



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DEL PÓRFIDO
DE COBRE DE TIÁMARO, ESTADO DE MICHOACÁN”.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEÓLOGO

P R E S E N T A :

AGUILAR LOVERA ALEXIS

DIRIGIDA POR: ING. CARLOS GARZA GONZÁLEZ VÉLEZ

CIUDAD UNIVERSITARIA, 2005



m. 341890



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-I-749

SR. ALEXIS AGUILAR LOVERA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Ing. Carlos E. Garza González Vélez y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DEL PÓRFIDO DE COBRE DE TIAMARO, EDO.
DE MICHOACÁN**

| | |
|------------|---------------------------------------|
| | RESUMEN |
| I | GENERALIDADES |
| II | FISIOGRAFÍA |
| III | GEOLOGÍA |
| IV | YACIMIENTOS MINERALES |
| V | GEOQUÍMICA |
| VI | CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES |
| | BIBLIOGRAFÍA |
| | MAPAS Y SECCIONES |

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Cd. Universitaria, D. F., a 11 de agosto de 2004
EL DIRECTOR


M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB/JAC*gtg


Agradecimientos.

A mis padres Sofía y Eduardo por todo su amor, comprensión, enseñanzas, protección y paciencia.

A mis hermanos Eduardo y Edgar por compartir toda una vida juntos y por contar con ustedes en todo momento.

A la UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO por haber contribuido en mi formación académica, social y cultural.

A mis amigos de la Facultad de Ingeniería.

Agradezco especialmente a mis amigos Alfredo, Gerardo, Isaías, Dante, Vanesa, Mario, Gonzalo, Iván, Diana, Valentín, Juan Raymundo, Sandra, Francisco, Luis, Carmen, Guadalupe, Amelia, Irasema, Héctor, Claudia, Erick, Lucy, Pedro, Nora, Jessica, José Luz, Lilia, Andrés, Pablo, Quetzalcoatl, Carlos, Heriberto, Selene, Gerardo (Buky), Noé, Almodóvar, Noé (†) y Alberto Palomo, por haber compartido todos esos momentos y sobre todo por haberme ayudado a salir adelante.

A Evelyn por los momentos de felicidad.

A mis profesores los ingenieros Carlos Garza, Miguel Vera, Germán Arriaga, Juan Medina, Héctor Macías, Juan José Obregón, Alfredo Victoria, Alberto Arias, Javier Arellano y la maestra Guadalupe Villaseñor.

A la Bestia y al Marduk por hacerme compañía.

Al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT-IN 103703-3) por las facilidades para la terminación de este proyecto de tesis.

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la
UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el
contenido de mi trabajo recepcional.
NOMBRE: Alexis Aguilar
Loversa
FECHA: 10-MAI-20-2005
FIRMA: [Firma]

***“... todo lo que tuve se me fue con el otoño
y como el tiempo se lleva los días
y como el tiempo se lleva los años
así tu vida se lleva la mía
haciéndole daño.”***

Álvaro Carrillo.

***“...todos esos momentos se perderán
en el tiempo, como lágrimas, en la lluvia...”***

De la película Blade Runner, basado en la novela de P. K. Dick

***“Madre de los dioses, padre de los dioses, el dios viejo,
tendido en el ombligo de la tierra,
metido en un encierro de turquesa.
El que está en las aguas color de pájaro azul,
el que está encerrado en nubes, el dios viejo,
el que habita en las sombras de la región de los muertos,
el señor del fuego y del año.”***

Códice Florentino, libro VI, fol. 71.

Índice.

Resumen

CAPITULO 1. GENERALIDADES

| | |
|---|---|
| 1. 1. Objetivos de la investigación | 1 |
| 1. 2. Localización y extensión del área | 1 |
| 1. 3. Cultura y economía | 3 |
| 1. 4. Clima y vegetación | 3 |
| 1. 5. Método de trabajo | 5 |
| 1. 6. Antecedentes geológico-mineros | 5 |

CAPITULO 2. FISIOGRAFÍA

| | |
|------------------------------|---|
| 2. 1. Provincia fisiográfica | 6 |
| 2. 2. Geomorfología | 7 |

CAPITULO 3. GEOLOGÍA

| | |
|------------------------------|----|
| 3. 1. Estratigrafía regional | 9 |
| 3. 2. Evolución tectónica | 15 |

CAPITULO 4. YACIMIENTOS MINERALES

| | |
|---|----|
| 4. 1. Resumen sobre las características de los de pórfidos de cobre | 22 |
| 4. 2. Rocas encajonantes | 23 |
| 4. 2. 1. Rocas pre-mineralización | 24 |
| 4. 2. 2. Rocas post-mineralización | 29 |
| 4. 3. Estructuras mineralizadas | 31 |
| 4. 4. Alteraciones hidrotermales | 34 |
| 4. 5. Paragénesis, sucesión e ideas del zoneamiento | 40 |

CAPITULO 5. GEOQUÍMICA

| | |
|---|----|
| 5. 1. Geoquímica de los magmas | 44 |
| 5. 1. 1. Rocas pre-Hauteriviano | 47 |
| 5. 1. 2. Batolito de Tingambato | 49 |
| 5. 1. 3. Andesitas basálticas | 50 |
| 5. 2. Inclusiones fluidas | 54 |
| 5. 2. 1. Inclusiones fluidas en el cuerpo mineralizado de Tiámaro | 56 |
| 5. 3. Hipótesis genética | 57 |

CAPITULO 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

| | |
|--------------------------|----|
| 6. 1. Conclusiones | 61 |
| 6. 2. Recomendaciones | 62 |
| Bibliografía | 63 |
| Mapas y secciones | 67 |

Resumen.

El pórfido de cobre de Tiámara está localizado en la región que limita a la Sierra Madre del Sur con la Faja Volcánica Transmexicana, en la porción nororiental del estado de Michoacán.

Las rocas en donde está alojada la mineralización pertenecen a un complejo vulcano-plutónico de edad pre-Hauteriviana (Jurásico Sup.?), de magmatismo toleítico primario de arco insular, que está formado por andesitas porfídicas, dacitas y cuerpos plutónicos e hipabisales microdioríticos que están intrusionando a estas rocas. Este complejo está siendo afectado por intrusivos calcialcalinos mineralizados de naturaleza microadamelítica de edad Cretácico Inferior, que afloran en la parte oriental del cuerpo mineralizado. A su vez, en la porción centro-occidental del yacimiento, están emplazados intrusivos micrograníticos y microtonalíticos mineralizados del Terciario que afectan a las rocas anteriores y a la Formación Balsas. Esta unidad está sobreyacida por andesitas basálticas no mineralizadas de afinidad adakítica y que posiblemente tengan consanguinidad magmática con los intrusivos de edad terciaria.

Las estructuras mineralizadas son principalmente stockworks, disseminaciones, vetillas entrecruzadas y brechamientos. La mineralización consiste principalmente en pirita-calcopirita-bornita-oro.

De acuerdo a los aspectos geodinámicos regionales, las evidencias geológicas locales y a los resultados geoquímicos, revelan un modelo de mineralización del tipo pórfido cuprífero, con un aporte primigenio de cobre asociado a los sistemas magmáticos del Jurásico Sup. (?) y Cretácico Inf., que interactuaron con los sistemas magmáticos-hidrotermales del Terciario. De acuerdo a esto, puede haber una continuidad hacia el sur del arco magmático y representar una región con alto potencial de mineralización Cu-Au para sistemas porfídicos e hidrotermales de menor temperatura. También se puede proponer, con sus reservas, un gran potencial para este tipo de mineralizaciones en rocas magmáticas terciarias y cuaternarias de la Sierra Madre del Sur, principalmente provenientes de fusiones adakíticas, en donde podrían esperarse asociaciones de pórfidos de cobre y yacimientos de alta sulfuración de oro.

CAPITULO 1. GENERALIDADES.

El presente trabajo de tesis forma parte de las actividades del proyecto: Investigación Metalogénica del Pórfido de Cobre de Tiámara, Michoacán: Procesos de Alteración Hidrotermal, Composición y Evolución Termodinámica de Fluidos, Composición Isotópica de la Mena y Características Geoquímicas del Magmatismo Asociado. Este proyecto se desarrolla en el Departamento de Ingeniería Geológica de la División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ingeniería, bajo el auspicio de la DGAPA, a través del Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT-IN103703-3).

1. 1. Objetivos de la investigación.

El objetivo consiste, fundamentalmente, en presentar un primer esquema de las características geológicas y geoquímicas del pórfido cuprífero de Tiámara, estado de Michoacán, a efecto de proponer un modelo de mineralización que sirva de base para definir estaciones de barrenación con diamante y lograr avances en la delimitación a profundidad del cuerpo o los cuerpos mineralizados.

1. 2. Localización y extensión del área.

El área mineralizada de Tiámara se localiza al SE del estado de Michoacán, en el municipio de Tuzantla, aproximadamente a 7.2 kilómetros al NE de la cabecera municipal y a 28.7 kilómetros en línea recta al SW de la ciudad de Zitácuaro (Fig. 1). El centro del área de estudio tiene por coordenadas UTM:

0345500 E

2126500 N

Dicha zona cubre una extensión aproximada de 4 km².

El acceso se realiza por la carretera federal número 15 México-Zitácuaro. En Zitácuaro se toma la carretera de primer orden número 51 Zitácuaro-Tuzantla-Huetamo; a la altura del kilómetro 37 hay una desviación a la izquierda que consiste en un camino de terracería hacia la ranchería El Bosque (1 km). De aquí se toma un camino de brecha para cubrir un recorrido aproximado de 2.5 kilómetros hasta el centro del área de estudio.



Fig. 1. Localización del área de estudio.

1. 3. Cultura y economía.

La ganadería y la agricultura son las principales fuentes de ingreso en las poblaciones vecinas al proyecto de Tiámara. En cuanto a la minería, en los últimos años sólo se han hecho trabajos esporádicos de exploración.

La ciudad de importancia más cercana es Zitácuaro, con cerca de 80,000 habitantes y cuenta con todos los servicios urbanos y educativos. Las principales actividades económicas de esta ciudad son el comercio, industrias pequeñas, agricultura y ganadería.

Dentro de la categoría de pueblo, el más cercano e importante es Tuzantla, cabecera municipal del mismo nombre. Su población es de aproximadamente 2,500 habitantes. También cuenta con todos los servicios.

1. 4. Clima y vegetación.

De acuerdo a la división de climas en el estado de Michoacán hecho por el INEGI (2000), el clima que prevalece en la región es cálido subhúmedo (Fig. 2) con lluvias en verano y en menor proporción durante los meses de octubre y noviembre. La precipitación anual promedia alrededor de 830 mm. La temperatura media anual es de 26.8°C, siendo el mes de mayo el más caluroso. Al norte de la Cuenca del Balsas se produce la transición entre los climas cálidos de la Sierra Madre del Sur y los templados semifríos de las subprovincias de Mil Cumbres y la Meseta Tarasca del Eje Neovolcánico.

La selva baja caducifolia cubre poco más de la mitad de la subprovincia de la Cuenca del Balsas, se le encuentra desde la parte centro hasta la sur. Esta selva se encuentra intercalada con áreas de pastizales inducidos y con zonas netamente agrícolas con prácticas temporales. No obstante, los componentes de este tipo de vegetación varían dependiendo del clima. Esta subprovincia está constituida por grandes sierras, entre otros sistemas de topofomas, en las que los bosques cubren enormes extensiones. El bosque de pino-encino es el más abundante de la región.

La zona de transición entre la subprovincia de la Cuenca del Balsas y la Provincia del Eje Neovolcánico está ocupada principalmente por agricultura de temporal en un 70%. Los bosques de pino están ubicados a altitudes que varían de 2 200 a 2 600 m y se encuentran sobre lomeríos. Otros tipos de vegetación que se desarrollan en esta zona son el bosque mixto de oyamel, pino y el pastizal inducido.

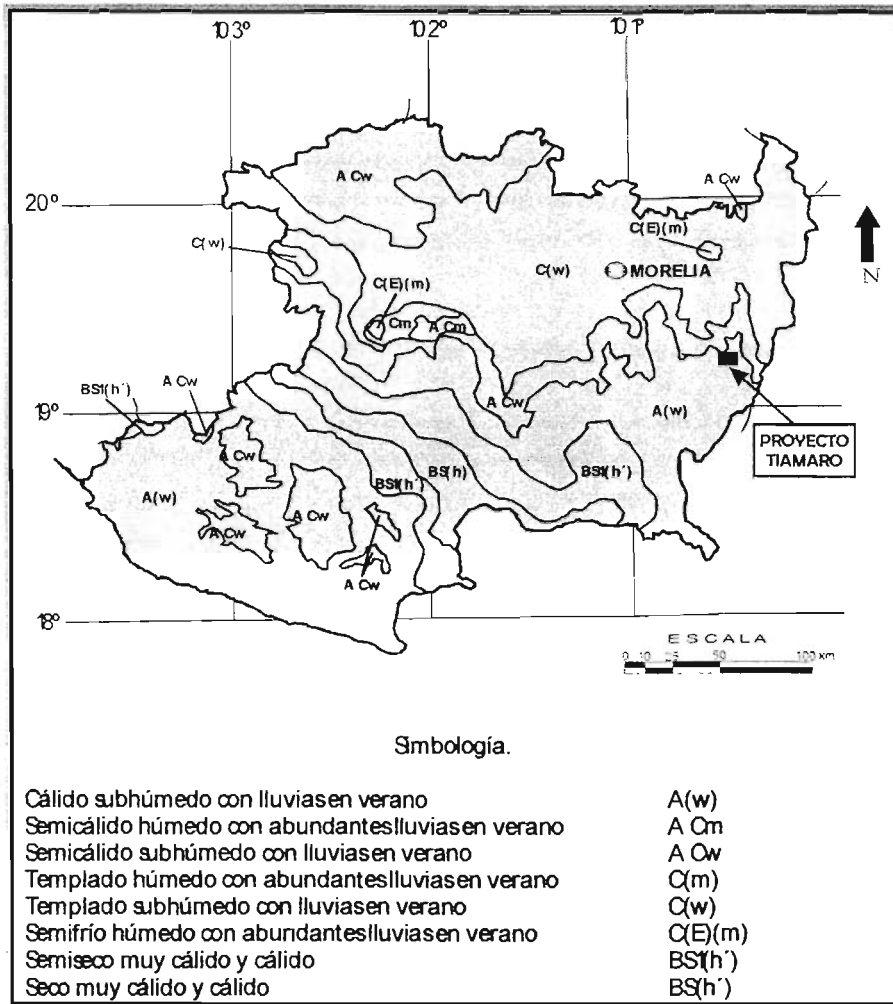


Fig. 2. Distribución de climas en el estado de Michoacán (INEGI, 2000).

Los bosques de pino ocupan una superficie importante en la provincia de la Faja Volcánica Transmexicana (sobre todo en la subprovincia de Mil Cumbres) que se encuentran principalmente en las sierras, aunque pueden también ocurrir en mesetas, lomeríos, valles o llanuras. Estos bosques son el común denominador de esta subprovincia, ubicándose principalmente en el oeste. Los bosques de encino ocupan una superficie menor, al igual que el bosque de oyamel. También hay bosque mesófilo y selva baja caducifolia.

1. 5. Método de trabajo.

En primer lugar se recopilaron datos bibliográficos para conocer sobre la geología y fisiografía de la región y del área de estudio. A escala regional se consultaron trabajos de geología y tectónica, tipos de yacimientos minerales existentes y cartas de INEGI a escala 1:50,000. A escala local se consultaron trabajos geológico-mineros de la zona de Tiámara y áreas adyacentes; mucho del trabajo de investigación se basó en trabajos geológico-mineros previamente realizados por el COREMI (1974), compañía minera NORANDA (1999), así como trabajos realizados actualmente por el Ing. Carlos Garza González Vélez.

Con estos datos previos, se realizó el trabajo de campo que consistió en el reconocimiento del área, mapeo geológico (con base en mapas geológicos del COREMI y NORANDA) y muestreo de rocas para su análisis petrográfico y minerográfico.

El trabajo de laboratorio consistió en el análisis petrográfico y minerográfico de las muestras. Otras muestras se utilizaron para análisis geoquímicos y de inclusiones fluidas. Las informaciones obtenidas por los análisis anteriores fueron integradas y analizadas para definir, en un primer contexto, el modelo de mineralización y el potencial económico del proyecto.

1. 6. Antecedentes geológico-mineros.

De los primeros trabajos realizados dentro del área de Tiámara se cuenta con el del Ing. Jorge Galicia F. en el año de 1964, quien también efectuara en 1970, estudios en áreas adyacentes a Tiámara en "El Realito de Chirangangueo". En 1973, el Ing. Guillermo Quiroz B. realizó reconocimientos regionales dentro del proyecto Cobre Michoacán a cargo del entonces Consejo de Recursos Naturales No Renovables. De la misma institución los ingenieros Juan Velasco H., Guillermo Quiroz B. y Jesús Rosales G. efectuaron en el año de 1974, el "Estudio Geológico-Minero, Geoquímico y Geofísico de Tiámara en el Municipio de Benito Juárez, Edo. de Michoacán". De los estudios más completos sobre el distrito se encuentra el que realizó como tesis profesional el Ing. Carlos Garza González Vélez en 1978.

Entre otros trabajos de interés dentro de la región se pueden mencionar los realizados por el Consejo de Recursos Minerales, como el "Proyecto Eje Neovolcánico, Informe Área Tuzantla" por los ingenieros Carlos Vélez Sánchez y Mario Vázquez Meneses en el año de 1979 y los trabajos de El Realito y Chirangangueo por el Ing. Jorge Galicia en 1971.

CAPITULO 2. FISOGRAFÍA.

La Fisiografía es la rama de la Geología que se encarga del estudio descriptivo de las formas del relieve terrestre; la Geomorfología es la ciencia que analiza la configuración general de la superficie de la Tierra, específicamente el estudio de la clasificación, descripción, naturaleza, origen y desarrollo del relieve actual. A continuación se describen ambas, para la región en donde se encuentra localizado el Proyecto Tiámara.

2. 1. Provincia fisiográfica.

De acuerdo con la clasificación de provincias fisiográficas mexicanas elaborada por Raisz (1959), la zona de estudio se encuentra en el límite sur de la provincia de la Faja Volcánica Transmexicana y el límite norte de la provincia de la Sierra Madre del Sur, en la subprovincia de la Cuenca del Balsas (Fig. 3).



Fig. 3. Provincias y subprovincias fisiográficas del estado de Michoacán (INEGI, 2000).

La Faja Volcánica Transmexicana es una franja volcánica que cruza Este-Oeste a la República Mexicana a la altura del paralelo 20°. Se caracteriza por ser una región de relieve abrupto compuesta de gran número de aparatos volcánicos que forman cadenas montañosas. La actividad volcánica reciente ha provocado la formación de cuencas endorreicas donde se depositaron material fluvial y sedimentos vulcano-clásticos. Los principales aparatos volcánicos van desde estratovolcanes de dimensiones variables (producto de emisiones piroclásticas y derrames lávicos), conos cineríticos, domos riolíticos y calderas tanto de colapso como de explosión (Morán Zenteno y colaboradores, 1984).

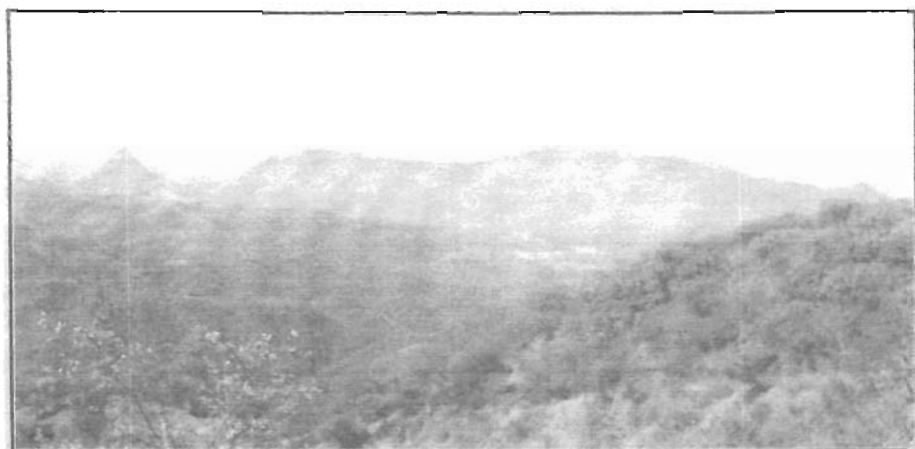
En la zona de transición de la Faja Volcánica Transmexicana y la Cuenca del Balsas afloran una alternancia de rocas metasedimentarias y metaígneas de edad mesozoica que forman valles encajonados que contrastan con las llanuras aluviales y los valles abiertos que forman los depósitos continentales del Eoceno y los sedimentos vulcanoclásticos recientes.

2. 2. Geomorfología.

El relieve que predomina en el área está caracterizado por cerros y mesetas que forman elevaciones topográficas muy abruptas, que van desde 800 m a los 1400 m sobre el nivel del mar. Con frecuencia se observan en las rocas volcánicas expresiones geomorfológicas de fallas normales, que también desplazan bloques de la Formación Balsas. Las rocas volcánicas e hipabisales de la región también se ven afectadas por numerosas fracturas y fallas normales, principalmente.

Los arroyos que drenan el área son pequeños, los que van a desembocar al arroyo de Susupuato, el cual es perenne y afluente del río Tuxpan-Tuzantla, tributario del río Balsas. El arroyo de Susupuato tiene su nacimiento en el cerro Mazagua y es el principal que drena esta parte del Estado.

Los alrededores de la zona de Tiámaro se caracterizan por ser regiones accidentadas y complicadas por la diversidad de sus geoformas, como son sierras volcánicas complejas, mesetas lávicas escalonadas, lomeríos basálticos y valles profundos (fotografía 1).



Fotografía 1. Rasgos geomorfológicos en las zonas cercanas al Proyecto Tíamaro (al fondo a la izquierda se nota el cerro Pílon Chico, al sur de la zona de estudio).

CAPITULO 3. GEOLOGÍA.

En este capítulo se tratará la estratigrafía de la región donde se encuentra el Proyecto Tiámara, así como la evolución tectónica de la misma, con el fin de dar un esbozo de los fenómenos geológicos y establecer el marco para la comprensión del origen del yacimiento.

3. 1. Estratigrafía regional.

La región que corresponde a la zona de transición de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT) y la Cuenca del Balsas, se caracteriza por una gran variedad de rocas (metamórficas, sedimentarias, con predominio de rocas ígneas intrusivas y extrusivas) y por las diferentes edades que éstas abarcan. Posiblemente las rocas más antiguas son las que forman un complejo metasedimentario del Triásico; este complejo subyace a una serie de rocas sedimentarias de edad jurásica que afloran al sur de Huetamo. De esta misma edad se encuentra expuesta al sur y noreste de la FVT, una secuencia de rocas vulcano-sedimentarias metamorfoseadas. Frecuentemente todo el paquete anterior está afectado por intrusiones plutónicas e hipabisales del Mesozoico y Cenozoico. La Formación Balsas, que se caracteriza por estar formada por sedimentos "molasse" continentales y derrames volcánicos, y la Serie Volcánica Characharando cubren a las rocas anteriores.

Triásico.

De acuerdo al análisis de la literatura sobre la región, existe un acuerdo sobre la existencia de una secuencia vulcanosedimentaria de edad pre-jurásica formada por unidades volcánicas submarinas con abundantes pelíticos metamorfoseados a facies de esquistos verdes, llamada "secuencia vulcanosedimentaria metamórfica" (González y Torres, 1988). Cerca de Arteaga, Michoacán, afloran rocas metavolcánicas, filitas y radiolaritas, que fueron fechadas con microfauna fósil de fondos marinos y que arrojaron una edad Ladiniano-Cárnico (Mújica, 1980).

Jurásico.

En la región de Huetamo aflora en pequeñas áreas, una alternancia rítmica de lutitas, areniscas, margas, areniscas arcillosas y conglomerados pertenecientes a la Formación Angao. Su espesor varía de 150 m a 400 m. No se observa contacto con las rocas más antiguas a ésta; subyace a la Formación San Lucas en discordancia erosional que varía localmente a discordancia angular. A esta unidad se le considera de edad Jurásico Superior (Kimmeridgiano-Portlandiano) de acuerdo a su posición estratigráfica, litología y datos paleontológicos (Exogira cf y Gervilla sp); estas rocas se depositaron en un ambiente de mares someros específicamente en la zona infranerítica (Pantoja, 1959).

