

03060



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MÉXICO**

INSTITUTO DE GEOFISICA, POSGRADO EN CIENCIAS DE LA
TIERRA

**Los Sulfuros Masivos Volcanogenéticos De Tizapa,
Zacazonapan, Edo. De México. ¿Un Yacimiento Tipo
Kuroko?: Datos Geoquímicos, Mineragráficos Y
Microtermométricos**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO
DE MAESTRO EN CIENCIAS

PRESENTA:

OSBALDO ZAMORA VEGA

TUTOR: DRA. ROSA MA. PROL LEDESMA

Mexico D.F

2004



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Resumen

El Yacimiento de Tizapa, localizado en la porción sur-oeste del Estado de México en el municipio de Zacazonapan, forma parte de un grupo de yacimientos de sulfuros masivos pertenecientes al subterreno Teloloapan. Este subterreno forma parte del Terreno Compuesto Guerrero y representa un ambiente de arco de isla intraoceánico de edad Hauteriviano (?)-Aptiano,, caracterizado por una secuencia volcanosedimentaria intensamente deformada y metamorfozada a facies de esquistos verdes. La estratigrafía local está representada por el Metagranito Tizapa, producto de la milonitización de una roca plutónica de composición granítica, fechada por U-Pb en zircones en 186 Ma. Dicha unidad intrusión a la Serie Metamórfica Tejupilco con predominio de la facies metapelítica a la base y metavolcánica intermedia a ácida en la parte superior, culminando con otra facie metapelítica. La mineralización se ubica estratigráficamente entre las facies metavolcánica al bajo y metapelítica al alto. Cabalgando la secuencia anterior se emplaza otra serie volcanosedimentaria, intensamente deformada que incluye facies calcáreas, clásticas, volcánicas y volcanoclásticas.

La mineralización es de tipo estratiforme de sulfuros masivos bandeados y en ocasiones brechados, también se presenta como diseminaciones preferentemente en las rocas metavolcánicas. La deformación interna de la mineralización es variable, encontrándose desde bandeamiento pseudohorizontal, hasta bandas plegadas isoclinalmente con vergencia al oeste. No se han encontrado menas en *stock-work*.

La mineralogía tanto de los sulfuros masivos bandeados, como de los brechados, consiste principalmente en pirita, que constituye cerca del 50% modal del total de los sulfuros. Otros minerales metálicos presentes en la mineralización son esfalerita, galena, calcopirita, sulfosales (argenotenantita y meneghinita), estannoidita y arsenopirita, y están presentes en cantidades variables. En los cuerpos diseminados únicamente se encuentra pirita.

En el presente trabajo se llevó a cabo la clasificación geoquímica y tectónica de las rocas metavolcánicas relacionadas a la mineralización de Tizapa, con base en elementos traza inmóviles. Las rocas que se relacionan a la mineralización, son predominantemente intermedias a félsicas y el ambiente tectónico es de cuenca de tras-arco, lo que resulta congruente con los yacimientos tipo Kuroko.

Una de las características fundamentales de los yacimientos Kuroko, es la mena en *stock-work* que se encuentra al bajo de los sulfuros masivos, la cual, no ha sido localizada en la mina de Tizapa. Sin embargo, zoneamientos tanto en las texturas brechoides y laminares, como en los valores de Cu-Zn y en algunos datos de temperaturas de homogenización, indican que el yacimiento de Tizapa es un yacimiento de Zn-Pb-Cu tipo Kuroko, y que las áreas de mayor espesor, con texturas brechoides, altos valores de cobre y de mayor temperatura, representan las zonas más próximas a los antiguos centros de emisión.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCION

El yacimiento de sulfuros masivos de Tizapa se encuentra actualmente en explotación a cargo de la compañía minera mexicana Peñoles en sociedad con la compañía minera japonesa Dowa. Existen una serie de trabajos previos realizados a lo largo de su historia de exploración y explotación, que han identificado a Tizapa como un yacimiento de sulfuros masivos de carácter volcanogénico tipo "Kuroko". En el año de 1999, Fujiwara, Matsumoto y Nishitani de la compañía Dowa realizaron para Minera Tizapa S.A. de C.V, un estudio geoquímico en el que sugieren que el yacimiento de Tizapa no cuenta con las características geoquímicas adecuadas para ser clasificado como tipo Kuroko y proponen un modelo propio o "tipo Tizapa". Sin embargo, al hacer esta clasificación, la interpretación de datos geoquímicos llevó a una conclusión equivocada respecto al ambiente tectónico de formación del depósito, debido a que realizaron dicha interpretación con base en elementos mayores, los cuales sufrieron remobilización.

En este trabajo se obtuvieron datos de mineralogía, texturas, química mineral y microtermométricos, y además, se realizó una reinterpretación de la base de datos geoquímicos y geológicos preexistentes.

1.1 OBJETIVOS

El objetivo central de este proyecto es establecer un modelo confiable que explique la génesis del depósito de Tizapa y los procesos geológicos postdeposicionales, para lo cual, los objetivos parciales fueron:.

1. Caracterización detallada de la mineralogía, texturas y química mineral en el distrito minero de Tizapa.
2. Estudio microtermométrico de inclusiones fluidas en cristales de cuarzo asociados a la mineralización
3. Definición de la estructura del yacimiento.
4. Análisis y reinterpretación de la base de datos de geoquímica de roca total generada por los estudios de Fujiwara et al. (1999) e integración con datos geológico-estructurales existentes.

1.2 ANTECEDENTES

En el año de 1977 la Gerencia de Estudios Especiales del Consejo de Recursos Minerales puso en marcha el proyecto "Eje Neovolcánico", cuyo objetivo consistía en evaluar el potencial minero de un área de 10,000 km² comprendida dentro de la provincia metalogenética denominada "Eje Neovolcánico" (Salas, 1975).

Después de una evaluación geológica regional hecha por Nieto et al. (1977) se observó, en los límites de esta provincia con la Sierra Madre del Sur, la existencia de importantes afloramientos de rocas metamórficas de origen volcano-sedimentario, por lo que resultó ser una zona muy atractiva para prospectar sulfuros masivos volcanogénicos, lo que se llevó a cabo, y a mediados de 1978 ya se habían analizado con éxito las primeras muestras del yacimiento de Tizapa. En enero de 1979, el CRM creó el proyecto "Rocas Metamórficas", con el objetivo de llevar a cabo la exploración y evaluación específicamente de este yacimiento (Salas, 1988), logrando establecer la subdivisión estratigráfica del área, así como las primeras observaciones de la estructura y rasgos del yacimiento. Además, se realizaron los estudios preliminares de factibilidad (Parga-Pérez, 1980; Parga-Pérez y Omaña, 1988; Parga-Pérez y Rodríguez, 1991).

En el año de 1981, Parga-Pérez realizó una tesis de nivel maestría, denominada "Geología del Área de Tizapa Municipio de Zacazonapan, México", donde además de realizar la cartografía geológica del área, determina los diferentes eventos de deformación así como los grados de metamorfismo que sufrieron las rocas.

González Partida (1984) analizó inclusiones fluidas e isótopos de S, H y O, determinando una temperatura de homogenización de entre 440°C y 550°C y una composición isotópica del S en la pirita de $\delta^{34}\text{S}$ -2.9 ‰ y en esfalerita de $\delta^{34}\text{S}$ 3.8 ‰.

La Cía. Minera Fresnillo (Heredia-Barragán y García-Fons, 1989) llevó a cabo estudios de exploración en áreas aledañas, reportando algunas observaciones estratigráficas de carácter regional, incluyendo el área de Tizapa.

Elías-Herrera y Sánchez-Zavala (1992), (2000), presentan una subdivisión estratigráfica más detallada, incluyen descripciones petrográficas y resultados

de dataciones isotópicas y análisis geoquímicos, y discuten algunas implicaciones tectónicas de carácter regional. Obtuvieron edades U-Pb en zircones de 186 Ma para el metagranito Tizapa y edades modelo Pb/Pb de 227 y 188 Ma para los sulfuros masivos.

En los años 1988 a 1991, personal de la “Japan International Cooperation Association” (JICA) y la “Metal Mining Agency of Japan” (MMAJ) en colaboración con el personal del Consejo de Recursos Minerales (CRM), realizaron estudios locales de la geología y geoquímica de algunas áreas de interés o yacimientos de la región, y publicaron un reporte denominado “Estudio fundamental en colaboración para la explotación de recursos y estudio conjetural de exploraciones geoquímicas”, en el cual se incluye el área de Tizapa.

El CRM (años 1991 a 1994), continuó con los estudios locales de la geología, geoquímica y geofísica de algunas áreas de interés y yacimientos de la región, incluyendo barrenación en algunas zonas.

Gómez-Román (1995) elaboró una tesis de nivel licenciatura sobre la caracterización mineralógica de los cuerpos de sulfuros masivos de la mina Tizapa, describiendo la mineralogía de los cuerpos y alteraciones.

Lewis y Rhys (1997) efectuaron estudios detallados sobre la estructura y la posición estratigráfica local del yacimiento de Tizapa.

En el año 1998 Barboza et al., del Instituto de Geología, UASLP llevó a cabo un estudio geológico del área de la mina Tizapa y cartografía a escala 1:10 000 del lote Zacazonapan, donde hace una clasificación sistemática de las unidades cartografiadas.

Dowa Co. (Fujiwara, 1999), realizó una investigación geoquímica en el área de Tizapa, reportando geoquímica de roca total, características litológicas, estructura, alteración y mineralización en la mina Tizapa y áreas aledañas.

Otros estudios de carácter regional con implicaciones para la ubicación del ambiente tectónico y génesis del yacimiento de Tizapa, son los referentes a la tectónica del Occidente de México (de Cserna, 1978; Ortega-Gutiérrez, 1981; Tolson, 1993). También existen diversos estudios sobre diferentes yacimientos minerales del metalotecto del terreno Guerrero (e.g., Miranda-Gazca, 1995).

1.3 GEOGRAFÍA

1.3.1 Situación Geográfica y límites

La mina de Tizapa se encuentra en la porción sur – poniente del Estado de México, a 67 Km en línea recta al S 63 W de la Ciudad de Toluca de Lerdo, capital del estado de México y a 4 Km. al SE de San Juan Zacazonapan, cabecera del municipio del mismo nombre.

Las coordenadas de la mina Tizapa son 100° 14' Longitud Oeste y 19° 02' Latitud Norte (Figura 1).



Figura 1. Mapa de localización de la mina Tizapa

1.3.2 Vías de comunicación

Zacazonapan está comunicado por carreteras pavimentadas. El acceso a esta población desde la Ciudad de Toluca se realiza por dos caminos; el primero es por la carretera que pasa por Temascaltepec y San Pedro Tenayac, con una longitud de 111 km. La segunda vía de acceso posible es la carretera que pasa por Valle de Bravo, Colorines, Santo Tomás de los Plátanos, Zuluapan y San Martín Oztoloapan, con una longitud de 147 Km (Figura 2).

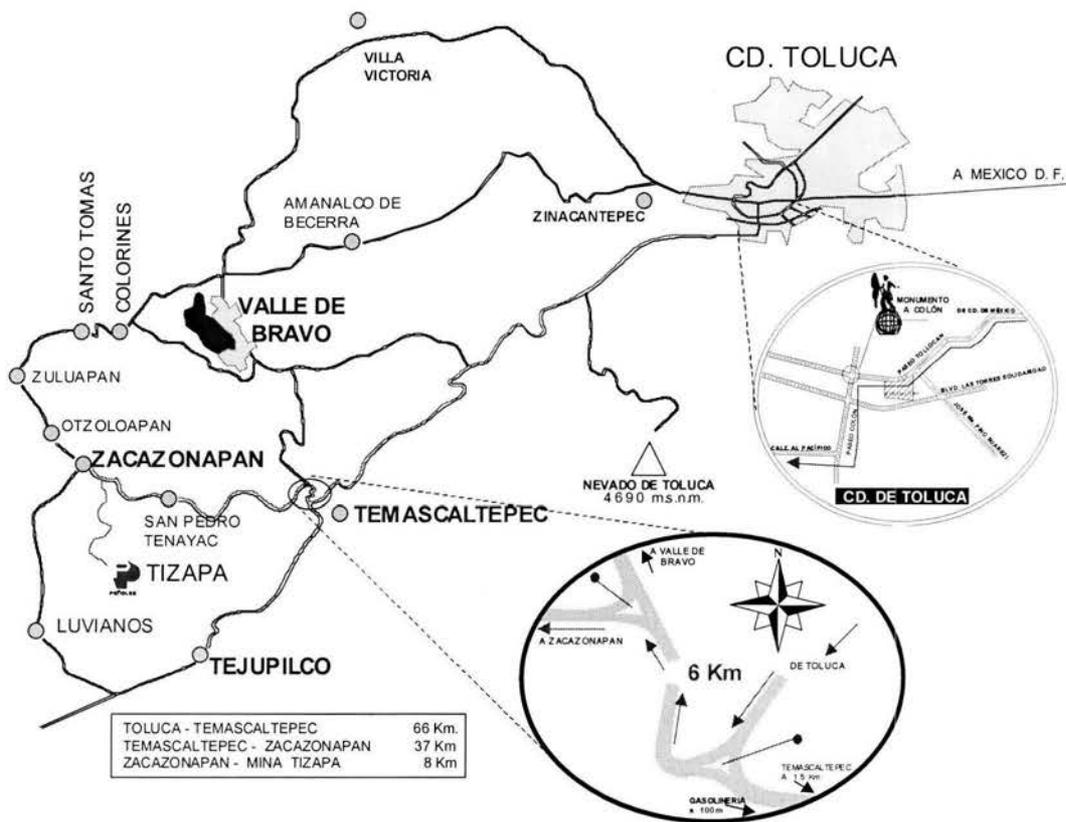


Figura 2. Mapa de localización y vías de comunicación de la mina Tizapa.

El acceso a Tizapa a partir de Zacazonapan se realiza por una carretera pavimentada con una longitud de 8 km.

Zacazonapan tiene servicio de correo, teléfono y telégrafo. El aeropuerto y la estación de ferrocarril más cercanos se localizan en la Ciudad de Toluca de Lerdo.

1.3.3 Clima y Vegetación

Tizapa se encuentra ubicada en las proximidades de los 19° Latitud Norte a una altitud de 1200 m.s.n.m y pertenece a la zona tropical. El clima que predomina es de templado a cálido y se divide en la época de lluvias en verano y la época de secas en invierno, siendo los meses de julio, agosto y septiembre los más lluviosos del año. La temperatura de verano sobrepasa los 30° C y la precipitación anual media es de 1,500 mm. La temperatura de invierno oscila entre 10 y 16° C.

La vegetación natural predominante está constituida por ceibas, parotas, huizaches, arbustos y pastos.

1.3.4 Hidrografía:

El sistema de drenaje es de tipo dendrítico e intermitente, caracterizado principalmente por arroyos de fuertes pendientes a veces interrumpidos por saltos de hasta 40 m. Los arroyos principales son El Ahogado, que lleva agua todo el año, y sus tributarios El Campanario, el San José Tizapa y el Arroyo Frío. El arroyo El Ahogado desemboca en el río Temascaltepec, que junto con el río Tilosoc forma el río Tuzantla, el cual es afluente del río Balsas, que drena hacia el Océano Pacífico.

CAPÍTULO 2. METODOLOGÍA

El método de trabajo constó básicamente de cuatro etapas:

a) Investigación bibliográfica.

Se llevó a cabo una revisión de la principal bibliografía disponible sobre los yacimientos volcanogénicos y posteriormente, una recopilación y análisis de la información contenida en artículos publicados del área y en reportes internos del archivo técnico de Peñoles sobre el distrito de Tizapa.

b) Trabajo de campo.

El trabajo de campo se llevó a cabo en una sola campaña, con duración de 2 meses, en la que se realizó:

1. Descripción detallada con lente de mano de los barrenos Tiz-33, Tiz-34, Tiz-46, Tiz-48, Tiz-49, Tiz-50, Tiz-52, Tiz-53, Tiz-55, Tiz-56.
2. Recolección de un total de 80 muestras de núcleo para su posterior selección y para la preparación de secciones pulidas, espesas y delgadas.
3. Se realizaron secciones para verificar la superficie cartografiada a escala 1:10, 000 por el Instituto de Geología de San Luis Potosí.
4. Verificación del cuerpo mineral, litología encajonante y naturaleza de contactos en el interior de la mina de Tizapa.

c) Trabajo de laboratorio.

Del total de muestras recolectadas en campo, se seleccionaron 20 que fueron preparadas tanto en sección pulida para el estudio minerográfico, textural y de química mineral, como en sección delgada para petrografía, y en sección espesa para microtermometría de inclusiones fluidas.

Se emplearon las siguientes técnicas analíticas:

1. Microscopia óptica

El estudio mediante microscopia óptica se realizó con el objeto de identificar las especies de minerales opacos (luz reflejada) y transparentes (luz transmitida), así como de averiguar sus interrelaciones texturales y de establecer la sucesión paragenética del depósito. El estudio óptico se llevó a cabo mediante un microscopio petrográfico y minerográfico marca Carl Zeiss KS 300 en el

departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica. Se identificaron las especies minerales, su sucesión paragenética y sus relaciones texturales.

2. Microsonda electrónica.

Con el objetivo de identificar algunas especies minerales que no fue posible distinguir con microscopía óptica, y de determinar cuantitativamente la química mineral puntual de algunas fases opacas presentes en la mineralización (esfalerita y sulfosales), se realizó un estudio por medio de la microsonda electrónica en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica de la UNAM. El equipo utilizado corresponde al modelo JEOL JXA-8900R y está provisto de dos espectrómetros WDS y de un sistema EDS. La platina (para introducir muestras hasta de 100 mm X 100 mm X 50 mm) permite un área máxima de análisis de 90 mm X 90 mm. Cuenta con cuatro tipos de cristales TAP (5.69 ~93.0 Å), PETJ (1.93 ~ 8.10 Å), LIF (0.889 ~ 3.73 Å) y LDE2 (23.2 ~ 88.0 Å) que combinados permiten medir concentraciones de elementos en un rango que va del 5 (B) al 92 (U) (Figura 3).



Figura 3. Microsonda electrónica JEOL JXA-8900R del LUP, Instituto de Geofísica, UNAM.

Las condiciones de análisis de los minerales fueron: voltaje de aceleración de 20 Kv, corriente sobre la muestra de 2×10^{-8} A, tiempo de adquisición de 10 s, amplificación de 4000.

Las características de los estándares utilizados para la medición se muestran en la tabla 1.

Tabla 1. Características de los estándares utilizados para las mediciones en la microsonda.

Elemento medido	Estándar utilizado	Localidad	Composición
S	Galena	Desconocida	S _{13.40} Pb _{86.60}
Pb	Crocoita	Tasmania, Australia	O _{19.8} Cr _{16.09} Pb _{64.11}
Sb	Teleruro de Sb	Sintético	Sb _{38.88} Te _{61.12}
Cu	Cuprita	Sintética	O _{11.18} Cu _{88.82}
Ag	Ag	Royston, Inglaterra	Ag _{99.9985}
Ni	Skutterudita	Desconocida	S _{0.12} Fe _{0.95} Co _{15.45} Ni _{4.39} As _{79.09}
Zn	Esfalerita	Sintética	S _{32.91} Fe _{0.01} Zn _{67.07} Sn _{0.01}
As	Arseniuro de Ga	Sintético	Ga _{48.20} As _{51.80}
Fe	Skutterudita	Desconocida	S _{0.12} Fe _{0.95} Co _{15.45} Ni _{4.39} As _{79.09}
Au	Au	Royston, Inglaterra	Au _{99.9985}
Sn	Casiterita	Sintética	O _{21.24} Sn _{78.76}

3. Microtermometría en inclusiones fluidas

El objetivo inicial del análisis de inclusiones fluidas en el presente estudio, era hacer mediciones microtermométricas directamente en la esfalerita, por lo que el muestreo se realizó preferencialmente en las áreas de mayor concentración de dicho mineral; sin embargo, debido a las altas concentraciones de hierro y la presencia de numerosas inclusiones sólidas de estannoidita y calcopirita (ver capítulo 7), no fue posible encontrar inclusiones en esfalerita en las que se pudiera observar tanto la fase líquida como la gaseosa para poder realizar las mediciones, por lo que fue necesario recurrir a las fases translúcidas asociadas paragenéticamente a los minerales metálicos tanto microscópicamente como en la estructura del cuerpo, para evaluar las temperaturas a que precipitaron los minerales de mena. Se seleccionó al cuarzo cristalino no deformado, que se encontraba contenido en los tramos de sulfuros masivos con deformación mínima, para efectuar las mediciones microtermométricas, debido a que se puede proponer la hipótesis de que su depositación fue coincidente con la de los sulfuros. (ver capítulo 7)

Equipo utilizado

El estudio microtermométrico se realizó en un equipo diseñado por Fluid. Inc. Modelo Beckman, adaptado a un sistema de calentamiento y enfriamiento, el cual fue calibrado a una precisión de $\pm 2^\circ \text{C}$ para las temperaturas de homogeneización y $+ 0.1^\circ \text{C}$ para los ensayos de congelación. La calibración se realizó mediante estándares comerciales de inclusiones fluidas sintéticas cuyas características se dan en la tabla 2.

Tabla 2. Características de los estándares utilizados para la calibración del equipo microtermométrico.

Estándar	Características	Eutéctico(°C)	Crítico (°C)	Pto. Triple (°C)
H ₂ O	Densidad 0.317		374.1	0.01
H ₂ O-CO ₂	25 mol % CO ₂			-56.6
H ₂ O- NaCl	23.2% NaCl	-21.2		
H ₂ O-KCl	19.6% peso KCl	-10.7		

Previo al análisis microtermométrico, se realizó un estudio petrográfico de inclusiones en 20 láminas pulidas espesas, en las que se efectuó la búsqueda, clasificación y descripción de las inclusiones fluidas.

4. Geoquímica:

En la sección de geoquímica del presente trabajo se realiza una reinterpretación de la base de datos generada por Dow. La investigación geoquímica realizada por Dow en el área de Tizapa consiste en los análisis mostrados en la Tabla 3.

Tabla 3. Análisis geoquímicos realizados por Dow Engineering Co.(ver apéndice para la localización de áreas de muestreo).

Método	Número de muestras de Interior mina y núcleo	Muestras en el área	Muestras en el área	Muestras en el área	Total	Laboratorio
		B	C	D		
ICP+NA	39	321	104	317	781	Chemex Lbs
XRF	20	22	8	17	67	Chemex Lbs
XRD	33	64	22	50	169	Dowa
Ore grade assay	8	6	0	0	14	Dowa

Los elementos que se analizaron por "X-ray fluorescence (XRF) fueron: Al₂O₃, CaO, Cr₂O₃, Fe₂O₃, K₂O, MgO, MnO, Na₂O₃, P₂O₅, SiO₂, Ba, Rb, Sr, Nb, Zr, Y con un rango de detección de .01% a 100%.

Por "Inductively Coupled Plasma Emission (ICP) se analizaron: Ag, Al, As, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Ga, Hg, K, La, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, Sb, Sc, Sr, Ti, Tl, U, V, W, Zn. La tabla 4 muestra los rangos de detección.

Tabla 4. Rangos de detección (ppm) para los elementos analizados por ICP.

Ag	(0.5 - 100)	Cd	(0.5 - 500)	Mn	(5 - 10,000)	Sb	(5 - 10,000)
Al	(0.01% - 25%)	Co	(1 - 10,000)	Mo	(1 - 10,000)	Sr	(1 - 10,000)
As	(5 - 10,000)	Cr	(1 - 10,000)	Na	(0.01% - 10%)	Ti	(0.01% - 10%)
Ba	(10 - 10,000)	Cu	(1 - 10,000)	Ni	(1 - 10,000)	V	(1 - 10,000)
Be	(0.5 - 1000)	Fe	(0.01% - 25%)	P	(10 - 10,000)	W	(10 - 10,000)
Bi	(2 - 10,000)	K	(0.01% - 10%)	Pb	(2 - 10,000)	Zn	(2 - 10,000)
Ca	(0.01% - 25%)	Mg	(0.01% - 15%)	S	(0.01% - 10%)		

Por "Neutron Activation" (NA) únicamente se analizó el S con un rango de detección de 0.01%-100%.

Los análisis hechos por Dowa, fueron tanto de rocas pertenecientes a la secuencia meta-volcánica como a la secuencia meta-pelítica sedimentaria; sin embargo, en el presente trabajo sólo se analizaron los datos pertenecientes a la secuencia meta-volcánica por ser la que se encuentra más estrechamente ligada a la mineralización.

d) Trabajo de gabinete

Este consistió principalmente en el análisis e integración de la información recopilada, en la elaboración e interpretación de secciones a partir de los barrenos descritos, y en la reinterpretación de la base de datos geoquímicos generada por Dowa Engineering Co.

CAPÍTULO 3. GENERALIDADES SOBRE LOS VMS

3.1. INTRODUCCIÓN

Económicamente los depósitos volcanogénicos de sulfuros masivos (VMS) constituyen una de las principales fuentes de cobre, zinc, plomo, plata y oro, y se encuentran dentro de los principales objetivos de exploración para estos metales (Lydon, 1998). En la actualidad, más de una cuarta parte de la producción anual de Ag y Au de Canadá se extrae de los depósitos de sulfuros masivos (Scott, 1996). En el sur de Alaska, los depósitos de sulfuros masivos han aportado también cantidades significativas de Au y Ag (Crowe et al., 1992). Los depósitos VMS de Australia contienen cantidades importantes de plata y oro y constituyen la principal contribución a las exportaciones de metales base que actualmente se realizan (Large, 1992). Los yacimientos de sulfuros masivos de la Faja Pirítica Ibérica, en el sur de España y Portugal, aportan una gran parte de la producción anual de metales base y preciosos en estos países (Leistel et al., 1998). Actualmente los depósitos VMS de tipo Kuroko (ver páginas 15 y 35) constituyen la más importante fuente de Cu, Pb y Zn de Japón y, también contienen altos valores de Au y Ag (Hashimoto, 1996). En México, esta clase de yacimientos ha producido cantidades significativas de Zn, Pb, Cu, Ag, Au y Ba (Miranda–Gasca, 2000).

Sin embargo, aunque la actividad minera en las regiones con depósitos de sulfuros masivos continúa, en los últimos tiempos se ha dado a conocer que las reservas de un gran número de los depósitos de sulfuros masivos comienzan a quedar exhaustas (Lydon, 1996). En México, los recientes descubrimientos de yacimientos volcano-sedimentarios de tonelaje significativamente mayor que los previamente explotados han renovado el interés por este tipo de yacimientos.

En el aspecto de la exploración minera, los modelos geológicos de yacimientos son ampliamente usados en la geología económica porque permiten resumir las características principales presentes en un grupo distintivo de yacimientos y de este modo, poder hacer generalizaciones sobre su litología, ambiente tectónico, morfología, estructura, zoneamientos mineralógicos y químicos, alteración y su génesis (e.g., Cox y Singer, 1986). Todas estas características, definidas por los modelos conceptuales sobre los yacimientos minerales, son

útiles en la exploración y en la investigación académica. Sin embargo, su aplicación rigurosa no es recomendable (Miranda–Gasca,1999) porque se han derivado de generalizaciones y deben ser modificadas y adaptadas para poder explicar cada yacimiento específico.

En lo que respecta a los modelos de formación de los yacimientos de sulfuros masivos, desde que se descubrieron las zonas de ventilas submarinas se les definió como los símiles modernos de los sistemas que generaron los depósitos de sulfuros masivos (Scott, 1996). Los primeros descubrimientos de actividad hidrotermal submarina en la zona axial del Mar Rojo (Degens y Ross, 1969), asociada a la cual se han formado importantes cantidades de sulfuros de metales base, crearon una nueva expectativa basada en la posibilidad de una minería comercial de metales base y preciosos en el fondo del mar, dando origen a numerosas investigaciones (Scott, 1997). Como resultado de esas investigaciones, en las últimas dos décadas se han localizado más de 135 áreas de actividad hidrotermal submarina en los fondos oceánicos (Scott, 1997). La mayoría de ellos se ubica en el Pacífico, el resto en el Atlántico, Mar Mediterráneo, Océano Índico y a diferentes profundidades del Mar Rojo (Scott, 1997). El estudio de estos modernos sistemas hidrotermales ha revelado que la mayoría de los depósitos volcanogénicos de sulfuros masivos fósiles, se han formado por vías muy semejantes y constituyen los análogos antiguos de estos depósitos de formación actual (Scott, 1997). Por ello, el estudio de los sistemas hidrotermales actuales aporta nuevas ideas para la elaboración de modelos genéticos conceptuales y guías para la exploración de los depósitos VMS en terrenos emergidos.

3.1.1 Terminología

Los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos pertenecen a una amplia clase de depósitos de sulfuros masivos concordantes que incluye todos los depósitos de sulfuros masivos formados por la descarga de soluciones hidrotermales en el piso marino (Lydon, 1998). Sin embargo, este amplio espectro de depósitos puede ser englobado dentro de dos grandes grupos definidos por sus características químicas, mineralógicas y morfológicas pero principalmente, por la litología de las rocas encajonantes (Lydon, 1998). En una parte del espectro están los depósitos de sulfuros masivos sedimentario–

exhalativos o “sediment–hosted” también llamados “SEDEX”, los cuales incluyen los depósitos de Sullivan, en Canadá, Broken Hill y Mt. Isa, en Australia, y Rammelsberg en Alemania. En la otra parte del espectro están los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos o “volcanic–hosted” (Lydon, 1998), los cuales son el objeto de estudio en este capítulo.

Algunos autores objetan el término VMS porque implica que los depósitos forman parte integral de procesos volcánicos, lo cual no siempre es así.

Lydon (1996) enfatiza una serie de conceptos importantes que definen un depósito volcanogénico de sulfuros masivos. Estos conceptos son:

- a) “fondo del mar”: significa que los VMS se forman en el fondo del mar y ello los diferencia de otros depósitos de sulfuros formados en otros ambientes;
- b) “sulfuros”: esto los distingue de otros depósitos metalíferos formados también en el fondo del mar, como los de manganeso o los de barita;
- c) “masivo”: significa que los VMS tienen más del 70 % de sulfuros;
- d) “terrenos con desarrollo de rocas volcánicas”: significa que los VMS se originan en cinturones volcánicos y ello los diferencia de los depósitos sedimentario–exhalativos o SEDEX, que se forman en áreas de desarrollo de rocas sedimentarias;
- e) “la pirita, calcopirita o la esfalerita son la mena principal”: significa que tanto la pirita como la calcopirita y la esfalerita pueden estar presentes, pero la presencia de cantidades significativas de calcopirita parece ser el criterio mineralógico (y químico) más importante para distinguir un depósito VMS de un depósito SEDEX.

Respecto a la diferencia entre los depósitos tipo VMS y SEDEX, Miranda–Gasca (1999) enumera las principales diferencias entre ellos:

1. Los VMS se encuentran encajonados principalmente en rocas volcánicas, mientras que los SEDEX se encuentran en rocas sedimentarias clásticas.
2. El ambiente tectónico de los SEDEX es de rifts intra-continetales, con posible desarrollo de corteza oceánica o en aulacógenos.
3. Las épocas metalogénicas son diferentes.

3.2. CLASIFICACIÓN

Se han realizado numerosos intentos de clasificar los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos de acuerdo con su contenido metálico, rocas encajonantes y ambiente tectónico; sin embargo, no se ha llegado a un consenso unánime para su clasificación excepto en los esquemas generales. Algunas de estas clasificaciones se presentan a continuación:

Sillitoe (1973):

1. Formados en dorsales oceánicas; altos cocientes de Cu/Zn
2. Formados en arcos de isla o margen continental; elevada concentración de Pb, Zn, Ag y Ba

Sawkins (1976):

1. Tipo Kuroko: Ocurren en secuencias volcánicas félsicas calcialcalinas de edad del Arqueano al Terciario, en ambientes convergentes de áreas oceánicas.
2. Tipo Chipre: Ocurren en rocas basálticas pobres en potasio, en la parte superior de complejos ofiolíticos, correspondientes a márgenes de divergencia de placas.
3. Tipo Besshi: Ocurren en sedimentos clásticos y rocas volcánicas máficas, el ambiente tectónico no está muy bien definido.

Klau y Large (1980):

1. Relacionados a rocas volcánicas félsicas en cinturones de rocas verdes del Arqueano.
2. Relacionados a secuencias volcánicas toleíticas y calcialcalinas posteriores al Arqueano.
3. Relacionados a rocas volcánicas máficas.

Hutchinson (1973):

1. Tipo Zn–Cu.- Asociados a rocas de afinidad toleítica y calcialcalina, predominantemente edad arqueana.
2. Tipo Pb–Zn–Cu en rocas volcánicas calcialcalinas intermedias a félsicas de edad predominantemente fanerozoica.
3. Tipo Cu en series ofiolíticas o toleíticas pobremente diferenciadas, de edad fanerozoica.

Solomón (1976): Según la abundancia relativa de los sulfuros de metales base.

1. Tipo Zn – Pb – Cu
2. Tipo Zn – Cu
3. Tipo Cu

Otra clasificación de VMS (Lydon, 1998) es de acuerdo con los elementos químicos mayores de la mena y se estableció a partir de los VMS de cuatro provincias metalogénicas: Abitibi Belt, Canadá; Caledonianas, Noruega; Bathurst-New Brunswick, Canadá y Green Tuff Belt, Japón (Tabla 4). La figura 4 muestra los dos grandes grupos que pueden ser establecidos con base en la relación Zn/(Zn+Pb). Estos dos grupos son denominados depósitos tipo Cu–Zn y tipo Zn–Pb–Cu respectivamente, según la asociación mineralógica predominante.

Tabla 5. Ley promedio y tonelaje de los VMS pertenecientes a 4 provincias metalogénicas (Lydon, 1998).

Área	Tipo de depósito	No.	Ley promedio y tonelaje						
			Cu (%)	Zn (%)	Pb (%)	(*)	Ag (g/t)	Au(g/t)	M/ton
Abitibi Belt, Canadá	Cu-Zn	52	1.47	3.43	0.07	47	31.9	0.8	9.2
Caledonianas Noruegas	Cu-Zn	38	1.41	1.53	0.05	0	–	–	3.8
Bathurst, N.B., Canadá	Zn-Pb-Cu	29	0.56	5.43	2.17	28	62	0.5	8.7
Green Belt, Japón	Zn-Pb-Cu	25	1.63	3.86	0.92	7 ^a	95.1	0.9	5.8

Notas: (*) Número de depósitos con que se calculó la ley promedio de Ag y Au
7^a Ley promedio de Ag y Au para 27 lentes individuales de 7 depósitos diferentes

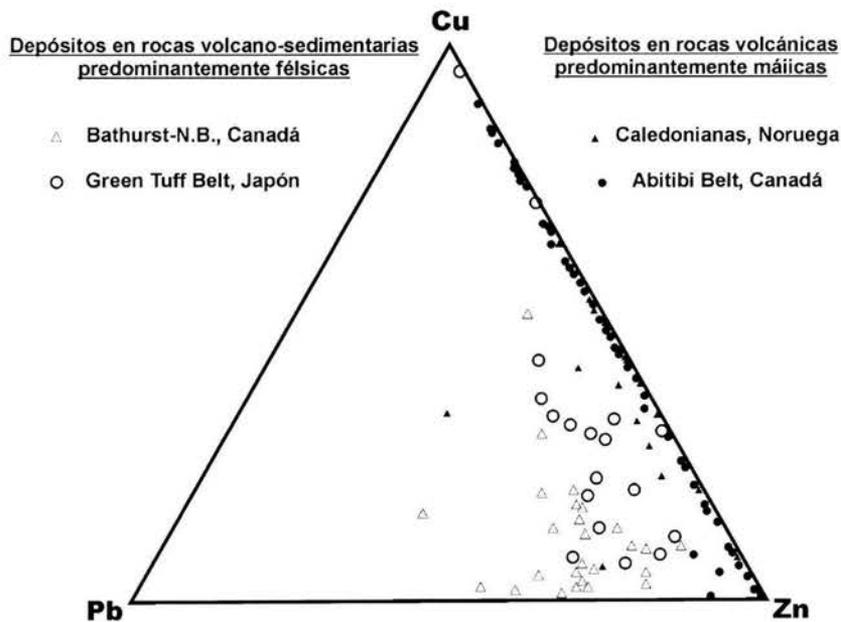


Figura 4. Diagramas ternarios de Cu –Zn – Pb para los depósitos de Abitibi Belt, Bathurst, Caledonianas y Green Tuff Belt. (Lydon, 1988)

Barrie y Hannington (1999) a partir de una base de datos que incluye 878 depósitos, proponen una clasificación con base en la composición de la roca hospedante y engloban los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos en 5 tipos:

1. Tipo Máfico (M)

Los de tipo máfico son definidos por dos principales criterios: una sucesión estratigráfica de roca hospedante predominantemente máfica (>75%) y escasas o ausentes rocas volcánicas félsicas. Este tipo se compara con las secuencias ofiolíticas y los ejemplos se encuentran principalmente en rocas fanerozoicas.

2. Tipo Bimodal-Máfico (B-M)

El tipo bimodal-máfico se define por tener >50% de rocas máficas y >3% de rocas félsicas en la sucesión estratigráfica hospedante, con rocas clásticas subordinadas. La relación máficas/félsicas normalmente es 3:1 o mayor. Predominan en el Arqueano tardío o a principios del Proterozoico. Un ejemplo clásico son los depósitos del distrito de Noranda, Quebec.

3. Tipo máfico siliciclástico (M-S)

Este tipo de VMS tiene proporciones similares de rocas volcánicas máficas o intrusivas y rocas turbidíticas clásticas; las rocas félsicas están presentes en cantidades menores o ausentes. Los yacimientos son en general del Proterozoico medio o más jóvenes, como ejemplo están los Besshi de Japón o los Windy Craggy de British Columbia.

4. Tipo Bimodal-félsico (B-F)

Caracterizado por tener >50% de rocas volcánicas félsicas y, <15% de rocas clásticas en la secuencia estratigráfica hospedante. De acuerdo a su edad, tienen una distribución similar a los yacimientos del tipo Bimodal-máfico, pero son más abundantes en el Fanerozoico. Un ejemplo clásico son los depósitos del distrito de Hokuroku en Japón.

5. Tipo Bimodal-Siliciclástico (B-S)

Este tipo de VMS tiene aproximadamente proporciones iguales de rocas volcánicas y clásticas, pero las volcánicas félsicas son generalmente más abundantes que las máficas. La mayoría de estos yacimientos se encuentran en el Fanerozoico.

3.3. AMBIENTE GEOLÓGICO Y DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA Y TEMPORAL.

3.3.1 Depósitos fósiles

Los depósitos de sulfuros masivos VMS están ampliamente representados en todo el mundo. Los depósitos fósiles se encuentran en una gran variedad de ambientes geológicos relacionados con la actividad volcánica, principalmente en un contexto geodinámico de arco de islas, y encajan en rocas de edad desde el Arcaico hasta el Terciario (Scott, 1996).

