referirse al mismo, no se sabe con certeza si se trata de un arco construido o un arco que ha viajado y se ha acrecionado.

El Terreno Guerrero se ubica en la zona oeste de México. Se compone de varios subterrenos que se diferencian por su composición litológica, yacimientos hospedados y su firma geoquímica. De acuerdo a Ruiz y Centeno-García *et al.*, (2010), los subterrenos que conforman el Terreno Guerrero son:

Subterreno Zihuatanejo, el cual está expuesto en Huetamo y a lo largo de la Costa del Pacífico. La unidad más antigua de este Sub-Terreno es el complejo de Arteaga compuesto por rocas sedimentarias y volcánicas de piso oceánico deformada y con bajo grado de metamorfismo. También está conformado por rocas como turbiditas siliciclásticas, areniscas ricas en cuarzo, pizarras y lutitas carbonosas.

El Complejo Arteaga ha sido fechado del Triásico superior al Jurásico Temprano en base a radiolarios encontrados en una secuencia de rocas sedimentarias de la Formación Varales (Centeno-García *et al.*, 1993). Su litología se ha relacionado a una compleja acreción de subducción. La secuencia del Complejo Arteaga se encuentra sobreyacida en forma discordante por una sucesión volcánico-sedimentaria del Cretácico inferior asociada a una serie de secuencias de arco volcánico.

Sub-Terreno Arcelia, conformado por facies marinas profundas y algunas secuencias magmáticas de arco. Exhibe además lavas almohadilladas intensamente deformadas, cuerpos ultramáficos, lutitas carbonosas y pizarras. Las pizarras se asignaron al Albiano-Cenomaniano con base en radiolarios encontrados (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995), el contacto de este terreno esta solo inferido ya que está cubierto con capas rojas pero se piensa que está en contacto con los sub-terrenos Teloloapan y Zihuatanejo.

Subterreno Teloloapan, está formado por una secuencia de flujo de lavas, tobas, y calizas intercaladas con lutitas y areniscas en la cima de la secuencia, todo depositado en un ambiente marino (Figura 7). Este sub-terreno se encuentra además deformado y parcialmente metamorfoseado en facies de esquistos verdes, con una edad calculada a través de fósiles en un rango del Huateriviano-Albiano (Guerrero- Saustegui *et al.*, 1991).

Subterreno Fresnillo-Guanajuato, la unidad más antigua de la zona es conocida como Formación Zacatecas, que posiblemente constituya la base del Sub-Terreno. Esta formación se compone por lutitas oscuras, areniscas ricas en cuarzo, alternadas con tobas, brechas volcánicas, lavas almohadilladas y delgadas capas de caliza. La secuencia basal asignada al Triásico se encuentra sobreyacida por una secuencia volcánico sedimentaria. El Sub-Terreno se compone principalmente de lavas basálticas almohadilladas, flujos masivos, intercalados con areniscas, pizarras con radiolarios y calizas. Su edad calculada del Tithoniano-Huateriviano. (Ortiz-Hernández *et al.*, 2003) (Figura 7).

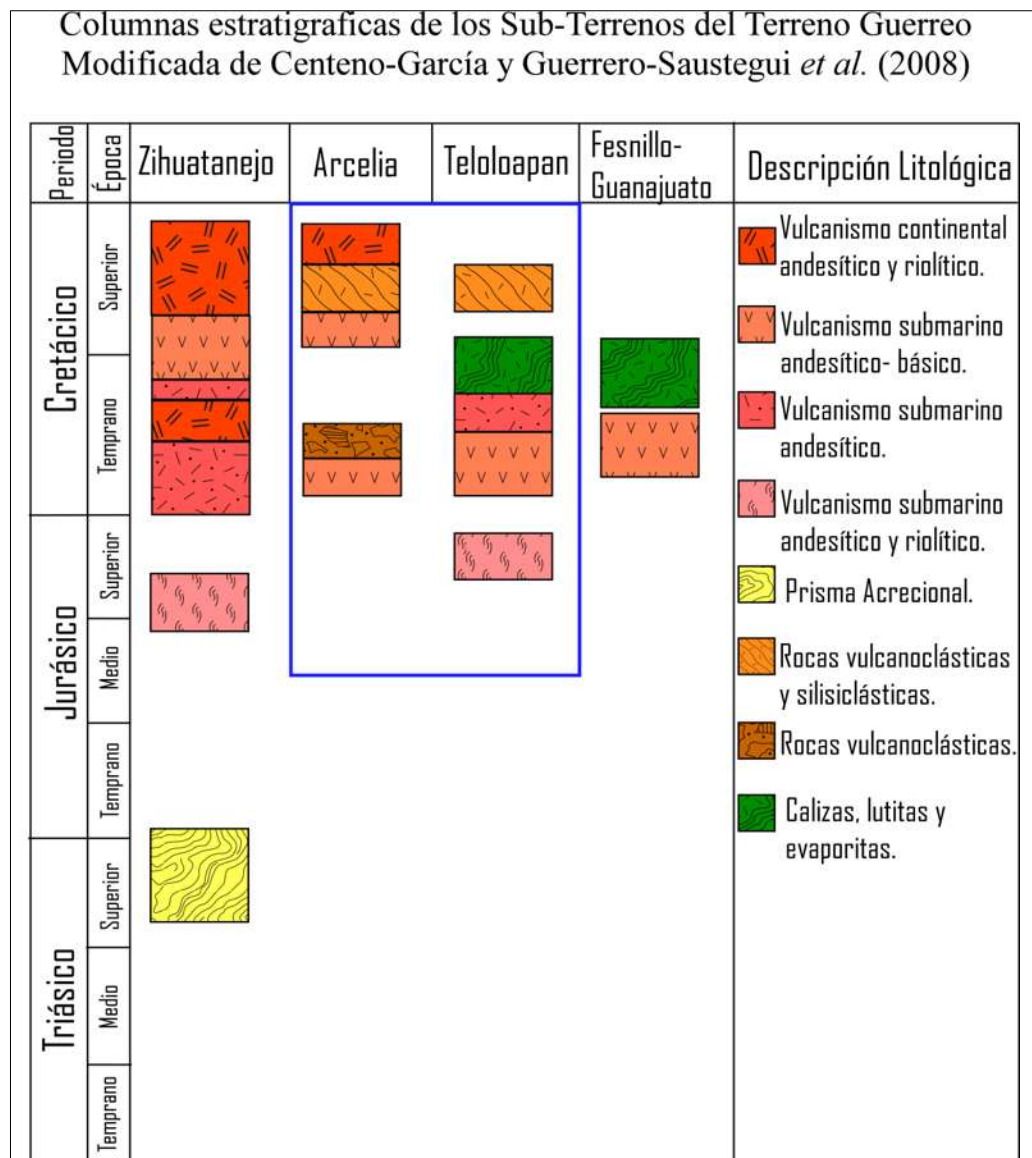


Figura.7.- Columnas estratigráficas de los Sub- Terrenos del Terreno Guerrero. Fuente Centeno-García *et al.*, (2008).

La zona de estudio se encuentra localizada entre los Sub-Terrenos Teloloapan y Arcelia. El Sub-Terreno Arcelia está formado principalmente por lavas basálticas y de almohadilla, pizarras y lutitas negras (Ramírez-Espinosa *et al.*, 1991). Dichas unidades están intensamente deformadas y débilmente metamorfoseadas. Se desconoce su basamento pero se sabe que las rocas del Sub-Terreno Arcelia fueron cabalgadas sobre el Sub-Terreno Teloloapan, las cuales a su vez fueron cubiertas por una secuencia de capas rojas que pertenecen a las rocas más jóvenes del Sub-Terreno Zihuatanejo. Los contactos entre los Sub-Terrenos Arcelia y Teloloapan son inferidos, ya que los eventos geológicos que los originaron dificultan su observación (Talavera Mendoza y Guerrero-Suastegui *et al.*, 2000).

El Sub-Terreno Teloloapan se conforma por depósitos sedimentarios y de vulcanismo marino en la región occidental de terreno y de vulcanismo profundo y facies sedimentarias en el extremo oeste. Ambos tipos de depósitos pertenecen a un conjunto de arco marino que varía en composición desde basaltos a andesitas a escasa riolita-dacita. [Talavera-Mendoza *et al.*, 1995, Guerrero-Suastegui *et al.*, 1991, Ramírez-Espinoza *et al.*, 1991, Talavera-Mendoza *et al.*, 1995, Talavera-Mendoza and Guerrero-Suastegui *et al.*, 2000 y Guerrero-Suastegui *et al.*, 2004].

Además del contacto por cabalgadura que hay entre los dos sub-terrenos anteriores, presentan otros sistemas de fallas frágiles y de tipo transtensional con direcciones NW-SE, N-S y NE-SW, el primero predomina en la parte del Sub-Terreno de Arcelia, mientras que el último se presenta predominantemente en la parte de la zona mineralizada cercana a los yacimientos tipo VMS identificados, los cuales están encajonados en el Sub-Terreno Teloloapan.

Diferentes autores han tratado de entender la estratigrafía de esta zona y han generado diversas columnas estratigráficas. Centeno-García *et al.*, (2008) da a conocer una columna estratigráfica de cada uno de los Sub-Terrenos que conforman el Terreno Teloloapan, y en algunas de ellas deja de manifiesto que el basamento de la zona aún no es reconocido ni identificado. Sin embargo, lo que si podemos observar es la gran influencia de vulcanismo perteneciente al arco magmático desarrollado en este terreno y la interacción con ambientes de plataforma evidenciado por el depósito de calizas en la zona, así como por la exposición de deformación debida a un ambiente de subducción que se observa en el prisma acrecional del Sub-Terreno Zihuatanejo.

Rhys *et al.*, 2000 realizaron un análisis geoquímica de lavas que afloran en la zona de Tlanilpa los cuales nos arrojan datos como altos valores en Al_2O_3 10 a 20%, SiO_2 >50%, valores bajos en CaO, Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , MgO, MnO, Na_2O , P_2O_5 menores a 10%, en la secuencias de lavas andesíticas, al igual que altos valores de Sr y Ba, y con anomalías negativas de Rb, Nb e Y.

4.2.- Yacimientos tipo Volcánico Sedimentarios (VMS) en el Terreno Guerrero

A lo largo de varias décadas, se han realizado varios estudios centrados en la litología de los terrenos de importancia económica, es decir aquellos en los cuales se han identificado zonas de mineralización de Sulfuros Masivos Vulcanogénicos (VMS). La combinación de estudios a escala regional de depósitos antiguos y su comparación con los estudios de los depósitos que actualmente se están formando en los fondos submarinos ha permitido un gran avance en el conocimiento de los mecanismos de formación y emplazamiento de este tipo de depósitos (Halbach *et al.*, 1993; Lüders *et al.*, 2001). Además, actualmente se está introduciendo la utilización de simulaciones numérica-computacionales que permiten modelar la interacción de múltiples procesos en estos sistemas (Schardt *et al.*, 2009).

Los Sulfuros Masivos Volcanogénicos Mexicanos, se han detectado desde Baja California y Chihuahua hasta Guerrero y ocurren a lo largo del margen Circumpacífico en lo que se conoce como Terreno Guerrero (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995, 2000 y 2007, Giles y García-Fons *et al.*, 2000, Lewis *et al.*, 2000, Miranda-Gasca 2000, Camprubí, A., 2009, Alfonso *et al.*, 2011, Centeno-García *et al.*, 2011 y Torró *et al.*, 2011), se presentan en forma de mantos relacionados a sedimentos y volcanismo bi-modal tanto en lavas como piroclásticos. En Baja California esta secuencia es conocida como Arco Alisitos y es considerada por Almazán-Vázquez *et al.*, (1988a y 1988b) como un arco insular de naturaleza calco-alcalina emplazada cerca del margen Occidental de la placa de Norteamérica, al Oriente en el Valle de Los Olivos Parral Chihuahua.

Miranda-Gasca *et al.*, (2003) señala una mineralización a Zn-Pb-Cu-Ag-Au Cretácica del tipo Kuroko. En San Nicolás, Zac, los sulfuros masivos están relacionados a un volcanismo de composición calci-alcalina (Tardy *et al.*, 1994), cuya edad por U/Pb va de 147 a 150 Ma (Mortensen *et al.*, 2003). En el Distrito minero de Cuale Jal., las rocas volcanoclásticas descansan sobre esquistos pelíticos y están esencialmente compuestas por tobas de afinidad dacítica a riolítica-cloritizadas, relacionadas a domos porfídicos de riolita, las tobas están intercaladas con arenas tobáceas y horizontes de clorita (González-Partida *et al.*, 1993), determinando una edad para los domos riolíticos por U-Pb de 162 ± 0.7 a 155 ± 1.6 Ma (Bissig *et al.*, 2003).

En el “Arco Guanajuato” los sulfuros están muy diseminados (ej. Mina San Ignacio Martínez-Reyes *et al.*, 1995, Mengelle *et al.*, 2006), aquí las pillow-lavas son de composición basáltica, intercaladas con tobas y corresponden a tholeiitas de arco (Ortiz-Hernández *et al.*, 1992), la edad por U/Pb es de $146 \pm$ Ma (Mortensen *et al.*, 2003) para la secuencia que aflora en las proximidades de León, Gto. En Guanajuato (cuenca de Arperos) según Tardy *et al.*, (1994), presenta una tendencia calco-alcalina a shoshonítica, aquí el llamado gabro de Arperos presenta un rango amplio en las relaciones isotópicas de plomo y ha sido interpretado por Lapierre *et al.*, (2000) como originado a partir de un centro de expansión oceánica.

En la Minita Mich., los piroclásticos de composición intermedia a ácida co-existen con desarrollos arrecifales y horizontes arcillosos fosilíferos del Cretácico. (González-Partida 1981, 1985 y González-Partida y Torres-Rodríguez *et al.*, 1988).

En el distrito minero de Rey de Plata las rocas volcanoclásticas de composición principalmente andesítica se depositaron al mismo tiempo que las rocas carbonatadas de la plataforma de Morelos en el Cretácico, ya que pillow-lavas espilitizadas afloran en Rey de Plata junto con las tobas que alojan a los sulfuros masivos (González-Partida *et al.*, 1993).

En Campo Morado Lorinczi y Miranda *et al.*, (1978) definen una secuencia volcanoclástica similar para la misma edad, el volcanismo básico presenta una tendencia alcalina, mientras que el intermedio a ácido (andesita-dacita-riolita) es claramente calci-alcalino de acuerdo al análisis de elemento mayores (González-Partida *et al.*, 1993).

En Rey de Plata y Campo Morado la edad varia de 137 a 154 Ma (Oliver *et al.*, 2000 y 2001, Mortensen *et al.*, 2008), mientras que en Tlanilpa-Azulaquez la edad es de 138.7 Ma (Rhys *et al.* 2000).

Algunos yacimientos están claramente formados en una cuenca de tras-arco relacionada a un arco volcánico submarino del borde Occidental Mexicano del discutido Terreno Guerrero (González-Partida y Torres 1988, Mortensen *et al.*, 2008), cabe destacar y señalar que al menos los yacimientos (“cluster de VMS^s del Sub-Terreno Teloloapan) de Rey de Plata, Azulaquez, Tonatico/Zacualpan y Tizapa del Sub-Terreno Teloloapan se encuentran muy próximos a lo que fue la plataforma de Morelos.

Si ponemos a México en un escenario tectónico que nos ayude a entender en qué etapa se propiciaron las condiciones para la formación de los VMS en el terreno Guerrero podemos decir que para el Jurásico Superior-Cretácico Inferior, tres mega-eventos dominaron la evolución tectónica y paleogeográfica de México que tiene una edad muy similar a los orígenes de los depósitos VMS:

1º) Formación de la “mega-cuenca” del Golfo de México debido a la extensión y traslación del bloque de Yucatán, el cual llegó a su posición actual al final del Jurásico Medio. Durante este período el Golfo de México presenta una subsidencia suave recibiendo considerable carga de sedimentos (Marton y Buffler *et al.*, 1994, Pindell y Kennan *et al.*, 2001).

2º) Desarrollo de amplias plataformas carbonatadas mesozoicas principalmente en el Cretácico inferior y medio. Estas plataformas se extendieron desde el Este de Texas, Noreste, Centro y Sureste de México (Enos *et al.*, 1974 y 1983, Wilson *et al.*, 1975 y Smith *et al.*, 1981). La Formación Aurora al Norte de México y sus equivalentes en las plataformas de Coahuila, San Luis Valles, Tuxpan, El Doctor, Morelos y Yucatán marcan la fase mayor de condiciones de plataforma carbonatada del Cretácico (Goldhammer y Johnson *et al.*, 2001).

3°) Subducción del Pacífico en el borde occidental de México, en donde se desarrolló un arco magmático y cuenca marginal de “tras-arco” con diferentes estadios de evolución tiempo-espacio. Es en este cinturón magmático donde se encuentran localizados los Sulfuros Masivos Volcanogénicos Mexicanos (González-Partida y Torres-Rodríguez *et al.*, 1988, González-Partida *et al.*, 1993).

El análisis diferencial y local de este cinturón magmático ha propiciado que los distintos autores que lo han estudiado la denominen de manera diferente así en el Norte se la conoce como arco Alisitos (Dickinson *et al.*, 1981, Almazán-Vázquez *et al.*, 1988a y 1988b), en el Centro como Arco Guanajuato - Cuenca de Arperos (Tardy *et al.*, 1994, Ortiz-Hernández *et al.*, 1992, Martínez-Reyes *et al.*, 1995) y al Sur de México como Terreno Guerrero - Arco Guerrero (Campa y Coney *et al.*, 1985, Miranda-Gasca *et al.*, 1995, Freydier *et al.*, 1996 y 1997, Ortiz-Hernández *et al.*, 1992, Tardy *et al.*, 1993, entre otros) y en Chiapas se le ha denominado Arco Chontal (Carfantan *et al.*, 1981).

Localmente, en el Terreno Guerrero se encuentra el Sub-Terreno Teloloapan el cual limita al este con el Terreno Mixteco, al oeste con el Sub-Terreno Arcelia-Palmar Chico, al norte con el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano y al sur con el Terreno Xolapa. El Sub-Terreno Teloloapan está compuesto por dos conjuntos litológicos: 1°) una secuencia basal, constituida por rocas meta-volcánicas y volcanoclásticas de composición basáltico-andesítica llamada Formación Villa de Ayala, y 2°) una cubierta sedimentaria representada por las Formaciones Acapetlahuaya, Amatepec, Miahuatepec, Teloloapan y Grupo Balsas. La Formación Villa de Ayala es de edad Titoniano-Hauteriviano (Mortensen *et al.*, 2008) y presenta una variación litológica de lavas almohadilladas, lavas masivas, brechas y hialoclastitas interestratificadas con sedimentos silícicos con radiolarios (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui *et al.*, 2000). Hacia la cima se halla en contacto transicional con la Formación Acapetlahuaya del Aptiano, que se compone de lutitas y areniscas volcánicas en estratificación delgada.

Sin embargo, los trabajos mencionados no presentan una caracterización sistemática de los diferentes depósitos. Inclusive, estudios detallados más recientes muestran que algunos de los depósitos incluidos en dichos trabajos, como el de Francisco I. Madero, en Zacatecas (Miranda-Gasca *et al.*, 2003; Mortensen *et al.*, 2008; González y López-Soto *et al.*, 2009), ni siquiera corresponden a esta tipología (Canet *et al.*, 2009b).

Algunos ejemplos de estudios realizados en yacimientos VMS del Terreno Guerrero son referenciados a continuación: El trabajo realizado por Rhys *et al.*, (2000) consistió en estudiar los ambientes de deformación y la mineralización de la zona de Azulaquez-Tlanilpa, siendo hasta el momento el estudio más detallado. Él fechó una diorita asociado al vulcanismo que corta el complejo andesítico basal de la zona con una edad de 138.7 ± 1 Ma. También caracterizó la deformación de la zona relacionada con la deformación laramídica, igualmente realizó un trabajo

acerca de las restricciones de las edades de U-Pb en los estudios isotópicos de los depósitos VMS del Terreno Guerrero, sugiriendo que aunque no dan edades exactas de los depósitos en particular, si proporcionan un rango de edades del terreno, por lo que entonces se puede deducir que el depósito de Tlanilpa pertenece a la secuencia de edad de 138.7Ma, de acuerdo a la edad de U-Pb reportada para la secuencia de dioritas que intrusión la columna litológica cerca del depósito de Tlanilpa.

Los trabajos realizados acerca de los yacimientos de Sulfuros Masivos Volcanogénicos, son un apoyo y permiten enfocar los estudios en áreas que estén más escasas en datos, así podemos ofrecer información nueva y útil acerca del yacimiento estudiado y generar información que mejore las interpretaciones de esta tipología de yacimientos.

4.3.- Marco Geológico Regional

La zona de Tlanilpa se encuentra ubicada en la Carta Topográfica de INEGI E14A67 (carta Pilcaya), ubicada entre 18°30' y 18°45' de latitud norte y 99°40' y 100°00' de longitud oeste. Las poblaciones cercanas de mayor densidad son la ciudad de Zacualpan Edo. de México a 1.5 km aproximadamente al NE de Tlanilpa y Pilcaya Edo. de Guerrero a 2.5 km aproximadamente al NNE de Tlanilpa.

La carta geológica de Pilcaya (SGM, 2000) pertenece a lo que se conoce como Terreno Guerrero, el cual a su vez contiene un sistema de multi-arco de edad mesozoica sin basamento conocido (Centeno-García *et al.*, 2008:2010), sin embargo en la porción occidental afloran rocas esquistosas que se han referenciado como el basamento de dicho Terreno. Dado que la edad del arco Teloloapan es considerada del Jurásico superior-Cretácico inferior, y la ubicación estratigráfica de los esquistos es inferior a él, se le asigna una edad relativa al basamento de Pre-Jurásico inferior, ya que también se carece de edades radiométricas confiables o registro fósil del basamento. A esto corresponde la unidad denominada Esquistos de Tejupilco, representada por roca esquisto-pizarra que principalmente afloran en la parte NNW de la carta geológico-minera de Tlanilpa.

Sobre la unidad de Esquisto Tejupilco descansa una serie de unidades con metamorfismo de bajo grado en facies de esquistos verdes, que representan la sucesión volcánica del arco de Teloloapan, cuyo macizo del arco está compuesto de alternancias de andesitas metamorfoseadas con coladas masivas y estructuras de almohadillas. Esta secuencia es conocida como el miembro inferior de la Formación Villa de Ayala y ha sido mapeada como meta-andesita con una edad del Neocomiano. De manera transicional la unidad anterior pasa a otra unidad de rocas volcano-sedimentarias que consiste de rocas tobáceas con desarrollo de rocas carbonatadas, pertenecientes a la parte superior de la Formación Acapetlahuaya, con una edad de Neocomiano-Aptiano, mapeado como meta-caliza.

En sucesión vertical a la secuencia anterior le sigue un cambio lateral de facies desarrollando una unidad conocida como Formación Acapetlahuaya, dicha formación está compuesta por meta-sedimentos volcanodetríticos intrestratificados con metacalizas lenticulares, que pasan progresivamente a biocalcarenitas de cemento calcáreo y fragmentos angulosos de lava, siendo mapeada como meta volcánico sedimentaria. Esta unidad se encuentra coronada por calizas arrecifales de edad determinada por fósiles de Aptiano, y los metasedimentos se interpretan como depósitos de “slump” y corresponden a un depósito de tipo de escombros “debris flow” (SGM, 2000).

Cubriendo la Formación Acapetlahuaya se encuentran las metacalizas lenticulares que pasan progresivamente a niveles calcáreos sub-arrecifales bien definidos de la Formación Teloloapan. En cambio lateral de facies, se desarrollan calcarenitas oscuras con alternancia irregular con

niveles pelíticos, correspondientes a la Formación Amatepec. La edad para estas unidades calcáreas se atribuye al Aptiano-Albiano y son mapeadas como metacaliza y metalutita-metacaliza.

Como se ha mencionado con anterioridad, el Sub-Terreno Teloloapan está afectado por eventos de deformación y bajo grado de metamorfismo. Pese a ello es posible reconocer que las calizas antes descritas pasan transicionalmente a sedimentos tipo flysch de la Formación Pachivia, de edad Albiano-Cenomaniano y mapeado como lutita-arenisca.

Como cubierta sedimentaria, dentro de la geología de la zona, tenemos lo que se conoce como Formación Balsas, que consiste de sedimentos continentales rojos compuesto por un conglomerado polimictico y areniscas conglomeráticas de edad Eoceno-Oligoceno, que subyace con una discordancia angular a la formación Tilzapotla, la cual consiste de lavas riolíticas asociadas a brecha tobácea y toba vitroclástica. También dentro de la carta aflora un pórfido andesítico de edad probablemente miocenica, que intrusióna al arco Teloloapan.

En el extremo NNE de la carta regional, afloran rocas del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, las cuales consisten de emisiones piroclásticas, coladas de andesita basáltica y basaltos de olivino que descansan discordantemente sobre todas las unidades anteriormente descritas. La edad de estas rocas varía de 1.5 a 1.2 Ma obtenidas por el método K-Ar (SGM 1999)

Cubriendo toda la columna estratigráfica se encuentra un depósito aluvial de materiales de edad Cuaternaria.

Desde el punto estructural en la zona, tenemos un sistema predominante de fallas de dirección NW-SE. Dentro de lo que se conoce como Formación Villa de Ayala, se presenta un sistema de fallas de componente lateral y entre sus unidades tenemos un contacto por cabalgadura con rumbo NE-SW. En el extremo NE de la carta se aprecia fallas de componente normal las cuales afectan a la Formación Balsas, que corresponden a las rocas más jóvenes de la carta. En resumen podemos distinguir tres sistemas principales de fallas: uno con componente inversa asociado a las zonas de cabalgadura al igual que a las rocas más antiguas de la zona, que está siendo afectado por un sistema de componente lateral corresponde al segundo sistema de fallas y un tercer evento de componente normal relacionado a rocas jóvenes.

5.- Generalidades de los Yacimientos tipo VMS.

Los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (VMS por sus siglas en inglés) pertenecen a la clase de depósitos concordantes a la estratificación, que incluye a los depósitos de sulfuros masivos o semimasivos (diseminados), formados por las descargas de soluciones hidrotermales en el piso marino (Lydon *et al.*, 1988). La gran mayoría de los depósitos de sulfuros masivos concordantes individuales, son ahora clasificados dentro de dos grupos: los sedimentario-exhalativos (SEDEX) y sulfuros masivos volcanogénicos en sentido estricto (VMS), los cuales han sido definidos por su características químicas, mineralogía, morfología, textura, leyes y tonelaje entre otras (Lydon *et al.*, 1988).

Los depósitos de VMS son definidos genéricamente como depósitos minerales submarinos de origen hidrotermal relacionados directamente con vulcanismo y formados por exhalaciones de fluidos ricos en metales, que precipitan por contraste físico-químico al reaccionar con agua marina.

5.1.- Contexto geotectónico.

Generalmente los depósitos VMS ocurren en dominios geológicos que pueden ser bien definidos por la presencia de rocas volcánicas submarinas. Aunque la litología de la roca encajonante inmediata al depósito puede ser diversa, comúnmente es de origen volcánico directo como lava o roca piroclástica, o indirecto como son las rocas volcanoclásticas. Otras litologías sedimentarias marinas sin afinidad volcánica no son raras, como la lutita o grauvaca, así como parches de caliza.

Los depósitos VMS relacionados con rocas volcánicas submarinas, son formados cerca de los márgenes de placas divergentes (Sillitoe *et al.*, 1973; Sawkins *et al.*, 1976) (depósitos asociados a ofiolitas), que pueden indicar dorsales oceánicas o cuenca tras-arco extendidas. Su presencia es más abundante en márgenes de placas convergentes relacionadas con arcos de islas o márgenes continentales asociados a vulcanismo oceánico intraplaca o contextos de tras-arco, así como ambientes de placa tectónica representados por “Cinturones de rocas verdes del Arqueano” (Lydon *et al.*, 1988) (Figura 8).

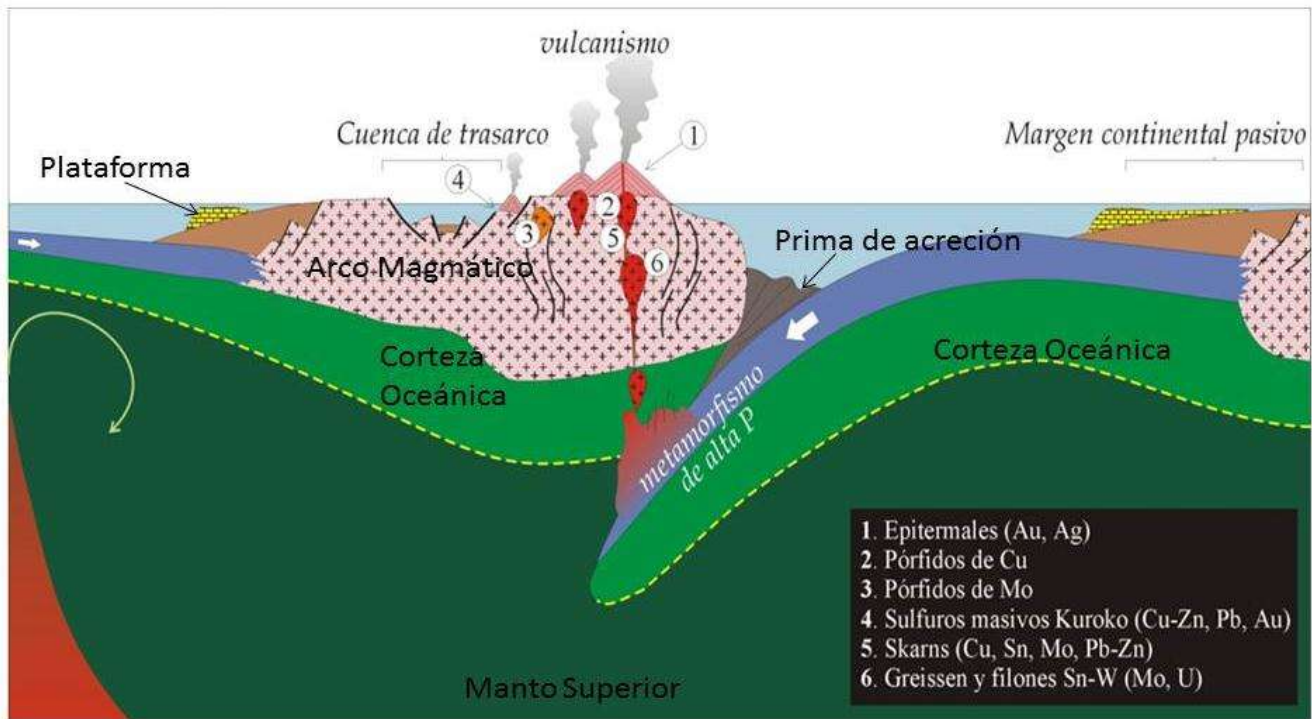


Figura.8.- Esquema geotectónico para la generación de los yacimientos SMV (Canet y Camprubí 2006).

Se ha observado que los depósitos VMS se asocian preferentemente a la fase de magma calcoalcalino (Sangster y Scott *et al.*, 1976; Solomon *et al.*, 1976) y que la distribución de sus depósitos en el tiempo no es preferente, ya que inicia desde 3,500 Ma en el Cratón Pilbara NW Australia, hasta depósitos actuales en la Dorsal Pacífica Oriental.

5.2.-Ambiente de formación.

Generalmente los depósitos VMS se presentan en uno o más horizontes estratigráficos específicos, y aquellos que son más productivos se denominan horizontes favorables. Dentro de la estratigrafía del horizonte favorable lateralmente confinado de un depósito en particular, la localización de un lente de VMS parece estar fuertemente relacionada a controles en el relieve topográfico, con zonas positivas o negativas, y a controles estructurales desarrollados en el sustrato del piso oceánico. Solomon *et al.*, (1976), deduce que el 50% de los depósitos VMS están espacialmente asociados con rocas volcánicas félsicas ya que muestran tendencia de asociación con domos riolíticos o rocas fragmentadas félsicas.

Por su parte, Hodgson y Lydon *et al.*, (1977) proponen que muchos depósitos de VMS están asociados con los sistemas de fracturas producidos por calderas resurgentes o intrusiones volcánicas submarinas (Figura 9).

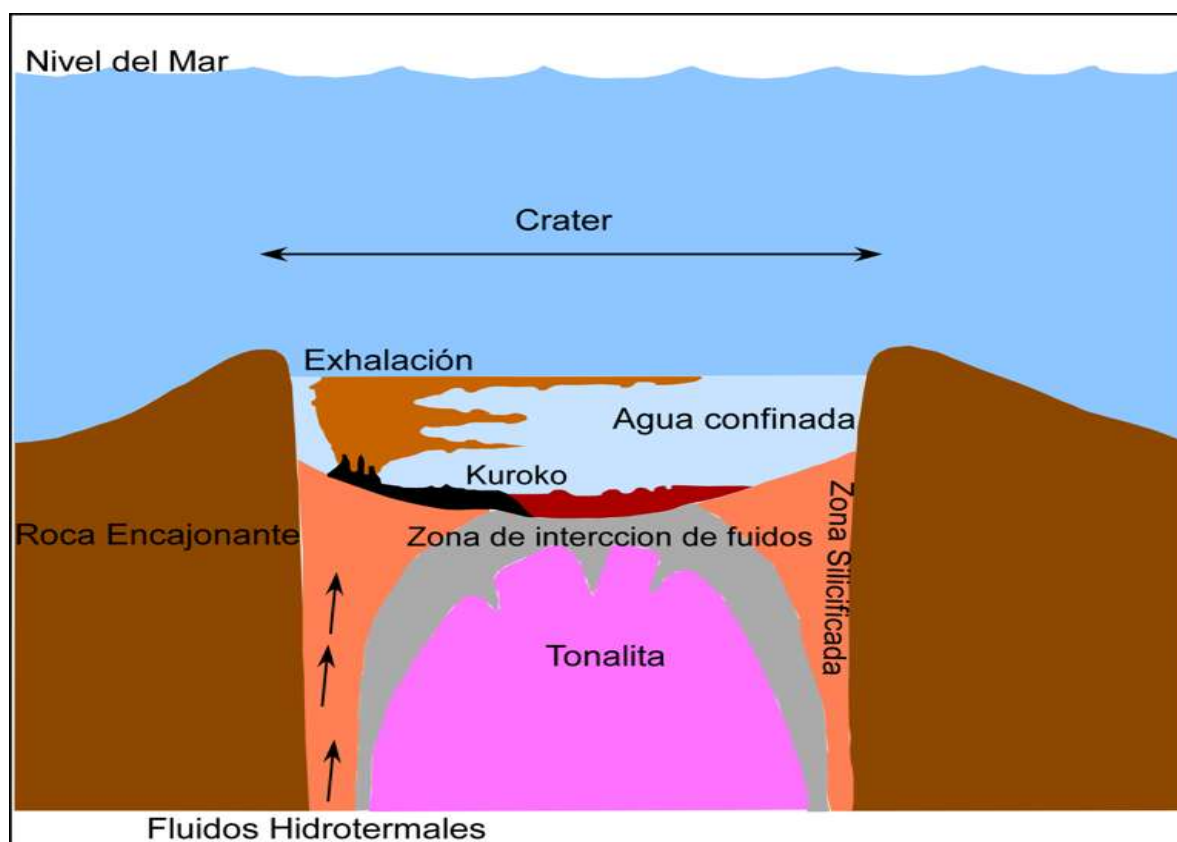


Figura.9.- Esquema de ambientes de formación de Yacimientos de Sulfuros Masivos Volcangénicos, con interacción de fluidos. Tomada Camprubi et al., 2006.

5.3.- Alteración

La morfología ideal de un depósito VMS típico consiste de un lente concordante (estratiforme) de sulfuros masivos, compuesto del 60% ó más de minerales de sulfuro (Sangester y Scott *et al.*, 1976). Dicho depósito es subyacido estratigráficamente por un “stockwork” discordante, o zona de vetillas que contiene mineralización de sulfuros tipo veta, en una chimenea de roca alterada por hidrotermalismo (Figura 10).

El contacto superior de los lentes de sulfuro masivo con la pared de la roca es cóncavo y usualmente en sus extremos es puntiagudo o acunado, pero el contacto inferior es usualmente gradacional dentro de la zona de vetillas. Un sólo depósito puede consistir de varios lentes individuales de sulfuros masivos y ellos estar debajo de las zonas de “stockwork”. La interpretación convencional es que la zona de “stockwork” representa la forma de conducto casi en la superficie de un sistema submarino hidrotermal, mientras que un lente de sulfuro masivo es la representación por la acumulación de precipitación de sulfuros, producto de las soluciones hidrotermales en el piso marino anteriores y alrededor de la abertura de descarga (Figura 10).

La morfología típica de un yacimiento VMS es la de un lente masivo con la apariencia de un cono sostenido por los lados por una caja tabular de roca. Las alteraciones que experimentan este tipo de depósitos son debidas a la circulación de una cantidad considerable de fluidos calientes, a través de las rocas permeables usando las fisuras o poros interconectados. El fluido tiende a estar bajo condiciones de desequilibrio termodinámico con la roca que atraviesa, debido a esto se generan las modificaciones mineralógicas en las rocas encajonantes del depósito mineral.