En la región comprendida entre Teloloapan y Arcelia, aflora una secuencia vulcano-sedimentaria metamórfica del Mesozoico, específicamente del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Campa, 1974). Este complejo comprende rocas metasedimentarias y metaigneas producto del metamorfismo regional de bajo grado, correspondiente a la facies de esquistos verdes. La secuencia vulcano-clástica se le atribuye un origen de arco magmático que se desarrolló durante una fase tectónica en el Jurásico-Cretácico. El conjunto vulcano-sedimentario se depositó durante el Titoniano y Aptiano. El mismo autor ubica la edad del metamorfismo a finales del Cretácico Inferior, ya que las calizas del Albiano que cubren dicha unidad no presentan metamorfismo. González y Torres (1988) mencionan una "secuencia vulcanosedimentaria no metamórfica" entre el sur de la FVT y la Cuenca del Balsas (región norte del estado de Guerrero) formada por derrames de lavas, tobas y lahares de composición andesítico-dacítica, interestratificados con sedimentos terrígenos (lutitas, areniscas y conglomerados) de edad Titoniano-Neocomiano (?)-Aptiano.

En la región de Tejupilco, Elías Herrera y colaboradores (2000) describen una secuencia metamórfica (secuencia metamórfica Tejupilco) constituida por filitas carbonáceas, cuarcitas, esquistos pelíticos de sericita, esquistos verdes (principalmente metavulcanoclásticos andesíticos y dacíticos), metatobas riolíticas y un augengneiss milonítico de composición granítica (metagranito Tizapa). Este conjunto tiene más de 2000 metros de espesor y está fuertemente deformado, con pliegues recumbentes isoclinales y una marcada foliación desarrollada en condiciones de facies de esquistos verdes. Los mismos autores correlacionan esta secuencia metamórfica con el Esquisto Taxco y la Roca Verde Taxco Viejo, de edades Paleozoico y Triásico Tardío-Jurásico Temprano, respectivamente. Estas rocas se consideran formadas en un conjunto de arco de islas de edad Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Campa y Ramírez, 1979) y pueden ser agrupados en el Conjunto Teloloapan-Ixtapan (Campa, et. al., 1981), o más recientemente, en el subterreno Teloloapan del Cretácico Temprano (Elías Herrera, et. al., 2000).

Terreno Guerrero.

Aquí cabe mencionar las características de los subterrenos Teloloapan, Arcelia-Palmar Chico y Zihuatanejo-Huetamo descritos por Mendoza y Suastegui (2000), pertenecientes al terreno tectonoestratigráfico Guerrero el cual consiste en una secuencia vulcanosedimentaria de afinidad de arco y que abarca una gran porción de la parte oeste de México, que se extiende desde el norte del estado de Sinaloa hasta Zihuatanejo, en el estado de Guerrero (Fig. 4).

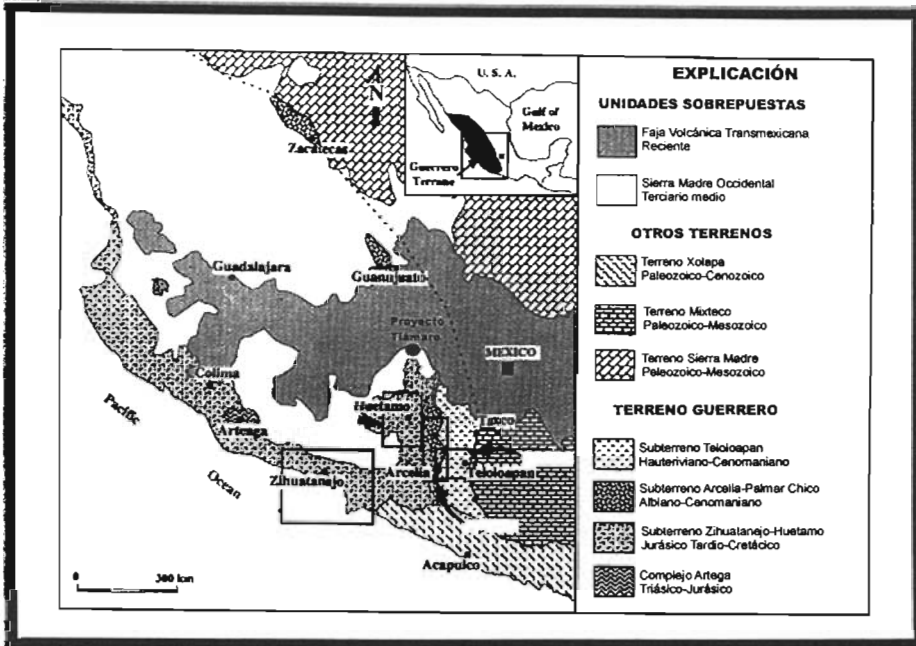


Fig. 4. Mapa geológico simplificado que muestra la localización del área de estudio con respecto a la distribución del terreno Guerrero en la región oeste de México (modificado de Mendoza y Sustegui, 2000).

El subterreno Teloioapan se localiza en la parte este del terreno Guerrero y forma un cinturón de 100 km de ancho por 300 km de largo con dirección N-S (Fig. 5), representado por un antiguo arco de islas intraoceánico de edad Hauteriviana a Cenomaniana. Consiste en una sucesión de lavas almohadilladas y masivas de composición básica a intermedia, hialoclastitas con estratificaciones de sedimentos silíceos con radiolarios en su parte baja y en su parte alta por conglomerados volcánicos, depósitos de flujo y calizas arrecifales que contienen fauna del Aptiano. En las secuencias volcánicas se presenta un metamorfismo de tipo oceánico de facies prehnita-pumpellita a facies de esquistos verdes.

El subterreno Arcelia-Palmar Chico se localiza hacia la parte oeste de Teloioapan, Guerrero, y desde allí forma un cinturón de 40 km de ancho por 250 km de largo con dirección S-N (Fig. 5); representa un primitivo arco de islas-cuenca marginal formado en el Aptiano-Cenomaniano. Consiste de dos unidades, una basal esencialmente volcánica y una cobertura sedimentaria. La unidad basal está constituida por lavas y brechas almohadilladas e hialoclastitas; esta sucesión magmática está dominada por basaltos almohadillados afectados por diques de basalto dolerítico y microgabro. Este conjunto se caracteriza por estar afectado por metamorfismo de facies prehnita-

pumpellita producto de alteración hidrotermal de piso oceánico. La cobertura sedimentaria está constituida por lutitas pelágicas y sedimentos silícicos ricos en radiolarios.

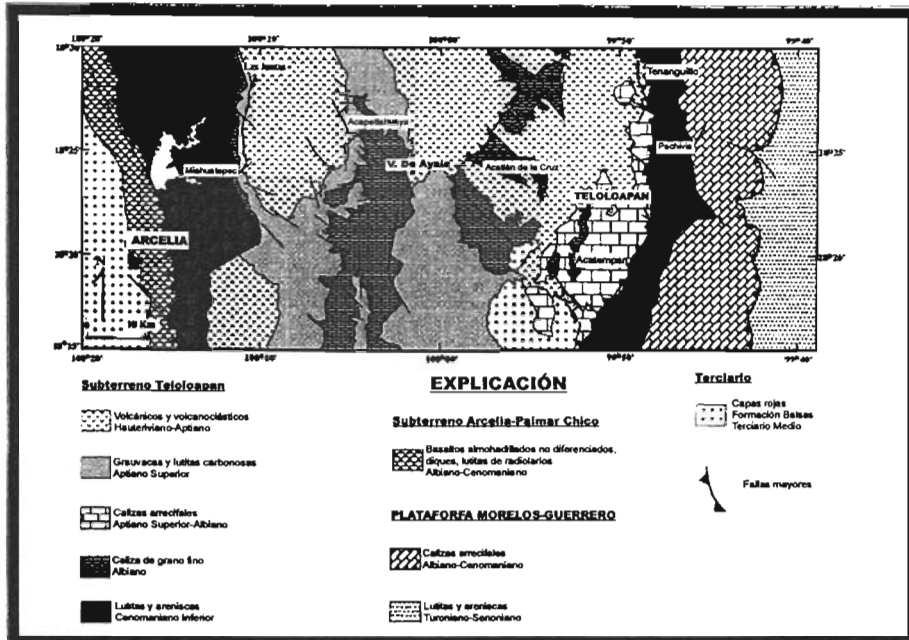


Fig. 5. Mapa geológico de los subterrenos Teloapan y Arcelia-Palmar Chico (tomado de Mendoza y Suategui, 2000).

El subterreno Zihuatanejo-Huetamo aflora desde la región de Huetamo hasta las costas del Pacífico en Zihuatanejo y Puerto Vallarta. Este subterreno está compuesto de tres secuencias litológicas, que pertenecen a un antiguo arco de islas-cuenca marginal-complejo de subducción de edad Jurásico Tardío-Cretácico Temprano: (i) secuencia vulcanosedimentaria Zihuatanejo, consistente de lavas y depósitos piroclásticos cubiertas por calizas arrecifales y lechos rojos; (ii) complejo Las Ollas, formado por bloques de calizas, cuarcitas, tobas, basaltos almohadillados, anfibolitas, gabros y rocas ultramáficas parcial o totalmente serpentizadas; (iii) secuencia sedimentaria Huetamo, la cual está formada por rocas esencialmente sedimentarias.

Cretácico.

En contacto con la Formación Angao, en discordancia erosional se encuentra la Formación San Lucas que es la que tiene mayor distribución regional. Consiste en una secuencia de clásticos marinos constituidos por areniscas, conglomerados, lutitas y limolitas. La base está conformada por un conglomerado de color rojo de estructura masiva con fragmentos de rocas volcánicas y esquistos en una matriz arcillosa. En la parte media están dispuestas areniscas de color pardo en

estratos delgados a medianos e interstratificadas con lutitas negras en capas delgadas. En la cima existen calciruditas y calcarenitas intercaladas con lutitas y que sobreyace a una secuencia de areniscas, limolitas y lutitas en estratos delgados a gruesos. Los mayores espesores (600 metros) de esta formación se encuentran en el área de Huetamo. La edad que se le atribuye de la Formación San Lucas es del Hauteriviano-Aptiano Inferior (Pantoja, 1959) y se le correlaciona a las Formaciones Xochicalco y Acuitlapán.

Encima a la Formación San Lucas, en discordancia paralela, se encuentra la Formación Morelos, la que está constituida por calizas intercaladas con calizas arcillosas y lutitas; su base está constituida por un conglomerado con estructura gradada de brecha calcárea a calcarenita; en su parte media se tiene una caliza de estratificación media con restos fósiles (rudistas, orbitolinas, nerineas y foraminíferos) e intercalaciones de lutitas; su cima consiste en alternancia de calizas y calizas arcillosas de estratificación gruesa a masiva. En Michoacán aflora al norte de Huetamo y en la parte sur de Tiquicheo. Su edad corresponde al Albiano-Cenomaniano (Pantoja, 1959) y subyace en discordancia paralela a la Formación Mal Paso. Esta unidad se depositó en un ambiente marino somero y es correlacionable con las calizas que afloran en Tlalpujahua, Michoacán y en el noreste del estado de Guerrero.

La Formación Mal Paso es una serie de clásticos marinos constituida por lutitas, areniscas, calcarenitas, calciruditas, margas, calizas y conglomerados. Desde el punto de vista regional se presenta en pequeños afloramientos de sinclinales en el área de Huetamo, aunque en el área de Amatepec su distribución es más amplia. Su espesor es aproximadamente de 400m. Sobreyace en discordancia paralela a la Formación Morelos y subyace en discordancia angular a la Formación Balsas de edad Cretácico Superior-Eoceno; tomando en cuenta lo anterior y que las formaciones San Lucas, Morelos y Mal Paso fueron afectadas por el mismo plegamiento, se considera a esta última de edad posterior al Albiano y anterior al Eoceno. El ambiente de depósito de esta formación se considera de litoral, lagunar o de marea (Ortiz y Lapierre, 1991). Se correlaciona con las Formaciones Mezcala y Cuautla que afloran en los estados de Morelos y Guerrero.

Las rocas mineralizadas pertenecientes al pórfido de cobre de Tiámara están constituidas por andesitas porfídicas, brechas, aglomerados y flujos dacíticos, afectadas por cuerpos plutónicos e hipabisales de composición diorítica a tonalítica; todo este conjunto pertenece a un complejo vulcano-plutónico de edad pre-Hauteriviana (que posiblemente pertenece al subterreno Arcelia-Palmar Chico) que a su vez está intrusionado por un cuerpo batolítico de naturaleza calcalcalina del Cretácico Inferior (131.2-133.7 m.a.; U-Pb, SHRIMP), (Garza González, et al., 2004).

Elías Herrera y colaboradores (2000) dividen al grupo Arcelia-Palmar Chico en dos partes, para el área de Tejupilco: una inferior, predominantemente sedimentaria y otra superior, esencialmente

volcánica. La parte inferior consiste en calizas limosas y arcillosas, areniscas, conglomerados, arcillas calcáreas, un cuerpo lenticular de lavas almohadilladas, pizarras negras y sedimentos silíceos de radiolarios. La parte superior está compuesta principalmente de brechas y lavas almohadilladas de andesitas basálticas, hialoclastitas y sedimentos silíceos y tobáceos.

Cenozoico.

Fries (1957) definió a la Formación Balsas como una secuencia de clásticos continentales interestratificados con tobas y derrames lávicos de edad Eoceno-Oligoceno. Su base la forma un conglomerado con fragmentos de caliza, rocas volcánicas y metamórficas; en su parte media la conforma una secuencia de lutitas rojas intercaladas con arenisca y conglomerado, rocas volcánicas de composición andesítica y capas delgadas de depósitos tobáceos; su parte superior la forma un conglomerado con clastos de andesita. Todo el conjunto alcanza un espesor de hasta 500 m. La localidad tipo se encuentra al sur de Huetamo, en los cerros Tomatlán, Turicato y Cuitzio.

Damon y colaboradores (1983) fecharon, por el método K-Ar, 41 yacimientos pertenecientes al cinturón de pórfidos cupríferos en México, de los cuales tres corresponden al estado de Michoacán. De la mina La Verde se obtuvieron edades de 31.1 m.a. en muestras de pegmatitas y 33.4 m.a. en cuarzomonzodioritas; en intrusivos cercanos al depósito de San Isidro se obtuvieron fechas de 32.5 m.a. y en el stockwork 31.8 m.a.; en Inguarán se muestrearon dos zonas de brechamiento que arrojaron edades de 35.6 y 32.1 m.a. Estos intrusivos están emplazados a lo largo de la gran falla regional que tiene un rumbo general NW-SE y que afecta desde el área de la mina La Verde, al SE de Inguarán, hasta la zona de San Isidro. Estos cuerpos presentan frecuentemente mineralización interesante de cobre con pequeñas cantidades de plomo, molibdeno, zinc y tungsteno.

Pantoja Alor (1959), designa el nombre de Serie Volcánica Characharando a brechas y lavas de composición basáltica, andesítica, traquítica y riolítica. Estas rocas afloran en las márgenes del río Balsas, en la región de Tierra Caliente y tienen un espesor aproximado de 500 m. Por su posición estratigráfica, se le atribuye una edad probable Eoceno Tardío u Oligoceno Temprano (Pantoja Alor, 1983).

La Faja Volcánica Transmexicana (FVT) es el arco volcánico que se desarrolla sobre la margen sudoccidental de la Placa de Norteamérica como resultado de la subducción de las Placas Rivera y Cocos a lo largo de la trinchera de Acapulco (Ferrari, 2000).

Ferrari (2000) divide a la FVT en tres sectores: occidental, central y oriental que presentan diferencias en lo que respecta al tipo de volcanismo y su composición química. En el sector occidental, limitado al este por el rift de Colima, el arco volcánico se sobrepone a la parte norte del

bloque Jalisco (BJ) y al límite meridional de la Sierra Madre Occidental (SMO). El volcanismo emplazado en el límite sur de la SMO es claramente bimodal, formado tanto por estratovolcanes y complejos de domos dacítico-riolíticos como por centros monogenéticos basálticos. En cambio, el volcanismo emplazado dentro del BJ es casi exclusivamente monogenético y de composición basáltico-andesítica.

En el sector central, entre el rift de Colima y el sistema de fallas Taxco-Querétaro, se desarrolla el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, formado por centros monogenéticos y pequeños volcanes tipo escudo de composición basáltica o basáltico-andesítica. En el sector oriental, al oriente del sistema Taxco-Querétaro, la mayor parte del volcanismo está emplazado en grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición de andesítica a riolítica alineados a lo largo de estructuras corticales, mientras que los volcanes monogenéticos de composición basáltica representan sólo una pequeña fracción del volumen de magma emplazado.

Ferrari y colaboradores (1994), con base en datos geocronológicos, estratigráficos y estructurales de los terrenos volcánicos de México, reconstruyeron las relaciones espacio-temporales entre la SMO y a la FVT y demostraron que el volcanismo predominantemente silíceo del arco de la SMO con orientación NNW con respecto al arco intermedio a máfico de la FVT con orientación E-W, ocurrió gradualmente en respuesta al progresivo desarrollo de la trinchera de Acapulco durante el Mioceno Temprano y Medio. Basados en la orientación general del arco y en la composición dominante de los productos volcánicos, proponen que la FVT comenzó a formarse hace aproximadamente 16 millones de años cuando empezó a edificarse un arco volcánico intermedio a máfico con una orientación general E-W (Ferrari, et al, 1994).

3. 2. Evolución tectónica.

En la región se conoce la existencia de un basamento metamórfico que abarca desde Zitácuaro hasta las porciones de Taxco y Teloloapan, Guerrero. González y Torres (1988) lo describen como "secuencia vulcanosedimentaria metamorfoseada" formada por facies pelíticas y volcánicas submarinas, metamorfoseadas a facies de esquistos verdes, de edad Permo-Triásica; esta secuencia puede ser diferenciada de la que llaman "secuencia vulcanosedimentaria no metamórfica" de edad Cretácico Inferior, formada por facies de arco insular-mar intracontinental, en la que afirman que no hay evidencias de metamorfismo. Los mismos autores indican que ambas secuencias están separadas por una discordancia erosional de probable edad jurásica, evidenciada por la presencia de paleodeltas.

De acuerdo con datos geológicos y geocronológicos (Elías Herrera, et. al., 2000), la secuencia metamórfica Tejuzilco del Mesozoico Temprano (en la cual sobreyacen parte del grupo Arcelia-Palmar Chico y la Plataforma Morelos-Guerrero) y los complejos Arteaga y Placeres, que forman basamentos con afinidad de corteza oceánica de edad pre-Jurásico Superior (en donde se formaron posteriormente arcos volcánicos del Jurásico-Cretácico), sugieren parte de un basamento heterogéneo para el suroeste de México y conforman una historia tectónica compleja que suponen yuxtaposiciones y múltiples eventos de acreción para estos terrenos.

A partir del Triásico Tardío se formó un arco volcánico que se extendió desde el suroeste de los Estados Unidos hasta Chiapas (Damon, 1981). Las rocas vulcanosedimentarias depositadas posteriormente (Triásico Superior-Jurásico Temprano) fueron consecuencia del inicio de un volcanismo submarino. Durante el Jurásico Tardío se da la conclusión de la apertura del Golfo de México y la colisión y acreción de los arcos submarinos contra el continente de América del Norte (Coney, 1983).

A grandes rasgos, el Mesozoico se puede caracterizar por la evolución de un dominio de arco insular, desarrollado desde el Triásico Superior hasta el Cretácico Inferior y que tuvo su máxima intensidad en el periodo Jurásico-Cretácico inferior (Amador y Torres, 1984).

En Michoacán, junto con los estados de Jalisco y Zacatecas, se han encontrado unidades litológicas que evidencian la existencia de sistemas deltaicos costeros de edad jurásica (en Huetamo, Michoacán, Pantoja describió en 1959 sedimentos terrígenos del Jurásico Tardío). La mayoría de estos sedimentos son de origen ígneo, por lo que se puede suponer la existencia de rocas ígneas de edad pre-jurásica en estas zonas.

En la región de Valle de Bravo-Huitzoco, las rocas del basamento metamórfico están cubiertas por rocas sedimentarias y vulcanosedimentarias del Tithoniano-Aptiano; estas rocas se cree se formaron en un antiguo arco insular que bordeaba al continente en el Mesozoico y que se extendía desde Baja California Norte hasta Tloloapan, Gro. (Gastil G., 1973). Se puede relacionar la etapa de esfuerzos compresionales a la posición de la Placa de Norteamérica en el Jurásico-Cretácico, al abrirse la sutura del Atlántico Norte e iniciar el desplazamiento del continente al NW y la consecuente subducción del Paleopacífico; como consecuencia de esta etapa de plegamientos se desarrolló dicho arco insular.

Entre el Cretácico Inferior y el Cretácico Superior se presenta el metamorfismo en la secuencia vulcanosedimentaria, debido quizá al cambio de dirección en el movimiento de América del Norte y el comienzo de la deriva de América del Sur al abrirse la sutura del Atlántico Sur (Demant, 1976). Amador y Torres (1984) señalan que la edad del metamorfismo en rocas de la región Tloloapan-

Ixtapan de la Sal se efectuó al final del Cretácico Inferior, evidenciado por las calizas del Albiano que no sufrieron metamorfismo y que están sobre la secuencia vulcanosedimentaria.

En un periodo comprendido entre 140 y 160 m.a., se presenta un hiatus en la actividad magmática, que se reinicia con un emplazamiento batolítico que se extendió desde el sur de los Estados Unidos hasta el estado de Guerrero en México.

Las rocas que contienen la mineralización del pórfido de cobre de Tiámara, pertenecen a un complejo volcánico-plutónico de edad pre-Hauteriviana, que son representativas de un magmatismo toleítico primitivo de arco insular; a su vez, estas rocas están intrusionadas por un cuerpo batolítico de naturaleza calcialcalina que varía de granodiorita a cuarzomonzonita con edades de 131.2 m.a. y 133.7 m.a., respectivamente (Garza González Vélez, 2004).

McDowell y Keizer (1977) denominaron "complejo volcánico inferior" a la mayoría de los batolitos, tobas y lavas de composición andesítica que se encuentran expuestos en la Planicie Costera del Sur y Occidente de México. Todo esto fue originado por la migración de un arco magmático de composición calcialcalina hacia el continente. Coney y Reynolds (1977) sugieren que durante el Cretácico Temprano (120-90 m.a.) el arco magmático migró hacia el oriente a una velocidad de 0.7 cm por año y que durante la Orogenia Laramide (80-40 m.a.) la migración aumentó su velocidad a 2.3 cm por año, tiempo en que se emplazaron plutones, asociados a la formación de los principales pórfidos cupríferos que se extienden en una franja desde el sur de Estados Unidos hasta el estado de Guerrero en México (Damon, 1983). El mismo autor propone que la edad de formación de los pórfidos cupríferos localizados al norte de la FVT es laramídica, mientras los que se encuentran al sur y al oriente de éste son post-laramídicos, como los que se encuentran en el estado de Michoacán. En las regiones interiores de Michoacán y oeste de Guerrero se han identificado varios plutones calcialcalinos pequeños y secuencias volcánicas que por el método de K-Ar fueron fechados de edad Eoceno (Pantoja, 1983).

La Orogenia Larámide también afectó a las secuencias sedimentarias del Mesozoico, lo que provocó el desarrollo de anticlinales y sinclinales, como los que afloran en la región de Huetamo, con una orientación general hacia el NW, producto de esfuerzos de compresión que estuvieron activos durante el Maestrichtiano-Eoceno Superior. Esta misma actividad tectónica dio lugar a la formación de cuencas, en las que se depositaron los sedimentos clásticos marinos de la Formación Mezcala.

Entre el Cretácico Superior y el Eoceno, por el levantamiento continuo que se llevaba a cabo, se formaron depósitos continentales clásticos de intraarco (Formación Balsas) que fueron contemporáneos a los procesos de la Orogenia Larámide.

El magmatismo de la Sierra Madre Occidental y de la Mesa Central ha sido relacionado con la subducción de la Placa Farallón debajo de la Placa de Norteamérica (McDowell y Clabaugh, 1979). Su extinción ocurrió gradualmente desde el Oligoceno al Mioceno como resultado del término de la subducción y la colisión de la Cordillera del Pacífico Oriental con la margen occidental de Norteamérica (Morán, et al., 2000) (Fig. 6).