El 65% de los depósitos volcanogénicos de sulfuros masivos que se conocen en Norteamérica se localizan en rocas del Precámbrico y de ellos, la tercera parte se localizan en Canadá en el Arcaico Superior y el Proterozoico (Scott, 1996). Entre las regiones con mayor número de depósitos en Canadá se encuentra el cinturón de esquistos verdes de Abitibi, dentro del complejo

volcánico central del Blake River Group (Gibson y Watkinson, 1990), y la mayoría de los depósitos están situados en un complejo volcánico bimodal de 3000 m de potencia (Gibson y Kerr, 1990). La cordillera de la Columbia Británica contiene un número significativo de depósitos VMS de edades comprendidas entre el Paleozoico Superior y el Mesozoico (Sherlock et al., 1996). Estos depósitos, según Thompson y Barrett (1996) se asocian a rocas volcánicas félsicas, pero dentro de estas pueden estar relacionados con series bimodales de cientos de metros de potencia. También se asocian con secuencias volcánicas máficas o se localizan en las cercanías al contacto entre éstas y sedimentos marinos (Thompson y Barrett, 1996). Estos depósitos se interpretan como formados en diferentes ambientes geotectónicos, tales como arcos de islas intra-oceánicos, rifts marginales en arcos continentales, y arcos de islas y cuencas asociadas (Thompson y Barrett, 1996). En Alaska, los depósitos de sulfuros masivos del Cretácico Tardío al Terciario Temprano, se han formado en una amplia variedad de ambientes que incluyen las dorsales oceánicas y los arcos de islas (Crowe et al., 1992).

En la Península Escandinava los depósitos VMS existentes se formaron principalmente en ambientes de rift intra-continental, durante la Orogenia Caledoniana (Sangster, 1984; Rickard, 1999). Estos depósitos se encajan en secuencias clásticas metamorfozadas, entre las que aparecen orto-anfibolitas y rocas meta-volcánicas félsicas, como las del Grupo Mofjell, en el norte de Noruega (Larsen et al., 1997).

La faja Pirítica Ibérica forma parte del Cinturón Orogénico Hercínico. Los depósitos de sulfuros masivos que se localizan en esta faja tienen edades que abarcan desde el Devónico tardío hasta el Carbonífero medio y se asocian a un complejo volcano-sedimentario de carácter bimodal (Munhá, 1983), característico de un ambiente tectónico extensional y epicontinental (Leistel et al., 1998). En el cinturón orogénico de los Urales, los depósitos de sulfuros masivos de edad paleozoica se han formado en diferentes ambientes asociados al volcanismo. Encajan en basaltos toleíticos pertenecientes a zonas de expansión de fondos oceánicos y en secuencias bimodales formadas en cuencas de retro-arco e intra-arco en ambientes de arcos de islas (Proking y Buslaev, 1999).

Los depósitos de sulfuros masivos de Australia tienen una edad que va desde el Arcaico temprano hasta el Pérmico, pero el 80% de los más importantes son de edad paleozoica y se localizan dentro del cinturón volcánico del Este de Australia (Large, 1992). En el Oeste de Australia, dentro del bloque Pilbara se localizan los VMS más antiguos (3.5 Ma) del mundo (Barley, 1992). Las rocas encajonantes de los VMS de Australia están constituidas en un 60%-80% por riolitas, con cantidades menores de andesitas, basaltos, dacitas y sedimentarias; la tendencia geoquímica del volcanismo es generalmente calcialcalina (Large, 1992). Las rocas volcánicas pueden ser bimodales pero, más frecuentemente exhiben un carácter polimodal (Large, 1992). Dentro de este cinturón volcánico, los depósitos tienden a localizarse en la cercanía a fallas sinvolcánicas, que han sido interpretadas como asociadas al desarrollo del arco volcánico.

Los depósitos VMS tipo Kuroko de Japón están genéticamente asociados a un complejo volcánico submarino, principalmente félsico, bimodal por partes, característico de un arco de islas desarrollado en el Mioceno (Hashimoto, 1977).

Los depósitos tipo Besshi de Japón se localizan en los terrenos metamórficos Sambagawa, en la isla Shikoku y están encajonados en rocas volcanosedimentarias metamorfoseadas (Yuri, 1983).

Gran parte de los depósitos de sulfuros masivos presentes en el Caribe, en el Norte de América del Sur y en América Central se han desarrollado en contextos de arcos de islas durante el Cretácico inferior y el Terciario (Kesler, 1990).

En México se han documentado más de 60 depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (Miranda-Gasca, 1995) entre los que destacan Campo Morado-Suriana, Azuláquez, Tizapa y Rey de Plata en los estados de México y Guerrero; otro grupo localizado en el estado de Jalisco, a los alrededores del depósito de Cuale y algunos otros depósitos aislados en los estados de Zacatecas, Guanajuato y Michoacán.

3.3.2 Sistemas Hidrotermales Actuales

Los principales ambientes tectónicos en los que existe actualmente actividad hidrotermal submarina, según Scott et al. (1997), son una clave para

comprender el contexto geotectónico en que se formaron los ejemplos fósiles. Los ambientes geodinámicos actuales en que se forman sulfuros masivos son los siguientes (Figura 5):

1) En sedimentos dentro de las dorsales oceánicas.

Muchos depósitos se localizan dentro de la cubierta de sedimentos de las dorsales, asociados con sedimentos y basaltos. Ejemplos de ellos pueden ser la fosa de Escanaba y Middle Valley entre otros (Bjerkgard, 2000).. En cambio, no se conocen análogos fósiles que puedan atribuirse claramente a este grupo.

2) En la cubierta de sedimentos de las dorsales oceánicas.

Los ejemplos actuales conocidos son muchos e importantes: Middle Valley; N Juan de Fuca; Fosa Escanaba. Entre los análogos fósiles merecen ser destacados los depósitos tipo Besshi, Sazare, Hitachi, etc, en Japón; también los Windy Craggy, en Canadá, y los Otjihase y Matchless, en Namibia.

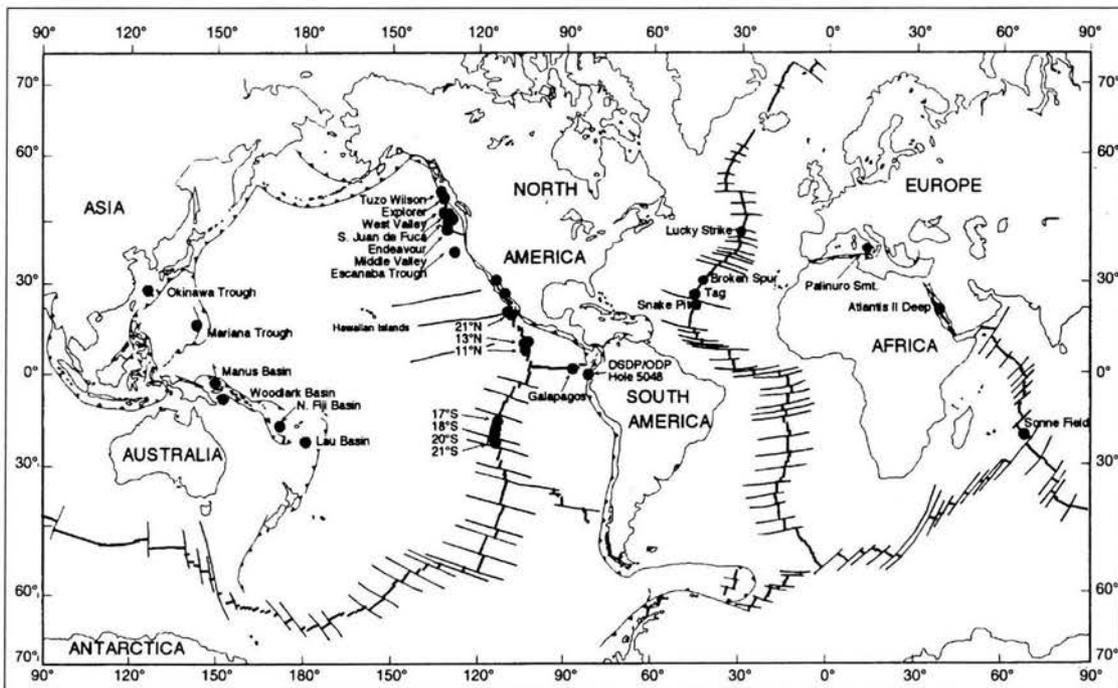


Figura 5. Localización de los sitios de actividad hidrotermal submarina y depósitos de sulfuros masivos actuales (Barrie y Hannington, 1999).

3) En montes submarinos (*seamounts*).

Ejemplos actuales se dan en el depósito axial, en Juan de Fuca. También los del Este de 13° N, en la dorsal del Pacífico. Como análogos fósiles se proponen los depósitos tipo Chipre en las ofiolitas del norte de Omán.

4) En las cuencas de retroarco de arcos de islas.

Los ejemplos actuales son abundantes y bien estudiados: Cuenca Lau; Fosa de las Marianas; cuenca Manus; y Norte de la cuenca Fiji. Los análogos fósiles no están bien conocidos, pero a esta categoría podrían pertenecer los depósitos de tipo Chipre, el yacimiento de Noranda, en Quebec, así como los de Filipinas y del tipo Besshi en sedimentos de etapas maduras de cuencas de trasarco.

5) En cuencas de trasarco de corteza continental.

Los ejemplos actuales son poco numerosos, entre los más importantes cabe destacar los de Jade, en la fosa de Okinawa. Los ejemplos fósiles se cuentan entre los más importantes: Bathurst, New Brunswick; Río Tinto, España y Neves Corvo, Portugal.

6) En “*rifts*” de márgenes continentales y en “*rifts*” intraoceánicos.

Los ejemplos actuales son también muy numerosos y algunos se cuentan entre los más famosos: Cuenca Guaymas, en el Golfo de California; “Atlántis II Depth”, en el mar Rojo. Entre los depósitos fósiles, esta categoría se acerca a los depósitos Sedex, como los de Meggen y Rammelsberg, en Alemania y los importantes depósitos de Mt. Isa, Mc Athur River y Broken Hill en Australia.

Scott (1997) y Fouquet (1997) en síntesis, indican que los VMS actuales se forman en un contexto tectónico extensional y sugieren que este es también el contexto dominante de los VMS fósiles, en acuerdo con Ohmoto (1996). Fouquet (1997), además, señala que los demás depósitos actuales se ubican en tres ambientes geodinámicos principales:

a) En dorsales de rápida apertura se ubica el 42% de todos los depósitos que se conocen y se relacionan con basaltos, como el EPR 13° N.

- b) En dorsales de apertura lenta se ubica el 24% de los depósitos conocidos y también se relacionan con basaltos, como TAG, Lucky Strike y Snake Pit.
- c) En cuencas de trasarco se ubica el 26% de los depósitos conocidos y se relacionan con rocas félsicas, como en Woodlark y fosa de Okinawa.

3.4. MODELO DESCRIPTIVO

3.4.1 Características esenciales

La figura 6 nos muestra la estructura idealizada de los VMS (Lydon, 1998). Los depósitos típicos consisten en lentes concordantes de sulfuros masivos (>60% de minerales de sulfuros), que son subyacidos por un stockwork discordante contenido en un halo de alteración hidrotermal (Sangster y Scott, 1976). El stockwork representa los conductos de un sistema hidrotermal submarino y las lentes la acumulación de los sulfuros precipitados por dicho sistema hidrotermal (Davis et al., 1987).

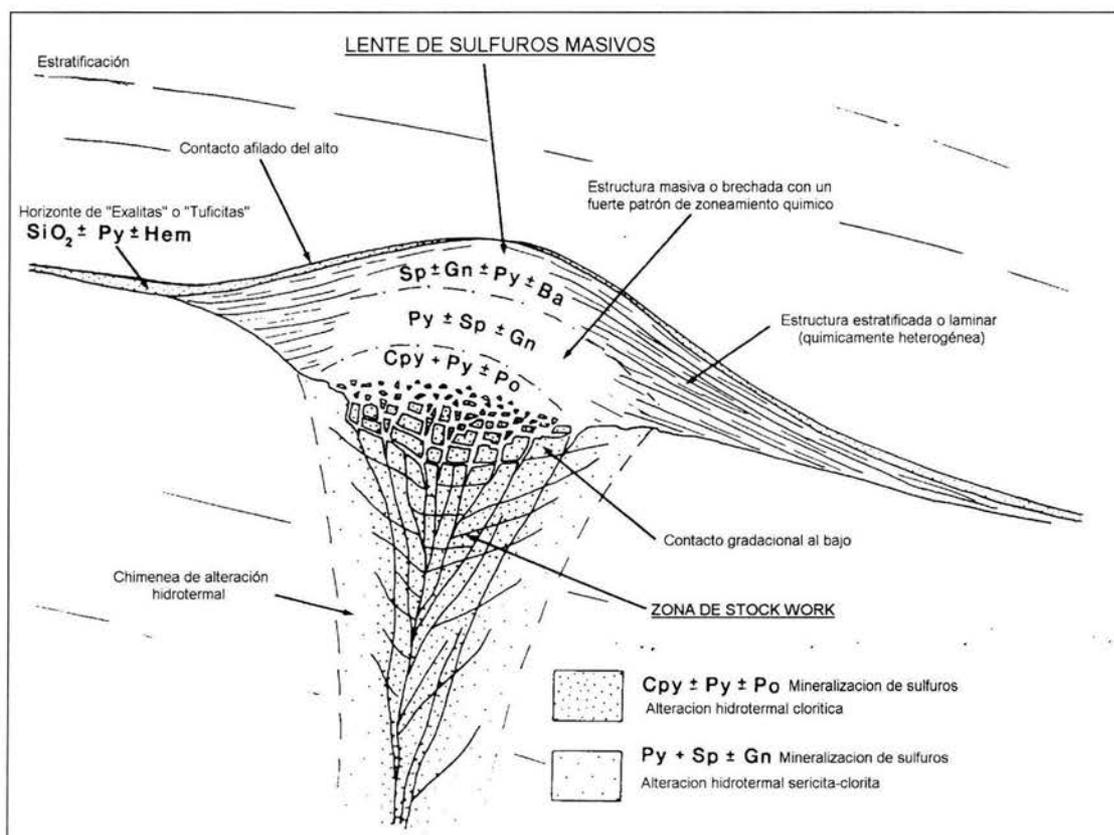


Figura 6. Esquema de las características básicas de un depósito VMS (Lydon, 1998).

Cpy=calcopirita; Py=pirita; Po=pirrotita; Sp=esfalerita; Gn=galena; Ba=barita; Hem=hematita.

Los sulfuros más comunes son: pirita, pirrotita, calcopirita, esfalerita, galena y a veces sulfosales y bornita subordinada. Los minerales metálicos no sulfurados más comunes son: magnetita, hematita y casiterita. La ganga consiste en clorita, barita, gibsita y carbonatos (Lydon, 1998).

Las texturas y estructuras son muy variables dependiendo de la roca hospedante, del ambiente tectónico de formación y del grado de metamorfismo que presenten. En los depósitos metamorfoseados, la mena de sulfuros masivos es usualmente un mosaico de sulfuros de grano fino; el tamaño del grano se incrementa con el grado de metamorfismo. Las texturas masivas, "rubbly" o brechadas tienden a predominar en la parte central de los lentes; sin embargo, en las periferias del mismo exhiben texturas de apariencia clásica con presencia de estructuras sedimentarias (Lydon, 1998).

Quizá las características más representativas de un VMS son: un pronunciado zoneamiento tanto químico como de la mineralogía y texturas de la mena, además de, cambios metasomáticos de la roca hospedante dentro de la zona de alteración hidrotermal.

3.4.2 Alteración hidrotermal de la roca hospedante

Dentro del área circundante al *stockwork* hay generalmente un marcado zoneamiento en la intensidad y tipo de metasomatismo producido por alteración hidrotermal de la roca hospedante, cuya extensión algunas veces es proporcional a la abundancia de sulfuros (Lydon, 1988).

En los depósitos de Noranda, Québec, la alteración del *stockwork* consiste en un núcleo interior cloritizado rodeado por sericita. El núcleo clorítico es caracterizado por una mayor adición de Fe y Mg y un empobrecimiento en Ca, Na y Si, reflejando la destrucción de los componentes feldespáticos de la roca original durante el proceso de cloritización. El contenido en K tiende a ser bajo en la zona de clorita, mientras que es elevado en la zona de sericita que rodea al núcleo. La transición sericita-clorita es gradacional, reflejando la intensidad de metasomatismo (Riverin y Hodgson, 1980).

En los depósitos que han sido metamorfoseados por encima de la estabilidad de la clorita, la adición de Fe y Mg a la alteración, es reflejada por la presencia de cordierita y antofilita en la zona del núcleo, como ocurre en Flin Flon-Snow Lake (Walford y Franklin, 1982).

La parte superior de la alteración es caracterizada por una fuerte silicificación, particularmente en los depósitos Kuroko (Shirozu, 1974; Urabe, 1983) y Chipre (Lydon, 1984).

3.5. MODELO GENÉTICO

El modelo genético de un depósito mineral trata de dar una explicación racional y consistente de las características del tipo de depósito en términos de procesos físicos y químicos. A continuación revisaremos el proceso de acumulación de sulfuros que generan los lentes de sulfuros masivos, los procesos en las inmediaciones de los depósitos proximales VMS, el flujo de los fluidos en los sistemas hidrotermales y el origen y naturaleza de los fluidos hidrotermales.

3.5.1 Proceso de acumulación de sulfuros en chimeneas modernas

El crecimiento de una chimenea de sulfuros es iniciado por la precipitación de anhidrita en una estrecha zona vertical debido a una disminución en la solubilidad de este mineral por el incremento de la temperatura en el agua marina (Haymon, 1983) (Figura 3.5.2.1).

La mayor parte del flujo de fluidos hidrotermales asciende a lo largo del conducto central del collar de anhidrita y descarga en el agua marina alrededor de él. Sin embargo, una pequeña porción (<1%) lo hace a través de los poros de la pared de anhidrita. Al haber un contraste tan brusco del interior al exterior de la chimenea, los minerales precipitan y son atrapados en los espacios de los poros de la pared de anhidrita, así que el collar de anhidrita en el tope de la chimenea crece hacia arriba, y la partes bajas de la chimenea gradualmente engruesan por la precipitación de sulfuros en las porciones interiores y de anhidrita en las porciones exteriores (Lydon, 1998).

La estructura de una chimenea madura tiene un zoneamiento concéntrico característico. Con base en modelos matemáticos, se ha demostrado que el zoneamiento se debe predominantemente a la disminución de la temperatura a través de la pared. El gradiente químico está causado por la mezcla de fluidos hidrotermales con el agua marina fría (Haymon, 1983).

El crecimiento vertical de una chimenea es de 8 cm/día (Hekinian et al., 1983), máximo 30 cm/día (Goldfarb, 1983). Conforme la chimenea crece se vuelve inestable y colapsa para formar un montículo y talud de chimenea sobre la cual, la chimenea vuelve a crecer, repitiéndose sucesivamente este proceso (Figura 7).

3.5.2 Procesos de acumulación de sulfuros en el montículo.

El crecimiento del montículo basal es fundamentalmente debido a los mismos principios que gobiernan el crecimiento de las chimeneas, la diferencia es que el montículo crece en mantos horizontales de talud de chimeneas sin intervención de la corona de anhidrita que origina crecimiento vertical (Goldfarb et al., 1983).

La precipitación de sulfuros y sílice sobre los montículos disminuye su permeabilidad, formando una superficie de baja permeabilidad, que origina un sobrecalentamiento de los fluidos que circulan en el interior del montículo provocando una migración de las isotermas hacia arriba y el consiguiente reemplazamiento de sulfuros previos por minerales de más alta temperatura (Lydon, 1988).

Posteriormente se crean nuevos canales de flujo por fracturamiento hidráulico, sísmico o tectónico, donde inicia el crecimiento de nuevas chimeneas y montículos creciendo constantemente por la repetición de procesos.

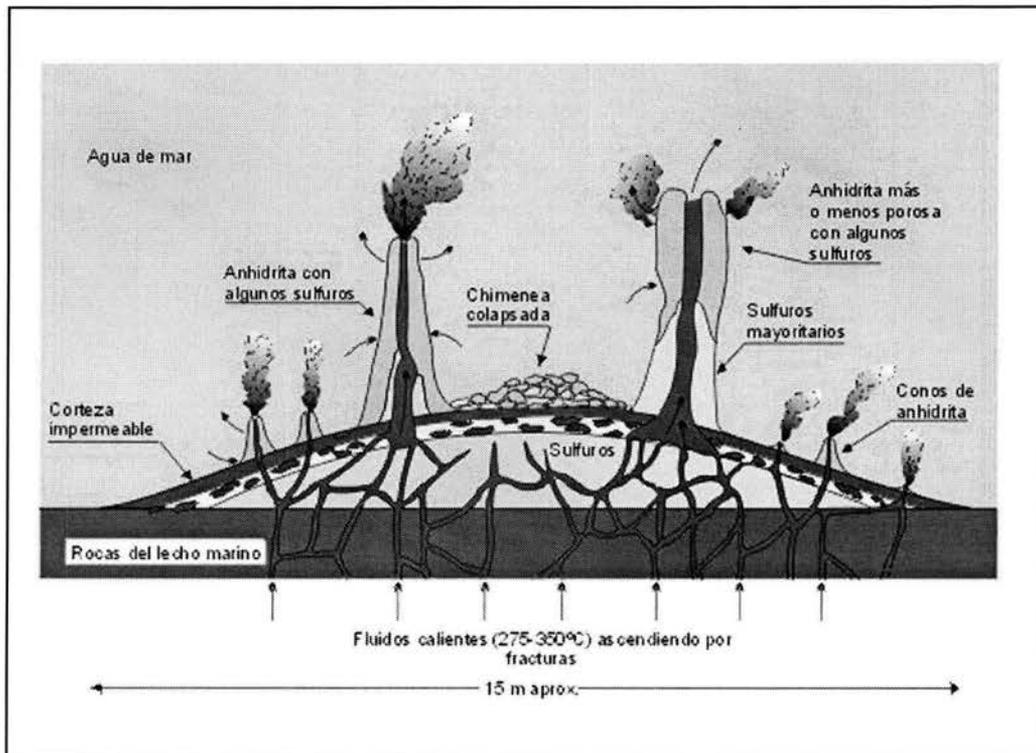


Figura 7. Representación esquemática del crecimiento de una chimenea moderna (a partir de Lydon, 1988).

La acumulación de sulfuros a partir de las chimeneas negras (*black smokers*) modernas es un proceso extremadamente ineficiente. Se estima que más de un 99% del material emanado por los fluidos hidrotermales es dispersado en el agua marina y eventualmente, incorporado a sedimentos marinos distales que han sido detectados hasta a distancias de 750 km del origen (Rona, 1984).

El tamaño de los orificios de los conductos es entre 2.7 y 4.7 cm de diámetro y se han mencionado algunos de 1 – 2.4 m (Converse et al., 1984). El tamaño más común de las partículas de las fumarolas es de 1-3 micras (Mottl, 1994), por lo que sólo en ausencia de corrientes marinas se podría tener una acumulación considerable de sulfuros en la vecindad de la fumarola. Sin embargo, se explica la presencia de grandes depósitos por el principio establecido de que los montículos son capaces de crecer por la precipitación de sulfuros dentro de ellos mismos y por la acumulación de talud de chimenea en la superficie (Lydon, 1988).

Además, la red de poros generada por los cristales en la corona de anhidrita tiene tres funciones principales en la promoción de acumulación de sulfuros:

1. Impide el flujo ascendente de los fluidos, promoviendo la acumulación cerca del conducto.
2. Provee un sustrato encima del cual la precipitación puede dar lugar.
3. Actúa como filtro atrapando las partículas de sulfuros suspendidas en los fluidos.

3.5.3 Descarga y transporte de soluciones en el piso marino

Sato (1972) propone que la descarga de soluciones hidrotermales en el piso marino se puede dar de tres modos, dependiendo de su temperatura y salinidad inicial y su consecuente disminución por la mezcla con agua marina, los cuales generan morfologías diferentes de los depósitos de sulfuros:

- Tipo I.- Soluciones hidrotermales altamente salinas en las cuales la densidad es mucho mayor que la del agua de mar. Generan depósitos de morfología tabular.
- Tipo II.- Soluciones inicialmente menos densas que el agua de mar pero que, en algún momento durante el proceso de mezclado, alcanzan una densidad máxima mayor a la del agua marina. Generan depósitos con morfología lenticular.
- Tipo 3.- Soluciones que debido a su baja densidad flotan en el agua marina y forman plumas hidrotermales ascendentes, de manera que los metales son dispersados o forman un "chapeado" o delgada cubierta sedimentaria de caída de gran extensión lateral.

Se han descubierto alrededor de 60 campos hidrotermales modernos en la exploración detallada del 1% de aproximadamente 50,000Km de longitud de cordilleras oceánicas (Rona, 1984). En su mayoría, la emanación de los fluidos se produce directamente de aparatos volcánicos, aunque en algunos casos la descarga es a través de cubiertas de sedimentos con menos de 500m de espesor. El promedio de temperatura de estos fluidos es de 400°C y la salinidad de 3.2 % en peso de NaCl (Sato, 1972).

Sato (1972) menciona que si los fluidos exceden una temperatura de 300°C pueden flotar en el agua marina excepto aquellos que tengan una salinidad inicial >7% en peso de NaCl. Todos los fluidos de la Dorsal del Este del

Pacífico (EPR) son tipo III y la precipitación activa de los sulfuros está confinada a temperaturas entre 200 y 300°C.

3.5.4 Procesos de acumulación de sulfuros en depósitos VMS fósiles

Los VMS son formados en el piso marino por la acumulación de sulfuros precipitados de fluidos hidrotermales. Las principales evidencias que soportan esta opinión provienen de observaciones de depósitos proximales bien preservados e incluyen (Plimer, 1978; Franklin et al., 1986):

1. La presencia de estructuras sedimentarias dentro de los lentes de sulfuros masivos como estratificación gradada, estratificación cruzada y la intercalación de fragmentos con litología de sulfuros laminada.
2. La estratigrafía de contacto superior de los lentes de sulfuros masivos es concordante con el alto.
3. Los lentes de sulfuros masivos son comúnmente continuos lateralmente con un horizonte de sedimentos metalíferos químicos y/o clásticos.
4. Los lentes de sulfuros masivos están comúnmente enraizados por una zona discordante de alteración hidrotermal, interpretada como los conductos de los fluidos o zona de alimentación. Los horizontes depositados concordantemente al final de este conducto, indican que la actividad hidrotermal de la formación de la mena fue confinada a un intervalo de tiempo entre la depositación de las rocas de la base y la depositación de las rocas del alto.

Las similitudes en mineralogía, zoneamiento mineral de la mena, litología de la roca encajonante, etc, entre los depósitos antiguos VMS y los sistemas hidrotermales oceánicos modernos son muy grandes. La representación esquemática del desarrollo de depósitos VMS proximales es prácticamente la misma que se ha observado en los sistemas hidrotermales submarinos actuales (Lydon, 1988) (Figura 7).

En resumen y con referencia a las figuras 7 y 8, el modelo de acumulación de sulfuros en depósitos proximales VMS antiguos, se describe en los siguientes puntos (Lydon, 1988):

1. Descarga de los fluidos hidrotermales por el conducto central dentro de una pila de fragmentos de roca que se encuentran comúnmente en forma de manta o montículo de líticos producidos por la descarga explosiva inicial de los fluidos formadores de mena. En algunos casos puede preexistir una brecha magmática, freática o de talud.
2. Precipitación de sulfuros y otros minerales hidrotermales dentro de los montículos. Partículas finas pueden acumularse en la superficie del montículo formando una capa impermeable.
3. Como los conductos y canales dentro del montículo se vuelven más restringidos, el flujo hidrotermal se vuelve más difuso y por consiguiente, la eficiencia de precipitación de sulfuros dentro del montículo aumenta.
4. Reactivación del fracturamiento generando nuevos conductos a través de los cuales se produce una nueva erupción seguida por la descarga de fluidos hidrotermales.
5. Repeticiones de los procesos 2–4 que provocan el crecimiento de los montículos.

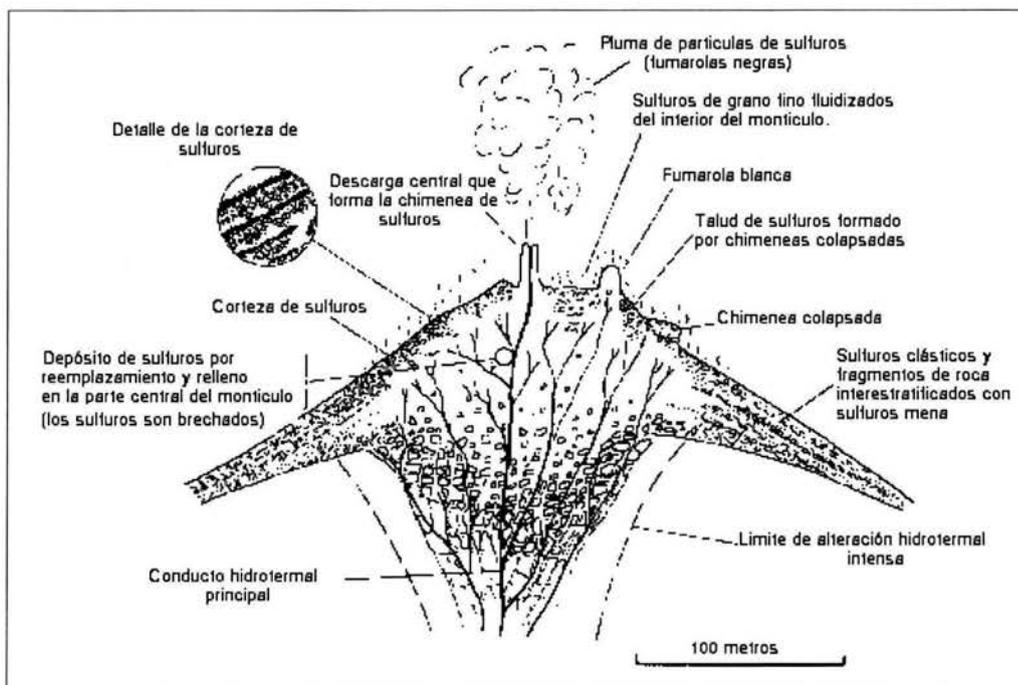


Figura 8. Representación esquemática de algunos procesos de acumulación de sulfuros en un VMS (modificado de Lydon, 1988)

Los lentes de sulfuros masivos formados por estos mecanismos, tienen morfología cónica o de montículo, con un rango en la relación extensión lateral/espesor de 3:1 a 5:1 (Lydon, 1988).

El transporte de sulfuros por flujo cuesta abajo, o deslizamiento de capas iniciado por inestabilidad gravitacional o remoción hidráulica, puede generar depósitos transportados con diferente morfología.

Los procesos dominantes en la generación de depósitos con morfología laminar (relación extensión lateral/espesor >10:1), son los de superposición sedimentaria más que los de generación de montículos. Un ejemplo de estas morfologías es el caso de la acumulación de una alberca de salmuera formada por soluciones tipo I. Turner y Gustafson (1978), describen situaciones en las que soluciones no muy densas son descargadas en depresiones marinas formando también esta morfología laminar.

3.5.5 Zoneamiento de los lentes de sulfuros masivos

El incremento en la relación Zn:Cu hacia arriba y hacia afuera del núcleo de los lentes de sulfuros masivos, es una característica distintiva de los depósitos VMS. La similitud con las chimeneas modernas, sugiere controles similares en la depositación de sulfuros en ambos casos (Lydon, 1988).

La razón de esta transición invariable de Cu a Zn dominante, es debido a la relativa solubilidad de calcopirita–esfalerita en función de la temperatura.

La solubilidad de la calcopirita en soluciones cloruradas está en función de la temperatura; sin embargo, la esfalerita y la galena son mucho menos dependientes de ella (Barnes, 1976).

Los contornos de la relación Cu:Zn en un depósito proximal VMS puede ser representado en un patrón isotérmico promedio (Figura 9). Esto es solo aproximado ya que los límites isotérmicos probablemente oscilen con el tiempo, debido a un reemplazamiento de esfalerita por calcopirita en el núcleo y la concentración relativa de Zn en la corteza del montículo.

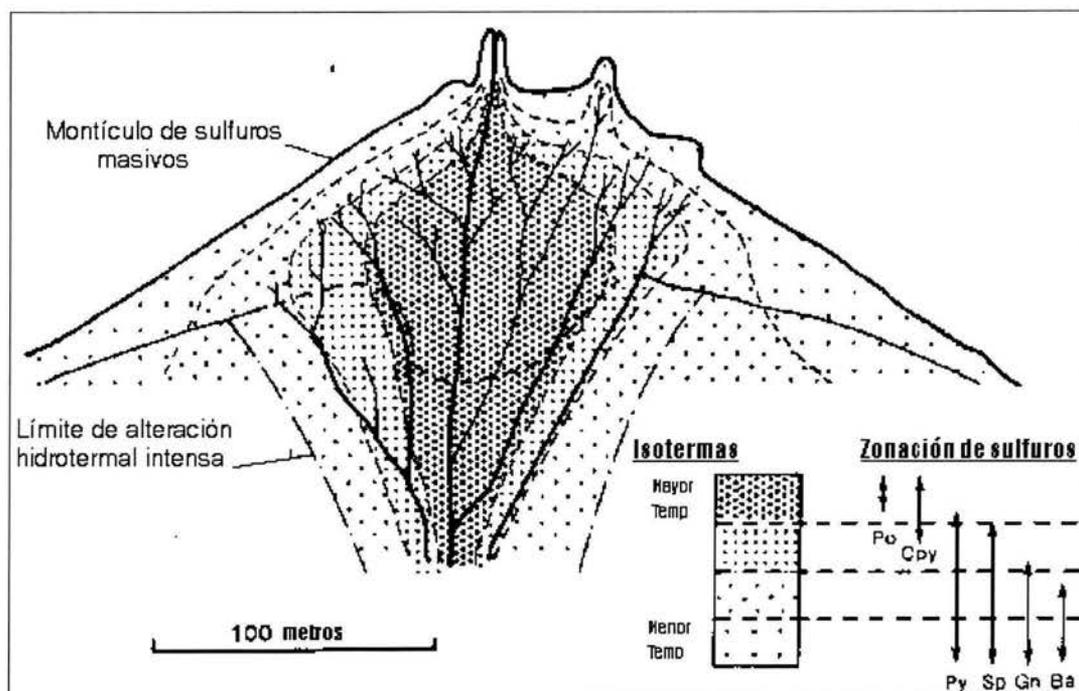


Figura 9. Zonamiento idealizado de sulfuros en un depósito proximal VMS, mostrando su relación directa con isotermas promedio (Lydon, 1988).

Los patrones primarios de zonamiento son susceptibles a modificaciones posteriores al sepultamiento. En los depósitos Chipre, el zonamiento primario Zn:Cu, es localmente invertido por la depositación de Cu secundario (Lydon, 1988). Además, los procesos metamórficos y de deformación pueden distorsionar los patrones de zonamiento primario.

3.6. EJEMPLOS DE YACIMIENTOS "TIPO"

3.6.1 Yacimientos tipo Abitibi

Los depósitos de este tipo se encuentran en cinturones de rocas verdes del Arqueano, generalmente con edades entre 2400 y 2750 Ma. En general se puede decir que son del tipo Zn–Cu con cantidades muy bajas de Pb. Los depósitos VMS del Arqueano son mucho más grandes que los del Fanerozoico. Los cinturones de rocas verdes (CRV, *greenstone belts*) son franjas de rocas sedimentarias y volcánicas de 10–30 km de ancho y de 100–300 km de largo (Guilbert, 1986). Los CRV se dividen comúnmente en dos partes. La parte inferior es predominantemente volcánica y la superior es predominantemente

sedimentaria. La porción inferior contiene rocas ultramáficas, komatiitas, basaltos, andesitas y dacitas. Son basaltos submarinos, andesitas y riolitas toleíticas y calcialcalinas. A medida que se asciende estratigráficamente se incrementa la cantidad de flujos y rocas volcánicas (Guilbert, 1986). Las andesitas y rocas félsicas también se incrementan hacia arriba. Las rocas sedimentarias asociadas a las volcánicas son precipitados químicos como pedernales y formaciones de hierro bandeadas (BIF, *Banded Iron Formations*). Las rocas sedimentarias más abundantes son lutitas, areniscas, grauvacas, conglomerados y cuarcitas. Existen dos hipótesis más aceptadas sobre el origen de los CRV. La primera menciona una cuenca que se hunde y genera vulcanismo, mientras que la más aceptada los relaciona con arcos de islas similares a los actuales. La figura 8 muestra una sección diagramática de estos grandes aparatos volcánicos (Guilbert, 1986).

Los VMS tipo Abitibi contienen principalmente Cu y Zn. El plomo es especialmente raro en los depósitos del Arqueano. Algunos ejemplos de VMS tipo Abitibi son Noranda, Kidd Creek, Canadá y Jerome, en los Estados Unidos.

3.6.2 Yacimientos tipo Chipre

Los depósitos de este tipo se encuentran en el complejo ígneo de Troodos de la isla de Chipre. En este lugar, aflora una porción del piso oceánico obducida que contiene abundantes depósitos VMS. Los lentes de sulfuros sobreyacen a basaltos almohadillados albitizados conocidos como espilitas, y están cubiertos por niveles de pedernales ricos en Fe y Mn. Los depósitos también están suprayacidos por sedimentos ricos en barita y óxidos de Fe y Mn interstratificados con tobas, calizas y sedimentos silíceos.

Los cuerpos mineralizados de los depósitos tipo Chipre generalmente son pequeños, desde menos de 1 Mt hasta 20 Mt. Son de forma lenticular con la parte convexa hacia abajo. Las zonas de *stockwork* son muy pronunciadas y coalescen en la parte superior. Los contenidos metálicos típicos son de 4% Cu, 0.5% Zn, 8 ppm Ag y 8 ppm de Au.

Los principales minerales son pirita y calcopirita, y en menor proporción esfalerita, marcasita, pirrotita y bornita. Sus análogos modernos son las fumarolas negras de la cresta del Pacífico Oriental.

3.6.3 Yacimientos tipo Besshi

Los depósitos tipo Besshi se presentan en gruesas secuencias clásicas interestratificadas con basaltos. Su nombre proviene del distrito con el mismo nombre en el cinturón mesozoico metamórfico de Shikoku, Japón.

Estos yacimientos VMS también se conocen como tipo Kieslager (Slack, 1993). Fox (1984) consideró que sus análogos modernos son como los depósitos actualmente en formación de la cuenca de Guaymas, en el Golfo de California. Ese mismo autor incluyó a los depósitos de Outukumpu de Finlandia dentro de este mismo grupo. Los depósitos tipo Outukumpu difieren de los tipo Besshi ya que están relacionados espacialmente y aparentemente, genéticamente a rocas ultramáficas alteradas, mientras que los depósitos tipo Outukumpu están en contacto o cerca de secuencias gruesas de dolomitas que no se conocen en los tipo Besshi. Además, los depósitos tipo Besshi tienen altas concentraciones de Ni en contraste con los Outukumpu. Estos últimos, aparentemente representan un miembro intermedio entre los yacimientos tipo Besshi y los de tipo Chipre.

