



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**GEOLOGÍA, ALTERACIÓN HIDROTHERMAL Y
ESTUDIO DE LA FASE FLUIDA EN EL PÓRFIDO
DE COBRE DE TIÁMARO, ESTADO DE MICHOACÁN**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERO GEOLOGO

PRESENTA:

EDMUNDO ROBLES LEGORRETA

DIRECTOR DE TESIS

DR. CARLOS EDUARDO GARZA GONZÁLEZ VÉLEZ



MÉXICO D. F.

2009



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-I-871

SR. EDMUNDO ROBLES LEGORRETA
Presente

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

GEOLOGÍA, ALTERACIÓN HIDROTHERMAL Y ESTUDIO DE LA FASE FLUIDA EN EL PÓRFIDO DE COBRE DE TIAMARO, ESTADO DE MICHOACÁN

- I GENERALIDADES
 - II FISIOGRAFÍA
 - III GEOLOGÍA
 - IV YACIMIENTOS MINERALES
 - V CARACTERÍSTICAS DE LA FASE FLUIDA RELACIONADA A LA MINERALIZACIÓN CUPRÍFERA
 - VI CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES
- BIBLIOGRAFÍA**

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 13 de agosto de 2008

EL DIRECTOR

MTRO. JOSÉ GONZALO GUERRERO ZEPEDA

JGGZ*RJPYS*srs

AGRADECIMIENTOS

A mi madre por haber apoyado mis estudios durante todos estos años.

A mi hermano.

Al Dr. Carlos Eduardo Garza González Vélez por sus valiosas enseñanzas y el gran apoyo brindado en la realización de este trabajo.

A los ingenieros Germán Arriaga García, Fernando Rosique Naranjo, Alfredo Victoria Morales y Miguel Vera Ocampo por las observaciones realizadas en la revisión de este trabajo y por compartir sus conocimientos durante mi estadía en la facultad.

ÍNDICE

RESUMEN

	Página
1 GENERALIDADES	
1.1 Introducción.....	8
1.2 Objetivos de la investigación.....	9
1.3 Localización y extensión del área.....	10
1.4 Vías de comunicación.....	10
1.5 Método de estudio.....	10
2 FISIOGRAFÍA	
2.1 Provincia fisiográfica.....	11
2.1.1 Provincia del Eje Neovolcánico.....	11
2.1.2 Provincia de la Sierra Madre del Sur.....	11
2.2 Geomorfología.....	12
2.2.1 Orografía.....	12
2.2.2 Hidrografía.....	13
3 GEOLOGÍA	
3.1 Contexto geológico regional.....	15
3.1.1 Subterreno Tahue.....	16
3.1.2 Subterreno Zihuatanejo.....	17
3.1.3 Subterreno Guanajuato.....	20
3.1.4 Subterreno Teloloapan.....	21
3.1.5 Subterreno Arcelia-Palmar Chico.....	24

3.2 Evolución Tectónica.....	27
3.2.1 Jurásico Superior-Cretácico Inferior.....	29
3.2.2 Cretácico Superior.....	30
3.2.3 Cenozoico.....	31
3.3 Geocronología.....	36

4 YACIMIENTOS MINERALES

4.1 Generalidades sobre la metalogenia de los pórfidos de cobre.....	37
4.1.1 Antecedentes.....	37
4.1.2 Generalidades.....	37
4.1.3 Contexto geológico.....	40
4.1.4 Rocas encajonantes.....	41
4.1.5 Mineralización.....	42
4.1.6 Estructuras mineralizadas.....	43
4.1.7 Zoneamiento vertical de las alteraciones hidrotermales y mineralización.....	44
4.2 El pórfido de cobre de Tiámara.....	46
4.2.1 Antecedentes.....	46
4.2.2 Marco geológico local.....	46
4.2.2.1 Complejo vulcano-plutónico.....	47
4.2.2.2 Batolito de Tuzantla.....	49
4.2.3 Rocas encajonantes.....	49
4.2.4 Estructuras mineralizadas.....	51
4.2.5 Petrografía de las alteraciones hidrotermales.....	53
4.2.6 Mineralización y zoneamiento de las alteraciones hidrotermales.....	58

5 CARACTERÍSTICAS DE LA FASE FLUIDA RELACIONADA A LA MINERALIZACIÓN CUPRÍFERA

5.1 Introducción a la microtermometría de inclusiones fluidas.....	59
5.2 Vetillas en las zonas de alteración hidrotermal.....	61
5.3 Ocurrencia y tipos de inclusiones fluidas reconocidas en las vetillas mineralizadas.....	63
5.4 Significados en la exploración.....	67
6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	69

BIBLIOGRAFÍA

RESUMEN

El área de estudio de Tiámara se localiza en la parte noroeste del subterreno Arcelia-Palmar Chico, que forma parte del terreno Guerrero. En esta zona, las rocas predominantes son secuencias sedimentarias y vulcano-plutónicas del Jurásico-Cretácico. Este dominio tuvo su origen durante el amalgamiento de las diferentes piezas tectónicas que dieron lugar al terreno Guerrero, que por las secuencias encontradas en diversas localidades, se interpreta como arcos de islas que posiblemente fueron acrecionados al margen continental (Centeno-García et al., 2008)

En el área existe un yacimiento de pórfido cuprífero, que es el motivo de estudio del presente trabajo. Como parte de la geología de la zona, se tiene la existencia de un complejo vulcano-plutónico previo a los intrusivos que albergan una parte de la mineralización. Las rocas relacionadas al yacimiento son rocas plutónicas que forman diques y *stocks* y que se encuentran en la cercanía de un cuerpo ígneo de gran dimensión (batolito de Tuzantla). Las rocas que contienen a la mineralización son principalmente tonalita porfídica, microtonalita, microadamelita, microgranito, microgranodiorita y microdiorita (que pertenece al complejo vulcano-plutónico). Además se tiene la presencia de rocas sedimentarias y volcánicas que cubren gran parte de la zona. La mineralización se encuentra en vetillas que forman *stockworks* y los minerales de interés son la calcopirita, bornita y escasa calcocita. Las alteraciones hidrotermales reconocidas en la zona son *SCC* (sericita-clorita-arcillas), propilítica, argílica, silicificación y carbonatación; a grandes rasgos, la alteración *SCC* es la que se encuentra en la parte central del área, rodeada por la argílica y la propilítica, aunque se presentan alternadas en las rocas conforme se describe en el texto.

Las inclusiones fluidas en este yacimiento en general son bifásicas, se distribuyen a lo largo de las vetillas que forman a los *stockworks*, son ejemplos de la trayectoria que siguieron los fluidos mineralizantes a través de las rocas en su ascenso cortical y muestran junto con la distribución de las alteraciones hidrotermales, que la zona central donde tuvo lugar el ascenso de dichos fluidos fue la tonalita central y cerca de ella.