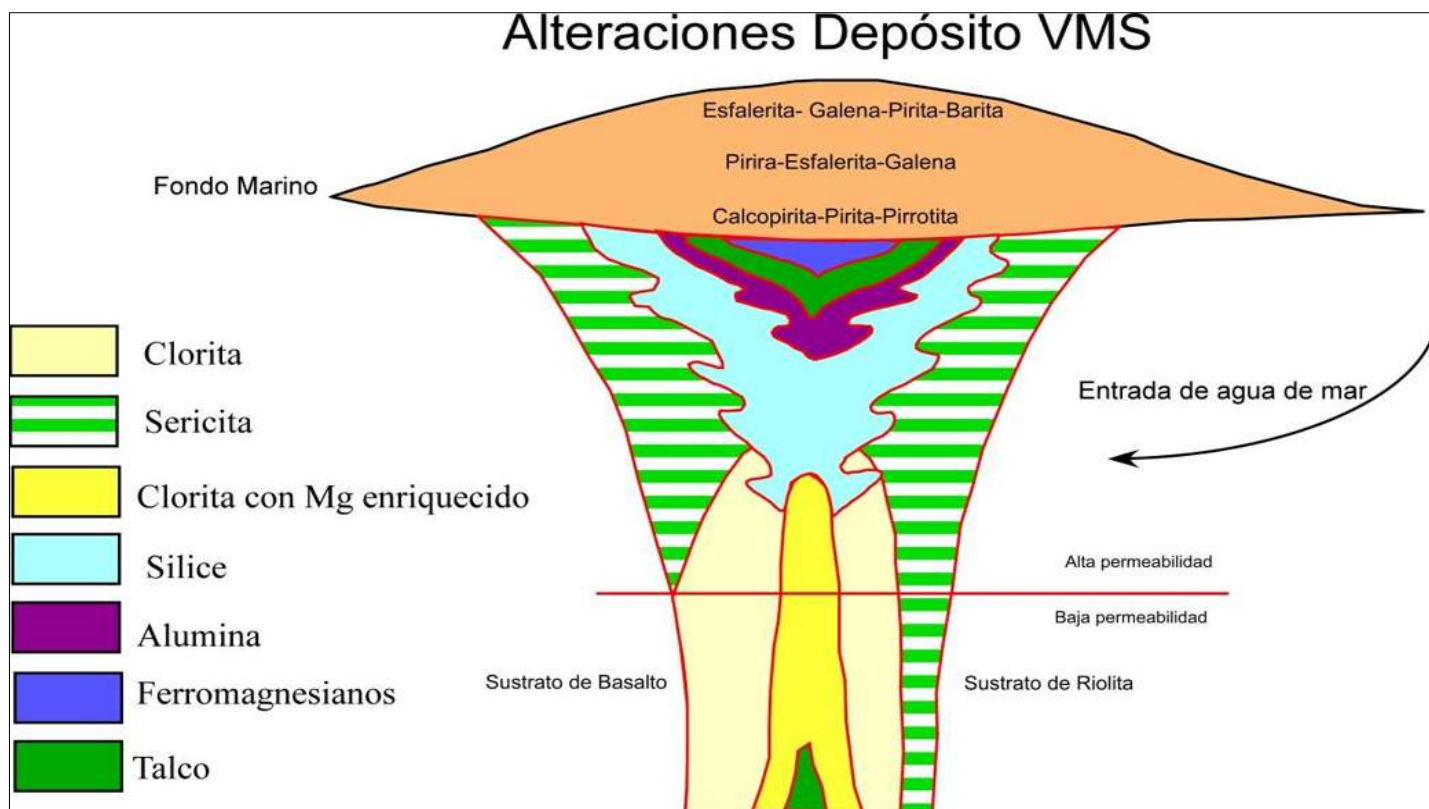


Figura.10.- Esquema de la morfología de los depósitos VMS, y alteraciones asociadas. Tomada Camprubi et al., 2006.

5.4.- Mineralogía.

Los minerales de sulfuros más comunes en los lentes de sulfuros masivos son pirita (Py), pirrotita (Po), calcopirita (Ccp), esfalerita (Sph), galena (Ga), y menos comunes son sulfosales y bornita (Bo), que comprenden especies de sulfuros subordinados. Otros minerales metálicos comunes, aparte de los sulfuros, son magnetita, hematita y casiterita. Los minerales asociados o co-precipitados con los sulfuros son cuarzo (Qz), clorita (Cl), barita (Ba), yeso y carbonatos (Lydon *et al.*, 1988).

Las texturas y estructuras de los cuerpos minerales son muy variables. En los depósitos metamorfoseados, los cuerpos minerales masivos son usualmente mosaicos de sulfuros de grano fino, que aumentan su tamaño al incrementar el grado de metamorfismo. En los depósitos de cono aluvial, las texturas masivas, fragmentadas o brechadas, predominan en la parte central de los lentes, con tamaños de los fragmentos de sulfuros que van desde lodos hasta cantos rodados. En estos depósitos la formación de estructuras sedimentarias en la periferia de los lentes es frecuente. En los depósitos en capas los niveles o sulfuros laminares son los más comunes.

5.5.-Zonación.

Los rasgos más evidentes de los VMS, son la pronunciada zonación química, mineralogía y textural de los cuerpos minerales y el cambio metasomático por alteración hidrotermal de la roca encajonante, dentro de la chimenea. Esto refleja los efectos de gradientes fisicoquímicos locales durante la precipitación mineral, a partir de un fluido mineralizante y la alteración por el mismo. Lo más obvio y consistente de esta zonación, es la disminución sistemática de la relación calcopirita/(esfalerita+galena), o sea la relación Cu/Zn+Pb. La galena y la esfalerita son más abundantes en la mitad superior de los cuerpos mineralizados (lentes) y zona exterior del conducto o chimenea alterada, mientras que la calcopirita es más abundante hacia la raíz del lente mineralizado y en el núcleo y a profundidad, se transforma en “*stockwork*” de calcopirita (Figura 12).

El enfriamiento local progresivo de las soluciones mineralizantes es el causante principal de la zonación de Cu o Zn dominante, más que otros cambios fisicoquímicos como dilución, oxidación o cambios de pH.

Otros minerales metálicos, como la pirrotita, magnetita y bornita cuando llegan a estar presentes, tienden a concentrarse en el núcleo de la zona de “*stockwork*” y parte basal central de los lentes de sulfuros masivos, correspondiéndose con la zona de relación Cu/Zn (Figura 12).

La barita generalmente ocurre con las más grandes concentraciones de esfalerita y galena, en la zona más externa de los lentes de sulfuro masivo. La pirita, galena y la esfalerita están estratigráficamente sobre de la calcopirita. En muchos casos, un delgado estrato pirítico o hematítico, “silicio exhalitivo”, forma un horizonte sedimentario que cubre la superficie del lente, encimando y extendiendo los sulfuros como un marcador estratigráfico lateral alejado del depósito (Figura 10).

A lo largo de este horizonte sedimentario, se observa una disminución notable en las fases de la precipitación química de actividad hidrotermal, durante la inmovilidad volcánica. En otros depósitos (como en la Minita), se presenta una asociación espacial de formación de hierro magnetítico-hematítico o formación de óxidos de manganeso. Estos sedimentos metálicos oxidados extendidos, usualmente ocurren estratigráficamente un poco más arriba que el horizonte favorable, pero la relación genética exacta entre los depósitos de sulfuros y óxidos no había sido claramente entendida en el pasado.

El oro se encuentra en dos asociaciones diferentes (Houston y Large *et al.*, 1989) asociación de Au-Zn-Pb-Ag en la parte superior de lentes ricos en Zn o asociación Au-Cu en la mayoría de los MVS, comúnmente en “*stockwork*” y parte inferior de depósitos ricos en Cu (Figura 10).

5.6.-Alteración hidrotermal de la roca encajonante

Los principales minerales de alteración hidrotermal son: clorita, sericita, cuarzo, pirita. Dentro y alrededor de la zona de “stockwork” se produce una zonación provocada por alteración hidrotermal de la roca encajonante (volcánica), que llega a presentar vetilleos con sulfuros. El núcleo clorítico es característico por su mayor adición de hierro (pirita) y magnesio, así como disminución de calcio, sodio y sílice. Este hecho se demuestra por la destrucción de feldespatos (plagioclasa) durante los procesos de cloritización, el cual es un componente original de las rocas volcánicas félsicas o máficas.

El potasio tiende a empobrecerse en la zona de clorita, pero se enriquece en los alrededores de la zona de sericita. En la zona de sericita, los cambios gradacionales son menos intensos que en la zona de clorita, donde la alteración es penetrativa en las rocas frescas que conforman la base y el núcleo de la chimenea. La intensidad del gradiente de metasomatismo es resultado de las características de los fluidos mineralizantes (Riverin y Hodgson *et al.*, 1980) (Figura 10).

En otros depósitos, la cloritización en la parte central de la chimenea es la representación más común de alteración por hidrotermalismo, y en muchos depósitos estos núcleos son rodeados por una zona exterior de potasio enriquecido. Sin embargo el principal mineral de potasio no es necesariamente sericita (Walford y Franklin *et al.*, 1982; Ruiz *et al.*, 1973; Lydon *et al.*, 1984).

En depósitos que han sido anteriormente metamorfizados, la estabilidad de clorita, la mayor adición de magnesio y hierro a la chimenea alterada, está reflejada por la unión de cordierita-antofilita en la zona del núcleo. Lo anterior es observado en algunas minas de las áreas de Canadá y Noruega.

Una fuerte silicificación de origen metasomático es característica en la parte superior de una chimenea alterada en algunos depósitos, como los tipo Kuroko de Japón (Shirozo, 1974; Urabe, *et al.*, 1983) y los depósitos VMS de Chipre (Lydon, 1984). El sílice y la clorita también forman la fracción predominantemente no metálica de los lentes de sulfuros masivos, y ocurren como vetas cortantes, como una matriz o cementante de los granos de sulfuros o como lentes de distintas litologías.

El cuarzo y la clorita, y en algunos casos incluso el talco (Costa *et al.*, 1983; Aggarwal y Nesbit *et al.*, 1984), representan minerales hidrotermales cuyos componentes eran proporcionados directamente por soluciones hidrotermales. Considerando los procesos metasomáticos, estos precipitados hidrotermales deben de ser distinguidos de minerales similares, cuyo incremento modal es doble a la redistribución de componentes de la roca encajonante durante la alteración hidrotermal (e. g., depósito de cuarzo durante la cloritización de plagioclasa feldespato).

Algunos depósitos Cu-Zn presentan alteración con núcleos cloríticos y márgenes sericíticas fuertes, y enriquecimiento en Mg en el núcleo de las raíces del depósito. En Chipre, los núcleos cloríticos presentan una envolvente periférica rica en illita o illita - esmectita. En algunos casos, la alteración illítica domina en el depósito. La alteración cuarzo-sericítica (fílica) domina bajo depósitos del tipo Kuroko y la clorita es dominante en la roca encajonante, hasta varios km desde las mineralizaciones de los sulfuros.

5.7.-Alteración supergénica

La interacción de fluidos meteóricos con las partes expuestas o más superficiales de los depósitos de sulfuros masivos origina depósitos de alteración supergénica (Melgarejo y Alfonso *et al.*, 1997). En la zona superficial, aparecen potentes depósitos de óxidos conocidos como “*gossan*” o “capas de hierro”. Estos yacimientos presentan una textura porosa y están constituidos por una mezcla de óxidos e hidróxidos de Fe, junto con cuarzo, carbonatos, sulfatos, arseniatos, vanadatos, cloruros, oxiclорuros y metales nativos. En zonas situadas a cierta profundidad, por debajo del nivel freático, se originan las zonas de enriquecimiento supergénico. Estas zonas se caracterizan por la formación de sulfuros secundarios de Cu y Ag, de forma que las leyes del depósito suelen incrementarse significativamente.

5.8.-Génesis

Para definir el modelo genético de los depósitos minerales del tipo VMS, es necesario explicar en términos de física y química, los procesos de acumulación de sulfuros que forman los lentes de sulfuros masivos y que son controlados por la morfología, textura, zonación mineralógica del cuerpo de sulfuros, así como por los procesos que se suceden en el substrato inmediato a los depósitos proximales de VMS que dan origen a la alteración hidrotermal de la chimenea y del “stockwork” mineralizado. También las razones que existen para determinar el flujo de fluidos en el sistema hidrotermal, ayudan a explicar el ambiente geológico y la distribución de los depósitos de VMS, y por último es necesario conocer el origen y naturaleza de los fluidos hidrotermales, lo que permite determinar la fuente de los constituyentes minerales y la química de los cuerpos de sulfuros.

Como resultado de intensos debates científicos en los años 50's y 60's se llegó al consenso que los depósitos VMS fueron formados en el piso marino por la acumulación de sulfuros precipitados de actividad hidrotermal. La principal evidencia que soporta esta opinión proviene de observaciones hechas en depósitos de tipo proximal bien preservados (aquellos depósitos que se formaron inmediatamente alrededor a una conducto hidrotermal) (Plimer, 1978; Franklin *et al.*, 1981; Lydon, 1984a), que incluyen: i) La preservación de estructuras sedimentarias con lentes de sulfuros masivos de estratificación gradada, estratificación cruzada y de intercalaciones de fragmentos con sulfuros laminados. ii) El contacto estratigráfico superior del lente de sulfuros

masivos es concordante con la roca encajonante. iii) El lente de sulfuros masivos comúnmente tienen continuidad lateral con un horizonte de química y/o sedimento clástico metalífero. iv) El lente de sulfuros masivos es comúnmente enraizado en un piso, discordante de la chimenea con alteración hidrotermal y representa la parte más superior del conducto hidrotermal. La terminación superior del conducto en un horizonte concordante de sulfuros, indica que la actividad hidrotermal formadora del mineral, fue confinada a intervalos de tiempo, entre la depositación de la roca de piso o basamento.

Sato *et al.*, (1972) postuló tres formas de descarga de una solución hidrotermal dentro de agua de mar-piso oceánico, las cuales dependen de su temperatura y densidad inicial y de su subsecuente degradación al mezclarse con el agua de mar. Tipo 1 son soluciones hidrotermales ricas en sales con densidad mayor que el agua de mar fría, en todos los grados de mezcla. Tipo II, son soluciones inicialmente menos densas que el agua de mar, que en algún momento pasaron durante el proceso de mezcla a densidades máximas mayores que el agua de mar fría. Tipo III, son soluciones inicialmente menos densas que el agua de mar fría y que permanecen flotando en todos los grados de mezcla (Figura 11).

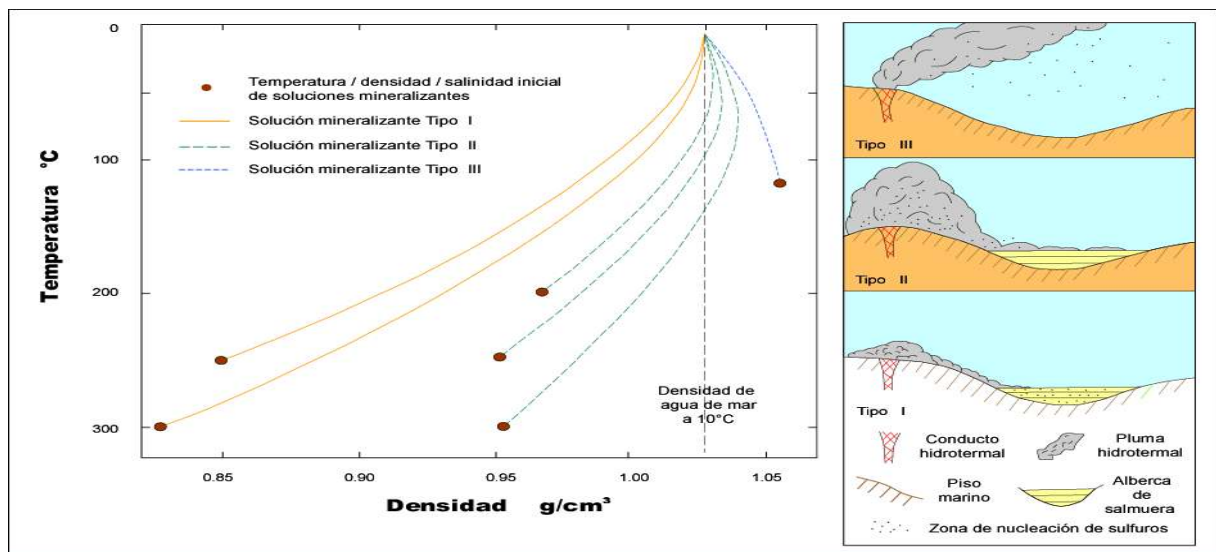


Figura.11.- Génesis de los fluidos mineralizantes en un MVS.

Asimismo, el autor sugiere que estos tres tipos de soluciones mineralizantes producen depósitos con características morfológicas distintivas (Sato *et al.*, 1972). Las soluciones tipo I dan lugar a criaderos de salmuera que tiene características morfológicas de tipo tabular y/o laminar. Las soluciones de tipo II provocan morfologías cónicas o montículos, que es típica de depósitos proximales (lentes). En el tipo III, las soluciones son dispersadas por una pluma flotante que da lugar a una capa sedimentaria, producto de la caída de la solución mineralizante alejada de la fuente y de gran extensión lateral. (Figura 11).

Las similitudes generales entre chimeneas de sulfuros modernos y depósitos ancestrales tipo VMS proximales son muy fuertes. El descubrimiento de fragmentos de chimenea y tubos de gusanos fósiles en ofiolitas de depósitos VMS tipo Chipre (Oudin y Constantinou *et al.*, 1984) (Haymon *et al.*, 1984), sugieren que el modelo de acumulación de sulfuros en piso marino, al menos en tiempos como el Cretácico se parece a los VMS actuales.

Estudios de inclusiones fluidas de una variedad de depósitos proximales, particularmente para Chipre (Sponer y Bray *et al.*, 1977) y Japón (Pisutha-Arnond e Ohmoto, 1983), indican que las soluciones mineralizantes para depósitos tipo VMS, tenían temperaturas máximas de 300 +/- 50°C y salinidades superiores al doble que las aguas marinas actuales. Esta relación de temperatura-salinidad indica que los fluidos mineralizantes no eran muy flotables en las aguas marinas y llegaban al piso marino sin modificar su estado (Solomon y Walshe *et al.*, 1979a, b) y que se comportaban de igual forma a los fluidos actuales expulsados a altas temperaturas.

El principal pre-requisito para la acumulación de un depósito proximal tipo VMS es el establecimiento de una barrera porosa arriba de la salida, lo cual causa dificultad en la descarga del fluido hidrotermal e inicia la acumulación de sulfuros.

Los lentes de sulfuros masivos formados por estos mecanismos tienen generalmente morfología cónica o de montículo con gran extensión lateral. La relación de espesores (tamaño) es desde 3:1 hasta 5:1, predominantemente. Los sulfuros transportados cuesta abajo debido a inestabilidad gravitacional (Ridridge *et al.*, 1983; Cathles, 1983), se caracterizan por presentar una morfología diferente (Lydon *et al.*, 1984a). Los procesos dominantes con morfología laminar y relaciones >10:1, se forman por sobre-posición sedimentaria cerca de los depósitos de montículos. Los casos más obvios son las acumulaciones que ocurren en “albercas” de salmueras formadas por alta densidad de soluciones mineralizantes, ó salmuera del tipo I de Sato *et al.*, (1972).

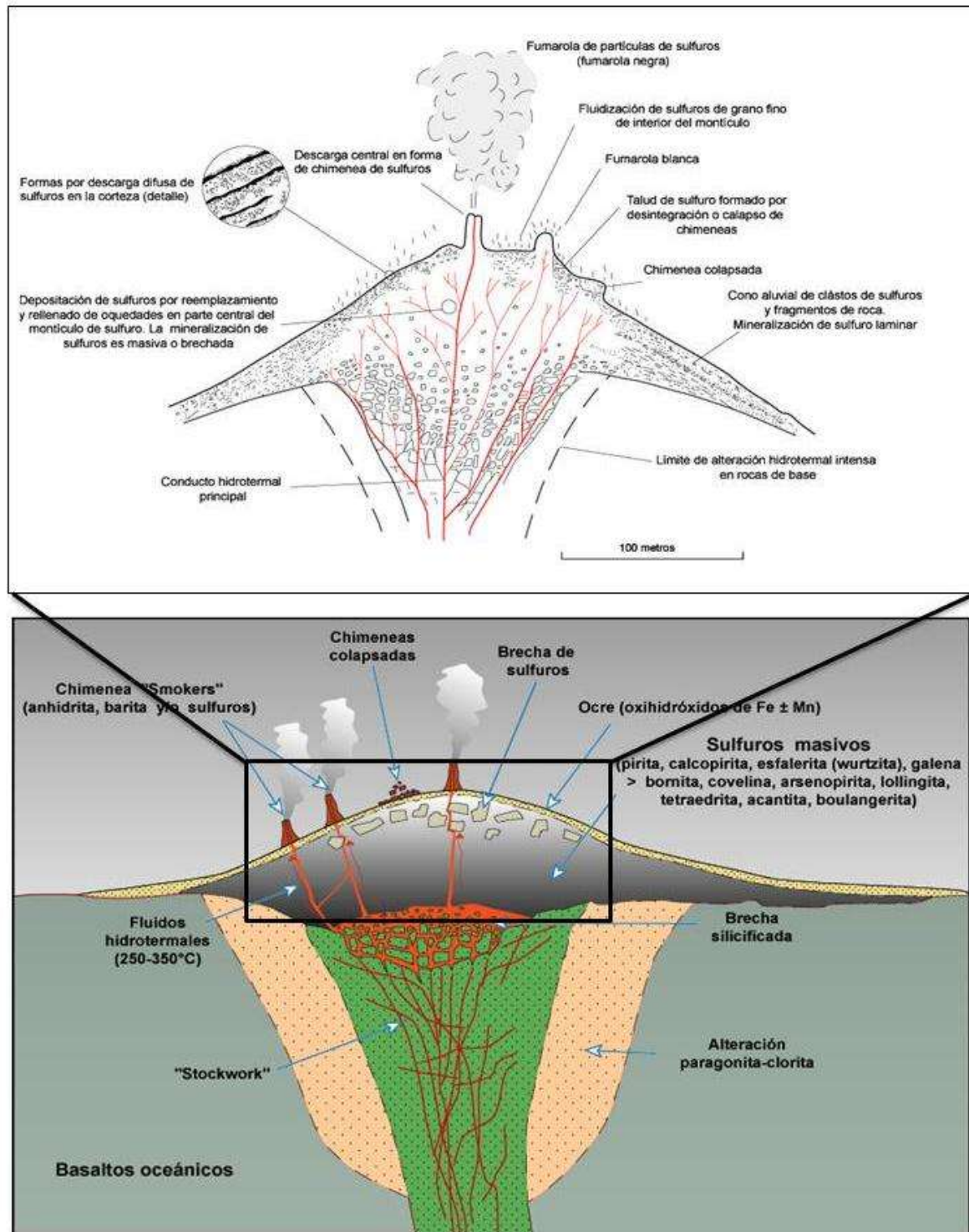


Figura.12.- Morfología de un modelo de VMS para la acumulación de depósitos proximales

En cuanto a la zonación metálica, el incremento en la relación Zn:Cu hacia arriba y hacia afuera del núcleo de un lente de sulfuro masivo, es una de las mayores características de un depósito VMS. La solubilidad de la calcopirita en una solución acuosa clorurada en equilibrio con un sulfuro de hierro está en función de la temperatura, no siendo así para la esfalerita y galena. Por ello, la zonación de los minerales de ganga en depósitos VMS es poco conocida. En depósitos proximales, aparece sílice y clorita como un cementante pervasivo a lo largo del montículo (Costa *et al.*, 1983).

La precipitación de soluciones en forma de sílice requiere enfriamiento (Janecky y Seyfried *et al.*, 1984). La barita, cuando está presente, es concentrada en la parte superior del depósito y aparece agua de mar sulfatada que es involucrada en ésta precipitación, debido a la solubilidad inversa que presenta (Watanabe y Sakari, 1983; Kowalik *et al.*, 1981).

El talco se forma por la mezcla de soluciones mineralizantes con el agua de mar (Lonsdale *et al.*, 1980; Costa *et al.*, 1983; Aggarwal y Nesbitt, 1984; Bowers *et al.*, 1985). Los VMS que contienen importantes proporciones de óxidos de hierro, óxidos de manganeso o sílice, incluidos en tobas o “exhalitas”, hacia la cima de los cuerpos estratiformes. Estos representan la oxidación marginal o terminal de las salmueras (Pottorf y Barnes *et al.*, 1983) y son productos próximos o lejanos de la oxidación progresiva de una pluma hidrotermal flotante de baja temperatura (Large, 1977; Kalogeropoulos y Scott *et al.* 1983).

6.-Metodología

6.1.-Trabajo de Campo

El objetivo de este primer punto fue hacer un reconocimiento general y preliminar de la zona, ayudándonos con información previa de imágenes, mapas, fotografías aéreas y cualquier tipo de material que nos pudiera ayudar. El reconocimiento se realizó en la región donde la Compañía Minera X tiene ubicadas las zonas mineralizadas del depósito, donde se procedió a observar las alteraciones del entorno, sus estructuras y se realizó un muestreo de la litología existente, tanto donde se encuentra la zona mineralizada como la roca encajonante que contiene la mineralización.

El reconocimiento de campo nos ayudó a visualizar de una manera general las características del yacimiento, así como a elegir la mejor manera de realizar el muestreo de una manera sistemática y representativa.

Los principales pasos a seguir durante el trabajo de campo fueron:

- a) Recopilación de mapas de campo, topográfico y geológico de la zona de estudio (carta E14A67, escala 1:50,000), obtenidas de INEGI y el Servicio Geológico Mexicano.
- b) Visita al depósito mineral y toma de muestras.
- c) Recolección de 33 muestras representativas del yacimiento, roca encajonante y ubicación de las mismas en un mapa.
- d) Descripción y separación de muestras para análisis posteriores tales como: petrográficos, minerográficos e inclusiones fluidas.
- e) Análisis de muestreo existente dentro de la zona, así como de la Barrenación de Diamante (BDD) que hay en la zona, ya que estos BDD fueron analizados geoquímicamente dando valores de metales como Zn, Cu, Pb y Ag, entre otros.

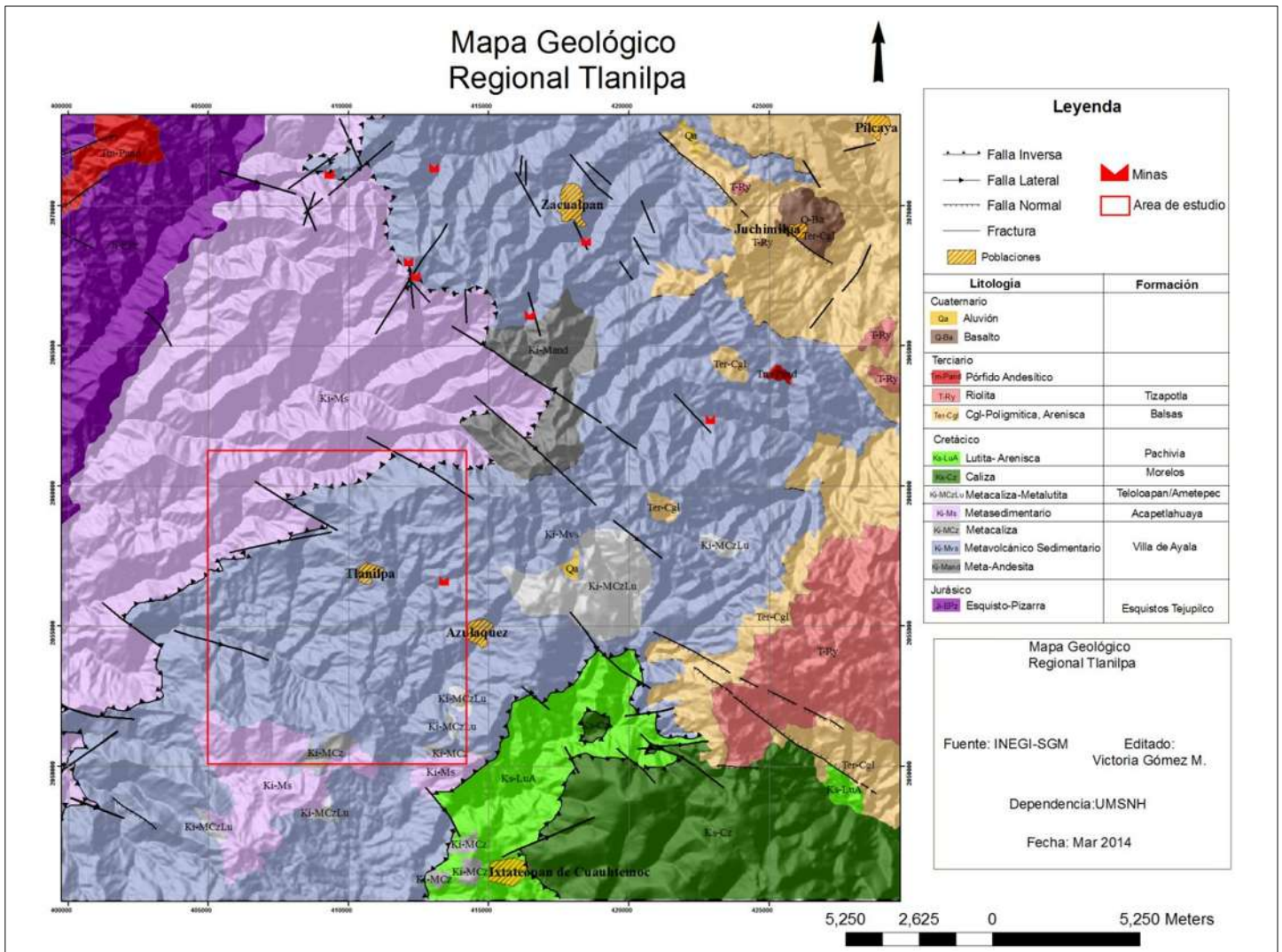


Figura.13.- Mapa Geológico. Ubicación zona de estudio, principales unidades litológicas que afloran en la zona. Tomado de SGM, 2000.

6.2.-Trabajo de laboratorio

6.2.1.-Petrografía y mineralogía

El estudio petrográfico y mineralógico nos ayuda a determinar los mecanismos de formación de las secuencias minerales, así como la coexistencia de algunas de ellas. Tanto de minerales opacos como minerales transparentes, determinando sus características de color, forma, pleocroísmo, zonación, relieve, extinción, entre otras características microscópicas que nos ayudan a identificar los minerales presentes.

La preparación de las muestras para análisis de laboratorio incluye la selección de una porción donde se observen las características más particulares de la zona.

Los pasos para la preparación de las muestras se basan en:

- Selección y corte de las muestras, dependiendo si es para briquetas pulidas se realiza un corte en forma redonda, si es solo para lámina delgada se corta en forma rectangular, de manera que cubra el portaobjetos.
- Las muestras de láminas delgadas, las cuales tienen por objetivo principal analizar la petrografía, se montan sobre un portaobjetos (previamente pulido para facilitar el pegado de la muestra) y se pegan con una sustancia epóxica.
- Se pone la muestra con el portaobjetos sobre la luz ultravioleta para que pegue la sustancia rápidamente.
- Se procede a desbastar la muestra con diferentes tamaños de abrasivos.
- En el caso de las láminas delgadas se procede a desbastar hasta que quede con un grosor aproximado de 30 micras.

Para el tratado de las briquetas pulidas:

- Se sumergen en una resina, en un molde de forma cilíndrica.
- Se deja secar y se sacan del molde.
- Se procede a desbastar por ambos lados para que quede como un cilindrito homogéneo.
- La cara en la cual queda expuesta la roca se desbasta hasta que queden perfectamente pulidas (con diferentes espesores de abrasivo).
- Por último se pule a modo espejo con un disco para pulir para que sea más fácil observar los minerales.

Para la observación de las muestras tratadas se utilizó un microscopio marca LEICA con aumentos de 10X hasta 100 de luz transmitida y luz reflejada que nos ayudaba a

observar las dos tipos de muestras procesadas tanto de láminas delgadas como de briquetas pulidas.

Con la aplicación de esta técnica se pretende describir texturas de los minerales presentes en las muestras, así como el intercrecimiento de las mismas, estructura que presentan, la identificación de los minerales más abundantes, para de acuerdo con las fases encontradas con los otros métodos aplicados poder, establecer una secuencia paragenética de las fases minerales. Tanto en las muestras de láminas delgadas como de briquetas pulidas.

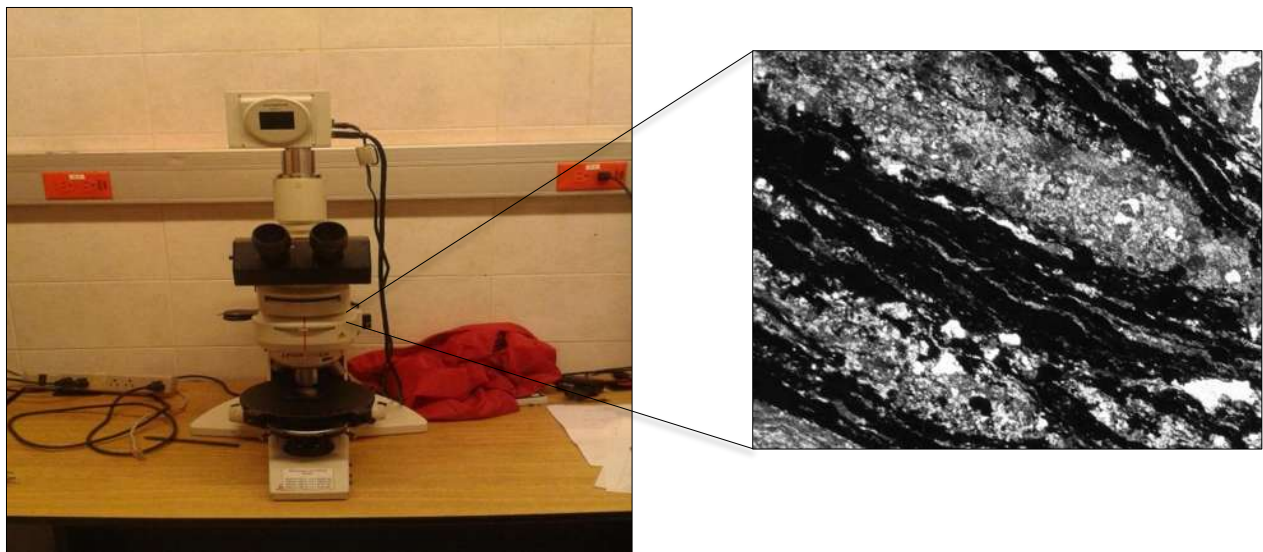


Figura.14.- Microscopio petrográfico utilizado, a la derecha ejemplo de muestra que se observó.

6.2.2.- Microscopio Electrónico de Barrido (MEB-EDS)

El microscopio electrónico de barrido (Scanning Electron Microscope, SEM) se basa en la obtención de una imagen de la muestra a partir del barrido de la misma con un haz de electrones, lo cual se forma como resultado de las interacciones entre los electrones incidentes y la muestra. El MEB-EDS 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, sistemas de obtención de la imagen y de análisis.

Para analizar una muestra en el MEB-EDS se requieren generalmente condiciones estrictas de vacío en el interior del microscopio, ya que de lo contrario los electrones pueden ser dispersados por las moléculas de aire. Además, los mejores resultados se obtienen con muestras conductoras o convertidas en conductoras mediante un recubrimiento pelicular con un material conductor (generalmente grafito aunque pueden emplearse también oro, cobre o aluminio).

El microanálisis se realiza en un equipo de espectroscopia de Emisión de energía (EDS) Oxford Inca X – Sight con un detector tipo WAFER de Si dopado con Li, y un equipo de Microscopía de barrido JEOL JSM-6060 LV. Características del análisis: es semi-cuantitativo para elementos mayores de número atómico 3, y el resultado se expresa % en peso relativo al total de elementos detectados. Los elementos presentes en una concentración menor al 0.5% en peso pueden no ser detectados por el equipo. El área mínima de análisis es de 1m².

Mediante la utilización de esta técnica se pretende obtener las fases de minerales de plata presentes en la muestra ya que con alguna otra técnica es imposible observar ciertas fases que son muy poco abundantes e imposible de diferenciar. Al igual que dar a conocer los elementos presentes en la muestra para correlacionarlos con las fases encontradas con ayuda de la Difracción de Rayos X.

6.2.3.- Espectroscopia de Infrarrojo

Consiste en analizar la radiación infrarroja que es absorbida al atravesar esta un compuesto dado, de tal manera que el espectro infrarrojo registra la radiación transmitida frente a la frecuencia de la radiación incidente. Para que las moléculas absorban radiación IR que induzcan vibración en los enlaces, debe existir un cambio en el momento dipolar de la molécula y sus vibratos. Las vibraciones en el IR son más frecuentes cuanto mayor sea el cambio en el momento dipolar (C-O más fuerte C-C).

La radiación registrada debe ser solamente la originada por los movimientos de vibración de las moléculas presentes en la sustancia objeto de estudio. Para ello se ha de considerar:

- Preparar la muestra en forma de pastilla, mezclada en muy poca proporción KBr (anhidro)
- El portamuestras también debe de ser transparente a la radiación IR.
- Los espectrofotómetros de IR van equipados de una doble fuente, una atraviesa la muestra y otra una referencia, de modo que se pueda eliminar el ruido de fondo debido a H₂O o CO₂.

El modo de preparación de la muestra es muy importante para la obtención de un registro de alta calidad la cual depende de:

- Utilizar un diluyente KBr transparente a la radiación de IR de alta calidad
- El grosor de la pastilla dependerá de la cantidad de muestra utilizada y de la presión utilizada en su preparación.

La transmisión de radiación a través de la pastilla es función de una relación optima compuesto/diluyente.

El equipo utilizado para la realización de esta técnica fue un Espectrómetro de Infrarrojo, marca Buker, modelo Tensor 27 con Transformada de Fourier (4000 a 400cm⁻¹, IR-Medio), bajo condiciones de Temperatura de 29.2°C, humedad relativa 30.35% HR, con una resolución de 4cm⁻¹, con un tiempo de escaneo de la muestra de 32 scans.

La información que se pretende obtener con la aplicación de la espectroscopia de infrarrojo es la determinación de enlaces de las fases presentes en este caso solo se determinaron de los minerales de mena a que para determinar fases de sulfuros se necesita de condiciones de infrarrojo lejano y con el equipo que se cuenta es con infrarrojo medio.

6.2.4.-Difracción de Rayos X

Los Rayos X interaccionan con la materia a través de los electrones que la forman y que se están moviendo a velocidades mucho menores que de la luz. Cuando la radiación electromagnética X alcanza un electrón cargado este se convierte en fuente de radiación electromagnética secundaria dispersada, por lo que si se incide un haz de rayos X sobre un cristal, este choca con los átomos haciendo que los electrones que se encuentren en su trayectoria vibren con una frecuencia parecida a la de la radiación incidente y actúan como fuentes secundarias de nuevos frentes de onda de rayos X con la misma longitud de onda y frecuencia.

La interacción de los Rayos X con la materia esencialmente ocurre mediante dos procesos:

- a) Algunos fotones del haz incidente son desviados sin pérdida de energía, constituyen la radiación dispersada exactamente con la misma λ que la radiación incidente (es la que origina el fenómeno de la difracción).
- b) Los fotones pueden sufrir una serie de choques inelásticos al incidir sobre un blanco y su energía incrementa la T de la muestra o da lugar al fenómeno de fluorescencia.

La interacción entre los rayos X y la materia consiste en la dispersión que los electrones de los átomos producen sobre esta radiación. Los Rayos X dispersados por los electrones de los átomos de una muestra cristalina sufren fenómenos de interferencia dando lugar a procesos de difracción y la información estructural subyace en los patrones de difracción. La dispersión es una función del ángulo de observación pero también depende de la posición relativa del centro porque la fase depende del camino óptico. La difracción es un fenómeno característico de las ondas, que consiste con la dispersión de las ondas cuando se interaccionan con un objeto ordenado. Ocurre con todo tipo de ondas desde las sonoras hasta las electromagnéticas, como la luz y también los Rayos X.

El equipo que se utilizó para la realización de esta técnica fue un Difractómetro marca SIEMENS modelo D5000, bajo las condiciones en las que se trabajó fueron 35kw, 20mA, en un tiempo de 0.06s con un incremento de 0.02s, las muestras fueron muestras en polvo montadas en el portaobjetos del difractómetro.