Los depósitos tipo Besshi se encuentran en rocas de todo el mundo desde el Proterozoico temprano al Terciario temprano. Contienen lentes estratiformes y acumulaciones en forma de capas de sulfuros masivos y diseminados.

Varios depósitos presentan en la parte baja de los lentes zonas que han sido interpretadas como canales alimentadores. Los minerales presentes son pirita y/o pirrotita con cantidades variables de calcopirita, esfalerita y cantidades subordinadas de galena, arsenopirita y oro en electrum. Generalmente la barita está ausente. Muchos depósitos tienen cantidades significativas de cobalto. La deficiencia de Pb en los depósitos tipo Besshi es similar a la que se presenta en otros VMS encajonados en basaltos y marcadamente diferentes a los VMS ricos en plomo asociados a riolitas.

Las rocas encajonantes son cuarcitas, formaciones de hierro (magnetita), esquistos de sericita y clorita, turmalinitas y albititas. Las turmalinitas y formaciones de hierro se presentan como capas estratiformes que se extienden lateralmente cientos de metros más allá de los depósitos de sulfuros. Estas unidades se formaron por alteración hidrotermal pre-metamórfica y/o por sedimentación química coincidente con la depositación de los sulfuros masivos.

Muchos depósitos tipo Besshi presentan valores de $\delta^{34}\text{S}$ entre -2‰ y $+12\text{‰}$ lo que sugiere que el azufre fue derivado a partir de basaltos y del agua marina. Un rango relativamente amplio de la composición isotópica del Pb refleja mezclas de fuentes de Pb de basaltos y sedimentos.

Aparentemente los ambientes tectónicos de los depósitos tipo Besshi son “*riffts*” intra-continentales, márgenes continentales que han sufrido procesos de “*riff*”, “*riffts*” intra-oceánicos cercanos a masas continentales y cuencas de retroarco.

Considerando las características geológicas de estos depósitos y las comparaciones con sus análogos modernos, por ejemplo la cuenca de Guaymas, los depósitos tipo Besshi se formaron por procesos exhalativos y de reemplazamiento sin-sedimentario. Los depósitos estratiformes sin canales de alimentación se explican como subcuencas con salmueras con analogía al Mar Rojo.

3.6.4 Yacimientos tipo Kuroko

Se encuentran en rocas volcánicas del Mioceno en el margen este del Mar de Japón. El distrito Hokuroko de aproximadamente 40 por 50 km de área, es el que hospeda los yacimientos Kuroko de mayor importancia. La palabra japonesa Kuroko significa mena negra y el término geológico “tipo Kuroko”, se aplica a un tipo de yacimiento que puede contener hasta 6 diferentes menas precipitadas en el fondo oceánico a partir de fluidos hidrotermales. La figura 10 resume el orden de depositación de cada uno de los componentes del yacimiento.

La actividad ígnea del distrito de Hokuroko, Japón, en el que se encuentran este tipo de yacimientos, comenzó con un volcanismo andesítico de 30-20 Ma que cambió a una actividad bimodal, riolítica y basáltica, a los 17 Ma en la que ocurrió la mineralización (Ohmoto y Skinner, 1983).

Anteriormente se asumía la existencia de un solo cuerpo magmático de grandes dimensiones del cual se derivaron todas las rocas félsicas del distrito, ahora se piensa en varios centros de actividad ígnea con separaciones de 5 a 10 Km

De acuerdo a la distancia que hay entre el cuerpo de sulfuros masivos y el centro exhalativo, los depósitos Kuroko reciben el nombre de proximales,

cuando la distancia es poco considerable, y distales cuando la distancia es mucho mayor.

Son yacimientos de Cu, Zn y Pb, con pequeñas cantidades de Au y Ag. Presenta zoneamiento vertical y lateral, con el plomo y el zinc aumentando hacia arriba y a los extremos, y el cobre y el fierro aumentando cerca de los centros mineralizantes.

Los minerales de mena son pirita, esfalerita, galena con Ag y pequeñas cantidades de calcopirita, pirrotita, arsenopirita, bornita y tetrahedrita. Los sulfuros son de grano fino y muestran texturas framboidales y coliformes. La ganga es barita, pedernal, yeso, anhidrita, calcita y cuarzo. Las zonas de alteración son: a) fuerte silicificación en la base de los lentes de sulfuros con sericita y clorita, b) sericita, clorita y cuarzo asociados con las menas, c) sericita, clorita y pirita en la zona de arriba de las menas, y d) montmorillonita y zeolitas que gradúan a rocas frescas.

La alteración que rodea a los depósitos es el producto de procesos contemporáneos a la mineralización, ocurridos durante la migración lateral de los fluidos hidrotermales, desde el centro de exhalación hacia el medio de menor temperatura (Urabe et al., 1983).

La mayoría de estos yacimientos se asocian a domos riolíticos formados durante y después de la mineralización. Estos domos son la causa de deformaciones y textura cataclástica de algunos yacimientos, mas no son el origen de la depositación inicial (Ohmoto y Skinner, 1983). El proceso de acumulación de los sulfuros involucra las cinco fases que han sido previamente descritas.

Los estudios de inclusiones fluidas (Pisutha-Anod y Ohmoto, 1983) indican la formación de sulfuros y sulfatos a temperaturas entre los 150° y 350° C. Las menas negras, de menor temperatura, se formaron a temperaturas inferiores a los 300°C, mientras que el cuarzo y la calcopirita lo hicieron a temperaturas mayores de 300°C.

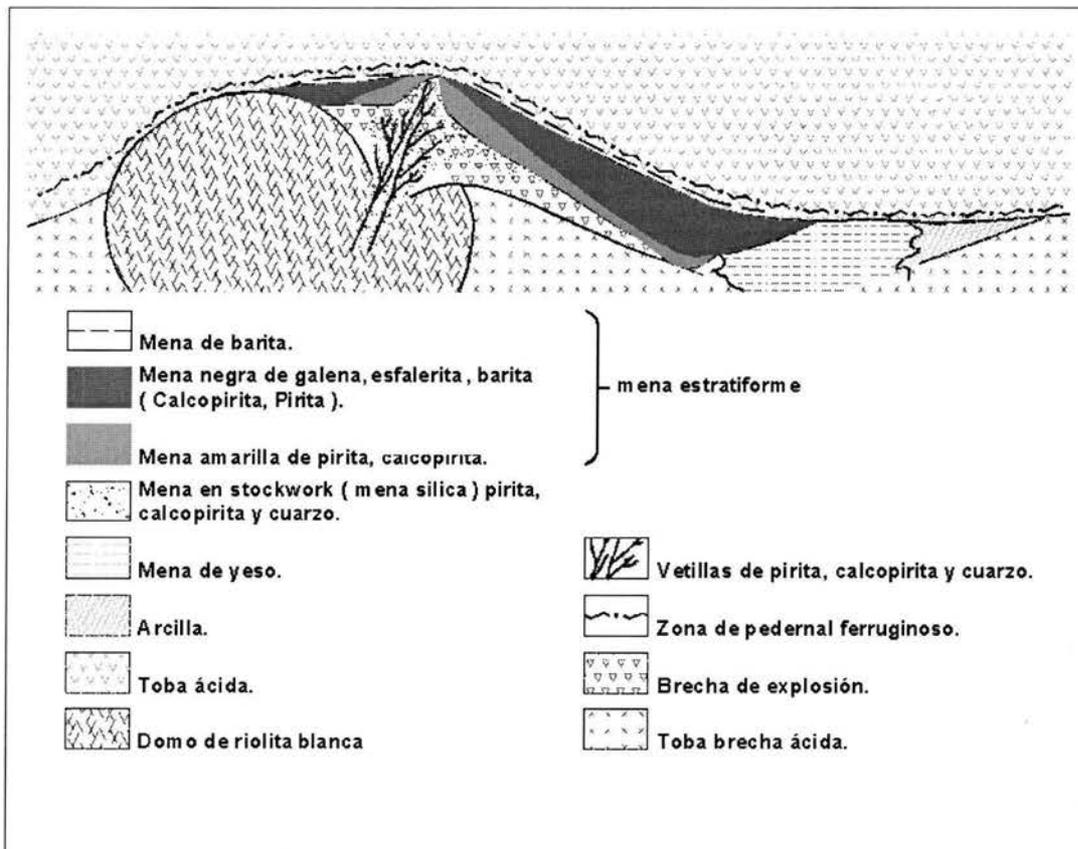


Figura 10. Sección esquemática representativa de un yacimiento tipo Kuroko (Sato, 1977).

La tabla 6 resume las características de los tipos de yacimientos VMS, anteriormente descritos.

Tabla 6. Resumen de las características de los principales tipos de yacimientos VMS.

Tipo	Metal	Ambiente Tectónico	Roca Encajonante	Forma del depósito	Mineralogía de mena	Referencias
Kuroko Ejemplo: Kuroko, Japón.	Cu-Zn-Pb Au, Ag	Arco de islas; rift en cuenca de tras-arco	Rocas volcánicas submarinas (riolitas, dacitas andesitas y basaltos) y piroclásticas. Serie bimodal con predominio del volcanismo félsico.	Lentes concordantes de decenas de metros de espesor y cientos de m de extensión que sobreyace una zona de mineralización en Stockwork	Pirita, esfalerita, galena con Ag y pequeñas cantidades de calcopirita, pirrotita, arsenopirita, bornita y tetrahedrita. La ganga es barita, pedernal, yeso, anhidrita, calcita y cuarzo.	Sato, (1974); Scott, (1978); Ohmoto y Skinner, (1983)
Abitibi Ej: Abitibi; Noranda	Cu, Zn	Arco de islas	Rocas volcánicas submarinas (dacitas, andesitas, basaltos, komatiitas, ultramáficas). Rocas volcánoclasticas y sedimentarias.	Cuerpos lenticulares, asociados a un horizonte de domos félsicos.	Calcopirita, esfalerita y en menores cantidades magnetita, pirrotita, galena. La ganga es pedernal, cuarzo y calcita.	Guilbert y Park, (1986)
Besshi Ej: Besshi, Japón; WindyCraggy, Columbia Británica	Cu-Zn Au, Ag	Dorsal oceánica, rift epicontinental, cuenca de tras arco	Series que contienen cantidades equivalentes de rocas sedimentarias clásticas y basaltos.	Lentes concordantes con las rocas volcánicas y sedimentarias subyacidos por stockwork	Pirita, calcopirita y pirrotita y en menores cantidades galena, magnetita, cobaltita, tetrahedrita, estannita y arsenopirita. La ganga es cuarzo, calcita y siderita	Slack, (1993)
Chipre Ej: Chipre, Omán	Cu-(Zn) Au	Cuencas de tras-arco	Pillowlavas o flujos de basaltos toleíticos o calcalcalinos y tobas basálticas intercaladas con pedernal y argilitas	Lentes de sulfuros masivos concordantes sobreyaciendo a una zona intensa de alteración y mineralización en stockwork. En ocasiones el pedernal suprayace los sulfuros	Pirita, calcopirita, magnetita y esfalerita. En menor cantidad marcasita, galena, cubanita, pirrotita, hematita y estannita. La ganga es talco pedernal y clorita	Guilbert y Park, (1986)

CAPITULO 4. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

4.1 FISIOGRAFÍA Y GEOMORFOLOGÍA

4.1.1 Provincia Fisiográfica

La mina de Tizapa se encuentra localizada entre la provincia fisiográfica del Eje Neovolcánico y el límite septentrional de la subprovincia Cuenca del Balsas–Mezcala, perteneciente a la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur (Figura 11).

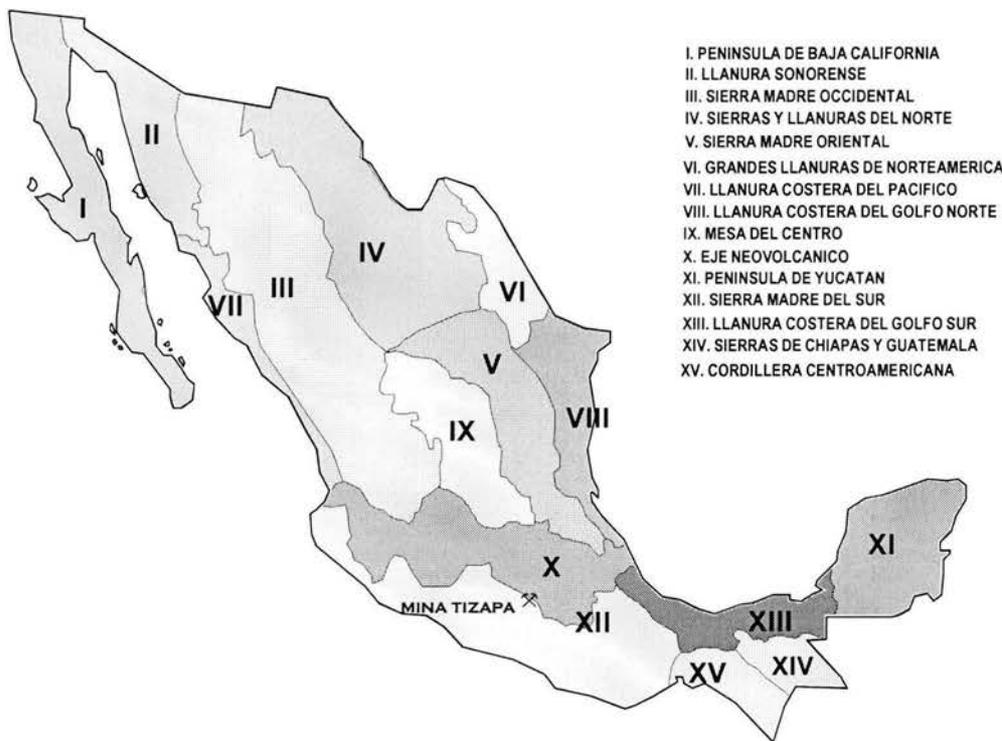


Figura 11. Provincias fisiográficas de México (a partir de INEGI, 1981)

Cabe mencionar que las provincias mencionadas se encuentran separadas por la cuenca del río Balsas–Mezcala, que se extiende al oriente del poblado de Mezcala, Guerrero, hasta las cercanías de Acatlán, Puebla, con una superficie aproximada de 10,000 km²

4.1.2 Geomorfología:

El área de estudio se encuentra en una etapa de madurez con un rejuvenecimiento representado por la actividad volcánica reciente, como lo indica la presencia de conos volcánicos (Cerro Pelón) y mesetas formadas por coladas de basalto (Mesa de Tizapa). También se observan grandes cañadas formando ríos intermitentes los cuales desembocan al arroyo El Ahogado.

Geomorfológicamente, los rasgos más característicos de esta región están constituidos por la Sierra de la Pila y la barranca que ha escavado el río Temascaltepec, el cual alcanza a tener diferencias altimétricas de hasta 600 m entre el fondo de la misma y algunas elevaciones montañosas que la rodean o de las mesetas formadas por derrames de basaltos.

4.2 MARCO TECTÓNICO

La mina Tizapa se encuentra ubicada en el subterreno Teloloapan, perteneciente al Terreno Guerrero. El Terreno Guerrero ha sido descrito por varios autores, quienes han agrupado, desagrupado o renombrado algunos de los subterrenos que lo conforman, y han llegado a diferentes interpretaciones respecto a su evolución. El presente trabajo se concreta a realizar una descripción general del Terreno Guerrero y de los subterrenos que afloran en el área de estudio, según los diferentes autores.

4.2.1 El Terreno Guerrero

Este terreno constituye la mayor parte del Oeste de México (Campa et al., 1981; Campa y Coney, 1983), extendiéndose de Sinaloa en el Norte a Zihuatanejo en el Sur, incluyendo parte de Zacatecas y Guanajuato en México central (Figura 12). El extremo oriental del Terreno Guerrero, está cabalgando los terrenos Sierra Madre y Mixteco (Talavera y Suastegui, 2000).

El Terreno Guerrero está dividido por el Cinturón Volcánico Transmexicano en dos principales segmentos (Figura 12). El segmento Norte del Terreno Guerrero, está cubierto por los depósitos volcánicos del Terciario medio, pertenecientes a la Sierra Madre Occidental. Únicamente se observan afloramientos aislados a lo largo de la costa Pacífica y en las regiones de Guanajuato y Zacatecas mientras que en el segmento Sur, los afloramientos

son continuos y en la mayoría de los casos las diferentes relaciones entre las secuencias pueden ser determinadas. Este segmento Sur es denominado por Sedlock et al., (1993) como terreno Náhuatl e informalmente también se le conoce como Complejo Tierra Caliente.



Figura 12. Terrenos Tectono-Estratigráficos de México (modificado de Campa y Coney, 1982)

4.2.2. Subdivisiones del Terreno Guerrero.

Para Campa y Coney (1983), Ramírez et al. (1991), Talvera et al. (1993) y Centeno-García (1993a), el terreno Guerrero constituye un terreno compuesto formado por subterrenos orientados paralelamente con tendencia N-S y limitados por discontinuidades tectónicas regionales, con variaciones importantes en la litología y en el estilo de deformación y diferentes características químicas de las rocas ígneas. Inicialmente Campa y Coney (1983), basados en estas diferencias, subdividen al Terreno Guerrero en los subterrenos Teloloapan, Huetamo y Zihuatanejo. Posteriormente, Centeno-García (1993a; 1993b;) unifica los subterrenos Huetamo y Zihuatanejo en uno solo, con base en las características del basamento y litologías suprayacentes.

El subterreno Teloloapan, sin embargo, fue subdividido en dos diferentes asociaciones: Teloloapan y Arcelia, debido a que presentan distintas historias (Talavera–Mendoza et al., 1995). Un último subterreno, nombrado Arperos Bain por Lapierre et al., (1992) y Fresnillo–Guanajuato por Centeno–García (1993), está expuesto en el extremo Noreste del Terreno Guerrero, cerca de las ciudades de Guanajuato, Zacatecas y Aguascalientes.

El Terreno Guerrero fue deformado y parcialmente metamorfozado durante la orogenia Laramide, la cual afectó el suroeste de Norteamérica en el Cretácico (Campa y Coney, 1983). Todos los subterrenos están limitados por cabalgaduras y forman escamas con vergencia hacia el este de México.

4.2.3 Subterrenos Teloloapan y Arcelia.

Los subterrenos Teloloapan y Arcelia tienen afloramientos en el área de Tizapa y zonas aledañas que fueron cartografiadas por Elías–Herrera y Sánchez–Zavala (1990) a escala 1:250 000 (Figura 13). La parte Este del subterreno Teloloapan representa un ambiente de arco de isla intraoceánico de edad Hauteriviano–Cenomaniano (Talavera–Mendoza et al., 1993; 1995), el cual incluye una serie magmática calciocalina de alto potasio. El subterreno Arcelia–Palmar es un arco de islas de edad Albiano–Cenomaniano y consiste de una serie oceánica y una serie toleítica de arco (Talavera–Mendoza et al., 1993; 1995).

4.2.3.1 Serie metamórfica Tejupilco

En el área cartografiada por Elías–Herrera y Sánchez–Zavala (1990), el subterreno Teloloapan está representado por la serie metamórfica inferior denominada serie metamórfica Tejupilco (Figura 13). Esta serie se encuentra intensamente deformada y metamorfozada a facies de esquistos verdes y fue anteriormente descrita como esquistos Taxco y rocas verdes Taxco Viejo (Fries, 1960). La serie metamórfica Tejupilco formada por una asociación de filitas carbonosas, cuarcitas, esquistos de sericita, esquistos de clorita (principalmente volcánoclasticas andesíticas a dacíticas) y un augen-gneiss milonítico de composición granítica (metagranito Tizapa) a la que Elías–Herrera y Sánchez–Zavala (2000) atribuyen una edad del Triásico tardío–Jurásico temprano. La

mineralización de sulfuros masivos de Tizapa está albergada dentro de esta serie.

La deformación en el metagranito Tizapa ocurre bajo condiciones de metamorfismo superiores a facies de esquistos verdes (Elías–Herrra y Sánchez–Zavala, 1990). Con base en sus características peraluminicas y a los contenidos en elementos traza, Elías–Herrra y Sánchez–Zavala (1990) interpretan que el metagranito Tizapa puede ser parte de un margen continental pre-Jurásico sobre el cual, el arco fue cabalgado. Sin embargo, con base en algunas evidencias isotópicas, edades modelo Pb/Pb en los sulfuros masivos (227 y 188 Ma) y fechamientos U-Pb en zircones del metagranito Tizapa (186 Ma), Elías–Herrra y Sánchez–Zavala (2000) sugieren que el metagranito Tizapa, fue una intrusión pre-tectónica emplazada en una secuencia volcano–sedimentaria y que el granito fue deformado y metamorfozido subsecuentemente junto con su encajonante volcanosedimentario.

4.2.3.2 Grupo Arcelia-Palmar

La serie metamórfica Tejupilco está cubierta por el grupo para-autóctono Arcelia–Palmar que está moderadamente deformado y metamorfozido a facies de prehnita – pumpellita (Elías–Herrra y Sánchez–Zavala, 2000). Sánchez–Zavala (1993) agrupa en un paquete inferior a las rocas del grupo Arcelia–Palmar, el cual previamente había sido descrito como formaciones Amatepec, Xochipala y Arcelia con edades inferidas Albiano, Cenomaniano–Turoniano y Conaciano respectivamente por De Cserna, (1982). Este paquete es predominantemente calcáreo, formado por calizas arcillosas interestratificadas con sedimentos terrígenos finos parcialmente filitizados, horizontes de arenisca, y sedimentos tobáceos y por un paquete superior esencialmente volcánico constituido por grandes espesores de lava masiva y almohadillada con intercalaciones de rocas volcanoclásticas, horizontes tobáceos y silíceos, además de algunos bancos calcáreos fosilíferos en la parte superior.

El grupo Arcelia–Palmar está discordantemente cubierto por conglomerados con clastos continentales del terciario temprano pertenecientes al grupo Balsas, depósitos de flujos piroclásticos oligocénicos, flujos de lava basáltica cuaternarios y aluviones.

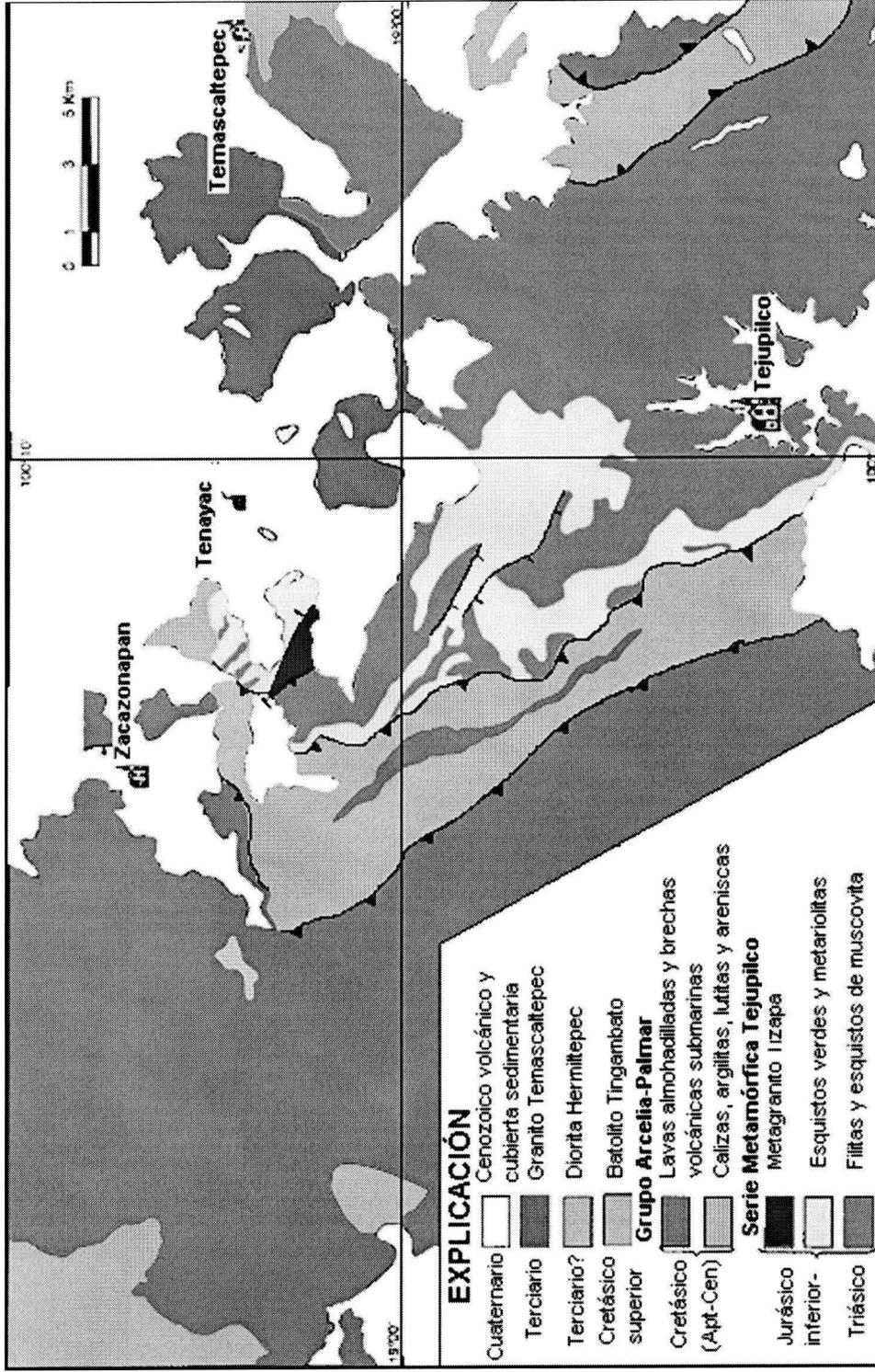


Figura 13. Geología Regional del área Zacazonapan-Tejupico (modificado de Elias-Herrera y Sánchez-Zavala, 2000)

4.3 AMBIENTE METALOGENÉTICO

El Terreno guerrero en el Oeste de México es uno de los terrenos más grandes con afinidad oceánica acrecionado a la cordillera Norteamericana, por lo que representa el metalotecto más importante en México para la exploración de yacimientos de sulfuros masivos. La compleja historia del Terreno Guerrero comienza en el Triásico con una dorsal centro-oceánica deformada en el Jurásico temprano, seguida por un arco de larga vida que finalizó en el Cretácico, con intrusiones de grandes cuerpos plutónicos con un rango composicional de diorita a granito y con algunos pequeños cuerpos altamente peraluminosos. Esto produjo un gran rango de blancos de exploración que incluyen depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos y sedimentario-exhalativos, skarns ricos en Fe y Au y vetas de Au-Ag y polimetálicas del Terciario. En esta zona la mayoría de la producción económica ha sido aportada por los yacimientos epigenéticos del Terciario (Miranda-Gasca, 1995). Los cuerpos minerales del Cretácico son principalmente depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (VMS) y han aportado metales base y preciosos pero no de tanta importancia económica como los yacimientos terciarios.

4.3.1 Depósitos Cretácicos.

Los depósitos metalíferos cretácicos del Terreno Guerrero son depósitos estratiformes de sulfuros masivos volcanogénicos que contienen Au-Ag-Zn-Pb-Cu y están encajonados dentro de secuencias volcanosedimentarias que comúnmente presentan un metamorfismo de bajo grado y múltiples compresiones con eventos tectónicos extensionales posteriores (Clark et al., 1982). La mayoría de estos depósitos se encuentra en los subterrenos Teloloapan y Zihuatanejo.

El grupo principal de yacimientos albergados dentro del subterreno Teloloapan forma un cinturón de aproximadamente 200 km de longitud con un ancho variable. Este grupo está geográficamente localizado dentro del Cinturón Volcánico Transmexicano al Norte, y en la cuenca Río Balsas al Sur, en los estados de México y Guerrero, y está constituido de Norte a Sur, por los yacimientos Tizapa, Azulaques, Rey de Plata y Campo Morado. Otro grupo de depósitos está localizado en el estado de Jalisco dentro del subterreno Zihuatanejo, a los alrededores del distrito minero de Cuale (Miranda-Gasca,

1995). Algunas ocurrencias aisladas se localizan en Zacatecas, Guanajuato y Michoacán, en el borde Este del Terreno Guerrero (Figura 14).

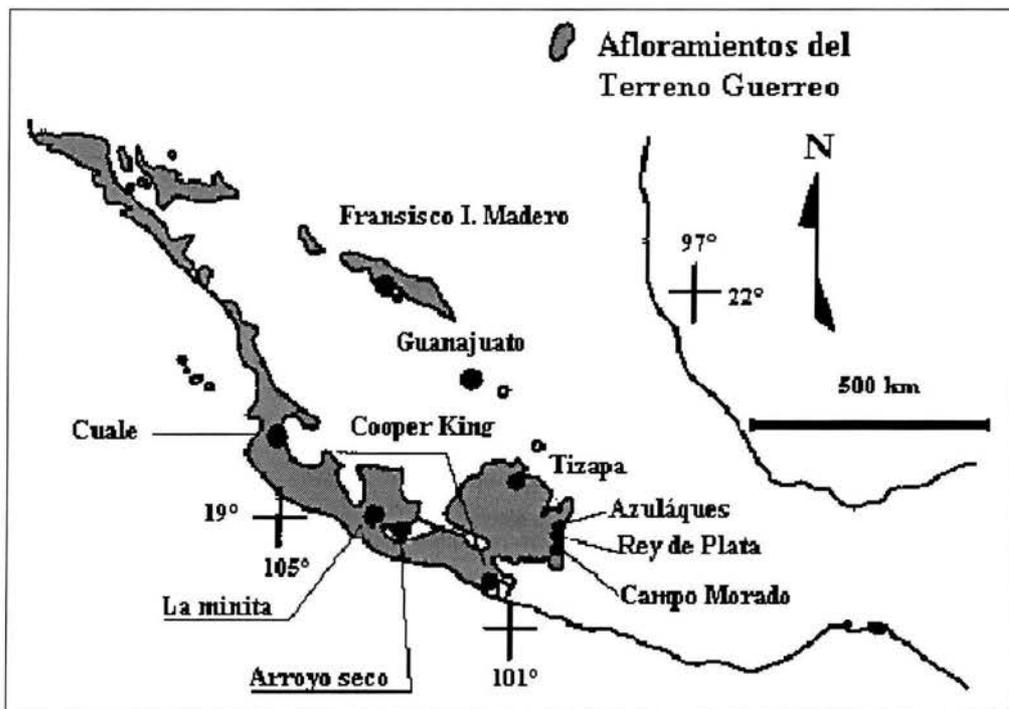


Figura 14. Depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos del Terreno Guerrero (modificado de Miranda-Gasca, 1995).

CAPÍTULO 5. GEOLOGÍA DEL YACIMIENTO

5.1 ESTRATIGRAFÍA Y LITOLOGÍA

Las unidades lito-estratigráficas que afloran en el área han sido previamente descritas por diversos autores (Fries, 1960; Parga-Pérez, 1981; De Cserna, 1982; González, 1988; Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990, 1992, 2000; Sánchez-Zavala, 1993; Barboza et al., 1998; Lewis y Rhys, 2000), con distinta nomenclatura. En este trabajo se resume la estratigrafía utilizando la nomenclatura más comúnmente publicada (Figuras 15 y 16).

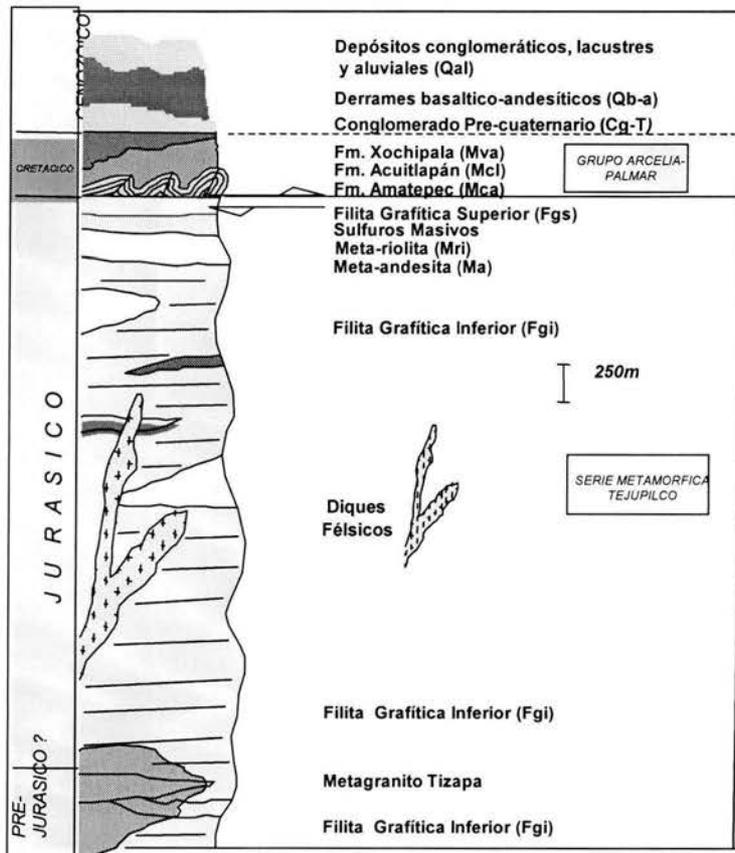


Figura 15. Columna estratigráfica local (a partir de Barboza et al., 1998)

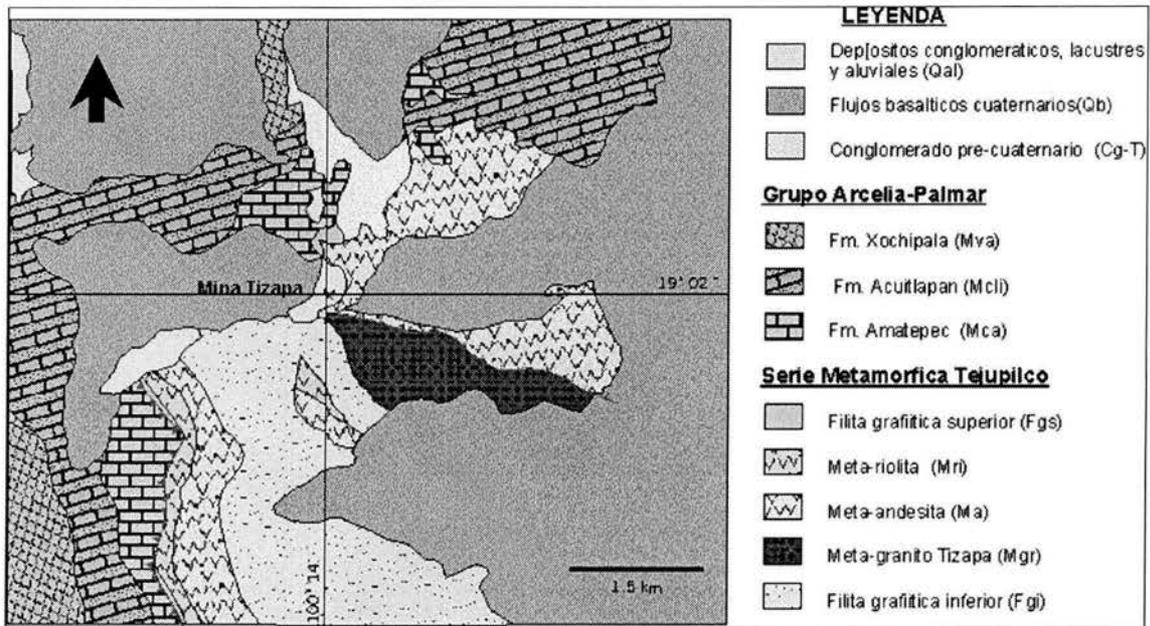


Figura 16. Mapa geológico del área de Tizapa (lote Zacazonapan). (a partir de Barboza et al., 1998)

A continuación se describen las unidades en orden de la más antigua a la más joven.

5.1.1 Serie Metamórfica Tejupilco

Esta serie, denominada así por Elías–Herrera y Sánchez–Zavala (1992; 2000), ha sido previamente definida por Fries (1960) como Esquisto Taxco, González (1988) la describió como “Secuencia Volcanosedimentaria Metamorfizada”, Sánchez–Zavala (1993) la denominó Secuencia Teloloapan–Tejupilco (STT), mientras que Barboza (1998) la describe como Secuencia Meta-pelítica y Meta-volcánica excluyendo el Metagranito Tizapa. Sin embargo, las descripciones son correlacionables, aunque hay algunas variaciones en cuanto a su interpretación.

Se ha considerado que esta asociación metavolcanosedimentaria, representa un arco de islas de edad Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Campa y Ramírez, 1979) y fué agrupada dentro del subterreno Teloloapan (Talavera-Mendoza et al., 1993, 1995; Centeno-García et al., 1993).

En el área de Tizapa, las litologías que incluye esta secuencia son filitas carbonosas, meta-andesitas, meta-riolitas, los sulfuros masivos y un augengneis milonítico de composición granítica (Metagranito Tizapa), las cuales se describen a continuación.

Filita grafitica–sericitica inferior (Fgi)

Con este nombre se describe una potente secuencia meta-pelítica que sobreyace en su posición estructural al Metagranito Tizapa y que infrayace a rocas meta-volcánicas intermedias y ácidas (Barboza et al., 1998). Originalmente fue descrita como “Filitas de Temascaltepec” por Parga–Pérez (1981). Lewis y Rhys (1997) la han denominado “Lower phyllite”, correlacionándola con el Esquisto de Tejupilco. Elías–Herrera y Sánchez–Zavala; la consideran de edad Triásico Superior–Jurásico Inferior, refiriéndose a esta unidad como filita carbonosa (“phyllite and carbonaceous phyllite”).

Las rocas que conforman esta unidad son metapelitas carbonosas de color oscuro a gris acero, con algunos horizontes con sericita de blancuzcos a amarillentos y gris claro (Figura 17). La primera litología representa una sedimentación de clastos finos con aporte de materia carbonosa y la segunda, un posible aporte de materiales volcanoclásticos de la misma cuenca, existiendo de la misma forma horizontes tobáceos metamorfizados a esquistos verdes y metafelsitas (Barboza et al., 1998).

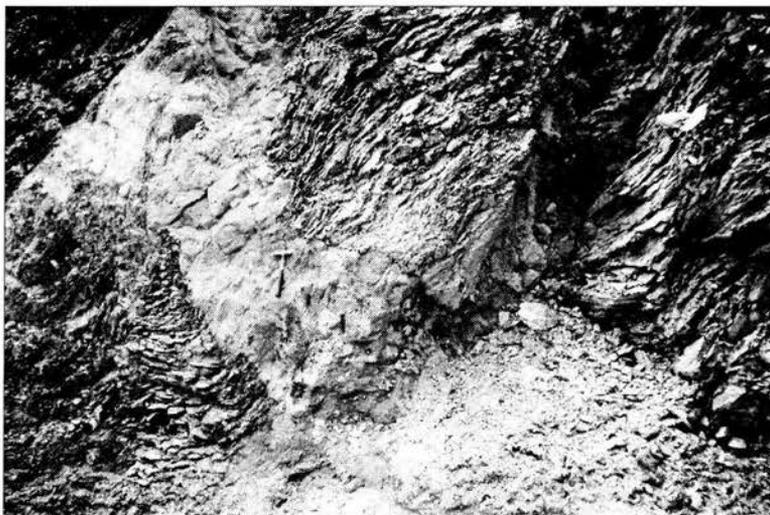


Figura 17. Filita grafitica inferior intrusionada por un dique félsico.