1 GENERALIDADES.

1.1 Introducción.

El hombre desde la antigüedad ha dependido de la obtención de materiales de la tierra para su supervivencia así como para el desarrollo de la sociedad y los adelantos tecnológicos. La obtención de los diversos materiales ha cambiado mucho desde la simple recolección de los mismos en el suelo, hasta las grandes operaciones mineras de la actualidad en las que se remueven grandes cantidades de rocas ya sea desde la superficie en minas abiertas (tajos o canteras) o desde la profundidad en las minas subterráneas; en ambos casos se busca la obtención de rocas y/o minerales ya sea para su aprovechamiento directo o someterlos a procesos de beneficio para separar el material deseado de los demás. El hombre necesita de diversos materiales obtenidos en las minas ya sea para la construcción, obtención de metales, desarrollo de maquinarias, armamento, productos químicos, joyería, etc. Entre los diversos materiales que se obtienen de rocas y minerales mediante las operaciones de minado para su uso directo o por medio de su procesamiento, se pueden nombrar: el mármol, el granito, la halita (sal), el carbón, esfalerita, galena, plata, el oro, diamantes, minerales de hierro, yeso, uranio, caolín, cuarzo, cobre, etc.

Aunado a la evolución de las operaciones mineras, también se ha tenido el estudio de los diversos yacimientos minerales en el mundo. El estudio de los yacimientos minerales tuvo su origen con el establecimiento formal de la geología como una disciplina y de las diversas ramas que actualmente forman parte de la misma como la mineralogía, petrología y metalogénia. Durante el siglo XIX y el siglo XX se realizaron los primeros estudios de la geología de los yacimientos y se empezaron a clasificar según el tipo de minerales que contienen, su origen, etc. Uno de los metales que tiene gran demanda a nivel mundial por lo necesario que es para las comunicaciones es el cobre. El cobre es extraído principalmente de los yacimientos tipo pórfido cuprífero, de los cuales los más conocidos a nivel mundial son los de Chile y de los Estados Unidos de América.

México se ha caracterizado desde hace siglos por los importantes yacimientos minerales que en él se encuentran, destaca por su producción de plata, que aún en la actualidad es uno de los mayores productores de este metal; pero además de la plata México cuenta con otros metales de gran importancia, como el cobre. Los yacimientos de cobre conocidos en México y que han sido minados durante varios años se localizan en el estado de Sonora (Cananea y La Caridad). El presente trabajo describe las características del pórfido de cobre de Tiámara en el estado de Michoacán.

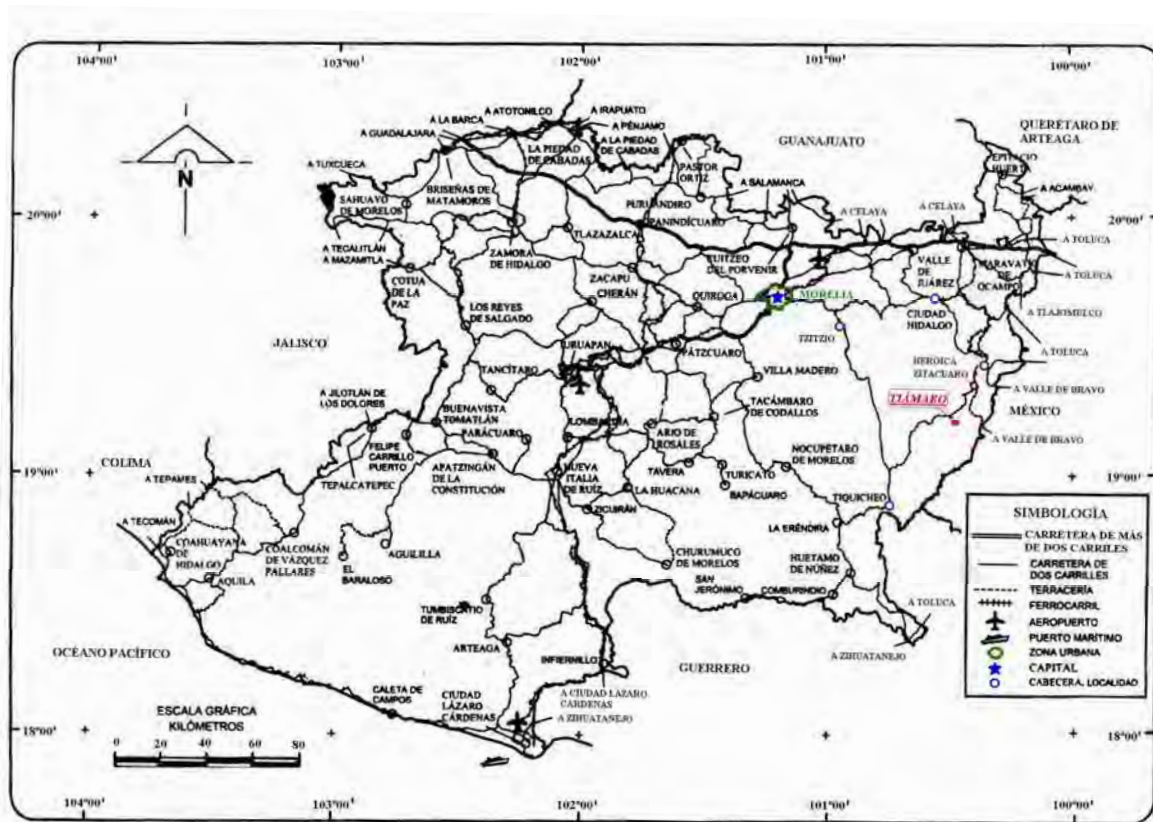


Figura1. Localización del proyecto de Tiámaro, estado de Michoacán (tomado del Anuario Estadístico 2007 del INEGI).

1.2 Objetivos de la investigación.

Los objetivos fundamentales de la presente investigación consistieron en:

- 1) La descripción del contexto geológico regional y local del pórfido de cobre de Tiámaro.
- 2) La ubicación y descripción de las alteraciones así como de las características mineralógicas de las zonas con mineralización cuprífera.
- 3) Reconocimiento de la fase fluida que originó la mineralización.

Esto se planificó, a fin de proponer una segunda fase de barrenación con diamante, para definir límites y profundidad probables del cuerpo mineralizado, así como contar con mayores datos sobre su potencialidad económica.

1.3 Localización y extensión del área.

El distrito minero de Tiámara se localiza en la parte oriental del estado de Michoacán, en el municipio de Tuzantla a 92 kilómetros en línea recta con rumbo S55°E desde la ciudad de Morelia, a 28.7 kilómetros al SW en línea recta de la ciudad de Zitácuaro y a 7 kilómetros al NE de la cabecera municipal. Sus coordenadas geográficas son 19° 13' latitud norte y 100° 28' longitud oeste (Fig. 1) y la extensión del yacimiento es de 600,000 m² aproximadamente.

1.4 Vías de comunicación.

Para acceder a la zona se tiene que circular por la carretera federal número 51 Zitácuaro (Edo. de Michoacán)-Ciudad Altamirano (Guerrero), en donde a la altura del kilómetro 37, se toma la desviación que se dirige a la rancharía El Bosque. A partir de aquí se recorren alrededor de 2.5 kilómetros de un camino de brecha hasta llegar a la zona de interés.

1.5 Método de estudio.

Como primera fase se consultaron textos clásicos, a fin de conocer y entender las características geológicas de este tipo de yacimientos en los principales cinturones mineralizados en el mundo. Asimismo, se consultaron diversos artículos sobre la geología de la región, se interpretaron algunos trabajos de tesis y se analizaron cartas geológico-mineras escala 1:50,000 del Servicio Geológico Mexicano, información que sirvió de apoyo básico en la programación del trabajo de campo.