La información que se espera obtener mediante esta técnica es la caracterización de fases minerales presentes en las muestras tratadas, y determinar fases que con alguna otra técnica no se podría determinar de cuales se trata, por ejemplo aquellas fases que son nanométricas, o presentan poca abundancia ya que este equipo detecta fases que tienen a partir del 5% de abundancia.

6.2.5.- Inclusiones Fluidas.

Una inclusión fluida se forma cuando una cavidad de crecimiento de un mineral, se rellena por uno o varios fluidos en los cuales puede además haber uno o más minerales sólidos. De esta manera, las inclusiones fluidas son trazas microscópicas de fluidos sub-superficiales o profundos, de diferentes unidades de tiempo (muy antiguas o muy jóvenes) que quedan atrapadas en los minerales formadores de roca. Los tamaños de las inclusiones normalmente son inferiores a las 100 μ m, en su mayoría están entre 5 y 30 μ m, aunque se conocen ejemplares con tamaños de varios centímetros.

Los fluidos atrapados pueden ser líquidos, vapores o fluidos supercríticos y su composición puede incluir esencialmente agua pura, salmueras de varias salinidades, gas o líquidos gaseosos y silicatos, sulfuros o mezclas de carbonatos, entre otros.

Con la aplicación de esta técnica se determinarán condiciones físicas a las cuales fueron atrapadas las inclusiones fluidas como son la presión, temperatura, salinidad, inclusiones hospedadas en minerales de ganga como cuarzo y calcita.

Analizadas con un equipo microtermométrico consta de una platina calentadora-refrigeradora marca Linkam SGM 600, 3 consolas programables que dirigen y regulan la temperatura, un microscopio petrográfico marca Olympus, fuente de luz de 150 W y un sistema de video acoplado con visualización hacia una pantalla de 40``marca Samsung.

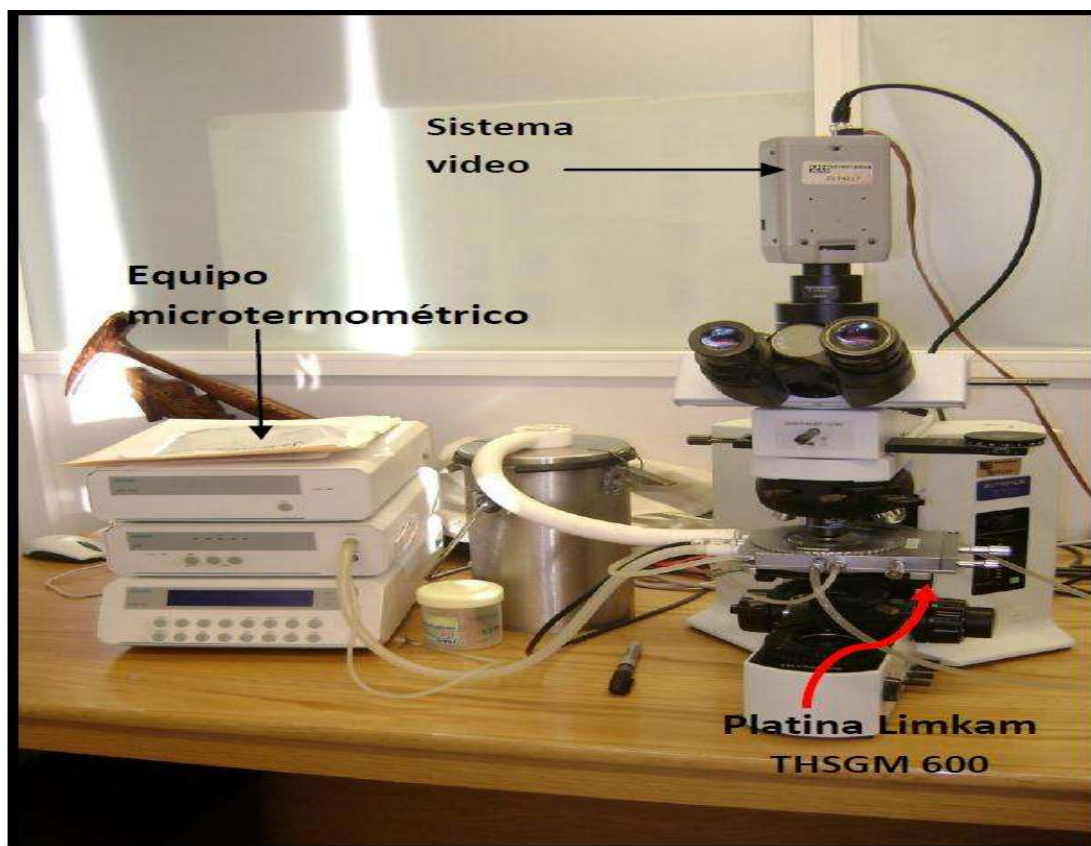


Figura.15.- Equipo de Microtermometría CEGEO UNAM. La platina térmica instalada sobre el microscopio polarizado Olympus (x50 objetivo). La platina Linkam THSGM -600 alcanza un rango de temperaturas entre -180 C y $+650\text{ C}$.

7.- Resultados

7.1.-Trabajo de Campo

7.1.1.-Descripción de campo del depósito de Tlanilpa

Los cuatro depósitos principales alojados dentro del Sub-Terreno Teloloapan, tienen características similares en cuanto a la roca encajonante de los Sulfuros Masivos Volcangénicos. Con una unidad metamorfoseada en facies de esquistos verdes, imbricadas internamente por fallas de bajo ángulo. La mineralización ocurre en lentes de sulfuros individuales asociados estrechamente con rocas volcánicas félsicas o rocas vulcanoclásticas y con rocas sedimentarias clásticas carbonosas.

La edad de la mineralización en la zona de estudio está relacionada muy estrechamente con las edades calculadas para la mineralización de los depósitos del Sulfuros Masivos Volcangénicos del Terreno Guerrero. (Mortensen *et al.*, 2008). Los fechamientos de los diferentes depósitos VMS dentro del Terreno Guerrero corresponden del Jurásico superior al Cretácico temprano, aunque más específicamente en las zonas del Sub-Terreno Teloloapan se cuenta con cuatro zonas más importantes de depósitos de VMS. Como son: Campo Morado, Tlanilpa-Azulaquez, Tizapa y Rey de Plata.

Determinando una edad mínima de mineralización para el depósito de Tlanilpa de 138.7 ± 1 Ma. (Rhys *et al.*, 2008). En comparación con el depósito de Campo Morada (142.3-146.2 Ma) es relativamente más joven. Las edades calculadas para el depósito de Tizapa es de aproximadamente 186 Ma. Y con una mineralización que se hospeda principalmente en mantos que son paralelos a la estratificación y foliación de la roca encajonante, en cuerpos sin-sedimentarios (Mortensen *et al.*, 2008).

En Tlanilpa la estructura del depósito se encuentra en forma de sulfuros masivos hospedados en lentes, de metales base, sobre unidades calcáreas, mudstone carbonosas y limonitas, con menor cantidad de tobas félsicas secuenciadas cercanas a la base de la andesita porfídica. Unidades claramente diferenciables e identificable la zona de mineralización. (Figura 21)

La unidad que hospeda la mineralización dentro de la zona de estudio es una toba félsica principalmente con algunos diseminados en la unidad metamorfoseada en facies de esquistos verdes así como rocas filíticas carbonosas, con textura laminar, color oscuro, con lentes de colores claros interdigitados con la foliación de la roca. Presenta tacto graso con abundancia de pirita de grano fino en la matriz de la roca. Se observan también en las muestras de mano horizontes más masivos de la roca ya pertenecientes a la zona

mineralizada, color gris oscuro a oscuro carbonáceo con tonalidades metálicas y diseminadas de pirita.

Por otro lado los sulfuros dominantes son la pirita (FeS_2), galena (PbS), esfalerita (ZnS), con algo de calcopirita (CuFeS_2), en zonas aledañas a la de estudio también se encuentran minerales como la serie isomorfa de tennantita ($(\text{Cu}, \text{Fe})_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$)-tetraedrita ($\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$), (Rhys *et al.*, 1996), como en la zona mineralizada de Azulaquez. (Rhys *et al.*, 2008)

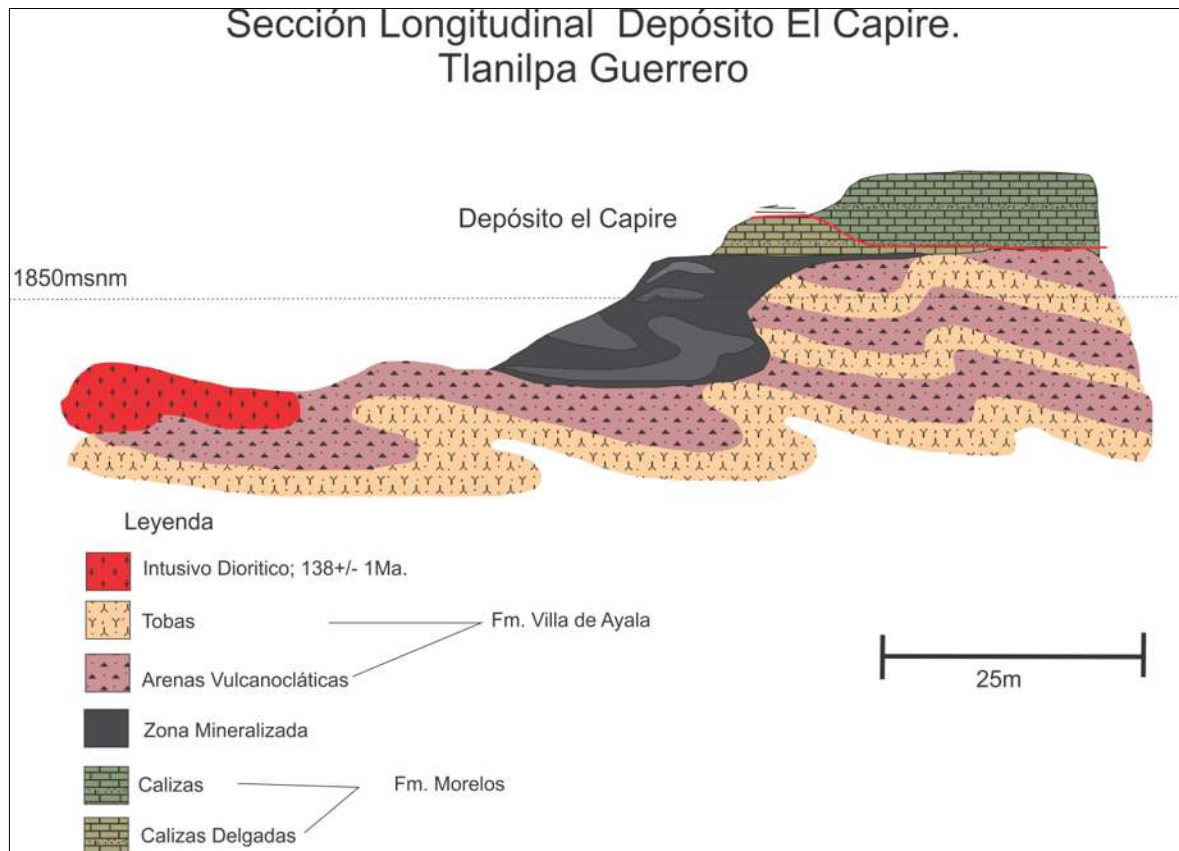


Figura.16. Sección longitudinal depósito El Capire, Tlanilpa Guerrero.

La toma de muestras se realizó principalmente en las inmediaciones del depósito mineral sujeto a estudio, debido a que el principal objetivo de este trabajo es caracterizar la mineralización de la zona. El muestreo va en orden de importancia del depósito mineral hacia afuera, identificando los estratos mineralizados de la roca encajonante y las alteraciones asociadas a ello recolectándose 33 muestras.

Se cuenta además con una tabla de datos de mineralización realizada por Valerie Resources en base a ensayos sobre los barrenos de diamante, la cual nos da información acerca de leyes minerales de las principales especies minerales que pueden tomarse como reservas minerales de metales base. Debido a la cantidad de mineral que se encuentra en la zona se

pueden manejar las leyes en ppm (Partes por millón) y en %. Se puede observar que los elementos por los cuales se realizó el análisis son Au, Ag (ppm), Cu, Zn, Pb (%), que serán lo elementos en los cuales se centrará el estudio de caracterización mineral (Figura 21).

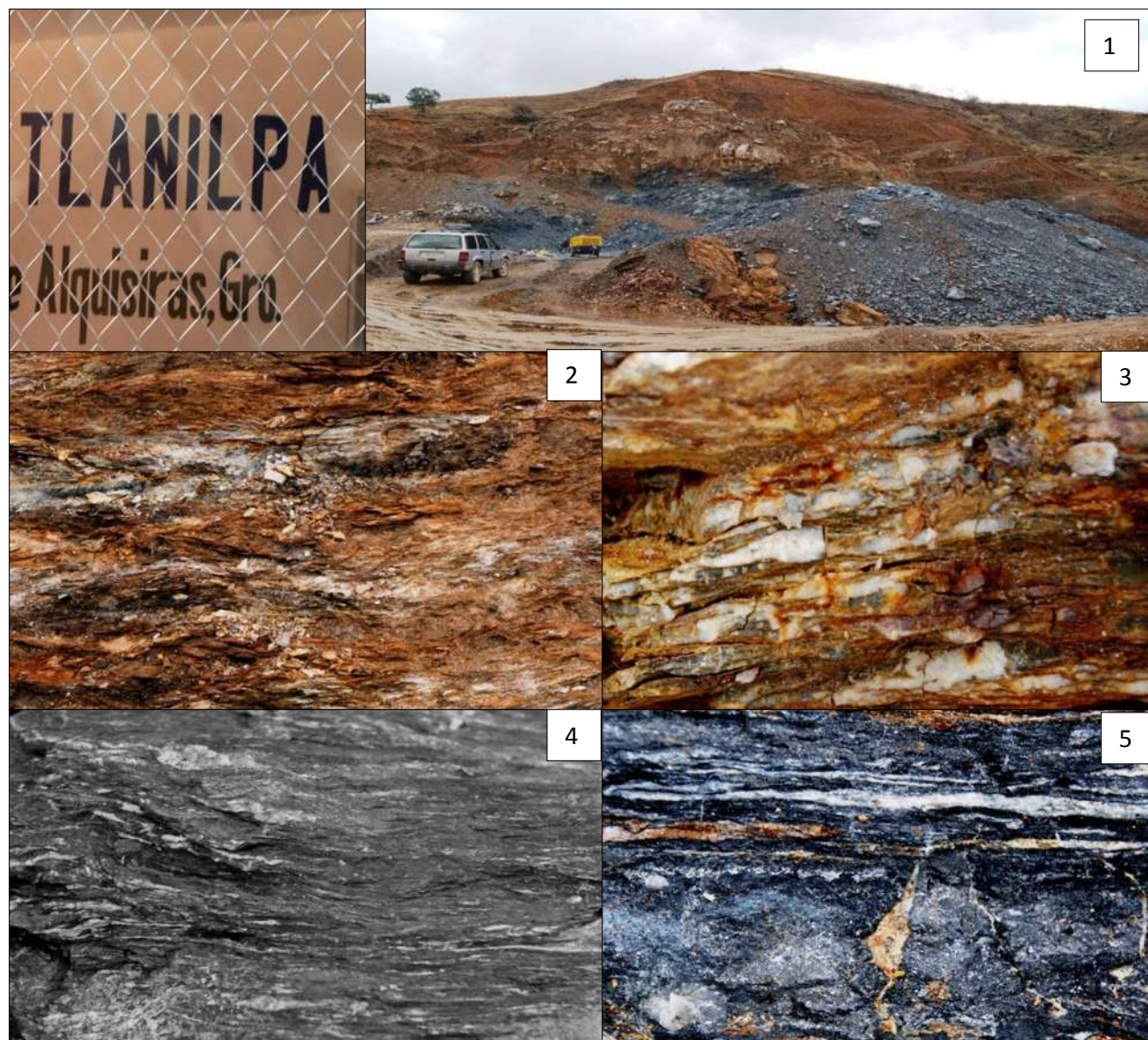


Figura.17.- Fotografías del depósito mineral de Tlanilpa. En la fotografía 1 se observa una vista panorámica del depósito, en la 2 y 3 se observa la roca encajonante, dominada por rocas vulcanoclásticas con cuarzo recrystalizado, en la 4 y 5 se observa el yacimiento mineral con bandas de minerales de mena como cuarzo y calcita, textura laminada con intercalaciones de minerales oscuros con algunos más claros en rocas carbonáceas.

7.1.2.-Geología Estructural

La geología estructural de la zona está dominada principalmente por sistemas de fallas normal e inverso (cabalgadura). En principio tenemos el Sub-Terreno Arcelia (STA), el cual está cabalgando al Sub-Terreno Teloloapan (STT), aunque la literatura nos dice que el contacto no se puede reconocer con exactitud, hay lugares donde se observa que las rocas volcánicas, pizarras y lutitas que componen el STA sobreyacen a las rocas sedimentarias, basálticas y andesíticas que conforman el STT.

Se realizaron tres secciones en diferentes direcciones del mapa de Terrenos de la zona de estudio, con la finalidad de evidenciar como actúa el sistema de fallas en la misma y cuál es la componente principal.

La sección A-A', tiene una dirección E-W centrada en la carta de los Sub-Terrenos, con una longitud de aproximadamente 115 km, se encuentra cortando principalmente los Sub-Terrenos Arcelia y Teloloapan. Las fallas principales que se cortan en esta sección son: fallamiento inverso que forma la cabalgadura entre el Sub-Terreno Arcelia sobre el Sub-Terreno Teloloapan y fallamiento normal dentro del Sub-Terreno Teloloapan, que forman un graben. (Figura 18)

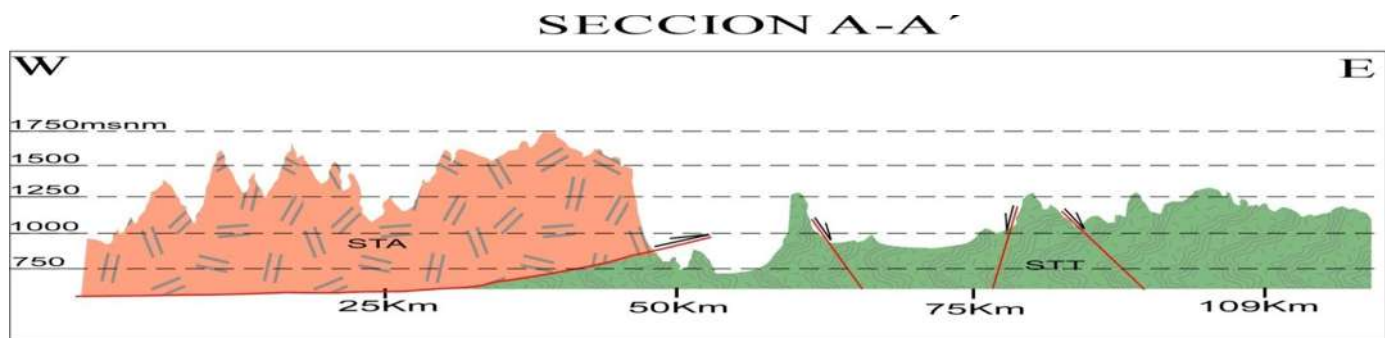


Figura.18.- Sección A-A' con rumbo E-W. Sub-Terrenos Arcelia (STA) y Teloloapan (STT).

La sección B-B' se realizó con un rumbo NW-SE, con una longitud aproximada de 110 Km y el punto más alto se encuentra aproximadamente a 1500 m.s.n.m. Las unidades que corta esta sección son los Sub-Terrenos Arcelia y Teloloapan y una unidad conocida como Rocas Volcánicas Terciarias (RVT). Las unidades litológicas de RVT y STA están en contacto por medio de una falla de componente normal con buzamiento al NW y un rumbo de NE-SW. El contacto entre STT y STA es por cabalgadura, y dentro del STT se muestra fallamiento normal principalmente. (Figura 19)

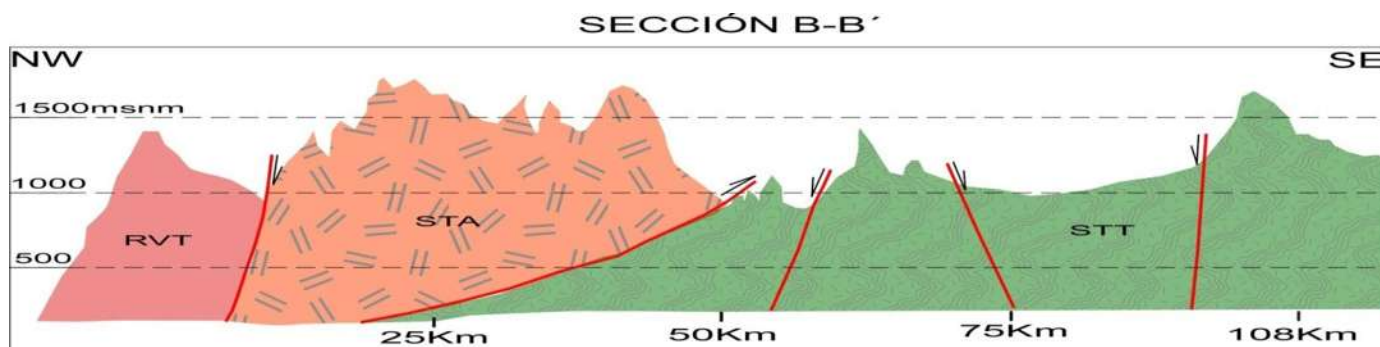


Figura.19.- Sección B-B', rumbo NW-SE. Sub-Terrenos Arcelia (STA) y Teloloapan (STT)

La sección C-C' se realizó con un rumbo N-S y con una longitud aproximada de 90 Km, corta principalmente a los Sub-Terrenos Arcelia y Teloloapan que, como se observa en las otras secciones, tienen un contacto por cabalgadura, sin embargo en esta sección solo se puede apreciar un sistema de fallas normales en el Sub-Terreno Arcelia con buzamiento al norte (Figura 20).

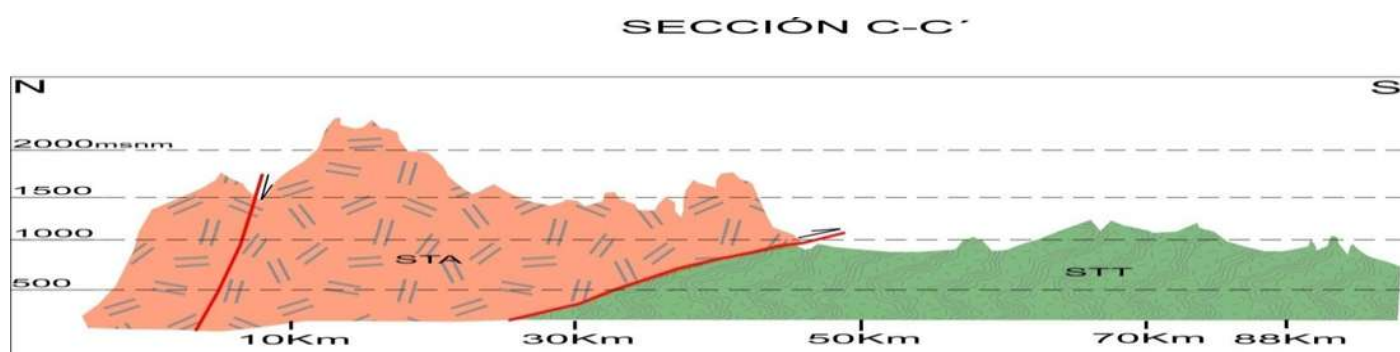


Figura.20.- Sección C-C', rumbo N-S. Sub-Terrenos Arcelia (STA) y Teloloapan (STT).

7.1.3.- Geología Local y Estratigrafía

7.1.3.1.- Geología Local

La zona de Tlanilpa se encuentra sobre secuencias de rocas volcánicas bi-modales y polideformadas, así como rocas sedimentarias marinas del arco de Teloloapan. Al Este y sureste de la zona de estudio se expone un gran afloramiento de calizas de la formación Morelos (Centeno *et al.*, 2008).

El Sub- Terreno Teloloapan se divide en dos regiones: al Este se caracteriza por rocas depositadas por actividad volcánica marina somera y depósitos sedimentarios marinos de baja profundidad y al oeste por rocas volcánicas y facies sedimentarias ambas de ambientes más profundos, ensamblados, con variación en composición de basáltica-andesita a rolita-dacita en menor proporción. Esta unidad contiene microfósiles (radiolarios y cocolitos), gasterópodos, y bivalvos de una edad de Hauteriviano (133.9Ma)-Aptiano (125Ma).

El Sub-Terreno Teloloapan se expone principalmente en las zonas más al este del terreno Guerrero, el cual se caracteriza por un complejo estructural de sistema de fallas normales con buzamiento hacia el este. Las rocas pertenecientes al Cretácico inferior están severamente deformadas y con bajo grado de metamorfismo en facies de esquistos verdes (Fig.3), (Tardy *et al.*, 1992) (Figura 22).

Lugar	Muestra	Descripción	Ancho de muestra	UTM		ppm		%		
				Este	Norte	Au	Ag	Cu	Pb	Zn
El Capire	BBD	BBD C-1 4.5-39.12m	34.62m	410696	2054376	0.18	62.6	0.08	0.4	1.01
El Capire	BBD	BBD C-2 33.0-39.0m	6m	410660	2054391	3.65	2218	0.66	2.38	5.67
El Capire	BBD	BBD C-3 40.0-45.0m	5m	410641	2054385	0.47	189.4	0.37	2.59	5.58
El Capire	BBD	BBD C-4 48-54.9m	6.9m	410642	2054385	0.74	476.3	0.64	3.26	7.08
El Capire	BBD	BBD C-21 87-89.2m	2.2m	410783	2054348	0.33	200.5	0.34	1.5	3.62
El Capire	BBD	BBD C-38 90.9-94.9m	4m	410387	2054216	2.66	430	0.35	2.88	7.18
El Capire	BBD	BBD C-34 87.4-93.1m	5.7m	410840	2054260	0.14	57.2	0.39	2.18	4.14
El Capire	BBD	BBD C-40 90-94m	4m	410840	2054172	0.33	121	0.11	1.51	3.13
El Capire	BBD	BBD C-43 45.1- 51.1m	6m	410747	2054195	0.22	55.7	0.16	1.22	3.57
Tlanilpa	BBD	BBD C-7 86.6-89.7m	3.1m	409280	2057619	0.03	51.9	0.22	1.88	7.55

Figura.21.- Ensayes de Barrenación de Diamante (BDD). Campaña de Barrenación Valerie Resources 1996. Leyes de Ag, Au en ppm, y CU, PB, Zn en %.

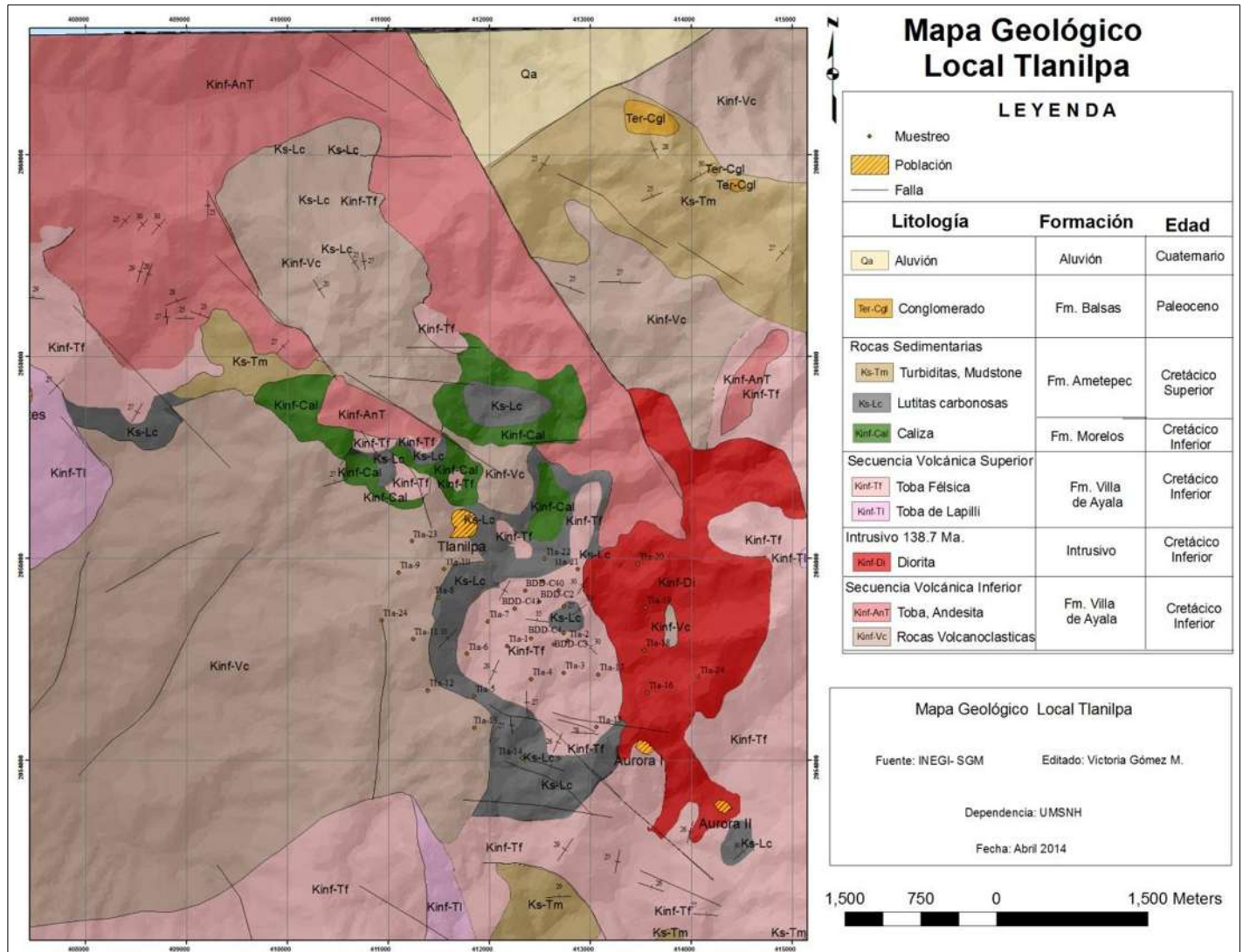


Figura.22.- Mapa Geológico Tlanilpa. Ubicación de muestreo y BDD.

7.1.3.2.- Estratigrafía

7.1.3.2.1.- Formación Villa de Ayala (Neocomiano)

Rocas Volcánicas Andesítica

La vasta área expuesta de esta unidad se subdivide en dos regiones, que son la norte y oeste de la zona de estudio. Comprende dos secciones basadas en la posición estratigráfica relativa a la unidad de tobas félsicas. Ambas secuencias tienen composiciones de rango de basáltico-andesítica a andesítica.

a. Secuencia andesítica inferior.

Estratigráficamente debajo de la unidad de tobas félsicas, está compuesta principalmente de plagioclasas $\pm$ horblenda, diques sub-volcánicos y sills, con rocas vulcanoclásticas y tobas subordinadas. Posee espesores de 400 m aproximadamente y presenta un contenido de capas y lentes discontinuos de conglomerado volcánico, brecha de tobas, brecha hialoclástica y capas de toba, así como clastos del tamaño de gravas a guijarros, de composición dacítica, tobácea y andesítica.

b. Secuencia andesítica superior.

Cubre la parte norte y noroeste de la zona con un espesor de 250 m de andesita gris, verde y purpura, con toba de lapilli, grauvaca feldespática y lentes intercalados de caliza. Remantes de erosión de rocas volcánicas andesítica se exponen aisladamente sobre una unidad de toba félsica en la porción sur del área. Tenemos menor cantidad de flujos de lava que en la secuencia andesítica inferior. La andesita es masiva de color verde con fenocristales de plagioclasa.

Rocas Volcánicas Máficas

Son rocas con poca representatividad en la zona de Tlanilpa. Sólo se observa un pequeño afloramiento en la parte noroeste de la zona, de aproximadamente 10 m de ancho, que ocurre en porciones basales de la unidad de toba félsica. El flujo basáltico observado en la zona cercana a Tlanilpa se encuentra en una posición estratigráfica más alta que los basaltos en la zona de Azulaquez, a los cuales se han correlacionado, lo que nos indica que el vulcanismo máfico fue menor al vulcanismo félsico, ya que de este último cubre un área más extensa ((Rhys *et. al* 2000) (Figura 22).

7.1.3.2.2.- Rocas Intrusivas

Se refiere principalmente a un cuerpo intrusivo diorítico que se expone por más de 4 Km, el cual presenta textura porfídica y contiene cerca del 15 al 45% de plagioclasa de grano fino a medio, y de 8 al 15% de hornblenda en fenocristales, dentro una matriz afanítica.

Este intrusivo afecta las rocas volcánicas félsicas y se le ha calculado una edad por medio del método U-Pb de 138.7 ± 1 Ma (Rhys *et. al* 2000).

7.1.3.2.3.- Formación Morelos (Albiano)

Plataforma carbonatada. Se compone principalmente de capas casi laminares de color gris oscuro a oscuro de limonita, mudstone carbonácea y lentes superpuestos de caliza. Al norte de Tlanilpa tenemos arenisca feldespática, caliza y mudstone, lo que pudiera representar un abanico sub-marino turbidítico. En la zona de El Capire se muestran solo lentes de rocas clásticas de grano fino y calizas entre tobas félsicas, debajo de las rocas volcánicas andesíticas.

7.1.3.2.4.- Formación Ametepéc (Albiano-Cenomiano)

Rocas Sedimentarias y vulcanoclásticas marinas.

Compuesta principalmente por rocas arcillosas-carbonatadas, predominando los carbonatos de horizontes delgados con presencia de turbiditas, mudstone y areniscas feldespáticas, con capas y lentes de caliza. Su rango de espesores va de 10 m a 120 m sobre las rocas volcánicas andesíticas inferiores. Dentro de esta unidad se hospedan gran cantidad de lentes de metales base (Figura 22).

7.1.3.2.5.- Formación Teloloapan (Albiano-Cenomiano)

Toba Félsica

Se refiere a una roca verde tobácea en capas compuesta de 2% a 30% de plagioclasas sub-euhedrales con matriz afanítica. Se trata de una roca masiva, silícea, localmente brechada y con afloramientos de riolita que presentan 2Km de longitud. Esta unidad representa los flujos félsicos de los domos que se hallan dentro de la zona.

7.1.3.2.6.- Grupos Balsas (Eoceno-Oligoceno)

Conglomerado

Expuesto como remanentes de erosión locales de un conglomerado posiblemente del terciario, el cual está cubierto por rocas sedimentarias y andesíticas a lo largo del Arroyo Huispa. El depósito presenta 70 m de ancho, con clastos superiores a 25 cm de composiciones de areniscas de cuarzo, limonitas y mudstone. En general se trata de un conglomerado polimictico con fragmentos de caliza, arenisca, esquisto y pizarra, e intercalaciones de arenisca, toba, con algunos horizontes de ignimbrita que denotan actividad volcánica contemporánea (Figura 22).

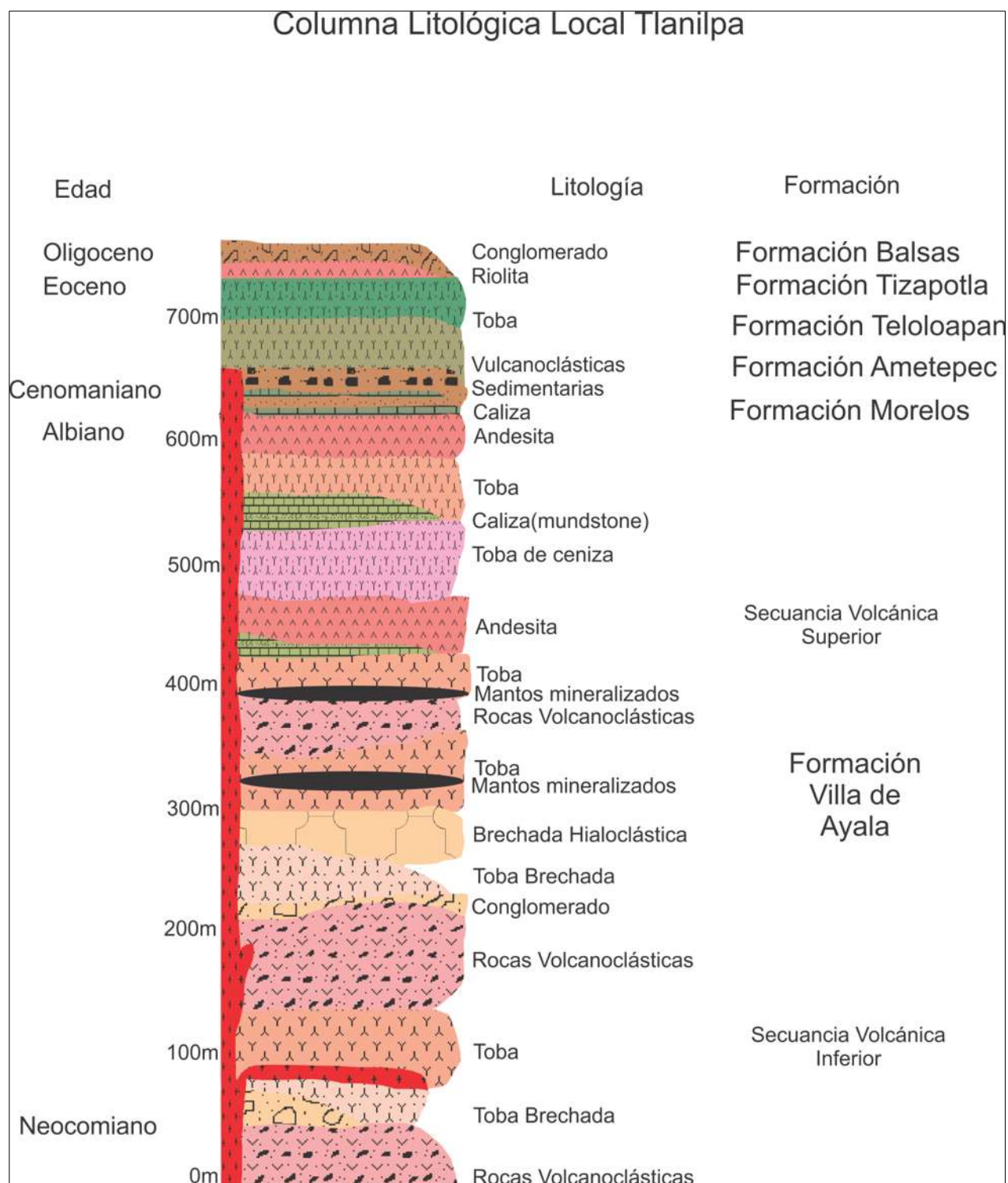


Figura.23.- Columna estratigráfica Local Tlanilpa, Guerrero. Ubicación de la zona mineralizada.