El espesor real de esta secuencia es incierto, dada la deformación que la afecta, siendo su espesor estructural de aproximadamente 1500 m.

Metagranito Tizapa

El metagranito Tizapa ha sido descrito por Parga-Pérez (1981) como "Augen-gneis Arroyo Frío" y por Elías-Herrera y Sánchez-Zavala (1990, 1992) como "Granito milonítico" quienes, al igual que Barboza et al., (1998), consideran esta unidad como la más inferior en su posición estratigráfica-estructural. Sin embargo, en una reinterpretación reportada por Elías-Herrera et al., (2000) donde lo describen como "Metagranito Tizapa", presentan evidencias de que este fue una intrusión pretectónica emplazada en una secuencia volcano-sedimentaria, y que el granito junto con su encajonante volcanosedimentario, fueron subsecuentemente deformados y metamorfoseados.

Esta unidad fué fechada por U-Pb en zircones en 186 Ma. (Elías-Herrera et al., 2000). Aflora a lo largo del lecho del Arroyo Frío, que fluye entre las mesas Tenayac y La Finca, para unirse al Arroyo del Ahogado. Los afloramientos de esta unidad ocupan un área no mayor de 1.5 km². En el afloramiento presenta un color gris intermedio con tonalidades verdosas, resaltando también el aspecto moteado que le infieren numerosos porfidoclastos o "augen" (Figura 18). La estructura es oftálmica a gnéisica, con texturas granoblásticas a lepidoblásticas y su mineralogía es la típica de una roca magmática intermedia a ácida, metamorfozada en facies de esquistos verdes. Elías-Herrera y Sánchez-Zavala (1990) reportaron la presencia de una paragénesis de cuarzo-muscovita-biotita-almandino que, según algunos autores, indica condiciones de la facies anfibolítica, con temperaturas del orden de 460° a 500° C y presiones por arriba de los 4 kb.

Muestra una deformación evidentemente heterogénea y que varía de granito isotrópico en su parte central a un augen-gneis granítico y esquivo de cuarzo-muscovita blasto-milonítico hacia los márgenes (Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990).

La base de esta unidad no aflora en el área, por lo que se desconoce su espesor total, estimándose únicamente un espesor aflorante de 50 m.

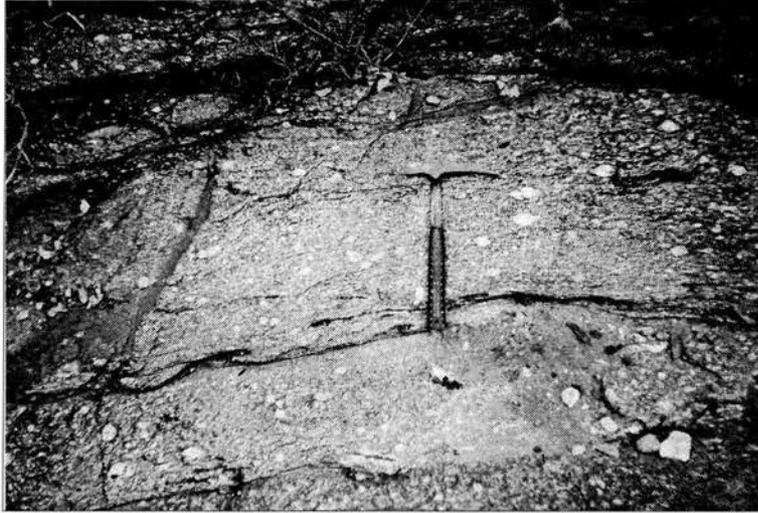


Figura 18. Aspecto en afloramiento del meta-granito Tizapa.

Meta-andesitas (Ma)

Esta unidad se encuentra ampliamente expuesta en el área y ha sido descrita en trabajos previos como esquistos de clorita y moscovita (Parga-Pérez y Rodríguez-Salinas, 1984), esquistos verdes (MMAJ, 1991), esquistos verdes-metalahares (Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990) y finalmente, Lewis y Rhys (1997) la han denominado "roca andesítica meta-volcánica de esquistos de clorita y clorita-sericita".

Está formada por rocas color verde a gris, en parte pardo a café por alteración o intemperismo. Los minerales que las constituyen son: abundante clorita y en algunas partes sericita, feldespato potásico, frecuentemente en forma de relictos de aparentes fenocristales primarios de una roca porfírica, cuarzo en forma de agregados, bandas o vetillas y menos frecuentemente como cristales o granos aislados primarios, así como algunos minerales opacos entre ellos, pirita diseminada. La textura es foliada y en parte moteada por la presencia de fenocristales de micas no identificadas color verde esmeralda de hasta .5 cm de diámetro (Barboza et al., 1998).

Las principales áreas donde aflora esta unidad, son el área de la mina Tizapa; una franja que va desde el Cerro de la Pila hasta el Río Temascaltepec; la zona al Norte de la Falla Salas y al Sur de la mesa Tenayac y gran parte del Río Campanario.

Debido a la fuerte deformación es difícil medir con precisión el espesor de esta unidad; sin embargo, en la cuesta del Cerro de la Pila aflora con un espesor de 150 m, el cual puede ser muy variable, ya que al sur del río Temascaltepec, cerca de la Fundadora, esta unidad se acuña hasta desaparecer.

Los esquistos verdes sobreyacen a la unidad de filitas gráficas y sericíticas de la secuencia inferior y están infrayaciendo las rocas meta-volcánicas sin clorita que se interpretan como meta-riolitas o meta-felsitas (Barboza et al., 1998).

La edad absoluta de estas rocas se desconoce pero han sido consideradas como de edad Triásico superior–Jurásico inferior únicamente por su posición estratigráfica (Elías Herrera y Sánchez–Zavala, 1990).

Meta–riolitas (Mri)

Estas rocas constituyen la parte superior de la secuencia meta-volcánica, sobreyaciendo a los esquistos verdes o meta–andesitas anteriormente descritos. Han sido descritas como meta-felsitas de La Pila por Parga–Pérez (1981), meta-riolita (Elías–Herrera y Sánchez–Zavala, 1990) y como “roca riolítica meta-volcánica de esquisto de sericita” por Lewis y Rhys (1997). Esta unidad presenta una relación directa con los cuerpos de sulfuros masivos que la sobreyacen y que en ocasiones se encuentran diseminados o en pequeñas bandas encajonadas en ella (Figura 19).



Figura 19. Muestra de núcleo NQ (4.7 cm de diámetro) de esquistos de sericita encajonando una banda deformada de sulfuros.

En afloramiento esta roca se observa de color blancuzco a crema amarillento con notable ausencia de clorita. Se observan frecuentemente granos de cuarzo aislados a manera de posibles fenocristales primarios, así como algunos cristales de feldespato y gran cantidad de cuarzo de segregación, en bandas y lentes paralelos a la foliación. Se aprecia también una alteración hidrotermal que se manifiesta como una intensa silicificación particularmente notable en el Cerro de la Pila. La alteración sericítica por hidrotermalismo, resulta difícil de diferenciar en el campo de los productos propios del metamorfismo. Al igual que en los esquistos verdes, son frecuentes las disseminaciones de pirita.

El espesor de esta unidad puede ser irregular y variable; pero en la secuencia expuesta en el Cerro de la Pila, esta unidad presenta un espesor de aproximadamente 100 m, aflorando en la cima de dicho cerro y a lo largo de una franja que baja hacia el Sur desde ese punto hasta el lecho del Río Temascaltepec. Aflora con mayor espesor hacia el Sur de la Fundadora. También aflora en la zona de la Mina Tizapa, en el área de la Esmeralda y como pequeños afloramientos ampliamente distribuidos en toda la zona.

Por la ausencia de clorita y los relictos de fenocristales de feldespato y cuarzo, se considera que el protolito de ésta ha sido una roca volcánica ácida, posiblemente una riolita (Barboza et al., 1998).

Sulfuros Masivos

El yacimiento de Tizapa está constituido por cuerpos de morfología estratiforme a lenticular, y en ocasiones brechados, de sulfuros masivos dispuestos concordantemente respecto a la roca encajonante. Además presenta diseminaciones de sulfuros, especialmente en las proximidades de los sulfuros masivos dentro de la secuencia meta-volcánica. Los límites del cuerpo de sulfuros masivos no han sido totalmente definidos, pero hasta el momento se ha encontrado con barrenación a diamante, una área de aproximadamente 1200 m x 900 m con mineralización económica. Los espesores de los mantos de sulfuros masivos varían de unos cuantos centímetros a más de 30 m.

Los tres principales cuerpos que han sido identificados se denominan mantos U, M y L, de *upper*, *medium* y *lower*, respectivamente, según su posición topográfica en la mina. Sin embargo, conforme se ha desarrollado la explotación de los mantos individuales, el mapeo detallado del interior mina ha mostrado que la posición relativa de los mantos no se mantiene constante, indicando que podría tratarse de un único manto individual plegado y afallado. Por ello, en este trabajo los mantos de sulfuros masivos se tratarán indistintamente. El tipo de contacto entre los sulfuros masivos y la roca encajonante es transicional tanto al bajo (Meta-riolitas) como al alto (Filita Grafítica Superior). Sin embargo, en muchas ocasiones el contacto es mecánico, tanto por fallamiento inverso como normal.

La mineralización económica está constituida por metales base (Zn + Pb >> Cu), con valores de oro y plata localmente elevados (Hasta 5 gr/ton de Au y 950 gr/ton de Ag).

En 1991, los geólogos de Japan International Cooperation Agency y Metal Minig Agency de Japón, realizaron estudios geocronológicos con base en valores isotópicos de Pb común en 3 muestras de sulfuros por medio del modelo de etapa simple, y obtuvieron los siguientes resultados: 128.7 Ma; 114.2 Ma y 103.4 Ma; por otra parte Sánchez Zavala (1993) por medio del modelo de dos etapas obtuvo los siguientes resultados: 156.3 Ma, 188.3 Ma y 227.5 Ma (edad promedio de 191 Ma).

Filita gráfitica superior (Fgs)

Esta unidad se ubica en la cima de la Serie Metamórfica Tejupilco, distribuida a lo largo de una franja muy angosta con dirección NW–SE paralela a las meta-riolitas. La amplitud de esta unidad es muy irregular, ya que en algunas partes no se observa y parece ser que se acuña, debido a estar cubierta por sobrecorrimientos de las metacalizas que la sobreyacen (Figura 20). Su espesor varía de 0.0 a 30.0 m (Parga–Pérez, 1998), excepto en la zona de la Mina Tizapa donde se incrementa alcanzando hasta unos 100 m (Barboza et al., 1998).

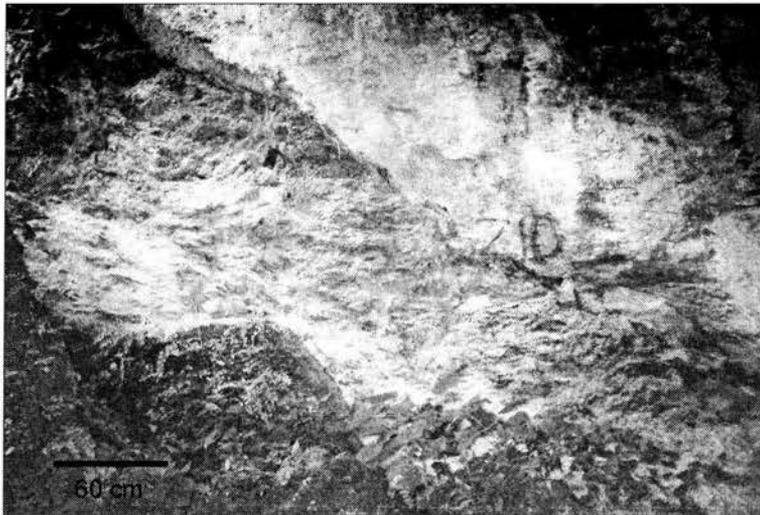


Figura 20. Filita gráfitica superior cubierta por rocas calcáreas.

En afloramiento se presenta como una roca intensamente foliada, de color negro y lustre acerado. Localmente presenta intercalaciones de caliza, y contiene también algunos lentes o bandas de cuarzo, siendo ausente la pirita diseminada. Sin embargo, en su parte inferior, en el contacto con los sulfuros masivos, se pueden observar escasa pirita diseminada en laminillas centimétricas. Lentes de filita gráfitica en dimensiones desde unos centímetros hasta metros pueden presentarse intercalados por fallamiento en los cuerpos de mineral; algunos de ellos ubicados en los planos axiales de pliegues isoclinales en los cuerpos estratiformes de sulfuros masivos.

La edad de la filita gráfitica superior puede restringirse por su posición arriba del mineral de posible edad Jurásico Superior y la secuencia que la sobreyace,

que es la formación Amatepec, de edad Jurásico Superior–Cretácico Inferior (Barboza et al., 1998).

5.1.2 Grupo Arcelia-Palmar

Las rocas cretácicas de las formaciones Amatepec, Acuitlapan y Xochipala, descritas por Czerna (1982) ya habían sido agrupadas por Sánchez–Zavala (1983) como una secuencia volcano-sedimentaria, a la que denominó Secuencia Arcelia–Otzoloapan (SAO), González (1988) la describió como Secuencia Volcanosedimentaria No Metamórfica, Elías–Herrera y Sánchez–Zavala (2000) la denominaron grupo Arcelia–Palmar Chico asignándola al subterreno Arcelia–Palmar. Consiste de un miembro predominantemente sedimentario representado por las formaciones Amatepec y Acuitlapan y otro predominantemente volcánico representado por la formación Xochipala. La facies metamórfica que presentan estas rocas, fue determinada por Elías–Herrera y Sánchez–Zavala (1992) de prehnita–pumpellyita.

Aunque esta secuencia parece sobreyacer en aparente concordancia a las filitas gráficas superiores, ese límite se encuentra también perturbado tectónicamente a manera de un “*decollement*” o corrimiento paralelo o subparalelo a la estratificación en la cima de la filita gráfica superior como nivel de desprendimiento.

Formación Amatepec (Mca)

Como formación Amatepec, se ha venido considerando una secuencia calcárea del Albiano (Monod et al., 1993).

Estas rocas afloran ampliamente en la cuesta al suroeste del Cerro la Pila, así como en la zona de Esmeralda y a lo largo de la carretera Temascaltepec–Zacazonapan. Al suroeste del Cerro la Pila se observan sobreyaciendo a la filita gráfica superior y en parte exhibiendo un límite que aunque muy tectonizado, como resultado de un corrimiento, puede reconocerse como originalmente transicional.

La roca es de color gris claro a intermedio y en parte se presentan horizontes oscuros y algunas capas o bancos volcanoclásticos así como horizontes de piritita en el poblado de Lampazos. El espesor de esta unidad es variable y la proporción de material terrígeno también, de tal forma que mientras en el Cerro

la Pila existe una secuencia de cerca de 300 m, en la zona de Lampazos ocurren solamente horizontes más calcáreos de no más de 30 m, interestratificados con rocas filíticas poco calcáreas y volcanoclásticas (Barboza et al., 1998).

Tolson (1993) considera esta unidad de edad Cretácico temprano y reporta cuerpos de sulfuros masivos dentro de ella, destacando los de la Mina Santa Rosa que, según Tolson (1993), afloran en las proximidades y al alto de las cabalgaduras asociadas a los estratos más carbonosos de las filitas grafíticas subyacentes. Sin embargo, en este trabajo se considera que los sulfuros se ubican al alto de esquistos de sericita (meta-riolitas) y al bajo de la cabalgadura asociada a las filitas grafíticas que suprayacen los sulfuros masivos de Tizapa y a las meta-riolitas del Cerro de la Pila.

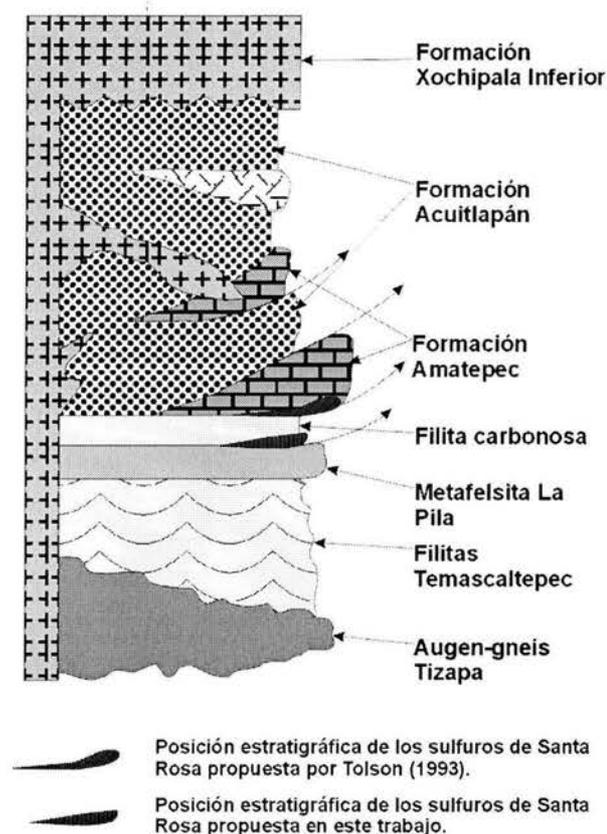


Figura 21. Columna estratigráfica del área de Santa Rosa (modificada de Tolson, 1993)

Formación Acuitlapán (Mcl)

Esta unidad consiste de una interestratificación de calizas arcillosas, turbiditas calcáreas y grauvacas, así como horizontes pelíticos o filitas calcáreas, que se pueden observar en el banco de préstamo al lado de la carretera de acceso a la Mina Tizapa (Figura 22), al SE del poblado El Arrastradero (Barboza et al., 1998).

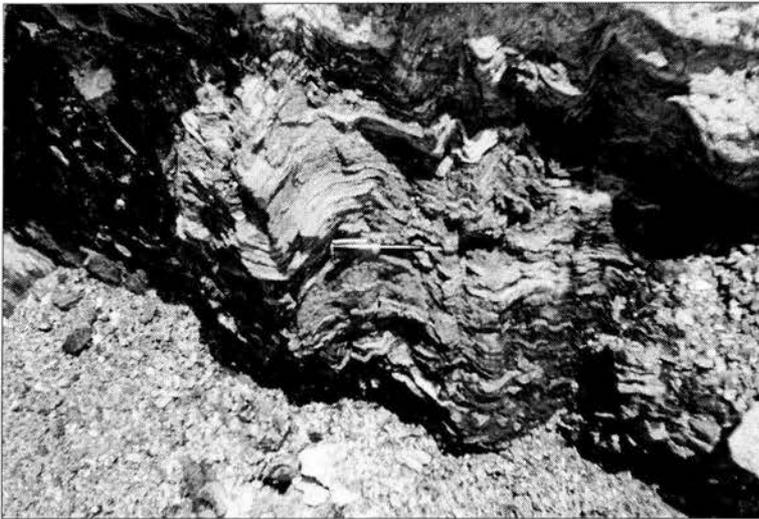


Figura 22. Fuerte plegamiento de la Fm. Acuitlapán.

Estas rocas han sido descritas por Tolson (1993) como rocas bien estratificadas, bien foliadas, de color amarillo cremoso a café marrón con tendencia grisácea en la porción calcárea. Contiene fragmentos líticos de dacitas y cuarzo de segregación metamórfica.

Tolson (1993) les asigna una edad Jurásica y las interpreta cabalgando sobre la formación Amatepec.

Dada la intensa deformación de estas rocas y el límite transicional con las rocas calcáreas o en parte su alternancia, es difícil establecer con precisión su espesor.

Formación Xochipala (Mva)

Parga-Pérez (1981) describe esta formación como roca verde San José, por presentarse bien expuesta hacia la cabecera del arroyo San José. Se encuentra sobreyaciendo en aparente concordancia a las rocas clásticas y calcáreas anteriormente descritas, y consiste en una secuencia de rocas

volcánicas andesíticas, con materiales volcanoclásticos intercalados y parcial desarrollo de formas almohadilladas. Las rocas son de color verde oscuro a gris y coloraciones café rojizo por intemperismo (Barboza et al., 1998).

Tolson (1993) la describe como una unidad dividida en dos miembros que sobreyacen discordantemente a la formación Acuitlapán. El miembro inferior, en la base está conformado por andesitas almohadilladas a lavas dacíticas, que cambian gradualmente hacia el techo a lahares, y que cambia transicionalmente al miembro superior constituido por tobas, grauvacas y calizas.

5.1.3 Rocas ígneas intrusivas

Estas rocas constituyen pequeños cuerpos en forma de diques y diquestratos que intrusionan a las rocas metamórficas en todos los niveles e stratigráficos. La composición de estos diques varía de intermedia a félsica, siendo los diques félsicos los más abundantes en el área y los de mayor tamaño y espesor. Estos últimos adquieren una tonalidad amarillenta cuando están alterados y están frecuentemente asociados a la falla Salas. Su tamaño varía desde algunas decenas de centímetros hasta más de 15 m de espesor (Figura 23). Se consideran de una edad probable correspondiente al Terciario tardío.



Figura 23. Dique félsico asociado a la falla Salas.

5.1.4 Rocas ígneas extrusivas

Las rocas extrusivas están representadas por derrames basáltico – andesíticos y pequeños afloramientos de riolitas de estructura fluidal.

Derrames basáltico–andesíticos (Qb-a):

Se distribuyen en la región de San Pedro Tenayac y Tizapa formando amplias y extensas mesas y están en estrecha relación con material piroclástico y brechas volcánicas que rellenaron antiguas depresiones. Cubren discordantemente las otras unidades. Fueron nombradas informalmente por Elías-Herrera (1981), como basaltos Tenayac.

Son rocas muy compactas de color gris oscuro y por intemperismo adquieren una coloración rojiza.

Macrocópicamente se puede reconocer su textura porfídica, constituida por una matriz microcristalina de plagioclasa y minerales ferromagnesianos (olivinos y piroxenos). En sección delgada presenta plagioclasa cálcica, olivino e hiperstena como minerales esenciales, y magnetita y algunos otros óxidos de hierro como accesorios (Parga–Pérez, 1981).

Estas rocas en ocasiones se presentan pseudo–estratificadas, pero es más común verlas en forma masiva, fuertemente diaclasadas formando estructuras columnares. Otras veces muestran hacia la base partes brechadas y hacia la cima una forma masiva.

La edad de estas rocas se supone cuaternaria, ya que son posteriores a las rocas riolíticas terciarias, sobreyacen a los conglomerados más recientes que las riolitas y son atribuibles a la actividad volcánica del Cinturón Volcánico Transmexicano. Su espesor llega a rebasar los 100 m (Barboza et al., 1998).

5.1.5 Rocas sedimentarias

Consisten en conglomerados pre-cuaternarios

Conglomerado pre–cuaternario (Tcg)

Aflora en algunos puntos de la Mesa Tizapa, en los alrededores de la Mesa Lampazos y en el arroyo San José. Son sedimentos parcialmente consolidados que subyacen a derrames basálticos cuaternarios, por lo que su ubicación en el Pre–Cuaternario es clara.

Está formado por clastos bien redondeados cuyo diámetro oscila entre unos centímetros hasta tamaño de bloque, principalmente de rocas ignimbríticas riolíticas, y en menor proporción lavas riolíticas y rocas metamórficas.

El espesor de esta unidad varía desde unos 10 a 30 m en el área de la Mina Tizapa, a poco más de 50 m en los afloramientos más al Norte.

Conglomerados y depósitos lacustres y aluviales cuaternarios (Qal).

Los conglomerados se encuentran en el extremo oriente del lote Zacazonapan. Son de carácter polimíctico y contiene fragmentos subredondeados de rocas metamórficas, riolitas y andesitas. Dichos depósitos sobreyacen a los derrames basálticos de la mesa de la Finca; por lo que se consideran depósitos de edad cuaternaria. Su espesor no rebasa los 15 m (Barboza et al., 1998).

Los depósitos lacustres están presentes en el área de la Mesa Tizapa y los alrededores de la presa de jales, la cual representa la cuenca primitiva donde se depositaron. Son sedimentos fluvio-lacustres, que en gran medida han sido erosionados o removilizados.

Los depósitos aluviales: consisten de gravas, limos y arcillas en donde los principales componentes clásticos provienen de rocas metamórficas o de las rocas volcánicas intermedias a máficas, ya que el aporte de materiales riolíticos hacia el área, ha quedado restringido por los mismos flujos andesíticos y basálticos.

5.2 GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Los trabajos locales de geología estructural que se han realizado para la unidad minera de Tizapa, (Barboza et al., 1998; Lewis y Rhys (2000) son congruentes con los estudios regionales realizados en el Terreno Guerrero (Salinas et al., 2000) y llegan a conclusiones muy similares, las cuales, se describen a continuación:

1. Las rocas pre-cretácicas del área de Tizapa han sido afectadas por al menos dos eventos de deformación acompañados de metamorfismo dinámico y regional de bajo grado (D1 y D2). Un tercer evento produjo una antiforma amplia de orientación NW-SE y, consecuentemente, deformación frágil de la cubierta. Finalmente uno o varios eventos de deformación han originado fallamiento normal y fracturamiento.

2. La deformación D1 produjo a la foliación S1 reconocida en el campo en muy escasos afloramientos, siendo en muchas ocasiones subparalela a la estratificación original S0. Este evento afectó aparentemente a todas las rocas mesozoicas del área y se considera, por información regional, de posible edad Cretácico inferior a medio, correlacionable con un evento de colisión o acreción (Barboza et al., 1998).

3. La deformación D2, que ha producido un plegamiento isoclinal vergente hacia el SW, ha sido el producto de una compresión que actuó en el Cretácico superior y el inicio del Terciario, no habiendo afectado a las intrusiones dioríticas y granodioríticas por lo que no se observan deformadas.

4. La fase de deformación D3 se establece por la existencia de una antiforma amplia con un eje orientado NW-SE que afecta prácticamente a toda la secuencia expuesta en el área de Tizapa, aflorando hacia su núcleo las rocas más antiguas y en forma simétrica hacia el NE y SW, las rocas metamórficas del Jurásico y Cretácico. La edad de esta deformación es laramídica a post-laramídica, previa o probablemente contemporánea a la intrusión diorítica que se localiza justo en el núcleo de esta estructura y con la que pudiera guardar una relación de origen por un levantamiento a consecuencia de la intrusión.

5. D4 ha sido una deformación en la que se asignan prácticamente la totalidad de las fallas normales observadas en el área de Tizapa, siendo principalmente fallas de orientaciones E-W a NW-SE, así como algunas NE-SW.

La principal falla observada es la falla Salas, la cual por el cubrimiento de derrames andesíticos y basálticos cuaternarios, y por la intrusión de riolitas supuestamente del Eoceno-Oligoceno en el plano de falla, puede suponerse que ocurrió en el Terciario inferior, Paleoceno-Eoceno.

CAPÍTULO 6. GEOQUÍMICA

6.1 Introducción.

La reinterpretación de las rocas meta-volcánicas se llevó a cabo teniendo en cuenta que las rocas ensayadas (asociadas a la mineralización) se encuentran metamorfizadas a facies de esquistos verdes, además de estar afectadas por una alteración hidrotermal previa, relacionada con los procesos de formación de los yacimientos de sulfuros masivos volcanogénicos.

El principal control de la composición química de una roca metamórfica es su protolito premetamórfico. Algunas veces la recristalización y las reacciones metamórficas pueden ocurrir isoquímicamente, pero en la mayoría de los casos ocurren cambios en la composición química (Figura 24). Esto está controlado principalmente por el movimiento de fluidos y las condiciones termales durante el metamorfismo, además de la interacción con protolitos de diferente composición, lo cual puede originar una mezcla de materiales parentales (Rollinson, 1993).

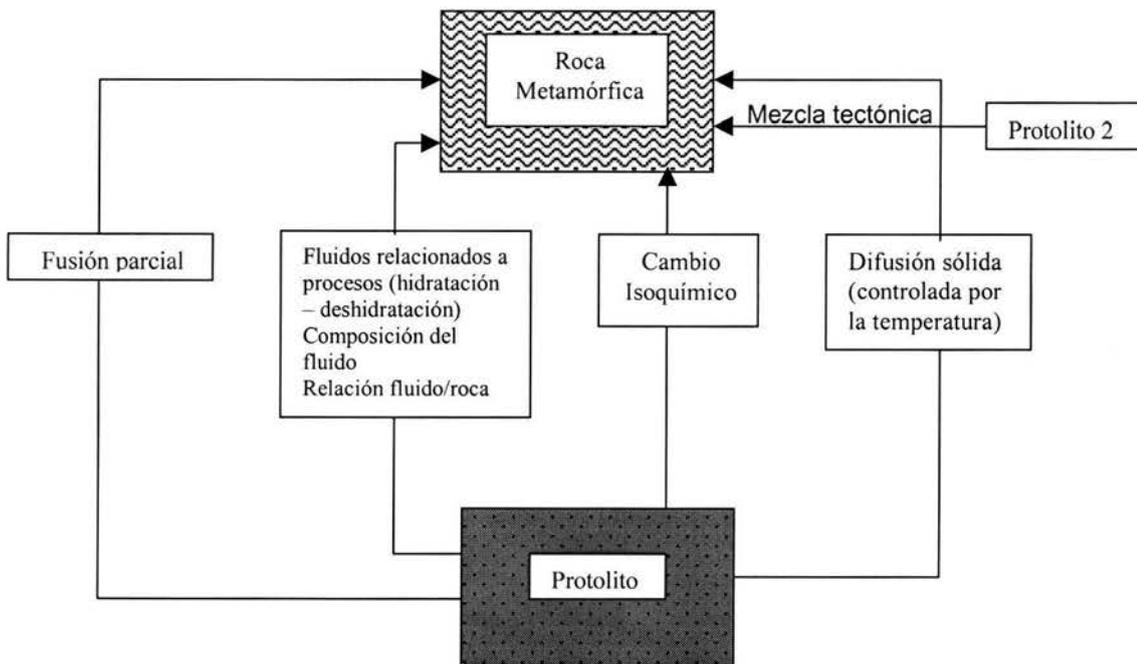


Figura 24. Diagrama de flujo mostrando los principales procesos que controlan la composición química de las rocas metamórficas (Rollinson, 1993).

Movilidad de elementos

La movilidad de elementos describe los cambios químicos que se llevan a cabo en una roca después de su formación, usualmente a través de la interacción con un fluido. Más comúnmente, la movilidad de elementos ocurre durante el intemperismo, la diagénesis y el metamorfismo, o a través de la interacción con un fluido hidrotermal. En rocas metamórficas la movilidad puede ocurrir como resultado de una difusión en estado sólido y en la generación de fusiones (Kerrick and Wyman, 1996).

Las rocas encajonantes del yacimiento de Tizapa, han sufrido cierto grado de alteración hidrotermal submarina, con metamorfismo regional de bajo grado sobreimpuesto, por lo que fue necesario hacer una evaluación de la movilidad de elementos, antes de interpretar las características geoquímicas primarias.

Los criterios que se utilizan para evaluar la movilidad de los elementos en un cuerpo rocoso, pueden ser agrupados de la siguiente forma (Kerrick and Wyman, 1996):

Criterios de campo:

1. Preservación de estructuras primarias (almohadillas, flujos, etc.)
2. Deformación mínima
3. Carencia de evidencias de hidrotermalismo sobreimpuesto

Criterios petrográficos:

4. Preservación de mineralogía primaria
5. Mínima deformación inter o intracristalina

Criterios geoquímicos:

6. Bajo contenido de H₂O y CO₂
7. Uniformidad en las relaciones entre elementos tales como Al₂O₃/TiO₂, Ti/Zr, Ti/Sc
8. Patrones suaves de REE, excepto Ce y Eu.

Clasificación de los elementos traza

En términos de su abundancia, los elementos pueden clasificarse en: elementos mayores, los cuales tienen concentraciones mayores a 1% en peso; elementos menores con concentraciones de 1% a 0.1% en peso; y elementos

traza con concentraciones menores a 0.1% en peso (1000 ppm). Es común referir los elementos mayores y menores simplemente como mayores y reportarlos en óxidos mientras que los traza son reportados como elementos. No en todas las rocas se puede aplicar esta división ya que hay algunos elementos que pueden ocurrir como traza o mayores, particularmente el K, P y Ti (Jenner, 1996).

Algunos elementos traza a menudo son referidos como incompatibles o compatibles. La compatibilidad se refiere a la tendencia de un elemento determinado a mantenerse en la fase sólida más que en la fase líquida durante la cristalización de un magma, y está definida en función del coeficiente de distribución D :

$$D = \text{concentración en el mineral} / \text{concentración en el líquido}$$

De donde los elementos con valores de $D < 1$ son llamados incompatibles y se concentran preferencialmente en la fase líquida durante los procesos de evolución magmática, mientras que los elementos con $D > 1$ son denominados compatibles y tienden a ser retenidos en los sólidos durante la fusión parcial y concentrados en las fases cristalinas durante el proceso de cristalización fraccionada (Wilson, 1989). Un inconveniente con esta clasificación es que puede generar confusiones cuando se discute sobre una serie de rocas ígneas, por ejemplo en el caso en que los elementos resulten incompatibles en un basalto pero compatibles en una roca félsica.

Un método alternativo para clasificar los elementos está basado en la relación del radio iónico sobre la carga iónica. La ventaja de esta clasificación es que es independiente del coeficiente de distribución (Saunders et al., 1980) y que los elementos con relación similar, normalmente tienen un comportamiento químico similar (Rollinson, 1993). Saunders et al. (1980) proponen una definición basada en la relación radio iónico/carga iónica (r_i/c_i) donde los elementos con $r_i/c_i > 0.2$ son llamados "Low Field Strength Elements" (LFSE) y aquellos con $r_i/c_i < 0.2$ son llamados "High Field Strength Elements" (HFSE) separando el grupo de las tierras raras (REE). Rollinson (1993) utiliza la misma nomenclatura, pero se basa en la relación carga iónica/radio iónico (potencial iónico) e incluye otros elementos dentro de las agrupaciones (Tabla 7).

Otro grupo comúnmente usado, son los “Large Ion Lithophile Elements” (LILE), que incluye elementos con un radio iónico de entre 0.94 y 1.67 angstroms. Rollinson (1993) nota que el grupo de los LILE corresponde a su agrupación LFSE. Otros grupos comúnmente usados que se muestran en la tabla 6.1.1, son los elementos de transición (TE) y el grupo de los platinoides (PGE). Es común ver que los elementos traza son referidos como móviles o inmóviles cuando se está estudiando el metamorfismo y/o alteración que han afectado a las rocas; sin embargo, es difícil utilizar esta división en un sentido estricto, ya que la movilidad de los elementos depende de las condiciones bajo las cuales se encuentren, por ejemplo, en condiciones de pH muy bajo el aluminio puede ser movilizado. La tabla 8 lista un resumen del comportamiento móvil o inmóvil de los elementos con base en datos empíricos y una extensa investigación en la literatura (e.g., Kean et al., 1995).

Tabla 7. Clasificación de los elementos traza (Jenner, 1996).

Field Strength	Radio iónico/Carga iónica (Saunders et al., 1980)
Low field strength elements (LFSE)	Ri/Ci > 0.2 Cs,Rb,K,Ba,Sr,Th,U,Pb
High field strength elements (HFSE)	Ri/Ci < 0.2 Zr,Hf,Nb,Ta,Ti,P
Elementos de tierras raras	La-Lu (REE) + Y
Tierras raras ligeras (LREE)	La,Ce,Pr,Nd
Tierras raras medianas(MREE)	Sm,Eu,Gd,Tb,y,Ho
Tierras raras pesadas (HREE)	Er,Tm,Yb,Lu
Grandes iones litófilos	Cs,Rb,K,Ba,Sr,Th,U,Pb,La,Ce (Schilling, 1973)
Potencial iónico	Carga iónica/Tamaño iónico (Rollinson, 1993)
Low field strength elements (LFSE)	Cs,Rb,K,Ba,Pb.Sr,Eu
High field strength elements (HFSE)	Sc,Y,Th,U,Pb,Zr,Hf,Nb,Ta,Ti + La-Lu
Higromagmatófilos	Según su coeficiente de distribución (Wood, 1979)
Menos higromagmatófilos (D~0.1)	Sr,P,Ti,Y,HREE (Zr,Hf)
Más higromagmatófilos (D<0.01)	Cs,Rb,K,U,Th,Nb,Ba,La,Ce (Zr,Hf)
Elementos de transición	TE – Cr,Ni,Sc,V,Co,Cu,Zn (Ti,Fe,Mn)
Elementos del grupo del Platino	PGE – Ru,Rh,Pd,Os,Ir,Pt
Metales base	Ag,Cu,Ni,Zn,Cd,Mn,Pb
Metales nobles o preciosos	Ru,Rh,Pd,Os,Ir,Pt,Au,Ag

Tabla 8. Clasificación de elementos traza y su comportamiento durante metamorfismo y alteración (Jenner, 1996).

LFSE	Dominado por agua marina (SWD)	Dominado por roca (RD)	Comentarios
K,Rb,Cs,U,Pb	Móviles	Móviles	Fuertemente móviles Preferentemente considerado móvil. Sin embargo, en sistemas RD podrían ser buenos indicadores petrogenéticos.
Ba,Sr	Móviles	¿	Potencialmente móvil, pero en general, se mantiene inmóvil.
Th	¿	Inmóvil	
HFSE			
Ti,Zr,Hf,Nb,Ta	Inmóviles	Inmóviles	Inmóviles
P	Móvil	Inmóvil	Inmóvil a ligeramente móvil
Y	Inmóvil	Inmóvil	Inmóvil
REE			
La,Ce,Nd,Sm	Móviles	Inmóviles?	Pueden ser móviles pero en la mayoría de las rocas volcánicas alteradas, se observan inmóviles
Eu	Ligeramente móvil a móvil	Ligeramente móvil a móvil	El más relevante de las REE, para interpretaciones petrogenéticas en rocas alteradas
Gd,Tb,Dy,Er,Yb,Lu	Ligeramente móviles	Inmóviles	Generalmente inmóviles en sistemas donde el fluido dominante es el agua, adicionando carbonatos pueden ser móviles.
TE			
Cr,Ni,Sc,V	Inmóviles	Inmóviles	Ti-V relación de elementos inmóviles muy útil.