Durante el trabajo de campo se reconocieron las diversas unidades litológicas, las alteraciones presentes y las estructuras mineralizadas, en superficie, obras mineras y en los testigos de los núcleos de los barrenos con diamante. En zonas estratégicas se colectaron muestras selectas para estudios petrográficos, mineragráficos y de inclusiones fluidas.

La integración e interpretación de la información, así como los datos de campo y laboratorio, condujeron a proponer un modelo de mineralización, que sirvió de base para sugerir un segundo programa de barrenación con diamante.

2 FISIOGRAFIA.

2.1 Provincia fisiográfica.

La zona de estudio se localiza cerca del límite sur de la provincia fisiográfica del Eje Neovolcánico, en la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur, dentro de la subprovincia fisiográfica de la Depresión del Balsas (Fig. 2).

2.1.1 Provincia del Eje Neovolcánico

La provincia del Eje Neovolcánico (Fig. 2), es un sistema montañoso que consta de una franja volcánica que atraviesa a la República Mexicana en la dirección Este-Oeste y va desde el Golfo de México en el Este hasta el océano Pacífico en el Oeste y está situado sobre el paralelo 20° latitud norte. Esta provincia se caracteriza por tener un relieve abrupto debido a la presencia de una gran cantidad de aparatos volcánicos, tales como grandes estrato-volcanes, conos cineríticos, domos y calderas, por lo que dan lugar a la formación de una serie de sierras y cuencas endorreicas en las que se tienen depósitos fluviales, lacustres y litológico-sedimentarios. Otro rasgo esencial de la provincia, lo constituyen las amplias cuencas cerradas ocupadas por lagos como Pátzcuaro, Cuitzeo, Totolcingo, entre otros, o por depósitos de lagos antiguos como Zumpango, Chalco, Xochimilco y otros. En esta región se localiza casi la totalidad de la cuenca del río Lerma, pues sólo quedan fuera de ella los afluentes que proceden de la Mesa del Centro.

2.1.2 Provincia de la Sierra Madre del Sur

Esta provincia limita al norte con el Eje Neovolcánico, al este con la Llanura Costera del Golfo Sur, las Sierras de Chiapas y Guatemala y la Cordillera Centroamericana; al sur y oeste, llega al Océano Pacífico. Esta región es considerada la más compleja y menos conocida del país. Muchos de sus rasgos particulares se originaron por la estrecha relación que guarda con la Placa de Cocos, la cual es subducida debajo de la placa de Norteamérica. Esto ocasiona una fuerte sismicidad en la costa del Pacífico, en particular sobre las costas guerrerenses y oaxaqueñas. Desde el punto de vista litológico, es una región de gran complejidad en la que las rocas intrusivas cristalinas, especialmente los granitos junto con las rocas metamórficas, están ampliamente distribuidas. Esta provincia se subdivide en la Subprovincia de la Cordillera Costera del Sur, Subprovincia de la Depresión del Balsas, Subprovincia de las Costas del Sur, Discontinuidad Fisiográfica de la Depresión de Tepalcatepec y Subprovincia de las Sierras de la Costa de Jalisco y Colima. En el estado de Michoacán (Fig. 2), están presentes todas las subprovincias de la provincia de la Sierra Madre del Sur, aunque de cuatro subprovincias sólo se tienen presentes porciones de las mismas.

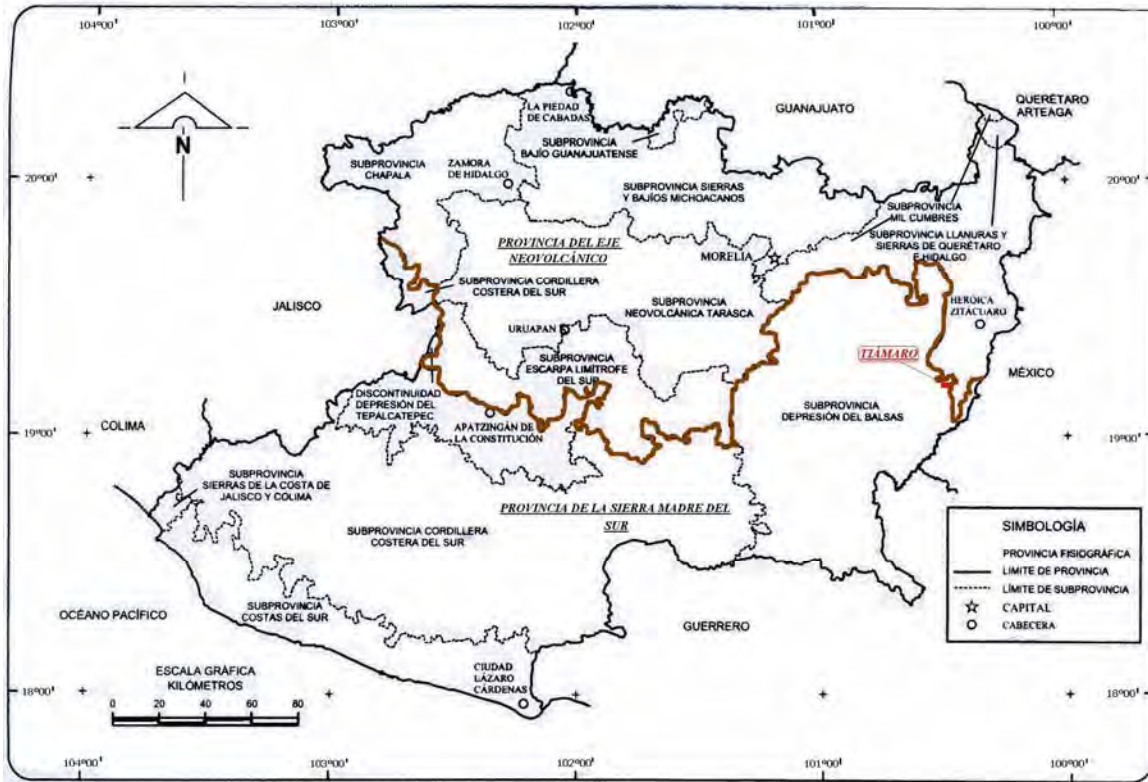


Figura 2. Carta fisiográfica del estado de Michoacán (tomado del Anuario Estadístico 2007 del INEGI).

La subprovincia de la Depresión del Balsas, que es donde se localiza el área de Tiámara, se extiende en dirección norte-sur desde el límite con la subprovincia Mil Cumbres que pertenece al Eje Neovolcánico, hasta las márgenes del río Balsas. En Michoacán conforma la porción más oriental del estado, con una superficie de 9,587.89 kilómetros cuadrados. Se distingue por sus características edafológicas que comparte con regiones de los estados de Michoacán y Guerrero. Los suelos jóvenes, de poco desarrollo, colores claros y texturas de migajón-arenoso llamados regosoles, son los que predominan y se extienden a través de casi 4 000km² de terreno y constituyen el 40% del total de la superficie de la subprovincia.