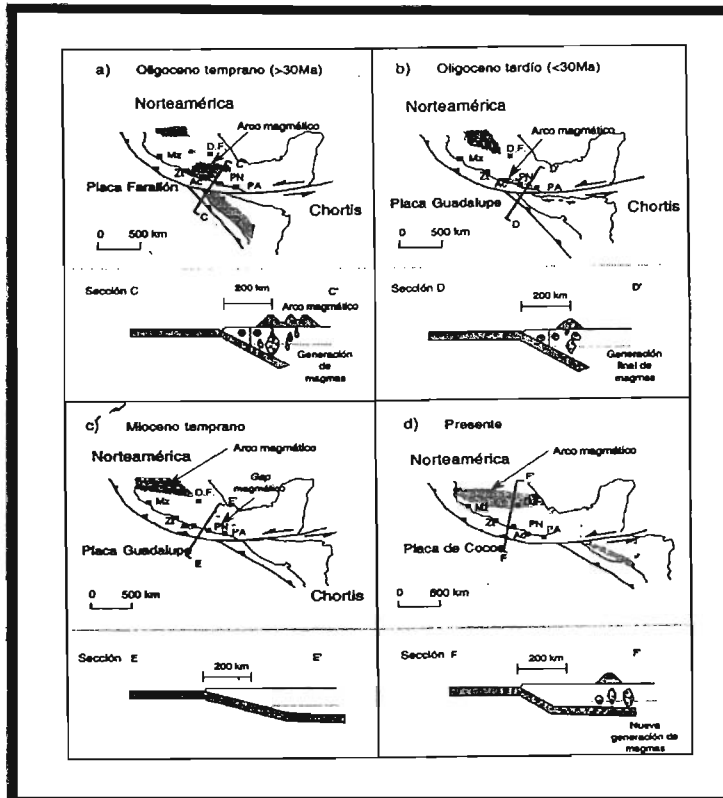


Fig. 6. Evolución tectónica de la margen continental del sur de México y al magmatismo asociado, desde el Oligoceno hasta el presente (tomado de Morán, et al., 2000).

Por su edad (Paleoceno-Eoceno) y su naturaleza petrológica, las rocas magmáticas de la porción NW de la Sierra Madre del Sur constituyen la continuación hacia el sur del magmatismo de la Sierra Madre Occidental. Su origen está relacionado a la subducción de la placa Farallón debajo de la litosfera continental de México y su tiempo de formación es anterior a los episodios de fragmentación de la misma placa (Morán, et al., 2000). El plutonismo del Paleoceno reconocido en la región de Manzanillo convivió con un episodio magmático de la misma edad en la parte central

de la Sierra Madre del Sur, para el cual se han reportado algunas afinidades adakíticas (Morán, et al., 2004).

En el Oligoceno la Sierra Madre Occidental formó un extenso arco volcánico con dirección NNW que se interrumpió en la actual trinchera de Acapulco y que se extendió hasta el este, hacia las latitudes de lo que hoy es la ciudad de México. Al final del Oligoceno y principios del Mioceno el frente volcánico se situó a 230 km de la trinchera, aunque el resto del arco mantuvo la misma localización. Se piensa que este cambio refleja el desarrollo progresivo de la trinchera actual, en el sitio de la antigua frontera transforme en la placa Norteamericana y el bloque de Chortis (Ferrari, et al., 1994). En el Mioceno Medio, los productos intermedios y máficos fueron emplazados a lo largo de un cinturón con orientación general E-W, extendiéndose también al este de la ciudad de México, mientras que en el Mioceno Tardío este volcanismo asumió un carácter uniformemente basáltico y de amplia distribución (Fig. 7).

Para Gastil (1979) y Hausback (1984) en el Mioceno temprano el arco manifestó una rotación en dirección contraria a las manecillas del reloj aproximadamente unos 30°. En el Mioceno medio (17-12 m.a.) el arco se extendió hacia el este hasta alcanzar las costas del moderno Golfo de México. Este arco "discontinuo" incluye segmentos con orientación norte-oeste localizados en las márgenes sur del Golfo de California, un segmento con dirección este-sureste representado principalmente por sucesiones andesíticas entre el norte de Michoacán y el área de la ciudad de México (Pascuaré, 1991).

La reorientación de las partes este y central del arco durante el Mioceno Temprano y Mioceno Medio se encuentran relacionados con el cambio en la geometría de los límites de las placas de Norteamérica, del Caribe y Farallón. Morán Zenteno (1996) demostró que los movimientos hacia el este del Bloque de Chortis (Placa del Caribe) durante el Neógeno modificó progresivamente los límites entre las placas Farallón y de Norteamérica, para formar una nueva trinchera en una posición tierra adentro. Pardo y Suárez (1995) relacionan la posición oblicua de la FVT con respecto a la trinchera con una variación en la inclinación a lo largo de ésta, se nota que la placa de Cocos tiene una inclinación poco pronunciada debajo de las partes este y central del arco volcánico.

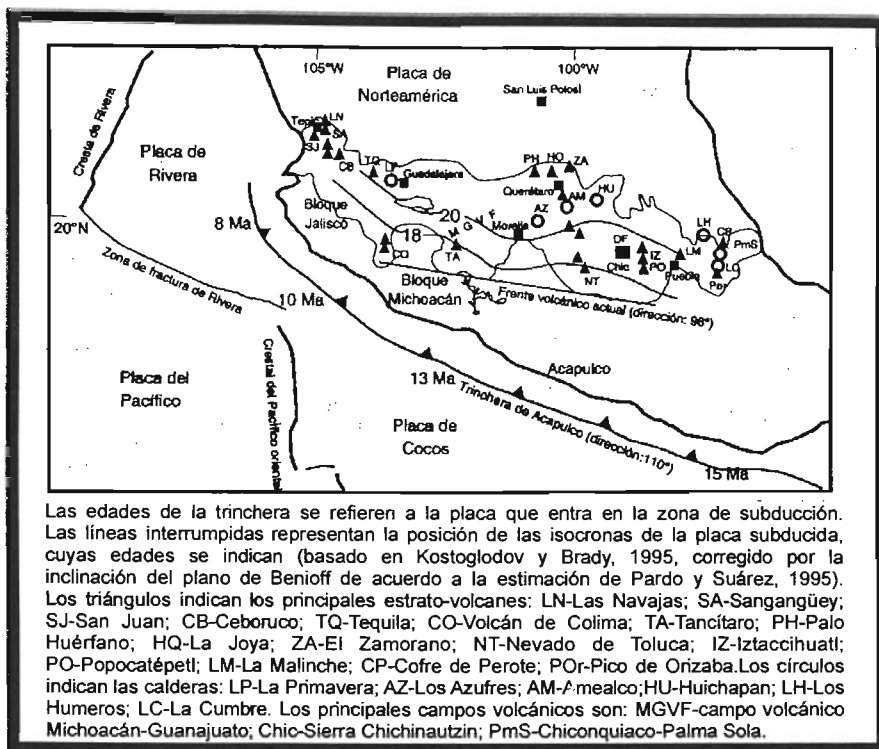


Fig.7. Entorno tectónico y principales centros volcánicos de la Faja Volcánica Transmexicana (tomado de Ferrari, 2000).

Para el Mioceno Tardío el arco alcanzó una orientación estable. Los productos dominantes son lavas basálticas emplazadas desde las costas del Pacífico hacia las longitudes de la ciudad de México en forma de extensas planicies. Basados en las características de la FVT, su orientación con respecto a la trinchera, datos geocronológicos y las características máficas e intermedias de sus productos, es posible que la FVT comenzara a formarse hace 16 m.a. (Ferrari, 1994). En las áreas restantes de transición de la Sierra Madre Occidental a la FVT, se caracterizan por un cambio bastante gradual en la orientación general del arco y en la composición de sus productos dominantes.

A los 8 m.a. se observa una disminución del volcanismo a lo largo de toda la FVT. Posteriormente a los 7 m.a., el arco permaneció con su orientación, pero el frente volcánico migró hacia la trinchera. Esto es evidente al oeste de la FVT, donde el frente volcánico estuvo a 180 km de la trinchera en el Mioceno Tardío y hoy en día está a sólo 110 km. Los productos volcánicos

predominantes son andesíticos, sin embargo, un episodio de volcanismo silícico se observó entre los 7 m.a. y 3 m.a. en la parte oeste y central de la FVT (Ferrari, et. al., 1999).

Con base en las interacciones cinemáticas reconocidas para el sistema de fallas Motagua-Polochic, así como la arquitectura y la edad de la Fosa del Cayman, se ha considerado que la parte continental del norte de Centroamérica, conocida como Bloque de Chortis, se encontró en algún momento frente a las costas del sur de México. Basados en la distribución de las zonas de cizalla y en las afinidades estratigráficas entre el Bloque de Chortis y el sur de México se considera que el extremo noroccidental del Bloque de Chortis tuvo como máxima latitud la región de Zihuatanejo (Morán, et al., 2000).

El truncamiento de la margen continental por el desplazamiento del Bloque de Chortis propició que rocas del arco magmático terciario, que durante su formación se encontraban a cierta distancia de la trinchera, quedaran colocadas en contacto con la trinchera nueva (Fig. 8). Se ha interpretado que el levantamiento de la margen continental recién formada fue inducido en parte por la flexión de la litósfera oceánica en la zona del punto triple (Morán, et al., 2000).

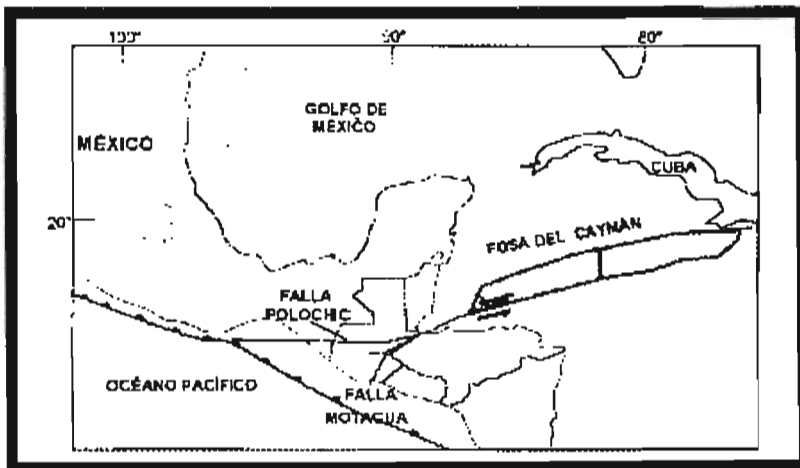


Fig. 8. Sistema de fallas Motagua-Polochic y relación actual de las placas tectónicas (tomado de Morán, et. al., 2000).

CAPITULO 4. YACIMIENTOS MINERALES.

Antes de abordar la descripción del pórfido cuprífero del proyecto Tiámaro, se dará un esbozo de las características de esta clase de yacimientos.

4. 1. Resumen sobre las características de los de pórfidos de cobre.

Los pórfidos cupríferos son cuerpos mineralizados de gran tonelaje (10^6 - 10^9 toneladas) y leyes de cobre que varían de 0.25% a más del 1%; pueden presentar cantidades variables de molibdeno y/o metales preciosos (Au y Ag). Más de la mitad de los pórfidos de cobre conocidos ocurren en dos sistemas de arcos continentales relacionados a zonas de subducción: Los Andes, en donde la subducción todavía continúa activa y la Cordillera Oeste de Norteamérica, que son grandes arcos magmáticos inactivos del Mesozoico Superior y Cenozoico, éstos yacimientos están relacionados con intrusiones ígneas calcialcalinas que forman pequeños stocks o intrusiones subvolcánicas pertenecientes al clan del granito (granito-granodiorita-tonalita-cuarzomonzonita). El contacto con la roca encajonante está generalmente definido por pequeñas perturbaciones estructurales y abundantes diques que generalmente se proyectan fuera de los stocks. Los cuerpos mineralizados están normalmente emplazados dentro o sobre antiguos plutones, a veces de dimensiones batolíticas, que pueden estar genéticamente relacionados a la mineralización.

Según McMillan y Panteleyev (1980), los pórfidos de cobre son depósitos que están genéticamente y espacialmente relacionados con intrusiones ígneas; las intrusiones son generalmente félsicas, pero pueden variar de composición; las intrusiones son epizonales e invariablemente porfídicas; presentan múltiples eventos intrusivos como diques y brechas intrusivas; la roca encajonante puede ser de cualquier tipo; las intrusiones y rocas adyacentes están intensamente fracturadas. La mineralización y alteración forman grandes zonas que exhiben zoneamiento lateral; la alteración supergénica puede producir zoneamiento vertical producto de lixiviación así como zonas de mineralización secundaria.

Lowell y Guilbert (1970), fueron los primeros en describir con detalle un modelo de zoneamiento alteración-mineralización de los pórfidos de cobre; estudiaron con detalle los depósitos del oeste de Norteamérica (Fig. 9). En este modelo, hay por lo regular cuatro zonas de alteración concéntricas que rodean a un stock porfídico. Una zona potásica central que se caracteriza por el desarrollo de ortoclasa secundaria y biotita u ortoclasa y clorita. Alrededor de ésta se encuentra la zona filica, que es una asociación de cuarzo-sericita-pirita, la cual está rodeada a su vez por una zona argílica con predominio de caolín cerca del cuerpo mineralizado y montmorillonita hacia el exterior,

acompañados por cuarzo y clorita. Finalmente, alrededor de todas las zonas anteriores, está la zona propilítica, caracterizada por la presencia de clorita, calcita y epidota, principalmente, la cual se puede extender hasta por cientos de metros en las rocas adyacentes.

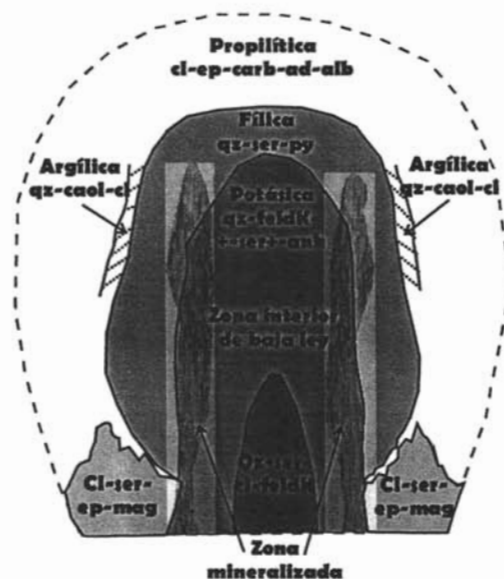


Fig. 9. Modelo esquemático idealizado del zonamiento de alteración-mineralización en los depósitos de pórfidos de cobre (modificado de Lowell y Guilbert, 1970). (cl=clorita, ep=epidota, carb=carbonatos, ad=andalucita, alb=albita, qz=cuarzo, caol=caolín, ser=sericita, py=pirita, feldK=feldespato potásico, mag=magnetita).

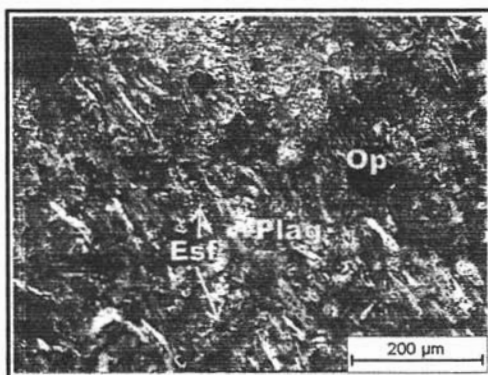
4. 2. Rocas encajonantes.

Algunas de las rocas descritas, se tomaron de los núcleos de barrenación (su localización se presenta en el mapa geológico local), los cuales se presentan en la siguiente tabla:

| Barreno | Dirección (azimut) | Echado | Profundidad (m) |
|---------|--------------------|--------|-----------------|
| 1 | 225° | -55° | 270 |
| 2 | 250° | -55° | 315 |
| 3 | 360° | -55° | 269 |
| 4 | 180° | -60° | 366 |

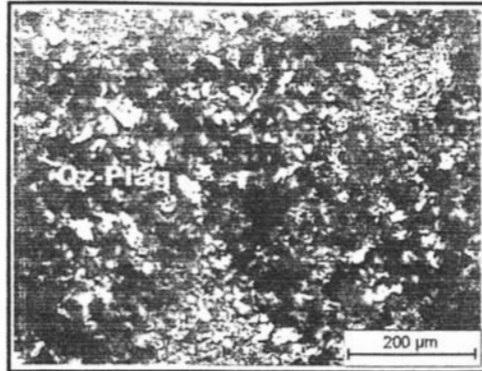
4. 2. 1. Rocas pre-mineralización.

Andesitas. Estas rocas no afloran y fue necesario analizar muestras del barreno 3. Presenta una coloración gris verdoso, la textura es afánítica a porfídica. En el microscopio petrográfico muestra fenocristales de plagioclasas en matriz microlítica pilotaxítica de andesina; las plagioclasas están muy alteradas a minerales arcillosos y son reemplazadas por calcita; se tiene la presencia de minerales secundarios como esfena, opacos en microfracturas y cuarzo en forma de vetillas y agregados cristalinos (fotomicrografía 1).



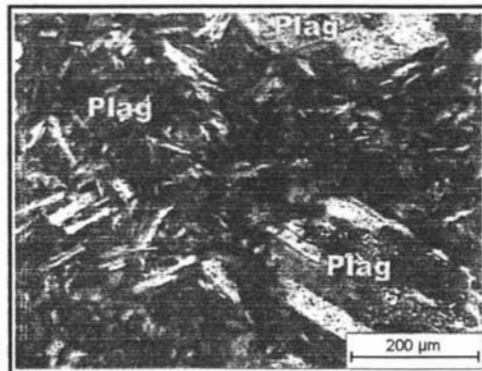
Fotomicrografía 1. Muestra 3-266, luz polarizada, 20X.
(Esf=esfena, Plag=plagioclasas, Op=opacos).

Dacitas. Se localizan en la parte central del proyecto. Tienen una coloración parda amarillenta a gris; presentan textura afánítica con estructura compacta, muy alterada. En lámina delgada se observa una alteración pervasiva de sericita que enmascara casi totalmente la textura original. Se nota una matriz microlítica alotriomórfica de cuarzo y plagioclasas (andesina-oligoclasa) con relictos de fenocristales de plagioclasas (fotomicrografía 2).



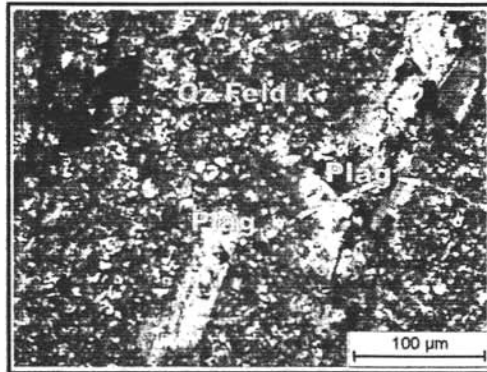
Fotomicrografía 2. Muestra DC, luz polarizada, 20X.
(Qz-Plag=cuarzos y plagioclasas).

Microdiorita. Es visible en la parte centro-oriental del yacimiento, intrusiva a las andesitas y a las dacitas. Es de color pardo claro a verde con textura porfídica; esta roca manifiesta epidotización (en algunos afloramientos cerca de la mina El Cuervo este mineral forma pequeñas drusas) que coexiste con clorita y mineralización de pirita, calcopirita y bornita en forma diseminada; en algunas zonas se observan algunos cristales de cuarzo secundario en forma esférica. Microscópicamente presenta una matriz microlítica de plagioclasas con fenocristales del mismo mineral alterados a minerales arcillosos; el cuarzo está presente como mineral secundario en vetillas o rellena cavidades; se nota alteración por oxidación, epidota, sericita, calcita y clorita (fotomicrografía 3).



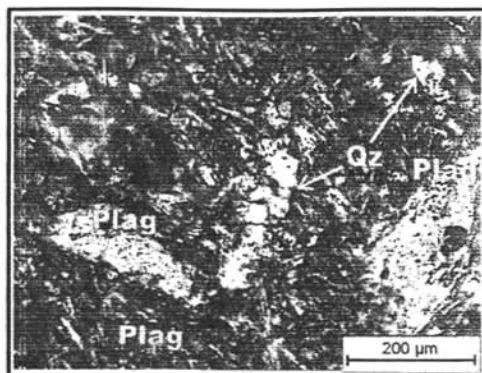
Fotomicrografía 3. Muestra E-5, luz polarizada, 20X.
(Plag=plagioclasas).

Microadamelita o microcuarzomonzonita. Aflora en la parte oriental del proyecto, intrusión al cuerpo microdiorítico y al complejo volcánico. Es de coloración pardo claro en afloramiento y rosado en muestra fresca, presenta textura porfídica con fenocristales de cuarzo y feldespatos; la roca muestra textura en stockwork, en la que se nota mineralización de pirita, calcopirita y bornita. Al microscopio la roca tiene matriz microgranular de feldespato potásico (microclina) con fenocristales de plagioclasas (andesina-oligoclasa) alteradas y cuarzo primario, con calcita secundaria y apatita como accesorio; seguramente la roca fue sometida a esfuerzos, ya que presenta microfracturamiento muy marcado y cristales de cuarzo corroídos; existe alteración argílica, sericitica y oxidación, con minerales opacos que ocupan microfracturas (fotomicrografía 4).



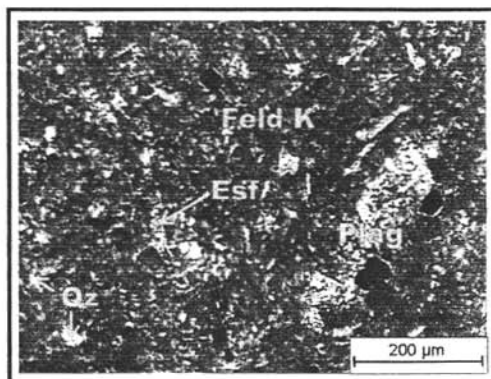
Fotomicrografía 4. Muestra PT-21, luz polarizada, 10X.
(Qz-Feld K=cuarzo-feldespato potásico, Plag=plagioclasas).

Microtonalita. Aflora en la parte centro-occidental del yacimiento y afecta a la Formación Balsas y a las demás rocas intrusivas en forma de diques y stocks. Tiene coloración parda a gris rosado con alteración argílica y limonita que enmascara casi totalmente su textura. Al microscopio se observa una matriz de microcristales entrelazados con textura microporfídica de plagioclasa (andesina-oligoclasa); los fenocristales son de plagioclasas, anfíboles y cuarzo primario; muestra alteración por sericitita, epidota, calcita y clorita, con cantidad importante de cuarzo secundario. Contiene además pirita diseminada (fotomicrografía 5).



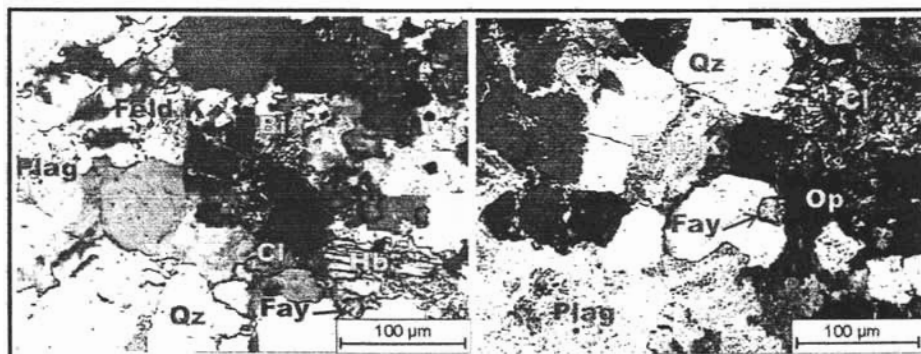
Fotomicrografía 6. Muestra PT-10, luz polarizada, 20X.
(Qz=cuarzo, Plag=plagioclasas).

Microgranito. Aflora en la parte occidental dentro del cuerpo mineralizado; al igual que las rocas tonalíticas, afecta al complejo vulcano-plutónico y parte de la Formación Balsas. Es de color pardo claro y gris claro al fresco en estructura compacta y textura porfídica; en muestra de mano son visibles cristales de cuarzo y feldespato. Microscópicamente se observan fenocristales de plagioclasa (andesina-oligoclasa) en una matriz granular de feldespato potásico (con textura gráfica), cuarzo y plagioclasas; presenta alteración muy leve de sericita, epidota y calcita, con esfena y opacos como minerales accesorios (fotomicrografía 6).