7.2.- Microscopia Óptica

7.2.1.-Petrología

El cuerpo mineralizado se encuentra en bandas de sulfuros, con cierta deformación, acompañados con minerales de ganga como son cuarzo, calcita y algo de barita que es lo que nos revelan los datos de MEB-EDS.

Las muestras analizadas son principalmente muestras carbonáceas y lutitas con cierto grado de metamorfismo. En las muestra carbonáceas se observan estructuras de pliegues, con matriz dominante (20% al 35% abundancia), la mineralogía que se observa son intercrecimiento de minerales como cuarzo (5% al 10%) y calcita (15% al 20%), con algunas moscovitas (5 % al 10%) visibles, en algunas muestras se observa protolito (<2%) de roca posiblemente arenisca, presenta también presencia de algunos minerales opacos (< 5%) en pocas cantidades.

En las muestras de lutitas se observan colores más claros en tonos cafés, con matriz dominante (20% al 50%), presenta moderada foliación, algunos cristales tienen aspecto de estar rotados, se observan minerales como calcita (20% a 25%) y cuarzo (< 10%) de segregación, así como intercrecimiento de moscovita (<5%).

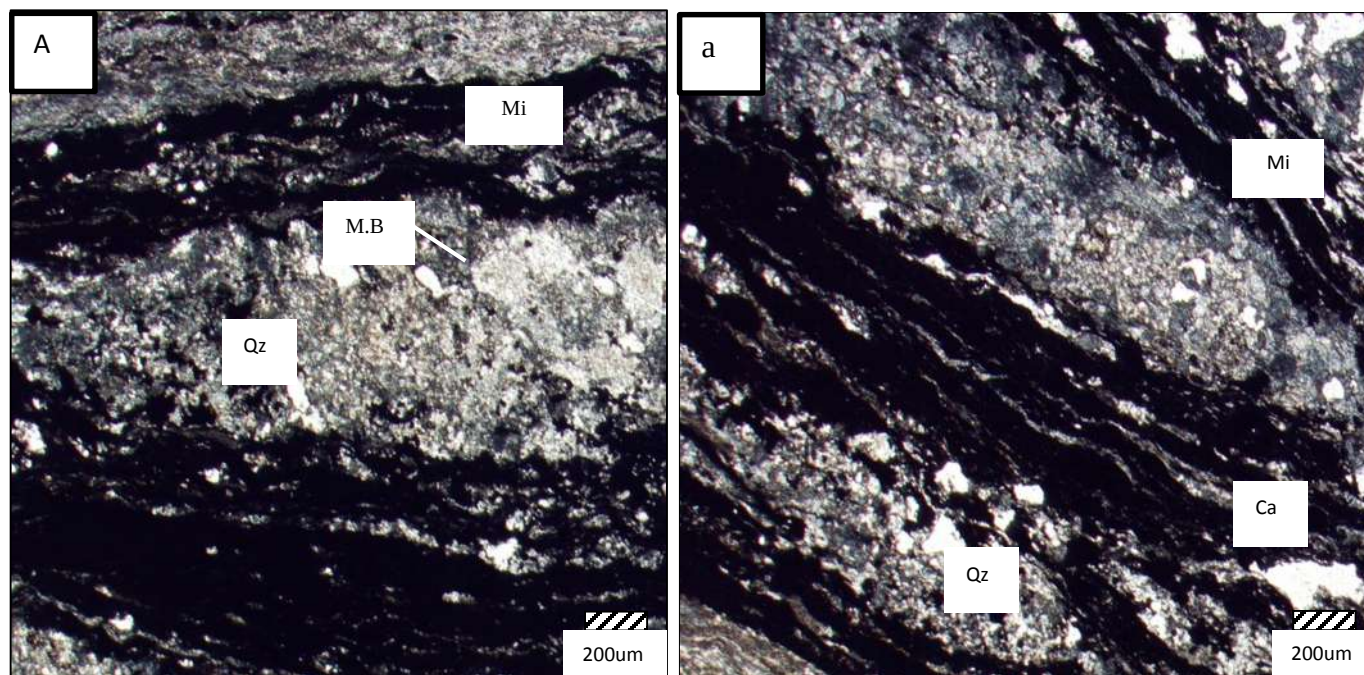


Figura.24.- Fotomicrografías de láminas delgadas de la roca encajonante. Donde se observan en ambas fotomicrografías secuencias paralelas entre la matriz de materia orgánica y zona de minerales de ganga. Cuarzo (Qz), calcita (Ca), mica blanca (moscovita (M.B)), micrita (Mi). Luz polarizada 10x5 aumentos.

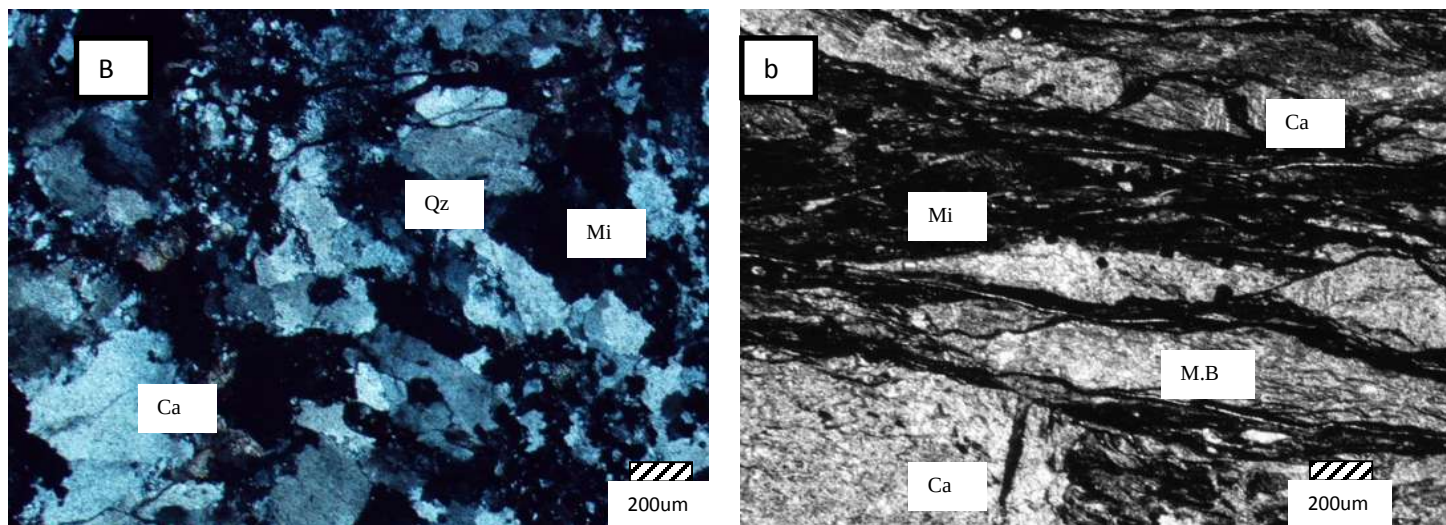


Figura.25.- Fotomicrografías de láminas delgadas de la roca encajonante. Donde se observan en la fotomicrografía (B) una textura de grano a grano, con intercrecimientos de cuarzo (Qz) y calcita (Ca) en la materia orgánica, en la (b) se observa bandas alternadas con materia orgánica y zona de minerales de ganga. Cuarzo (Qz), calcita (Ca), mica blanca (moscovita (M.B)), micrita (Mi). Luz polarizada 10x5 aumentos.

Las muestras observadas en lámina delgada muestran materia orgánica, dominante en la matriz y en otros casos a grano dominante (Figura 24); Se presentan estructuras de deformación, micropliegues y boudinage (Figura 25.b), los minerales más características en las muestras son cuarzo, moscovita, calcita y algo de cuarzo también se distinguen.

Hay esquistosidad en la roca encajonante del yacimiento la cual se observa en las láminas delgadas. Se puede observar además cuarzo y calcita segregado en la muestra producto de actividad hidrotermal en el sistema. A los cuales se presentan evidencias de deformación, post-depósito de los minerales (Figura 24 A).

Algunos minerales como la calcita y el cuarzo presentan alineación debido a la deformación post-depósito en el sistema (Figura 24 A y a). En algunas muestras se observan minerales con sombras de tensión, minerales rotados y algunos cristales fracturados que son cuarzoes principalmente. (Nota. Se anexaran así mismo las descripciones de cada una de las láminas realizadas y fotografías de las mismas al final del documento).

Se cuenta también con minerales opacos que para determinar qué tipo de minerales se trata se recurrió al Microscopio Mineragráfico para determinar las fases mineralógicas de opacos presentes en el sistema.

7.2.2.- Mineragrafía

Para diferenciar los minerales opacos presentes en el depósito mineral, se recurre al método de briquetas pulidas las cuales fueron observadas por medio de un microscopio mineragráfico, para establecer una relación paragenética de la formación de los minerales.

Mediante el análisis mineragráfico de las zonas mineralizadas en el depósito mineral se observaron los siguientes minerales. En orden de abundancia dentro de los estratos mineralizados en el depósito son el esfalerita (ZnS), galena (PbS), pirargirita (Ag_3SbS_3) (Se realizó MED-EDS para comprobar este sulfuro), pirita (FeS_2), calcopirita (CuFeS_2) principalmente.

A continuación se describen las características principales de cada uno de los minerales opacos encontrados en las muestras de briquetas pulidas con la finalidad de establecer ambientes y correlaciones con los demás minerales.

Esfalerita (ZnS): Sistema isométrico, con colores gris claro a verduzco, con agregado en granos finos, masivos, fibrosos, botroidales, criptocristalinos o amorfas, con reflexiones internas masivas, asociaciones frecuentes de galena, pirita, calcopirita, tetraedrita y cuarzo. Presenta clivaje.

Galena (PbS): las características microscópicas de este mineral se distingue color blanco a veces con ligeros tonos de rosa, forma de arreglos triangulares o en escalera, presenta asociación con covelina, calcosita, estefanita, polibasita y pirargirita. Es uno de los sulfuros metálicos más ampliamente distribuidos, ocurre en vetas o capas tanto en rocas cristalinas y no cristalinas, acompañado de una cantidad considerable de plata, y por estar asociado con otros sulfuros es lo que lo hace tan importante.

Pirargirita (Ag_3SbS_3): microscópicamente se presenta en colores gris azulado claro, con formas zoneadas, generalmente en cristales prismáticos, maclas laminares, crecimientos asociación con galena y esfalerita.

Pirita (FeS_2): sistema isométrico (cúbico), el Ni, Co, Ta algunas veces sustituyen el hierro, algunas veces el oro. Se forma bajo soluciones neutras o alcalinas, se asocia con minerales como calcopirita, arsenopirita, galena, marcasita. Microscópicamente presenta secciones cuadradas y rectangulares o poligonales, de color amarillo.

Calcopirita CuFeS_2 : con sistema tetragonal, color amarillo claro a blanco, asociaciones con esfalerita, estantita, cubanita, tetraedrita, pirrotita, bornita y enstantita. Es la mena principal de Cu.

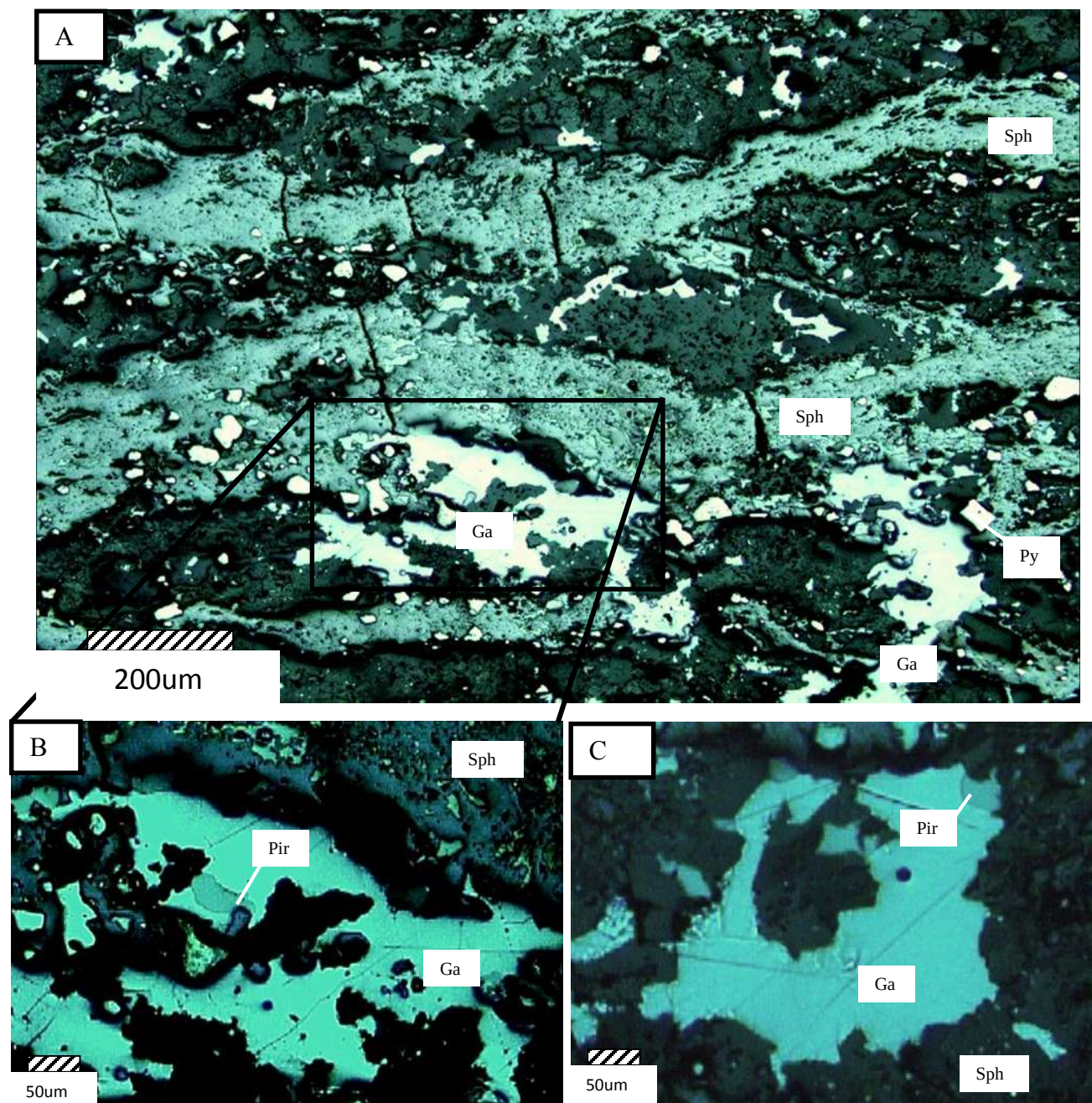


Figura.26.- Fotomicrografías de briquetas pulidas de mena del depósito Tlanilpa. (A) se observan secuencias paralelas de esfalerita que es el mineral más abundante. (B y C) se observa el intercrecimiento de fases menores como galena, pirargirita. (A) 10x5, (B) 10x40, (C) 10x40. Microscopio mineragráfico de luz reflejada, mineralización de zonas de sulfuros. Esfalerita (Sph), Galena (Ga), Pirargirita (Pir), pirita (Py).

7.2.3.- Relaciones texturales

Tenemos tres fases minerales presentes en la zona mineralizada del depósito mineral de Tlanilpa. Las cuales de acuerdo en su orden de abundancia son esfalerita>galena>pirita. Se observa secuencias paralelas entre la esfalerita que es el sulfuro más abundante, con apariencia de flujo, y algunos cluster de sulfuros entre las zonas donde domina la matriz. Al igual que se puede observar evidencia de deformación.

Se observa evidencia de otro tipo de sulfuros en las zonas mineralizadas, que debido a que son de menor concentración se ocupó otro objetivo de mayor potencia (40X) para tratar de diferenciar de qué tipo de sulfuros se trata. (Figura 26 A, B y C). Debido a las características que presentan estos minerales podemos diferenciarlos como galena que es la fase mayoritaria, otra fase que se identificó fue un sulfuro de plata, pero no se pudo determinar con exactitud de que fase se trataba.

Se realizó el análisis de la zona mineralizada con un zoom de detalle (40X) para tratar de diferenciar las fases minoritarias en el sólido y ver qué fases minerales se trataba. Dentro de las fases que se diferenciaron se observa pirita, como adición a las que ya se habían identificado con los enfoques anteriores, que fueron fases más abundantes. Se observa la relación directa de la fase de plata con plomo, rodeado por la fase de zinc, y en las zonas periféricas de zinc se presenta la fase de Fe. Coexistiendo estas tres cuatro fases principalmente.

Haciendo una observación más amplia de las zonas mineralizadas, con la finalidad de observar las fases presentes y hacer un tipo mapeo de lo observado en los sólidos pulidos mediante el microscopio mineragráfico. Panorámicamente observamos otra fase no identificada anteriormente que la catalogamos como calcopirita. También nos encontramos con formas subeuhedrales de pirita que presentan algún tipo de desequilibrio ya que muestran una textura tipo tamiz, en los centros de los cristales de pirita. Es posible que está relacionada más directamente con alguna otra fase que no se puede determinar con facilidad con este método de observación.

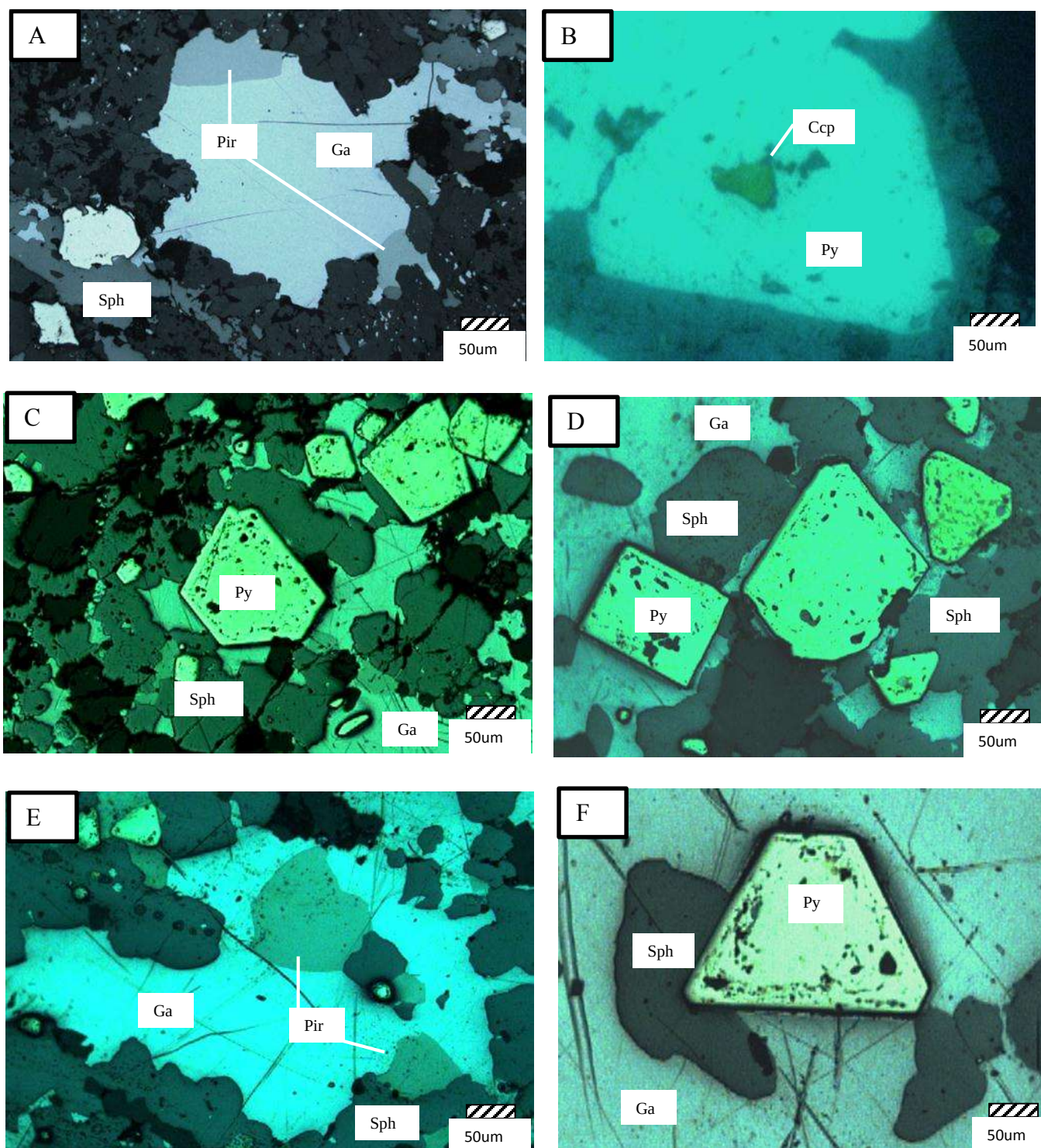


Figura.27.- Fotomicrografías de briquetas pulidas de mena del depósito Tlanilpa. (A,B,C,D,E,F) se observan minerales poco abundantes e intercrecimiento de los mismos. (A,B,C,D,E,F,) 10x40. Microscopio mineragráfico de luz reflejada, mineralización de zonas de sulfuros. Esfalerita (Sph), Galena (Ga), Pirargita (Pir), pirita (Py).

7.3.- Espectroscopia IR

Como parte de las técnicas complementarias de identificación de fases minerales así como enlaces y grupos funcionales se aplicó la técnica de espectroscopia de infrarrojo, realizado en 8 muestras de la zona mineralizada del depósito. Los cuales se compararon con los análisis de difracción de Rayos X que se realizaron con la finalidad de dar una interpretación más adecuada a los espectros obtenidos.

Para el caso concreto de estudio de los sulfuros a través de esta técnica es mediante el análisis de las bandas de infrarrojo lejano que va de 400 a 10 cm^{-1} , debido a esta peculiaridad se analizaran las fases de sulfuros presentes en las muestras mineralizadas mediante Difracción de Rayos X.

Como primer paso se procede a identificar las bandas de mayor intensidad dentro del espectro diferenciar a que grupo funcional corresponde y a que fase podría representar estrechamente ligado con la información obtenida con anterioridad en las diferentes técnicas utilizadas.

Concretamente en los espectros obtenidos en las 8 muestras de la zona mineralizada analizados nos podemos dar cuenta que se trata de una mezcla de fases debido a la gran cantidad de curvas que presenta el espectro, no se trata de una sola especie lo cual concuerda con lo observado en la otras técnicas utilizadas tenemos fases minerales mezcladas. Dentro de los grupos funcionales que se identificaron en los espectros tenemos, grupo del OH, relacionado a la presencia de fases de arcilla ya que también se relaciona al grupo funcional de OH-Al en este caso concretamente de caolinita, debido a que el espectro es típico de esta fase. Identificándose de la misma manera el grupo funcional de CO_3 correspondiente a la fase de carbonatos, tenemos así mismo el grupo funcional de Si-O, perteneciente a los silicatos de los cuales tenemos fases como cuarzo, moscovita, arcillas, entre los más abundantes, de acuerdo a la espectroscopia de infrarrojo. (Figura 28, 29 y 30)

Datos de Análisis de Espectroscopia de Infrarrojo, Muestras Tlanilpa.		
Banda principal cm^{-1}	Grupo Funcional	Fase mineral
1627.33	CO_3	Calcita
1081	Si-O	Caolinita
729.74	Si-O	Cuarzo
1032.25	Si-O	Moscovita
1034.34	Si-O	Montmorilonita
1172.52	SO_4	Barita

Figura.28.- Tabla de Valores de las bandas más intensas en los espectros de infrarrojo.

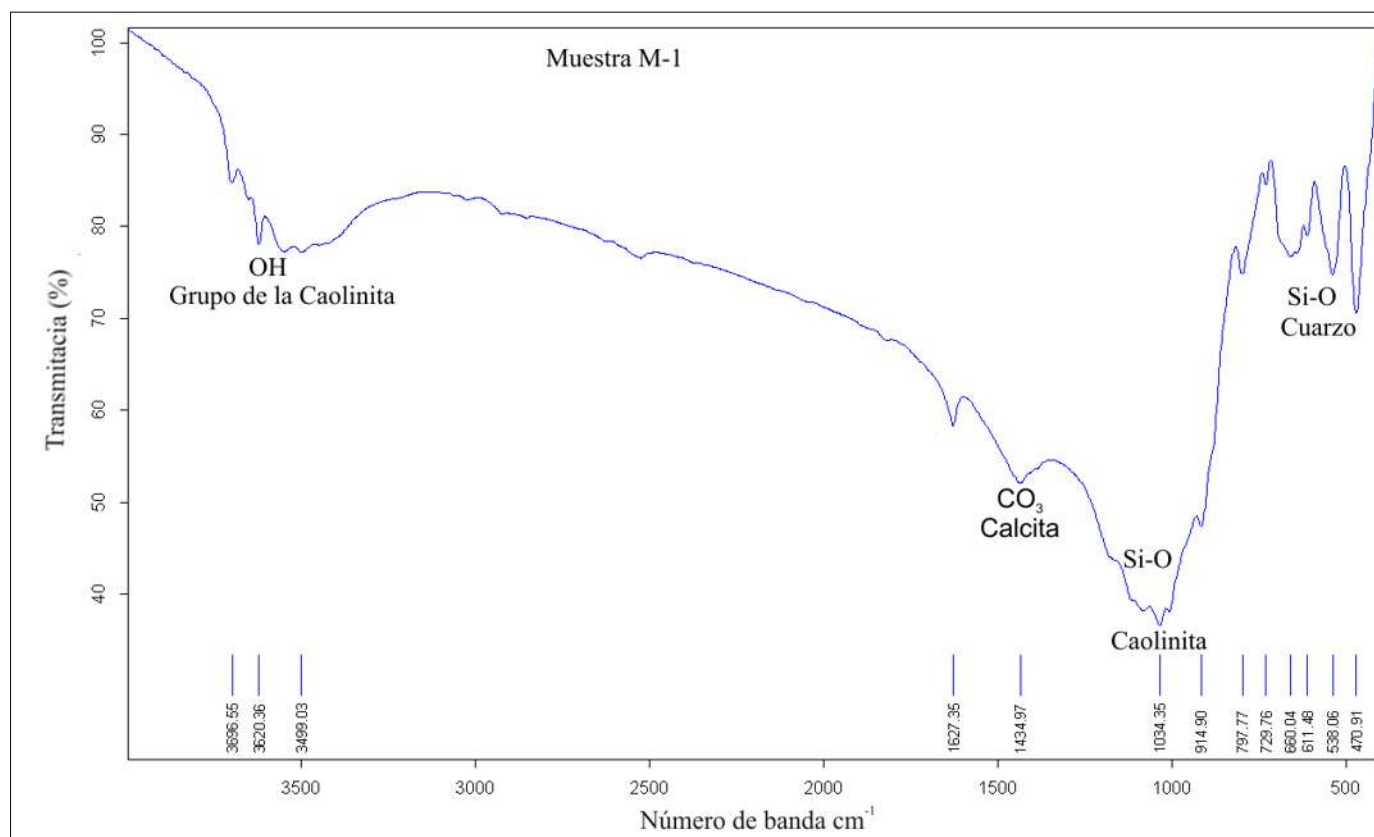


Figura.29.- Espectro de Infrarrojo muestra M-1.

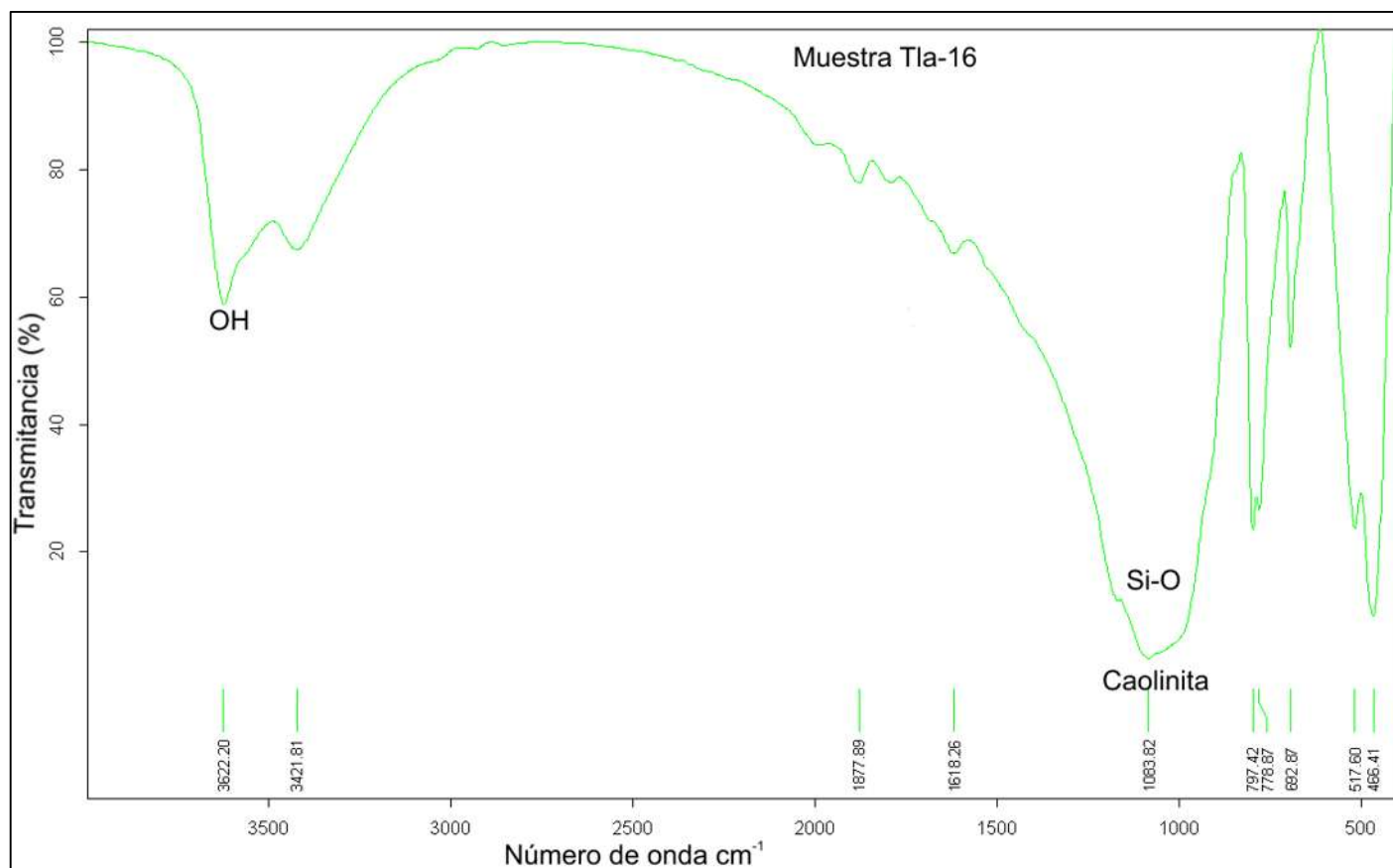


Figura.30.- Espectro de Infrarrojo muestra Tla 16.

7.4.- Difracción de Rayos X

Se aplicó la técnica de Difracción de Rayos X con la finalidad de darle un nombre a los compuestos que conformaban las series de elementos. Se tenía una noción acerca de que fases minerales podrían formar nuestro sistema pero había otras las cuales se tenía una gran incertidumbre acerca de qué tipo de fase se trataba.

Para ello se prepararon 8 muestras de la zona mineralizada y de roca caja del depósito mineral para identificar de una manera más certera de qué tipo de fases se trata y confirmar las especies minerales que se habían identificado con las otras técnicas aplicadas en este trabajo. Se analizaron los difractogramas resultado de las muestras, para identificar las fases, los cuales fueron analizados por medio de la misma librería y base de datos del aparato, así como del programa *Match* el cual cuenta con una base de datos diferente para cumplir con el objetivo de identificar las fases minerales.

Dentro de las fases minerales más abundantes que se han identificado con ayuda de esta técnica se distingue galena, esfalerita, pirita, cuarzo, moscovita, calcita, la fase isomorfa de pirargirita-proustita, entre las más abundantes e importantes fases del depósito mineral.

Dentro de las fases principalmente identificadas con la técnica de Difracción de Rayos X nos encontramos con la fases de yeso-esfalerita-galena-cuarzo en la muestra M-1, (Fig.40). Estas fases nos dan evidencia de un ambiente hidrotermal de media a baja temperatura. Aunque como sabemos el yeso está relacionado a un ambiente sedimentario directamente, es producto de la evaporación de disoluciones acuosas sobresaturadas producto de un sistema hidrotermal en con poca profundidad.

También se identificaron fases como esfalerita, serie isomorfa proustita-pirargirita, pirita, acantita, cuarzo, moscovita. Además en otras muestras analizadas (las cuales se incluirán los espectrómetros en el apartado de anexos) encontramos fases de clorita, caolinita y calcita, las cuales al igual que las identificadas anteriormente pertenecen a un ambiente de media-baja temperatura relacionado a un sistema hidrotermal.

d. A°	Fase mineral										
	Py	Sph	Ga	Qz	Gy	Ms	Ba	Prou	Acan	Ccp	Arg
1.20											
1.30											
1.40											
1.50				1.54						1.51	
1.60	1.61	1.63				1.65				1.59	
1.70											
1.80				1.81						1.85	
1.90		1.91				1.99					
2.00									2.08		
2.10			2.08				2.12				
2.20	2.22			2.25							
2.30											2.37
2.40	2.41		2.46					2.49	2.45		2.42
2.50						2.55		2.55			2.58
2.60	2.69							2.74	2.6	2.62	
2.70											
2.80									2.84		2.82
2.90											
3.00										3.02	3.07
3.10	3.12	3.12			3.09	3.18	3.10	3.18			
3.20								3.28			
3.30				3.33		3.32					3.39
3.40			4.43				3.44				
3.50							3.52				
3.60											
3.70											
3.80											
3.90							3.9				
4.00											
4.10											
4.20				4.25							
5.00					5.16						
7.00					7.57						

Figura.31.- Tabla de distancias interplanares en Angstrom (A°) con fases minerales identificadas con Difracción de Rayos X. Pirita (Py), esfalerita (Sph), galena (Ga), cuarzo (Qz), moscovita (Ms), barita (Ba), proustita (Prou), acantita (Acan), calcopirita (Ccp), argentita (Arg), yeso (Gy).

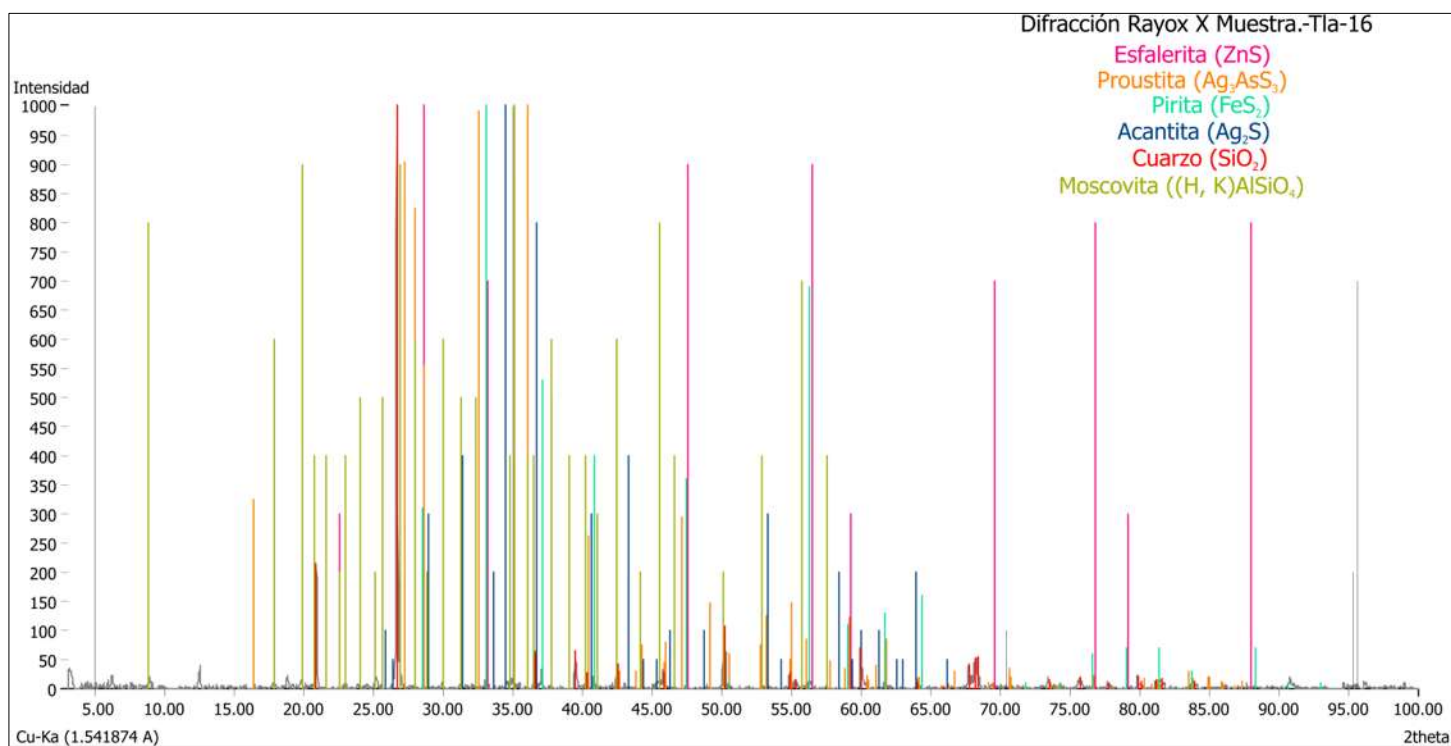


Figura.32.- Difractograma de muestra Tla-16, depósito Tlanilpa. Fases identificadas.