2.2 Geomorfología.

2.2.1 Orografía.

La zona de estudio presenta un relieve dominado por cerros, sierras de origen volcánico y mesetas. La topografía presenta cambios marcados en las elevaciones que varían desde los 800 hasta los 1400 msnm. Lo anterior se manifiesta en despeñaderos que son el resultado de la presencia de fallas normales, que afectan a las rocas volcánicas y a las capas rojas, por lo que existen desprendimientos de bloques de estas rocas. Las rocas hipabisales y las volcánicas, también están afectadas por fracturas y fallas principalmente.

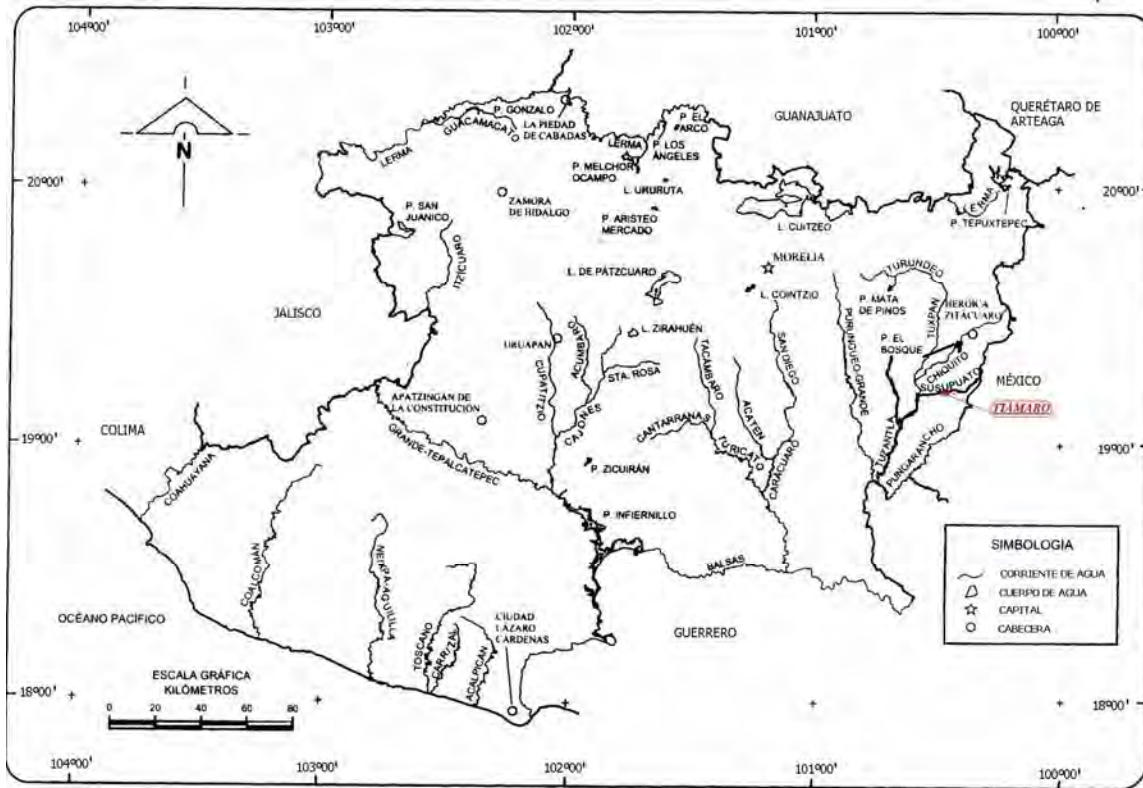


Figura 4. Corrientes y cuerpos de agua del estado de Michoacán (tomado del Anuario Estadístico 2007 del INEGI).

3 GEOLOGIA.

3.1 Contexto geológico regional.

El pórfido cuprífero de Tiámara se encuentra en el terreno Guerrero, precisamente en el límite noroeste del subterreno Arcelia-Palmar Chico (Figs. 5 y 13).

El terreno Guerrero es el segundo terreno más grande de Norteamérica y abarca casi un tercio de México. Está caracterizado principalmente por sucesiones volcánicas submarinas, volcánicas subaéreas y sedimentarias, que varían en edad desde el Jurásico Superior (Tithoniano) hasta el Cretácico Superior, incluyendo algunos pocos afloramientos de rocas más antiguas. Más adelante también se menciona lo ocurrido durante el cenozoico en el sur de México. Campa y Coney (1983) subdividieron la parte sur del terreno Guerrero en tres subterrenos: Teloloapan, Huetamo y Zihuatanejo, sin embargo, se consideró que el terreno Guerrero es un terreno compuesto con una estratigrafía y evolución más compleja.

Actualmente se ha considerado que el terreno Guerrero está formado por al menos cinco subterrenos Tahue, Zihuatanejo, Teloloapan, Arcelia y Guanajuato (Centeno-García et al., 2008). A grandes rasgos, el subterreno Tahue está compuesto de un arco de acreción Paleozoico, rocas metaígneas Triásicas relacionadas a una zona de rift y sobreyaciendo tiene basaltos almohadillados, caliza y rocas volcanoclásticas. El subterreno Zihuatanejo fue formado por arreglos Triásicos tipo piso oceánico acrecionados en el Jurásico Inferior, están sobreyacidos por rocas volcánicas del Jurásico Medio, que están cubiertas en disconformidad por arreglos volcano-sedimentarios subaéreos y marinos del Cretácico. El subterreno Teloloapan está conformado por flujos de lava submarina (andesitas a basaltos) de arcos de isla del Cretácico Inferior, intercaladas con caliza y rocas volcanoclásticas marinas. Los subterrenos Guanajuato y Arcelia se caracterizan por sucesiones ofiolíticas del Cretácico Inferior, formadas por rocas volcánicas y sedimentarias marinas de profundidad junto con basalto tipo MORB (*mid ocean ridge basalt*) y firmas de basalto de arco de islas IAB (*island arc basalt*) (Centeno-García et al., 2008). Estos dos terrenos se encuentran entre el continente y las sucesiones más evolucionadas de arco del subterreno Zihuatanejo.

La correlación entre los diferentes terrenos es muy difícil debido a la presencia de los grandes volúmenes de granitoides Terciarios, rocas volcánicas Terciarias de la Sierra Madre Oriental y la cubierta Cuaternaria del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, que cubren una porción substancial de la estratigrafía mesozoica del terreno Guerrero.