6.2 Movilidad de elementos en las rocas relacionadas a la mineralización de Tizapa.

Debido a la falta de rocas no alteradas y de control sobre los protolitos de las rocas metamórficas, que sirvieran de parámetros de comparación con las rocas alteradas de Tizapa, no fué posible realizar una evaluación cuantitativa de los índices de alteración y movilidad de elementos. Por lo que, únicamente se llevó a cabo una evaluación cualitativa de la movilidad de elementos, con base en los criterios previamente enlistados por Kerrich and Wyman, (1996):

Criterios de campo:

Para el caso de la secuencia meta-pelítica–meta-volcánica, los criterios de campo indican de manera sobresaliente que debió haber movilidad de elementos, ya que las rocas se encuentran fuertemente deformadas, y no se

aprecian estructuras primarias salvo la estratificación en las rocas meta-pelíticas, que es paralela a la foliación. Además existe hidrotermalismo no solo contemporáneo a la mineralización sino también de edad cenozoica relacionado a los diques de composición diversa, que producen silicificación local y parcial de las rocas que los encajonan.

Criterios petrográficos:

En sección delgada, es posible encontrar relictos de la mineralogía primaria, tanto en las meta-andesitas como en las meta-riolitas; sin embargo, la deformación inter-cristalina es evidente. Contrariamente, en las menas metálicas la mineralogía primaria se conserva en su mayoría y los grados de deformación inter-cristalina son muy variables, encontrándose áreas donde se observa una deformación intensa (ver capítulo 7).

Criterios geoquímicos:

Hemos mencionado que en general, la presencia de fluidos, ya sean intersticiales o dentro de la estructura molecular, favorece la movilidad de elementos. Debemos considerar que la secuencia encajonante de los sulfuros estuvo sujeta a la presencia de fluidos hidrotermales. Durante el metamorfismo es difícil evaluar la presencia de fluidos externos; sin embargo, podemos estimar la proporción de agua y volátiles con respecto a los elementos mayores en roca total, por medio de la pérdida por calcinación (LOI) en los análisis de fluorescencia. En la gráfica de la Figura 25 (tabla 9), se observa que el contenido de agua y volátiles debió haber sido alto, favoreciendo la movilidad de elementos mayores en las rocas de Tizapa.

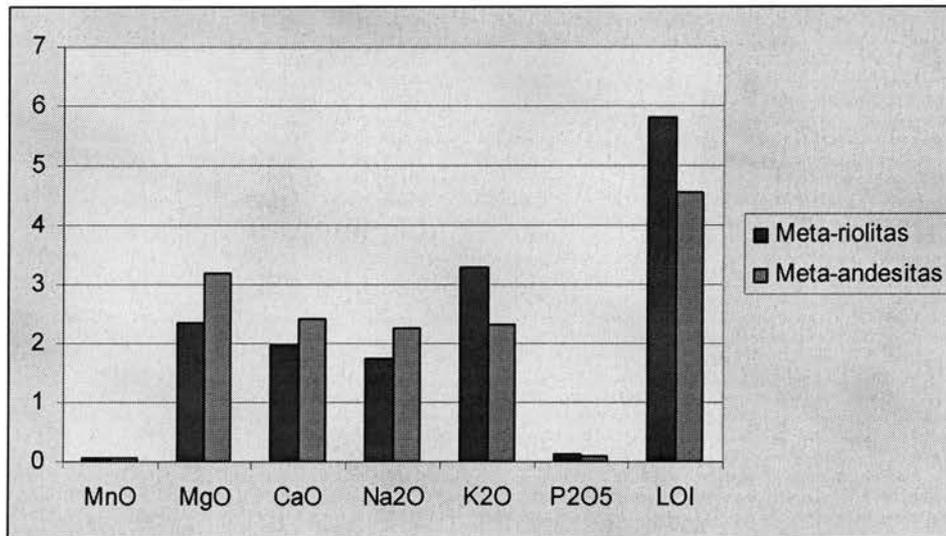


Figura 25. Gráfica que muestra la alta proporción de volátiles en los análisis de roca total, con respecto a los elementos mayores.

Todos estos criterios sugieren que la composición química original de las rocas del distrito de Tizapa, debió ser modificada por la movilidad de algunos elementos, por lo que se ha optado por hacer caso omiso de los elementos mayores y seleccionar únicamente diagramas de clasificación y discriminación, basados en elementos traza (HFSE) inmóviles bajo las condiciones de metamorfismo que sufrieron las rocas de Tizapa.

Tabla 9. Datos de elementos mayores y algunos traza tomados de la base de datos generada por Dowa.

Mtra.	Lit. *	SiO2 Wt%	TiO2 Wt%	Al2O3 Wt%	FeO (total)	MnO Wt%	MgO Wt%	CaO Wt%	Na2O Wt%	K2O Wt%	P2O5 Wt%	LOI Wt%	Nb ppm	Zr ppm	Y ppm
B-061	Mri	78.35	0.13	10.87	1.62	0.02	1.07	0.57	1.46	2.67	0.03	1.62	8	171	30
B-126	Mri	62.65	0.58	13.71	4.75	0.08	3.26	2.69	4.02	2.8	0.07	4.05	6	138	22
B-143	Mri	63.43	0.46	14.4	5.45	0.06	4.08	2	5.72	0.35	0.12	3.38	10	216	36
B-176	Mri	62.7	0.46	16.01	5.1	0.03	2.59	1.59	3.68	2.61	0.14	3.72	8	231	40
B-207	Mri	76.53	0.16	12.47	2.44	0.01	0.69	0.08	3.81	1.65	0.03	1.53	10	198	34
B-223	Mri	74.54	0.16	13.39	2.95	0.01	0.74	0.03	0.14	3.31	0.03	3.77	6	207	32
D-061	Mri	73.9	0.21	13.65	1.65	0.02	2.34	0.42	2.07	1.88	0.05	2.4	10	174	26
D-095	Mri	67.94	0.43	14.82	4.15	0.05	1.56	0.02	0.01	6.29	0.08	3.08	6	198	36
A-004	Ma	52.83	0.72	16.58	7.4	0.06	6.72	3.07	5.48	0.19	0.1	5.66	8	174	26
A-006	Ma	73.91	0.23	12.57	3.18	0.1	2.17	0.36	0.16	3.28	0.03	2.97	6	165	20
A-010	Ma	61.28	0.59	13.67	12.4	0.14	4.18	0.14	0.01	2.13	0.09	4.04	6	132	12
A-016	Ma	68.14	0.09	9.41	9.46	0.13	4.87	0.05	0.05	1.01	0.02	5.33	8	117	22
A-017	Ma	64.85	0.33	13.1	8.04	0.13	3.49	0.17	0.13	2.64	0.08	5.55	8	171	22
A-020	Ma	59.6	0.86	13.57	12.83	0.12	3.51	0.21	0.08	2.43	0.12	5.15	8	165	18
A-31	Ma	71.16	0.1	10.11	8.2	0.03	0.77	0.05	0.07	3.18	0.01	5.48	8	129	32
A-35	Ma	56.8	0.81	15.82	11.77	0.15	5.75	0.24	0.06	2.56	0.16	4.73	6	144	28
A-42	Ma	55.43	0.56	12.4	18.28	0.17	5.44	0.18	0.01	1.01	0.09	5.21	4	99	8
B-052	Ma	67.9	0.41	13.46	4.81	0.05	2.9	1.53	4.25	0.76	0.11	2.73	8	201	36
B-082	Ma	58.43	0.59	18.53	7.17	0.07	3	0.04	7.89	0.55	0.13	2.24	12	297	48
B-101	Ma	62.03	0.64	15.14	6.29	0.08	4.21	1.91	4.66	0.39	0.06	3.06	8	180	24
B-146	Ma	70.66	0.39	12.66	4.31	0.03	2.1	1.51	5.11	0.27	0.11	1.54	10	198	36
B-169	Ma	55.44	0.6	14.03	5.85	0.17	3.14	7.34	2.89	0.98	0.08	8.63	8	144	24
B-175	Ma	52.35	0.56	13.24	5.74	0.11	3.03	10.33	1.89	1.05	0.09	11.1	6	132	24
B-200	Ma	62.02	0.57	15.16	5.9	0.04	4.8	1.18	5.19	0.5	0.06	3.65	8	153	24
B-248	Ma	71.43	0.27	13.02	4.82	0.03	2.22	0.16	0.21	3.06	0.09	3.04	12	339	28
C-018	Ma	51.74	1.19	18.77	8.91	0.13	4.34	6.1	4.3	0.37	0.19	3.23	8	123	24
C-24	Ma	51.77	1.17	17.06	9.29	0.09	5.07	8.31	1.83	0.2	0.18	4.18	8	135	34
C-51	Ma	61.98	0.89	15.89	5.61	0.07	2.69	3.83	2.05	1.43	0.06	4.55	10	189	36
C-60	Ma	55.03	0.67	14.47	9.78	0.18	6.41	0.14	3.06	0.53	0.08	8.18	8	111	40
C-68	Ma	60.3	0.75	14.96	5.8	0.09	4.2	4.69	5.05	0.81	0.11	1.74	8	174	28
C-78	Ma	56.86	1.06	17.48	6.24	0.07	4.07	2.82	7.25	0.38	0.15	2.19	14	165	26
C-88	Ma	75.63	0.44	10.52	4.65	0.03	1.3	0.64	0.32	1.84	0.06	3.63	12	90	26
C-91	Ma	52.42	1.45	15.5	9.75	0.1	8.04	2.5	2.97	0.73	0.23	5.56	12	144	24
D-051	Ma	63.15	0.48	11.39	10.07	0.2	6.65	0.29	0.68	0.86	0.09	4.27	8	123	28
D-132	Ma	59.77	0.73	14.88	6.64	0.1	2.91	5.65	3.44	0.85	0.12	3.85	4	111	26
D-222	Ma	60.68	0.74	19.69	4.24	0.07	1.49	0.05	2.29	6.25	0.1	3.24	10	252	54
D-227	Ma	77.31	0.17	10.96	2.32	0.01	0.25	0.03	0.28	7.09	0.02	0.93	6	159	24
D-240	Ma	60.88	0.85	16.61	6.34	0.1	2.02	2.83	4.8	1.46	0.14	2.4	6	162	36

* Litología (lit): Mri=Meta-riolita; Ma=Meta-andesita. Para consultar la base de datos completa y la localización de las muestras, ver el apéndice.

6.3. Clasificación geoquímica de las rocas meta-volcánicas.

El diagrama de total de álcalis-sílice (TAS) es uno de los más utilizados para la clasificación geoquímica de las rocas volcánicas; sin embargo, es inapropiado para rocas ricas en potasio y altamente magnésicas y normalmente no se utiliza con rocas volcánicas intemperizadas, alteradas o metamorfozadas,

debido a la movilidad de elementos que pueden sufrir las rocas originales sometidas a esos procesos (Rollinson, 1993).

El diagrama TAS está basado en dos ejes: uno ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) mide la alcalinidad y el otro (SiO_2) indica el grado de fraccionamiento o evolución del magma. Para medir la alcalinidad con base en elementos inmóviles no susceptibles a la alteración, la relación más utilizada es Nb/Y (Pearce y Cann, 1973; Floyd y Winchester, 1978), mientras que, para evaluar el grado de fraccionamiento la relación más comúnmente usada es Zr/Ti (Winchester y Floyd, 1977; Pearce y Norry, 1979).

Dowa analizó las características primarias de las rocas metamórficas de Tizapa con base en elementos mayores, argumentando que el metamorfismo había ocurrido en un sistema químico cerrado, sin realizar una evaluación previa de la movilidad de elementos. En el diagrama del TAS (Figura 26), el reporte de Dowa define un espectro de rocas cuya composición geoquímica varía de basalto a riolita, con un predominio de las rocas intermedias a básicas, siendo éste uno de sus argumentos para discriminar a Tizapa como un yacimiento tipo Kuroko. Sin embargo, en la gráfica de Winchester y Floyd (Figura 27) podemos observar que aunque existen un par de muestras que caen en el campo basáltico, el vulcanismo predominante es de intermedio a félsico, como sucede en el caso de los yacimientos Kuroko. Podemos observar también, que no todos los esquistos verdes pueden ser considerados meta-andesitas y la presencia de clorita en las rocas que caen en el campo riolítico, puede ser atribuida a alteración hidrotermal previa al metamorfismo.

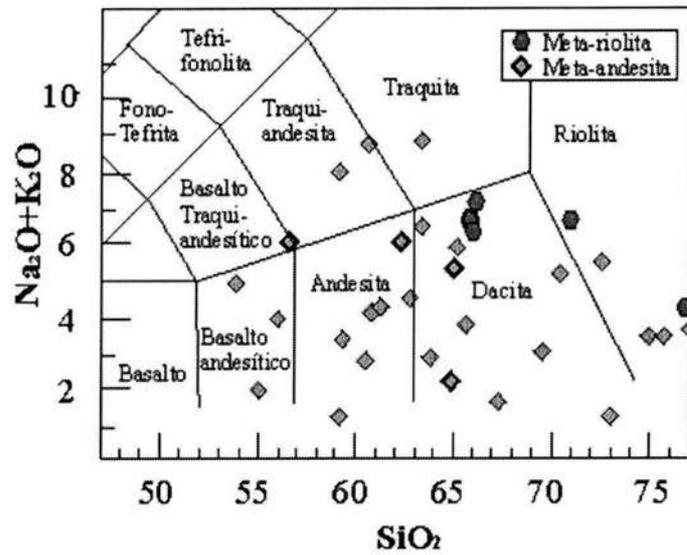


Figura 26. Clasificación geoquímica de las rocas meta-volcánicas de Tizapa, con base en elementos mayores (diagramas TAS).

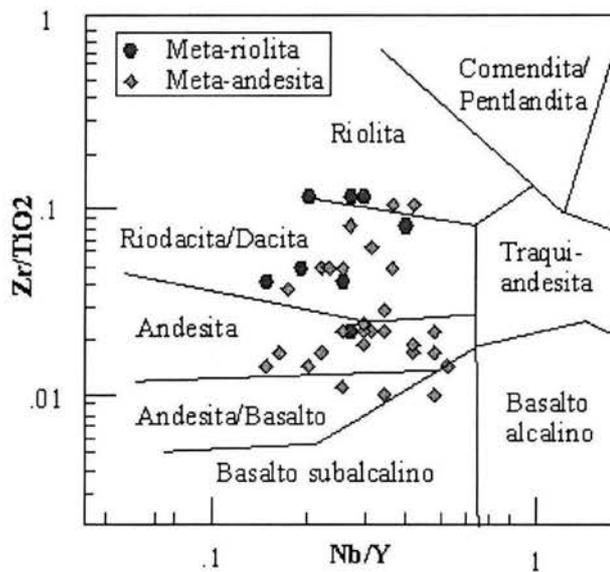


Figura 27. Clasificación geoquímica de las rocas meta-volcánicas de Tizapa, con base en elementos traza (diagrama de Winchester y Floyd, 1967).

6.4. Clasificación tectónica de las meta-andesitas

Muchos diagramas de discriminación que nos permiten asignar un probable ambiente tectónico a las rocas ígneas, fueron diseñados originalmente para rocas basálticas, con base en numerosos datos de análisis de lavas provenientes de ambientes tectónicos conocidos. Sin embargo, en la actualidad muchos autores incluyen datos de rocas intermedias y félsicas. En el presente estudio se seleccionaron las muestras de roca, cuya composición geoquímica cae en los campos de andesita y andesita basáltica para realizar la clasificación tectónica. Dichas muestras son: A-004, A-010, A-020, A-35, A-42, B-169, B-175, B-200, C- 018, C-24, C-78, C-51, C-60, C-68, C-88, C-91, D-051, D-132, D-240. (Tabla 9.)

La mayoría de los diagramas de clasificación tectónica están basados en elementos traza inmóviles durante procesos de intemperismo, alteración hidrotermal y metamorfismo. Es necesario discriminar entre los tres principales tipos de basaltos tectónicamente definidos: a) basaltos de cordilleras centro-oceánicas (*Mid Ocean Ridge Basalts*, MORB), producidos en márgenes de placas divergentes b) los basaltos de arco volcánico (*Volcanic Arc Basalts*, VAB) y c) los basaltos de intraplaca (*Within Plate Basalts*, WPB) generados lejos de cualquier margen de placas.

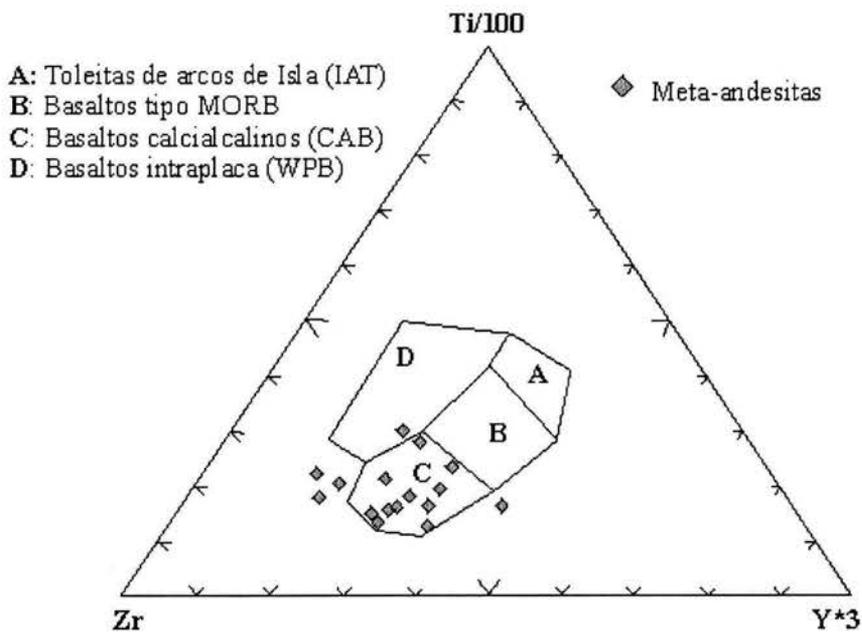


Figura 28. Diagrama de discriminación tectónica para las meta-andesitas y meta-basaltos de Tizapa, según Pearce y Cann (1973).

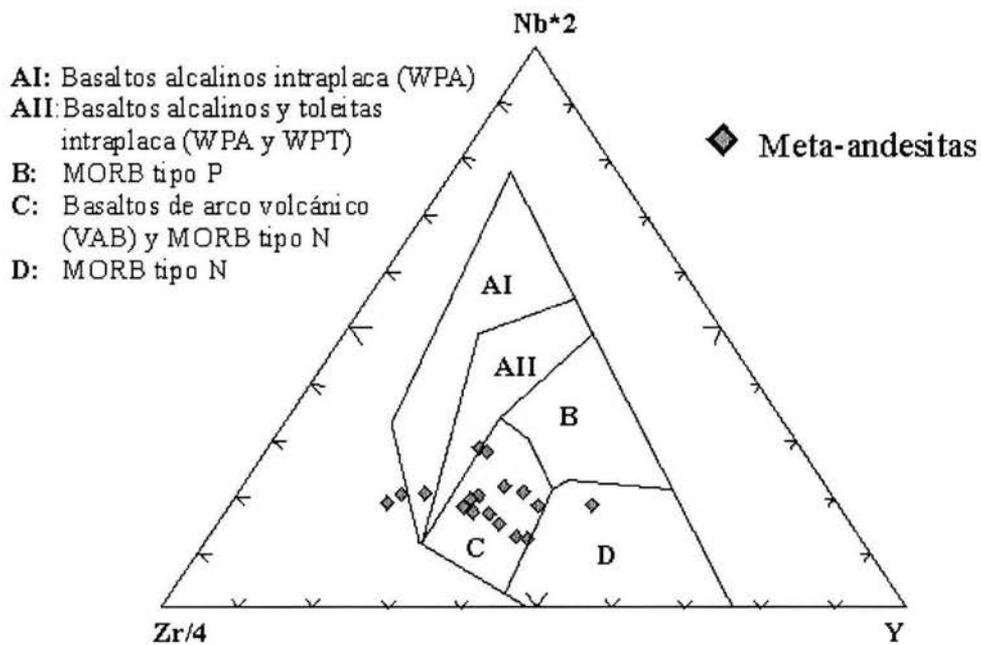


Figura 29. Diagrama de discriminación tectónica para las meta-andesitas y meta-basaltos de Tizapa, según Meschede (1986).

Cada uno de los tres grupos puede subdividirse en varios tipos petrológicos: los MORB y WPB en toleitas y basaltos alcalinos y los VAB en toleitas, basaltos calco-alcalinos y shoshonitas. Tanto los VAB como los WPB pueden subdividirse en los subtipos oceánico y continental.

En el diagrama de Pearce y Cann (1973) observamos que las rocas meta-volcánicas de Tizapa se concentran en el campo de arco volcánico calcialcalino (Figura 28).

El diagrama Nb-Zr-Y de Meschede (1986) es similar a la proyección Ti-Zr-Y de Pearce y Cann (1973) con la diferencia de que al introducir el Nb, Meschede habilita el índice de alcalinidad pudiendo distinguir los MORB tipo P de los MORB tipo N. En este caso, las rocas de Tizapa también se concentran en el campo de arco volcánico con presencia de MORB tipo N (Figura 29), los cuales son característicos de ejes de cordilleras centro-oceánicas donde la corteza se encuentra adelgazada, ya que petrogenéticamente, provienen del manto superior. El hecho de tener presencia de rocas características de arco y de cordillera, nos ubica en un ambiente tectónico de arco volcánico pero transicional, lo cual también resulta congruente con el ambiente tectónico de depositación de los yacimientos tipo Kuroko.

6.5 Clasificación geoquímica de la mineralización

La clasificación geoquímica de la mineralización de Tizapa, según Solomón (1976) y Lydon (1998), es de tipo Zn-Pb-Cu (Figura 30).

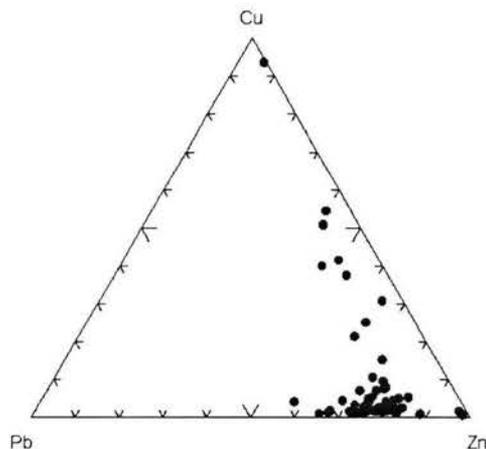


Figura 30. Diagrama ternario Pb-Zn-Cu para el yacimiento de Tizapa.

Esta clasificación geoquímica de la mena de Tizapa, corresponde a la de los depósitos de sulfuros masivos en rocas volcano-sedimentarias predominantemente félsicas, entre los que se encuentran los depósitos tipo Kuroko (ver figura 4 en capítulo 3).

6.6 Discusión.

Existe una gran variedad de diagramas geoquímicos tanto para la clasificación de rocas como para la clasificación tectónica. Actualmente, en muchas ocasiones se hace uso indiscriminado de ellos, llegando a interpretaciones erróneas o incongruentes. Es por eso que resulta necesario hacer un estudio detallado tanto de las rocas ensayadas, y el grado de alteración o metamorfismo que hayan sufrido, como del tipo de análisis realizado, para elegir los diagramas que resulten más convenientes.

El estudio geoquímico de mayor detalle que se ha realizado en el área de la mina Tizapa, es el realizado por Dowa, donde concluyen que el volcanismo asociado a los sulfuros masivos varía predominantemente, de andesítico a basáltico. Considerando esto, como uno de los principales criterios para discriminar a Tizapa como un yacimiento tipo Kuroko, y proponen un modelo de mineralización tipo Tizapa. Sin embargo, realizan su interpretación con base en elementos mayores y utilizando diagramas no adecuados.

La presente reinterpretación de los datos geoquímicos obtenidos por Dowa, se llevó a cabo, seleccionando primeramente los resultados de los análisis de la litología que se consideró más apropiada, posteriormente, a partir de esos datos se seleccionaron los elementos que podían ser utilizados y finalmente, los diagramas de clasificación. Se obtuvo una clasificación geoquímica de rocas y un ambiente tectónico de emplazamiento, similares a los de los yacimientos tipo Kuroko.

CAPÍTULO 7. MINERALOGÍA Y TEXTURAS

7.1 Introducción

La mineralización del yacimiento de Tizapa, se presenta como sulfuros masivos bandeados, brechados, y también como diseminación en las rocas meta-volcánicas en que se encajonan los sulfuros masivos. En el presente trabajo, se realizó el estudio mineragráfico en un microscopio óptico, de 20 muestras pertenecientes a los tres tipos de mineralización, con el objeto de identificar las especies de minerales opacos (luz reflejada) y transparentes (luz transmitida), sus interrelaciones texturales y establecer la sucesión paragenética de cada una de las formas de mineralización. Adicionalmente, se realizaron estudios de microsonda electrónica con la finalidad de determinar la química mineral. La tabla 10 y la figura 31, muestran la localización, tipo de mineralización y los análisis realizados a cada muestra.

Tabla 10. Localización de muestras y análisis realizados: M=Mineragrafía; W=Microsonda electrónica; I=Inclusiones fluidas.

Muestra	Barreno	Coordenadas		Profundidad (m)	Análisis	Tipo de mineralización
		Este	Norte			
2	Tiz-33	9,416.38	10,514.93	402.90	M; W	Sulfuros brechados
4	"	"	"	407.40	M	"
6	"	"	"	410.95	M	"
7	"	"	"	415.85	M	"
11	Tiz-52	9,456.28	10,897.78	623.85	M; W	Sulfuros bandeados
12	"	"	"	627.90	M	"
14	"	"	"	639.20	M	Sulfuros brechados
15	"	"	"	642.90	M	"
21	Tiz-53	9,065.48	10,745.09	650.85	M; I	Sulfuros diseminados
22	"	"	"	635.40	M; W	Sulfuros bandeados
23	"	"	"	636.20	M; I	"
31	Tiz-56	8,505.90	10,819.95	837.60	M; I	"
33	"	"	"	841.60	M; W	"
49	Tiz-48	9,505.18	10,750.56	463.35	M	Sulfuros brechados
50	"	"	"	465.50	M; W	Sulfuros bandeados
52	"	"	"	467.15	M	Sulfuros diseminados
57	"	"	"	482.50	M	Sulfuros bandeados
58	"	"	"	485.35	M	Sulfuros diseminados
66	Tiz-34	9,368.58	10,662.28	460.80	M; I	Sulfuros brechados
68	"	"	"	466.40	M; I	"

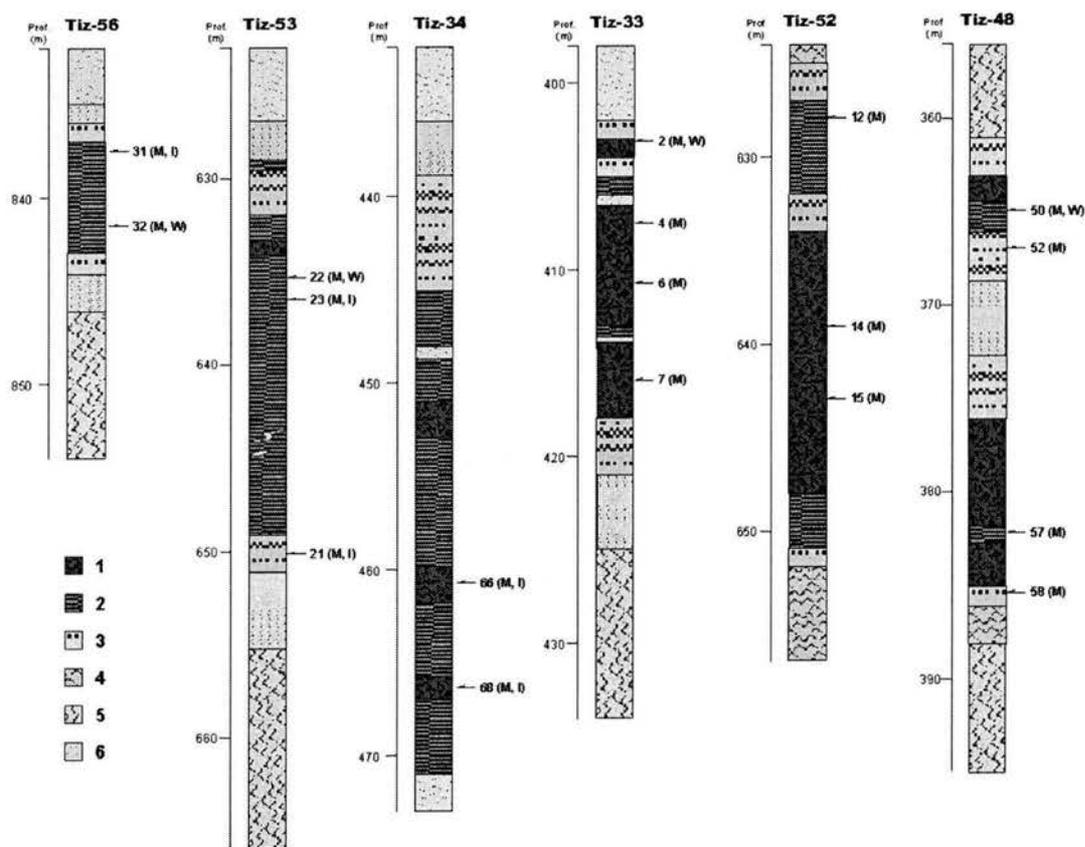


Figura 31. Columnas geológicas de barrenos y con los puntos de muestreos y análisis realizados. 1=Sulfuros brechados; 2=Sulfuros bandeados; 3=Sulfuros diseminados; 4=Meta-riolita; 5=Meta-andesita; 6=Filita grafitica superior.

7.2 Sulfuros Masivos Bandeados

Las estructuras macroscópicas que presenta la mineralización son: a) Laminación de sulfuros masivos de escala milimétrica a centimétrica, alternando niveles anquimonominerálicos amarillos de pirita, con niveles grises de esfalerita con galena (Figura 32 A). b) Bandeado mineralógico con plegamiento isoclinal. El grosor de estos niveles varía de entre 2 y 20 cm. (Figura 32 B)

El tamaño de grano es muy fino y homogéneo en los cuerpos de sulfuros masivos (entre 100 y 300 μm).

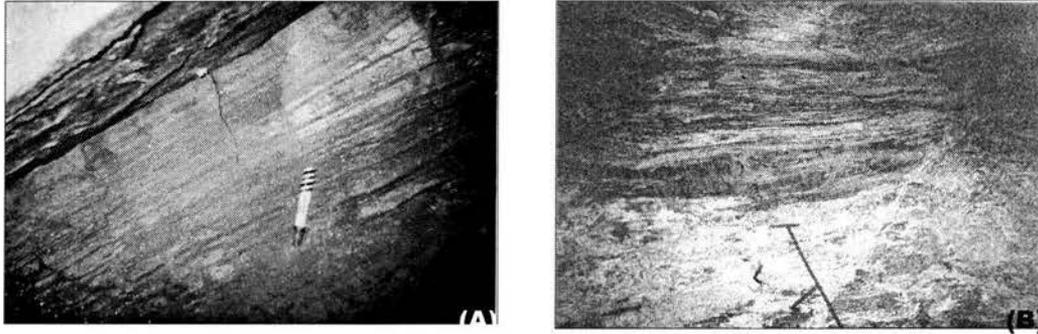


Figura 32. (A) Sulfuros masivos laminados. Ancho del campo: 60 cm. (B) Sulfuros masivos bandeados. Ancho del campo: 120 cm.

Las laminaciones de los sulfuros masivos están definidas por una diferencia en la proporción de pirita y esfalerita (Figura 33 A). En las láminas en las que la concentración de esfalerita es mayor, los cristales de pirita son de grano hasta 200 μm más grueso.

7.2.1 Mineralogía y Texturas

La mineralogía de los cuerpos estratiformes de sulfuros masivos bandeados del yacimiento de Tizapa es relativamente simple. La pirita constituye cerca del 50% modal del total de los sulfuros. Otros minerales metálicos presentes en la mineralización son esfalerita, galena, calcopirita, sulfosales (argentotenantita y meneghinita), estannoidita y arsenopirita, y están presentes en cantidades variables.

Las asociaciones mineralógicas presentes son:

1. Asociaciones de pirita-esfalerita.
2. Asociaciones de pirita-esfalerita-estannoidita-cuarzo.
3. Asociaciones de arsenopirita-pirita-esfalerita-cuarzo.
4. Asociaciones de pirita-esfalerita-galena-sulfosales (argentotenantita y meneghinita) y estannoidita.
5. Asociaciones de pirita-esfalerita-calcita.

Pirita

Es el sulfuro de mayor abundancia, sin embargo, en algunas muestras la esfalerita es dominante. De manera general desarrolla cristales idiomórficos, en diferentes tamaños (50-300 μm) y formando diversas texturas.

Frecuentemente, los cristales de pirita están reemplazados por esfalerita, originando texturas cariadas o de “caries y golfos” (Figura 34 A).

En zonas donde la deformación es más intensa se observa claramente el comportamiento más rígido de la pirita con respecto a la esfalerita, galena y sulfosales que bordean a la primera, ocasionando rotación de algunos cristales de pirita (Figura 33 B).

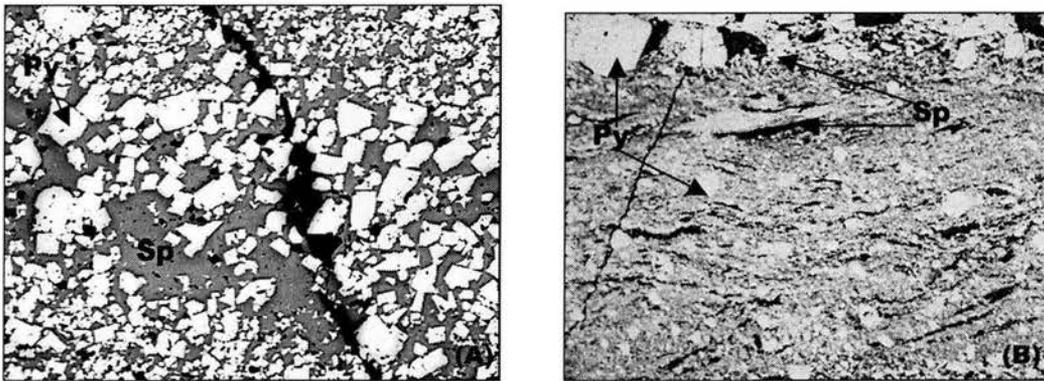


Figura 33 (A). Textura laminar definida por diferentes proporciones de pirita-esfalerita. Ancho del campo: 2 mm. (B) Deformación intensa de la mena. Ancho del campo: 2 mm.

Esfalerita

Se presenta como el segundo sulfuro en abundancia y el principal mineral de mena. Normalmente se encuentra ocupando intersticios entre los cristales de pirita o reemplazándolos en texturas cariadas (Figura 33 A).

Forma cristales de límites irregulares con un tamaño medio de 0.6 mm, constituyendo una matriz que alberga cristales idiomórficos a hipidiomórficos de pirita y en ocasiones bandas intercaladas con pirita. Muestra reflexiones internas color rojo sangre.

Frecuentemente se observan inclusiones sólidas de estannoidita en matriz de esfalerita y en ocasiones creciendo a lo largo de los planos de cristalización de la misma.

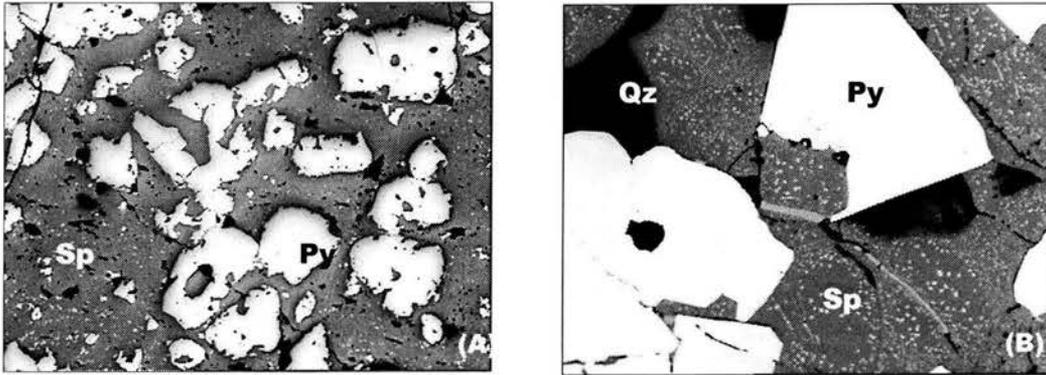


Figura 34. (A) Reemplazamiento de pirita por esfalerita, originando texturas cariadas y golfos. Ancho del campo: 2 mm; (B) Inclusiones sólidas de estannidita en esfalerita. Ancho del campo: 500 μm .

Galena

La galena, mena de Pb en Tizapa, se encuentra en menor cantidad que la esfalerita. En general desarrolla cristales anhedrales de grano muy fino (< 100 μm) que ocupan espacios dejados por cristales de pirita, en ocasiones intercrecida con cristales de esfalerita, estannidita o meneghinita, también se presenta reemplazada por sulfosales. (Figura 35 A)

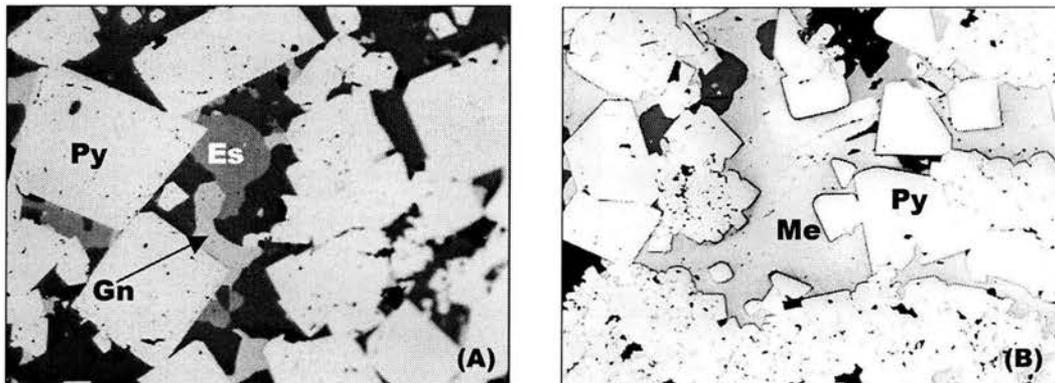


Figura 35 (A) Asociación mineralógica de pirita (Py), esfalerita (Sp), galena (Gn) y estannidita (Es). Ancho del campo: 250 μm ; (B) Cristal de meneghinita (Me) relleno de espacios dejados por pirita (Py). Ancho del campo: 250 μm .