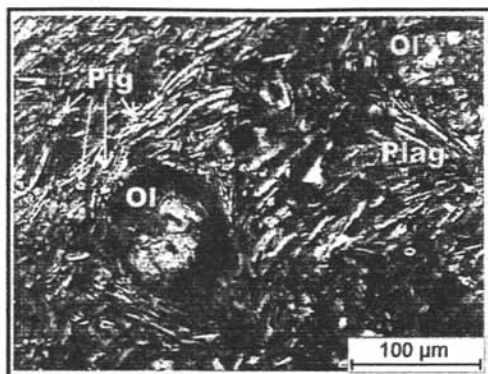
Fotomicrografía 6. Muestra 2-25, luz polarizada, 20X.
(Qz=cuarzo, Esf=esfena, Feld K=feldespato potásico,
Plag=plagioclasas).

Batolito de Tingambato. Aflora al sureste del proyecto, aproximadamente a 3 km fuera de lo que es el cuerpo mineralizado; forma un cuerpo de dimensiones batolíticas (133 km²). Garza G33lez et al. (2004) describen en este batolito alteraci33n pot33sica conspicua y una serie de stockworks cupriferos. Al microscopio petrogr33fico se constat33 que la naturaleza de este cuerpo varía de granodiorítica a cuarzomonzonítica. La granodiorita tiene textura equigranular subedral con plagioclasas (andesina-oligoclasa), cuarzo y en menor proporci33n feldespato pot33sico (microclina) y horblenda, como accesorios se tiene apatito, fayalita y opacos; se observan minerales secundarios como biotita que reemplaza a la horblenda y clorita que altera a biotita y plagioclasas, así como minerales arcillosos. La cuarzomonzonita presenta textura granular con plagioclasa (andesina-oligoclasa), feldespato pot33sico (microclina) y cuarzo como minerales esenciales, los accesorios son fayalita y apatito; es patente la presencia de una asociaci33n clorita-calcita-opacos que afecta principalmente a las plagioclasas, así como sericita y minerales arcillosos (fotomicrografía 7 y 8).



Fotomicrografías 7 y 8. Muestras MT-30 (granodiorita) y MT-20A (cuarzomonzonita). Luz polarizada, 10X. (Plag=plagioclasas, Feld K=feldespato pot33sico, Bi=biotita, Cl=clorita, Qz=cuarzo, Hb=horblenda, Fay=fayalita, Op=opacos, Cal=calcita).

Andesita basáltica. Sobreyace en forma discordante a la Formaci33n Balsas. Es de color pardo en afloramiento y gris oscuro al fresco, con estructura masiva y textura afanítica. Microsc33picamente tiene textura intergranular de plagioclasas (labradorita-andesina-oligoclasa) y pigeonita con fenocristales de olivino euedrales alterados casi en su totalidad por iddingsita (fotomicrografía 9).

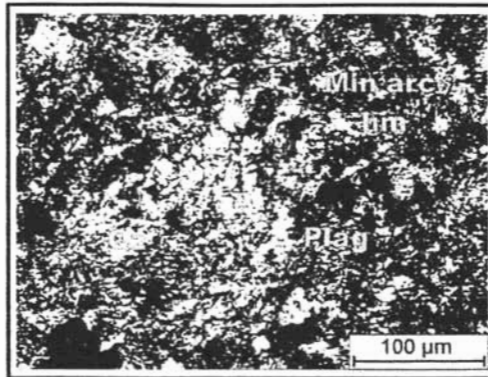


Fotomicrografía 9. Muestra Mt-36, luz polarizada, 10X.
(Pig=pigeonita, Ol=olivino, Plag=plagioclasas).

4. 2. 2. Rocas post-mineralización.

Formación Balsas. Aflora en la zona norte alrededor del proyecto; sobreyace a las rocas volcánicas y está afectada por los intrusivos hipabisales de naturaleza granítica y tonalítica. Su base está constituida por un conglomerado polimíctico en estratos gruesos y textura gradada; contiene fragmentos subredondeados a subangulosos de andesitas, esquistos, calizas y cristales de cuarzo, que van de los 10 cm en la base de los estratos, hasta arenas finas en la parte superior de éstos; su matriz es arcillosa con cementante calcáreo.

Diques tonalíticos. Afloran principalmente en las inmediaciones de las minas El Rey, El Cuervo y en donde se perforó el barreno 4. Presentan coloración parda debido a alteración y verde al fresco; tienen textura porfídica con minerales de feldespato y cuarzo. Al microscopio (fotomicrografía 10) se observaron fenocristales en matriz equigranular de plagioclasas y cuarzo primario. Los minerales secundarios son cuarzo, clorita, epidota y sericita.



Fotomicrografía 10. Muestra Pt-23, luz polarizada, 10X.
(Qz=cuarzo, plag= Ser=sericita, Min. arc.-lim.= minerales arcillosos y limonita).

Garza González, et al. (2004) en sus estudios sobre las rocas del pórfido de cobre de Tiámara, las ubican cronológicamente de la siguiente manera:

- Las andesitas, dacitas e intrusiones de microdiorita forman parte de un complejo vulcano-plutónico de edad pre-Hauteriviana (Jurásico Sup.?).
- Este complejo está intrusionado por el cuerpo batolítico de composición ganodiorítica y cuarzomonzonítica con edad obtenida en zircones (U-Pb, SHRIMP) de 131.2 ± 1.5 m.a. y 133.7 ± 2.5 m.a., respectivamente.
- Las rocas microadamelíticas mineralizadas intrusionan a las rocas del complejo vulcano-plutónico y constituyen satélites del batolito del Cretácico Inferior.
- La Formación Balsas se depositó sobre las rocas anteriores.
- Las andesitas basálticas no mineralizadas sobreyacen a la Formación Balsas.
- Los intrusivos micrograníticos y microtonalíticos afectan a todas las rocas anteriores incluyendo a la Formación Balsas y parte de las andesitas basálticas.

4. 3. Estructuras mineralizadas.

En el proyecto de Tiámaro las estructuras mineralizadas más importantes están formadas principalmente por stockworks, vetas y zonas de brechas; las primeras contienen la mineralización más importante. En todo el yacimiento se observa un fracturamiento con rumbo preferencial NW-SE que afecta a las rocas plutónicas.

La microtonalita se observa en afloramientos en forma de diques y pequeños stocks. Sobre el camino, antes de llegar a la obra minera de El Rey, se observa mineralización de calcopirita, pirita y bornita en fracturas, brechas y stockwork así como en forma diseminada, acompañada de forma esporádica de minerales producto de oxidación como azurita-malaquita. Las estructuras tipo stockworks se observan en forma conspicua en afloramientos y mucho más visibles en obras mineras (fotografía 2 y 3), acompañados por alteración argílica y silicificación muy avanzada.



Fotografía 2. Estructura en stockwork en obra de la mina El Rey (ancho aproximado de la fotografía 0.5 m).



Fotografía 3. Estructura de brechamiento con ganga de cuarzo y mena de sulfuros de cobre. Obra minera de El Rey (ancho de fotografía 0.5m).

Galicia (1964), especifica dos sistemas de vetas-fallas principales en el interior de la obra minera El Cuervo. Uno con rumbo SE70°NW, con buzamiento de 36° a 50° al SW y el otro con rumbo NE65°SW, que buza al SE de 40° a 50°. Estos dos sistemas están cortados por fallas premineral y postmineral con rumbos sensiblemente N-S, con buzamiento de 80° al este a la vertical y que han desplazado algunos cuerpos de alta ley de cobre al sur. Las fallas que contienen a las vetas fueron mineralizadas por el proceso de relleno de cavidades, mediante sistemas de soluciones tardías mineralizantes ascendentes (Galicia, 1964), hacia el límite sur del cuerpo porfídico.

Las obras de la mina El Cuervo están labradas sobre roca microdiorítica, la cual en afloramientos cercanos a la bocamina presenta mineralización de pirita-calcopirita-bornita en vetillas. Dentro de la mina son evidentes las estructuras de vetillas entrecruzadas de cuarzo con mineralización de sulfuros de cobre (fotografía 4).

Los afloramientos de microgranito y microtonalita se caracterizan por alojar la mineralización en vetillas (de 1 cm a 5 cm de espesor), fallas y brechas de cuarzo que contienen minerales de mena como pirita, calcopirita y bornita en menor proporción. Las brechas están constituidas por material anguloso de la misma roca cementadas por sílice y ocasionalmente por material arcilloso y calcita; los fragmentos angulosos dieron origen a intersticios, en los que se depositó la mineralización. En todos los afloramientos, el microgranito presenta estructura en stockwork con alteración argílica y oxidación muy marcada.



Fotografía 4. Muestra de la mina El Cuervo. Se observa la estructura de vetillas entrecruzadas alojando la mineralización de sulfuros de cobre con ganga de cuarzo.

En la microadamelita la estructura en stockwork es muy característica, con vetillas que alojan a la mineralización. La roca presenta cierto brechamiento y alineación de los minerales que la constituyen, lo que sugiere que estuvo sometida a esfuerzos.

Los rumbos preferenciales de las estructuras que afectan el área (mapa geológico local) son NW-SE y otras en dirección NE-SW. Velasco et al. (1974), describen un sistema de fracturamiento radial, debido a las diferentes pulsaciones de los intrusivos que empujaron a las rocas preexistentes al tratar de llegar a la superficie; posteriormente, al disminuir la presión de los intrusivos, ocasionó brechas tectónicas, las cuales gran parte no afloran, pero llegan a ser visibles en las minas El Cuervo y El Rey. Después de la mineralización se emplazaron diques de composición tonalítica con rumbo general N-S y ocurrieron movimientos de desplazamiento lateral NE-SW, los que propiciaron corrimientos en los diques y de otras estructuras (Velasco, et al., 1974).

Los mismos autores proponen tres tipos de fracturamiento (mapa geológico local) para la zona:

El *fracturamiento intenso* se presenta principalmente en la parte central del área y afecta al microgranito. Las fracturas tienen una longitud variable no mayor a 50 cm, con separaciones de 1 cm a 10 cm con diferentes rumbos, las cuales forman un enjambre (stockwork) el cual es visible en las inmediaciones de las minas El Rey y El Cuervo y sobre el arroyo El Salto.

El *fracturamiento medio* se encuentra hacia la parte sur y sureste de la zona, afecta al microgranito en forma gradual y envolvente, en las inmediaciones de la mina El Cuervo. Están asociadas a las

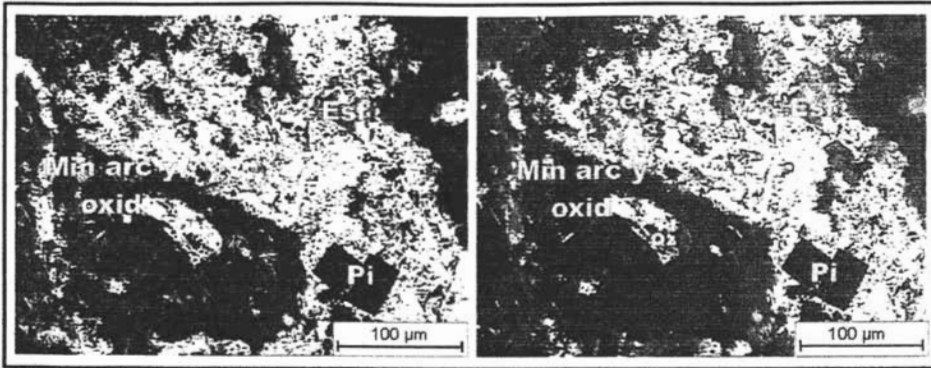
grandes fallas, lo que indica un tipo de fracturamiento secundario. Llegan a tener longitudes de hasta 5 m y separaciones de un metro como máximo.

El *fracturamiento bajo* es considerado poco importante, ya que su origen puede ser causado por los agentes de intemperismo o como un reflejo exterior de los movimientos diastróficos. Este tipo de fracturamiento está presente en el complejo vulcano-plutónico.

4. 4. Alteraciones hidrotermales.

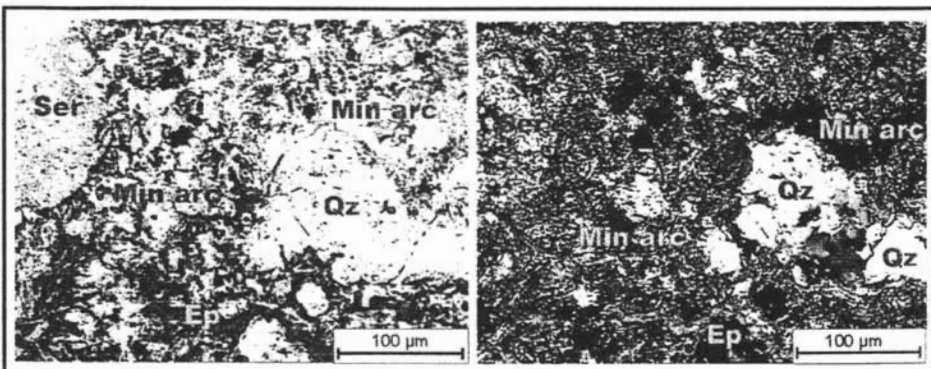
Las alteraciones hidrotermales observadas en las rocas que constituyen todo el cuerpo mineralizado, corresponden al zoneamiento típico observado en el modelo de alteración de los pórfidos de cobre (Lowell y Guilbert, 1970). En afloramientos que bordean a las rocas mineralizadas, las alteraciones están caracterizadas por minerales arcillosos, sílice y epidota, así como la propilitización. La alteración por epidota está presente alrededor del cuerpo mineralizado. Los minerales arcillosos, óxidos de hierro y silicificación están presente sobre todo en la parte central del yacimiento y afectan principalmente a las dacitas y rocas que afloran en forma de diques y pequeños stocks, como son microgranito y microtonalita.

La muestra PT-07 (fotomicrografías 11 y 12) corresponde a muestra de microtonalita. En afloramiento se observó una alteración muy intensa caracterizada por argilitización y óxidos de hierro, sobre todo como relleno de fracturas. En lámina delgada se notó una prominente alteración por minerales arcillosos y de oxidación, que enmascaran casi totalmente la textura de las rocas; hay cuarzo secundario que forma agregados cristalinos, en vetillas y en fenocristales de forma semiesférica; presentan sericita que reemplaza a plagioclasas; la epidota forma agregados masivos diseminados y en algunas partes en secciones subedrales; los minerales opacos no son muy numerosos pero definen secciones cúbicas que corresponden a pirita.

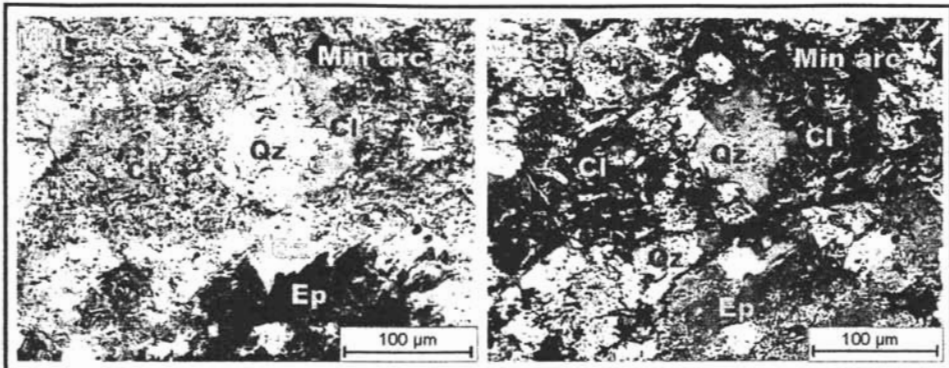


Fotomicrografías 11 y 12 (10X). Muestra PT-07. Luz paralela y luz polarizada. (Min arc y ox=minerales arcillosos y oxidación, Pi=pirita, Esf=esfena, Ser=sericita).

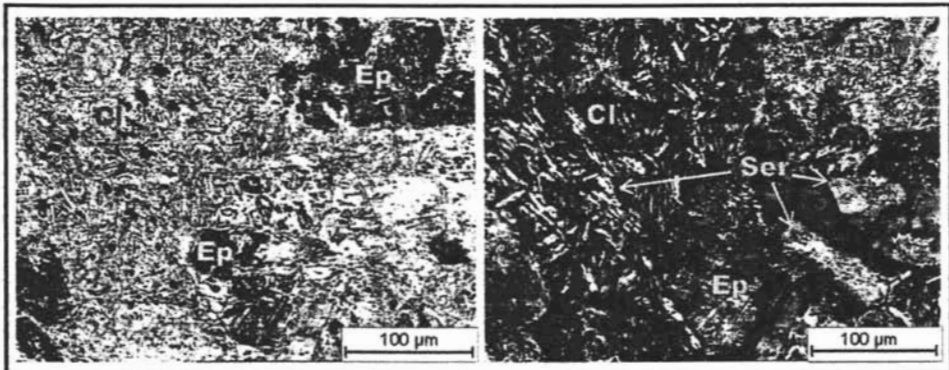
En afloramientos es notorio encontrar alteración por epidota, cuarzo y carbonatos, que afectan principalmente a rocas microdioríticas (algunos cristales de epidota están formando pequeñas drusas). En lámina delgada los minerales de alteración más notables son minerales arcillosos, cuarzo, epidota, clorita y sericita; en algunos casos la epidota se encuentra en agregados masivos subedrales o rellena fracturas acompañada por clorita (muestras PT-12 y PT-18, fotomicrografías 13, 14, 15 y 16). La sericita, acompañada en menor proporción por epidota y calcita, afecta a fenocristales de plagioclasa. El cuarzo secundario está presente en agregados cristalinos, en vetillas y en cristales en forma semiesférica. En la muestra E-5 (fotomicrografías 17 y 18) de la misma roca la cloritización es más evidente.



Fotomicrografías 13 y 14 (10X). Muestra PT-12. Luz paralela y luz polarizada. (Min arc=minerales arcillosos, Ser=sericita, Qz=cuarzo, Ep=epidota).

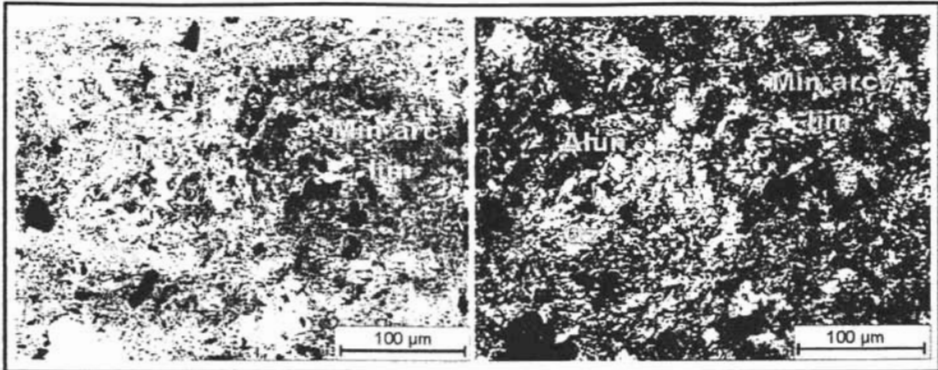


Fotomicrografías 15 y 16 (10X). Muestra PT-18. Luz paralela y luz polarizada. (Qz=cuarzo, Min arc=minerales arcillosos, Ser=sericita, Cl=clorita, Ep=epidota).



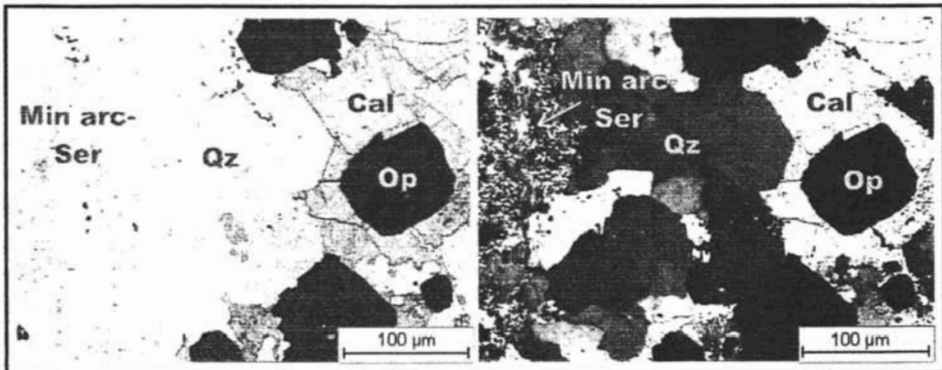
Fotomicrografías 17 y 18 (10X). Muestra E-5. Luz natural y luz polarizada. (Ep=epidota, Cl=clorita, Ser=sericita).

La roca que aflora en donde se realizó el barreno número 4 (tonalita) está afectada por una argilitización muy intensa, acompañada por minerales de oxidación relleno de fracturas, dándole a la roca una tonalidad parda. Microscópicamente (muestra PT-23, fotomicrografías 19 y 20) la alteración por minerales arcillosos es muy marcada, junto con cuarzo secundario en agregados masivos, minerales de oxidación (limonita), plagioclasas alteradas a sericita y alunita subedral.

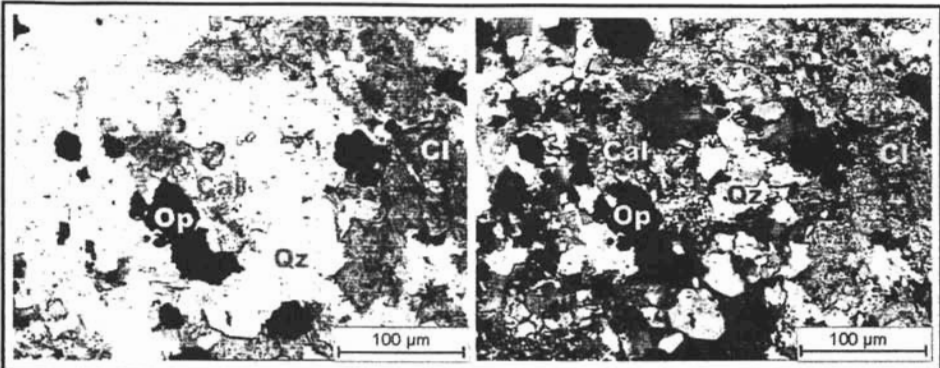


Fotomicrografías 19 y 20 (10X). Muestra PT-23. Luz paralela y luz polarizada. (Min arc=minerales arcillosos, Qz=Cuarzo, Al=alunita, lim=limonita, Ser=sericita).

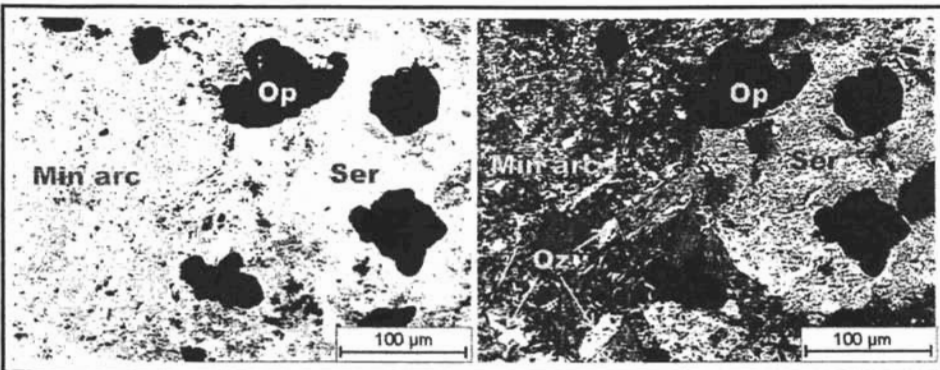
Para conocer la alteración a profundidad se estudiaron muestras de núcleos de barrenación con diamante (mapa geológico local). Hecho el análisis se comprobó que a profundidad la alteración cambia paulatinamente a argílica y filica (barrenos 3 y 4). El cuarzo secundario (silicificación) junto con los minerales arcillosos y la sericita son los más importantes y afectan de forma pervasiva a las rocas. La mayoría de estas rocas están atravesadas por vetas de cuarzo y calcita que acompañan a la mineralización, la cual también se observa en forma diseminada (fotomicrografías 21 a 34).