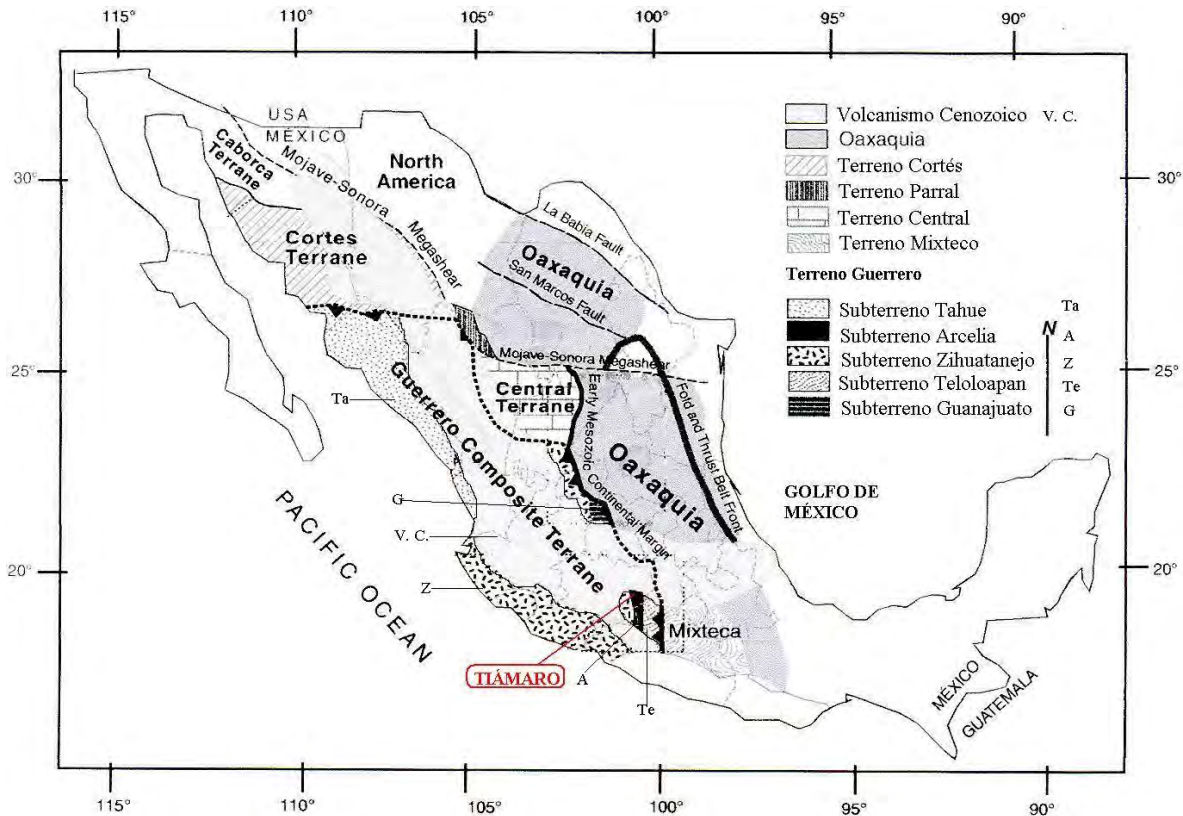


Figura 5. Ubicación del Terreno Guerrero y sus sub-terrenos (tomado de Centeno-García, et al., 2008). La figura original no tiene escala.

3.1.1 Subterreno Tahue

Hacia el noroeste del terreno Guerrero, en Sinaloa y Durango (Fig. 5), se localiza el subterreno Tahue o San José de Gracia (Centeno-García et al., 2003). En este subterreno, están las rocas más antiguas encontradas hasta el momento en el terreno Guerrero. Los estudios más recientes ofrecen una descripción más detallada de las rocas de este subterreno, las que comprenden rocas riolíticas-andesíticas, rocas calcáreas y clásticas del Ordovícico, que han sufrido deformaciones y metamorfismo en facies de esquisto verde (Complejo El Fuerte). Estas rocas pudieron ser parte de un arco de islas que aparentemente fue acrecionado antes del depósito de turbiditas del Pensilvánico-Pérmico (Formación San José de Gracia). Estas turbiditas presentan un alto grado de deformación, no así el metamorfismo del Complejo El Fuerte. Las rocas paleozoicas del subterreno Tahue están sobreyacidas por rocas volcánicas de arco de islas del Cretácico y las han considerado como parte del arco Guerrero. Estas rocas están cortadas por intrusiones máficas y ultramáficas que son parte del mismo magmatismo de arco Cretácico. Por tanto las unidades Paleozoicas forman al basamento (sic) sobre el que se formó el arco. No obstante este terreno también contiene rocas metamórficas del Triásico (Centeno-García, et. al., 2008).

3.1.2 Subterreno Zihuatanejo

Los subterrenos Huetamo y Zihuatanejo mencionados por Campa y Coney (1983) fueron agrupados en el subterreno Zihuatanejo, debido a que tienen basamentos, estratigrafía y geoquímica similares (Talavera-Mendoza et al., 1993; Centeno-García et al., 1993a, 1993b). El subterreno Zihuatanejo es el más grande de todos los subterrenos que conforman al terreno Guerrero (Fig. 5), se extiende al norte del Cinturón Volcánico Transmexicano y a lo largo de la costa del Pacífico. Este subterreno está conformado por el Complejo Arteaga, la secuencia volcano-sedimentaria de Zihuatanejo, el Complejo Las Ollas y la secuencia predominantemente sedimentaria de la región de Huetamo (Garza-González, 2007).

Su basamento (sic) consiste de grandes cantidades de turbiditas ricas en cuarzo (Formación Varales) compuestas por lutitas negras, areniscas de cuarzo y escaso pedernal negro del Triásico Inferior (Norian). Las turbiditas forman una matriz que contiene bloques de basaltos almohadillados, diabasa, gabro bandeado, pedernal verde, caliza con intercalaciones de areniscas tobáceas y dioritas foliadas. Estas rocas han recibido diferentes nombres en diferentes afloramientos, por lo que se les conocen como Formación Zacatecas, Complejo Arteaga y Complejo Las Ollas (Centeno-García et al., 2008). La deformación de estas rocas varía desde un ligero foliamento hasta un cizallamiento; el metamorfismo que han sufrido también varía de no presentar cambio alguno, hasta un metamorfismo que llega a facies de esquisto verde e incluso a facies de anfibolita. En la localidad Las Ollas también se han reportado facies de esquistos azules. Estas litologías han sido interpretadas como parte de una zona de subducción del Triásico Superior a Jurásico Inferior. Se ha propuesto que el Complejo Arteaga se formó en un prisma de acreción asociado a una subducción (Centeno-García et al., 2008).

La secuencia Zihuatanejo (Fig. 6), aflora a lo largo de la costa del Pacífico desde Zihuatanejo hasta Colima. Esta secuencia está intrusionada por plutones que varían en composición desde básicos hasta ácidos. En la región de Arteaga, la secuencia Zihuatanejo yace discordantemente sobre el Complejo Arteaga y en la zona de Zihuatanejo yace sobre el Complejo Las Ollas. Esta secuencia consta de más de 2000 metros de rocas volcánicas y sedimentarias relacionadas a un arco del Cretácico Inferior (Albiano 113-97.5 m. a.). Su base consta de al menos 1500 metros de lavas andesíticas a dacíticas, interestratificadas con delgadas láminas de turbiditas volcanoclásticas y en la parte superior con ignimbritas y depósitos de caída. Lo anterior está cubierto por unos 500 metros de caliza arrecifal de abundante fauna del Albiano y por capas rojas que contienen huellas de dinosaurios. La secuencia se encuentra prácticamente sin deformación (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000).