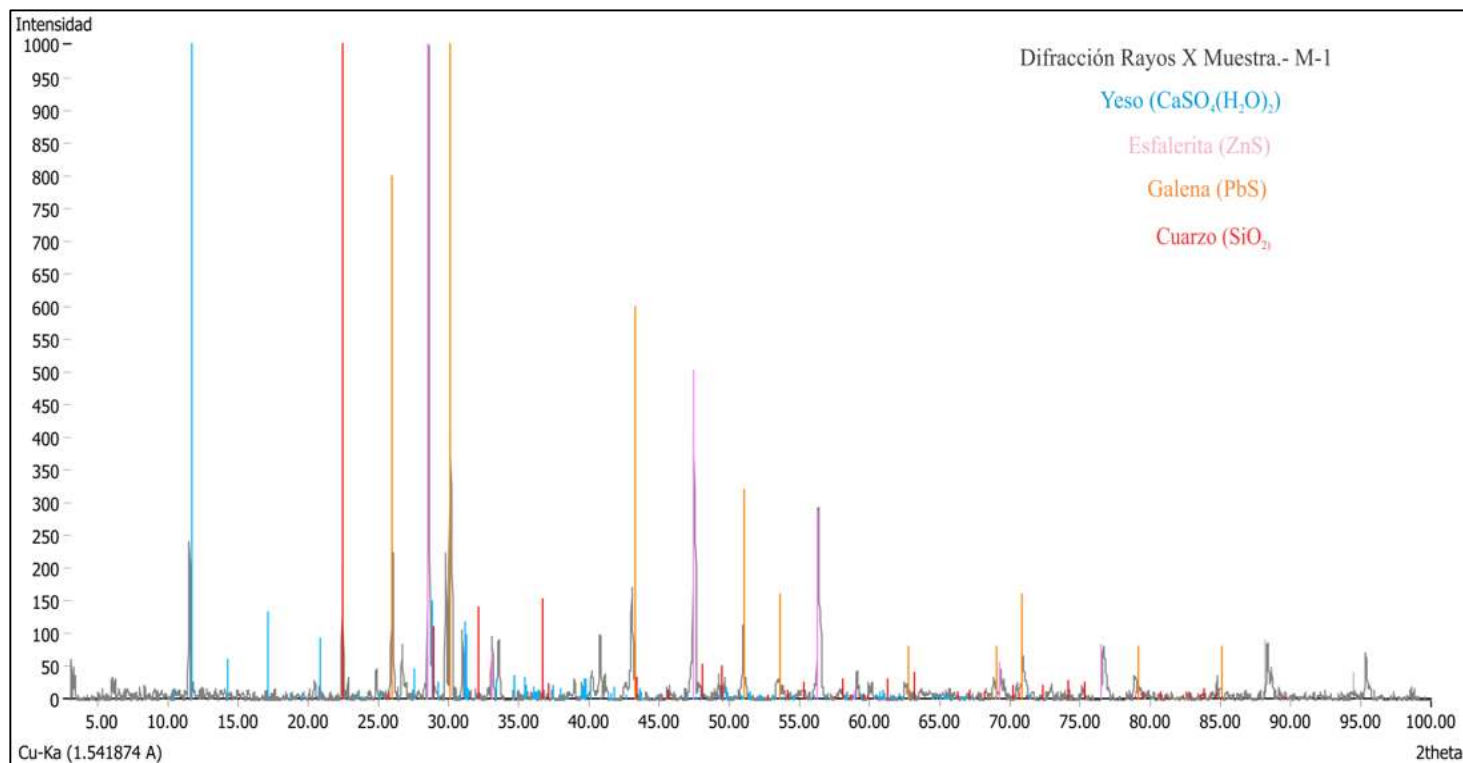


Figura.33.- Difractograma de muestra M-1, depósito Tlanilpa. Fases identificadas.

7.5.-Microscopia MEB-EDS

El principal objetivo de la aplicación de la técnica de Microscopio Electrónica de Barrido en este caso ha sido la caracterización de la mena de plata principal en la fase mineralógica del depósito. Ya que en el estudio de mineragrafía solo se determinó que se trataba de un sulfuro de plata pero no se tenía la seguridad de cual se trataba. Al igual que la realización de un mapeo elemental de la zona de sulfuros del yacimiento. Los minerales identificados en el análisis mineragráfico coinciden con el análisis elemental de las zonas mineralizadas.

La determinación de la mena de plata identificada de acuerdo a los elementos químicos que se observaron es una fase isomorfa pirargirita-proustita, no se descarta de igual manera que exista otra fase mineral que sea portador de plata.

Con ayuda de la MEB se puede determinar la relación de elementos de los diferentes minerales lo cuales componen las fases mineralógicas que se identificaron en primera instancia con ayuda del microscopio. De esta manera fueron confirmados y en algunos casos se precisaron los minerales descritos por medio del microscopio óptico.

Se realizaron espectros y análisis elementales dentro de las fases que se tenía mayor incertidumbre al momento de identificarlas debido a que son menos extensas, para así comparar la relación elemental con las diferentes fases minerales que se suponía en primera instancia existieran. Como prioridad se enfocaron los disparos en las zonas que identificamos como fases de plata en cada porción de exposición del sulfuro y después en la fase con la que estaba directamente relacionada. Se eligió la zona donde se suponía que estaba la fase de plata. En el disparo se obtuvieron datos elementales como S, Sb, Zn, Cu, algo de As mayoritariamente. Lo cual debido quizá al zona tan puntual donde se hace el análisis no nos detecta la plata elemental, podríamos asociarla a una serie isomorfa de Ag relacionada a la Sb-As (Figura 34)

Corroborando los datos obtenidos de MEB-EDS para identificar la composición elemental de algunas fases minerales, tenemos que la composición elemental de lo que se supone es la mena de plata que se está buscando en una fase isomorfa. Encontramos que las zonas donde se realizaron los análisis puntuales se obtienen elementos en forma cualitativa de Sb, S, Cu en mayores proporciones y As y O como minoritarios (Figura 35)

Análisis con SEM, para determinar la mena de plata del depósito.

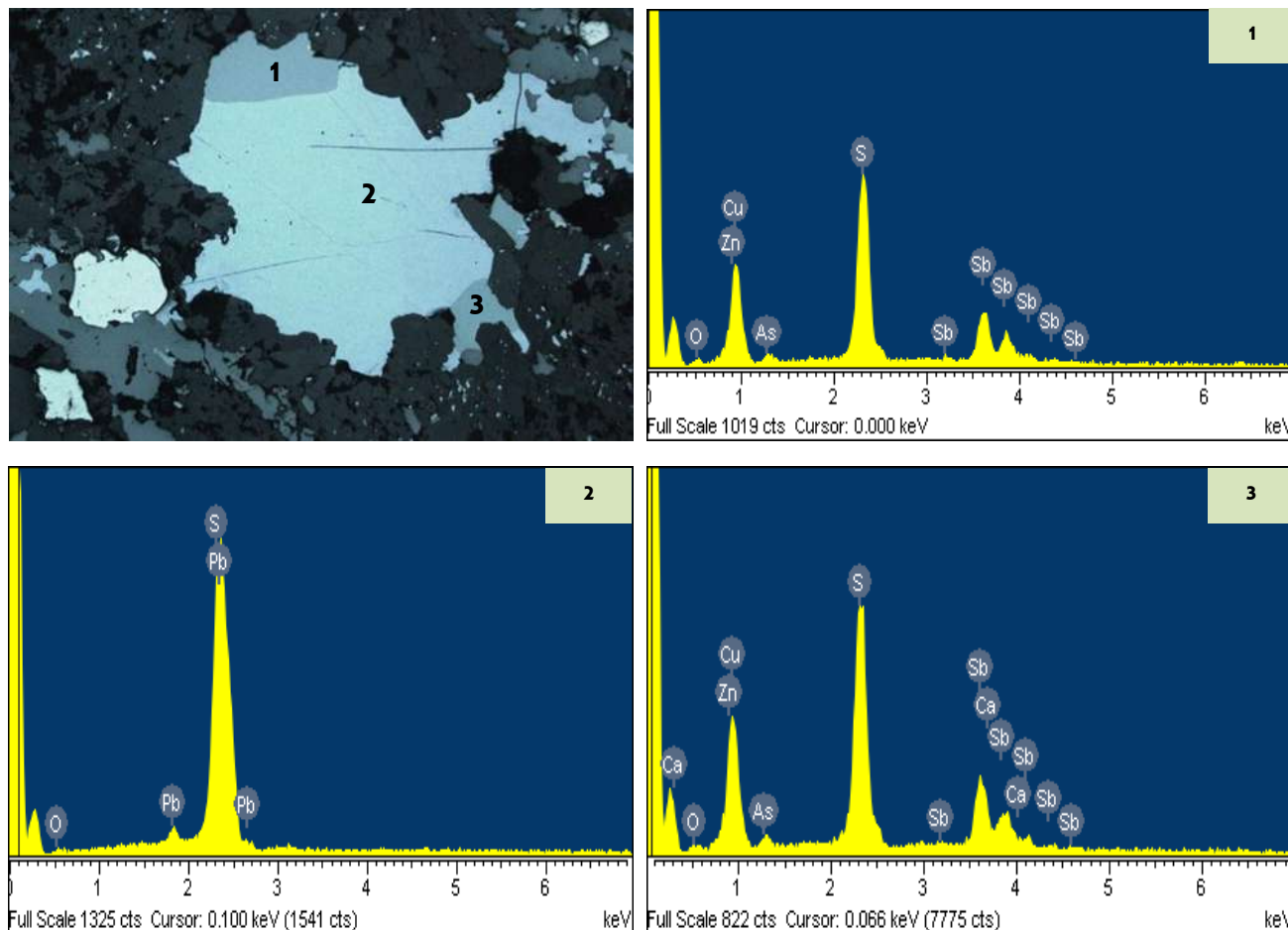


Figura.34.- Imagen de rayos retrodispersados y espectro elemental EDS de la muestra M-2: Análisis con MEB, de los minerales de mena del depósito VMS, Tlanilpa.

Las tres zonas analizadas coinciden en resultados lo cual se trata de una misma fase mineral la que se está trabajando y lo que nos permite definir que si la fase minoritaria que se observa con los otros métodos analizados si coinciden con una misma fase mineral. De las mismos zonas de donde se realizaron los análisis puntuales se llevó a cabo un mapeo elemental para visualizar la coincidencia de elementos químicos con las zonas de fases minerales que se habían identificado, y para observar que otros elementos podían intervenir en las zonas mineralizadas y determinar la asociación de elementos con posibles fases minerales presentes en la zona mineralizada del depósito.

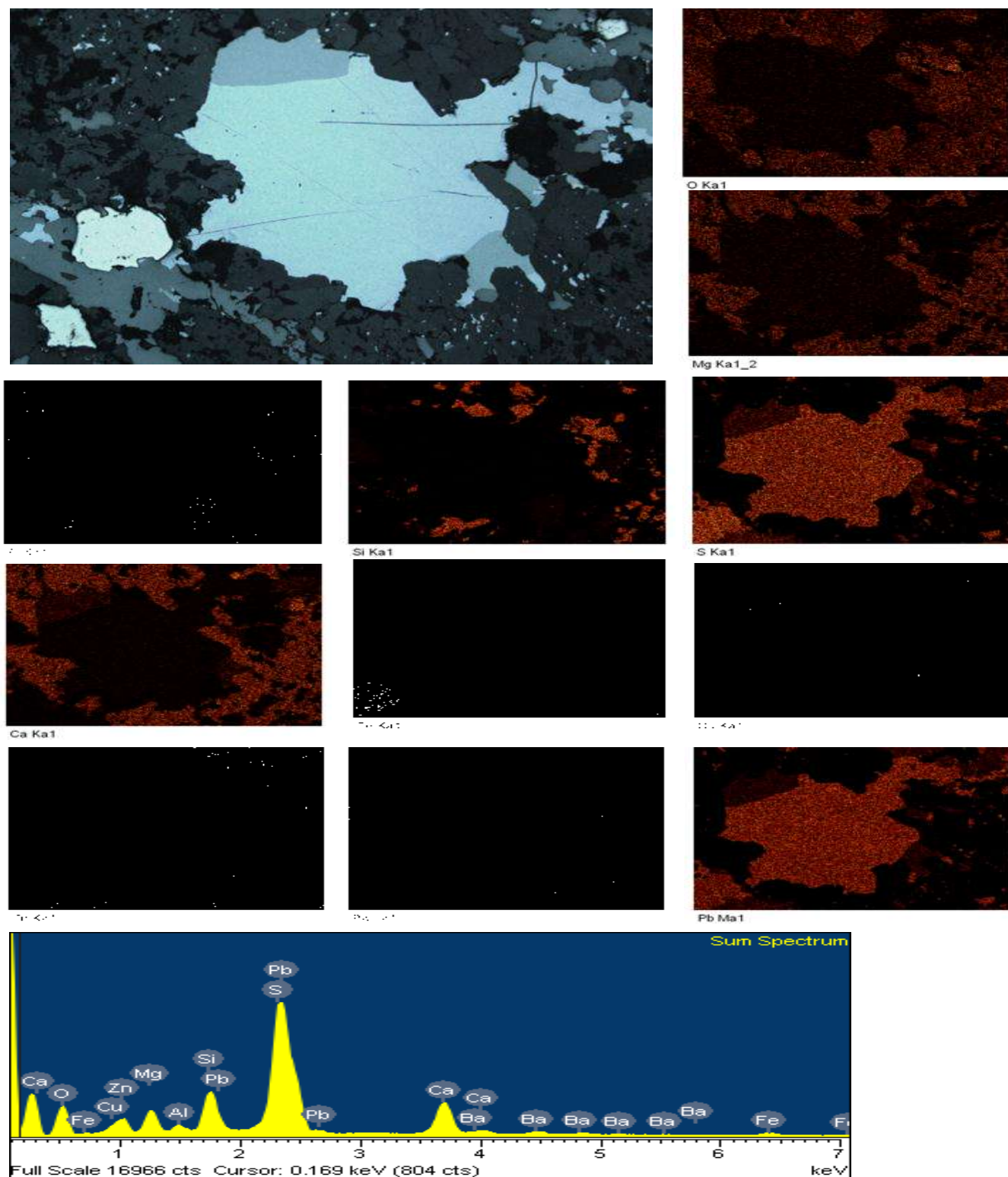


Figura.35.-Análisis elemental con MEB, de los minerales de mena del depósito VMS, Tlanilpa.

7.6.- Inclusiones Fluidas

Se realiza un análisis petrográfico previo al análisis con el microscopio de microtermometría para distinguir las familias de inclusiones y elegir las que mejor se puedan observar y las más representativas. En el análisis se encontró con inclusiones primarias bifásicas con fase líquida dominante en una porción de grado de 0.90 a 0.95.

También algunas secundarias y pseudosecundarias que no son de utilidad para el análisis de microtermometría. Las inclusiones se encuentran principalmente en minerales de cuarzo y calcita.

Como se menciona anteriormente la primera etapa para el estudio de microtermometría de inclusiones fluidas y poder determinar los parámetros termodinámicos que nos interesa saber es realizar un análisis petrográfico de las muestras que poseen las inclusiones fluidas. En esta etapa se debe determinar de la categoría de las inclusiones fluidas y de qué tipo son y cuáles son las más propicias a utilizar para este análisis.

Se cuenta con inclusiones asociadas directamente al crecimiento del cristal que son las más idóneas para el estudio de microtermometría, (Figura 36. A, D, F), son inclusiones bifásicas, a líquido dominante en fase de vapor y líquido. En estas imágenes podemos observar con un aumento de 40X la forma típica de las inclusiones fluidas bifásicas. Estas pertenecen a la familia de primarias. En la Figura 36. B, C, E se observan las familias de inclusiones tanto primarias (asociadas al crecimiento del cristal), como secundarias (asociadas a fracturas no asociadas al crecimiento del cristal).

Con estas mismas características se observan cada una de las muestras preparadas para inclusiones fluidas identificando las inclusiones primarias para su posterior análisis.

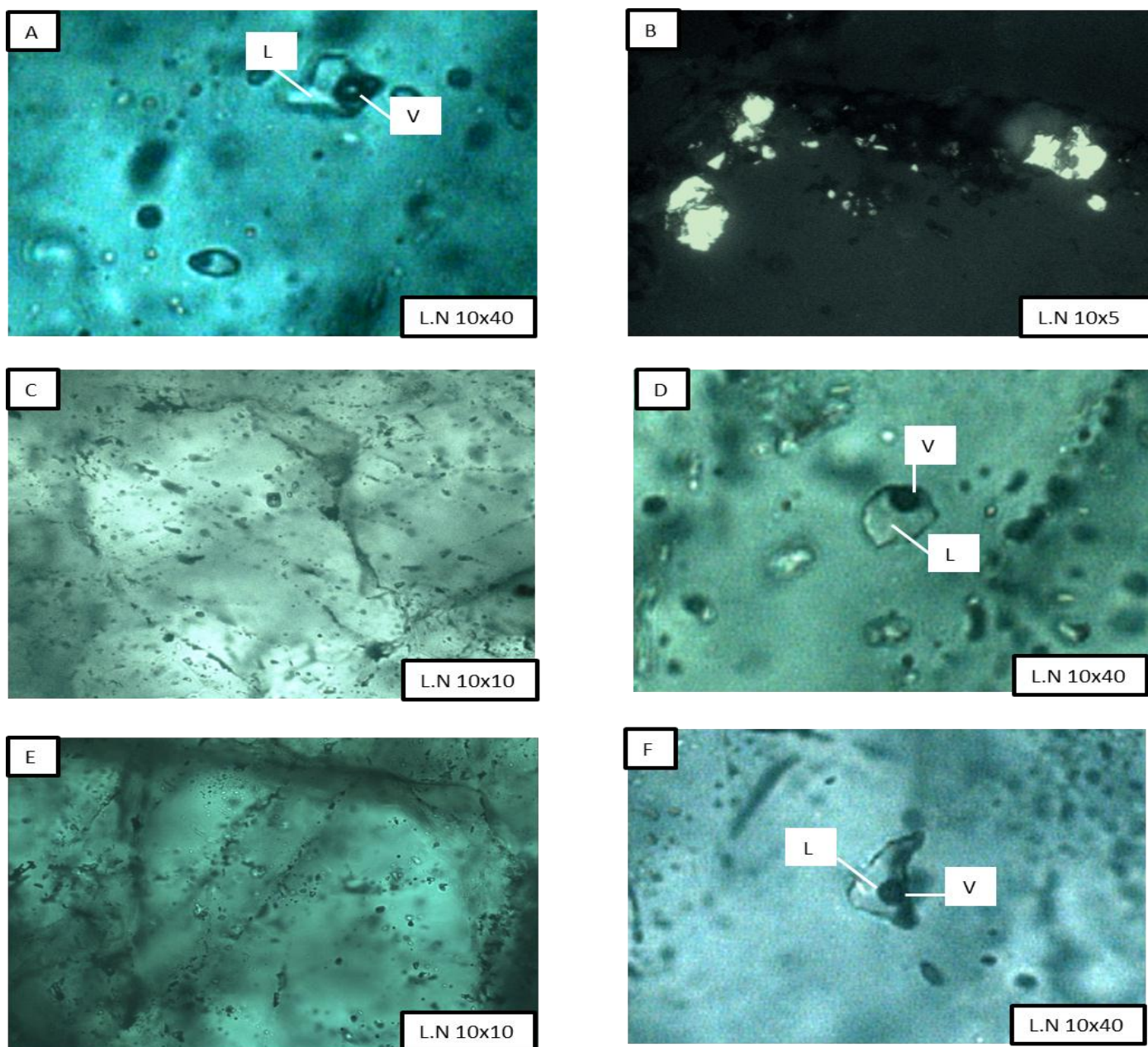


Figura.36.-Fotomicrografía petrográfica de la muestra TLA #3, muestra de cuarzo. Pirita en ganga de cuarzo (B). Distribución de inclusiones fluidas primarias y secundarias en fractura (C y E). Inclusiones de tipo bifásica líquido (L) y vapor (V) (A, D, F).

Como se puede observar en la tabla de la figura 37 a la que se homogenizan las fases de las inclusiones fluidas van de 165°C a 230°C, las temperaturas de fusión final en rangos de -5°C a -15°C, de estos datos determinamos la salinidad equivalente que va en valores de 7.86 a 15.61 % Wt NaCl eq. Con una presión de 7.55 a 11.45 bars, y soportando una columna hidrostática durante la salida de sulfuros de 68.3 a 106.65m.

Muestra	Mineral	Th °C Rango	Th °C Promedio	Tff °C Rango	Tff °C Promedio	%wteq. NaCl Promedio	Presión (bars)	Columna Hidrostática (m)
TLA #1	Cuarzo	170- 210	189.02	-9 a -8.8	-9.1	12.96	11.45	106.65
TLA #2	Cuarzo	180-192	185.59	-9.3 a -9	-9.12	12.99	10.32	94.62
TLA #3	Cuarzo	185-215	199.37	-10 a -9.5	-9.74	13.66	14.2	135.5
TLA #4	Calcita	200-230	215.06	-15 a -14	-14.34	18.63	18.4	173.6
TLA #5	Cuarzo	190-220	201.71	-9.1	-9.1	12.96	14.2	135.35
TLA #6	Calcita	170-220	187.5	-12 a -11	-11.64	15.61	10.9	97.35
TLA #7	Calcita	165-190	174.86	-5	-5	7.86	7.55	68.3

Figura.37.- Tabla sintética de datos de análisis microtermométrico de inclusiones fluida. Tabla completa de datos en anexo.

8.- Discusión

8.1.- Dimensiones y características geológicas del depósito Tlanilpa

El depósito de Sulfuros Masivos Volcanogénicos (VMS) de la zona de Tlanilpa ha sido caracterizado en este trabajo como un yacimiento de Zn-Pb-Ag, localizado en el Sub-Terreno Teloloapan con una edad mínima de mineralización de 138.7 $\pm$ 1 Ma (Rhys *et al.*, 2000) y estrechamente ligado a los depósitos dentro del mismo Sub-Terreno Teloloapan como son Campo Morado, Rey de Plata y Azulaquez, asociados a centros volcánicos submarinos bimodales y mineralización relacionada a unidades de tobas y lavas volcánicas félsicas.

La distribución litológica de la zona de estudio propone que en el Cretácico temprano predominaba un ambiente de arco de islas con un volcanismo de intermedio a félsico asociado a arco volcánico y una plataforma carbonatada con una edad del Albiano determinada a través de fósiles, a lo cual le agregamos un proceso singenético exhalativo y depósito de sulfuros masivos en la cuenca formada entre estos dos ambientes. Los depósitos de sulfuros ocurren cerca de la base entre la unidad volcánica andesítica (Fm. Villa de Ayala) y la unidades carbonatadas (Fm. Acapetlahuaya, Pachivia y Morelos). La posición estratigráfica del paquete mineralizado se relaciona con la ubicación litológica de los cuerpos mineralizados de los yacimientos adyacentes (Campo Morado, Rey de Plata, Tonicato, Azulaquez, etc.)

8.2.- Asociación Mineralógica y Paragénesis

Desde el punto de vista petrográfico las muestras recolectadas fueron principalmente lutitas carbonosas, filitas, calizas y andesitas. Los minerales observados fueron moscovitas, cuarzo y calcita de segregación, presencia de materia orgánica y milonitas, lo cual, nos indica que la roca estuvo sujeta a esfuerzos de deformación.

La mineralogía de la zona de estudio se basa en fases minerales como esfalerita, galena, y la fase isomorfa proustita-pirargirita, así como la tennantita-tetraedrita (Determinada esta fase por MEB-EDS), pirita y calcopirita en orden de abundancia dentro de la zona mineralizada. Determinada por medio de análisis minerográfico de sólidos pulidos. Lo que lo clasifica en base al contenido de metales base y sus fases minerales como un tipo VMS de Zn-Pb-Ag.

Al igual que se determinaron algunas fases minerales de las cuales ya se tenía noción de que pudieran estar presentes en la zona mineralizada, mediante estudios de Difracción de Rayos X, determinamos fases como esfalerita, galena, pirita, calcopirita, calcita, cuarzo, pirargirita- proustita, entre las fases más abundantes.

Con base en los resultados de las técnicas anteriores y por medio de las relaciones texturales, así como la determinación de la asociación mineralógica de mena y ganga del depósito de Tlanilpa, se propone aquí una secuencia paragenética de formación de las

Tabla de Paragénesis Mineral

Fase Mineral	Etapa 1	Etapa 2	Etapa 3
Esfalerita			
Galena			
Proustita			
Acantita			
Argentita			
Pirita			
Calcopirita			
Cuarzo			
Calcita			
Barita			
CaO			
Moscovita			
Clorita			
Caolinita			
Yeso			

88

8.3.- Condiciones Físicas (Presión, Temperatura, Salinidad, Columna Hidrostática) del depósito de Tlanilpa

Las inclusiones analizadas son primarias de tipo liquido+vapor a liquido dominante. En el cuarzo y la calcita la salmuera es sódica con valores promedio de 7.86-18.4 wt%eq. NaCl, lo que representa 4 veces más salinidad que el agua de mar y por lo que estamos asociándola a una salmuera saturada con influencia de aguas más salinas que el agua de mar. Los fluidos mineralizantes analizados en las inclusiones fluidas muestran una temperatura mínima de atrapamiento llamada temperatura de homogenización T_h °C de 174.86 a 215.06, una temperatura de fusión de -5 a -14.34°C la que permite determinar la salinidad de las inclusiones fluidas por medio de sus propiedades coligativas de 7.8 a 17.8 % Eq. Peso NaCl y presiones de 7.55 a 18.4 bars, y una columna hidrostática de 68.3 a 173.6 m.

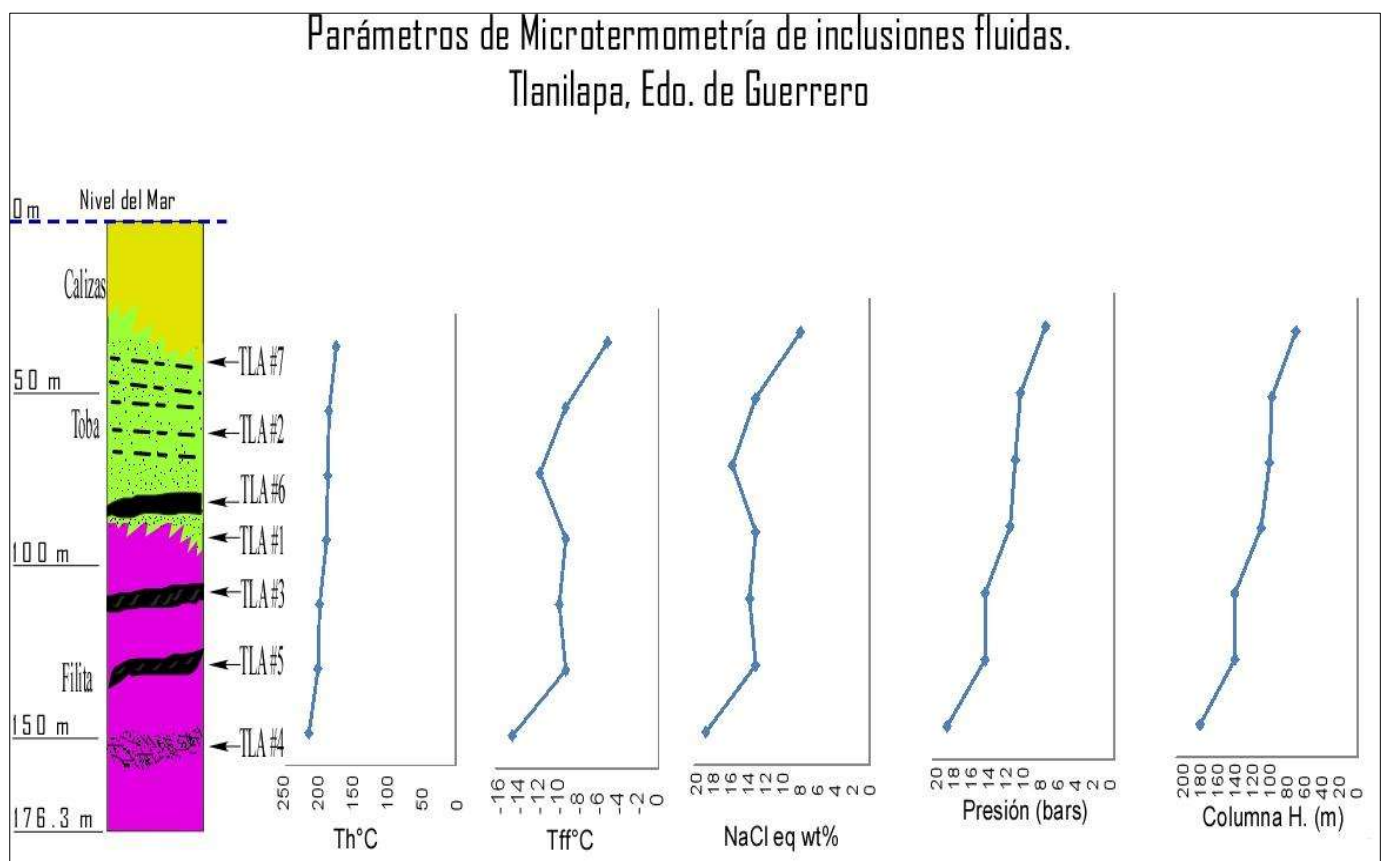


Figura.39.- Datos de microtermometría asociados a la litología de la zona de estudios Tlanilpa.

En la figura 39 se observan gráficos, de Temperatura de Homogenización y Fusión, Salinidad, Presión y Columna Hidrostática Vs el número de muestras y la ubicación de las mismas con respecto a la superficie del nivel del mar. Cada uno de los patrones de las gráficas nos muestra una tendencia a disminuir conforme el muestreo se va haciendo más superficial respecto al nivel del mar.

Con estos datos y las representaciones graficas de la podemos concluir que cuando un fluido se encuentra a más profundidad, es más salino y por tanto necesita mayor presión para conservar el equilibrio, así es como es mayor la columna hidrostática que soporta en el momento de que son expulsados los sulfuros. Para tener datos exactos de las condiciones de atrapamiento de las inclusiones fluidas se debe recurrir a análisis de pares isotópicos de los sulfuros para conocer datos exactos de cuando quedaron atrapadas las inclusiones fluidas. Donde se dará la temperatura bajo la cual los isotopos de azufre se encontraron en equilibrio.

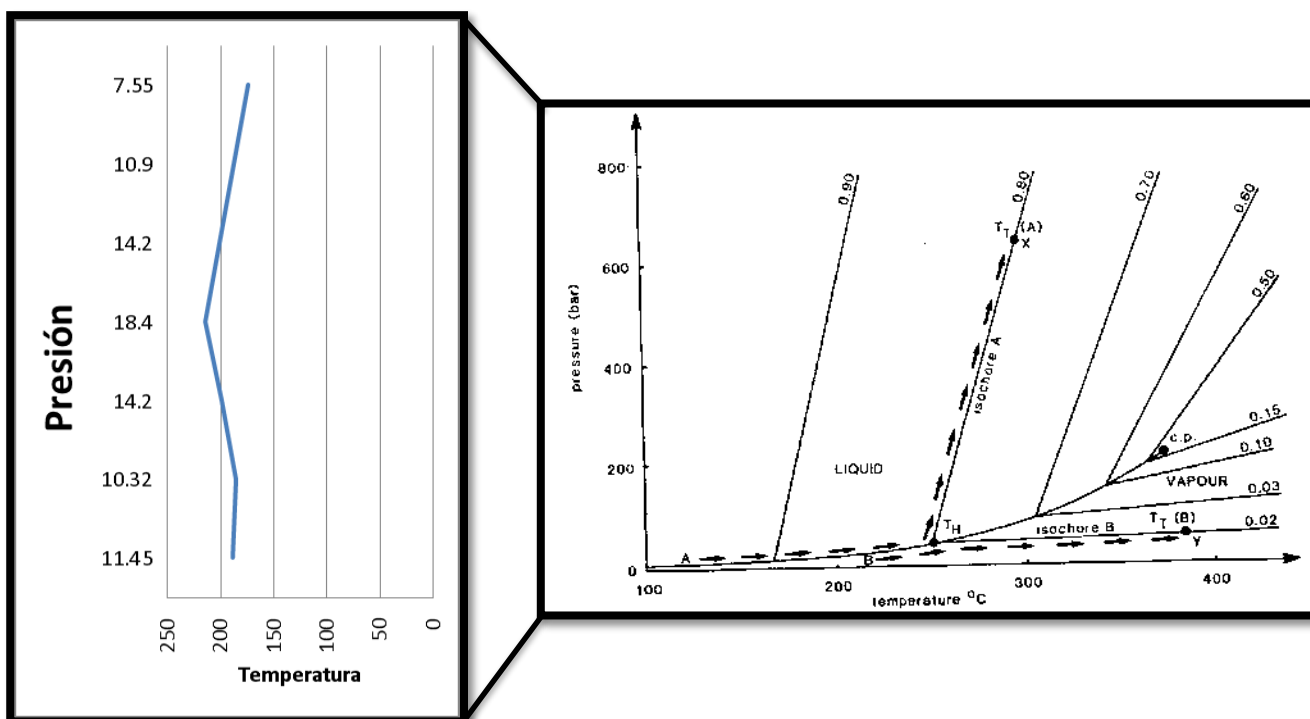


Figura.40.- Patrón de comportamiento de la Presión y la Temperatura de las inclusiones fluidas.

Con las tendencias de comportamiento de las muestras analizadas se pueden realizar comparaciones con los mismos parámetros los cuales nos arrojarán información de utilidad para determinar condiciones de atrapamiento de las inclusiones fluidas, como por ejemplo con los parámetros de temperatura vs presión se puede observar que la Temperatura de homogenización de las muestras presenta casi una línea vertical, que con ayuda del gráfico experimental el cual nos dice que mediante líneas isócronas podemos determinar la aproximación relativa de la temperatura de atrapamiento real de las inclusiones fluidas con la T^o_h de homogenización determinada en laboratorio. (Figura 40)

Este gráfico se puede interpretar que entre más vertical sea el patrón que experimenta la isócrona de Presión vs Temperatura será más aproximada al dato real del dato determinado en laboratorio de la Temperatura de atrapamiento de las inclusiones. Se puede interpretar como que la temperatura de homogenización es la misma temperatura de atrapamiento real de la inclusión dentro de la fase de crecimientos de los minerales en lo que se encuentran las inclusiones.

8.4.- Comparación y correlación genética del depósito Tlanilpa

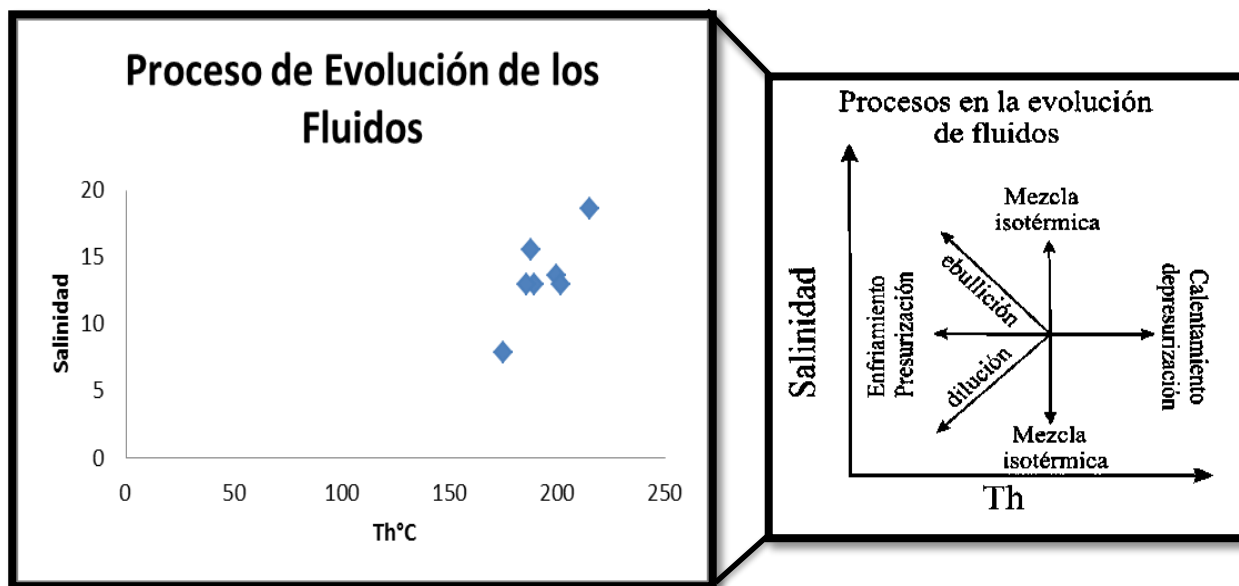


Figura.41.- Determinación de comportamiento de los fluidos de las inclusiones fluidas en base a la Temperatura de homogenización y la Salinidad, comparándolo con un gráfico experimental.

Con la relación de la temperatura de homogenización y la salinidad se puede dar una idea acerca del proceso en el cual estuvieron sujetos los fluidos mineralizados del depósito VMS, en este caso se observa una tendencia entre los procesos de disolución de los fluidos. Lo cual nos indica que conforme los fluidos fueron soportando menos carga hidrostática experimentaron pérdida de temperatura y salinidad. Por tanto fueron fluidos expuestos a enfriamiento. Este grafico se compara con el gráfico experimental del proceso de evolución de fluidos (Figura 41).

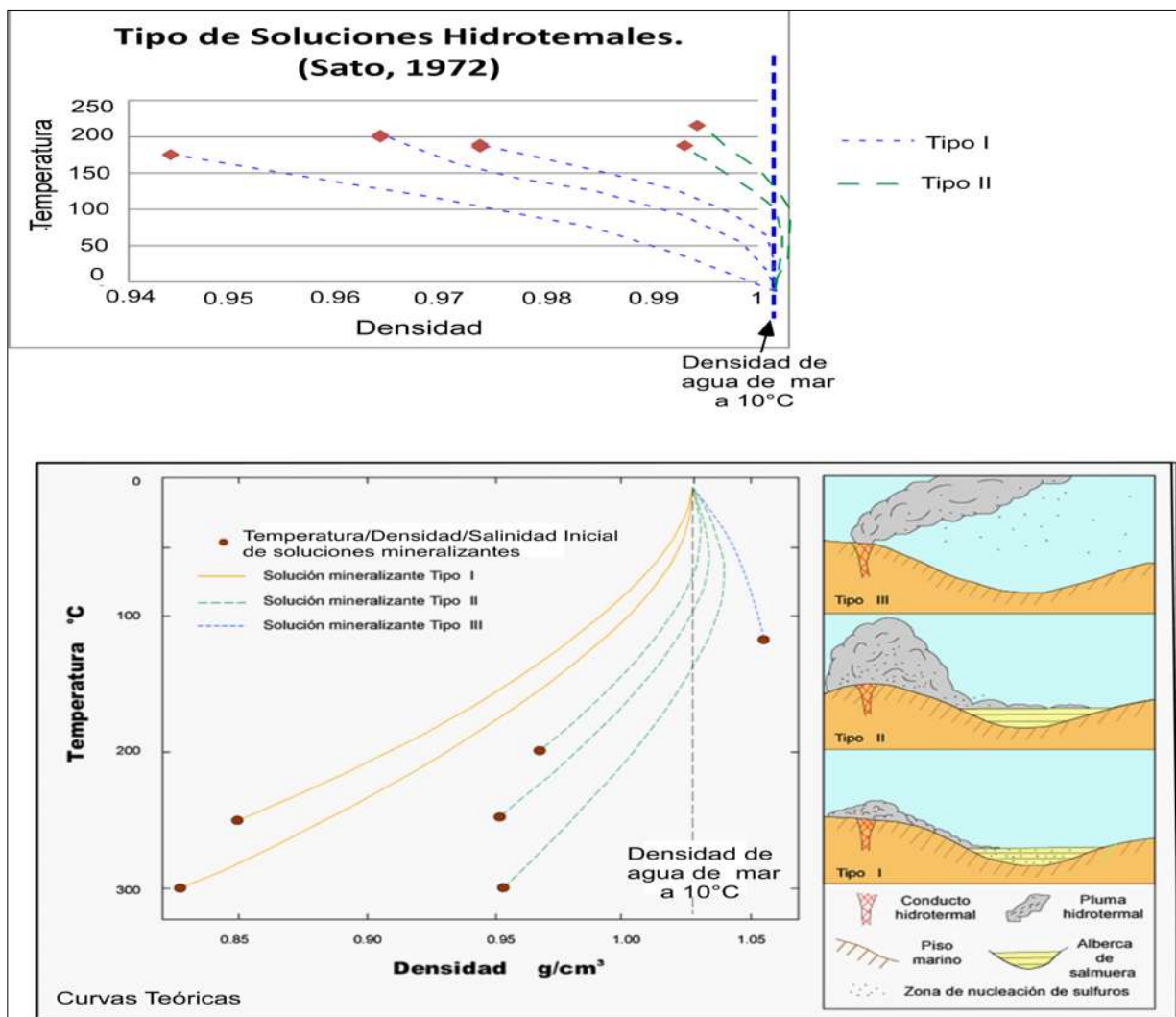


Figura.42.- Determinación de patrón de evolución de las soluciones de las inclusiones fluidas en base al grafico experimental de Sato 1972.