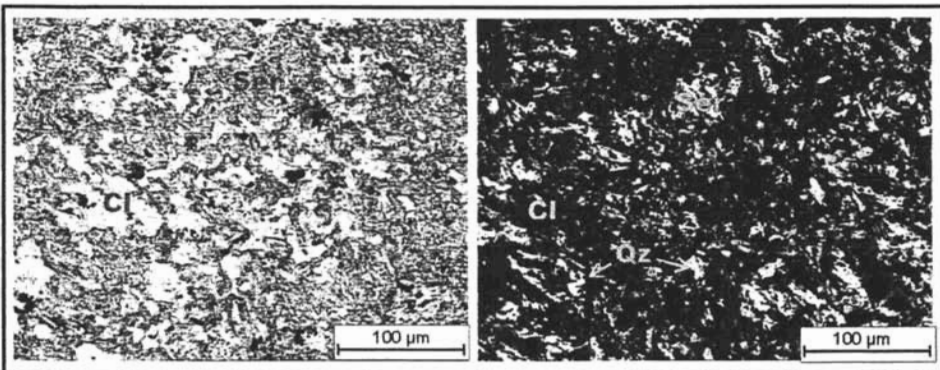
Fotomicrografías 21 y 22 (10X). Muestra 1-116. Luz paralela y luz polarizada. Agregado de cuarzo-calcita acompañado de mineralización en microgranito con alteración a minerales arcillosos-sericita.



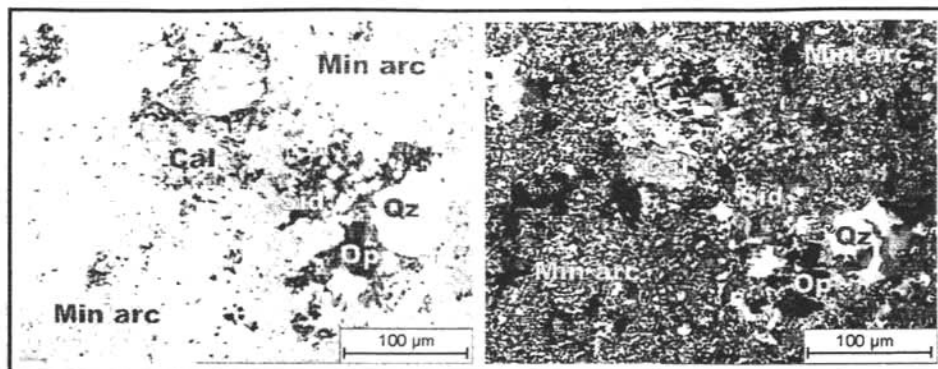
Fotomicrografía 23 y 24 (10X). Muestra 2-21. Luz paralela y luz polarizada. Vetilla de cuarzo-clorita-calcita con minerales de mena (opacos) en microgranito.



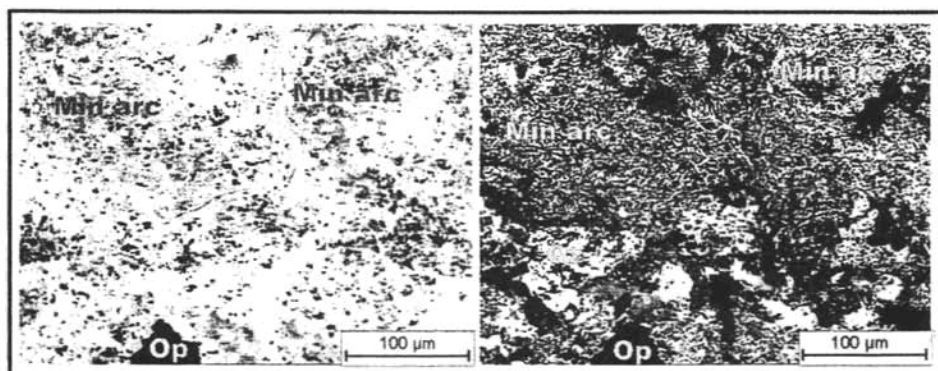
Fotomicrografía 25 y 26 (10X). Muestra 3-266. Luz natural y luz polarizada. Andesita con alteración de minerales arcillosos-sericita-cuarzo con posibles minerales de mena diseminados.



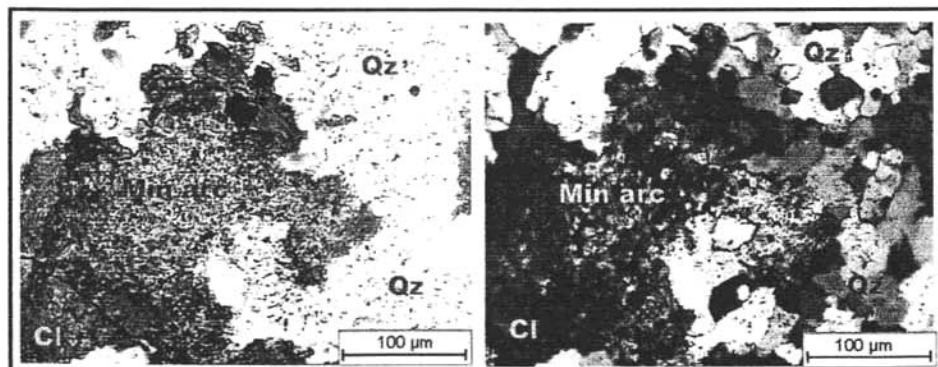
Fotomicrografías 27 y 28 (10X). Muestra 4-165. Luz paralela y luz polarizada. Microdiorita totalmente cloritizada acompañado de sericita y cuarzo secundario.



Fotomicrografías 29 y 30 (10X). Muestra 1-139. Luz paralela y luz polarizada. Agregados cristalinos de cuarzo, siderita y minerales opacos en microtonalita, con alteración a minerales arcillosos y calcita que afectan a plagioclasas.



Fotomicrografías 31 y 32 (10X). Muestra 3-190. Luz paralela y luz polarizada. Microdiorita totalmente alterada a minerales arcillosos, con agregados de cuarzo, minerales de oxidación y minerales opacos diseminados en la matriz.



Fotomicrografías 33 y 34 (10X). Muestra 4-300. Luz paralela y luz polarizada. Microgranito con cuarzo secundario y alteración de minerales arcillosos y clorita.

El yacimiento está bordeado por una alteración propilítica, con una asociación de epidota-clorita y calcita, que es patente en superficie y a profundidad; dicha alteración afecta sobre todo a rocas de composición diorítica y tonalítica.

En afloramiento también se reconocieron rocas con argilitización avanzada, con presencia de minerales arcillosos, cuarzo secundario y clorita, principalmente en microgranitos y dacitas, que gradúa a profundidad a alteración filica.

El barreno 1 atraviesa rocas de composición microgranítica y microtonalítica. La alteración filica está presente hasta una profundidad de 160 m aproximadamente; de allí hasta 230 m se observan cantidades iguales de sericita y minerales arcillosos. A partir de esta profundidad la alteración argílica es la predominante.

Lo más destacado del barreno 2, es la asociación cuarzo-clorita-calcita con disseminación de minerales opacos.

El barreno 3 atraviesa rocas andesíticas, dacíticas y microdioríticas. Se observa intensa alteración argílica en las dacitas y microdioritas, que va graduando a alteración filica a mayor profundidad.

En el barreno 4 destacan (en los primeros 100 m aproximadamente) alteraciones argílica y filica, convirtiéndose a propilítica y silicificación a profundidad.

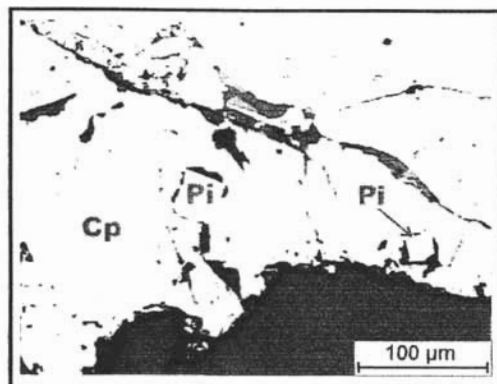
En estudios de los núcleos de barrenación no se encontró evidencia de una zona de alteración potásica, posiblemente ésta se encuentre a mayor profundidad.

4. 5. Paragénesis, sucesión e ideas del zoneamiento.

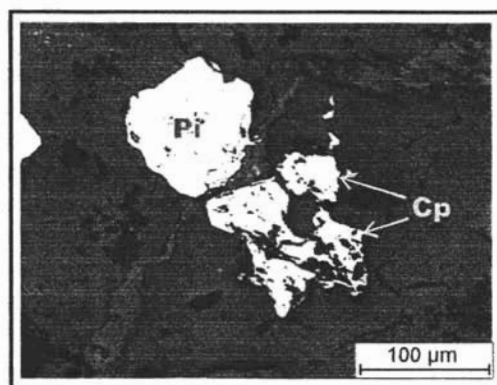
La paragénesis de minerales metálicos del pórfido de cobre de Tiámaro es muy simple, con una asociación pirita-calcopirita, principalmente.

Al examinar secciones pulidas de núcleos de barrenación se observaron texturas de intercrecimiento simple de pirita en secciones cúbicas y anedrales disseminados en minerales transparentes, lo que indica que su depósito fue posterior y como relleno de cavidades. También están presentes texturas típicas de isla-mar de pirita en minerales transparentes, lo que evidencia un depósito de minerales transparentes después de formada la pirita.

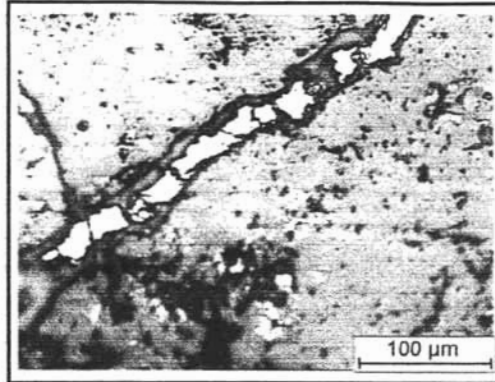
La relación de pirita con calcopirita se observa en texturas de isla-mar de cristales masivos de calcopirita rodeando a minerales euedrales de pirita, lo que evidencia un depósito posterior de la calcopirita. También la calcopirita se encuentra en intercrecimiento simple en pirita, en textura isla-mar con minerales transparentes y rellena cavidades y vetillas (fotomicrografías 35, 36 y 37). La presencia de bornita se constató en afloramientos y obras mineras más no en secciones pulidas.



Fotomicrografía 35, 10X. Muestra 1-153. Textura de isla-mar de pirita idiomórfica rodeada por cristales masivos de calcopirita.



Fotomicrografía 36, 10X. Muestra 1-122. Intercrecimiento simple de calcopirita en pirita.

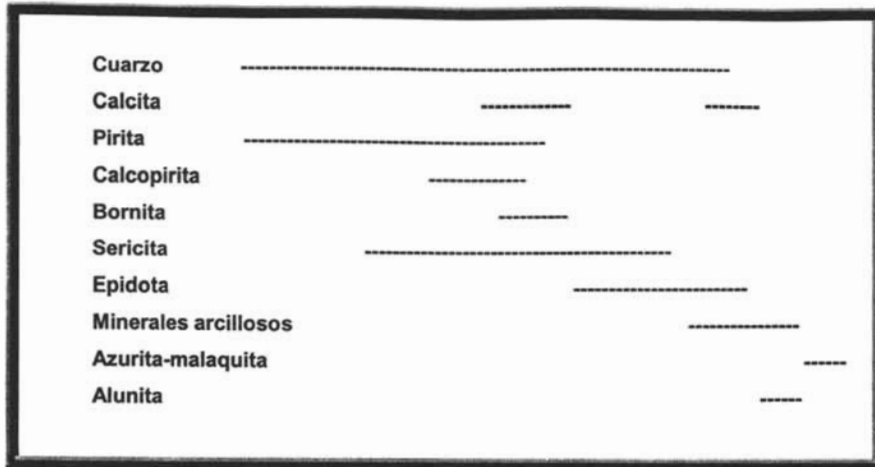


Fotomicrografía 37, 10X. Muestra 4-250. Vetilla de calcopirita rodeada de mineral transparente.

Con base en evidencias de campo y en investigaciones previas, se tiene una primera etapa de mineralización en el complejo vulcano-plutónico del Jurásico Superior (?)-Cretácico Inferior (dado los alcances del presente estudio, esta primera fase de mineralización no se estudió con detalle). Posteriormente se manifestó otra etapa de mineralización en los intrusivos de composición adamelítica del Cretácico Inferior. Finalmente, se presentó una tercera fase de mineralización relacionada a los cuerpos intrusivos de naturaleza granítica y tonalítica que afectan a las rocas anteriores.

En todas las etapas se manifiesta mineralización de pirita-calcopirita, con pequeñas cantidades de bornita. Los sulfuros de cobre contienen oro posiblemente en forma de inclusiones.

Un esquema general de la mineralización o sucesión se presenta en la siguiente tabla:



Se pudo constatar que el zonamiento metálico y de las alteraciones, es acorde con el modelo clásico de los pórfidos de cobre, con una extensa zona propilitica muy evidente que rodea a las otras zonas de alteración (filica y argilica), acompañadas por un halo pirítico muy patente en el límite occidental del cuerpo, que se extiende a profundidad. La mineralización metálica, como ya se mencionó, se encuentra en stockworks, en vetillas (milímetros de espesor) y brechas, que coexisten principalmente con la alteración filica y esporádicamente con la propilitización.

CAPITULO 5. GEOQUÍMICA.

5. 1. Geoquímica de los magmas.

La formación de los arcos magmáticos (continentales y de islas), que tienen que ver con la génesis de los pórfidos de cobre, se lleva a cabo en los límites de las zonas de subducción. En las últimas dos décadas han surgido controversias sobre los modelos teóricos que tratan de explicar la interacción de las fuentes (cuña del manto, corteza oceánica, sedimentos, fluidos y fusiones hidratadas) en estos escenarios tectónicos, para la generación de los diferentes tipos de magmas de arco.

Diversos estudios en rocas que se forman por encima de las zonas de subducción, han demostrado que la cuña del manto que subyace la litósfera oceánica subducida, representa la fuente del volumen principal de la mayoría de los magmas de arco. En las zonas de subducción se tienen diversas firmas geoquímicas que se basan en el comportamiento de elementos mayores, elementos menores y elementos traza, así como modelos de elementos de tierras raras e isótopos radiogénicos, para identificar y evaluar las contribuciones de dichas fuentes en la generación de los magmas de arco (Garza González, 2004).

La cuña del manto es modificada en su estructura termal y en su composición por la subducción de la placa oceánica; estos cambios se producen principalmente en la parte del manto que yace encima de la placa oceánica subducente, como lo pone de manifiesto en esta zona un gradiente geotérmico inverso. Este gradiente se produce porque el material subducido es mucho más frío que la temperatura inicial de la cuña del manto; dado que la difusión de calor de la roca es muy baja, la placa descendente no puede alcanzar con rapidez el equilibrio térmico y se mantiene mucho más fría que el manto por encima de ella, mientras la subducción permanece activa. Por ello la parte superior de la placa que subduce alcanza temperaturas menores a los 1000°C a profundidades donde la presión alcanza los 20-30 kbar.

En estas condiciones, la placa subducida libera fluidos acuosos, producto de su deshidratación, ingresados a la cuña del manto y que originan una consecuente fusión parcial de la misma. Este modelo es el más aceptado para explicar la generación de magmas de arco. También la placa que subduce puede fundir e interactuar con la cuña del manto en determinadas condiciones geodinámicas y no limitarse solamente a la aportación de fluidos.

En ciertas condiciones de P-T, la corteza oceánica en su trayectoria descendente libera H₂O de la placa oceánica subducida proveniente de basaltos y gabros hidratados y metamorfoseadas a rocas

de naturaleza anfibolítica. Esta liberación se debe al rompimiento de fases hidratadas (anfíboles, talco, fengita, epidota, etc.). Pero también el sistema peridotítico que se encuentra por debajo de la corteza oceánica puede aportar cantidades importantes de H₂O hacia las partes profundas de las zonas de subducción (Fig. 10).

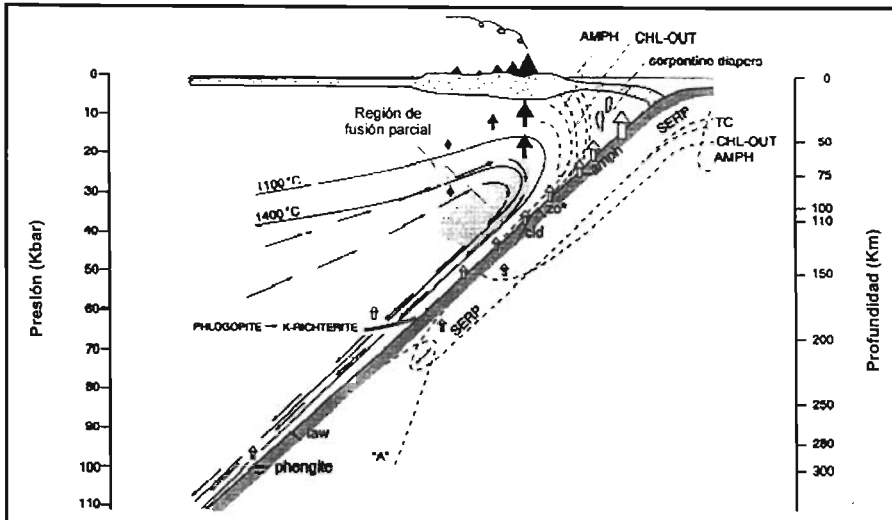


Fig. 10. Modelo de formación de un frente volcánico. La deshidratación de la peridotita y la corteza oceánica ocurre a una profundidad entre 150-200 km, en donde el agua está disponible sobre la litosfera subducida. La región gris en la cuña del manto contiene una cantidad suficiente de fundido. Las flechas en blanco indican liberación de fluido, las flechas en negro cortas indican crecimiento en la fusión y las flechas largas señalan flujo en la cuña del manto. Las líneas punteadas señalan el campo de estabilidad de las fases hidratadas en la peridotita. La región punteada indica la zona del talco. En algunas estructuras termales una porción de la litosfera peridotítica es más fría que 600°C a 62kbar, la serpentina reaccionará a la fase A y entonces el agua sería subducida a gran profundidad. En la corteza oceánica las temperaturas pueden ser suficientemente bajas para preservar lawsonita y fengita a su máxima presión de estabilidad; sin embargo, en condiciones un poco calientes (lenta subducción, ángulo bajo, corteza joven) la zolsita será la última fase en descomponerse libre de potasio y la cima de la corteza oceánica puede fundir. La única fase de transición que causa una pulsación de un fluido rico en potasio, podría estar conformada como consecuencia de la presión de rompimiento de la fengita en la corteza oceánica y por la reacción flogopita a richterita-K en un manto que ha manifestado metasomatismo potásico (tomado de Garza González, 2004; modificado de Schmidt y Poli, 1998).

Otros parámetros que se deben tomar en cuenta y que controlan el grado de flujo del manto son el grado de convergencia, el ángulo de subducción, edad de la placa subducida y su temperatura inicial. Esto se debe a que se requiere de un considerable flujo de fluidos en la cuña del manto para que el magmatismo se pueda generar.

El fraccionamiento de elementos químicos en el ambiente de generación de los magmas es uno de los procesos más importantes debido a la deshidratación de la corteza oceánica subducida. Los fluidos acuosos al interactuar con la cuña del manto producen su metasomatismo y consecuente fusión parcial para crear arcos magmáticos que tienen concentraciones de elementos traza

distintivos, que al ser analizados pueden revelar las condiciones geodinámicas en las que fueron creados, así como la naturaleza y composición del magmatismo. Por consecuencia se pueden proponer relaciones espacio-temporales entre el tipo de magmatismo y generación de yacimientos minerales.

En este contexto, para conocer la naturaleza y el origen de los magmas que dieron origen a la mineralización del pórfido de cobre de Tiámara se analizaron muestras tomadas en el batolito de Tingambato, en el complejo vulcano-plutónico de edad pre-Hauteriviano y en las andesitas basálticas más jóvenes. De todas éstas se obtuvieron sus concentraciones en elementos traza y de tierras raras.

El interés geoquímico de los elementos de las tierras raras (REE) se debe a que su grado de fraccionamiento en rocas o minerales puede ser un indicador de su génesis. En estos estudios la comparación de la abundancia observada de REE (o lantánidos) con aquella proporcionada por el modelo teórico de procesos petrogenéticos, ha ayudado considerablemente a restringir el número de hipótesis posibles sobre la génesis de una roca o serie mineral (González y Torres, 1988).

El método de representación gráfica de estos elementos involucra la normalización de sus concentraciones en las muestras de acuerdo con un material de referencia escogido, es decir, las concentraciones de cada elemento en las muestras comparadas con las concentraciones de los mismos elementos en el material de referencia. En este caso los datos de referencia son valores de elementos traza normalizados con respecto a MORB (Pearce, 1983), elementos traza con respecto a condrita (Sun y McDonough, 1989), tierras raras con respecto a condrita (Nakamura, 1974) y elementos traza con respecto al manto primitivo (Hofmann, 1997); todos estos valores fueron consultados de Garza González Vélez (2004). Los puntos en las gráficas (*diagramas spider*) se dan como el logaritmo de la abundancia normalizada contra el número atómico o radio iónico (si se trata de REE) o de acuerdo al incremento de compatibilidad de los elementos traza.

A continuación se presentan los resultados, las tablas de valores de elementos menores y trazas en las rocas analizadas, así como los diagramas respectivos, tomadas de las investigaciones realizadas por Garza González et al. (2004). Los análisis químicos se realizaron en el Centro de Investigaciones Geoquímicas y Petrográficas de Nancy, Francia y en los laboratorios ALS Chemex Lab. en Canadá.

5. 1. 1. Rocas Pre-Hauteriviano.

Las rocas que representan al conjunto vulcano-plutónico tienen una firma geoquímica que corresponde con un magmatismo toleítico primario de arco insular, ya que los modelos de elementos en los diagramas spider dan un comportamiento casi horizontal (diagramas 1, 2 y 3). Dado que los fluidos acuosos derivados de la placa subducida son el mayor agente de enriquecimiento del manto, no movilizan HFSE (*High Field Strength Elements* o elementos traza no móviles, como son V, Zr, Nb, Ti y Hf), Y y HREE (*Heavy Rare Earth Elements* o tierras raras pesadas, como Gd, Dy, Er, Yb y Lu) ya que permanecen retenidos en la placa por fases discretas o son elementos que no pueden ser movilizados por fluidos. Las curvas que conectan Nb, Zr, Ti, Y e Yb (o curva Nb-Yb en los diagramas 1 y 2) podrían representar el carácter del manto antes de la adición de LILE (*Largelion Lithophile Elements* o elementos litófilos de radio iónico grande, como Rb, Ba, Sr, Th y U) y LREE (*Ligth Rare Earth Elements* o tierras raras ligeras, como La, Ce, Nd y Sm). En estos casos, curvas casi horizontales, reflejan mantos similares a MORB, como producto de altos grados de fusión parcial de la fuente (Pearce y Parkinson, 1993).