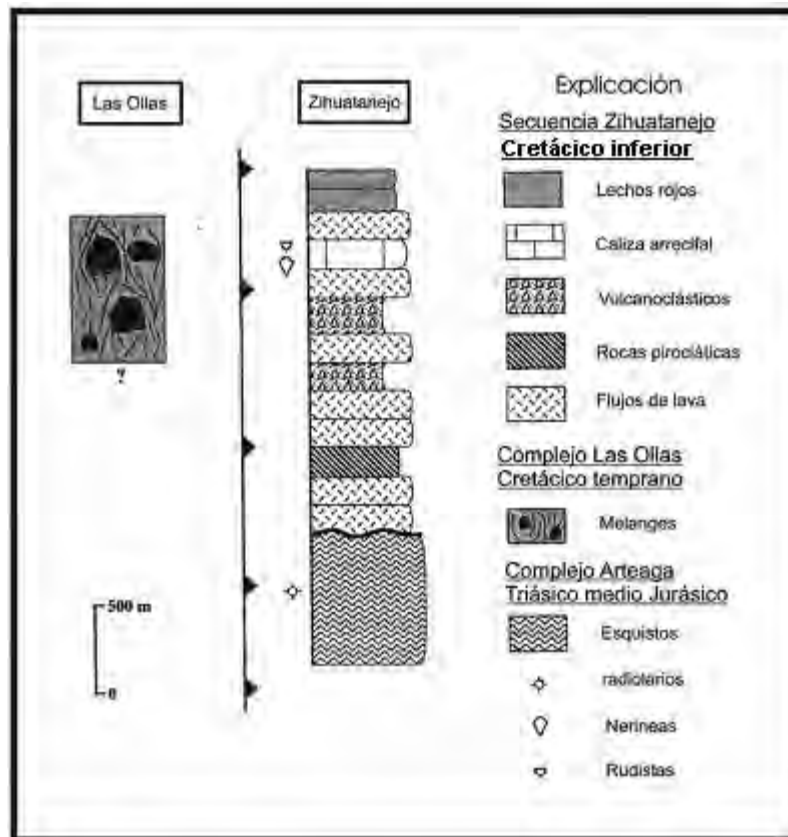


Figura 6. Columna litoestratigráfica de la secuencia volcano-sedimentaria Zihuatanejo y del complejo Las Ollas (tomado de Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000).

La secuencia Huetamo (Fig. 7), aflora en la región Huetamo-San Lucas al occidente del subterreno Arcelia. La base de esta secuencia no está expuesta, pero se ha sugerido que yace sobre un basamento metamórfico de las rocas de la zona de Pinzán Morado al suroeste de Huetamo (Fig. 8), que se correlacionan con el Complejo Arteaga. La secuencia consta esencialmente de una sucesión de rocas sedimentarias de unos 4500 metros de espesor que tienen edades desde el Jurásico Superior (Titoniano 152-144 m. a.) hasta el Cretácico Superior (Cenomaniano 97-91 m. a.) (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000). Las rocas más antiguas de la secuencia son conglomerados, areniscas, tobas y lutitas con algunos intervalos de lavas almohadilladas. El paquete anterior tiene una edad del Jurásico Superior (Titoniano 152-144 m. a.).

La parte media de la secuencia está compuesta por turbiditas volcánicas de grano medio a grueso del Cretácico Temprano (Neocomiano que abarca desde el Berriasiano 144 m. a. hasta el Barremiano 119 m. a.). La cima contiene calizas arrecifales y capas rojas del Aptiano (119 m. a.) hasta el Cenomaniano Temprano. A través de toda la secuencia sedimentaria se pueden encontrar estratos gruesos de conglomerados que contienen bloques de lava. Los bloques de lava en los conglomerados sufren una variación en su composición desde la base hasta la cima, en la base de edad del Jurásico Tardío, los bloques son de basalto con pocos intervalos de lavas almohadilladas; en la parte media de la secuencia de

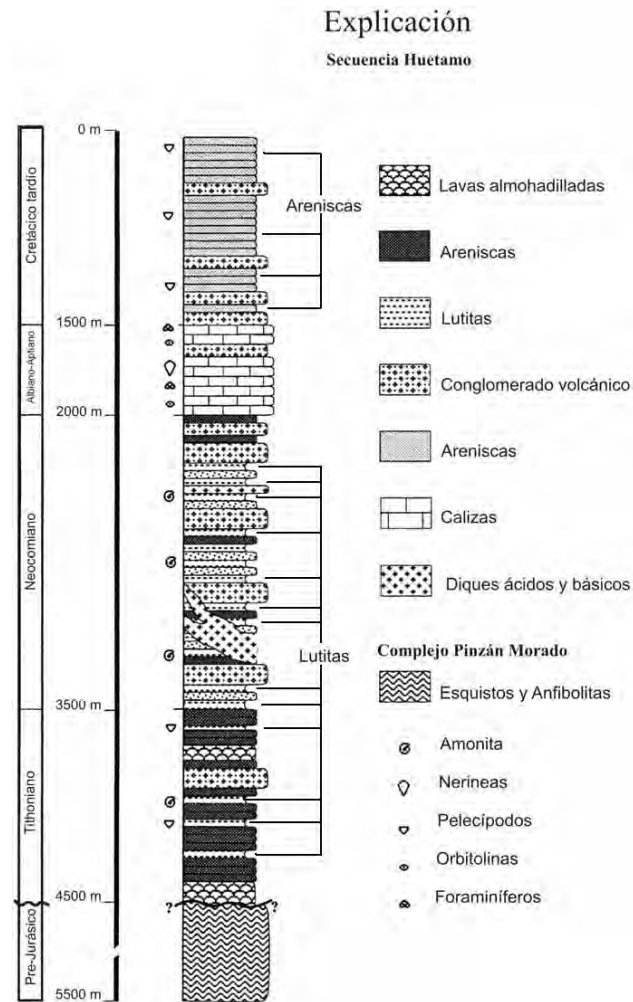


Figura 7. Columna litoestratigráfica de la secuencia Huetamo (tomado de Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000).

edad del Cretácico Inferior (Neocomiano que abarca desde el Berriasiano 144 m. a. hasta el Barremiano 119 m. a.) son de andesitas con clinopiroxenos y anfíboles y en la parte superior de la secuencia son de andesita y dacita (Guerrero Suástegui y Talavera Mendoza, 2000). La naturaleza de la secuencia indica su depósito en una cuenca de tras-arco del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano. Las relaciones de la secuencia con el subterreno Arcelia-Palmar Chico y con la secuencia Zihuatanejo, no se han podido distinguir por la cubierta de capas rojas y depósitos ignimbríticos terciarios. Es posible que la parte superior de esta secuencia se extiendan hacia el norte, hasta cerca del límite suroeste del área de Tiámara (Garza-González, 2007).

Este subterreno ha sido interpretado como una compleja asociación de un arco de islas que evolucionó sobre corteza oceánica deformada (Complejo Arteaga) con una cuenca posterior al arco (Subterreno Huetamo) que también se desarrolló sobre piso oceánico deformado (Complejo Placeres) y un complejo de subducción (Complejo Las Ollas) (Garza-González, 2007).