Debido a la gran cantidad de datos experimentales que se han realizado con las inclusiones fluidas diferentes autores han dado a conocer sus datos a través de gráficos para ayudar a la determinación de los procesos de las soluciones hidrotermales involucradas. Uno de ellos fue Sato *et al.*, (1972) que creó un modelo experimental para indicar la evolución de los fluidos involucrados en el proceso. (Figura 42)

De acuerdo con este modelo se diferenciaron dos categorías de fluidos que incluyen aquellos de tipo I y II. La solución de tipo I es una solución saturada en sales de mayor densidad por lo que se forman criaderos de salmueras en depósito laminados. Y la solución II corresponde a solución menos densa que el agua de mar y tiende a formar montículos. (Figura 42).

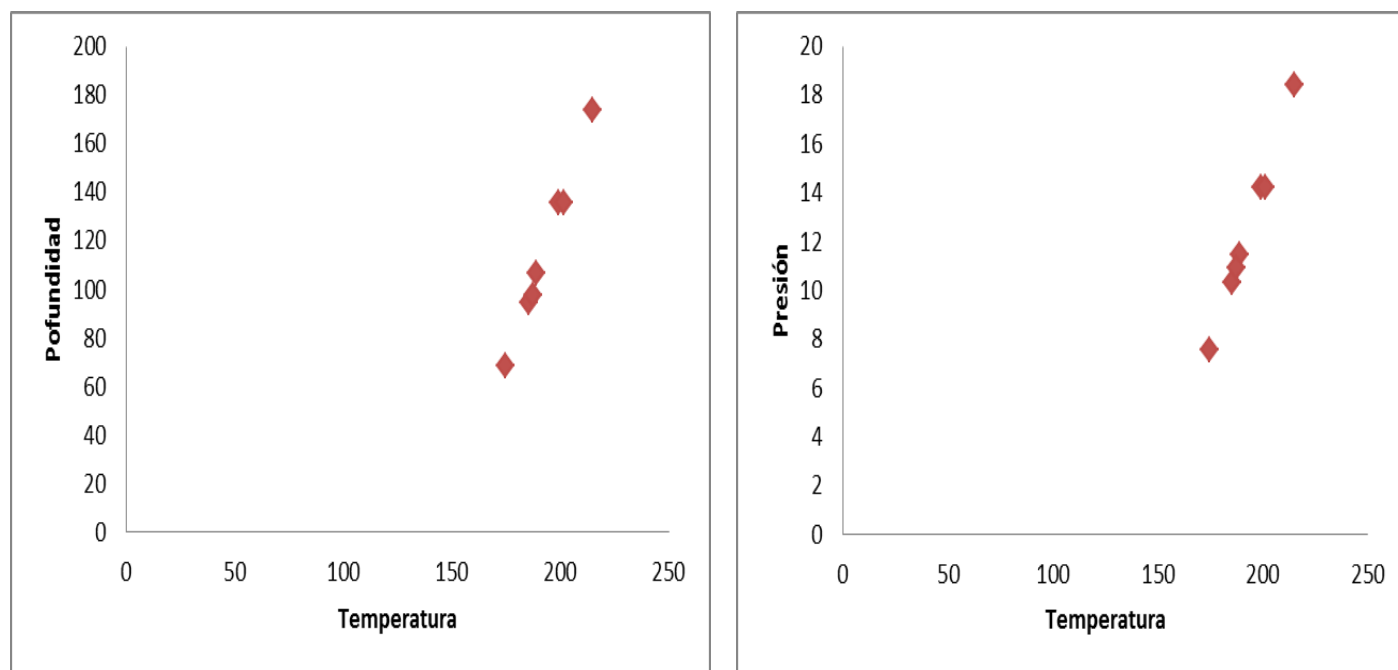


Figura. 43.- Comportamiento de parámetros microtermométricos de inclusiones fluidas.

En estos gráficos (Figura 43) se puede interpretar una relación directa entre la profundidad y la presión con respecto a la temperatura bajo la cual se encuentran los fluidos. Ya que para que exista el depósito de sulfuros los fluidos deben de soportar una columna de agua considerable y estar bajo presión para mantener el equilibrio.

Ya que si el sistema está muy cercano a la superficie del agua, los sulfuros no se depositan en un solo lugar si no que tienden a dispersarse por todos lados, lo mismo si la densidad del agua es mayor que la densidad de los sulfuros. De ahí el objetivo de la realización de este gráfico, para observar los parámetros termodinámicos deducidos de los análisis de las inclusiones fluidas, debido a que deben de tener un equilibrio dentro de los

fluidos para que estos puedan depositarse de una manera uniforme. Lo que se observa en estos gráficos es una tendencia lineal muy parecida al comparar Temperatura vs Presión y Temperatura vs Profundidad, lo que nos indica que estos parámetros experimentan un tipo de equilibrio lo que permite se formen los depósitos de sulfuros. (Figura 43)

8.5.- Comparación con otros depósitos

De acuerdo a las características de mineralización en el depósito de Tlanilpa y estudios realizados en tipologías de yacimientos similares a los de la zona de estudio tenemos que se trata de un yacimiento de tipo VMS-Zn-Pb-Ag.

Haciendo una comparación con los depósitos que tienen relación con Tlanilpa como lo es el depósito de Campo Morado, (Terreno Guerrero) tenemos que al igual que nuestra zona de estudio, se trata de un yacimiento de edad del Cretácico inferior dentro de una secuencia bimodal calcoalcalina, con una roca encajonante de la zona mineralizada de flujos félsicos y rocas volcanoclásticas. La diferencia que presenta con el depósito de Campo Morado es que presenta una mineralogía un poco distinta ya que está más enriquecido en Au-Ag-Zn y Pb. Al cual se le ha calculado una capacidad de 30Mt. En base a estudios de cálculo de reservas. (Oliver-Jim *et al.*, 2000)

De igual manera tenemos otro de los yacimientos clasificados como de tipo VMS del país, Tizapa Edo. México, el cual es relativamente más viejo que los anteriores ya que este va desde el Paleozoico superior hasta el Cretácico, con una litología de rocas volcánicas calcoalcalinas, sedimentarias clásticas y carbonatadas de plataforma. En las cuales se encuentra hospedada la zona mineralizada que tiene como menas principal Zn-Pb-Cu-Au-Ag, mineralógicamente más parecido a Tlanilpa de lo que es Campo Morado.

En el estado el Zacatecas existe un yacimiento VMS reportado, llamado San Nicolás, el cual es un yacimiento con alto grado de polimetálicos pero principalmente enriquecido en Cu, asociado a rocas volcánicas y sedimentarias de edad Jurásico superior al Cretácico inferior. Con una zona superior mineralizada enriquecidas en Cu, y una zona inferior enriquecida en Cu-Zn, con un cálculo de reservas 99Mt. (Danielson-J *et al.*, 2000)

Con la finalidad de comparar las temperaturas encontradas en base a inclusiones fluidas del depósito de Tlanilpa se comparó con unos depósitos de Chile llamados Nahuebuta y Montaña de Queule (Callao *et al.*, 2000), los cuales presentan una mineralización tipo VMS que están siendo afectada por metamorfismo en facies de esquistos verdes, semejante a lo que ocurrió en la zona de estudio. Ellos, aparte de determinar la mineralogía existente en su depósito también realizaron estudios de inclusiones fluidas para determinación de las condiciones físicas de los fluidos mineralizantes. En base a sus estudios encontraron que

el rango de Temperaturas de homogenización de las inclusiones fluidas tienen una amplia variación que va de los 196°C a 451°C, que lo asocian el origen de fluidos tanto magmáticos como hidrotermales, y en casos específicos los fluidos son debidos a los procesos de metamorfismo. Ya que analizaron las muestras en base a estos criterios.

Con este mismo enfoque se compararon los datos de inclusiones fluidas arrojadas con el análisis en muestras de cuarzo y calcita de las zonas mineralizadas de Tlanilpa con el trabajo realizado por González-Partida *et al.*, 2001 sobre rocas con metamorfismo conocida como el esquistos de Taxco, en zonas cercanas a el sitio de estudio. Con ello podemos establecer claras diferencias entre los fluidos mineralizantes en un sistema hidrotermal y aquellos que intervienen en un proceso de deformación tal como metamorfismo. Para ello como primer punto las composiciones de los fluidos de origen hidrotermal solo contiene sales del sistema $H_2O-NaCl$, por el contrario los fluidos que intervienen en procesos de deformación contienen sales en el sistema $H_2O-NaCl$ y fluidos con $H_2O+sales+compuestos$ carbónicos es decir sales más complejas, que directamente nos van a arrojar otro tipo de datos. Esto es con valores de temperaturas y salinidades que no esperaríamos encontrar en fluidos de un sistema hidrotermal y que en este caso del Yacimiento de Tlanilpa no estamos encontrando ya que se trata de fluidos hidrotermales.

9.- Conclusión

Si bien es importante la caracterización de los depósitos minerales, para poder cuantificar los recursos naturales del país, también es de vital importancia ya que en dado caso que sea un Yacimiento de reservas viables para una futura explotación saber cuál sería el mejor método de acuerdo a la tipología del depósito para extraer el mineral y darle una vida útil y duradera al Yacimiento.

Han sido muchos los trabajos realizados enfocados en la caracterización de yacimientos VMS ya que en México tenemos una gran cantidad de este tipo de depósitos, por tanto existe gran cantidad de literatura de los mismos. Siguiendo esta línea de investigación de yacimientos VMS, catalogamos el depósito de Tlanilpa como un VMS de Zn-Pb-Ag, con una ganga de cuarzo-calcita, con fluidos mineralizantes hidrotermales, asociado a un sistema de arco de islas con un ambiente de subducción.

De lo realizado en campo y con el análisis de muestras de laboratorio tenemos que contamos con:

- Un Yacimiento tipo VMS con mineralización de Zn-Pb-Ag.
- Encajonado en rocas volcánicas félsicas en asociación con rocas calcáreo carbonosas y rocas volcanosedimentarias, que tiene una firma geoquímica de afinidad calcoalcalina.
- Con una mineralogía de esfalerita, galena, con series isomorfas de tennantita-tetraedrita y proustita-pirargirita, así como cantidades menores de pirita y calcopirita así como presencia de algunos sulfatos como barita.
- Minerales de ganga como cuarzo, calcita, yeso, anhidrita entre los más abundantes.
- Tenemos un sistema hidrotermal tardío ya que las temperaturas que nos arrojan las inclusiones fluidas realizadas dan por debajo de los 250°C.
- Y las condiciones de formación nos indican que se trata de un yacimiento cercano a la superficie asociado a una de plataforma carbonatada, ya que la máxima profundidad soportada en los fluidos de las inclusiones no rebasa los 200mts.
- Que estas características se relacionan muy estrechamente con los depósitos de la zona del terreno Guerrero.

Con estas características descritas puede dar a confundirse con otra tipología de yacimientos conocidos como SEDEX (Depósitos Sedimentarios Exhalativos), lo que los diferencia de estos es que estamos en un ambiente de subducción ya que tenemos rocas calcoalcalinas y los SEDEX son de sistemas de rift avanzados y para diferenciar los

ambiente tectónicos las firmas geoquímicas del depósito de Tlanilpa corresponden a rocas calcoalcalinas mientras que si fuera asociado a rift seria de afinidad alcalina, también la diferencia en la mineralogía los SEDEX aunque también su mena principal es de Zn-Pb como los VMS, en los SEDEX tenemos predominio de Cu, no quiere que en los VMS no lo tengamos pero es de escasas cantidades y no siempre se presenta.

Para hacer más evidentes las diferencias entre el depósito sujeto a estudio y las demás tipologías de yacimientos se realizó una serie de pruebas de laboratorio con la finalidad de caracteriza aspectos del yacimientos como la mineralización como ya se mencionó de Zn-Pb-Ag, así como la caracterización de la roca encajonante, y las condiciones físicas de los fluidos dando temperaturas menores 250°C, que son de condiciones hidrotermales.

Las recomendaciones que podríamos hacer para un futuro trabajo en esta zona hacer una geología de detalle, otra etapa de Barrenación de diamante, para mediante algún software de cálculo de reservas poder cuantificar las reservas existentes en el yacimiento.

Si ben son muchos los yacimientos estudiados en México de tipo VMS, pero la mayoría de ellos están enfocados a caracterizar el ambiente geológico, la mineralogía, y las reservas que se poseen de él, que si bien es de vital importancia conocer cada uno de estos aspectos, que son la base de la actividad minera. Nosotros imprimimos un estudio extra a nuestro depósito mineral que fue el determinar las condiciones físicas de los fluidos que están presentes en el sistema de mineralización mediante el estudio de inclusiones fluidas.

Que en pocos yacimientos conocidos se han realizado este tipo de caracterizaciones, han sido a través de años de estudio de los mismos buenos índices de caracterización de estas condiciones de formación no solo en el ambiente de yacimientos minerales sino también en el estudio de petróleos, rocas magmáticas y sistemas metamórficos.

Este tipo de estudios complementa la información existente acerca de este tipo de estudios ya que con la información que hay se puede comprobar los parámetros que se encontraron de estos yacimientos y en un futuro con más cantidad de estudios poder establecer un modelo general de fluidos mineralizantes para este tipo de depósitos VMS.

10.- ANEXOS

10.1.- Microscopio Electrónico de Barrido (MEB-EDS)

Las interacciones entre los electrones incidentes y la muestra originan la emisión de electrones secundarios, de electrones retrodispersados y de rayos X característicos de los elementos presentes en la muestra (para el análisis químico cualitativo y, en algunos casos, semicuantitativo). En el MEB, diferentes detectores amplifican la señal emitida por la superficie de la muestra cuando es barrida por un delgado haz de electrones. La intensidad de la señal amplificada es visualizada en una pantalla de televisión convencional.

Las interacciones entre los electrones incidentes y los átomos de la muestra se clasifican en elásticas, inelásticas y emisión de radiación de frenado. Las colisiones elásticas modifican la trayectoria de los electrones incidentes, mientras que las colisiones inelásticas provocan una pérdida de energía. Los electrones secundarios (*secondary electrons*, SE) son electrones de la muestra que son emitidos durante las colisiones inelásticas. En cambio, los electrones retrodispersados (*backscattered electrons*, BE) son aquellos electrones del haz incidente que son reflejados por la muestra tras sufrir múltiples colisiones elásticas e inelásticas.

Por consiguiente, si la muestra es rugosa, cada sector de la misma enviará hacia los detectores una diferente cantidad de electrones secundarios, dependiendo de la inclinación de cada sector. En la pantalla, se apreciarán unas zonas iluminadas (correspondientes a zonas que producen muchos electrones secundarios), otras zonas de sombra (zonas que producen pocos electrones secundarios) y zonas con diferentes claroscuros (con producciones intermedias de electrones secundarios). Es precisamente esta asociación de zonas iluminadas, oscuras y clarascuras lo que da una apariencia de relieve.

Por tal motivo los electrones secundarios son ideales para el estudio morfológico de las muestras, alcanzando una resolución que puede ser inferior a 1 μm . Todo ello encuentra aplicación, por ejemplo, en el estudio de detalle de la morfología de granos de arena en un concentrado de batea o el de microcristales en suelos o zonas de alteración, y en el de minerales de las arcillas.

El número de electrones del haz incidente que son retrodispersados depende de la composición química promedio del mineral excitado. De este modo, cuanto más alto sea el promedio de los números atómicos de los elementos que componen el mineral, tanto mayor será el número de electrones retrodispersados.

Durante las colisiones inelásticas, los electrones incidentes pueden arrancar electrones de las capas más profundas de los átomos, siempre y cuando la energía del electrón incidente sea superior al umbral de ionización de la capa atómica en cuestión. Cuando un átomo tiene una vacante en una capa interna, se produce un salto de un electrón de una capa superior para llenar dicha vacante, que dejará otra vacante en la capa superior. Ésta se llenará a su vez mediante un salto electrónico de una capa superior y así sucesivamente. Durante cada salto, el átomo puede emitir rayos X característicos, que se denominan así ya que su energía es “característica” de cada elemento químico (la energía de un rayo X es igual a la diferencia de energías de los niveles atómicos involucrados). Como resultado del impacto electrónico, el átomo emite una familia de rayos X característicos.

La intensidad de los rayos X producidos por cada elemento depende de la cantidad del mismo que haya en la muestra, de modo que el espectro en energía de los rayos X emitidos (intensidad versus energía) contiene dos niveles de información: por una parte, al espectro continuo se le superpone el espectro característico, en el que la posición de cada pico indica la energía de una radiación X característica de un elemento. La intensidad de cada pico (o lo que es lo mismo, la altura del mismo), es directamente proporcional a la cantidad de este elemento en la muestra. Por tanto, puede utilizarse este método para determinar la composición química de un volumen de muestra que, si lo deseamos, puede ser puntual, del orden de $1 \mu\text{m}^3$.

El microanálisis semicuantitativo mediante MEB-EDS es una herramienta potencialmente muy poderosa en el campo de las Ciencias de la Tierra. Los microscopios electrónicos de barrido pueden incorporar un detector de rayos X del tipo “dispersivo” en energía (Energy Dispersive Spectrometer, EDS) que permite identificar cuáles son las energías de los rayos X emitidos por la muestra y, por lo tanto, saber qué elementos químicos existen en la misma. De este modo, al espectro continuo de rayos X, originado por la radiación de frenado, se le superpone una serie de picos que se corresponden con las radiaciones características de cada uno de los elementos presentes en la muestra.

10.2.- Espectroscopia de Infrarrojo

Introducción

Las ondas electromagnéticas abarcan una amplia gama de frecuencias y/o longitudes de onda (desde unos 10^{-9} cm hasta 10^3 cm) por esta razón se dividen diferentes regiones llamadas regiones espectrales.

Región	Longitud de onda (m)	Energía (kJ mol ⁻¹)	Cambios excitados
Rayos Gama	$<10^{-10}$	$>10^6$	Transformaciones nucleares
Rayos X	$10^{-8}-10^{-10}$	$10^4 - 10^6$	Electrones de capas internas
Ultravioleta (UV)	$4*10^{-7} - 10^{-8}$	10^3-10^4	Electrones de capas externas
Visible (V)	$8*10^{-7} - 4*10^{-7}$	$10^2 - 10^3$	Transiciones electrónicas
Infrarrojo (IF)	$10^{-4} - 2.5*10^{-6}$	1 – 50	Vibraciones de enlace
Micro-Onda	$10^{-2} - 10^{-4}$	0.01 – 1	Rotaciones moleculares
Resonancia de spin electrónico	10^{-2}	0.01	Cambios de spin electrónico
Resonancia magnética nuclear	10	10^{-5}	Cambios de spin nuclear

La radiación Infrarrojo (IR) fue descubierta por William Herschel a comienzos del siglo XIX. Las dificultades en construir un detector IR adecuado impidieron cualquier aplicación. Los primeros experimentos que permitieron medir espectros IR de varios compuestos orgánicos fueron realizados por Coblentz a principios del siglo XX. El potencial de la espectroscopia IR en el campo de la química fue reconocido ya en los años 30 del siglo XX, cuando se construyeron los primeros equipos IR.

El rápido desarrollo de las tecnologías de los láseres y la computación son responsables del predominio actual de los equipos FT-IR, rápidos y sensibles, especialmente exitosos en su combinación con las técnicas de cromatografía. Los primeros micro-espectrómetros IR, para el análisis de áreas muy pequeñas mediante el acoplamiento de un microscopio al espectrómetro, fueron producidos también en la década del 50, pero la sensibilidad alcanzada entonces era muy baja obteniéndose espectros de pobre calidad.

Fundamentos

En una molécula los átomos no ocupan posiciones fijas sino que vibran en un determinado espacio. Estos cambios de posición de los elementos de una molécula no pueden realizarse de manera discontinua, sino que requieren de la absorción de cierta cantidad de energía (Región Infrarrojo).

Tienen dos tipos de vibraciones los átomos de una molécula, uno es vibraciones de valencia (tensión o elongación), y el otro son vibraciones de deformación (torsión, flexión o tijera).

Cada modo de vibración tiene asignada una frecuencia que corresponde a una banda de absorción en la región de infrarrojo, aunque no todas las vibraciones posibles se pueden detectar en forma de radiaciones infrarrojas. De esa forma solo se perciben aquellas que implican un cambio en su momento dipolar.

Descripción de la técnica

Consiste en analizar la radiación infrarroja que es absorbida al atravesar esta un compuesto dado, de tal manera que el espectro infrarrojo registra la radiación transmitida frente a la frecuencia de la radiación incidente. Para que las moléculas absorban radiación IR que induzcan vibración en los enlaces, debe existir un cambio en el momento dipolar de la molécula y sus vibratos. Las vibraciones en el IR son más frecuentes cuanto mayor sea el cambio en el momento dipolar (C-O más fuerte C-C).

La radiación registrada debe ser solamente la originada por los movimientos de vibración de las moléculas presentes en la sustancia objeto de estudio. Para ello se ha de considerar:

- Preparar la muestra en forma de pastilla, mezclada en muy poca proporción KBr (anhidro)
- El portamuestras también debe de ser transparente a la radiación IR.
- Los espectrofotómetros de IR van equipados de una doble fuente, una atraviesa la muestra y otra una referencia, de modo que se pueda eliminar el ruido de fondo debido a H₂O o CO₂.

El modo de preparación de la muestra es muy importante para la obtención de un registro de alta calidad la cual depende de:

- Utilizar un diluyente KBr transparente a la radiación de IR de alta calidad
- El grosor de la pastilla dependerá de la cantidad de muestra utilizada y de la presión utilizada en su preparación.

La transmisión de radiación a través de la pastilla es función de una relación optima compuesto/diluyente.

Interpretación de los espectros IR

La sección de mayor utilidad práctica de la extensa región IR es la que se extiende entre 4000 y 650 cm⁻¹ denominada región infrarroja media. La utilización de la región IR lejana (Far Infrared, FIR), entre 650 y 200 cm⁻¹, se ha ampliado considerablemente en los últimos decenios, sobre todo para el estudio de compuestos órgano-metálicos o inorgánicos (átomos pesados, enlaces débiles). La región IR cercana (Near Infrared, NIR), entre 12500 y 4000 cm⁻¹, accesible a la óptica de cuarzo, donde se presentan las bandas armónicas, ha sido

utilizada para determinaciones cuantitativas pero mucho menos intensamente con fines estructurales.

La máxima resolución puede lograrse utilizando redes de difracción de alta dispersión, la que depende para cada rango espectral del número de ranuras por unidad de longitud. Los equipos usualmente cuentan con varias redes para lograr la máxima dispersión en los diferentes intervalos de trabajo, las cuales se intercambian automáticamente al barrer el espectro. La resolución puede aumentarse también reduciendo el ancho de rendija, esto compromete sin embargo la sensibilidad y genera mayor nivel de ruido por la disminución de intensidad del haz de medición.

Los equipos poseen programación de la anchura de rendija para el barrido del espectro, de acuerdo a la variación del poder emisor de la fuente con el número de onda. Esto hace que la resolución espectral dependa del número de onda. La baja sensibilidad de los equipos dispersivos constituye, sin dudas, una de sus limitaciones esenciales.

Como elementos dispersivos se han utilizado también prismas, los que tienen desventajas considerables respecto a las redes. Los materiales presentan la máxima capacidad dispersiva en las zonas inmediatamente vecinas a las de absorción. En el IR medio no pueden emplearse ni el vidrio ni el cuarzo, pues estos materiales absorben fuertemente, debiendo utilizarse prismas contruidos de haluros de metales alcalinos y alcalino-térreos (NaCl, KBr, CsI, CaF₂) en general frágiles, higroscópicos y de costosa fabricación.

Hay dos tipos básicos de detectores IR: los detectores térmicos que hacen uso del calentamiento producido en el material irradiado, efecto que depende muy poco de la naturaleza de la radiación, y los detectores selectivos, cuya respuesta depende de la frecuencia de la radiación.

Características de la Espectroscopia de Infrarrojo

1. Si dos moléculas están constituidas por átomos distintos, o tienen distinta distribución isotópica, o configuración, o se encuentran en ambientes distintos, los espectros infrarrojos serán distintos.
2. Una sustancia definida puede identificarse por su espectro infrarrojo. Estos espectros pueden ser considerados como las huellas digitales de dicha sustancia.
3. Los espectros muestran bandas que son típicas de grupos funcionales particulares y que tienen localizaciones e intensidades específicas dentro de los espectros infrarrojos.
4. A partir de los espectros se pueden inferir las estructuras moleculares. Para ello se requiere un modelo en el cual basar los cálculos.
5. Las intensidades en las bandas del espectro de una mezcla, son generalmente proporcionales a las concentraciones de las componentes individuales. Por lo tanto,

es posible determinar la concentración de una sustancia y realizar análisis de muestras con varias componentes.

6. Es posible, mediante el uso de dispositivos experimentales adecuados, obtener espectros infrarrojos sin alteración de la muestra, lo que constituye a esta espectroscopía como una herramienta de análisis no destructiva.
7. El tiempo necesario para obtener y almacenar un espectro infrarrojo es del orden de minutos.

La finalidad de las aplicaciones de espectrometría infrarroja es la determinación de los grupos funcionales que contiene un determinado mineral, a partir del estudio de los espectros de absorción, transmisión o reflexión en la región espectral determinada. Varias técnicas de la espectrometría infrarroja permiten realizar las siguientes investigaciones mineralógicas:

1. Identificación de las sustancias mineralógicas (especies y variedades),
2. Estudio cualitativo y cuantitativo de las mezclas minerales,
3. Estudio de las particularidades cristal químicas (grupos estructurales SiO_4 , SO_4 , PO_4 , CH_2),
4. Estudio de Isomorfismo y Polimorfismo,
5. Determinación de las particularidades estructurales (el grado orden-desorden de estructura y deformación de los poliedros),
6. Estudio de la forma y tipo de los complejos Oxígeno-hidrógeno (OH , H_2O , H_3O),
7. Estudio de las sustancias amorfas.

10.3.- Difracción de Rayos X

Hace poco más de un siglo el científico alemán W. K. Röntgen (1885) descubrió una radiación desconocida hasta el momento, capaz de penetrar cuerpos opacos y la nombro Rayos X. El descubrimiento de los Rayos X y su aplicación en el estudio de los materiales revoluciono a lo largo de los años el campo de la Biología, Química y Física.

Los Rayos X son radiaciones electromagnéticas como lo es la luz visible, lo único que las distingue de las demás es su longitud de onda en orden de 10^{-10} metros que equivale a un Angstrom. Tras el descubrimiento de los Rayos X en 1895, von Laue basándose en tres hipótesis (que el medio cristalino es periódico, que los Rayos X son ondas y que la longitud de onda de los Rayos X es del mismo orden de magnitud que la distancia que se repite en los cristales) confirmo la difracción de Rayos X y dio la pauta para el comienzo de la Cristalografía de Rayos X.

Principio

Los Rayos X interaccionan con la materia a través de los electrones que la forman y que se están moviendo a velocidades mucho menores que de la luz. Cuando la radiación electromagnética X alcanza un electrón cargado este se convierte en fuente de radiación electromagnética secundaria dispersada, por lo que si se incide un haz de rayos X sobre un cristal, este choca con los átomos haciendo que los electrones que se encuentren en su trayectoria vibren con una frecuencia parecida a la de la radiación incidente y actúan como fuentes secundarias de nuevos frentes de onda de rayos X con la misma longitud de onda y frecuencia.

La interacción de los Rayos X con la materia esencialmente ocurre mediante dos procesos:

- a) Algunos fotones del haz incidente son desviados sin pérdida de energía, constituyen la radiación dispersada exactamente con la misma λ que la radiación incidente (es la que origina el fenómeno de la difracción).
- b) Los fotones pueden sufrir una serie de choques inelásticos al incidir sobre un blanco y su energía incrementa la T de la muestra o da lugar al fenómeno de fluorescencia.

(Luz Adriana Nicasio Collazo. Instituto de física de la Universidad de Guanajuato 2011)

Método de polvo cristalino

El método de polvo cristalino es el único procedimiento de difracción de Rayos X para abordar el estudio cristalográfico de las especies, que no se presentan o no es posible obtener en forma de monocristales. La desorientación relativa existente entre los numerosos cristalitos que componen la muestra queda reflejada en los diagramas de difracción, tanto

cualitativamente como cuantitativamente, a manera de identificación de las fases cristalinas de la muestra (Figura 26).

En este método la muestra se pulveriza lo más finamente posible de tal manera que esté compuesta idealmente por partículas cristalinas en cualquier orientación. Para asegurar la orientación totalmente al azar de estas pequeñas partículas con respecto al haz incidente, la muestra localizada en la cámara de polvo generalmente se hace girar en el haz de Rayos X durante la exposición.

Aplicaciones

Los métodos de Difracción de Rayos X constituyen la herramienta más poderosa de que se dispone para el estudio de la estructura íntima de la materia cristalina, dotando de una extensa base de resultados estructurales a la química, mineralogía y biología. La mayor parte de la información que poseemos de las estructuras internas cristalinas es mediante la técnica de Difracción de Rayos X.

Las posibilidades de estudio de la cristaloquímica estructural y de la composición elemental y de fase de las sustancias naturales y sintéticas, permiten que el método de análisis por difracción de Rayos X constituya uno de los métodos de investigación más importante en las ciencias fundamentales de la Tierra: Cristalografía, Mineralogía, Petrología.

Existen problemas concretos, que se resuelven con la ayuda de difracción de Rayos X en la mineralogía práctica. Entre ellos hay que indicar sobre todo los siguientes:

1. Diagnóstico de las sustancias minerales (especies, variedades, fases dispersas y criptocristalinas, soluciones sólidas, etc.),
2. Estudio de las series isomorfas,
3. Estudio de las estructuras cristalinas para establecer los índices específicos (simetría real de la celda elemental, el grado de orden-desorden, presencia de los diferentes defectos, texturas, etc.),
4. Análisis cualitativo y cuantitativo de fases minerales.
5. Evaluación del grado de dispersión y tamaños de los cristales,
6. Estudio de la estabilidad estructural de los minerales y tratamientos (temperatura, radiación, etc.),
7. Análisis de fases de las rocas, menas y productos de sus tratamientos tecnológicos tanto cualitativo como cuantitativo,
8. Estudio de las fases amorfas (Fig. 31).

(Mikhail Ostrooumov. Curos de Introducción a la Mineralogía. <http://www.mineralog.net/>)

10.4.- Inclusiones Fluidas

Introducción.

El estudio de las inclusiones fluidas ha tomado un creciente interés y una aceleración importante en su desarrollo especialmente en los últimos treinta años, esto es debido a que estas preservan las fases fluidas presentes en las diferentes etapas de formación de un yacimiento.

Como consecuencia del desarrollo científico-tecnológico relacionado a esta relativamente nueva técnica, ha habido un sustancial incremento en el número de laboratorios que se dedican al estudio de las inclusiones fluidas ya que el progreso tecnológico ha dado lugar a un perfeccionamiento continuo de aparatos específicos para el análisis de inclusiones, por ejemplo, las platinas calentadoras y enfriamiento refrigeradoras, y más recientemente los espectrómetros de masa y las microsondas electrónicas y de Raman, que facilitan extraordinariamente su estudio.

Los datos de presión (P), temperatura (T) y composición(X), adquieren una enorme importancia si consideramos que las rocas de la corteza terrestre son el resultado de una larga historia que puede incluir varios episodios de deformación, metamorfismo y diagénesis y a la vez, estos fenómenos están asociados con los distintos fluidos que en ese entorno circulan.

Las propiedades P, T, X pueden ser obtenidas de una manera indirecta utilizando modelos termodinámicos a partir de las fases minerales sólidas presentes en ciertas asociaciones mineralógicas. Sin embargo, la alta variabilidad en el comportamiento de los sistemas geológicos, hace que muchas veces las paragénesis minerales no proporcionen los suficientes datos para llevar a cabo una reconstrucción apropiada de los paleofluidos.

El estudio de las inclusiones fluidas llevado a buen término con una correcta interpretación de sus datos, nos proporciona información que no puede ser obtenida de ninguna otra manera ya que ellas son una evidencia directa del papel tan importante que tienen los fluidos durante los procesos geológicos.

La aplicación de esta técnica en conjunto con otras tales como petrografía clásica, petrografía por catodoluminiscencia, análisis químicos, Microsonda Raman, espectroscopía de Infrarrojo entre otras, hace del estudio de las inclusiones fluidas una poderosa herramienta que permite al investigador de esta disciplina caracterizar de manera más precisa las propiedades de los fluidos involucrados en la formación y evolución geológica de una región o de un área en particular.

Asimismo, posee diversas aplicaciones, tales como estudios de yacimientos metálicos, estudios de muestras lunares y meteoritos, gemología, estratigrafía y sedimentología, en

complejos ígneos y metamórficos, en la prospección de hidrocarburos, en algunos depósitos de domos de sal, en estudios de evolución de la atmósfera y paleoclimatología, en la química de soluciones a alta presión y alta temperatura, durante la perforación de sistemas geotérmicos activos, estudios de muestras en materiales del manto (p.e nódulos ultramáficos en basaltos y kimberlita, y posiblemente en diamantes), evaluación de riesgo en sitios para construcción de reactores nucleares y depósitos de desechos radiactivos actualmente ha adquirido un importante auge en el campo de la geotermia aunque desde siempre, la actividad minera ha acaparado su uso, al menos desde los años 70's.

Generalidades

¿Qué son las inclusiones fluidas?

Durante el proceso de formación de las rocas de la corteza terrestre, sin importar el ambiente geológico (magmáticos, sedimentarios o metamórficos) en el cual se llevan a cabo los procesos de formación, los fluidos juegan un papel preponderante, ya que en la ausencia de ellos difícilmente se podrían llevar a cabo todas las reacciones químicas que involucran la formación y transformación de los minerales formadores de rocas.

Los fluidos presentes en estos procesos se encuentran en constante movimiento, lo cual implica que también se encuentren sujetos a cambios constantes tanto en su composición química como en sus condiciones termodinámicas. Esto hace que con el tiempo dichos fluidos tengan una evolución y generen una historia, la cual queda registrada en forma de inclusiones fluidas.

Una inclusión fluida se forma cuando una cavidad o laguna de crecimiento de un mineral, se rellena por uno o varios fluidos en los cuales puede además haber uno o más minerales sólidos. De esta manera, las inclusiones fluidas son trazas microscópicas de fluidos sub-superficiales o profundos, de diferentes unidades de tiempo (muy antiguas o muy jóvenes) que quedan atrapadas en los minerales formadores de roca. Los tamaños de las inclusiones normalmente son inferiores a las 100µm, en su mayoría están entre 5 y 30µm, aunque se conocen ejemplares con tamaños de varios centímetros.

Los fluidos atrapados pueden ser líquidos, vapores o fluidos supercríticos y su composición puede incluir esencialmente agua pura, salmueras de varias salinidades, gas o líquidos gaseosos y silicatos, sulfuros o mezclas de carbonatos, entre otros.

¿Cómo se forman las inclusiones fluidas?

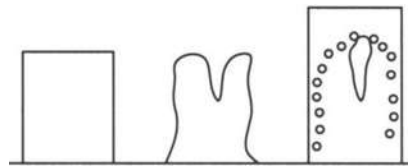
Cualquier proceso que interfiera con el desarrollo de un cristal perfecto puede causar el atrapamiento de inclusiones primarias, aquí se presentan algunas de las formas más comunes:

a) Cuando las capas de crecimiento de un cristal no son completamente planas se forman cavidades o vacíos en el que se atrapa el fluido.



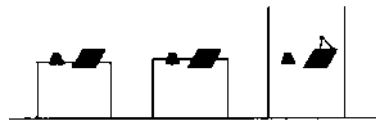
(a)- Ejemplo de formación de imperfecciones durante crecimiento de los cristales.

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



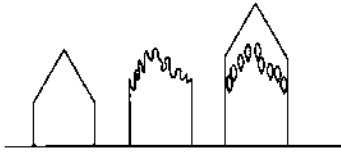
(b)- Ejemplo de formación de imperfecciones durante crecimiento de los cristales.

c) Cuando algún objeto sólido se fija a la superficie de un cristal en vías de crecimiento, puede quedar englobado como inclusión sólida y capturar al mismo tiempo alguna inclusión fluida.



(c)- Ejemplo de formación de imperfecciones durante crecimiento de los cristales.

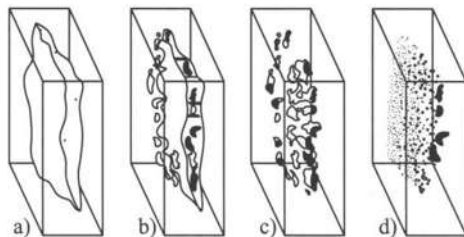
d) El crecimiento rápido de un mineral puede dar lugar a la formación de un cristal con bordes esqueléticos o dendríticos. Si a este episodio sucede otro de crecimiento más lento, pueden quedar atrapadas en el cristal inclusiones de tamaño variado.



(d)- Ejemplo de formación de imperfecciones durante crecimiento de los cristales.

-Inclusiones secundarias.

Son las inclusiones que se forman después de haberse formado el cristal, principalmente debido al sellamiento de fracturas que afectan al mismo o por la separación de un fluido inicial en varias inclusiones con relaciones volumétricas diferentes entre otros fenómenos.



Ejemplo de formación de inclusiones secundarias.