Tabla de valores de elementos traza en rocas pre-Hauteriviano.

| | 0.6112 | 1.048 | 0.0112 | 0.0231 | 0.1712 | 0.4136 | 1.2071 | 3.7188 | 1.0822 | 0.7145 | 0.2372 | 0.2852 | 0.1432 | 0.2178 | 0.2378 | 1.0480 | 0.4127 | 0.6237 | |
|------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|------|
| | Rb | Ba | Th | U | La | Ce | Sr | Nd | Eu | Gd | Dy | Er | Yb | Lu | Y | Sm | Ti | Zr | Hf |
| MT31 | 2.84 | 28.12 | 0.28 | 0.24 | 0.26 | 0.31 | 10.14 | 21.28 | 8.21 | 11.86 | 1.28 | 2.21 | 0.82 | 2.41 | 1.45 | 20.18 | 2.16 | 2.24 | 0.24 |
| MT32 | 1.11 | 12.25 | 1.12 | 0.25 | 0.27 | 0.27 | 10.22 | 17.45 | 14.19 | 8.44 | 2.47 | 2.11 | 1.22 | 1.12 | 1.11 | 20.18 | 2.16 | 2.16 | 0.24 |
| MT37 | 1.31 | 22.52 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 2.10 | 12.80 | 17.00 | 11.70 | 8.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 11.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 |
| MT38 | 1.00 | 10.10 | 1.00 | 0.25 | 0.25 | 0.25 | 10.00 | 20.00 | 10.00 | 10.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 10.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 |
| MT39 | 1.00 | 10.00 | 1.00 | 0.25 | 0.25 | 0.25 | 10.00 | 20.00 | 10.00 | 10.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 10.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 |
| MT40 | 1.00 | 10.00 | 1.00 | 0.25 | 0.25 | 0.25 | 10.00 | 20.00 | 10.00 | 10.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 10.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 |
| MT42 | 1.00 | 10.00 | 1.00 | 0.25 | 0.25 | 0.25 | 10.00 | 20.00 | 10.00 | 10.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 10.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 |

Tabla de valores de elementos traza normalizados al manto primitivo.

| | Rb | Ba | Th | U | La | Ce | Sr | Nd | Eu | Gd | Dy | Er | Yb | Lu | Y | Sm | Ti | Zr | Hf |
|------|------|-------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|
| MT31 | 2.89 | 28.19 | 1.45 | 0.28 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 10.14 | 21.28 | 8.21 | 11.86 | 1.28 | 2.21 | 0.82 | 2.41 | 1.45 | 20.18 | 2.16 | 2.24 |
| MT32 | 1.10 | 12.25 | 1.12 | 0.25 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 10.22 | 17.45 | 14.19 | 8.44 | 2.47 | 2.11 | 1.22 | 1.11 | 20.18 | 2.16 | 2.16 | 0.24 |
| MT37 | 1.28 | 22.52 | 1.00 | 0.25 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 12.80 | 17.00 | 11.70 | 8.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 11.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 |
| MT38 | 1.00 | 10.10 | 1.00 | 0.25 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 10.00 | 20.00 | 10.00 | 10.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 10.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 |
| MT39 | 1.00 | 10.00 | 1.00 | 0.25 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 10.00 | 20.00 | 10.00 | 10.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 10.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 |
| MT40 | 1.00 | 10.00 | 1.00 | 0.25 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 10.00 | 20.00 | 10.00 | 10.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 10.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 |
| MT42 | 1.00 | 10.00 | 1.00 | 0.25 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 10.00 | 20.00 | 10.00 | 10.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 10.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 |

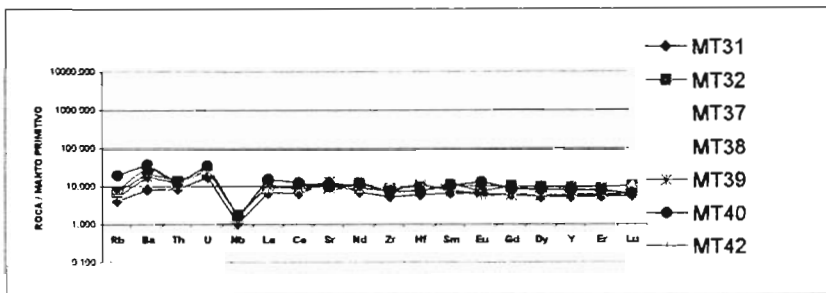


Diagrama 1. Modelo de elementos traza en rocas pre-Hauteriviano (complejo vulcano-plutónico) normalizadas con respecto al manto primitivo.

Tabla de valores de elementos traza en rocas pre-Hauteriviano

| | 120.00 Sr | 622.00 K | 2.00 Rb | 20.00 Ba | 0.20 Th | 3.50 Nb | 10.00 Ca | 261.00 P | 90.00 Zr | 2.40 Hf | 3.30 Sm | 8992.00 Ti | 30.00 Y | 3.40 Yb | 250.00 Cr |
|------|--------------|-------------|------------|-------------|------------|------------|-------------|-------------|-------------|------------|------------|---------------|------------|------------|--------------|
| MT31 | 235.700 | 700.000 | 2.194 | 48.450 | 0.685 | 0.650 | 10.330 | 327.000 | 51.090 | 1.559 | 2.507 | 4975.000 | 20.360 | 2.255 | 9.345 |
| MT32 | 128.400 | 1162.000 | 3.827 | 129.300 | 1.118 | 1.008 | 15.860 | 810.000 | 85.040 | 2.567 | 4.371 | 3716.000 | 36.140 | 3.989 | 4.277 |
| MT37 | 125.500 | 415.000 | 1.100 | 73.400 | 1.000 | 1.000 | 15.800 | 261.000 | 97.400 | 3.000 | 3.700 | 2837.000 | 33.000 | 3.700 | 10.000 |
| MT38 | 179.500 | 1037.000 | 3.200 | 76.100 | 1.000 | 1.000 | 13.300 | 414.000 | 71.400 | 3.000 | 3.100 | 4376.000 | 26.800 | 3.000 | 10.000 |
| MT39 | 236.000 | 1120.000 | 2.800 | 109.000 | 1.000 | 1.000 | 15.400 | 283.000 | 73.600 | 3.000 | 2.900 | 3297.000 | 23.800 | 2.500 | 10.000 |
| MT42 | 179.000 | 1369.000 | 4.300 | 201.000 | 1.000 | 1.000 | 13.600 | 240.000 | 80.000 | 3.000 | 2.700 | 3357.000 | 21.500 | 2.400 | 10.000 |

Tabla de valores de elementos traza normalizados a MORB

| | Sr | K | Rb | Ba | Th | Nb | Ca | P | Zr | Hf | Sm | Ti | Y | Yb | Cr |
|------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| MT31 | 1.964 | 1.125 | 1.897 | 2.423 | 3.425 | 0.196 | 1.033 | 1.253 | 0.568 | 0.650 | 0.760 | 0.553 | 0.670 | 0.663 | 0.937 |
| MT32 | 1.870 | 1.868 | 1.914 | 6.465 | 5.590 | 0.288 | 1.566 | 2.137 | 0.945 | 1.078 | 1.325 | 0.413 | 1.295 | 1.176 | 0.917 |
| MT37 | 1.946 | 0.967 | 0.550 | 1.170 | 5.000 | 0.286 | 1.580 | 1.900 | 1.082 | 1.250 | 1.121 | 0.327 | 1.100 | 1.068 | 0.940 |
| MT38 | 1.496 | 1.667 | 1.600 | 3.805 | 5.000 | 0.286 | 1.330 | 1.586 | 0.793 | 1.250 | 0.938 | 0.487 | 0.893 | 0.882 | 0.940 |
| MT39 | 1.967 | 1.901 | 1.480 | 5.450 | 5.800 | 0.286 | 1.540 | 1.884 | 0.818 | 1.250 | 0.875 | 0.367 | 0.793 | 0.735 | 0.940 |
| MT42 | 1.492 | 2.291 | 2.150 | 10.050 | 5.000 | 0.286 | 1.360 | 0.920 | 0.888 | 1.250 | 0.818 | 0.373 | 0.717 | 0.706 | 0.940 |

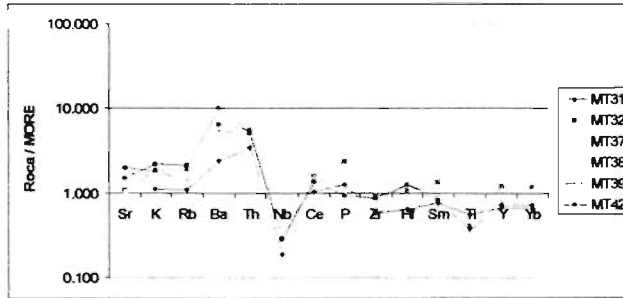


Diagrama 2. Modelo de elementos traza en rocas pre-Hauteriviano normalizadas con respecto a MORB.

Tabla de valores de tierras raras en rocas pre-Hauteriviano.

| | 0.3290 La | 0.6650 Ce | 0.6300 Nd | 0.2030 Sm | 0.0770 Eu | 0.2760 Gd | 0.3430 Dy | 0.2250 Er | 0.2200 Yb | 0.0340 Lu |
|------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| MT31 | 4.054 | 10.330 | 6.252 | 2.507 | 0.885 | 2.933 | 3.300 | 2.162 | 2.255 | 0.357 |
| MT32 | 5.571 | 15.680 | 14.190 | 4.371 | 1.073 | 5.143 | 5.971 | 3.749 | 3.989 | 0.645 |
| MT37 | 6.100 | 16.600 | 11.700 | 3.700 | 0.900 | 3.900 | 4.900 | 3.600 | 3.700 | 0.600 |
| MT38 | 5.400 | 13.300 | 10.200 | 3.100 | 1.000 | 3.300 | 4.200 | 2.900 | 3.000 | 0.500 |
| MT39 | 6.400 | 15.400 | 10.600 | 2.900 | 0.900 | 3.000 | 3.600 | 2.500 | 2.500 | 0.400 |
| MT40 | 9.400 | 19.600 | 13.600 | 4.000 | 1.900 | 4.300 | 5.200 | 3.200 | 3.200 | 0.400 |
| MT42 | 6.000 | 13.600 | 9.500 | 2.700 | 0.800 | 2.900 | 3.300 | 2.300 | 2.400 | 0.400 |

Tabla de valores de tierras raras normalizados a condrita.

| | La | Ce | Nd | Sm | Eu | Gd | Dy | Er | Yb | Lu |
|------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| MT31 | 12.322 | 11.942 | 13.098 | 12.350 | 11.494 | 10.627 | 9.647 | 9.609 | 10.250 | 10.500 |
| MT32 | 16.833 | 18.104 | 22.524 | 21.532 | 13.935 | 16.634 | 17.406 | 16.662 | 18.177 | 18.971 |
| MT37 | 18.541 | 19.422 | 18.571 | 18.227 | 10.360 | 14.130 | 14.286 | 16.000 | 16.818 | 17.647 |
| MT38 | 18.413 | 15.376 | 16.180 | 15.271 | 12.987 | 11.957 | 12.245 | 12.889 | 13.636 | 14.706 |
| MT39 | 19.453 | 17.803 | 16.825 | 14.286 | 11.888 | 10.870 | 10.496 | 11.111 | 11.364 | 11.765 |
| MT42 | 18.237 | 15.723 | 15.079 | 13.300 | 10.360 | 10.507 | 9.621 | 10.222 | 10.909 | 11.765 |

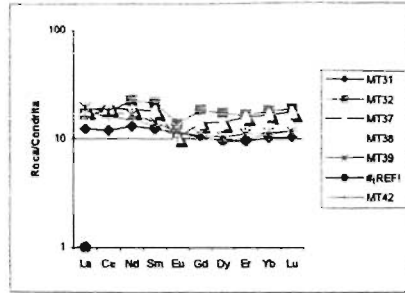


Diagrama 3. Modelo de tierras raras en rocas pre-Hauteriviario normalizadas con respecto a condrita.

5. 1. 2. Batolito de Tingambato.

El análisis de los datos geoquímicos revela una composición calcálcica en el batolito de Tingambato, observado por el enriquecimiento de LREE (La, Ce, Nd y Sm, diagrama 4) y LILE (Rb, Ba, Sr, Th y U, diagrama 5) con respecto a elementos menos móviles (Rapp, et al., 1991; Ayres y Watson, 1991; Kepezhingas, et al., 1997). Este tipo de magmatismo se debe a que la corteza oceánica subducida al deshidratarse, antes del inicio de la fusión, libera fluidos acuosos ricos en elementos incompatibles que ascienden e interactúan con la cuña del manto; estos fluidos provocan el metasomatismo del manto y la disminución de la temperatura del *solidus* de las peridotitas para iniciar su fusión parcial (Garza González, 2004). Los valores altos de Zr (diagrama 5) pueden deberse al incremento de la cristalización fraccional.

Tabla de valores de tierras raras en el batolito de Tingambato.

| | 0.3290 La | 0.8650 Ce | 0.6300 Nd | 0.2030 Sm | 0.0770 Eu | 0.2760 Gd | 0.3430 Dy | 0.2250 Er | 0.2200 Yb | 0.0340 Lu |
|-------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| MT20A | 12.340 | 31.170 | 18.800 | 4.892 | 1.072 | 4.908 | 5.486 | 3.567 | 4.086 | 0.669 |
| MT22 | 15.560 | 32.480 | 17.270 | 4.151 | 1.194 | 4.147 | 4.298 | 2.537 | 2.684 | 0.442 |
| MT24 | 6.404 | 20.120 | 18.610 | 5.763 | 1.308 | 6.263 | 7.903 | 5.182 | 5.871 | 0.922 |
| MT27 | 18.060 | 44.480 | 25.460 | 6.165 | 1.200 | 6.080 | 6.737 | 4.250 | 4.733 | 0.756 |
| MT29 | 17.510 | 46.730 | 30.360 | 7.865 | 1.198 | 8.034 | 9.023 | 5.674 | 6.244 | 0.991 |
| MT35 | 10.350 | 25.520 | 17.380 | 4.714 | 1.088 | 5.089 | 5.728 | 3.705 | 3.991 | 0.636 |

Tabla de valores de tierras raras normalizados a condrita.

| | La | Ce | Nd | Sm | Eu | Gd | Dy | Er | Yb | Lu |
|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| MT20A | 37.508 | 36.035 | 31.111 | 24.591 | 13.922 | 17.783 | 16.936 | 15.853 | 18.573 | 19.676 |
| MT22 | 47.295 | 37.549 | 27.413 | 20.448 | 15.506 | 15.025 | 12.531 | 11.276 | 12.245 | 13.000 |
| MT24 | 19.465 | 23.260 | 29.540 | 28.389 | 16.967 | 22.632 | 23.041 | 23.031 | 26.686 | 27.118 |
| MT27 | 57.994 | 51.422 | 40.460 | 30.369 | 15.584 | 22.029 | 19.641 | 18.889 | 21.514 | 22.235 |
| MT29 | 53.222 | 54.023 | 48.190 | 38.744 | 15.571 | 29.109 | 26.306 | 25.218 | 28.382 | 29.147 |
| MT35 | 31.459 | 29.503 | 27.587 | 23.222 | 14.130 | 18.438 | 16.700 | 16.467 | 18.141 | 18.706 |

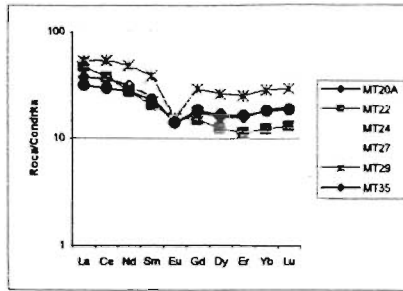


Diagrama 4. Modelo de tierras raras en el batolito de Tingambato normalizadas con respecto a condrita.

Tabla de valores de elementos traza en el batolito de Tingambato.

| | Ba | Th | U | Pb | Co | Ni | Cr | Mn | Zn | Mg | Fe | Ca | Na | K | Li |
|-------|--------|---------|-------|-------|--------|--------|---------|---------|---------|---------|-------|-------|-------|--------|--------|
| MT20A | 44.740 | 338.800 | 4.400 | 1.700 | 79.400 | 17.100 | 11.700 | 180.000 | 19.200 | 149.000 | 1.800 | 2.600 | 1.200 | 20.000 | 1.300 |
| MT22 | 7.140 | 136.000 | 1.100 | 0.800 | 1.100 | 16.000 | 20.000 | 111.200 | 17.100 | 90.000 | 1.200 | 1.500 | 1.100 | 4.700 | 20.000 |
| MT24 | 3.840 | 11.800 | 3.100 | 0.200 | 3.710 | 3.000 | 30.700 | 81.800 | 18.210 | 110.800 | 0.800 | 2.740 | 1.800 | 0.200 | 1.800 |
| MT27 | 20.100 | 211.700 | 2.600 | 0.810 | 2.640 | 44.000 | 200.100 | 7.300 | 211.800 | 0.900 | 0.100 | 1.300 | 0.800 | 0.100 | 10.100 |
| MT29 | 11.600 | 114.300 | 4.000 | 1.800 | 17.400 | 18.100 | 187.800 | 40.100 | 401.000 | 10.100 | 1.800 | 1.100 | 1.000 | 0.100 | 10.100 |
| MT35 | 3.800 | 82.800 | 0.800 | 0.800 | 1.800 | 18.100 | 20.700 | 187.800 | 17.300 | 141.000 | 1.400 | 1.100 | 1.000 | 2.700 | 10.100 |

Tabla de valores de elementos traza normalizados a manto primitivo.

| | Ba | Th | U | Pb | Co | Ni | Cr | Mn | Zn | Mg | Fe | Ca | Na | K | Li |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| MT20A | 0.017 | 0.013 | 0.011 | 0.103 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 |
| MT22 | 0.017 | 0.013 | 0.011 | 0.103 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 |
| MT24 | 0.017 | 0.013 | 0.011 | 0.103 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 |
| MT27 | 0.017 | 0.013 | 0.011 | 0.103 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 |
| MT29 | 0.017 | 0.013 | 0.011 | 0.103 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 |
| MT35 | 0.017 | 0.013 | 0.011 | 0.103 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 | 0.110 |

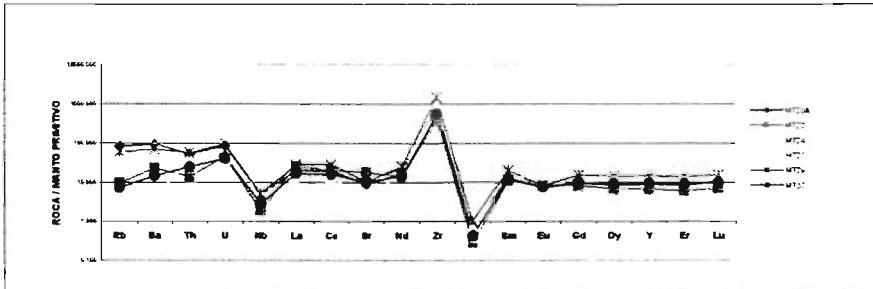


Diagrama 5. Modelo de elementos traza en el batolito de Tingambato normalizadas con respecto al manto primitivo.

5. 1. 3. Andesitas basálticas.

Los datos geoquímicos ponen de manifiesto una firma con afinidad adakítica para las rocas anteriores. El término adakita (por las islas Adak en las Aleutianas) se propuso para asignar a rocas calcialcalinas con firmas geoquímicas atípicas que indican derivación por fusión parcial de basaltos transformados a anfibolita de granate y/o eclogita (Defant y Drumont, 1993). Las adakititas forman series de rocas félsicas a intermedias, cuya composición varía de andesitas de homblenda a dacita y riolita con ausencia de miembros basálticos. La diferencia con el magmatismo

calciocalino típico es patente en su geoquímica de elementos traza y tierras raras, como son los altos contenidos de Sr, enriquecimiento en LREE comparados a HREE (como se observa en los diagramas 6 y 7) y bajos valores en Y y Nb. El carácter geoquímico distintivo de los magmas de naturaleza adakítica constituye una fuerte evidencia de la fusión de la corteza oceánica subducida e interacción con la cuña del manto. Para que se produzca la fusión de la placa y la consecuente generación de magmas adakíticos se deben tener ciertas condiciones geodinámicas poco comunes que corresponden a altas temperaturas en las zonas de subducción, entre ellas están:

- Subducción de litósfera oceánica muy joven (<5 m.a.) y aún caliente.
- Subducción horizontal de la placa oceánica. En estas condiciones, al viajar la placa por varios cientos de kilómetros a la misma profundidad, permanece en la ventana de P-T que puede permitir la fusión de la placa subducida.
- Una subducción oblicua y/o rápida.
- Equilibrio entre magmas de arco derivado de la cuña del manto con corteza continental rica en granate.
- Inicio de subducción.
- Gradientes geotérmicos muy altos y por consecuencia fusiones de placa a poca profundidad antes de su deshidratación sin interacción con la cuña del manto.
- Fusión de fragmentos de placa desmembrada.
- Subducción de dorsales oceánica.

Tabla de valores de de tierras raras en andesitas basálticas.

| | 2.4100 | 0.0290 | 0.0080 | 0.2460 | 0.2370 | 0.6120 | 7.2600 | 0.4670 | 3.8700 | 0.1530 | 1.5700 |
|--------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|---------|--------|--------|
| | Ba | Th | U | Nb | La | Ce | Sr | Nd | Zr | Sm | Y |
| MT36 | 729.000 | 3.000 | 1.200 | 3.000 | 20.000 | 42.800 | 899.000 | 23.600 | 131.500 | 4.700 | 18.000 |
| (1-14) | 472.000 | 5.000 | 1.100 | 7.000 | 20.700 | 43.600 | 487.000 | 22.300 | 144.000 | 4.700 | 21.000 |

Tabla de valores de tierras raras normalizados a condrita.

| | Ba | Th | U | Nb | La | Ce | Sr | Nd | Zr | Sm | Y |
|--------|---------|---------|---------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|--------|--------|
| MT36 | 302.490 | 103.448 | 150.000 | 12.195 | 84.388 | 69.935 | 123.829 | 50.535 | 33.979 | 30.719 | 11.465 |
| (1-14) | 195.851 | 172.414 | 137.500 | 28.455 | 87.342 | 71.242 | 67.080 | 47.752 | 37.209 | 30.719 | 13.376 |

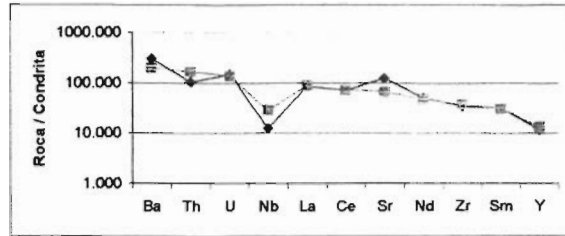


Diagrama 7. Modelo de tierras raras en andesitas basálticas normalizadas con respecto a condrita.

Tabla de valores de tierras raras en andesitas basálticas.

| | 0.3290 | 0.8650 | 0.6300 | 0.2030 | 0.0770 | 0.2760 | 0.3430 | 0.2250 | 0.2200 | 0.0339 |
|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | La | Ce | Nd | Sm | Eu | Gd | Dy | Er | Yb | Lu |
| MT36 | 20.000 | 42.800 | 23.600 | 4.700 | 1.500 | 4.500 | 3.300 | 1.900 | 1.800 | 0.300 |
| (1-14) | 20.700 | 43.600 | 22.300 | 4.700 | 1.400 | 4.300 | 3.500 | 2.200 | 2.000 | 0.300 |

Tabla de valores de tierras raras normalizados a condrita.

| | La | Ce | Nd | Sm | Eu | Gd | Dy | Er | Yb | Lu |
|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|
| MT36 | 60.790 | 49.480 | 37.460 | 23.163 | 19.481 | 16.304 | 9.621 | 8.444 | 8.182 | 8.860 |
| (1-14) | 62.918 | 60.406 | 36.397 | 23.163 | 18.182 | 16.680 | 10.204 | 9.778 | 9.091 | 8.860 |

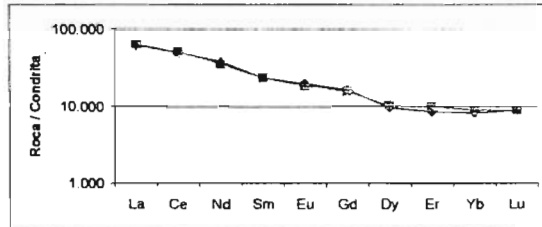


Diagrama 7. Modelo de tierras raras en andesitas basálticas normalizadas con respecto a condrita.

Se mostraron los resultados de los análisis geoquímicos para las andesitas basálticas, que posiblemente estén relacionadas genéticamente con los cuerpos intrusivos mineralizados del Terciario, los cuales arrojaron magmatismo de afinidad adakítica.

Para conocer la importancia del magmatismo de afinidad adakítica relacionado con los yacimientos de pórfidos de cobre e hidrotermales, cabe destacar los estudios realizados por Thieblemont (1997) y Oyarzum (1991).

Thieblemont, en 1997, con base en resultados de numerosos análisis geoquímicos hechos a rocas de 43 diferentes yacimientos de pórfidos de cobre en todo el mundo, señala una estrecha relación entre el magmatismo adakítico y este tipo de depósitos. De este número de yacimientos

analizados, 38 de ellos estuvieron vinculados con adakititas y frecuentemente la mineralización estaba hospedada en dichas rocas. Además Thieblemont hace la distinción entre yacimientos albergados en adakititas, que corresponden con yacimientos tipo pórfido, y aquellos asociados en tiempo y espacio con estas rocas, que comprenden los yacimientos hidrotermales de baja temperatura. El mismo autor afirma que la relación adakita-mineralización es independiente de la naturaleza de los metales, pero particularmente se aplica a los yacimientos de oro de calidad mundial (Garza González, 2004).