Meneghinita

La meneghinita, sulfosal de Pb, se presenta en menor cantidad que la galena, formando cristales irregulares de hasta 200 μm . Al igual que la galena, se encuentra rellenando espacios dejados por la pirita e intercrecida con la misma galena. (Figura 35 B)

Estannoidita

Se presenta generalmente en forma de inclusiones sólidas dentro de la esfalerita. Los cristales de mayor tamaño llegan a medir hasta 40 μm , son de forma irregular y se encuentran en contactos frontales con la esfalerita y la galena. (Figura 34 B)

Arsenopirita

Es un mineral escaso. Invariablemente se presenta como cristales idiomórficos de sección rómbica alargada o formando mosaicos y reemplazando total o parcialmente a la pirita, no se asocia a ningún otro sulfuro. El tamaño promedio de este mineral es de 100 μm . (Figura 36 A)

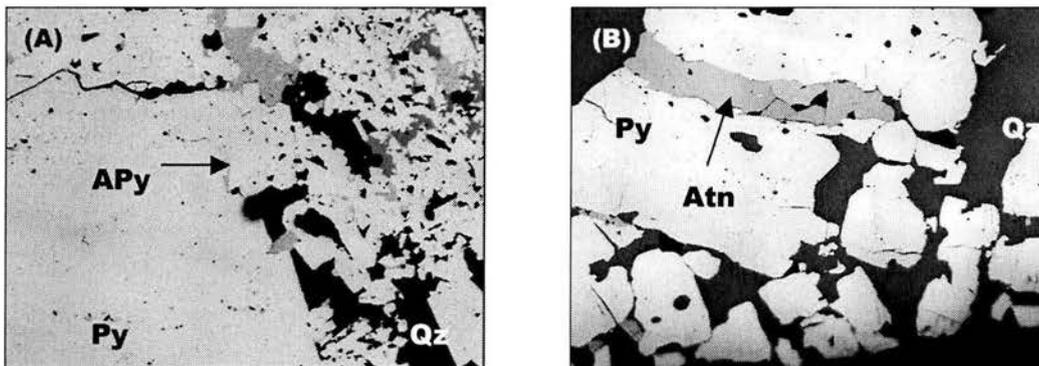


Figura 36 (A). Cristales idiomórficos de arsenopirita (APy) reemplazando parcialmente a la pirita (Py). Ancho del campo: 1000 μm ; (B) Cristales de argentotennantita (Atn) tardía a la pirita (Py). Ancho del campo: 250 μm .

Argentotennantita

Forma cristales alotriomorfos de hasta 70 μm , es poco frecuente y se presenta cortando cristales de pirita o intercrecida con esfalerita. (Figura 36 B)

Cuarzo

Se encuentra formando cristales hipidiomórficos equigranulares de aproximadamente 500 μm , relleno de espacios dejados por pirita o por esfalerita y en ocasiones intercrecido con galena o esfalerita. Está presente tanto en los niveles de esfalerita como en los de pirita.

Calcita

La calcita asociada directamente a los sulfuros es escasa, se encontró únicamente en el barreno Tizapa-57. Se presenta en agregados de cristales idiomórficos de hasta 200 μm , en forma de escalenohedros, relleno de espacios dejados por pirita y esfalerita y no se asocia a ningún otro mineral (Figura 37 A y B).

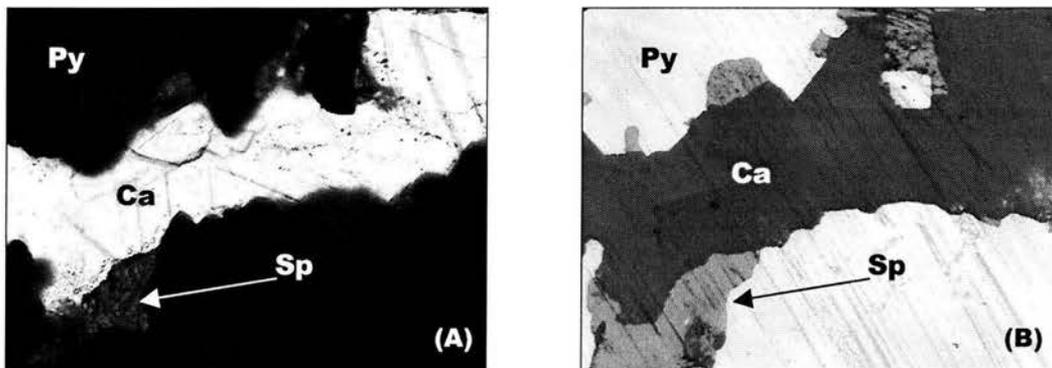


Figura 37. Cristales idiomórficos de calcita (Ca) asociada a pirita (Py) y esfalerita (Sp). Ancho del campo: 500 μm . A) Luz transmitida sin analizador; B) Luz reflejada.

7.3 Sulfuros Masivos Brechados

Las brechas de sulfuros masivos están constituidas por clastos angulosos de pirita masiva que varían en tamaño de unos centímetros a decenas de centímetros, soportados por una matriz de pirita-esfalerita-galena con tamaño de grano de hasta .5 mm, en ocasiones con cementante de cuarzo (Figura 38). En parte, las brechas están cortadas por vetillas milimétricas rellenas por calcita tardía.



Figura 38. Aspecto en interior mina de los sulfuros masivos brechados.

7.3.1 Mineralogía y Texturas

El sulfuro de mayor abundancia es la pirita (80% modal), el resto de sulfuros (calcopirita, galena y esfalerita) se encuentra en cantidades pequeñas. También hay cuarzo asociado directamente a los sulfuros. La calcita que se encuentra localmente en algunas zonas de brecha a manera de vetillas, es de origen epigenético.

Las asociaciones mineralógicas presentes son:

1. Pirita-cuarzo
2. Pirita-calcopirita-esfalerita-galena
3. Pirita-arsenopirita-calcopirita-esfalerita-cuarzo.

Pirita

Es el sulfuro de mayor abundancia tanto en la matriz de las brechas como en los clastos. De manera general desarrolla cristales idiomórficos que alcanzan tamaños de hasta 600 μm y forma diversas texturas.

Frecuentemente, los cristales de pirita se agrupan en forma de mosaico, dejando pocos y pequeños espacios donde se emplazan otros minerales. En estos niveles, la pirita desarrolla ocasionalmente, texturas de “puntos triples” y de recristalización (annealing) (Figura 39 A). También se observan texturas cataclásticas. (Figura 39 B)

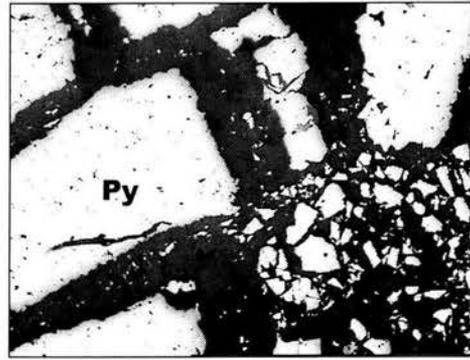
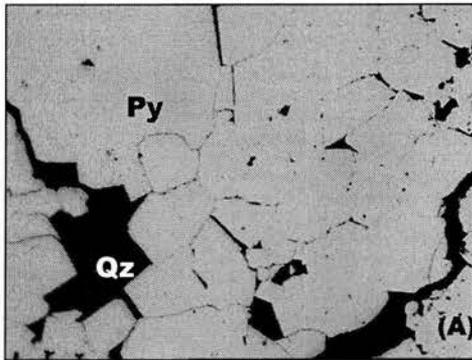


Figura 39 (A). Textura de "puntos triples" en pirita. Ancho del campo: 2 mm; (B) Textura cataclástica en pirita. Ancho del campo: 1 mm.

Calcopirita

Este mineral está en pequeña proporción con respecto a los demás minerales, en general se presenta como cristales de hipidiomórficos a alotriomórficos, con un tamaño de grano promedio de 300 μm . La calcopirita normalmente ocupa intersticios entre los cristales de pirita o los reemplaza. (Figura 40 A)

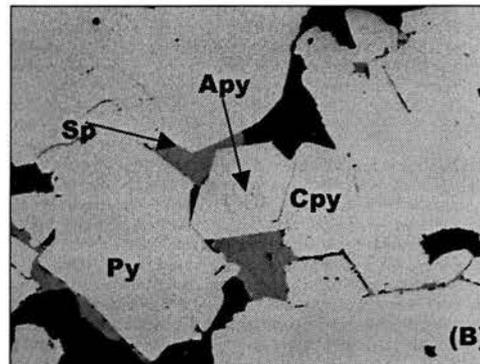
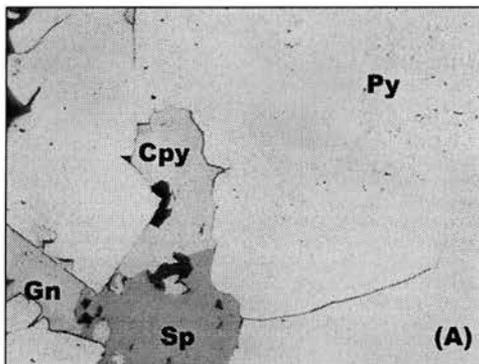


Figura 40 (A). Cristal de calcopirita (Cpy) asociado a esfalerita (Sp) y galena (Gn), relleno de espacios entre pirita. Ancho del campo: 500 μm ; (B) Cristal rómbico de arsenopirita (Apy) en asociación mineral con pirita (Py)-calcopirita (Cpy)-esfalerita (Sp). Ancho del campo: 500 μm .

Galena

La galena se encuentra muy escasamente. Forma cristales anhedrales de grano muy fino ($< 100 \mu\text{m}$) que ocupan espacios dejados por cristales de pirita, en asociación con cristales de esfalerita y calcopirita. (Figura 40 A)

Esfalerita

Se encuentra ocupando intersticios entre los cristales de pirita o como cementante de brecha en asociación con cuarzo. Forma cristales de límites irregulares con un tamaño medio de 400 μm . (Figura 41 B)

Arsenopirita

Al igual que en los sulfuros bandeados, se presenta invariablemente como cristales idiomórficos de sección rómbica alargada o formando mosaicos, pero en este caso puede estar asociada tanto a la pirita como a la calcopirita. El tamaño promedio de este mineral es de 100 μm . (Figura 40 B)

Cuarzo

Presenta en general, las mismas características que los sulfuros bandeados. Forma cristales hipidiomórficos equigranulares de aproximadamente 500 μm , rellenando espacios dejados por pirita o por esfalerita y en ocasiones intercrecido con galena o esfalerita y también como cementante de brecha en asociación con esfalerita (Figura 41 A).

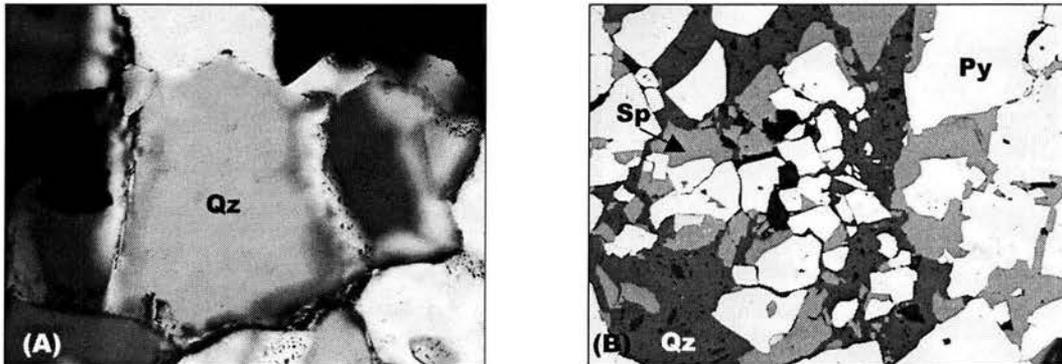


Figura 41 (A). Cristal hipidiomórfico de cuarzo asociado a sulfuros. Luz transmitida con analizador. El color de interferencia es anómalo por tratarse de una sección espesa. Ancho del campo: 250 μm ; (B) Cuarzo (Qz) y esfalerita (Sp) cementando pirita (Py) brechada. Ancho del campo: 2 mm.

Calcita

Como se ha mencionado anteriormente, la calcita presente a los sulfuros masivos brechados es de origen epigenético, y no hay calcita asociada directamente a los sulfuros como en el caso de los sulfuros masivos bandeados. Se encuentra rellenando fracturas de hasta 4 mm, con textura crustificada (eje mayor perpendicular a las tablas de la fractura), y de espacios abiertos (drusas) al centro de las vetillas. Los cristales individuales son hipidiomórficos, de un tamaño máximo de .4 mm. (Figura 42 A y B)

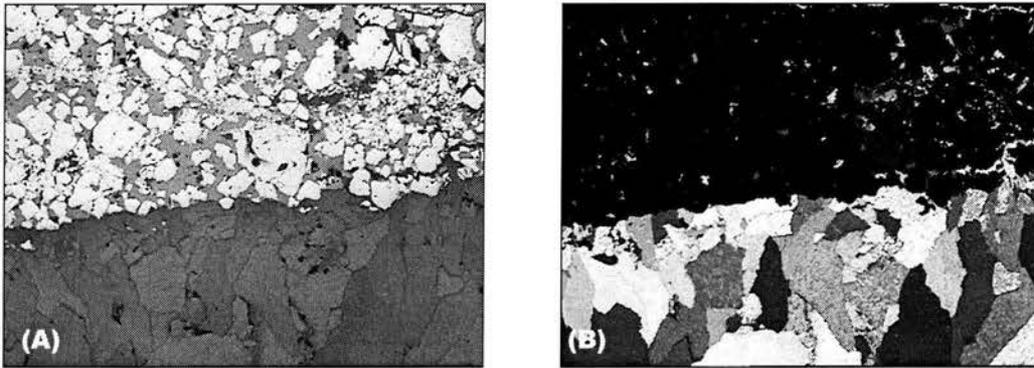


Figura 42. Vetilla de calcita rellenando una fractura en brecha de pirita cementada por esfalerita. Ancho del campo: 2 mm. A) Luz reflejada sin analizador; B) Luz transmitida con analizados.

7.4 Sulfuros Diseminados

Los niveles de sulfuros diseminados se encuentran sobre todo, en el contacto transicional de los sulfuros masivos con las rocas meta-volcánicas encajonantes. Forman laminaciones milimétricas de pirita diseminada alternando con bandas de cuarzo y cuarzo-clorita o cuarzo-sericita

7.4.1 Mineralogía y Texturas

La pirita es el único sulfuro diseminado y se encuentra asociada a cuarzo policristalino y otros silicatos.

Pirita

Forma cristales que varían en forma de idiomórficos a hipidiomórficos y en tamaño de 50 a 600 μm . Se asocia a cristales de cuarzo, sin presencia de ningún otro sulfuro. (Figura 43 A y B)

Cuarzo

Se agrupa en agregados policristalinos, formando lentes y bandas milimétricas. Los cristales presentan extinción ondulante y varían de hipidiomórficos a alotriomórficos. Son equigranulares de un tamaño medio de 350 μm . (Figura 43 A y B)

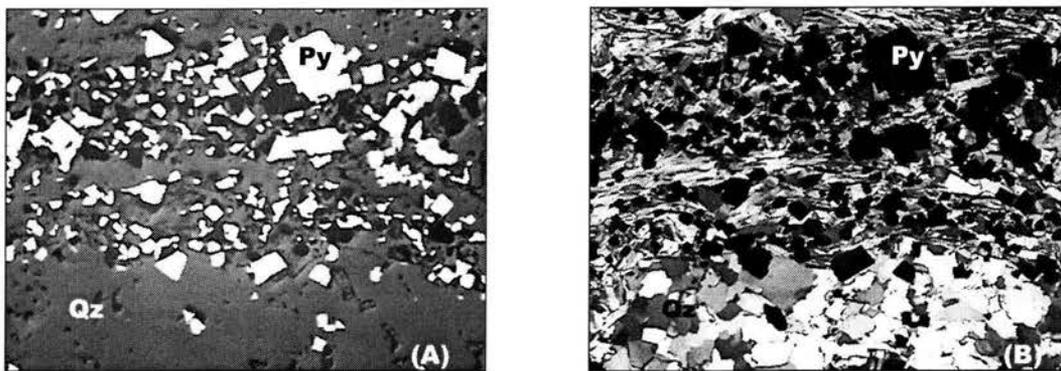
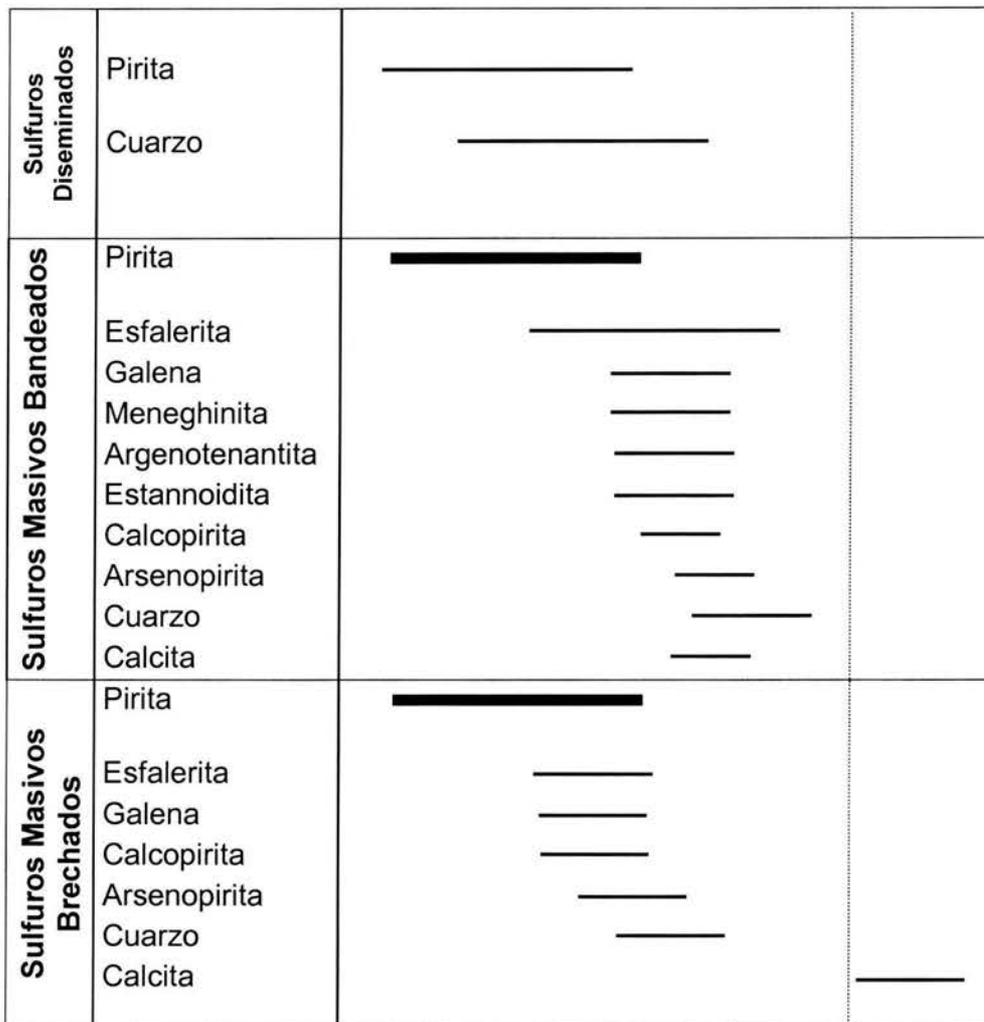


Figura 43. Laminillas de pirita diseminada intercaladas con cuarzo policristalino. Ancho del campo: 2 mm. A) Luz reflejada sin analizador; B) Luz transmitida con analizador (se observan colores de interferencia anómalos por tratarse de una sección espesa).

7.5 Paragénesis

Debido a que los sulfuros se depositaron en un ambiente dinámico, en el que pudieron estar sujetos a brechamiento por deslizamiento gravitacional, recristalización, reemplazamiento y alteración por aporte continuo de fluidos hidrotermales resulta difícil interpretar a detalle la relación paragenética. A continuación se propone una paragénesis basada en las relaciones texturales observadas en el estudio microscópico de las secciones pulidas y secciones delgadas que conforman la mena (Tabla 7):

Tabla 11. Secuencia paragenética de cristalización de los diferentes tipos de mineralización de Tizapa. La línea punteada indica una fase mineral posterior a la precipitación de sulfuros.



Tiempo de cristalización →

7.6 Zonación a escala de depósito

7.6.1 Zonación textural

Es posible apreciar cierto zoneamiento a escala de yacimiento de las texturas brechoides con respecto a las texturas laminares.

En el extremo poniente del cuerpo de sulfuros masivos, delimitado por el barreno Tiz-56, se encuentran únicamente texturas laminares, cuyas características han sido previamente descritas. Las laminaciones pueden estar deformadas originando pequeños pliegues centimétricos, pero nunca se llegan a encontrar brechadas.

Las texturas brechadas comienzan a aparecer en el barreno Tiz-53 ubicado a 560 m del barreno Tiz-56, en dirección oriente, y se concentran a otros 380 m más en la misma dirección (Barrenos Tiz-34, 33, 52 y 48). Las brechas presentes en esta zona alternan concordantemente con niveles de sulfuros laminares. La figura 44 muestra los espesores del cuerpo mineral y resalta la localización de los barrenos mencionados.

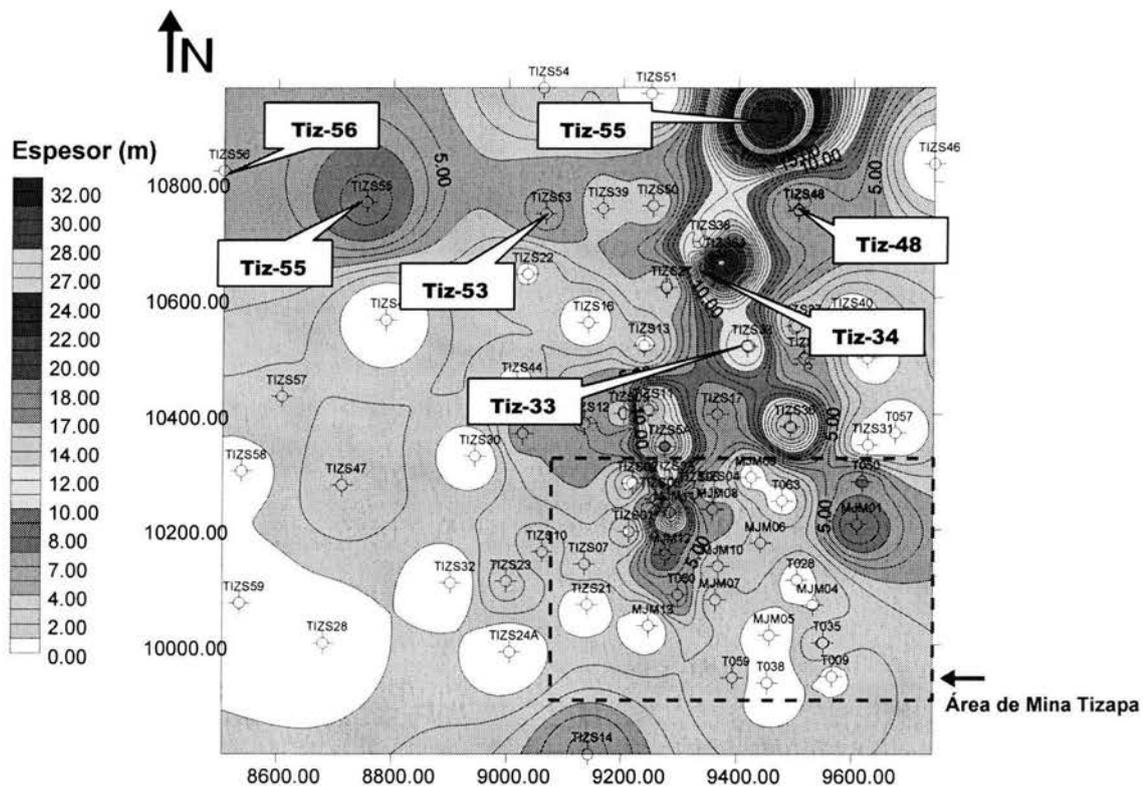


Figura 44. Mapa de isopacas del cuerpo mineral y localización de barrenos.

7.6.2 Zonación composicional

Este análisis fue realizado por el departamento de exploración de la unidad minera Tizapa, con una base de datos de 1091 muestras de barrenos de superficie, analizadas en sus propios laboratorios. Proporcionando únicamente los planos de isovalores de cada elemento, los cuales obtuvieron graficando en X, Y los promedios de las coordenadas de corte inicial y corte final de mineral y en Z, el promedio de los ensayos a lo largo del barreno de tal forma, que se está considerando un sólo cuerpo individual y sin deformación. Si bien, esto es

una aproximación, los mapas de isovalores nos ayudan a darnos una idea general de la distribución de cada elemento y su relación con los demás y con otras propiedades del cuerpo mineral, como son las distribuciones texturales.

Oro

Las leyes altas que alcanzan 6 gr/ton se encuentran concentradas en dos pequeñas áreas una en la parte centro sur (barreno Tiz-01) y otra en la parte centro norte (barreno Tiz-50). Es el único elemento en el que no se encontró alguna relación directa con otro elemento o con alguna textura o estructura. Según los resultados de la microsonda, este elemento se encuentra alojado dentro de la estructura de la pirita, no se encontró ni ha sido reportada la presencia de electrum. (Figura 45)

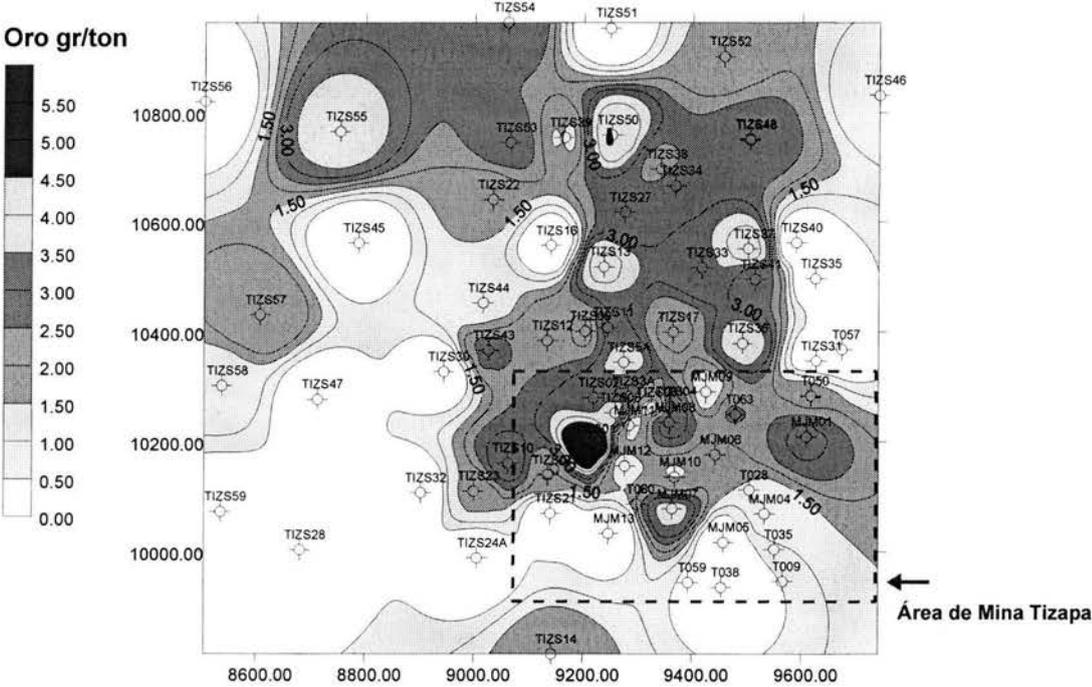


Figura 45. Mapa de isovalores del oro (gr/ton).

Plata y plomo

Se han agrupado a la plata y al plomo por que mantienen una distribución muy similar. Donde se encuentran las leyes altas de plomo (5%), también están las leyes altas de plata (950 g/ton), esto es al norte, en el área de influencia del barreno Tiz-54 y al sur en el barreno Tiz-07 (Figuras 47 y 48). La correlación positiva de estos dos elementos es debida a la relación paragenética que mantiene la galena con las sulfosales de plata y sugiere además, que la galena podría ser contenedora de plata en su estructura, a reserva de comprobar con los resultados de microsonda electrónica. (Figura 46)

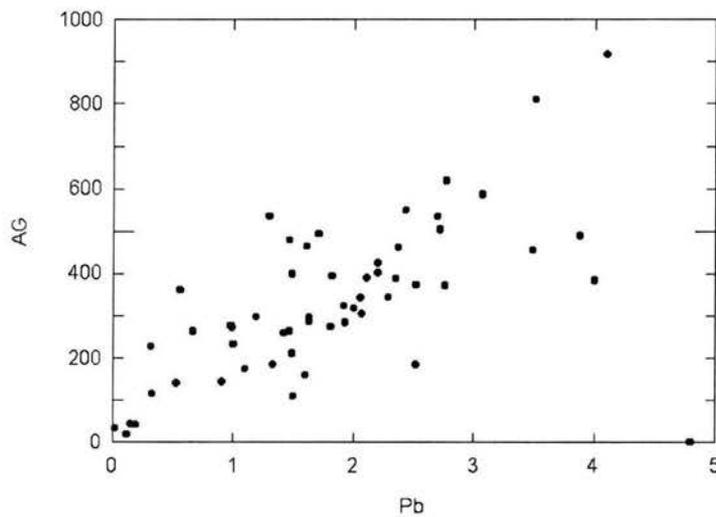


Figura 46. Gráfica de correlación Ag-Pb.

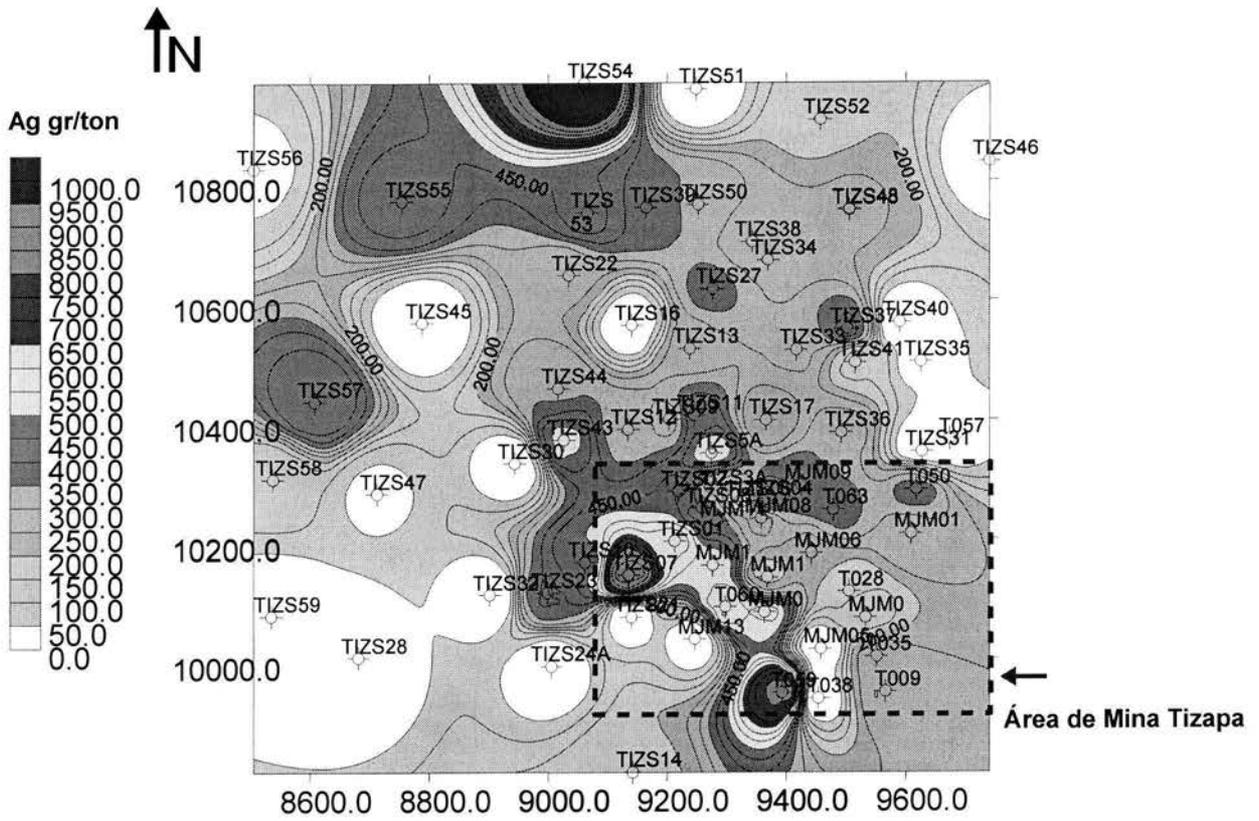


Figura 47. Mapa de isovalores de plata (gr/ton).

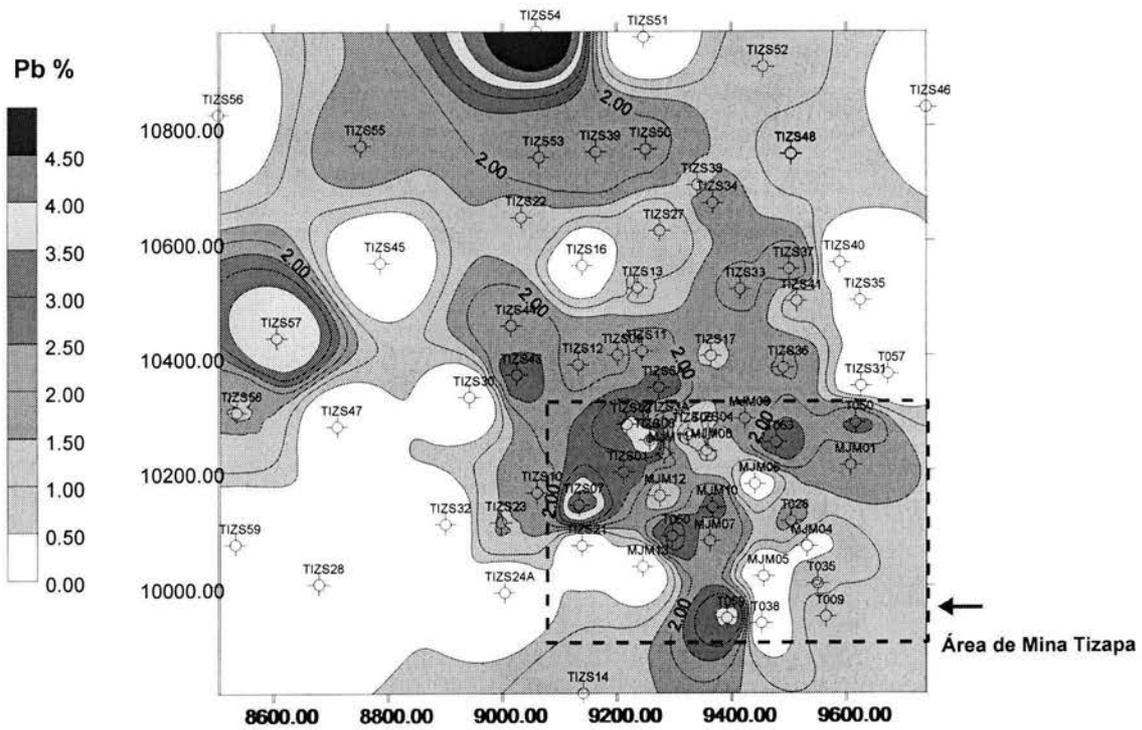


Figura 48. Mapa de isovalores de plomo (%)

Zinc

Aunque no existe un zoneamiento bien definido del zinc, es posible observar que en general, donde el zinc alcanza sus máximos valores no hay el cobre y viceversa. Una de las zonas donde alcanza sus máximos valores es en el barreno Tiz-56, precisamente donde hay ausencia de texturas brechadas y el único sitio donde se encontró calcita directamente asociada a los sulfuros. (Figura 49)

Cobre

El cobre se encuentra concentrado justamente en las zonas donde hay mayor concentración de texturas brechadas y donde el espesor de los sulfuros masivos es mayor. (Figura 50)

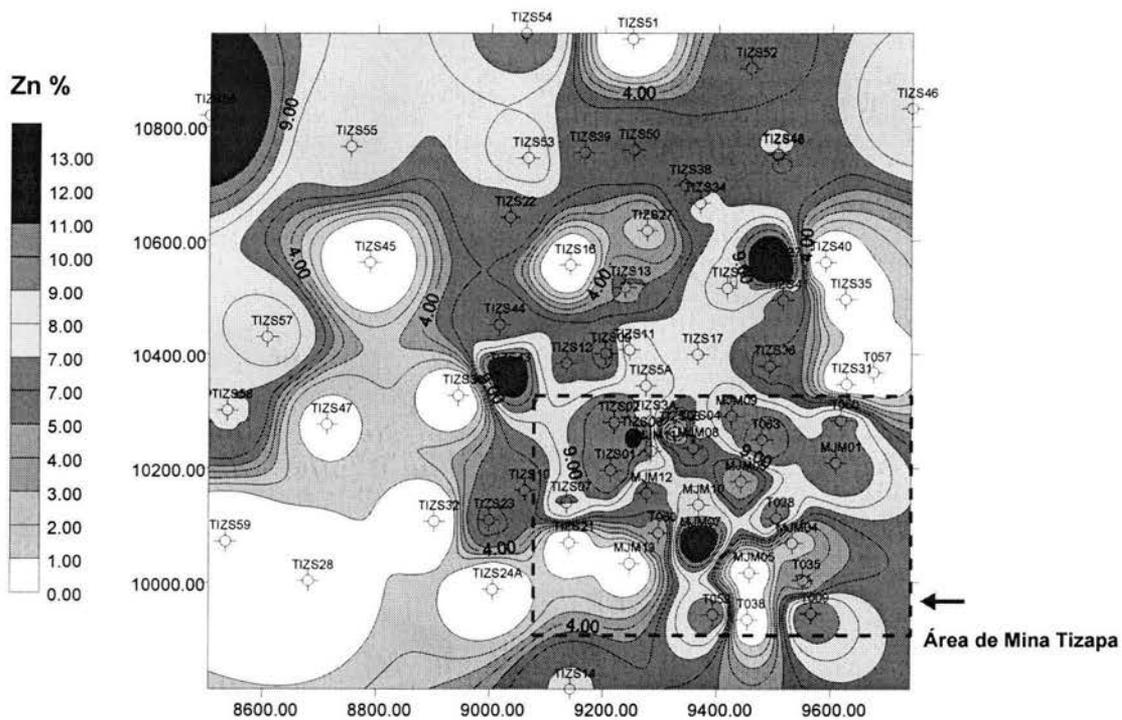


Figura 49. Mapa de isovalores de zinc (%)

Tabla 12. Fórmulas estequiométricas de los minerales para cada punto analizado.