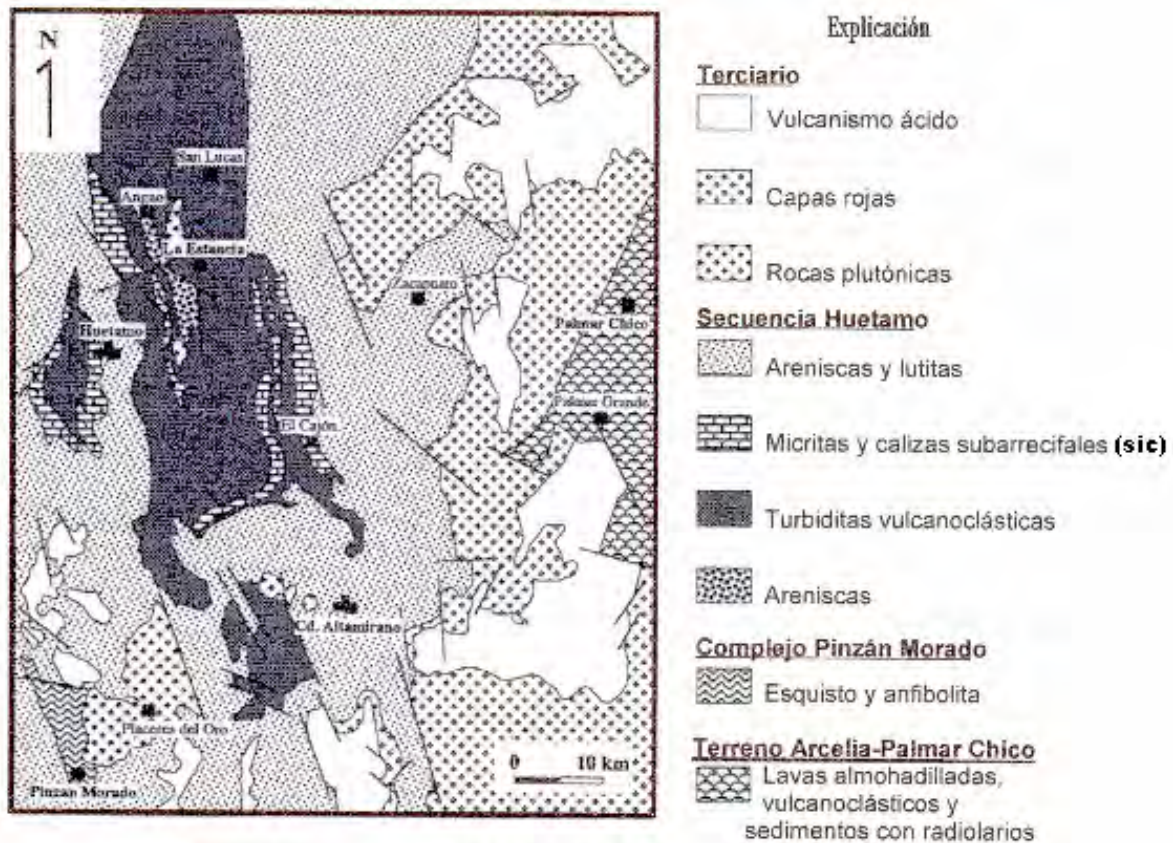


Figura 8. Mapa geológico de la región de Huetamo (tomado de Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000).

3.1.3 Subterreno Guanajuato

Algunos afloramientos del terreno Guerrero están más esparcidos al norte del Cinturón Volcánico Trans-mexicano, lo que dificulta la correlación entre los mismos con la parte sur del terreno Guerrero. Algunos afloramientos localizados cerca de las ciudades de Guanajuato y Aguascalientes se consideran como parte de un subterreno diferente, el subterreno Guanajuato (Fig. 5). Aunque de alguna forma las rocas de Guanajuato son similares al terreno Arcelia, no es posible agruparlas hasta que se tengan más evidencias. Este subterreno se formó por la acreción de un arco de islas, en el que se observa el emplazamiento de diques con una composición de gabro, tonalita, serpentinita y wehrlita, en una sucesión estratigráfica de basaltos almohadillados, tobas riolíticas, turbiditas volcánicas, pedernal y caliza negra (Centeno-García et al., 2008). La estratigrafía en Guanajuato descrita por Lapierre et al. (1992), va desde la raíz de un arco volcánico acrecionado (gabros y diabasas) a basaltos almohadillados, intercalados con delgadas capas de limolita, lutitas, pedernal y areniscas volcánicas de grano fino (Formación Arperos). Estas rocas volcano-sedimentarias marinas de profundidad, están situadas sobre la plataforma calcárea de Oaxaquia (Centeno-García et al., 2003).

El subterreno Guanajuato ha sido interpretado por Freydier et al. (2000) como los restos de una cuenca oceánica que se encuentra entre el arco de Guerrero y la margen continental. Otra interpretación considera al subterreno Guanajuato como una cuenca de trasarco del subterreno Zihuatanejo (Centeno-García et al., 2003).

3.1.4 Subterreno Teloloapan

Ramírez-Espinosa et al. (1991) y Talavera-Mendoza et al. (1995) subdividieron el terreno Teloloapan en dos diferentes subterrenos: Teloloapan y Arcelia-Palmar Chico (Centeno-García et al., 2003) (Fig. 5). Aunque se ha determinado que las secuencias de deformación en Arcelia-Palmar Chico, contienen los mismos elementos estructurales que los registrados en la secuencia Teloloapan como pliegues, fallas regionales con una tendencia N-S, esquistosidad subhorizontal, etc. por lo que se cree que ambos subterrenos estuvieron sujetos al mismo régimen estructural (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000).

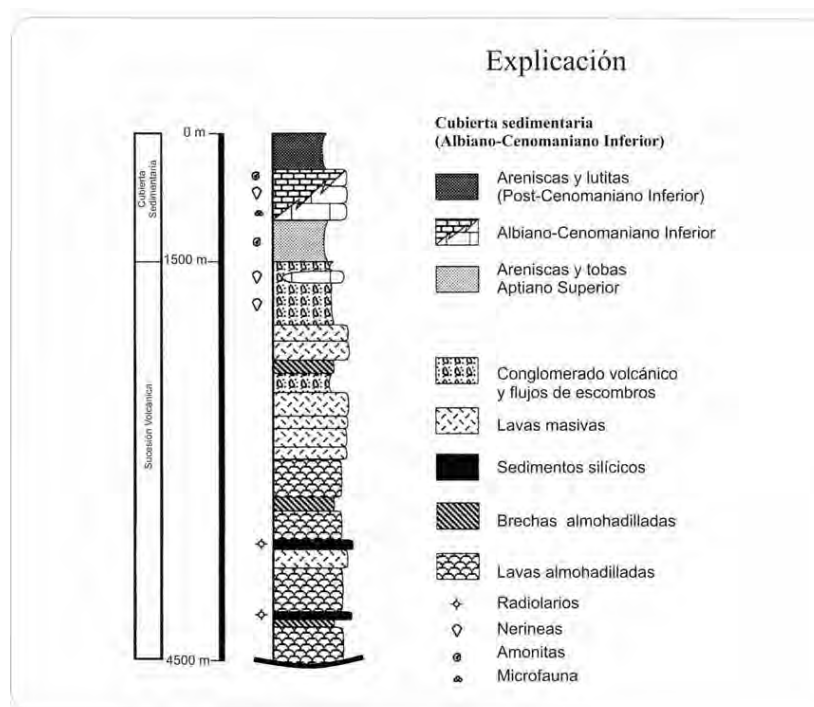


Figura 9. Columna litoestratigráfica del subterreno Teloloapan (tomado de Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000).