Oyarzum et al. (1991), por su parte, hacen una relación entre el tamaño del depósito, el tipo de magmatismo y el ambiente tectónico para el origen de los pórfidos de cobre del norte de Chile. Reconocen un cinturón de pequeños pórfidos de cobre del Paleoceno-Eoceno Temprano, relacionado con una secuencia vulcano-plutónica de naturaleza calcialcalina normal y el cinturón principal del Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano, conformado sólo de rocas plutónicas, muchas de ellas de afinidad adakítica y que albergan los pórfidos de cobre más grandes del mundo. Los mismos autores identifican dos diferentes épocas en los que se generaron los pórfidos de cobre: una que comprende el amplio desarrollo del magmatismo calcialcalino normal (rocas volcánicas y plutónicas) durante el Paleoceno-Eoceno temprano, en un esquema de condiciones extensionales, y otra en un ambiente de subducción rápida, oblicua y de bajo ángulo que generó magmas adakíticos en forma de intrusiones granodioríticas. En la primera situación, se cumple, en términos generales, el clásico modelo de Sillitoe (1972) que contempla el enlace entre un estratovolcán y el sistema porfídico; esta conexión implica la presencia de un sistema abierto que provoca, al menos, parcial desgasificación de azufre en la forma de SO_2 , lo que significa un potencial limitado para formar yacimientos comparativamente grandes. En contraparte, el cinturón plutónico del Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano, al no mostrar una clara relación en tiempo con vulcanismo, el magmatismo porfídico adakítico se produjo en un sistema cerrado, de alta oxidación, capaz de retener azufre y de generar un sistema hidrotermal que desarrolló grandes concentraciones de sulfuros y anhidrita. Estos pórfidos son aproximadamente diez veces más grandes que los relacionados a magmatismo calcialcalino normal. Oyarzum y colaboradores, consideran que el magmatismo adakítico tuvo un carácter pasajero, pero teniendo su clímax al inicio de la subducción de ángulo bajo, lo que podría explicar la escasez de pórfidos de cobre en el norte de Chile después de los 30 m.a., a pesar de la continuación de la subducción rápida y oblicua. El modelo de Oyarzum fue muy discutido, sobre todo por investigadores de la escuela estadounidense, pero presenta solidez suficiente para ser tomado en cuenta (Garza González, 2004).

Con los anteriores argumentos, se puede llegar a las siguientes conclusiones:

- Una posible explicación para el origen del magmatismo de afinidad adakítica en relación con la tectónica de placas en México puede corresponder con el evento de la Orogenia Larámide. Se

ha definido a este periodo (entre 80-40 m.a. aprox.) como el acoplamiento y subducción en forma casi horizontal de la placa Farallón con la placa Norteamericana durante un periodo de convergencia rápida. Aunque este argumento ha causado controversia, puede explicar una posible generación del magmatismo de afinidad adakítica que se ha reportado para algunas rocas de la Sierra Madre del Sur.

- Como lo confirman los estudios hechos por Thieblemot y Oyarzum, los yacimientos de pórfidos cupríferos más grandes del mundo podrían relacionarse a magmatismo de afinidad adakítica. Esto sugiere un gran potencial para este tipo de mineralización en rocas magmáticas de la Sierra Madre del Sur, en donde pueden coexistir asociaciones entre pórfidos de Cu-Au y yacimientos de alta sulfuración de Au. Así también, puede representar una gran provincia metalogenética para este tipo de yacimientos.
- En específico, para el yacimiento de Tiámara, el primer aporte de mineralización se asocia a los sistemas magmáticos del Jurásico Superior (?)-Cretácico Inferior que interactuó con los sistemas plutónicos del Terciario. Si esto es posible, se puede proponer una continuidad hacia el sur del arco magmático y representar una región con alto potencial de mineralización Cu-Au en yacimientos porfídicos y sistemas relacionados de menor temperatura.

5. 2. Inclusiones fluidas.

El estudio de las inclusiones fluidas permite determinar las condiciones de presión, temperatura y ambiente físico-químico en las que se formó un yacimiento de origen hidrotermal.

Cuando un cristal se forma, pueden quedar atrapados dentro de él, en pequeñas cavidades, fluidos que participaron en el proceso de su crecimiento. Estas cavidades quedan herméticamente selladas, por lo que las características físico-químicas de los fluidos atrapados, como la composición y densidad, no se modifican (Guilbert y Park, 1986). Dentro de las inclusiones también pueden formarse fases sólidas o *minerales hijos* (halita, silvita, yeso, hematita, etc.); éstos se precipitan al bajar la solubilidad de los sólidos disueltos en el fluido capturado con la disminución de temperatura. Las inclusiones fluidas se producen tanto en minerales transparentes (cuarzo, calcita, esfalerita, etc.) como en minerales opacos (calcopirita, pirita, magnetita, etc.), pero solamente se pueden estudiar con relativa facilidad en los minerales transparentes (Roedder, 1994).

Las inclusiones fluidas se clasifican, según su origen, en:

- Inclusiones primarias. Son las que se producen durante el crecimiento del cristal y son representativas de las condiciones termodinámicas del momento de su atrapamiento. Son las que se utilizan para la determinación de la formación de los minerales. Su distribución dentro del mineral comúnmente es al azar.
- Inclusiones secundarias. Se forman posteriormente al crecimiento del cristal. Por lo regular no están distribuidas al azar dentro del mineral, ya que siguen zonas de fracturas secundarias.
- Inclusiones pseudosecundarias. Si un cristal durante su crecimiento se fractura, los fluidos que podrían quedar atrapados como inclusiones primarias, ocupan las fracturas y quedan atrapadas dentro del cristal.

Con el equipo adecuado de laboratorio se puede conocer la temperatura mínima (temperatura de homogeneización) a la que se formó un mineral. Esto se realiza calentando progresivamente una inclusión fluida hasta que se alcanza una sola fase, ya sea líquida o gaseosa, de las diferentes fases presentes en la inclusión.

Con la disminución de la temperatura, se provoca la solidificación de las fases líquidas y se observa, mientras la temperatura retorna a la ambiental, la fusión del último cristal de hielo formado dentro de la inclusión fluida. Esta temperatura de fusión es función de la salinidad y permite calcular el porcentaje de sales disueltas (%w equivalente de NaCl) en la fase acuosa (Roedder, 1994).

En la figura 11 se muestra una gráfica de temperatura de homogeneización contra salinidad de inclusiones fluidas para diferentes tipos de yacimientos minerales (Wilkinson, 2001). Esta tabla no es definitiva ya que los valores de salinidad y temperatura varían para cada uno de los tipos de yacimientos, pero puede usarse de forma comparativa para determinar cada uno de los intervalos a los que se pueden formar los diferentes depósitos.

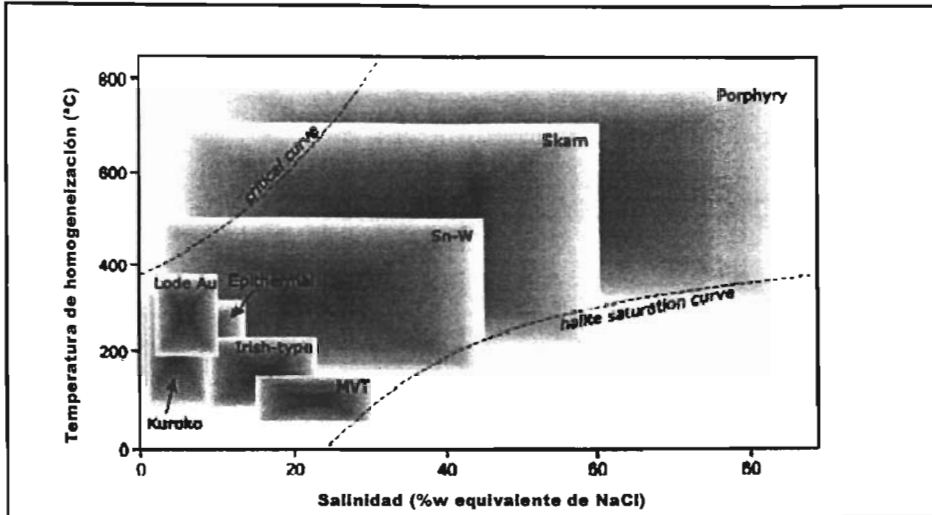


Fig. 11. Diagrama que ilustra los intervalos de temperatura de homogeneización-salinidad de diferentes tipos de yacimientos minerales (tomado de Wilkinson, 2001).

Estudios hechos a diferentes yacimientos de pórfidos cupríferos, han reportado un amplio intervalo de temperaturas de homogeneización (200-700°C) y de salinidades (0-70%w equivalente de NaCl). Quizá la característica más distintiva en esta clase de depósitos, es la existencia de inclusiones altamente salinas que contienen múltiples minerales hijos incluyendo halita en adición con silvita y comúnmente calcopirita. Estos minerales pueden coexistir con inclusiones de vapor de baja densidad, por tanto se puede interpretar que se forman por el producto de una separación de una fase líquido-vapor; este proceso ha sido considerado como una parte intrínseca de evoluciones magmáticas-hidrotermales de dichos sistemas. Sin embargo, es igualmente posible, bajo condiciones particulares, de separar fases líquido y vapor de exsoluciones de fuentes directamente magmáticas (Wilkinson, 2001).

5. 2. 1. Inclusiones fluidas en el cuerpo mineralizado de Tiámaro.

El avance que se tiene hasta la fecha en el estudio de inclusiones fluidas llevada a cabo por Garza González* (2004), indican temperaturas de homogeneización entre 210°C y 349°C y salinidades que varían entre 10.73%w equivalente de NaCl hasta 15.97%w equivalente de NaCl, para la zona principal de mineralización que es reconocida en el barreno 1, entre profundidades de 50 m y 168 m.

De acuerdo a las características de las inclusiones fluidas observadas en las márgenes del cuerpo mineralizado, se evidencia una disminución en la temperatura de homogeneización que varía, por lo general, entre 186.7°C y 294°C y salinidades entre 6.45%w y 11.93%w equivalente de NaCl, por lo que se constata, relativamente, poca dilución del fluido mineralizante y un notable gradiente paleogeotérmico hacia la zona externa del cuerpo mineralizado.

Estos datos parecen indicar entonces, un flujo de fluido predominantemente vertical, con un incremento a profundidad en la temperatura y salinidad en el fluido. Los barrenos 1 y 4 atraviesan con toda claridad parte de las zonas más someras del cuerpo mineral, con leyes de alrededor de 1% de cobre y valores de oro que en algunas partes ascienden hasta 3000 ppb. El cuerpo mineralizado se va ensanchando a profundidad y el potencial a reconocer se espera sea mucho mayor con barrenación a ± 300 m por debajo de la cota 900 msnmm.

5. 3. Hipótesis genética.

De acuerdo a las características mineralógicas, estructurales y geoquímicas, descritas con anterioridad para el cuerpo mineralizado de Tiámara, se incluye, sin lugar a dudas, dentro de los depósitos tipo pórfidos de cobre. Las rocas intrusivas en donde está emplazada la mineralización forman parte de la familia de los granitos (rocas de naturaleza tonalítica, cuarzomonzonítica, granodiorítica y granítica) y en microdioritas que forman cuerpos irregulares y diques. Las estructuras mineralizadas son típicas de estos yacimientos (principalmente stockworks), en donde la mineralización metálica está compuesta por la asociación pirita-calcopirita-bornita-oro.

Las zonas de alteración presentes, también típicas de los pórfidos de cobre, gradúan de una zona propilítica externa (evidente en afloramientos y que cubre varios cientos de metros), zonas de alteración argílica y filica (que fueron encontradas al examinar petrográficamente cada uno de los núcleos de barrenación) evidente por varios cientos de metros y una posible zona potásica que puede estar presente a mayor profundidad. Esto sugiere una continuidad del cuerpo mineral por cientos de metros por debajo de los trabajos de barrenación a diamante.

Un primer aporte de mineralización, aún no evaluada, se formó al emplazarse un complejo vulcano-plutónico desarrollado en un arco de islas primitivo de edad Jurásico Superior (?)-Cretácico Inferior (que pudiera pertenecer al subterreno Arcelia-Palmar Chico) constituido por andesitas, dacitas y microdioritas. Una segunda etapa se desarrolla en intrusiones calcialcalinas cuarzomonzoníticas (microadamelitas) del Cretácico Inferior que afectaron al complejo vulcano-plutónico y que alojan mineralización en forma de stockworks. La tercera etapa (podría decirse la más importante) la

forman microgranitos y microtonalitas de edad terciaria, que sugieren una posible afinidad adakítica y que afectan a las rocas anteriores.

La gran mayoría de los grandes depósitos de pórfidos de cobre en el mundo están relacionados a arcos magmáticos en las márgenes de las zonas de subducción. El aporte de material para producir este tipo de yacimientos se debe ya sea a la fusión parcial de la cuña del manto provocada por el ingreso de fluidos acuosos derivados de la placa subducente, o también por la fusión parcial de la placa que subduce y que interactúa con la cuña del manto en determinadas condiciones geodinámicas. Ya sea por alguna de estas formas, queda de manifiesto la gran importancia de la contribución de la corteza oceánica en la formación de los magmas de arco, así como la fuente de la mineralización para la edificación de yacimientos de pórfidos de cobre.

El H_2O es el principal constituyente móvil en todos los magmas y aumenta su contenido con el incremento de la diferenciación de éstos. En adición con el H_2O , existen otros componentes volátiles (sulfuros, cloruros, fluoruros, dióxido de carbono, etc.) que juegan un papel importante en el transporte y depósito de los fluidos mineralizantes (Guilbert y Park, 1986).

Bowen y Gunatilaka (1977) propusieron que cuando ocurre la cristalización, en cierto intervalo de temperatura, la separación de los cristales de los componentes no volátiles resulta en un incremento en la concentración de volátiles en la fracción líquida y puede derivar en un incremento de la presión de vapor de los volátiles en solución. Estos autores sugieren que si la presión de vapor es más grande que la presión de confinamiento, durante el enfriamiento y cristalización de un magma, puede ocurrir la formación de vesículas, fenómeno conocido como *ebullición retrógrada*. Esta ebullición retrógrada de un líquido residual en un stock consolidado, que cristaliza de un magma pobre en H_2O , genera un fracturamiento a gran escala expuesto a soluciones ricas en cloruros. El incremento en la permeabilidad permite formar un sistema hidrotermal convectivo donde las aguas meteóricas pueden fluir directo a estas zonas de reacción y se lleve a cabo la concentración y redistribución de los metales. Por consiguiente, el fracturamiento puede deberse a fuerzas externas que se establecen durante la intrusión del magma o por efectos de la ebullición retrógrada. Durante la cristalización de fusiones pobres en H_2O , el contenido de cloruros en las fases acuosas se eleva rápidamente; en cambio, en fusiones sobresaturadas, el contenido de cloruros decrece rápidamente con la cristalización. Bowen y Gunatilaka (1977), también sugieren que la ebullición retrógrada tardía, acompañada del microfracturamiento, posiblemente pueda producir una gran solución hidrotermal reactiva, potencialmente capaz de absorber iones metálicos, redistribuirlos y reconcentrarlos.

McMillan y Panteleyev (1980) por su parte, proponen dos modelos para el origen de los pórfidos de cobre, uno ortomagmático y otro convectivo. La diferencia fundamental entre ambos modelos es la

fuelle del flujo hidrotermal. En el modelo ortomagmático, los metales y volátiles se concentran durante la cristalización del magma y posteriormente escapan como fluidos hidrotermales en la etapa postmagmática; la fase inicial de salida de fluidos fractura la roca huésped, creando zonas de microfracturamiento y sistemas de conductos primarios que controlan el flujo de los fluidos hidrotermales posteriores. En el modelo convectivo, el H₂O meteórica o fósil es el principal fluido; en este modelo, las celdas convectivas se generan por el emplazamiento del magma. La permeabilidad de la roca huésped, incrementada por los eventos intrusivos, es suficiente para permitir la circulación convectiva. La convección redistribuye minuciosamente los fluidos y concentra la mineralización metálica y de ganga en las cercanías de la intrusión.

Hedenquist y Lowenstern (1994), consideran que muchos magmas de arco muestran claras evidencias de la adición de componentes de la cuña del manto, como azufre, elementos alcalinos, H₂O y Cl, transferidos en forma de fluidos o como mezclas silicatadas (Fig. 12). La poca abundancia de fases transportadoras de Cl en el manto se nivela con los altos contenidos de Cl de los magmas de arco (700-2000 p.p.m.), además respalda la idea de que este elemento es reciclado durante la subducción de la corteza oceánica alterada. La subducción también puede contribuir a la adición de metales, como Cu y Zn (dentro de los magmas de arco) procedentes de fluidos hidrotermales del piso oceánico subducido. Estos autores proponen que la mineralización en los pórfidos de cobre se genera por fluidos predominantemente magmáticos en las etapas tempranas de formación, aunque las aguas meteóricas tardías posiblemente juegan un papel importante para el incremento de las concentraciones de los metales. También indican que de acuerdo a estudios de alteraciones, mineralización e inclusiones fluidas, los sistemas hidrotermales que forman esta clase de depósitos, son inicialmente de alta temperatura (>500-600°C) y con predominio de líquidos magmáticos hipersalinos que coexisten con vapor de baja densidad.

De acuerdo a estudios de inclusiones fluidas, Wilkinson (2001) señala que las inclusiones altamente salinas que contienen múltiples minerales hijos, coexisten con inclusiones de vapor de baja densidad; esto puede ser interpretado como producto de una separación de fases líquido-vapor, proceso considerado como parte intrínseca de la evolución magmático-hidrotermal de dichos sistemas.

ESTA TESIS NO SALI
DE LA BIBLIOTECA

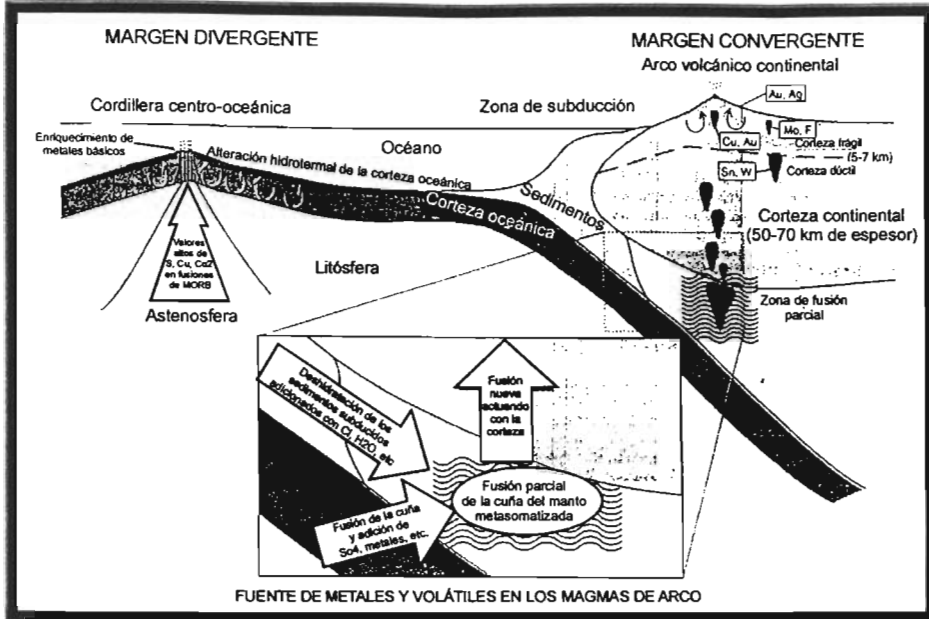


Fig. 12. Esquema que muestra los principales componentes en la formación de los magmas, flujo de fluidos y metalogénesis en las márgenes convergentes y divergentes (tomado de Hendenquist y Lowenstern, 1994).

De acuerdo a lo anterior, la primera etapa de mineralización en Tiámaro, se produjo al generarse el complejo vulcano-plutónico pre-Hauteriviano; esta consideración aún no se ha valorado. Posteriormente el emplazamiento de los cuerpos intrusivos del Cretácico Inferior y del Terciario pudieron haber removilizado cobre y otros metales, además de aportar mineralización asociada a su propio sistema magmático-hidrotermal.

CAPITULO 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

5. 1. Conclusiones.

Las rocas que contienen la mineralización son microgranitos, microtonalitas, microadamelitas (rocas de la familia de los granitos) y microdioritas. Las intrusiones de estos cuerpos se presentan en forma de stocks irregulares y diques. Es patente la continuidad de estos cuerpos a profundidad al examinar los núcleos de barrenación.

Las estructuras donde está alojada la mineralización metálica son en forma de stockworks (evidente en microadamelitas, microtonalitas y microgranitos), vetillas entrecruzadas y zonas de brechamiento. Los minerales de mena importantes forman asociación de pirita-calcopirita-bornita-oro.

El modelo de alteración hidrotermal corresponde con una zona propilitica externa (epidota-clorita-calcita) evidente en afloramientos y a profundidad; una zona de alteración argílica (cuarzo-minerales arcillosos-clorita) seguida hacia el interior del sistema por una zona de alteración filica (sericita-cuarzo-pirita) presente en cada uno de los barrenos. Los estudios petrográficos de los barrenos no evidenciaron una zona de alteración potásica, que podría encontrarse a mayor profundidad.

Los resultados del muestreo geoquímico en las rocas que alojan la mineralización, revelan naturalezas calcialcalina y adakítica de los magmas; esta última característica revela alto potencial metálico.

Los primeros resultados de inclusiones fluidas manifiestan temperaturas de homogeneización entre 210°C y 349°C y salinidades entre 10.73% y 15.67% de peso equivalente de NaCl en la zona de mineralización del barreno 1. Se esperan de posteriores análisis a mayor profundidad, luego de haber llevado a cabo la segunda fase de barrenación, temperaturas de homogeneización y salinidades más altas.

Las evidencias mineralógicas, estructurales y geoquímicas del proyecto de Tiámaro, confirman un modelo de mineralización del tipo pórfido cuprífero. Es interesante destacar que los datos de inclusiones fluidas revelan una extensión del cuerpo mineralizado a mayor profundidad, por lo que se sugieren las siguientes recomendaciones:

5. 2. Recomendaciones.

Como recomendaciones se proponen seis estaciones de barrenación, las cuales están localizadas en el mapa geológico local y cuyas características se presentan en la siguiente tabla:

| Barreno | Dirección (azimut) | Echado | Profundidad (m) |
|---------|--------------------|--------|-----------------|
| 5 | 25° | -60° | 600 |
| 6 | vertical | --- | 600 |
| 7 | 350° | -60° | 600 |
| 8 | 30° | -60° | 600 |
| 9 | vertical | --- | 600 |
| 10 | vertical | --- | 600 |

Bibliografía.