<i>Análisis</i>	<i>Muestra</i>	<i>Fórmula</i>	<i>Nombre</i>	<i>Barreno</i>
1	02	$Pb_{12,8}Cu_{0,7}Sb_{7,2}S_{24}$	Meneghinita	Tiz-33
2	"	$Pb_{0,99}S_1$	Galena	"
3	50	$(Ag_{0,75}Cu_{10,65})_{11,4} (Zn_{0,41}Fe_{1,43})_{1,84} (As_{1,36}Sb_{1,95})_{3,31}S_{13}$	Argentotenantita	Tiz-48
4	"	$Cu_{1,08}Fe_{0,85}S_2$	Calcopirita	"
5	"	$Zn_{0,87}Fe_{0,09}S_1$	Esfalerita	"
6	11	$Cu_{5,19}(Fe_{2,40}Zn_{0,73})_{3,13}Sn_{2,97}S_{12}$	Estannoidita	Tiz-52
7	"	$(Zn_{0,85}Fe_{0,12})_{,97}S_1$	Esfalerita	"
8	"	$PbS_{,99}$	Galena	"
9	33	$Fe_1As_1S_1$	Arsenopirita	Tiz-56
10	"	$Cu_{1,06}Fe_{0,84}S_2$	Calcopirita	"
11	"	$(Zn_{0,80}Fe_{0,18})_{0,98}S_1$	Esfalerita	"
12	22	$(Zn_{0,81}Fe_{0,17})S_1$	Esfalerita	Tiz-53
13	"	$Fe_{1,04}S_2$	Pirita	"
14	"	$Cu_{7,26} (Fe_{2,11}Zn_{0,62})_{2,73} Sn_{2,84} S_{11,99}$	Estannoidita	"
15	"	$Pb_{,99}S_1$	Galena	"

La elección de los elementos por los que se analizó cada punto, fue hecha con base en un análisis semi-cuantitativo previo. La tabla 9 muestra los valores obtenidos para cada elemento.

Tabla 13. Resultados de los análisis de microsonda electrónica para los 15 puntos analizados.

Análisis	1 Wt%	2 Wt%	3 Wt%	4 Wt%	5 Wt%	6 Wt%	7 Wt%	8 Wt%
S	17.758	13.403	25.875	35.331	33.524	29.425	33.56	13.463
As	–	–	7.307	0	–	–	0	–
Sb	20.298	0.123	14.757	0	0	–	0.002	0.148
Zn	–	0.012	1.668	0.132	59.654	3.666	58.445	0.167
Cu	1.032	–	42.031	37.949	0.448	25.223	0	–
Pb	61.179	85.901	–	–	0	5.983	0	87.419
Fe	–	–	4.951	27.082	5.07	10.253	7.054	–
Ni	–	0.001	–	–	0.002	–	0.005	0.013
Sn	–	–	–	–	–	27.937	–	–
Ag	–	0.126	5.035	0.005	–	0.11	–	0.104
Au	–	–	–	–	0.009	0	0.005	–
Total	100.27	99.57	100.62	99.50	98.71	101.60	99.07	100.31

Tabla 13. (continuación)

Análisis	9	10	11	12	13	14	15
S	22.301	35.977	34.26	33.727	55.287	31.025	13.675
As	38.747	0.009	0.002	0.004	0.018	0	–
Sb	–	0.002	0.005	0	0.012	0	0.105
Zn	–	0.103	55.578	55.382	0.11	3.266	0.718
Cu	–	37.693	0.176	0.104	0.014	32.101	–
Pb	–	–	0	0	0.086	–	87.346
Fe	37.618	27.166	10.993	9.858	50.246	9.521	–
Ni	–	–	0.005	0	0.006	–	0.002
Sn	–	–	–	–	–	27.167	–
Ag	–	0.014	–	–	–	0.102	0.068
Au	–	–	0	0.027	0.082	–	–
Total	97.67	99.96	101.02	99.10	105.86	103.18	101.91

En los resultados se observa que la principal mena de Ag es la argentotenantita, aunque puede estar presente en cantidades menores dentro de la galena. El Au se encuentra en la piritita, aunque no ha sido posible verlo directamente. El Pb además de encontrarse en la galena, existe en cantidades significativas dentro de la meneghinita.

La relación Fe/Zn en la esfalerita, es inversamente proporcional (Figura 51) y, aunque se tienen pocos datos, es posible apreciar un incremento gradual de dicha relación, de la parte central en el barreno Tiz-48, hacia el extremo occidental (barreno Tiz-56)(Figura 44).

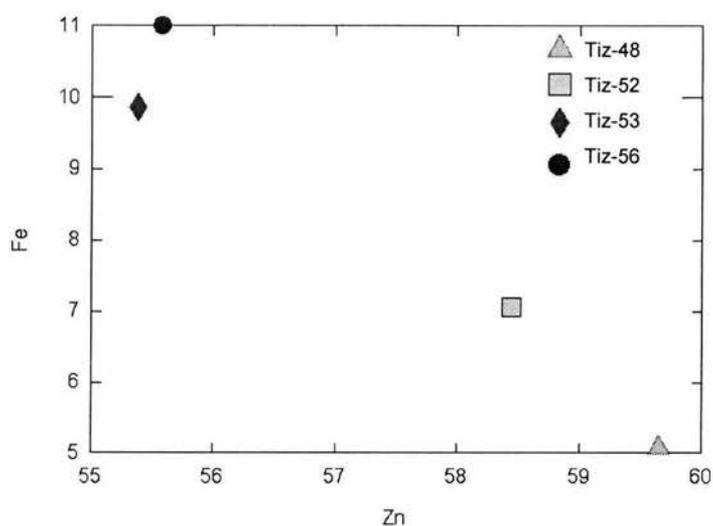


Figura 51. Diagrama Fe-Zn de las esfaleritas.

CAPÍTULO 8. MICROTERMOMETRIA

8.1 Introducción

Las inclusiones fluidas son pequeñas cavidades selladas rellenas de fluidos dentro de los minerales. Al ser atrapados dentro de un mineral, proporcionan el único método directo para analizar en el presente, los fluidos que intervinieron en la formación del mineral huésped. Con los métodos de microtermometría es posible estimar las temperaturas de formación del mineral y el contenido porcentual de sales en equivalentes de NaCl de los fluidos que dieron lugar a la precipitación del mineral. Esta técnica está basada en la determinación de las temperaturas, a las cuales ocurren cambios de fases de los fluidos y/o sólidos hospedados en cavidades cerradas dentro de los minerales. Al descender la temperatura se provoca la solidificación de las fases fluidas, proceso que permite el cálculo de porcentaje de sales disueltas en la fase líquida. Los análisis a altas temperaturas consisten en calentar la muestra hasta homogeneizar las fases presentes, y así estimar la temperatura de formación si se tiene información de la presión existente durante la cristalización de la fase analizada. En algunos casos, es también posible determinar la presión a la que las inclusiones fueron atrapadas, por ejemplo cuando se tienen evidencias de ebullición, en cuyo caso al determinar la temperatura se tiene determinada la presión por la curva de ebullición del agua.

La mayoría de las inclusiones fluidas, al ser observadas en el microscopio a través de luz transmitida, presentan una sombra que delimita el margen de la cavidad de la inclusión y las diferentes fases presentes; esto es debido a la diferencia de índices de refracción entre los fluidos de la inclusión y el mineral huésped. La mayoría de los fluidos acuosos tienen un índice de refracción entre 1.33 y 1.45 mientras que los minerales en los que se hospedan tienen índices entre 1.43 y 3.22. No es posible estudiar las inclusiones más pequeñas de una micra debido a las limitaciones ópticas del microscopio con que contamos.

Roedder (1984) y Reynolds (1994) han caracterizado los mecanismos para la formación de inclusiones fluidas remarcando la importancia que tiene la adecuada diferenciación genética para su posterior interpretación.

Cuando un cristal precipita a partir de un fluido, la superficie del cristal podría crecer en forma imperfecta. Las imperfecciones sobre la superficie del cristal podrían ser encerradas por el crecimiento circundante del cristal, produciendo una vacuola que es sellada y que contiene el fluido presente al momento del sellamiento. Estas inclusiones fluidas son llamadas primarias, en el sentido de que fueron atrapadas durante el crecimiento del cristal y contienen una muestra del fluido responsable de la precipitación de ese mineral. Sin embargo, es común que después de que la precipitación mineral se ha completado, los cristales sufran deformación ya sea dúctil o frágil produciendo microfracturas o superficies paralelas de deformación y planos de cizalla. Cuando se desarrollan tales microestructuras de deformación, éstas pueden ser rellenadas por fluidos presentes durante o después de la deformación. Tales inclusiones, que pueden mostrar evidencias petrográficas de que fueron atrapadas después de la precipitación mineral, son conocidas como inclusiones fluidas secundarias, y los fluidos contenidos son representativos de las condiciones de deformación y no de las condiciones que predominaban cuando el cristal se formó. Si ocurre que el crecimiento del cristal continúa después de la deformación, entonces las inclusiones fluidas atrapadas en las microfracturas retienen un registro de los fluidos presentes después del evento deformacional pero antes del renovado período de crecimiento del cristal; tales inclusiones son denominadas pseudosecundarias y la composición del fluido, así como las condiciones de atrapamiento son similares a las de las inclusiones primarias. En este caso, las inclusiones retienen registro de las condiciones que prevalecieron durante el crecimiento del cristal.

Las inclusiones fluidas se pueden clasificar en cuatro posibles categorías, dependiendo de su origen: primarias, secundarias, pseudosecundarias o de origen desconocido. El origen de las inclusiones puede ser determinado por medio de un estudio petrográfico detallado. A continuación se resumen algunos criterios petrográficos útiles en tal determinación.

8.1.1 Inclusiones fluidas primarias

Las inclusiones fluidas primarias son mejor identificadas por su relación con el zoneamiento de crecimiento de un cristal (Figura 52 A)

El zoneamiento de crecimiento de un cristal es identificado a través de variaciones en la distribución de inclusiones fluidas o sólidas que imitan terminaciones de un cristal, o por cambios composicionales revelados por imágenes SEM-EDS, o por catodoluminiscencia, fluorescencia UV, variaciones de color en luz transmitida y algunas otras relaciones ópticas. En ausencia de una correlación clara entre la distribución de las inclusiones fluidas y las zonas de crecimiento de un cristal, resulta altamente ambigua la determinación del origen primario de las inclusiones fluidas. Algunas evidencias que algunos autores utilizan, pero que resultan inciertas o ambiguas, son la presencia de inclusiones grandes y aisladas, inclusiones distribuidas aleatoriamente, o con forma negativa de cristal. (Reynolds, 1994)

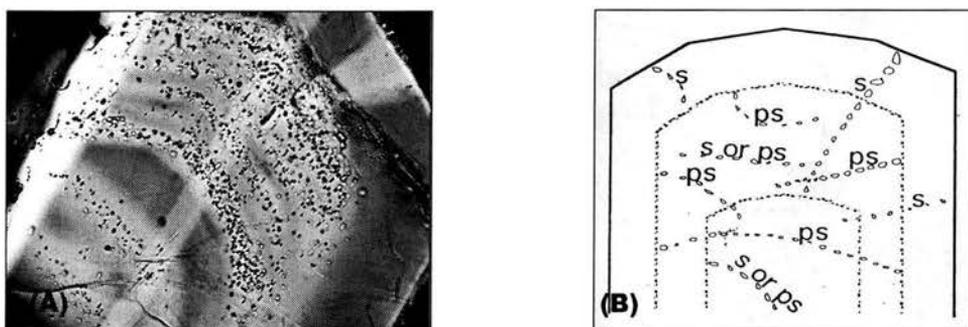


Figura 52 (A). Inclusiones fluidas primarias creciendo a lo largo de planos de intercrecimiento en una plagioclasa zoneada (fotomicrografía tomada de una muestra de andesitas del volcán Tacaná); (B) Esquema mostrando las inclusiones fluidas secundarias y pseudosecondarias. (tomada de Reynolds, 1994)

8.1.2 Inclusiones fluidas secundarias y pseudosecondarias

Fracturas diminutas, planos de cizalla y planos paralelos deformacionales pueden formarse después del crecimiento del cristal. Las fracturas y los planos pueden sellarse atrapando pequeñas muestras del fluido presente durante el sellamiento, de esta forma proporcionan un registro de fluidos presentes después del crecimiento del cristal. Si tales inclusiones son atrapadas después del crecimiento total del cristal, estas son llamadas secundarias; si son atrapadas antes de que el crecimiento se haya completado, se llaman pseudosecondarias. Las inclusiones fluidas secundarias pueden presentarse cortando cualquier o todas las zonas de crecimiento del cristal. Las

pseudosecundarias no cruzan los límites de algunas zonas de crecimiento del cristal. Un mismo cristal puede contener inclusiones primarias, secundarias y pseudosecundarias, además de algunas otras de origen indeterminado.

Las inclusiones fluidas secundarias comúnmente se encuentran presentes en arreglos planares, o a lo largo de superficies curvas que cortan zonas de crecimiento del cristal (Figura 52 B)

En algunas muestras, la densidad de inclusiones secundarias es tal que resulta prácticamente imposible distinguir las primarias, en cuyo caso es preferible admitir el origen incierto de las inclusiones. En otros casos, las inclusiones fluidas atrapadas a lo largo de planos están tan espaciadas entre sí que los arreglos planares no son fácilmente visibles y las inclusiones pueden aparentar ser aisladas. Este tipo de distribución es difícil de distinguir de la presencia de inclusiones primarias aisladas, de tal forma que resulta apropiado hacer un análisis bajo aumentos menores (10x) para evaluar esta posibilidad.

8.2 Petrografía de inclusiones

8.2.1 Esfalerita

Se encontraron dos generaciones de inclusiones fluidas en la esfalerita:

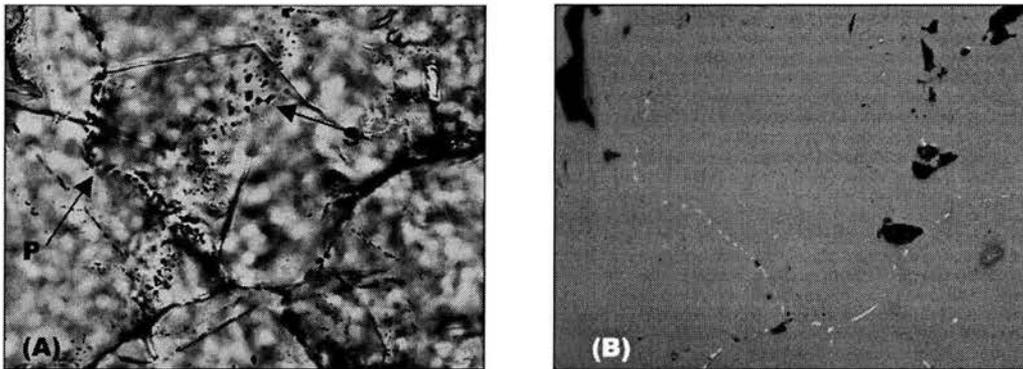


Figura 53. Inclusiones fluidas primarias (P) asociadas a inclusiones sólidas de estannoidita cortadas por un plano de inclusiones secundarias (S). Ancho del campo: 300 μm A) luz transmitida sin analizador y B) luz reflejada.

a) Inclusiones fluidas primarias:

Se encuentran básicamente en dos tipos de distribución, con tamaño y morfología variable según la misma. Las que se encuentran distribuidas a lo

largo de planos de cristalización de la esfalerita (Figura 53 A y B), son de aspecto regular y de tamaño menor a una micra por lo que no es posible observar claramente sus fases, además de que en muchas ocasiones se encuentran enmascaradas por inclusiones sólidas de sulfosales. Las inclusiones fluidas que se encuentran distribuidas aleatoriamente en el interior del cristal, se presentan aisladas de morfología regular, sin evidencias de estrangulamiento y con un tamaño promedio de 8 μm (Figura 54). No fue posible en este segundo tipo de inclusiones primarias observar sus fases, ya que se encuentran alojadas en cristales con alto contenido de hierro que imprime un tono rojo oscuro que impide la visibilidad.

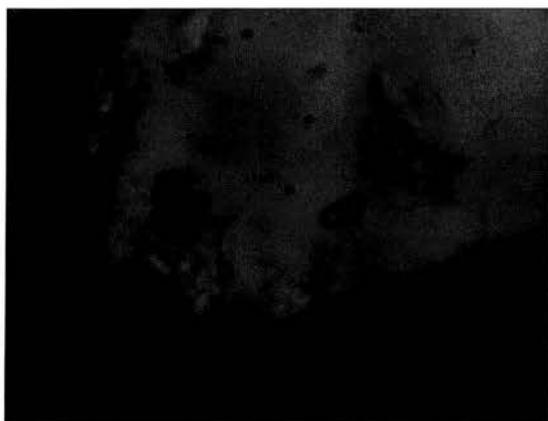


Figura 54. Inclusiones fluidas primarias en esfalerita oscurecida por el alto contenido de hierro.

Ancho del campo: 150 μm

b) Inclusiones fluidas secundarias

Estas son grupos de inclusiones que se alinean cortando los planos de intercrecimiento de la esfalerita (Figura 52 A), en general tienen un tamaño muy pequeño (0.5 μm). No se realizaron mediciones microtermométricas en este tipo de inclusiones por no ser representativas de los fluidos que dieron origen a la mineralización.

8.2.2 Cuarzo

Todas las inclusiones localizadas en esta fase mineral son bifásicas con relaciones fase vapor/fase líquida que varían según su distribución en el cuerpo, con predominio de la fase líquida (90 %) en el extremo poniente

(barreno Tiz-56) y con incremento de la fase gaseosa (40%) hacia la parte centro-oriente del cuerpo configurado (barreno Tiz-34) (Figuras 44 y 55 C y D). La morfología de estas inclusiones es regularmente elipsoidal con algunas tendencias a formas rectangulares y otras con picos triangulares. El tamaño varía de 1 a 3 μm . En esta fase mineral se pudieron identificar tres generaciones:

a) Inclusiones fluidas primarias

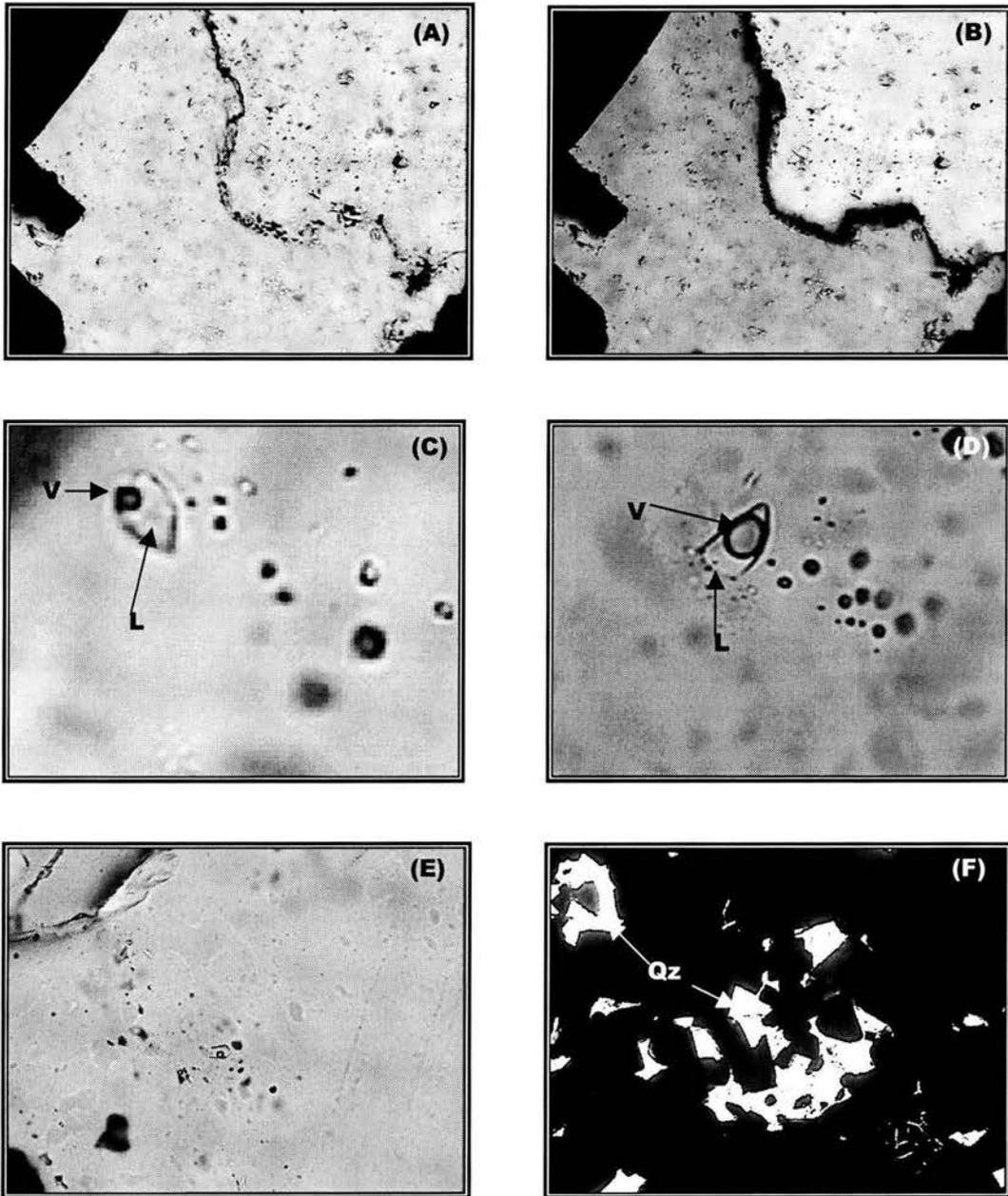
Estas se encontraron a lo largo de planos de intercrecimiento de los cristales, y están distribuidas aleatoriamente en zonas internas del cristal tanto en grupos o familias como aisladas. Las que se encuentran en los planos de crecimiento son de tamaño menor a una micra por lo que no fue posible realizar mediciones en ellas (Figura 55 A y B), mientras que los grupos de inclusiones tienen tamaños variables de menos de 0.5 a 3 μm dentro de una misma familia pero con relaciones de vapor/líquido moderadamente constantes (de 10% a 30% de vapor) y de formas variables. Fue en estas últimas donde se efectuaron la mayoría de las mediciones microtermométricas.

b) Inclusiones fluidas pseudosecundarias

Este grupo de inclusiones también fue utilizado para realizar mediciones microtermométricas, ya que son bifásicas y de tamaños que varían de 0.5 a 3 μm . Aunque estas inclusiones se encuentran alineadas a lo largo de planos de fracturas en el cristal, estos no cortan los límites del mismo, por lo tanto se considera que son representativas de los fluidos que dieron lugar a la precipitación de dicho cristal (Figura 55 E).

c) Inclusiones fluidas secundarias

Las inclusiones secundarias tienen un tamaño menor a 1 μm al igual que en la esfalerita. No se realizaron mediciones microtermométricas en este tipo de inclusiones por no ser representativas de los fluidos que dieron lugar a la mineralización.



Figuras 55. Inclusiones fluidas en cuarzo. Luz transmitida: A) Inclusiones primarias en planos de cristalización del cuarzo. Sin analizador (Tiz-34). Ancho del campo: 61 μm ; B) Figura anterior con analizador; C) Inclusión primaria rica en fase líquida. Sin analizador (Tiz-56). Ancho del campo: 22 μm ; D) Inclusión primaria rica en fase vapor. Sin analizador (Tiz-34). Ancho del campo: 15 μm ; e) Inclusiones pseudosecundarias. Observe que el lineamiento no cruza el límite del cristal. Sin analizador (Tiz-53). Ancho del campo 61 μm ; f) Fase de cuarzo cristalino (Qz) asociado a sulfuros. Sin analizador (Tiz-53). Ancho del campo 2.3 mm.

8.3 Resultados

De las 25 muestras seleccionadas para el estudio de microtermometría, sólo fue posible realizar mediciones en 15 inclusiones localizadas en 5 muestras pertenecientes a 3 barrenos distintos. Tan sólo se realizaron mediciones de la temperatura de homogeneización, ya que por el tamaño de las inclusiones, en las mediciones de la temperatura de fusión resulta difícil determinar la transición de la fase sólida a la fase líquida. Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 14 la figura 56. La tabla 15 muestra un resumen de dichos resultados.

Tabla 14. Resultados de las temperaturas de homogenización (Th) de las inclusiones medidas.

Barreno	Muestra	Prof.(m)	Gen.	T.h. (°C)	Observaciones
Tizapa	66	460.8	PS	253.5	Cuarzo intrasulfuros bandeados intercalados con brechas
34	"	"	PS	234.8	"
"	"	"	PS	228.5	"
"	"	"	P	228.6	"
"	"	"	P	227	"
"	"	"	P	220.7	"
"	"	"	P	235.1	"
"	68	466.4	P	261.2	"
"	"	"	P	268	"
"	"	"	P	265.3	"
Tizapa	21	650.8	PS	216.1	Cuarzo asociado a sulfuros diseminados en metavolcánicas
53	"	"	P	256	"
"	"	"	P	258.8	"
"	23	636.2	P	188.6	Interdigitación de sulfuros bandeados con sulfuros brechados
Tizapa	31	838.6	P	108.3	Cuarzo en sulfuros bandeados, plegados no brechados
56					

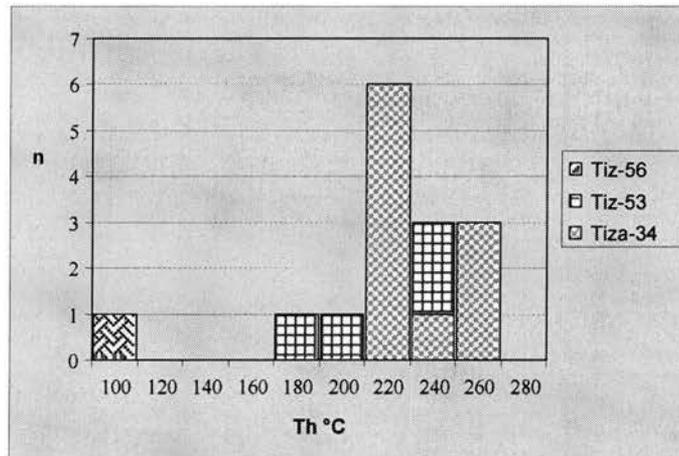


Figura 56. Histograma que muestra los resultados de las temperaturas de homogenización por barreno.

Tabla 15. Tabla resumen de los resultados de las temperaturas de homogenización.

<i>Barreno</i>	<i>No. de mediciones</i>	<i>Th(°C) Promedio</i>	<i>Th°C Máxima</i>	<i>Th°C Mínima</i>	<i>Desviación estándar</i>
Tizapa 34	10	242.2	268	220.7	18.9
Tizapa 53	4	229.4	258.8	188.6	12
Tizapa 56	1	108.3	—	—	—

Los datos no resultan suficientes para realizar una interpretación concluyente de la determinación de la temperatura de homogeneización, sobre todo para la muestra del barreno Tiz-56, donde únicamente se cuenta con una medición. Debido a la poca representatividad estadística de los datos, no fue posible configurar un mapa de isotermas del cuerpo mineral; sin embargo se pueden tomar los datos como una evaluación preliminar de la variación de las temperaturas de homogeneización en el cuarzo relacionado con la depositación de los sulfuros. En el histograma (figura 56) se puede observar que las mayores temperaturas se encuentran en el barreno Tiz-34 y la menor temperatura en el barreno Tiz-56. En la tabla de resultados se observa además, que tanto en el barreno 34 como en el 53 las temperaturas aumentan ligeramente con la profundidad.

8.4 Discusión

Los estudios de inclusiones fluidas se basan en la premisa de que la composición y densidad de un fluido dentro de una inclusión no ha cambiado desde su formación, y que por tanto, el fluido capturado es representativo de la solución presente en una etapa dada de crecimiento mineral. Esto es cierto siempre y cuando la inclusión no haya sufrido cambios físicos posteriores, tales como: decrepitación, estrangulamiento (separación en dos o más inclusiones) o fracturamiento, que produzcan adición o pérdida de fluidos. Es por eso que en este estudio se ha optado por invalidar los resultados de inclusiones que resultan sospechosas de haber sufrido alguno de estos cambios, obteniendo una base de datos que, aunque reducida, es más confiable.

Hemos dicho que las inclusiones pseudo-secundarias pueden ser consideradas como representativas de los fluidos presentes durante el crecimiento del cristal. Algunos autores podrían argumentar que las inclusiones pseudo-secundarias analizadas en este estudio son de origen secundario; sin embargo, al obtener resultados congruentes, también las temperaturas de homogeneización han sido consideradas para el cálculo de temperaturas medias.

Si bien consideramos que la base de datos microtermométricos por sí misma no soporta una interpretación concluyente, correlacionando dichos resultados con el análisis textural y composicional del cuerpo, podemos obtener una interpretación congruente.

Correlacionando la temperatura más baja obtenida en el barreno Tizapa 56, con la ausencia tanto de texturas brechadas como de valores de cobre y las altas concentraciones en zinc y, por el contrario, las temperaturas más altas con la presencia de brechas y altos valores de cobre, es posible interpretar las zonas de concentración de cobre asociadas a brechas y altas temperaturas, como las más próximas a los antiguos centros de exhalación mientras que, las zonas con ausencia de valores de cobre y texturas brechadas son más distales.

El hecho de que las brechas se encuentren interdigitadas con texturas laminares, indica que posiblemente el origen de estas sea de colapso gravitacional y no estén directamente asociadas a la raíz de *stockwork*, en cuyo caso el transporte sufrido no debió ser a distancia considerable, al mantener la

angulosidad de los clastos, y por lo tanto la relación de mayor proximidad a los centros de exhalación con respecto a la mena laminar se sigue manteniendo.

CAPÍTULO 9. DISCUSIÓN

Los modelos genéticos de los depósitos minerales proporcionan una explicación racional y consistente de las características del tipo de depósito en términos de los procesos físicos y químicos que lo originaron. Para llegar a esto, es necesario realizar estudios detallados que involucren todos los aspectos relacionados al yacimiento y su marco geológico, tales como: estudios geológicos, paleontológicos, tectónicos, petrológicos, estructurales, mineralógicos, geoquímicos y de alteraciones, además de estudios relacionados a la composición y origen de los fluidos formadores de mena.

Los modelos conceptuales de los yacimientos, son ampliamente utilizados en la exploración minera, por que al resumir las características principales de un grupo distintivo de yacimientos, permiten hacer generalizaciones y previsiones sobre su litología, ambiente tectónico, morfología, estructura, zonificación de las alteraciones, mineralógicas y químicas y su génesis, haciendo posible englobar un yacimiento dentro de un “tipo” de modelo, sin necesidad de realizar todo el trabajo exhaustivo que es necesario para llegar al modelo conceptual. Sin embargo, es necesario ser cauteloso, ya que cada yacimiento presenta sus particularidades.

En el presente trabajo se pretende definir si es posible englobar al yacimiento de Tizapa dentro del modelo de yacimientos tipo Kuroko con base las características de su roca encajonante, ambiente tectónico, contenido y zonificación metálico, características y zonificación de la mineralogía y las texturas, y datos preliminares de microtermometría de inclusiones fluidas.

9.1 Roca encajonante

La mayoría de los depósitos tipo Kuroko se encuentran albergados dentro del distrito Hokuroku en Japón, el cual ocupa un área de aproximadamente 40 X 50 km (Ohmoto y Skinner, 1983). Fué en este distrito donde, durante décadas, se llevaron a cabo los estudios que llevaron a establecer el modelo de este tipo de yacimientos.

Tanimura et al. (1983) resumen la columna estratigráfica del distrito Hokuroko en: a) rocas del basamento (filitas, pedernal y pizarras) de probable edad

Paleozoica, b) sedimentos detríticos marinos y rocas volcánicas submarinas del Terciario y, c) tobas y sedimentos detríticos continentales del Cuaternario. En la figura 57 se hace una analogía de entre las secciones estratigráficas generalizadas del distrito Hokuroko, (Cambell y Gorton, 1983) con la del yacimiento de Tizapa.

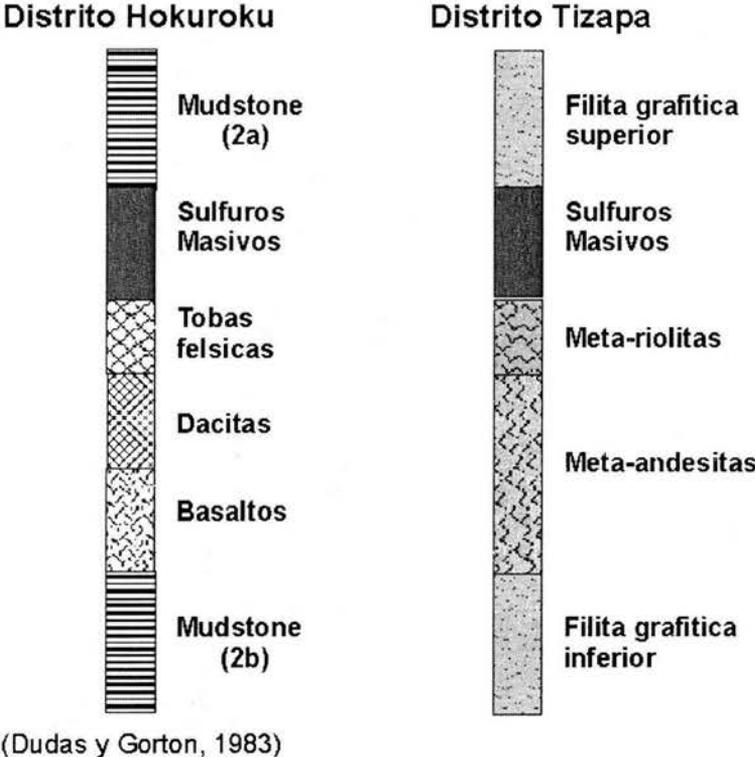


Figura 57. Columna estratigráfica generalizada de los distritos Hokuroko, Japón (Dudás y Gorton, 1983) y Tizapa, México.

Los sulfuros masivos del distrito Hokuroko se encuentran encajonados por rocas sedimentarias (mudstone) a la cima, y por rocas volcánicas (tobas riolíticas, dacitas y basaltos) al bajo. En la columna de Tizapa, vemos que, son las meta-sedimentarias las que marcan límite de la mineralización en la cima de los sulfuros, y al bajo se encuentran las rocas meta-volcánicas, cuyo protolito (clasificado geoquímicamente) incluye riolitas, andesitas y andesitas basálticas. Por lo tanto existe una fuerte similitud en ambas columnas,

únicamente difieren significativamente por el tipo de rocas sedimentarias que sobreyacen la mineralización y por el grado de metamorfismo. Las diferencias entre las rocas sedimentarias que sobreyacen directamente a la mineralización (mudstone en el distrito Hokuroko y sedimentos pelíticos en Tizapa), podría ser explicadas en términos de ambientes sedimentarios y profundidad de sedimentación. La profundidad de depositación de los yacimientos Kuroko, ha sido estimada inicialmente en menos de 500 m, con base en estudios de foraminíferos bentónicos de la mina Matsuky (Guber y Ohmoto, 1978). Posteriormente Pisutha y Ohmoto (1983) calcularon una profundidad de depositación de los minerales de 2000 m bajo el nivel del mar, basados en evidencias de ebullición en inclusiones fluidas. Desafortunadamente, no existen estudios sedimentológicos que estimen la profundidad de depositación del yacimiento de Tizapa, y los análisis de inclusiones fluidas realizados en este trabajo, no proporcionaron información al respecto.

9.2 Ambiente Tectónico

El distrito Hokuroko está situado en una provincia geológica denominada "Green Tuff". Esta es un cinturón de 1,500 km de largo por 100 km de ancho y forma la zona núcleo de los arcos de islas de Japón. Inicialmente se interpretó que la actividad volcánica de esta provincia estaba relacionada a la subducción de la placa Pacífico, por un periodo que va desde hace 25 Ma hasta hace 2 Ma. Sin embargo, con base en nuevas revisiones geológicas, geofísicas y paleontológicas del mar de Japón y las islas japonesas, Ohmoto y Skinner (1983), han concluido que dicho volcanismo se ha mantenido activo por un periodo de hace 60 Ma hasta el presente. La actividad de la provincia Green Tuff, inició como resultado de un cambio de ángulo en la subducción de la placa Pacífico, que originó un centro de apertura de tras-arco de entre 65 y 30 Ma, en el área actualmente ocupada por la cuenca de Japón (Ohomoto y Skinner, 1983). Este fué seguido de un segundo centro de apertura en la cuenca Yamoto de 25 a 5 Ma, el tiempo en el que se supone que ocurrió la formación de los depósitos Kuroko. En contraste, Cathles et al., (1983) han postulado un mecanismo de rift fallido, en el cual, ellos proponen que un tercer centro de apertura de tras-arco, donde se depositaron los yacimientos Kuroko del Mioceno, pero que cesó su actividad para volverse un un rift abortado antes

de que Japón iniciara a alejarse del continente asiático. Si esta conjetura es correcta, lleva a la suposición de que todos los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos fueron formados en centros de apertura sin embargo, Ohomoto, (1983) llega a la conclusión de que pueden formarse en una variedad de ambientes tectónicos.

En lo que respecta al ambiente tectónico de las rocas que albergan los sulfuros de Tizapa, este ha sido discutido por diversos autores, en estudios regionales concernientes a la evolución tectónica del Terreno Guerrero. Este es un terreno compuesto caracterizado principalmente por la presencia de secuencias submarinas, subaéreas volcánicas y sedimentarias, de un rango de edad entre Jurásico Superior a Cretácico Superior (Campa y Coney, 1983; Centeno-García et al., 1993; Talavera-Mendoza, 1993) que descansan discordantemente sobre secuencias oceánicas deformadas y parcialmente metamorfizadas de edad Mesozoico Temprano (de Cserna, 1982; Coney y Campa, 1987; Centeno-García et al., 1993). Las asociaciones litológicas del Jurásico Superior al Cretácico Medio-Superior, son generalmente reconocidas como representantes de arcos acrecionados y cuencas de tras-arco. Sin embargo, existen controversias sobre si el Terreno Guerrero representa un arco continental que fué construído no lejos de su actual posición o si representa un arco oceánico que pudo haber viajado de lejos (Ruiz y Centeno-García, 2000). Evidencias estructurales indican que el tiempo de amalgamación del Terreno Guerrero al núcleo de México, independientemente de su origen, es en el Cretácico Tardío (Campa y Ramírez, 1979). A pesar de las controversias que existen entre los estudiosos regionalistas sobre el origen y evolución del Terreno Guerrero y sus subterrenos, la mayoría de ellos coinciden en que el subterreno Teloloapan, el cual alberga el yacimiento de Tizapa, representa un arco de islas oceánicas, lo que resulta congruente con los yacimientos tipo Kuroko de Japón.

La discriminación de ambientes tectónicos de las rocas meta-volcánicas que encajonan directamente a los sulfuros masivos de Tizapa, realizada en este trabajo a partir de la base de datos generada por Dowa, resulta muy limitada debido a la falta de análisis de algunos elementos que son clave para dicha interpretación, tales como tierras raras, Th, Ta, Hf entre otros. Sin embargo, con los datos con que se cuenta fué posible ubicar a las rocas meta-andesíticas dentro de un ambiente de arco volcánico y MORB tipo N, lo cual

también resulta congruente tanto con los estudios regionales del subterreno Teloloapan, como con los realizados en el distrito Hokuroko de Japón.