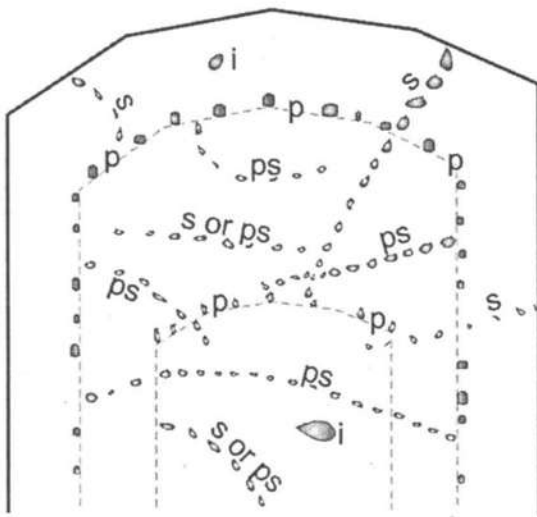
La cicatrización de una fractura en un cristal de cuarzo puede dar lugar a la formación de inclusiones secundarias. Si este proceso ocurre al tiempo que desciende la temperatura, las inclusiones individuales pueden tener relaciones gas/líquido variables.

Clasificación de las inclusiones fluidas

Dentro del estudio de las inclusiones fluidas (IF), la determinación de su origen es una de las etapas más importantes. Durante esta tarea, se crean esquemas con relación al “timing” de atrapamiento de las IF relativo al mineral que las contiene. Se evalúan estas paragénesis con el objetivo de determinar cuál de ellas está relacionada con el problema a resolver.

La clasificación más usual reconoce tres términos que son usados para diferenciar el origen de la IF. Estos términos a saber, son: primario, secundario y pseudo-secundario (Roedder E. 1984, Bodnar R. J. *et al.*, 2003a), aunque Shepherd *et al.*, (1985) las clasifica solo en primarias y secundarias y Goldstein R. H. *et al.*, (2003) por su parte, introduce un nuevo término, el llamado “indeterminado” y además propone que se especifique que la

clasificación se realizó mediante petrografía anteponiendo la palabra “petrográficamente” a la clasificación. Ejemplo: petrográficamente primaria, (secundaria, pseudo-secundaria, indeterminada).



Bosquejo de una vista hipotética dentro de un cristal que muestra inclusiones primarias (p), secundarias (s), pseudosecundarias (ps) e inclusiones de origen indeterminado (i). (Tomada de Goldstein 2003).

- 1) El término primario se usa normalmente para referirse a las inclusiones que han sido atrapadas como un resultado directo del crecimiento del cristal.
- 2) Las inclusiones secundarias se forman después que el cristal ha concluido su desarrollo, normalmente cuando se rellenan microfracturas o rasgos de deformación que cortan al cristal.
- 3) Las inclusiones fluidas catalogadas como pseudo-secundarias se forman antes que el cristal haya terminado su crecimiento, en origen son similares a las IF secundarias ya que son atrapadas en microfracturas o en otros rasgos de deformación.
- 4) El término indeterminado se enfoca a aquellas inclusiones cuyo origen relativo al crecimiento del cristal no puede ser precisado con seguridad.

El problema se complica en los minerales que constituyen las rocas masivas. Los planos de crecimiento nunca son visibles y la cronología se define con respecto al borde de granos. Las inclusiones primarias aparecen o bien aisladas dentro de los granos, con formas características y de gran tamaño o bien en el borde de los granos. Las inclusiones secundarias atraviesan los bordes de grano según fracturas cicatrizadas o recrystalizadas, son mucho más abundantes, y tienen menor tamaño. También se pueden disponer según los planos de exfoliación y mostrar formas muy irregulares.

Los criterios para identificar cada una de las clasificaciones en el análisis petrográfico se pueden consultar en Roedder E. *et al.*, (1984), Bodnar R. J. *et al.*, (2003a) y Shepherd *et al.*, (1985).

En la actualidad, otro intento de clasificación muy extendido es el de indicar con letras los diferentes tipos, en función de las fases principales presentes a temperatura de laboratorio Roedder *et al.*, 1984, Shepherd *et al.* 1985. Así tenemos que:

Tipo L. Homogenizan en fase líquida, no suelen llevar sólidos significativos, a veces no tienen fase vapor (monofásicas a temperatura de laboratorio), tienen mayor densidad y son las más abundantes.

Tipo V. Homogeneizan en fase vapor, no suelen presentar sólidos significativo, la fase vapor ocupa un 50% y/o más y tienen menor densidad.

Tipo C. A temperaturas de 20° C, presentan 3 fases: L₁ (líquido fundamentalmente acuoso), L₂ (líquido fundamentalmente carbónico como CO₂, CH₄,....) y V (vapor carbónico: CO₂, CH₄, N₂).

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

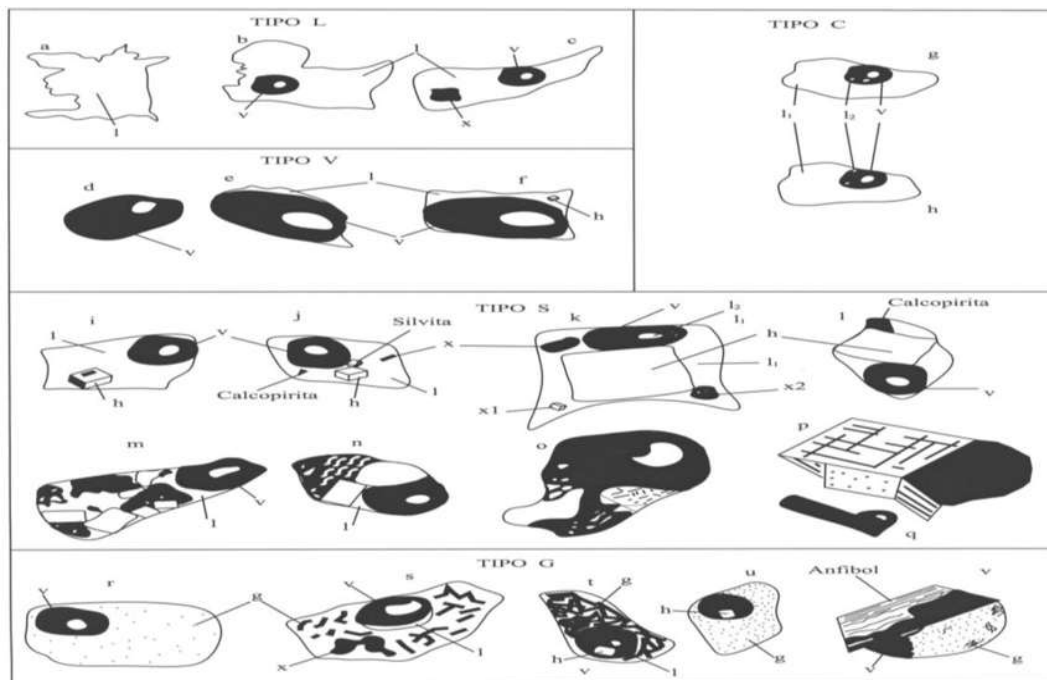
Tipo G. Vidrio más fluido y/o fases sólidas, son frecuentes en rocas volcánicas, sub-volcánicas, meteoritos y muestras lunares. De apariencia similar, sin embargo presentan una o varias burbujas inmóviles, debido a su elevada densidad.

Selección de las inclusiones fluidas.

Para hacer la selección de las IF que se deben de estudiar se tiene que enfrentar el problema de establecer la liga entre tales inclusiones y el proceso que se quiere investigar. La tarea de selección de las IF inicia desde el trabajo de campo en donde se define el marco geológico-estructural y se detecta el evento geológico a dilucidar.

Antes que cualquier asociación de inclusiones fluidas pueda ser utilizada para estudiar la evolución térmica y química de un sistema geológico, se debe estar seguro que los fluidos atrapados en las inclusiones sean representativos de los fluidos existentes en el momento de la formación de la inclusión, esto es, deben de cumplir con tres premisas conocidas como “Reglas de Roedder” (Bodnar *et al.*, 2003 b), las cuales establecen que:

- 1). Las inclusiones deben ser atrapadas en una fase homogénea.
- 2). Las inclusiones representan un sistema isocórico.
- 3). Después de su atrapamiento, nada ha sido adherido a, o removido de, las inclusiones.



Clasificación de las IF en función de las fases principales presentes: Tipos de inclusiones a: **L**= líquido, **V**= vapor, **C**= fluidos inmiscibles (L_{1ac} , $L_{2co2, ch4}$), **S**= sólido, **G**= vidrio, donde : **h**= halita, **x**= varios cristales a menudo no identificados y **g**= vidrio.

Preparación de la muestra

La forma de preparación de la muestra dependerá de la dureza de la roca o mineral que se desea estudiar, pero independientemente de esto, hay que considerar que las inclusiones fluidas son frágiles, por lo cual las muestras deben ser tratadas cuidadosamente. Las técnicas de preparación deben de estar diseñadas para evitar el calentamiento de la muestra y su deformación mecánica.

Sección delgada doblemente pulida: Para preparar una sección de este tipo se requiere realizar ocho pasos:

1. Impregnación de la muestra de roca.
2. Reducción del tamaño de la muestra mediante corte.
3. Esmerilado de la superficie que será montada.
4. Pulido de la superficie a ser montada.
5. Montaje de la roca pulida sobre el vidrio.
6. Corte del excedente de roca en el vidrio.
7. Desvastado de la roca montada hasta obtener el espesor apropiado, y
8. Pulido de la superficie de la sección delgada.

Fragmentos con crucero: Algunos minerales que presentan buen crucero como son la calcita, dolomita, halita, fluorita, yeso y anhidrita, producen un pulido natural libre de hoyos e irregularidades. Aunque el desprender fragmentos de estos minerales con crucero se considera como un “método sucio y rápido” de obtener pequeños pedazos de mineral con lados paralelos que fungen como muestras ya preparadas, estas presentan grandes ventajas con respecto a otras técnicas debido a que son fáciles de preparar. Se asume en este caso que las inclusiones en materiales suaves se preservan.

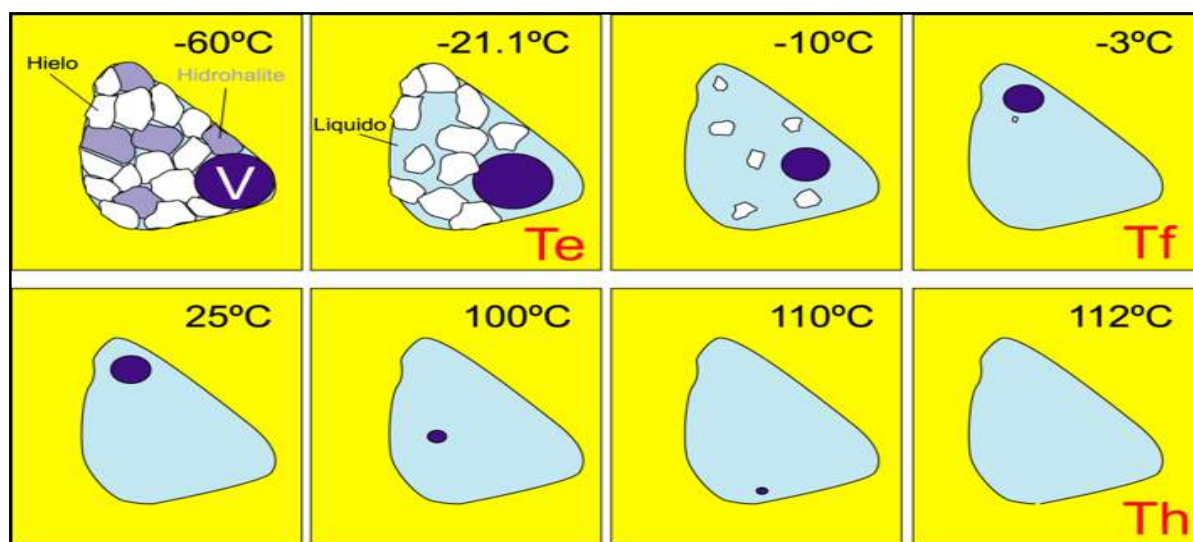
Placas rápidas: Estas láminas se consideran como “ahorradoras de tiempo” aunque estas se preparan siguiendo la trayectoria de los ocho pasos mencionados arriba, solo que en este caso, el último paso (pulido final de la superficie) no se realiza hasta estar seguro que la muestra tiene las inclusiones que se requieren para el estudio de esa muestra. Para saber si la muestra tiene inclusiones, al finalizar el paso 7, la superficie se cubre con un aceite de inmersión de índice de refracción similar al del mineral estudiado y de esta manera se puede ver al microscopio si existen o no inclusiones. De existir estas, se procede al terminar el pulido de la muestra, en caso contrario, la muestra es desechada ahorrando el tiempo del pulido final.

Una descripción amplia de las técnicas de preparación de muestras de rocas en láminas delgadas para análisis microscópicos la presenta Roedder *et al.*, (1984) y Shepherd. *et al.*, (1985).

Análisis por Microtermometría: Método de Trabajo.

La microtermometría de inclusiones fluidas es una técnica analítica que permite determinar ciertas variables fisicoquímicas básicas. Se basa en la identificación microscópica de los cambios de fase que experimenta el fluido atrapado al interior de las inclusiones durante un proceso controlado de enfriamiento y calentamiento.

El análisis se realiza con la ayuda de un microscopio petrográfico de luz transmitida, de 1000 aumentos, al que se le ha adicionado una platina térmica que permite el calentamiento de especímenes hasta los + 650°C, y un sistema de enfriamiento a base de nitrógeno líquido que baja la temperatura hasta - 200°C. El método consiste en provocar la solidificación (bajo observación microscópica) de las fases fluidas, mediante la disminución progresiva de la temperatura (hasta -200°C). Los procesos de enfriamiento y calentamiento de las muestras se realizan a una velocidad lenta (1°C por minuto) a fin de permitir el equilibrio de las fases y detectar ópticamente los fenómenos de fusión y homogenización. Sabiendo que el rango de temperaturas de observación es de - 200 a + 650°C, hacen del método un proceso meticuloso.



Ejemplo de inclusión acuosa Te: temperatura eutéctica, Temperatura Fusión del Hielo, Th: Temperatura de Homogenización.

Una corrida microtermométrica en inclusiones fluidas genera tres tipos fundamentales de información: Te = temperatura eutéctica del sistema, T_{ff} = temperatura de fusión del último cristal de hielo dentro de la inclusión, y Th = temperatura de homogeneización de fases. Generalmente, en inclusiones fluidas acuosas se observan estos tres parámetros.

Es importante mencionar que los datos de T_{ff} y Th obtenidos deben de corregirse usando una curva de calibración para el equipo, construida con estándares de puntos de fusión conocidos, con la finalidad de tener una base de referencia para el manejo de los resultados. Cabe

mencionar que los equipos modernos presentan directamente una autocorrección como la platina tipo LINKAM. A continuación se detalla el significado de los dos principales procesos en las corridas Microtermométricas: 1).- el proceso de enfriamiento y 2).- el proceso de calentamiento.

Proceso para obtener la temperatura de fusión del hielo.

La temperatura de fusión es la temperatura en la cual el último cristal de hielo en una inclusión previamente congelada desaparece. Por convención, la salinidad es calculada a partir de la T_f asumiendo que el fluido solo contiene agua y NaCl.

Para estimar la salinidad de una inclusión se recurre a una propiedad coligativa, esta es la depresión del punto de congelación en una solución agua-NaCl; así, en cuanto aumenta la salinidad de la solución, disminuye su punto de congelación. Por lo tanto, congelando la inclusión y determinando la temperatura de fusión del hielo se obtiene, por medio del diagrama de fases H_2O -NaCl, una estimación de la salinidad del fluido dentro de la inclusión. Para determinar la temperatura de fusión se congela la inclusión con nitrógeno líquido, mucho más allá de la temperatura de solidificación. Posteriormente, se calienta gradualmente y en forma controlada, hasta llegar al punto en que el hielo comienza a fundirse. Esta temperatura corresponde a la composición del eutéctico. Cuando desaparece el último cristal de hielo se registra la temperatura con la que, de acuerdo con el diagrama H_2O -NaCl, se estima la salinidad relativa del fluido en % peso equivalente de NaCl. Se entiende que el punto de solidificación de una sustancia es función de su contenido salino, por lo cual esta determinación permite el cálculo del porcentaje de sales disueltas en la fase acuosa.

Proceso para obtener Temperatura de homogenización.

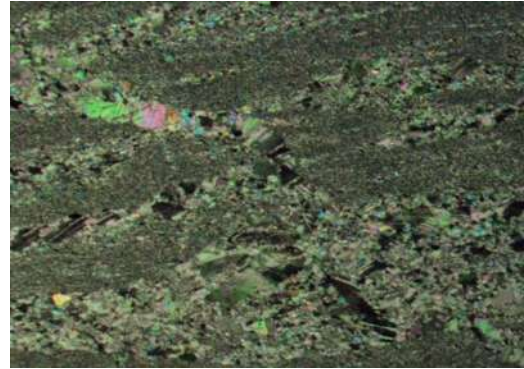
La temperatura de homogenización aporta información sobre la temperatura mínima de formación del cristal. En ese proceso la temperatura de homogeneización es aquella en que dos fases distintas de una inclusión se transforman en una fase única. El proceso de calentamiento se efectúa exactamente sobre las mismas inclusiones que se analizaron a baja temperatura. La temperatura de homogeneización permite determinar, la densidad del líquido atrapado en la inclusión.

Durante el calentamiento de una inclusión bifásica (L+V) se produce la desaparición progresiva de la burbuja, hasta su completa desaparición al cuando ocurre se alcanza la temperatura de homogeneización (T_h). Dicha temperatura, en general, es diferente y menor a la temperatura de atrapamiento (T_T) de la inclusión.

10.5.- Petrografía de láminas delgadas

Muestra.- Vic-8A

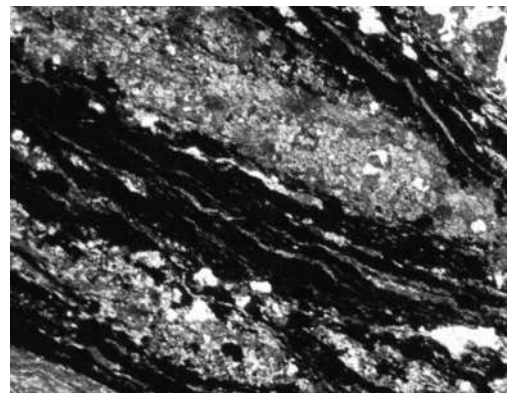
Características generales.- matriz de la roca color oscuro (carbonosa), con algunas tonalidades en colores amarillosos a cafés, presenta textura foliada con evidencia de deformación, observables algunos flancos de pliegues así como alineaciones de granos de minerales como calcita debido a la deformación que presenta. Los minerales que se observan son calcita y cuarzo que se observa en planos alineado que siguen la foliación de la roca lo cual se puede deber a la deformación, y algunos minerales opacos (en colores rojo ladrillo con formas definidas, algunos con formas cuadradas y otros en forma de mancha color rojiza piritita y hematita Luz reflejada). Así como micas cafés clorita y algunas plagioclasas. cuarzo.- 2%, plagioclasas.- 3%, calcita.- 25% opacos.- 5%, clorita.- 1%.



Fotografía Lámina delgada 20x, muestra Vic.8A

Muestra.- P2

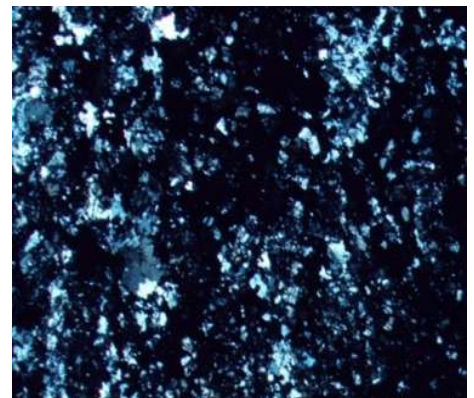
Características generales.-textura de la roca a grano dominante, poca matriz, roca esquistosa con presencia de flancos de pliegues en algunos puntos se ve textura grano-grano, matriz de materia orgánica calcárea, presenta granos de minerales rotados en los que se puede observar sombras de tensión y cristales fracturados de cuarzo. Así como tonalidades amarillosas en los planos de foliación. Se observan minerales como calcita, cuarzo, clorita y minerales opacos (que con luz reflejada tienen características como coloraciones color rojizo, amarillosos y algunos grises que presentan terminaciones en pico, galena y hematita). Abundancia de minerales: matriz.- 40%, calcita.- 35%, cuarzo.- 5%, minerales opacos.- 5%, clorita.- 1%



Fotografía Lámina delgada 20x, muestra P2

Muestra.- Tla-6

Características generales.- Textura a grano dominante presenta poca matriz de color oscuro, presenta poca esquistocidad, en algunas zonas tenemos textura grano-grano. En algunos puntos aparecen nódulos que se asemejan al protolito de la roca semejante a roca arenácea. De los minerales observados tenemos cuarzo, calcita, plagioclasas, minerales opacos (tonalidades grises con terminaciones

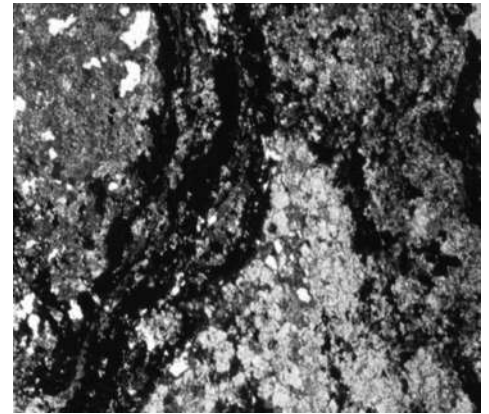


Fotografía Lámina delgada 20, muestra Tla-16

en pico galena) y algo de clorita. Abundancia de minerales: matriz.- 35%, plagioclasas.- 50%, opacos.- 5%, calcita.- 5%, clorita.- 5%.

Muestra.- P1

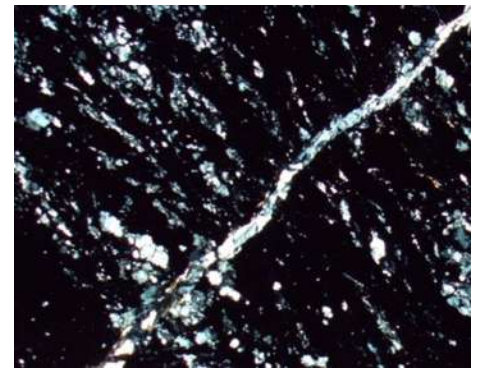
Características generales.- textura granular, poca matriz color oscuro, a grano dominante, poca matriz, débilmente foliada. En los planos se foliación se observa un mineral color café resultado de la deformación posiblemente clorita. Se observan minerales como calcita, cuarzo, plagioclasas, clorita, y algunos opacos. Abundancia de minerales: cuarzo.- 30%, plagioclase.- 20%, matriz.- 15%, calcita.- 20%, opacos 5%, clorita.- 10%.



Fotografía Lámina delgada 20x, muestra P1

Muestra.- Tla-5

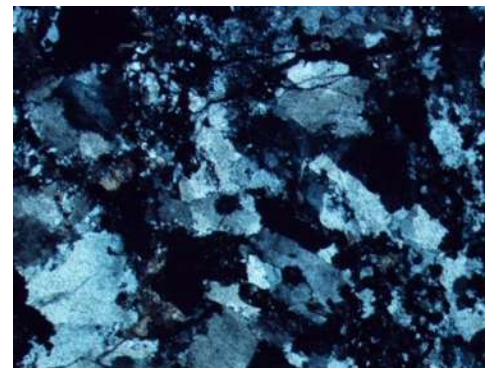
Características generales.- Muestra mineralizada con sulfuros masivos, a grano dominante, presenta poco matriz color oscuro, poca evidencia de deformación, pero presenta algo de esquistosidad y algunos granos se ven rotados con sombras de tensión, principalmente granos de cuarzo, que también está altamente fracturado. Intenso vetilleo relleno de calcita debido a los eventos de deformación. Minerales que se observan cuarzo, calcita, plagioclase y algunos minerales opacos, principalmente piritas ya que se ven con formas cuadradas y colores rojizos y algo de cloritas. Abundancia de minerales: cuarzo.- 35%, plagioclase.- 20%, calcita.- 15%, matriz.- 15%, clorita.- 5%, opacos.- 10%.



Fotografía Lámina delgada 20x, muestra Tla-5

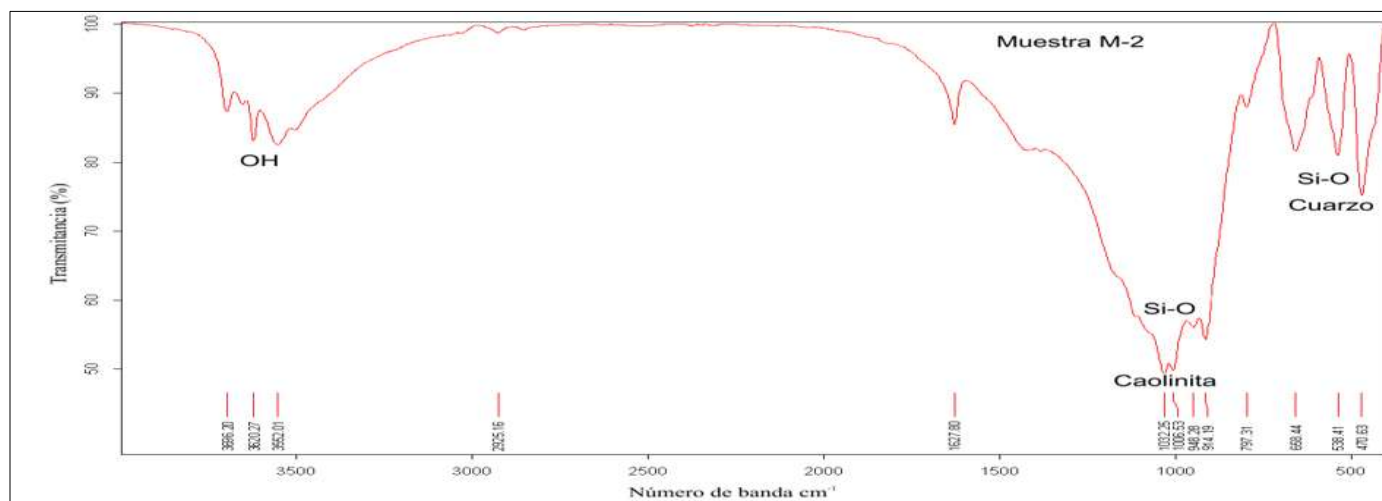
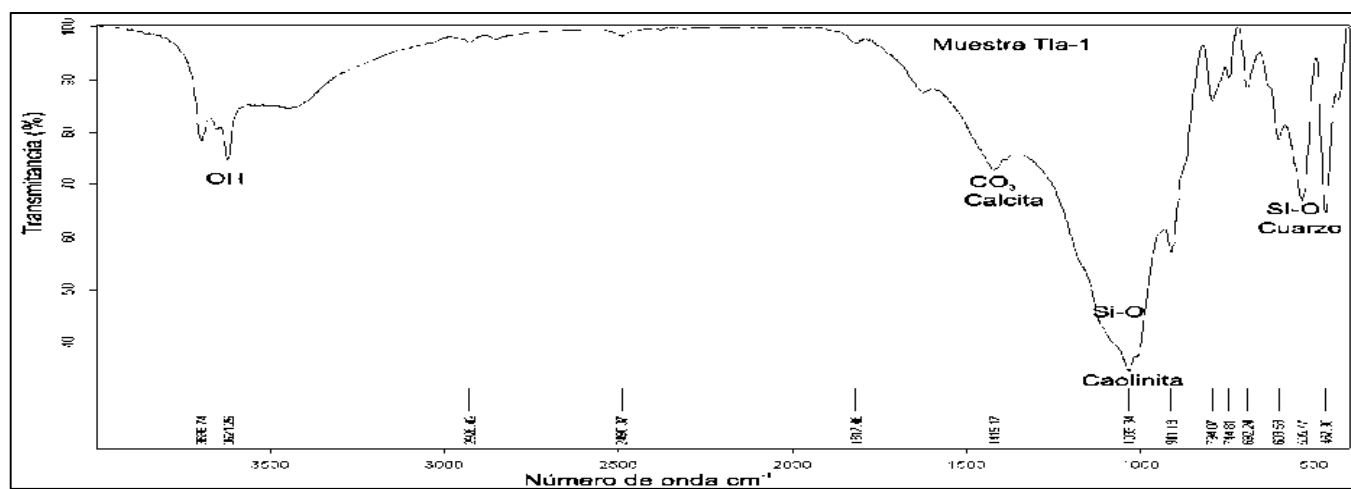
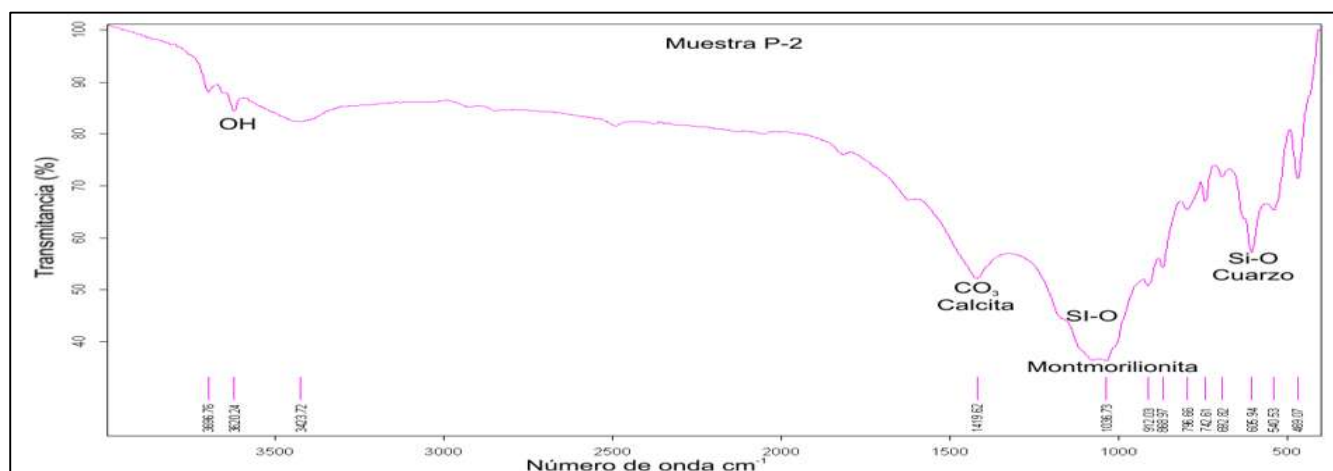
Muestra.- Tla-4

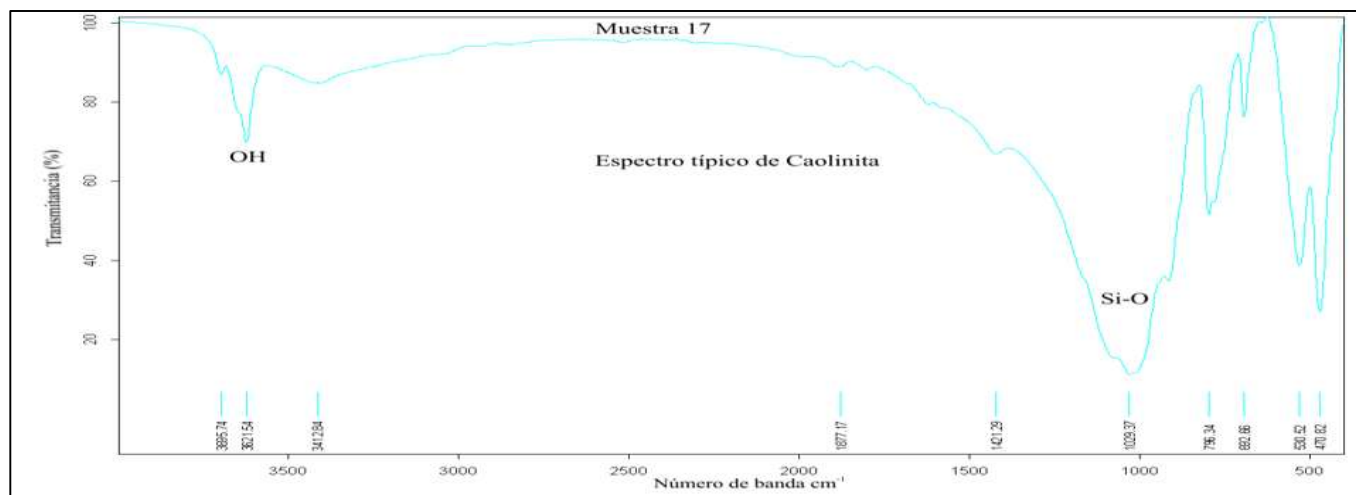
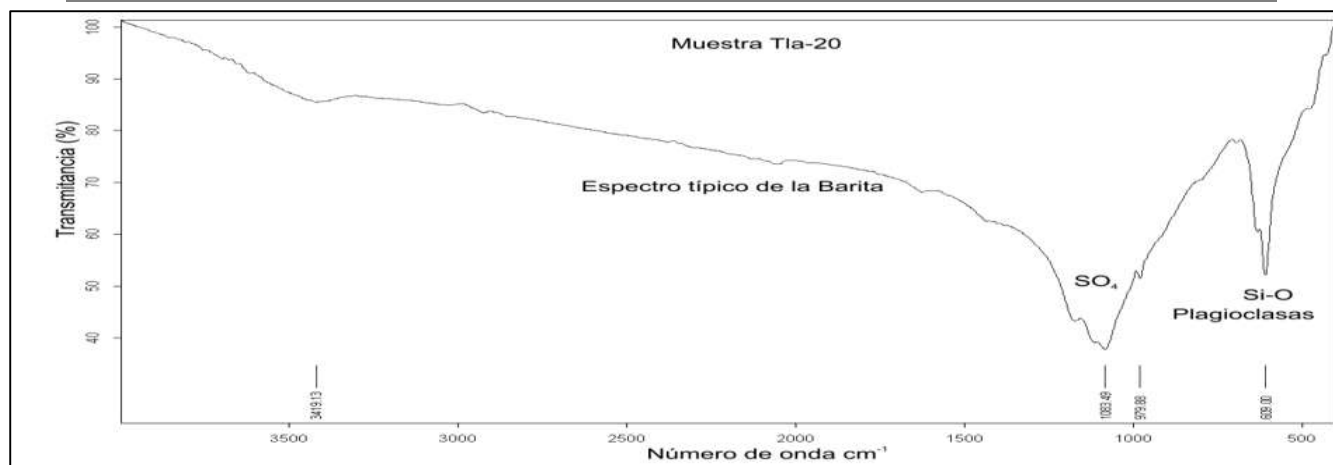
Características generales.- matriz color oscuro calcáreo, en iguales proporciones que los granos minerales de calcita, cuarzo y plagioclasas presentes en la lámina, presenta foliación, debido al metamorfismo de bajo grado de la roca ya que presenta cloritas, y solo se observa un evento de deformación. Minerales que se observan.- cuarzo, plagioclase, calcita, clorita, algunos opacos (que observados con la luz reflejada se observan algunos con coloraciones entre amarillas y rojizos también unos en tonalidades grises-oscuros que tienen terminaciones en forma de pico. Galena, hematita y piritas). Abundancia de minerales: matriz.- 20%, cuarzo.- 20%, plagioclase.- 20%, calcita.- 20%, clorita.- 15%, opacos.- 5%.