- Ayers, J. C. y Watson, E. B., 1991. Rutile Solubility and Mobility in Supercritical Aqueous Fluids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 114, pp. 321-330.
- Bowen, R. y Gunatillaka, A., 1977. *Copper: Its Geology and Economics*. Applied Science Publisher, pp. 92-99.
- Campa, M. F. y Campos M., 1974. La Secuencia Mesozoica Volcánica Sedimentaria Metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Méx., Teloapan Guerrero. *Bol. Soc. Geol. Mex.* XXXV, pp. 7-28.
- Campa M. F. y Ramírez J. E., 1979. La Evolución Geológica Y Metalogénesis del Noroccidente de Guerrero. Serie Técnico Científico, Univ. Aut. Gro., Tomo 1.
- Campa, M. F.; Ramírez, J.; Flores, R.; Coney, P.; 1981. Terrenos Tectonoestratigráficos de la Sierra Madre del Sur, Región Comprendida entre los Edos. de Guerrero, Michoacán, México y Morelos. Univ. Aut. De Guerrero, Serie Técnico-Científica. 26 p.
- Campa, M. F., Ramírez, J. y Blume, Ch. D., 1982. La Secuencia Volcanosedimentaria Metamorfizada del Triásico (Ladiniano-Cámico) de la Región de Tumbiscatío, Michoacán. *Soc. Geol. Mex. VI Convención Nacional, resúmenes*. p. 48.
- Cantú Vera, J. A., 1989. Estudio Geológico- Hidrogeológico en la Zona de Zitácuaro-Cd. Hidalgo, Michoacán. Fac. de Ing. Tesis Profesional.
- Cepeda Dávila, L., 1986. *Apuntes de Petrología Ígnea*. Facultad de Ingeniería, UNAM, 363 p.
- Coney, P. J. y Reynolds, S. J., 1977. Cordillera Benioff Zones. *Nature*, Vol. 70, pp. 403-406.
- Coney, P. J., 1983. Un Modelo Tectónico de México y sus Relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe. *Revista del Inst. Mex. del Petr.*, Vol. 15, N° 1, pp. 6-15.
- Craig, J. R. y Vaughan, J. D., 1994. *Ore Microscopy and Ore Petrography*. Ed. John Wiley and Sons. Reino Unido.
- Damon, P. E.; Shafiqullah, M.; Clark, K. F.; 1981. Evolución de los Arcos Magmáticos en México y su Relación con la Metalogénesis. UNAM. *Revista del Inst. de Geología*, Vol. 5, N° 2, pp. 223-238.
- Damon, P. E.; Shafiqullah, M.; Clark K. F.; 1983. Geochronology of the Porphyry Copper Deposits and Related Mineralization of México. *Can. Journal of Earth Science*, Vol. 20, pp. 1052-1071.
- Demant, A.; Mavois, R. y Silva Mora, L. 1976. El Eje Neovolcánico. Congreso Latinoamericano de Geología, Acapulco, Gro. Libreto guía 4. 30 p.
- Defant, M. J. y Drummond, M. S., 1990. Derivation of Some Modern Arc Magmas by Melting of Young Subducted Lithosphere. *Nature* 347, pp. 662-665.
- Elías Herrera, M.; Sánchez Zavala, J. L. y Macías Romo C.; 2000. Geologic and Geochronologic data from the Guerrero Terrane in the Tejuipilco Area, Southern Mexico: New Constraints on its Tectonic Interpretation. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 13, pp. 355-375.
- Evans, M. A., 1983. *Ore Geology and Industrial Minerals*. Blackwell Science, pp. 171-189.

Ferrari, L.; Garduño, V. H.; Pascuaré, G. y Tibaldi, A., 1994. Volcanic and Tectonic Evolution of Central México: Oligocene to Present. *Geofísica Internacional*, Vol. 33, pp. 91-105.

Ferrari, L.; López Martínez M.; Aguirre Díaz, G. y Carrasco Núñez, G.; 1999. Space-Time Patterns of Cenozoic Arc Volcanism in Central México: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, Vol. 27, Nº 4, pp. 303-306.

Ferrari, L., 2000. Avances en el Conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana Durante la Última Década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. 53, pp. 84-92.

Fries, C. Jr., 1960. Geología del Edo. de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México. UNAM. *Bol. del Inst. de Geología*. Vol. 60, 253 pp.

Galicia, F. J., 1964. Los Yacimientos de Cobre de Tiámaro, Michoacán. CRM. (Inédito).

Galicia, F. J., 1971. Informe Preliminar de la Zona del Realito de Chiranganguero, Michoacán. CRM. (Inédito).

Galicia, F. J., 1971. Geología y Geoquímica de Tiámaro-Realito de Chiranganguero, Michoacán. CRM. (Inédito).

Garza González Vélez, C. E., 1978. Metalogenia del Distrito Minero de Tiámaro, Mich. y sus Relaciones con los Yacimientos de Tipo "Cobre Porfídico". UNAM. Tesis Profesional.

Garza González Vélez, C. E., 2004. Evolución Magmática en el Pórfido de Cobre de Tiámaro, Michoacán: Evidencias del Potencial Cu-Au en el Sur de México. IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro. Resumen.

Garza González Vélez, C. E., 2004. Magmas Calcálicos vs. Adakíticos y Geoquímica de Elementos Mayores, Menores y Traza en la Interpretación del Origen de los Magmas y su Significado en la Metalogénesis de los Pórfidos de Cobre. Inédito.

*Garza González Vélez, C. E., 2005. Comunicación verbal.

Gastil, G. y Jensky, W., 1973. Evidence for Strikslip Displacement Beneath the Trans Mexican Volcanic Belt. *Stanford Univ., Publ. Geol. Sc.*, Vol. 13, pp. 171-180.

Gastil, G.; Krummenacher, D. y Jensky, A. W., 1979. Reconnaissance Geology of west-central Nayarit, México: Summary. *Geological Society of America Bulletin*, part I, vol. 90, pp. 15-90.

González Partida, E. y Torres Rodríguez, V., 1988. Evolución Tectónica de la Porción Centro-Occidental de México y su Relación con los Yacimientos Minerales Asociados. *Geof. Int.*, Vol. 27, Nº 4, pp. 543-581.

González Partida, E. y Torres Rodríguez, V., 1988. Petrogénesis de Rocas Ígneas. Facultad de Ingeniería, División de Estudios de Postgrado, UNAM.

Guilbert, M. J. y Park, F.C., 1986. *The Geology of Ore Deposits*. W. H. Freeman and Co. E. U., pp. 406-426.

Hausback, B., 1984. Cenozoic Volcanic and Tectonic Evolution of Baja California Sur, México. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, vol. 199, pp. 219-236.

Hedenquist, J. W. y Lowenstern, J. B., 1994. The Role of Magma in the Formation of Hydrothermal Ore Deposits. *Nature*, Vol. 370, pp. 519-527.

INEGI, 2000. Información Estadística del Estado de Michoacán. Pp. 8-22.

Kepezhinskas, P.; McDermott, F.; Defant, M. J.; Hochstaedter, A.; Drummond, M. S.; Hawkesworth, Ch. J.; Koloskov, A.; Maury, R. C. y Bellon, H.; 1997. Trace Element and Sr-Nd-Pb Isotopic Constraints on a three-component Model of Kamchatka Arc Petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 61, N° 3, pp. 577-600.

Kesler, S. E., 1997. Metallogenic Evolution of Convergent Margins: Selected Ore Deposits Models. *Ore Geology Reviews*, Vol. 12, pp. 153-171.

Kesler, S. E.; Chryssoulis, S. L. y Simon, G.; 2002. Gold in Porphyry Copper Deposits: Its Abundance and Fate. *Ore Geology Reviews*, Vol. 21, pp. 103-124.

Lowell, J. D. y Guilbert, J. M., 1970. Lateral and Vertical Alteration-Mineralization Zoning in Porphyry Ore Deposits. *Bulletin of the Society of Economic Geologists*, Vol. 65, N° 4, pp. 373-408.

McDowell, F. W. y Keizer, R. P., 1977. Timing of Mid-Terciari volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, México. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 88, pp. 1479-1487.

McDowell, F. W. y Clabaugh, S. E., 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their Relation to the Tectonic History of Western Mexico. *Am. Geol. Soc. Bull.*, Special Paper, 180, pp. 113-124.

McMillan, W. J. y Panteleyev, A., 1980. Porphyry Cooper Deposits. *Ore Deposit Models*, *Geoscience Canada*, Vol. 7 num. 2, pp. 45-58.

Mendoza, O. T. y Suastegui, M. G., 2000. Geochemistry and Isotopic Composition of the Guerrero Terrane (Wester Mexico): Implications for the Tectono-Magmatic Evolution of Southwestern North America during the Late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 13, pp. 297-324.

Mitchell, A. H. G. y Garson, M. S., 1984. *Mineral Deposits and Global Tectonics Setting*. Academic Press, tercera impresión, pp. 186-191.

Monografía Geológico-Minera del Edo. de Michoacán. 1995. CRM.

Morán Zenteno, D. y otros., 1984. *Geología de la República Mexicana*. INEGI-Facultad de Ingeniería UNAM.

Morán Zenteno, D. J.; Martiny, B.; Tolson, G.; Solís Pichardo, G.; Alba Adave, L.; Hernández Bernal M.; Macías Romo, C.; Martínez Serrano, R. G.; Schaaf, P.; Silva Romo, G.; 2000. Geocronología y Características Geoquímicas de las Rocas Magmáticas Terciarias de la Sierra Madre del Sur. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. 53, pp. 27-58.

Morán Centeno, D. J.; Cerca Martínez, M; Keppie Duncan, J; 2004. La Evolución Geológica Cenozoica del Sur de México: Avances y Problemas de Interpretación. IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Qro. Resumen.

Núñez, A. M. y Torres Rodríguez V., 1984. Análisis Metalogenético Regional de la Porción Suroccidental de la República Mexicana. UNAM. Tesis Profesional.

Ortiz L. E. y Lapierre H., 1992. Las Secuencias Toleíticas de Guanajuato y Arcelia, México Centromeridional: Remanentes de un Arco Insular Intra-Oceánico del Jurásico Superior-Cretácico Inferior. *Zbl. Geol. Paläont. Publicación N° 6*, pp. 1503-1517.

Pantoja Alor, J., 1959. Estudio Geológico de Reconocimiento de la Región de Huetamo, Estado de Michoacán. Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Bol. 50, 36 pp.

Pantoja, Alor, J., 1983. Geocronometría del Magmatismo Cretácico-Terciario de la Sierra Madre del Sur. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. 44, pp. 1-20.

Pascuaré, G.; Ferrari, L.; Garduño, V. H.; Tibaldi, A. y Vezzoli, L.; 1991. Geology of the Central Sector of Mexican Volcanic Belt, Status of Guanajuato and Michoacán, scale 1:300, 000. Geological Society of America Map and Chart Series, MCH 072, 22 p.

Pearce, J. A. y Parkinson, I. J., 1993. Trace Element Models for Mantle Melting: Application to Volcanic Arc Petrogenesis. In: Prichard H. M., alabaster T., Harris NBW, Neary CR (eds.). Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Pub. N° 76, pp. 373-403.

Ramírez Ramírez, M. A., 1983. Estudio Geológico Regional de una parte del Río Cutzamala, Edos. de Guerrero, México y Michoacán. Facultad de Ingeniería, UNAM. Tesis Profesional.

Rapp, R. P.; Watson, E .B. y Millar; C. F.; 1991. Partial Melting of amphibolite/eclogite and the Origin of Archean Trondhjemites and Tonalities. Precambrian res., 51, pp. 1-25.

Richard, E. y Atkinson, K., 1986. Ore Deposits Geology. Chapman and Hall, pp. 70-73.

Roedder, E., 1994. Fluid Inclusions. Reviews in Mineralogy, Vol. 12, Mineralogical Society of America, 644 pp.

Salas Castellanos, J. E., 1982. Geología de la Región de Amatepec y Evaluación Metalogenética del Prospecto "La Sierrita", Tlatlaya, Edo. de México. Facultad de Ingeniería, UNAM. Tesis Profesional.

Sillitoe, R. H., 1972. A Plate Tectonic Model for the Origin of Porphyry Copper Deposits. Economic Geology, Vol. 67, pp. 184-197.

Vélez Sánchez, C. A. y Vázquez Meneses, M. E., 1979. Proyecto Eje Neovolcánico, Informe Área Tuzantla. CRM.

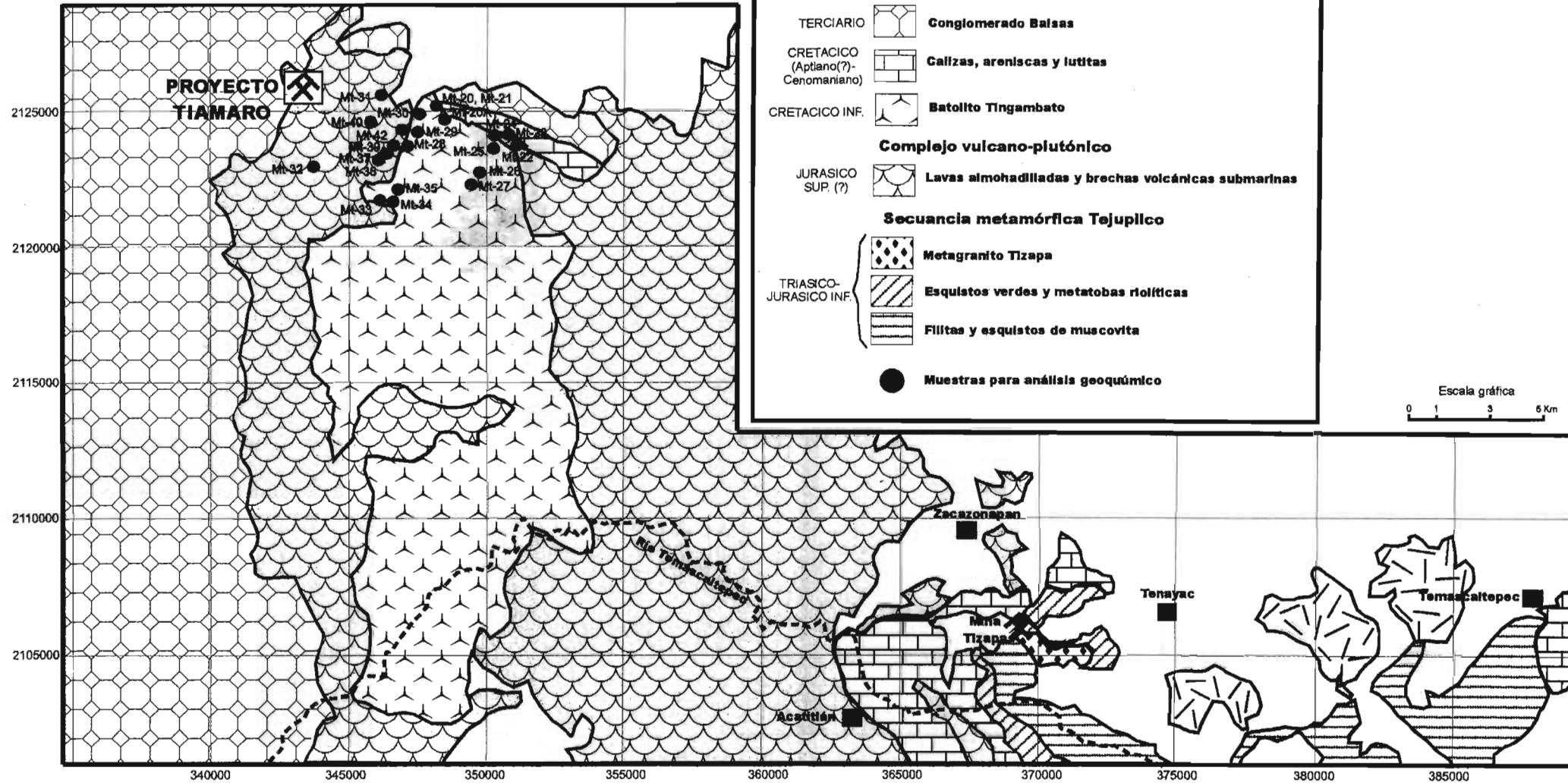
Velasco, J. H.; Quiroz, G. B. y Rosales, J. G.; 1974. Estudio Geológico-Minero, Geoquímico y Geofísico de Tiámara en el Municipio de Benito Juárez Estado de Michoacán. CRM.

Wilkinson, J. J., 2001. Fluid Inclusión in Hidrotermal Ore Deposits. Lithos, Vol. 55, pp. 229-272.

Mapas y secciones.

MAPA GEOLÓGICO REGIONAL

(Tomado de Garza González, 2004, inédito)



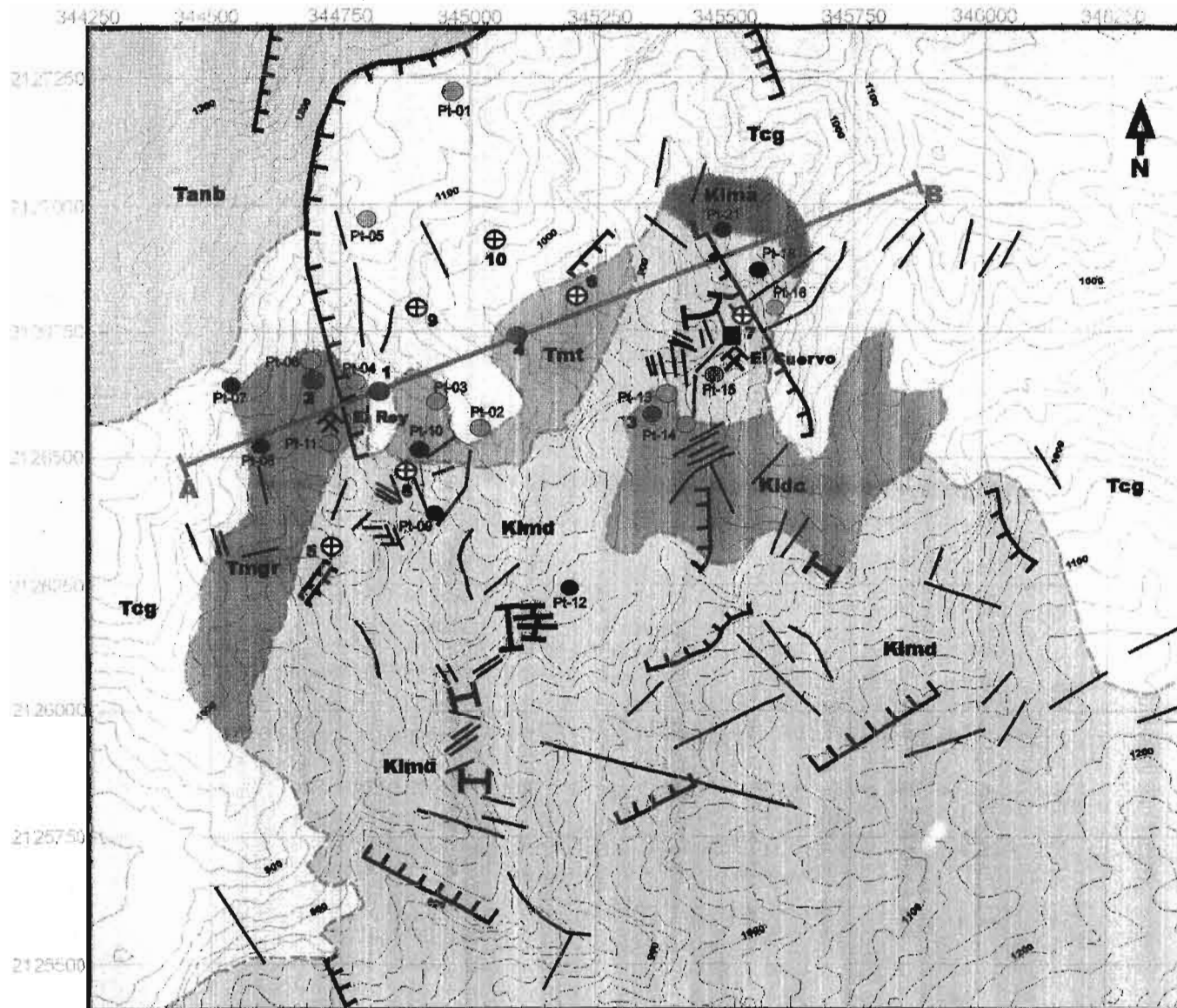
EXPLICACIÓN

| | | |
|--|--|--|
| TERCIARIO-CUATERNARIO | | Cobertura sedimentaria y volcánica Cenozoica |
| TERCIARIO | | Granito Temascaltepec |
| TERCIARIO | | Conglomerado Balsas |
| CRETACICO (Aptiano(?)-Cenomaniano) | | Calizas, areniscas y lutitas |
| CRETACICO INF. | | Batolito Tingambato |
| Complejo vulcano-plutónico | | |
| JURASICO SUP. (?) | | Lavas almohadilladas y brechas volcánicas submarinas |
| Secuencia metamórfica Tejuplico | | |
| TRIASICO-JURASICO INF. | | Metagranito Tizapa |
| | | Esquistos verdes y metatobas riolíticas |
| | | Filitas y esquistos de muscovita |
| | | Muestras para análisis geoquímico |

U. N. A. M.
 FACULTAD DE INGENIERÍA
 DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA
 TESIS PROFESIONAL
 AGUILAR LOVERA ALEXIS



MAPA GEOLÓGICO LOCAL DEL PROYECTO TIÁMARO



EXPLICACIÓN

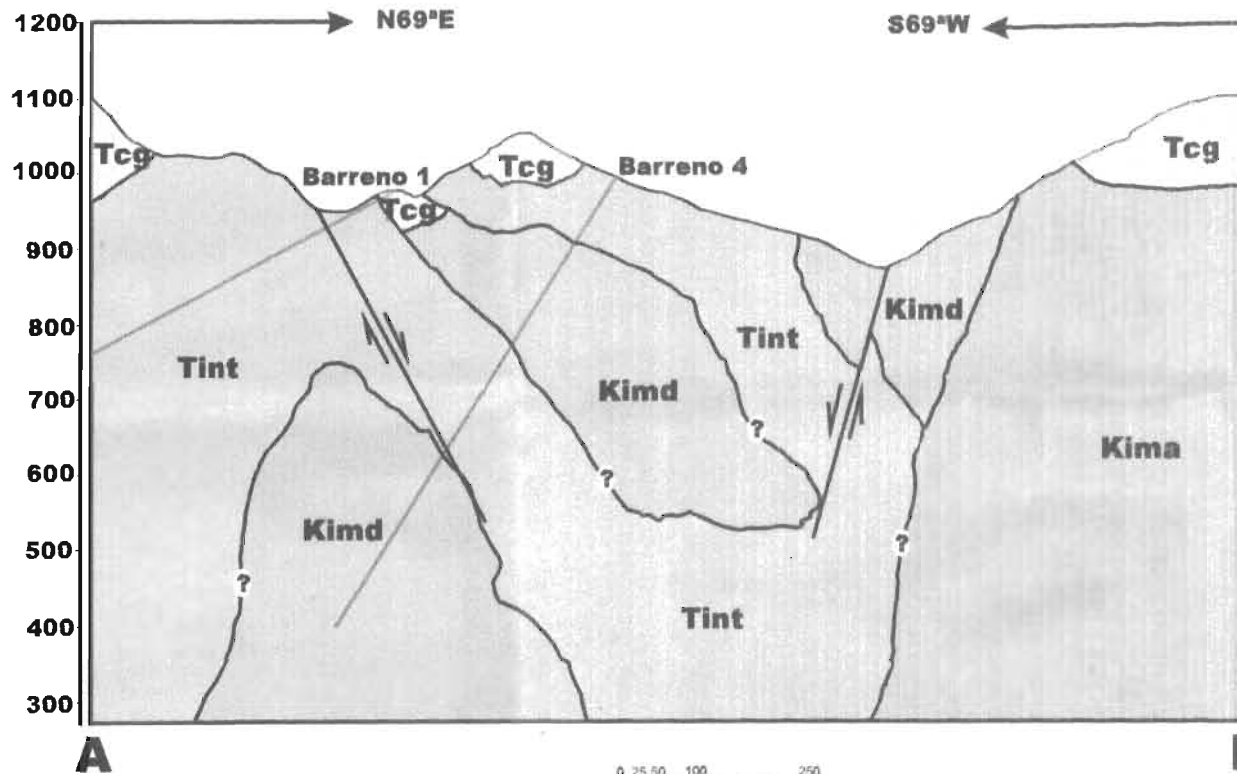
- Falla normal
- Fractura
- Dique
- Barreno
- Mojонера
- Contacto geológico
- Punto de muestreo
- Punto de localización
- Obra minera
- Sección geológica
- Barreno propuesto
- Tanb** Andesita Basáltica
- Tmnr** Microgranito
- Tmt** Microtonalita
- Tcg** Formación Balsas
- Kima** Microadamelita
- Kida** Dacita
- Klmd** Microdioritas y microtonalitas

0 25 50 100 250
METROS
Escala gráfica

(Basado de Garza González, et. al., 2004)

| |
|---|
| U. N. A. M. |
| FACULTAD DE INGENIERÍA |
| DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA |
| TESIS PROFESIONAL |
| AGUILAR LOVERA ALEXIS |

SECCIÓN GEOLÓGICA DEL MAPA GEOLÓGICO LOCAL



EXPLICACIÓN

- Tint** Microtonalitas y microgranitos
- Tcg** Formación Balsas
- Kima** Microadamelita
- Kimd** Microdiorita

ESCALA GRAFICA HORIZONTAL Y VERTICAL

| |
|---|
| U. N. A. M. |
| FACULTAD DE INGENIERÍA |
| DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA |
| TESIS PROFESIONAL |
| AGUILAR LOVERA ALEXIS (2005) |