9.3 Contenido Metálico

La clasificación de los yacimientos VMS basada en su contenido metálico (Hutchinson, 1973; Solomón, 1976; Lydon, 1998) consiste en un diagrama ternario Cu-Pb-Zn, que es de gran utilidad para discriminar entre dos grandes grupos de yacimientos VMS: los asociados a rocas predominantemente félsicas entre los que se encuentran los Kuroko y los cuales tienen un contenido de Cu-Pb-Zn, y los asociados a rocas predominantemente máficas, que tienen un contenido de Cu-Zn. En la figura 58, vemos que el yacimiento de Tizapa presenta un espectro en el contenido metálico muy similar al de los yacimientos del distrito Hokuroko de la provincia Green Tuff, de Japón. Una característica distintiva que presentan los yacimiento tipo Kuroko y que también presentan los sulfuros de Tizapa, es el contenido de cantidades significativas de Ag y Au.

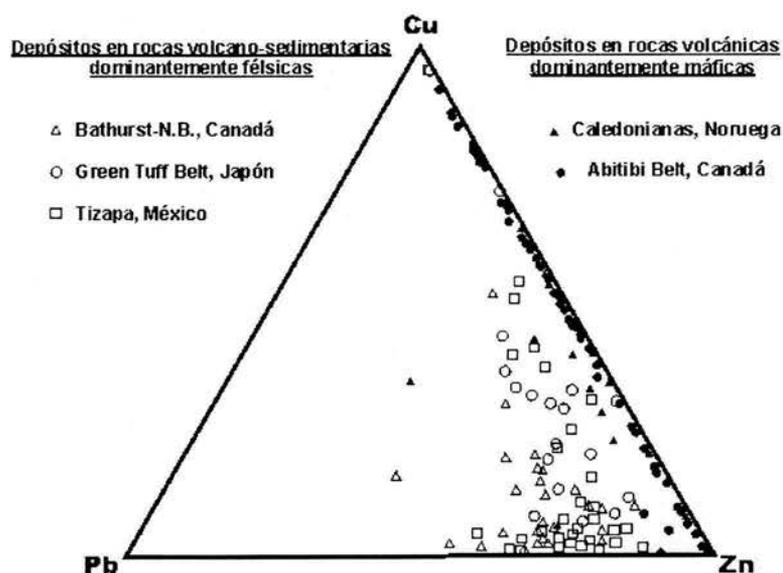


Figura 58. Diagrama ternario Cu-Pb-Zn, para los depósitos de Abitibi Belt, Bathurst, Caledonianas, Green Tuff Belt y Tizapa. (a partir de Lydon, 1988)

9.4 Mineralogía y Texturas

Una de las características más comunes, que es reportada por Kuroda, (1978) y otros autores, es la presencia de texturas clásticas en todas las escalas, desde microscópica hasta a nivel del cuerpo mineral. Estas texturas pueden indicar movimiento, brechamiento, transporte mecánico y redepositación de granos minerales y fragmentos de mena, durante y después de la acumulación de los lentes de sulfuros masivos. Los numerosos estudios sobre mineralogía y texturas realizados en diferentes depósitos minerales del distrito Hokuroko, han demostrado que la gran mayoría, exhiben texturas clásticas (Eldridge y Ohmoto, 1980; Pisutha y Ohmoto, 1983; Yui, 1983); . Estas texturas tanto a nivel del cuerpo como a escala microscópica existen en el yacimiento de Tizapa,

Barton (1978) y Eldridge y Ohmoto (1980), han concluido que el crecimiento de los sulfuros masivos Kuroko, se llevó a cabo a través de dos diferentes procesos. El primero involucra la precipitación de una primitiva mena de grano fino que contiene principalmente, esfalerita, galena, pirita y barita, es decir, la mena negra. El segundo proceso involucra la continua interacción de la primitiva mena negra con fluidos mineralizantes tardíos, que originan transformaciones metasomáticas, en las que la esfalerita es alterada a mena amarilla rica en calcopirita primeramente y posteriormente rica en pirita. Esta sucesión paragenética, que ha sido corroborada en otros estudios realizados por Pisutha y Ohmoto, (1983), resulta contradictoria con la establecida por Yui y Ishitoya (1983) para la mina Ezuri del distrito Hokuroko, en la que la mena amarilla (pirita, calcopirita) precipita antes que ocurra el brechamiento y la depositación de la mena negra (esfalerita, galena), que se encuentra cementando los clastos de mena amarilla.

La secuencia paragenética y algunas relaciones texturales de los minerales de Tizapa encontradas en este trabajo, resultan similares a las encontradas por Yui (1983), para los yacimientos tipo Besshi, también de Japón, en donde la sucesión paragenética inicia con la precipitación de pirita, la cual deja intersticios que son rellenados por esfalerita y calcopirita. Indicando que la precipitación de esfalerita es posterior a la de la pirita. Esta relación es corroborada por texturas de reemplazamiento de la pirita por esfalerita.

Con esta breve reseña de estudios mineralógicos y texturales de diferentes yacimientos de Japón, se pretende dejar en claro que, a pesar de la cercanía que existe entre los distintos yacimientos Kuroko del distrito Hokuroko, (5 a 10 km), presentan diferencias en cuanto a su mineralogía y texturas, con lo cual se concluye que este no es un parámetro determinante para discriminar a un yacimiento como tipo Kuroko, y que estas diferencias pueden ser explicadas en términos de variaciones en las condiciones físico-químicas de depositación.

La figura 58 muestra similitudes de algunas texturas presentes en Tizapa, con otras de los yacimientos tipo Besshi y tipo Kuroko de Japón.

La existencia de los 6 diferentes tipos de mena, mostrados en modelo idealizado de los yacimientos Kuroko (figura 10, capítulo 3), tampoco es un factor determinativo, ya que en los distintos yacimientos tipo Kuroko del distrito Hokuroko, también existen diferencias al respecto. Un elemento que sí es determinante, es la existencia de una mena en stockwork, que representa los conductos de exhalación de los sulfuros masivos, a los cuales se asocian las zonas más intensas de alteración hidrotermal (clorita-sericita), texturas brechoides y un enriquecimiento de calcopirita, que es un mineral que precipita a mayor temperatura que la esfalerita y la galena. Un yacimiento de sulfuros masivos cuyo proceso genético no involucra una mena en stockwork, no puede ser un yacimiento tipo Kuroko. Esta mena no ha sido identificada en el yacimiento de Tizapa, y es uno de los argumentos utilizados por Dowa, para discriminar a Tizapa como tipo Kuroko, sin embargo, el hecho de que dicha mena no haya sido localizada, no quiere decir que no exista. En este trabajo se presentan algunas evidencias sobre la existencia de antiguos centros de exhalación, como son: escasas microvetillas de cuarzo cementando brechas de sulfuros masivos, y una relación de las texturas de brecha con la distribución de los altos valores de Cu, a los cuales se asocian los datos de mayor temperatura en inclusiones fluidas obtenidos en este trabajo.

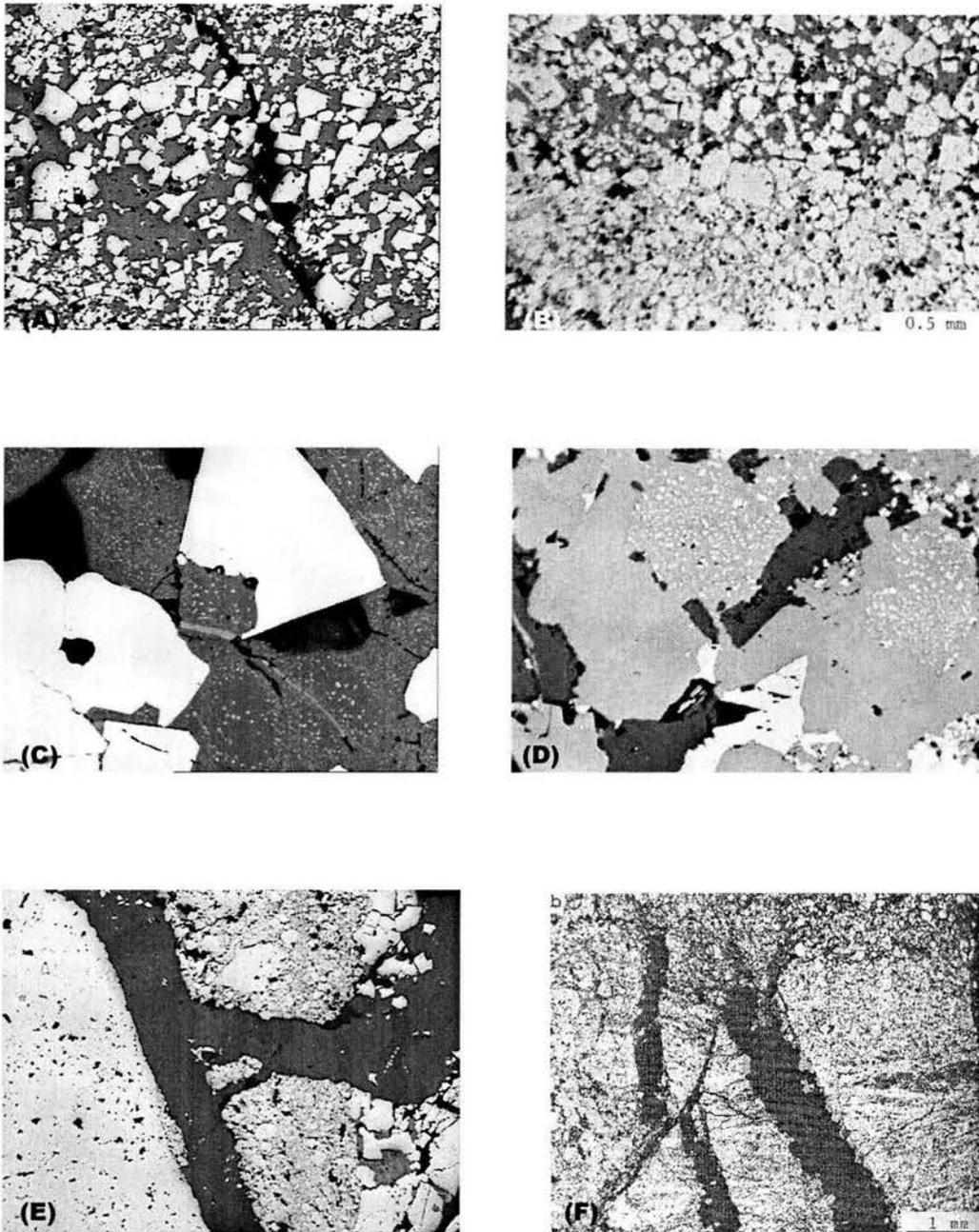


Figura 58. A) Textura laminar del yacimiento de Tizapa. Ancho del campo: 2 mm; B) Textura laminar de los depósitos tipo Besshi de Japón, (tomada de Yui, 1983); C) Inclusiones sólidas de meneghinita en esfalerita de Tizapa. Ancho del campo 500 micras; D) Inclusiones sólidas de calcopirita en esfalerita de los depósitos tipo Kuroko, de Japón. Ancho del campo 1.8 mm. (tomada de Eldridge, 1983); E) Vetillas de cuarzo en los sulfuros brechados de Tizapa. Ancho del campo, 1 mm; F) Vetillas de cuarzo de la mina Kune, de Japón. (tomada de Yui, 1983).

9.1.5 Microtermometría

Los estudios de inclusiones fluidas realizados por Pisutha y Ohmoto (1983), han determinado que la mayoría de los minerales de sulfuros de los depósitos

Kuroko se formaron en un rango de temperatura de entre 150° y 350°C. La mayoría de los minerales de la mena negra (esfalerita, galena), se formaron a temperaturas inferiores a 300°C, mientras que los minerales de calcopirita y cuarzo, se formaron a temperaturas mayores de 300°C.

En este trabajo, los datos microtermométricos se obtuvieron de inclusiones fluidas presentes en la fase de cuarzo asociada paragenéticamente a los sulfuros. Las temperaturas de homogenización varían de 188 a 268°C, con un dato aislado de 108°C. Se tuvo especial precaución de que las inclusiones analizadas no presentaran evidencias de decrepitación, estrangulamiento o fracturamiento, que produzcan adición o pérdida de fluidos, para tener la certeza de que las inclusiones medidas no fueron afectadas por el metamorfismo. Al respecto, González (1992) determinó las condiciones de presión y temperatura bajo las cuales se llevó a cabo el metamorfismo de la secuencia que encajona los sulfuros masivos de Tizapa, con base en datos petrográficos, geoquímicos, cristalquímicos y de inclusiones fluidas, obteniendo temperaturas de homogenización en cuarzos de segregación metamórfica, que varían de 300 a 460°C. Este dato, corrobora que en el presente estudio, efectivamente se midieron las condiciones primarias de depositación de los sulfuros.

Aparentemente, el dato de 108°C, sale de contexto, sin embargo, considerado que la muestra de donde se obtuvo este dato, se tomó de la zona más distal del cuerpo, donde hay ausencia de brechas, ausencia de valores de Cu y enriquecimiento en Zn y es la única donde se observó calcita intercrecida con esfalerita y pirita, podemos interpretar que esa baja temperatura se debe a que dicha zona representa las partes más alejadas de los antiguos centros de exhalación. Por el contrario, las áreas donde las temperaturas alcanzan 260°C, y se concentran las texturas de brecha y altos valores de Cu, representan las zonas más próximas a los antiguos centros exhalativos.

CONCLUSIONES

1. Los sulfuros masivos se encuentran encajonados en una secuencia meta-volcano-sedimentaria, con rocas meta-volcánicas predominantemente intermedias a félsicas y rocas meta-sedimentarias pelíticas. El ambiente tectónico de emplazamiento de dicha secuencia y de los sulfuros que alberga, es de cuenca de arco volcánico.
2. La secuencia volcano-sedimentaria en donde se ubican los sulfuros, fue deformada y metamorfozada conjuntamente con ellos, a facies de esquistos verdes.
3. El yacimiento de Tizapa está constituido por cuerpos de morfología estratiforme a lenticular, y en ocasiones brechados, de sulfuros masivos dispuestos concordantemente respecto a la roca encajonante. Además, presenta diseminaciones de sulfuros, especialmente en las proximidades de los sulfuros masivos dentro de la secuencia meta-volcánica.
4. La mineralogía tanto de los sulfuros masivos bandeados, como de los brechados, consiste principalmente en pirita que constituye cerca del 50% modal del total de los sulfuros. Otros minerales metálicos presentes en la mineralización son esfalerita, galena, calcopirita, sulfosales (argentotenantita y meneghinita), estannoidita y arsenopirita, y están presentes en cantidades variables. En los cuerpos diseminados únicamente se encuentra pirita.
5. Las texturas primarias presentes en los sulfuros son: texturas laminares, brechadas y de reemplazamiento (caries y golfos). Las texturas de deformación son: cataclástica, "puntos triples" y de recristalización (annealing).
6. El yacimiento se clasifica como un yacimiento de Zn-Pb-Cu, tipo Kuroko que ha sido deformado.
7. A pesar de la deformación y el metamorfismo que ha sufrido el yacimiento, es posible evaluar características primarias tales como zoneamiento químico,

mineral, textural y termométrico, que ayuden a encontrar la zona de stock-work representativa de los antiguos centros de exhalación.

8. Las áreas de mayor espesor, con texturas brechoides, altos valores de cobre y de mayor temperatura, pueden representar las zonas más próximas a las antiguas fuentes de emisión, que aún no han sido identificadas indiscutiblemente.

REFERENCIAS

- Barboza, J.R., Álvarez, V.M., Labarthe, H.G., (1998): Estudio Geológico Estratigráfico del Area de la Mina Tizapa, Edo. De México y cartografía 1:10,000 del Lote Zacazonapan, Informe interno de Peñoles no publicado, 53 p.
- Barley, M.E., (1992): A review of Archean volcanic hosted massive sulfide and sulfate mineralization in Western Australian. *Economic Geology*, v. 87, p. 855 – 872
- Barnes, H. L. , (1975): Zoning of ore deposits: types and causes. *Trans. R. Soc. Edinburgh*, v. 69, p. 295 – 311
- Barrie, C.T., (1993): Geochemistry of volcanic rocks associated with Cu – Zn deposits in the Abitibi Subprovince. *Economic Geology*, v. 88, p. 1341 – 1348
- Barrie, C.T., and Hannington, M.D., (1997): Classification of VMS deposits based on rock composition, en Barrie, C.T., and Hannington, M.D., 1999, eds., *Volcanic associated massive sulphide deposits: Processes and examples in modern and ancient settings: Reviews in Economic Geology*, in press, p. 1-12.
- Bjerkgaard, T.; Cousens, B. L., (2000): The Middle Valley sulfide deposits, northern Juan de Fuca Ridge; radiogenic isotope systematics. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists* v. 95, no. 7 (200011): p. 1473-1488
- Campa-Uranga, M.F., Coney, P.J., (1983): Tectonostratigraphic terranes and Mineral resource distribution in Mexico. *Canadian Journal of Earth Science*, v. 20, 1040-1051.
- Can, J.R., (1969): Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. *Journal of Petrology*, v. 10 p. 1-19.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., (1993a): Guerrero Terrane of Mexico: its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, v. 21, 419-422 p.
- Centeno-García, E., García, J.L., Guerrero, M., Ramírez, J., Salinas, J.C., Talavera, O., (1993b): Geology of the southern part of the Guerrero Terrane, Ciudad Altamirano – Teloloapan area. En: *Proceedings of the First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, Gto. Mexico. *Fiel Trip Guide II*, p. 22-33.
- Clark, K.F., Foster, C.T., and Damond, P.E., (1982): Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 533-544.
- Converse D.R., Holland, H.D. and Edmond, J.M., (1984): Flow rates in the axial hot spring in the East Pacific Rise (21°N): implications for the heat budget and the formation of massive sulfide deposits. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 69, p 159-175.
- Cox, D.P., Singer D. A., (1986): *Mineral Deposits Models*. Geological Survey, Bulletin 1693, 379p.
- Crowe, D., (1992): Geology and geochemistry of volcanogenic sulfide deposits and related igneous rocks, Prince William Sound, South – Central Alaska. *Economic Geology*, v. 87, p.1722 – 1745
- Davis, E.E., Goodfellow, W.D., Bornhold, B.D., Adshead, J., (1987): Massive sulphide in a sediment rift valley, Northern Juan de Fuca Ridge: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 82, p. 49-61

- De Cserna Z., Armstrong, R.L., Yáñez-García, C., Soloria, J., (1978): Rocas metavolcánicas de la región de Petatlán, Edo. De Guerrero, revista, Inst. De Geol., Univ. Nal. Autón. De Méx., v.2, núm 1.
- De Cserna Z., (1982) (1983): Hoja Viesca 14Q-g(9), con resumen de la geología de la Hoja Tejupilco, estados de Guerrero, México y Michoacan. Carta Geológica de México, Serie 1: 100 000.
- Dengens, E.T. and Ross, D.A., (1969): Hot brines and recent heavy metals deposits in the Red Sea. Springer, NewYork.
- Dudás, F.O., Cambell, I.H., and Gorton, M.P., (1983): Geochemistry of igneous rocks in the Hokuroku district, northern Japan. Econ. Geol. V. 5, p. 115-133
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala J.L., (1990) (1992): Tectonic Implications of a Mylonitic Granite in the lower structural levels of the Tierra Caliente Complex (Guerrero Terrane), Southern Mexico, UNAM. Inst. Geología. Revista v.9, núm. 2, p. 113-125.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala J.L, Macias R.C., (2000): Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constrains on its tectonic interpretation. en: Centeno-García, E., Lomnitz, C., Ramirez, E.J., (2000): Geologic Evolution of The Guerrero Terrane, Western Mexico. Journal of South American Earth Sciences, Special Issue v. 13, nos. 4-5, p. 297-324.
- Floyd, P.A., Winchester, J.A., (1978):Indification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements: Chemical Geology, v.21 p. 291-306.
- Fries, C., (1960): Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México, Instituto de Geología, Boletín 60, 236 p.
- Fouquet, Y., (1997): Where are the large hydrothermal sulphide deposits in the oceans?, Phil. Trans. R. Soc. Lond., v. 355, p. 427 – 4331
- Fujiwara, S., Matsumoto, I., Nishitani, Y., (1999): Geochemical Survey in The Tizapa Area. Dowa Engineering Co., L.T.D. 64 p.
- Gibson, H.L., Kerr, D.J. (1990): A comparison between the Horne massive sulphide deposit and smaller intracauldron deposits of the Mine sequence (abs). Geol. Soc. America Abstracts with Programs, 22, A15.
- Gibson, H.L., Watkinson, D.H. (1990): Volcanogenic massive sulphide deposits of the Noranda Caldron and Shield Volcano, Quebec. En: Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.M., Riverin, G., Simard, A. (eds), The Northwestern Quebec Polymetallic Belt: Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special v. 43, 119-133 p.
- Gilmour, P., (1976): Some transitional types of mineral deposits in volcanic and sedimentary rocks, Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits: Elsevier, Amsterdam, v.1, p. 111 – 160
- Goldfarb, M.S., Converse, D.R., Holland, H.D. and Edmond, J.M., (1983): The génesisi of hot spring deposits on the Este Pacific Rise, 21°, Economic Geology, Monograph 5, p. 184 – 197
- Goldstein, R.H., Reynolds, T.J., (1994): Sistematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals. Society of Sedimentary Geology, Short Course.
- González P.E. (1984): Análisis de las Inclusiones Fluidas e Isótopos de Azufre, Hidrógeno y Oxígeno de los Sulfuros Masivos de Tizapa – Santa Rosa, Edo. De México.Geomiment sep/oct, v. 128. p. 66-77.

- González, P.E. y Torres, R., (1988): EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA PORCIÓN CENTRO-OCCIDENTAL DE MEXICO Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS MINERALES ASOCIADOS. *Geof. Int.*, v. 27-4, p. 543-581
- González, P.E., (1993): Petrografía, geoquímica, cristalquímica y características de los fluidos asociados a una sección del metamórfico aflorante en Tierra Caliente, Estados de México, Guerrero y Michoacán. *Geof. Int.*, v. 32, p. 429-440
- Gunter, H., Friedrich, and Herzig, P.M. (1988): Base Metal Sulfide Deposits. Special Publication No. 5 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits: 149-168.
- Hannington, M.D., Peter, J.M. and Scott, S.D., (1986): Gold in sea – floor polymetallic sulfide deposits: *Econ. Geol.*, v. 81, p. 1867 – 1883
- Hashimoto, K., (1977): The Kuroko deposits of Japan: Geology and explorations strategies. En: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México. XII Convención Nacional AIMMG, Acapulco, México.
- Hekinian, R., Hoffert, M., Larqué, P., Cheminée, J.L., Stoffers, P., Bideau, D., (1993). Hydrothermal Fe and Si Oxyhydroxide deposits from South Pacific intraplate volcanoes and East Pacific Rise Axial and Of-Axial Regions. *Econ. Geol.*, v. 88, p. 2021-2099.
- Heredia-Barragán, M.A., García-Fons, J., (1989): Distribución de yacimientos vulcanogénicos en la provincia norte de Guerrero-Suroccidente del Estado de México. *A.I.M.M.G.M., Mem., tec. XVII*, p. 88-99.
- Herron M.M., (1988): Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Sed. Petrol.*, v. 58, p. 820-829.
- Hutchinson, R.W., (1973): Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance: *Economic Geology*, v. 68, p. 1223 – 1246
- Japan International Agency and Metal Mining Agency of Japan, (1988): Informe de la exploración cooperativa de Mineral en la region de Arcelia Estados Unidos Mexicanos. (Fase I), 334 p.
- Japan International Agency and Metal Mining Agency of Japan, (1988): Informe de la exploración cooperativa de Mineral en la region de Arcelia Estados Unidos Mexicanos. (Fase II), 133 p.
- Japan International Agency and Metal Mining Agency of Japan, (1988): Informe de la exploración cooperativa de Mineral en la region de Arcelia Estados Unidos Mexicanos. (Fase III), 149 p.
- Japan International Agency and Metal Mining Agency of Japan, (1988): Informe de la exploración cooperativa de Mineral en la region de Arcelia Estados Unidos Mexicanos. (Fase IV), 252 p.
- Jenner, G.A., (1996): Trace Element Geochemistry of Igneous Rocks: geochemical nomenclature and analytical geochemistry, en: Wyman D.A., ed., Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes v. 12, p. 1-50.
- Kerrick, R., Wyman, D.A., (1996): The Trace Element Systematics of Igneous Rocks in Mineral Exploration: An Overview, en: Wyman D.A., ed., Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes v. 12, p. 1-50.

- Kesler, S.E., (1990): Metallogenic evolution of the Caribbean Region: Boulder Colorado, Geological Society of America, v. H, p. 459 - 482
- Klau, W., Large, D.E., (1980): Submarine exhalative Cu-Pb-Zn deposits – a discussion of their classification and metallogenesis: *Geologisches Jahrbuch*, v. 40, p. 13-58.
- Lapierre, H., Ortíz, H.E., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C., Zimmerman, J.L., (1992): A crustal section of an intra-oceanic island arc – The Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence (central Mexico). *Earth and Planetary Science Letters* 108, p. 61-77.
- Large, R.R., (1977): Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains: *Economic Geology*, v. 72, p. 549 – 572
- Large, R.R. (1992): Australian Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits: Features, Styles and Genetic Models. *Econ. Geol.* v. 87, 471-510.
- Larsen et al., (1997): Composition, chemistry and sulphur-isotope systematics of metamorphosed basemetal sulphides in two contrasting geological environments in central North.Way. En: H. Papunen (ed.), *Mineral deposits: Research and Exploration Where do They Meet?*, 367-370.
- Leistel, J. M., Marcoux, E., Thieblemont, and Deschamps, Y., (1998): Chert in the Iberian pyrite belt; *Mineralium Deposita*, v. 33, p. 59-81.
- Lewis, P., Rhys D., (1997): Structural Geology and Stratigraphic Setting of the Tizapa Mine and Region, Mexico State, Mexico p. 1-40.
- Lugo-Hubp, J.L., (1990): El relieve de la República Mexicana. *Rev. Inst. Geol., UNAM*, v. 99. No. 1, p. 82-111.
- Lydon, J.W. (1996): Characteristics of volcanogenic massive sulfide deposits: interpretation in terms of hydrothermal convection systems and magmatic hydrothermal systems. *Bol. Geol. Min.*, v.107, p. 215-264.
- Lydon, J.W. (1998): Volcanogenic massive sulphide deposits parte 2: genetic models. *Ore deposits models, Geoscience Canada Reprints Series 3*, p. 55-181.
- Meschede, M., (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram: *Chemical Geology*, v. 56, p. 207-218.
- Miranda-Gasca, M.A. (1995): The Volcanogenic Massive Sulfide and Sedimentary Exhalative Deposits of the Guerrero Terrane, México. PhD. Dissertation, University of Arizona, 294 p.
- Miranda-Gasca, M.A. (1999): Los yacimientos volcanosedimentarios de sulfuros masivos de México, ambiente tectónico, estructura y mineralización. Curso corto, Toluca México, del 29 de Abril al 1° de Mayo. 27 p.
- Miranda-Gasca, M.A., (2000): The metallic ore-deposits of the Guerrero Terrane, western Mexico: an overview. en: Centeno-García, E., Lomnitz, C., Ramirez, E.J., (2000): *Geologic Evolution of The Guerrero Terrane, Western Mexico. Journal of South American Earth Sciences, Special Issue v. 13, nos. 4-5, p. 297-324.*
- MMAJ, (1991): Región de Tejuipilco, Los Estados Unidos de México. Estudio conjetural de exploraciones geoquímicas, sección de cooperación técnica, Departamento de Actividades Exteriores Organización Minera Metálica del Japón, 92 p.

- Morán Z.D., (1984): Geología de la República Mexicana. INEGI – UNAM, 88 p.
- Mottl, M.J., Davis, E.e., Fisher, A.T., Slack, (1994). Scientific results, Middle Valley, Juan de Fuca Ridge. *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, 139.
- Munhá, J. (1983): Hercinian magmatism in the Iberian Pyrite belt. En: Lemos de Souza, J., Oliveira, J.T. (eds.) *The Carboniferous of Portugal*. Mem. Serv. Geol. Portugal, 29, 39-81.
- Nieto, O., Cruz, R., Colorado, D., Figueroa, M., González, E.P., (1997): Elementos Tectónicos y Metalogénicos para considerar el potencial económico minero de la región comprendida entre Zacualpan y El Oro, México. VI Seminario Interno de Exploración Geológica Minera. C.R.M.
- Ohmoto, H., Skinner, B.J., eds. (1983). *The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits*. Econ. Geol. v. 5, 640 p.
- Ohmoto, H. (1996): Formation of volcanogenic massive sulfide deposits; the Kuroko Perspective. En: Vielreicher, R.M., Groves, D.I., Heinrich, C.A., Walshe, J.L. (eds.). *The conjunction of processes resulting in the formation of orebodies*. *Ore Geology Reviews*, v. 10, 135-177.
- Oliver-Monod, M. Faure, J.C., Salinas and H. Sabanero., (1993): What is the Guerrero Terrane Made of?; First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, UNAM, Instituto de Geología. In Ortega-Gutierrez, F., Coney, P.J., Centeno-García, E., Gómez-Caballero, A., (eds). *Proceedings, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic terrane conference*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 92.
- Ortega-Gutiérrez, F., (1981): Metamorphic belts of southern Mexico and their Tectonic Significance. *Geof. Int.* v. 20, p. 117-202.
- Parga-Pérez, J.J., (1980): Seminario Interno del C.R.M. Geología y Metalogénesis del yacimiento estratiforme de sulfuros masivos de Tizapa, Zacazonapan, Estado de México p. 335-363.
- Parga-Pérez, J.J., (1981): Geología del área de Tizapa, Municipio de Zacazonapan, México, Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 135 p.
- Parga-Pérez, J.J., Rodríguez-Salinas, J.J., (1983): Geología de Sulfuros masivos polimetálicos de Ag, Pb, Zn, Cd, y Au de Tizapa, Zacazonapan, México, XV Conv. Nal. AIMMG, Guadalajara, Jalisco Memoria, p. 373-419.
- Parga-Pérez, J.J., Omaña P.H., (1988): El yacimiento Volcanogénico de Tizapa, Estado de México, C.R.M. IX Seminario Interno de Exploración Geológica Minera, p. 335-366.
- Parga-Pérez, J.J., Rodríguez, S.J., (1991): Geology of Tizapa, Ag, Zn, Pb, Cu, and Au massive polymetallic sulfides, Zacazonapan, México. In Salas, G.P., ed., *Economic Geology, México*, The Geological Society of America. Boulder Co. *The Geology of North America* v. P-3.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 19, p. 51-56.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J., (1973): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 69, p. 33-47.
- Pearce, J.A., (1996): A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams, en: Wyman D.A., ed., *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes v. 12, p. 1-50.

- Peter, J.M., Scott, S.D., (1988): Mineralogy, composition, and fluid-inclusion microthermometry of seafloor hydrothermal deposits in the trough of Guaymas Basin, Gulf of California. *Canadian Mineralogist*, 26 p. 567-587.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., (1972): *Sands and Sandstone*. Springer-Verlag, New York.
- Pisutha-Arnold, V., Ohmoto, H. (1983). Thermal history and chemical and isotopic composition of the ore-forming fluids responsive for the Kuroko massive sulfide deposits in the Hokuroko district of Japan. *Economic Geology*. v. 5, p. 523-558.
- Plimer, I.R., (1978): Proximal and distal stratabond ore deposits. *Mineralium Deposita*, v. 13, p. 345-353.
- Franklin, J.M., (1986): Volcanogenic massive sulphide deposits, en Andrew, C.J., Crowe, R.W.A., Finlay, S., Pennell, W.M. and Pyne, J. F., eds., *Geology and Genesis of Mineral Deposits in Ireland*. Iris Association for Economic Geology, Dublin, p. 49-69.
- Proking, V.A., Buslaev, F.P., (1999): Massive copperzinc sulphide deposits in the Urals, *Ore Geology Reviews*, v. 14, 1-69.
- Ramdohr, P., (1980): *The ore minerals and their intergrowths*. 2 nd. Edition. v. 2, Pergamon Press.
- Ramírez, J., Campa, M.F., Talavera, O., Guerrero, M., (1991): Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas. Abstracts, Congreso sobre la Evolución Geológica de México, Sociedad Mexicana de Mineralogía e Instituto de Geología. UNAM, Pachuca, Hgo., México, p. 163-166.
- Rickard, D., (1999): European Phanerozoic metallogenesis. *Mineralium Deposita*, v. 34, 417-421.
- Riverin, G., Hodgson, C.J., (1980): Wall-rock alteration at the Millenbach Cu-Zn mine, Noranda, Quebec. *Econ. Geol.*, v. 75, 424-444.
- Rollinson, H.R., (1993): *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical., 352 p.
- Rona, P.A., (1984): Hydrothermal mineralization at seafloor spreading centres, *Earth – Science Reviews*, v. 20, p. 1 – 104
- Roedder, E., (1984): Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*. Mineralogy Society of America, v. 12. 644 p.
- Ruiz, J., Centeno-García, E., Coney, P.j., Patchett, P.j., Ortega-Gutiérrez, F., (1991): El terreno Guerrero y su posible correlación con el basamento de la región del Caribe. en: 1a Convención sobre la Evolución Geológica de México, y Congreso Mexicano de Mineralogía (Pachuca, Hidalgo, México), Memoria, p. 192-193.
- Salas, G.P., (1975): Carta y Provincias Metalogenéticas de la República Mexicana., v. 21-E, C.R.M., 242 p.
- Salas, G.P., (1988): *Geología Económica de México*. C.R.M. p. 475-481.
- Sato, T. (1972): Behavior of ore forming solutions in seawater: *Mining Geologists Japan*, v.22 p.31-41.
- Sánchez-Zavala, J.L., (1993): *Secuencia Volcano Sedimentaria Jurásico Superior-Cretácico; Arcelia-Otzoloapan, Estado de México: Petrografía, Geoquímica, metamorfismo e interpretación tectónica*. Tesis UNAM.

- Sangster, D.F., (1984): Grade-Tonnage Summaries of massive sulfide deposits relative to Paleotectonic Settings in the Appalachian-Caledonian Orogen. *Econ. Geol.*, v. 79, 1479-1482.
- Sangster, D.F. and Scott, S. D., (1976): Precambrian strata – bound, massive Cu – Zn – Pb sulfide ores of Norte América, *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits: Elsevier, Amsterdam*, v.1, p. 129 – 222
- Saunders, A.D., Tarney, J., Marsh, N.G., Wood, D.A., (1980): Ophiolites as oceanic crust or marginal basin crust: a geochemical approach, in Panayiotou, A., ed., *Ophiolites: Geological Survey Department, Cyprus*, p. 193-204.
- Sawkins, F.J., (1976): Massive sulfide deposits in relations to geotectonics. *Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 14*, p. 221-240.
- Scott, S.D., (1996): Short Course: Presently-forming hydrothermal deposits in the oceans and ancient ores on land. A comparasion of modern and ancient massive sulfides and related deposits from a geological and geochemical point of view. *Universite de Bretange Occidentale-Brest. Les Séminaires de L'Ecole doctorale des Sciences de la Mer*, 39 p.
- Scott, S.D., Binns, R.A., Yang, K., (1997): Massive Sulfide-forming systems on the present-day ocean floor. *Proceedings of the Fourth Biennial SGA Meeting Turk/Finland/ 11-13 august*, 55-58.
- Scott, S.D., Binns, R.A., Yang, K., (1997): Massive Sulfide-forming systems on the present-day ocean floor. *Proceedings of the Fourt Biennial SGA Meeting Turk/Finland/11-13 august*, 55-58.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez F., Speed R.C., (1993): Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of México, *Special Paper 278, The Geological Society of America*, 153 p.
- Sherlock, R.L., (1996): Hydrothermal alteration of volcanic rocks at the McLaughlin gold deposit, Northern California. *Canadian Jour. Of Earth Sci.*, 33; 3, 493-508.
- Shirozu, H. (1974): Clay minerals in altered wall rocks of the Kuroko type deposits: *Soc. Mining Geologist Japan, Spec. Issue 5*, p. 303-310.
- Sillitoe, R.H., (1972): Formation of certain massive sulphide deposits at sites of seafloor spreading. *Institute of Mining and Metallurgy, Transactions*, v. 81, p. 141-148.
- Solomon, M., (1976): Volcanic massive sulphide deposits and their host rocks – a review and explanation, *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits: Elsevier, Amsterdam*, v.1, p. 21 – 54
- Solomon, M. and Walshe, J.L., (1979): The formation of massive sulfide deposits on the seafloor: *Economic Geology*, v. 74, p. 797 – 813.
- Talavera, O.M., Ramírez, J., Guerrero, M., (1993): Geochemical evolution of the Guerrero Terrane: example of a Late Mesozoic multi-arc system. en: *Proceedings of the First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato, México*, p. 150-152.
- Talavera, O.M., Ramírez, J., Guerrero, M., (1995): Petrology and Geochemistry of the Teloloapan Subterrane: a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island arc. *Geofísica Internacional* v. 34, p. 3-22.
- Talavera, O.M., Suastegui, M.G., (2000): Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of the southwestern North America during the Late Mesozoic, en: *Centeno-García, E., Lomnitz,*

- C., Ramirez, E.J., (2000): Geologic Evolution of The Guerrero Terrane, Western Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, Special Issue v. 13, nos. 4-5, p. 297-324.
- Thompson, J.F.H., Barrett, T.J., (1996): Volcanogenic Massive Deposits of the cordillera. *Explor. Mining Geol.*, v. 5, 7-9.
- Tolson G., (1993): Structural geology and tectonic evolution of the Santa Rosa area, SW Mexico State, Mexico, *Geof. Int.* vol. 32, núm. 3 p. 397-413.
- Turner, J.S., Gustafson, L.B., (1978): The flow of hot saline solutions from vents in the sea floor – some implications for exhalative massive sulfide and other ore deposits. *Economic Geology*, v. 73, p. 1082-1100.
- Urabe, T., Scott, S.N., Hattori, K., (1983). A comparison of footwall rock alteration and geothermal systems beneath some Japanese and Canadian volcanogenic massive sulfide deposits. *Econ. Geol. Mon.* 5, 345-362.
- Waldford, P.C., Franklin, J.M., (1982). The Anderson Lake mine, Snow Lake, Manitoba, en: Hutchinson, R .W., Spence, C.D., *Deposits*, H.S. Ribinson Memorial Volume. *Geol. Assoc. of Canada*, Special Paper, 25, 481-523.
- Wilson, M., (1989): *Igneous Petrogenesis*. Department of Earth Sciences, University of Leeds. London Unwin Hyman. 466 p.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chemical Geology*, v.20, p. 325-343.
- Yuri, S., (1983): Textures of some Japanese Besshi-type ores and their implications for Kuroko deposits. *Econom. Geol.* v. 5, 231-240.