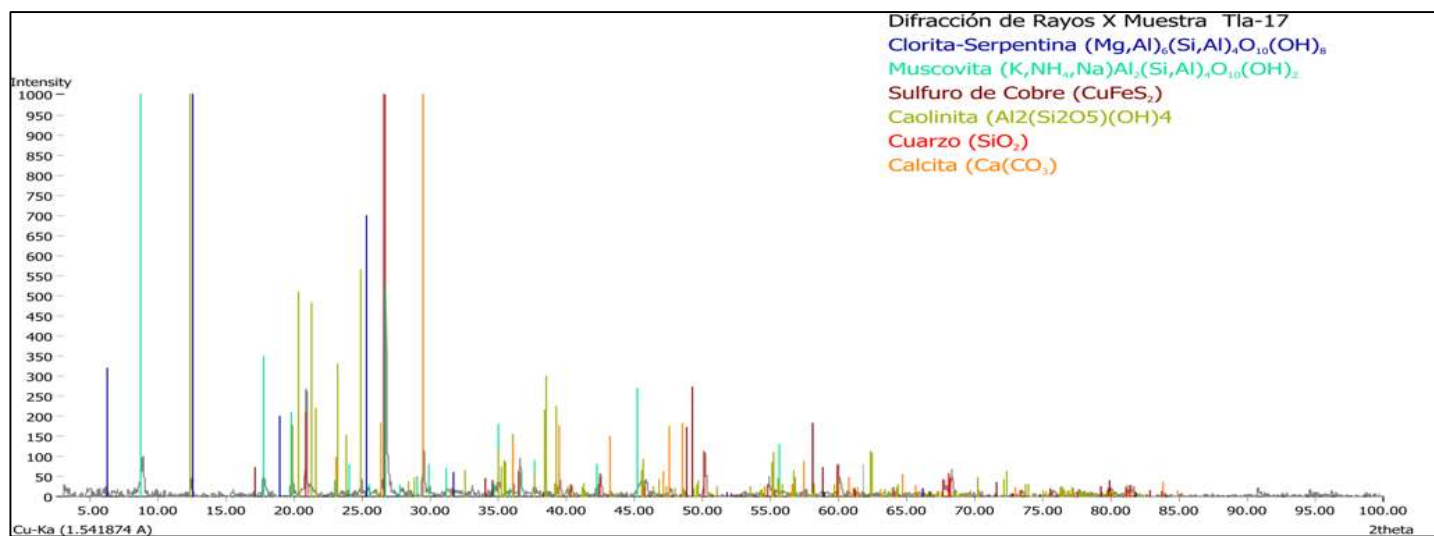
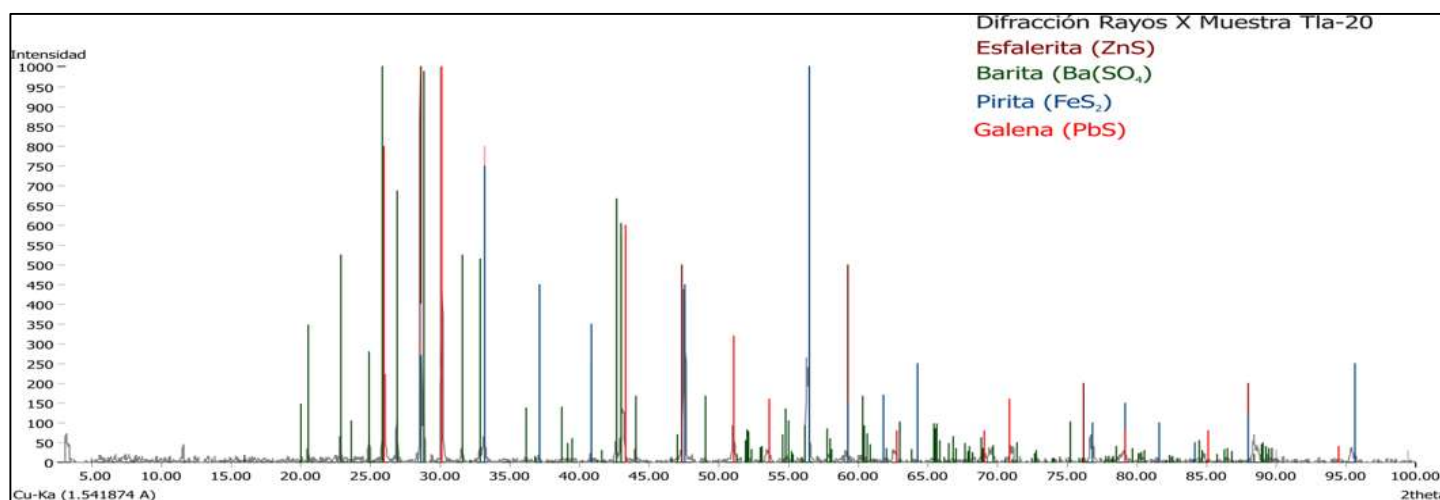
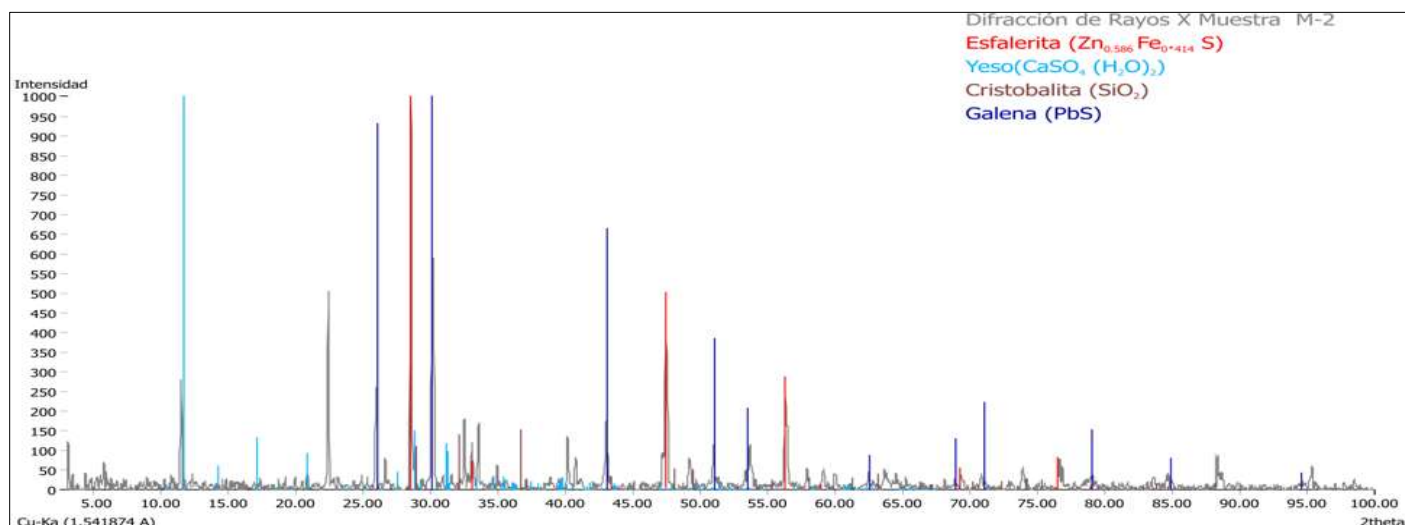
Fotografía Lámina delgada 20x, muestra Tla-4

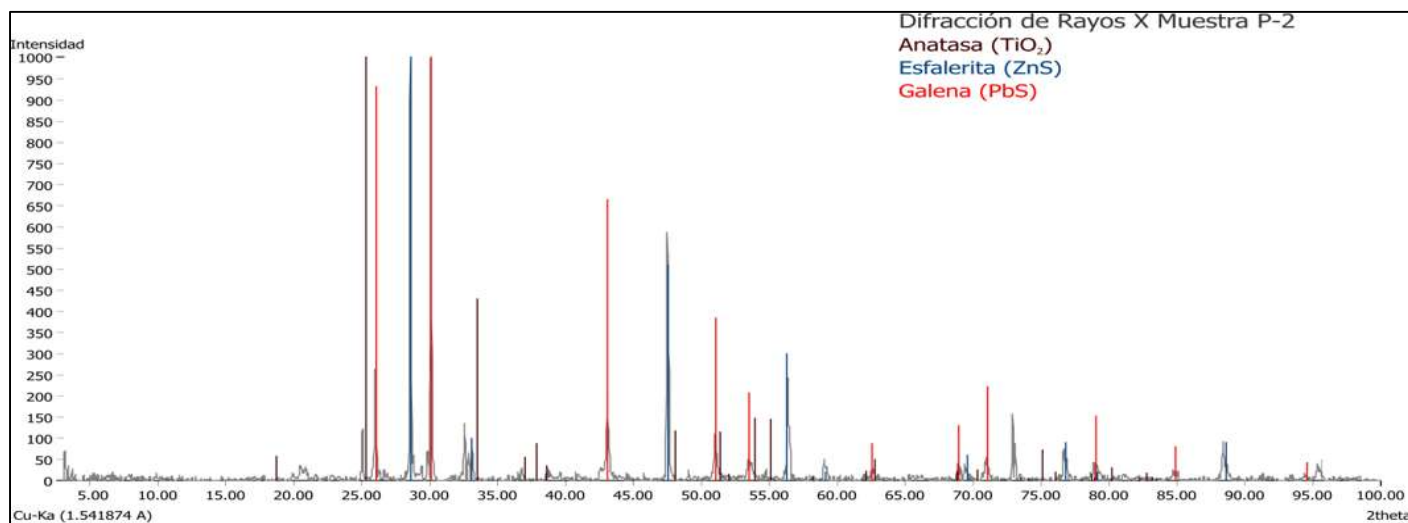
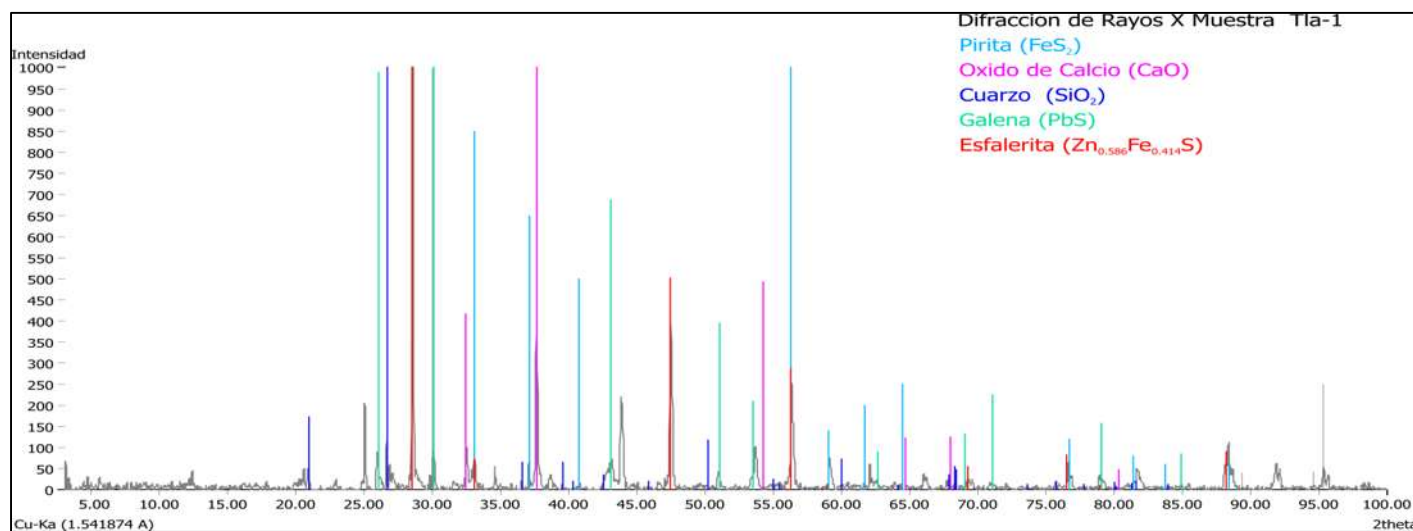
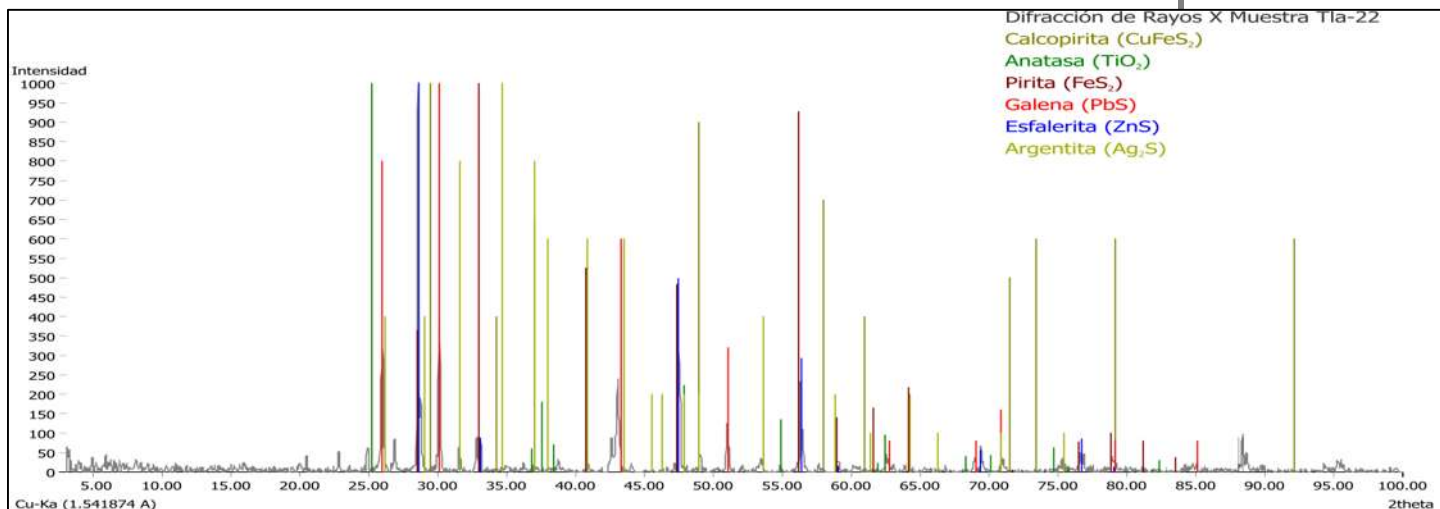
10.6.- Espectros de Espectroscopia de Infrarrojo realizados



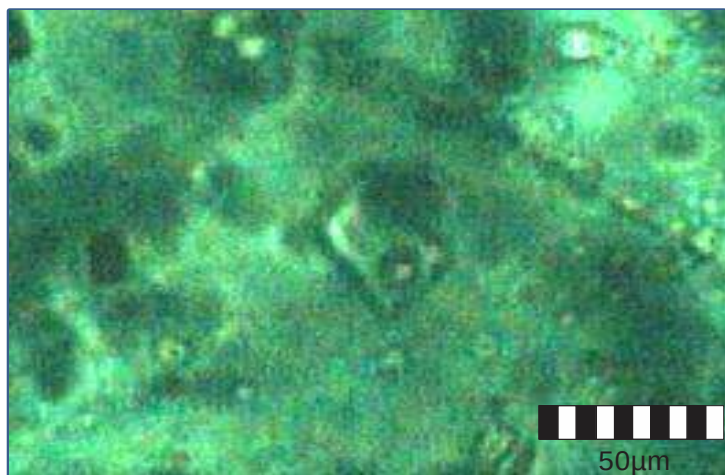
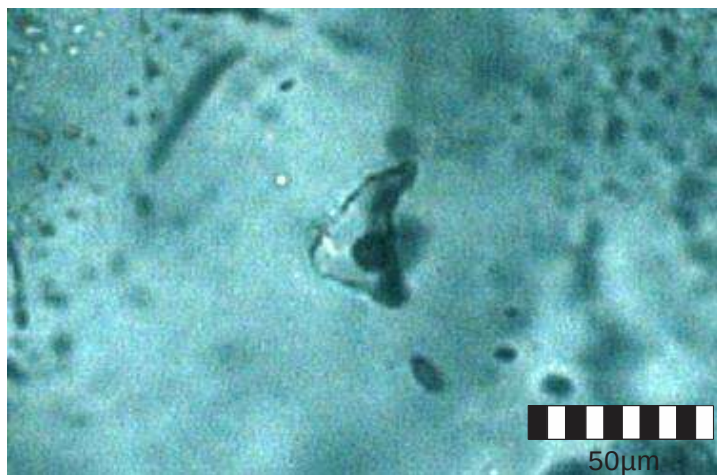
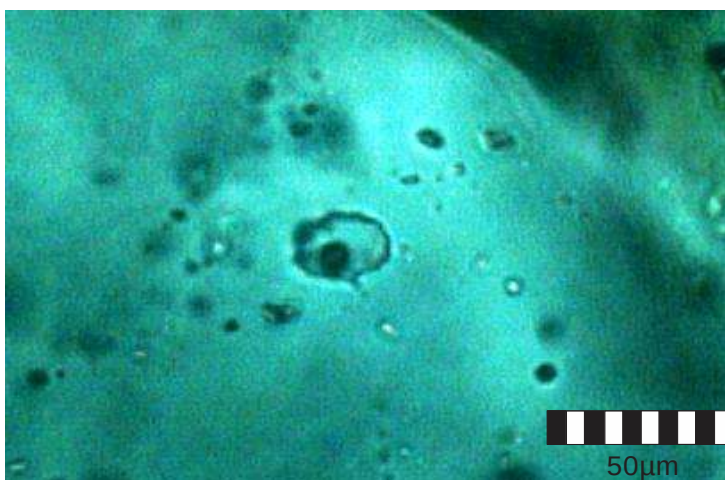
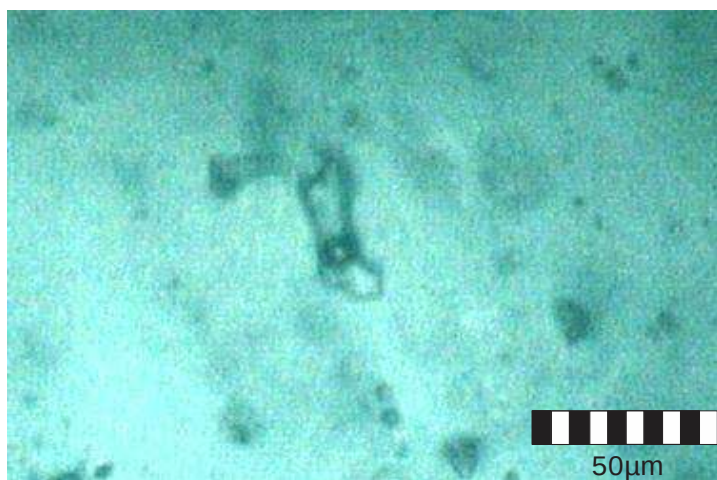
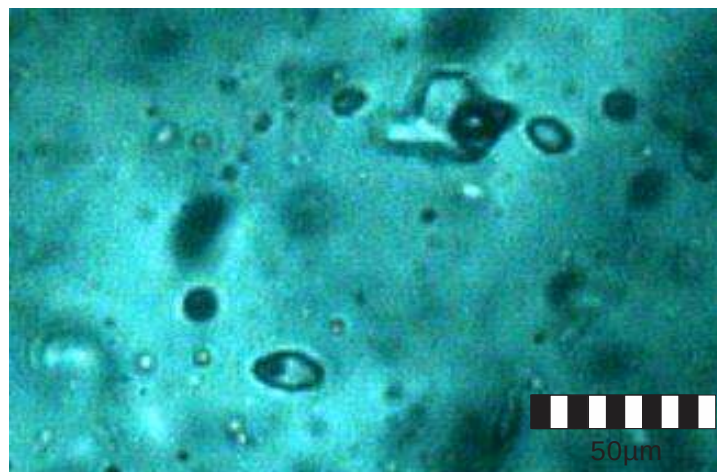
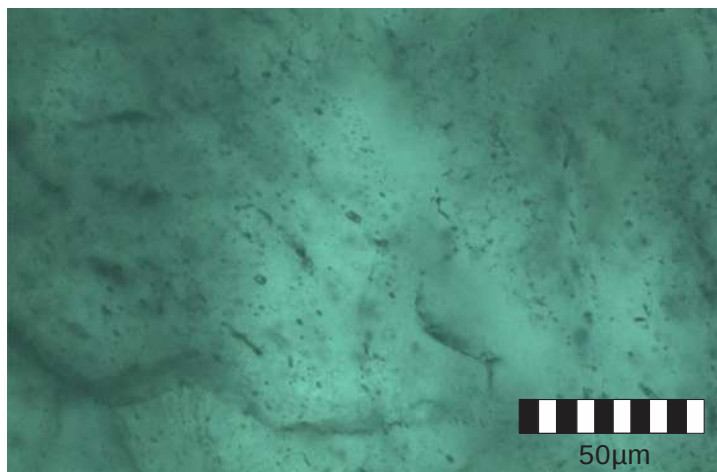


10.7.- Espectros de Difracción de Rayos X realizados.





10.8.- Imágenes de Inclusiones fluidas se muestras de calcita y cuarzo, inclusiones bifásicas en fase liquido más vapor, a liquido dominante. Fotografías tomadas con microscopio con luz natural con un objetivo de 40X.



	TLA #1			TLA #2			TLA #3			TLA #4		
	Cuarzo			Cuarzo			Cuarzo			Calcita		
	Th °C	Tff °C	Salinidad %wt	Th °C	Tff °C	Salinidad %wt	Th °C	Tff °C	Salinidad %wt	Th °C	Tff °C	Salinidad %wt
	173	-9	12.85	180	-9	12.85	185	-9.5	13.4	200	-15	18.63
	173	-9	12.85	180	-9	12.85	185	-9.5	13.4	200	-15	18.63
	174	-9	12.85	180	-9	12.85	186	-9.5	13.4	201	-15	18.63
	174	-9	12.85	180	-9	12.85	187	-9.5	13.4	205	-15	18.63
	174	-9	12.85	181	-9	12.85	188	-9.5	13.4	206	-15	18.63
	175	-9	12.85	182	-9	12.85	190	-9.5	13.4	209	-15	18.63
	178	-9	12.85	183	-9	12.85	190	-9.5	13.4	210	-15	18.63
	179	-9	12.85	185	-9	12.85	191	-9.5	13.4	211	-15	18.63
	171	-9	12.85	185	-9	12.85	192	-9.5	13.4	212	-15	18.63
	170	-9	12.85	184	-9	12.85	194	-9.5	13.4	215	-15	18.63
	171	-9.3	13.18	184	-9	12.85	195	-9.5	13.4	215	-15	18.63
	172	-9.3	13.18	183	-9	12.85	195	-9.5	13.4	215	-15	18.63
	174	-9.3	13.18	184	-9	12.85	195	-9.5	13.4	215	-14	18.63
	179	-9.3	13.18	185	-9	12.85	195	-9.5	13.4	215	-14	18.63
	180	-9.3	13.18	185	-9	12.85	195	-9.5	13.4	215	-14	18.63
	180	-9.3	13.18	185	-9	12.85	196	-9.8	13.72	215	-14	18.63
	181	-9.3	13.18	186	-9	12.85	196	-9.8	13.72	216	-14	18.63
	184	-9.3	13.18	186	-9	12.85	196	-9.8	13.72	216	-14	18.63
	185	-9.5	13.4	186	-9	12.85	198	-9.8	13.72	217	-14	18.63
	186	-9.5	13.4	186	-9	12.85	200	-9.8	13.72	218	-14	18.63
	187	-9.5	13.4	187	-9.3	13.18	205	-9.8	13.72	220	-14	18.63
	190	-9.5	13.4	184	-9.3	13.18	206	-9.8	13.72	222	-14	18.63
	190	-9.5	13.4	186	-9.3	13.18	208	-9.8	13.72	224	-14	18.63
	191	-9.5	13.4	186	-9.3	13.18	210	-10	13.94	226	-14	18.63
	192	-9.5	13.4	186	-9.3	13.18	211	-10	13.94	228	-14	18.63
	194	-9.5	13.4	187	-9.3	13.18	213	-10	13.94	229	-14	18.63
	195	-9.5	13.4	186	-9.3	13.18	214	-10	13.94	230	-14	18.63
	196	-8.8	12.62	190	-9.3	13.18	215	-10	13.94	216	-14	18.63
	199	-8.8	12.62	190	-9.3	13.18	210	-10	13.94	216	-14	18.63
	200	-8.8	12.62	191	-9.3	13.18	211	-10	13.94	214	-14	18.63
	201	-8.8	12.62	191	-9.3	13.18	212	-10	13.94	214	-14	18.63
	205	-8.8	12.62	192	-9.3	13.18	214	-10	13.94	214	-14	18.63
	208	-8.8	12.62	192	-9.3	13.18	200	-10	13.94	215	-14	18.63
	210	-8.8	12.62	192	-9.3	13.18	200	-10	13.94	216	-14	18.63
	211	-8.8	12.62				200	-10	13.94	217	-14	18.63
	211	-8.8	12.62									
	210	-8.8	12.62									

[illegible]

11.-Bibliografía

Alfonso, P., Torró, L., Mesa, C., Parcerisa, D., Mata-Perelló, J.M., González-Partida, E., Canet, C., Garcia-Vallès, M., 2011. Mineralogical characterisation of the Tizapa ore deposit, Mexico. En Barra, F., Reich, M., Campos, E., and Tornos, F. (eds.), 11th SGA Biennial Meeting – Let's talk ore deposits. Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile, 2, 781-783.

Almazán-Vázquez, E., 1988a. Marco paleosedimentario y geodinámico de la Formación Alisitos en la Península de Baja California Norte. *Revista del Instituto de Geología*, 7, 41-51.

Almazán-Vázquez, E., 1988b. Geoquímica de las rocas volcánicas de la Formación Alisitos del Arroyo La Bocana en el Estado de Baja California Norte. *Revista del Instituto de Geología*, 7, 78-88.

Arnold M., Sheppard, S.M.F., 1981. East Pacific Rise at latitude 21° N: isotopic composition and origine of sulfur: *Earth Planet. Sci. Lett.*, 56, 148-156.

Bendel, V., Fouquet, Y., Auzende, J.M., Lagabrilie, Y., Grimaud, D., Urabe, T., 1993. The white lady hydrothermal field, north fiji back-Arc basin, southwest pacific. *Economic Geology*, 88, 2237-2249.

Binns, R. A., Scott, S.D., 1993. Actively forming polymetallic sulfide deposits associated with felsic volcanic rocks in the eastern Manus back-arc basin, Papua New Guinea. *Economic Geology*, 88, 2226-2236.

Bissig, T., Mortensen, J.K., Tosdal, R.M., Hall, B.V., 2008, The rhyolite-hosted VMS district of Cuale, Guerrero Terrane, west-central Mexico: silver-rich, base-metal mineralization emplaced in a shallow submarine continental margin setting: *Economic Geology* 103, 141–160.

Busby-Spera, C. 1988. Speculative tectonic model for the early Mesozoic arc of the southwest Cordilleran United States. *Geology*, 16, 1121-1125
ubí, A., 2009, Major metallogenic provinces and epochs of Mexico. *SGA News* 25, 1–20.

Butler I.B., Nesbitt R. W., 1999. Trace element distribution in the chalcopyrite all of a blak smoker chimney: insights from laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS). *Earth and Planetary Science Letters*, 167, 335-345.

Cagatay M. N., 1993. Hydrothermal Alteration Associated with Volcanogenic Massive Sulfide Deposits: Example from turkey. *Economic Geology*, 88, 606-621.

Campa M. F. and Coney P., 1985. Tectonostratigraphic terranes and resources distribution in México. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, pp.1040-1051.

Carfantan, J. C., 1981. Evolución estructural del Sureste de México; Paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas Mesozoicas. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, V 5, N° 2, 207-216.

Carfantan, J. C., 1983. Les ensembles géologiques du Mexique Meridional ; Evolution géodynamique durant le Mésozoïque et le Cénozoïque. Geofisica Internacional, 22, 9-37.

Carne, R. G., Cathrom, R. J. 1982. Sedimentary-exhalative (SEDEX) zinc-lead-silver deposits, northern Canadian cordillera, CIM, Bull., 840, 66-78. Charoy B., González-Partida, E., 1984, Analyses des phases fluides associés a la genèse des amas sulfurés et des filons Au-Ag de la province de Taxco-Guanajuato (Mexique) : Bulletin de Minéralogie 107, 285-305.

Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., Gehrels, G., 2011, Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc. Geological Society of America Bulletin 123, 1776-1797.

Cooke D. R. Bull S. W., Large R. R., and 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, 1-18.

Diaz A. S., Barriga J.A.S. 2006. Mineralogy and geochemistry of hydrothermal sediments from the serpentinite-hosted Saldanha hydrothermal field (36°34'N; 33° 26'W) at MAR. Marine Geology. 225, 157-175.

Dickinson, W. R., 1981. Plate tectonic evolution of the Southern Cordillera, in, W. R: Dickinson and W. D: Payne, eds., Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest, 14, 113-135.

Enos, P., 1974. Tamabra Limestone of the Poza Rica trend, Cretaceous, México, in H. E., Cook and P. Enos, eds., Deep-water carbonate environments: Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication, 25, 273-314.

Enos, P., 1983. Late Mesozoic paleogeography of México, in M.W. Reynolds and E. D., Dolly, eds., Mesozoic paleogeography of west-central United States : Rocky Mountain Section, Society for Sedimentary Geology (SEPM), 133-157.

Freydier, C., Martinez- Reyes J., Lapierre, H., Tardy, M., Coulon C., 1996. The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western México). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center. Tectonophysics, 259, 343-367.

Freydier, C., Lapierre, H., Tardy, M., Coulon C., Martinez- Reyes J., 1997. Volcaniclastic Sequences with Continental Affinities within the Late Jurassic-Early Cretaceous Guerrero Intra-oceanic Arc Terrane (Western Mexico). *The Journal of Geology*, 105, 483-502.

Francheteau, J., Needham, H.D., Choukroune, D., Juteau, T., Seguret, M., Ballard, R. D., Fox, P. J., Normark, W., Carranza, A., Cordoba, D., Guerrero J., Rangin, G., Bougault, H., Cambony, P., Hekinian, R. 1977. Massive deep-sea sulfide ore deposits discovered on the East Pacific Rise. *Nature*, 277, 532-525.

Fouquet, Y., Stackeleberg, U., Charlou, J.L., Erzinger, P.M, Mühe, R., Wiedickee, M., 1993. Metallogenesis in Back-Arc Environments: The Lau Basin Example. *Economic Geology*, 88, 2154-2181.

Früh-Green G., Kelley D.S., Bernasconi S. T., Karson J. A., Ludwig K.A., Butterfield D.A., Boschi Ch., Proskurowsky G. 2003, *Science*. 301, 495-505.

German, C.R., Hergt J., Palmer M.R., Edmond J.M. 1999. Geochemistry of a hydrothermal sediment core from the OBS vent-field, 21°N East Pacific Rise. *Chemical Geology*, 155, 65-75.

Giles, David A., García-Fons, Javier, 2000, *Volcanogenic Deposits in Mexico: The Producing Mines in VMS Deposits of Latin America*, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, p 135-140.

Goldhammer, R. K., Johnson, C. A., 2001. Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic Evolution and Sequence-stratigraphic Framework of the Northwest Gulf of México Rim, in Bartolini, R., T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*; AAPG Memoir , 75. 45-81.

González-Partida, E. 1981. La province filonienne Au-Ag, de Taxco-Guanajuato (Mexique): unpublished Ph.D. thesis, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Nancy, France, 170 p.

González-Partida, E., 1984, Análisis de las inclusiones fluidas e isótopos de azufre, hidrógeno y oxígeno de los sulfuros masivos de Tizapa-Sta Rosa, Edo. de México. *Geomimet* 128, 66–76.

González-Partida E., 1985. Étude métallogénique de la partie centre-occidentale du Mexique. Thesis Dr. Etat., Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy (unpublished), 240 p.

González-Partida E., and Torres-Rodríguez V. 1988. Evolución tectónica de la porción Centro-Occidental de México y su relación con los Yacimientos Minerales Asociados. *Geofísica Internacional*, 27/4, 543-581.

González-Partida, E., 1993, Datos geoquímicos de roca total para la secuencia volcanosedimentaria Cretácica en Cuale-El Rubí, Jalisco, y Tierra Caliente, Guerrero, México: *Geofísica Internacional* 32, 249–259.

Herzig, P.M., Hannington, M. D., Fouquet, Y., Stacklberg, U.V. Petersen, S. 1993. Gold-Rich polymetallic sulfides from the Lau Back Arc and Implications for the Geochemistry of Gold in Sea-Floor Hydrothermal Systems of the Southwest Pacific. *Economic Geology*, 88, 2182-2209.

Honnorez J. 2003. Hydrothermal alteration vs ocean-floor metamorphism. A comparison between two case histories: the TEG hydrothermal mound (Mid-Atlantic Ridge) vs. DSDP/ODP hole 504B (Equatorial East Pacific). *C.R. Geoscience*, 335, 781-824.

Kim J., Lee I., Halbach P., Lee K. Y., Ko Y. T., Kim K. H. 2006. Formation of hydrothermal vents in the North Fiji Basin: Sulfur and lead isotope constraints. *Chemical Geology*, 233, 257-275.

Large R. R. 1977. Chemical Evolution and Zonation of Massive Sulfide Deposits in Volcanic Terrains. . *Economic Geology*, Vol., 72, pp. 549-572.

Large R. R. 1992. Australian Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits: Features, Styles, and Genetic Models. *Economic Geology*, Vol., 87, pp. 471-510.

Lapierre, H., Bosch, D., Dupuis, V., Polvé M., 2000. Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *Journal of geophysical research*, 105, 8403-8421.

Lapierre, H., Tardy, M., Coulon, C., Ortiz-Hernandez, E., Bourdier, J. L., Martínez-Reyes, J., Freydier, C. 1992. Caractérisation, genése et évolution géodynamique du terrain de Guerrero (Mexique occidental). *Can. J. Earth Sci.*, 29, 2478-2489.

Le Bel, L., Ounid, E., 1982. Fluid inclusion studies of deep-sea hydrothermal sulfide deposits on the East Pacific Rise near 21° N. *Chem. Geol.*, 37, 129-136.

Lewis, P.W., Rhys, D.A., 2000, Geological setting of the Tizapa volcanogenic massive sulphide deposit, Mexico State, Mexico. en Sherlock, R.L., Logan, M.A.V. (eds.), *Volcanogenic Massive Sulphide Deposits of Latin America*, Geological Association of Canada Special Publication 2, 87-112.

Lorinczi , G. I., Miranda, V. J. C., 1978. Geology of the massive sulfide deposits of Campo Morado, Guerrero; México. *Economic Geology*. 73, 180-191.

Martínez-Reyes, J., Vassallo-Morales L. F., Franco-Ibarra, F. de J. 1995. Geología y potencial minero de la porción central-poniente del Estado de Guanajuato: La zona de la exreserva minera “Leon-Guanajuato” folleto de divulgación, Instituto de Geología de la UNAM y PROMIN, Dirección de promoción minera, Secretaria de Economía del Estado de Guanajuato 65 p.

Marton, G., Buffler, R. T., 1994. Jurassic reconstruction of the Gulf of México Basin. *International Geology Review*. 36, 545-586.

Mengelle-López, J.J., Picazo-Alba, M.A., Canet, C., Camprubí, A., Prol-Ledesma, R.M., 2006, Depósitos VMS de la Cuenca La Esperanza, Guanajuato: *Boletín de Mineralogía* 17, 11–12.

Miranda-Gasca M.A. 1995. The volcanogenic massive sulphide and sedimentary exhalative deposits fo the Guerrero Terrane, México. University of Arizona. Ph. D., Tesis no publicada, 246 p.

Miranda-Gasca M.A. 2000. The metallic ore-deposits of the Guerrero Terrane, western México: an overview. *Journal of South American Earth Sciences*. 13, 403-413.

Miranda-Gasca, M.A., de la Garza, V., Téllez, R., Hernández, A., 2001, The Rey de Plata Cretaceous Zn-Pb-Cu-Ag-Au volcanogenic massive sulfide deposit, Guerrero, Mexico. *Society of Economic Geologists Special Publication* 8, 277–290.

Miranda-Gasca M.A. 2003. The volcanogenic massive sulfide deposits of México. *Resúmen de la SGN, Section Cordilleran; 99^h Annual meeting; Puerto Vallarta Jal., 1 a 3 de Abril* 1 p.

Mortensen, J.K., Hall, B.V., Bissig, T., Friedman, R.M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.A., Ross, K.V., Gabites, J.E., 2008, Age and paleotectonic setting of volcanogenic massive sulfide deposits in the Guerrero Terrane of Central Mexico: constraints from U-Pb age and Pb isotope studies. *Economic Geology* 103, 117–140. Oftedahl, C. 1958. A theory of exhalative-sedimentary ores. *Geol. Foren Stockholmo forb.*, 80, 1-19.

Moss R., Scott S. 2001. Geochemistry and mineralogy of gold-rich hydrothermal precipitation from the eastern manus basin papua new guinea. *Canadian Mineralogist*. 39, 957-978.

Ohmoto, H., Skinner, B., 1983. The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits: Introduction and Summary of New Finding. in Ohmoto, H., Skinner, B., eds. The kuroko deposits, Economic Geology, Monography 5, 600 p.

Ortiz-Hernández, L. E., Chiodi, M., Lapierre, H., Monod, O., Calvet, P., 1992. El arco intraoceánico aloctono (cretácico inferior) de Guanajuato-características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas: Implicaciones geodinámicas. Revista del Instituto de Geología. 9, 126-145.

Precejus, P. H. B., Märten, A., 1993. Geology and Mineralogy of Massive Sulfide Ores from the Central Okinawa Trough Japan. Economic Geology. 88, 2210-2225.

Pindell, J., Kennan, L., 2001. Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean, in Bartolini, R., T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems; AAPG Memoir , 75, 1-27.

Pisutha-Arnond V., and H. Ohmoto 1983. Thermal History, and Chemical and Isotopic Compositions of the Ore-Forming Fluids Responsible for the Kuroko Massive Sulfide Deposits in the Hokuroko District of Japan in Ohmoto, H., Skinner, B., eds. The kuroko deposits, Economic Geology, Monography 5, 523-558.

Oliver, J., Payne, J., Rebagliati, M., Cluff, R., 2000, Precious-metal-bearing volcanogenic massive sulphide deposits, Campo Morado, Guerrero, Mexico. In: Sherlock, R.L., and Logan, M.A.V. (eds.), Volcanogenic Massive Sulphide Deposits of Latin America, Geological Association of Canada Special Publication 2, 57-69.

Oliver, J., Payne, J., Kilby, D., Rebagliati, M., 2001, Lower Cretaceous precious metal-rich volcanogenic massive sulfide deposits, Campo Morado, Guerrero, Mexico. Society of Economic Geologists Special Publication 8, 265-276.

Rhys, D., Eons, G., Ross, K., 2000, Geological setting of deformed VMS-type mineralization in the Azulaques-Tlanilpa area, northern Guerrero State, México. In: Sherlock, R.L., and Logan, M.A.V. (eds.), Volcanogenic Massive Sulphide Deposits of Latin America, Geological Association of Canada Special Publication 2, 113-133..

Smith, I. C., 1981. Review of the geologic setting, stratigraphy and facies distribution of the Lower Cretaceous in northern México, in C. I., Smith, ed., Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern México: West Texas Geological Society Publication 81/74, 1-27.

Sangster, D. F., Scott, S. D., 1976, Precambrian strata-bound, massive Cu-Zn-Pb sulfide ores of North America. In K. H. Wolf (Ed.) *Cu, Zn, Pb and Ag Deposits*, V. 6. Elsevier, Amsterdam, p. 129-222.

Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Valencia, V.A., Centeno-García, E., 2007, Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of the southwestern North America during the late Mesozoic. *Geological Society of America Bulletin* 119, 1052–1065.

Talavera-Mendoza, O., Ramírez, E. J., Guerrero-Suástegui, M., 1995, Petrology and Geochemistry of the Teloloapan Subterrene, a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island-arc: *Geofísica Internacional*, v. 34, p. 3-22.

Talavera-Mendoza, O. y Guerrero-Suastegui, M. (2000), Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic: *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 297–324.

Tardy, M., Lapierre, H., Bourdier J. L., Coulon Ch., Martínez-Reyes, J., Ortiz-Hernandez, E., Beck, Ch., Théry J. M., 1993. Intra-oceanic settings of the western México Late Jurassic-Early Cretaceous arc sequences. Implications for the Pacific-Tethys geodynamic relationships during the Cretaceous. *Geodinamica Acta*, 6, 174-185.

Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon Ch., Gill, J. B., Lepinay M.B., Beck, C., Martínez-Reyes, J., Talavera, M., O., Ortiz-Hernandez, E., Stein G., Bourdier J. L., Yta, M., 1994. The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the western cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonic America during the Cretaceous. *Tectonophysics*, 230, 49-73.

Torró, L., Alfonso, P., González-Partida, E., Canet, C., Gómez-Fernández, F., 2011, Preliminary study of fluid inclusions and sulphur isotopes of the Tizapa ore deposit, Mexico. In Barra, F., Reich, M., Campos, E., and Tornos, F. (eds.), 11th SGA Biennial Meeting Let's talk ore deposits. Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile, 2, 775-777.

Wilson, J. L., 1975. Carbonate facies in geologic history. Springer-Verlag, New York , 417 p.

Zierenberg, R. A., Shanks III, W. C., Bischoff, J.L. 1984. Massive sulfide deposits at 21°N, East Pacific Rise: Chemical composition, stable isotopes, and phase equilibria. *Geological Society of America Bulletin*, . 95, 922-929.

Centeno-García E, Guerrero-Suastegui M, Talavera-Mendoza O. The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. The Geological Society of America. Special Paper 436. 2008.

Martini M. Estratigrafía, deformación y magmatismo de la región comprendida entre Huetamo y Zihuatanejo (Michoacán, Guerrero): implicaciones para la evolución tectónica del sur de México durante el Cretácico y el Terciario temprano. Tesis Doctoral. Universidad Nacional Autónoma de México. Posgrado en Ciencias de la Tierra.

Ostroumov M. Mineralogía Analítica Avanzada. Primera edición 2009. Morelia Michoacán, México. Editorial Fondo Editorial Morevallado, S. de R. L. de C. V. pp. 274.

Sherlock. L, Logan. A. Volcanogenic Massive Sulphide Deposits of Latin America. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division. Special Publication No.2. Pp.631. Smithsonian Institution.