El subterreno Teloloapan está expuesto en las partes orientales del sur del terreno Guerrero (Fig. 5) y forma un cinturón de aproximadamente 100 por 300 kilómetros de longitud con una tendencia N-S, que cabalga al terreno Mixteco (Fig. 12). Sus rocas están severamente deformadas, con un grado de metamorfismo en facies de esquistos verde y sobreyacen tanto a la plataforma carbonatada del Aptiano-Albiano (Cretácico Inferior 119-97.5 m. a.), como a las rocas clásticas del Turoniano (Cretácico Tardío 91-88.5 m. a.), que pertenecen al terreno Mixteco (Centeno-García et al., 2003; Centeno-García et al., 2008). El arreglo de arco del subterreno Teloloapan se divide en la región oriental en depósitos volcánicos y

marinos someros y en la región occidental de facies marinas de mayor profundidad (Fig. 12). La estratigrafía de la región oriental se puede apreciar en la región de Teloloapan-Arcelia al sureste de Tejupilco (Figs. 10 y 14), en donde se tiene una secuencia de unos 3000 metros de espesor (Fig. 9), caracterizada de la base hacia la cima, por derrames basálticos a andesíticos masivos y almohadillados, brechas volcánicas e hialoclastitas (sic). La sucesión tiene en la base, intercalaciones de sedimentos ricos en radiolarios del Cretácico Inferior y en la parte superior intercalaciones de conglomerado, tobas y caliza arrecifal del Aptiano (119-113 m. a.) (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000).

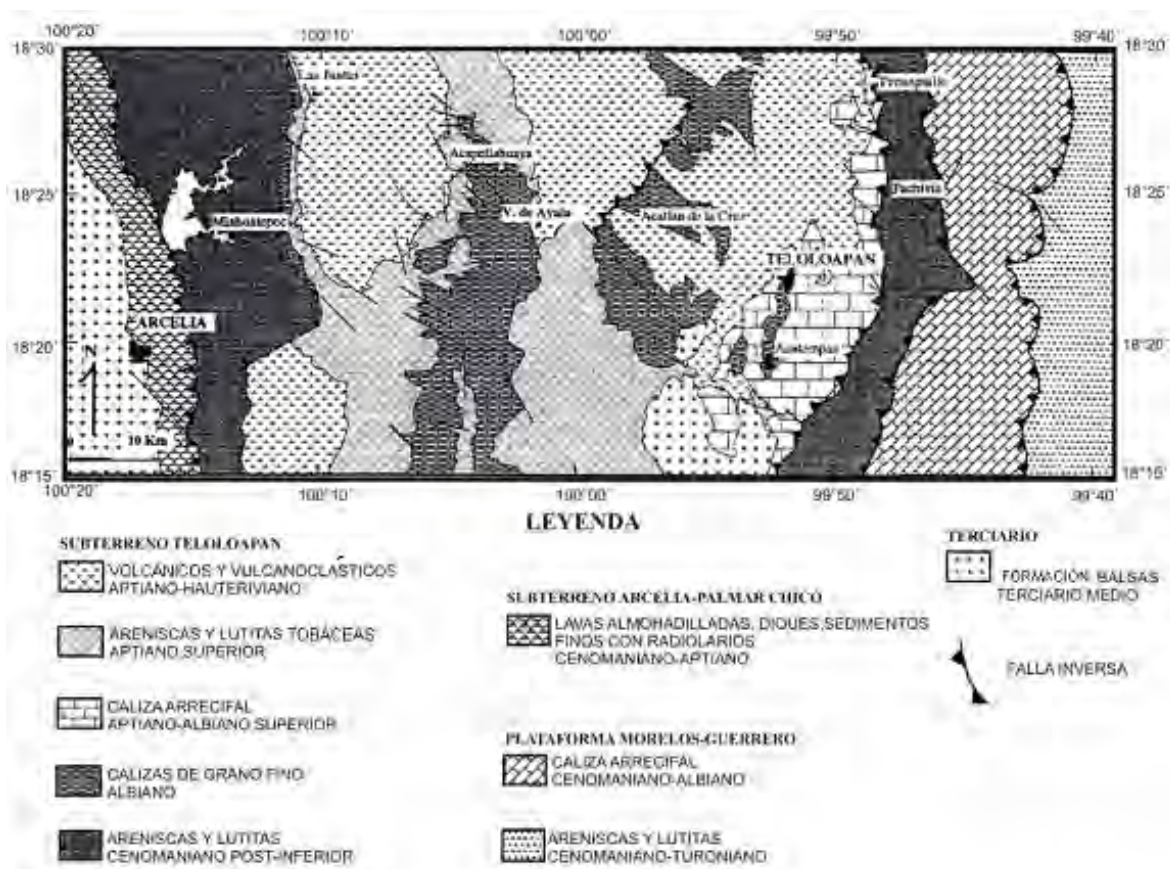


Figura 10. Mapa geológico de los subterrenos Arcelia-Palmar Chico y Teloloapan (tomado de Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000).

Lo anterior está cubierto por una sucesión de 1500 metros de espesor del Albiano-Cenomaniano (113-91 m. a.) de grauvacas, lutitas tobáceas, calizas arrecifales y depósitos tipo *flysch* de areniscas y lutitas (Fig. 9). Esta región contiene fósiles marinos en abundancia que incluyen rudistas, gasterópodos, corales, etc. (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Centeno-García et al., 2008). Las facies de arco del subterreno Teloloapan cambian hacia el occidente (Fig. 12), en depósitos marinos más profundos que incluyen basaltos almohadillados, andesitas y rocas félsicas (Formación Villa de Ayala), arenisca, calizas y lutitas negras. El magmatismo en su mayoría es de edad del Hauteriviano al Albiano (Cretácico Inferior 131-97.5 m. a.) y consta de basalto y andesita submarinos, flujos de lava félsicos y rocas volcánicas. La naturaleza del basamento del subterreno Teloloapan

todavía se encuentra en debate. Existe una sucesión volcano-sedimentaria metamorfizada (Complejo metamórfico Tejupilco) (Fig. 11), que fue sugerida por Elías-Herrera y Sánchez-Zavala (1990); Sánchez-Zavala (1993), como un arreglo de arco formado antes del resto del magmatismo del terreno Guerrero del Jurásico Superior-Cretácico y como el posible basamento (sic) del subterreno Teloloapan, basados en las edades obtenidas que van desde el Carniano (Triásico Superior 227 m. a.) hasta el Oxfordiano (Jurásico Superior 156 m. a.). Sin embargo, otros autores han considerado a las rocas del Complejo Tejupilco como parte del arreglo de arco del Cretácico (Centeno-García et al., 2003; Centeno-García et al., 2008).

A 30 kilómetros al sureste del proyecto Tiámara, están los afloramientos más septentrionales de las rocas más antiguas de la región, que forman parte del Complejo metamórfico de Tejupilco y del grupo Arcelia-Palmar Chico, que son ambas secuencias submarinas metavolcánicas-sedimentarias de arco de isla (Fig. 14).

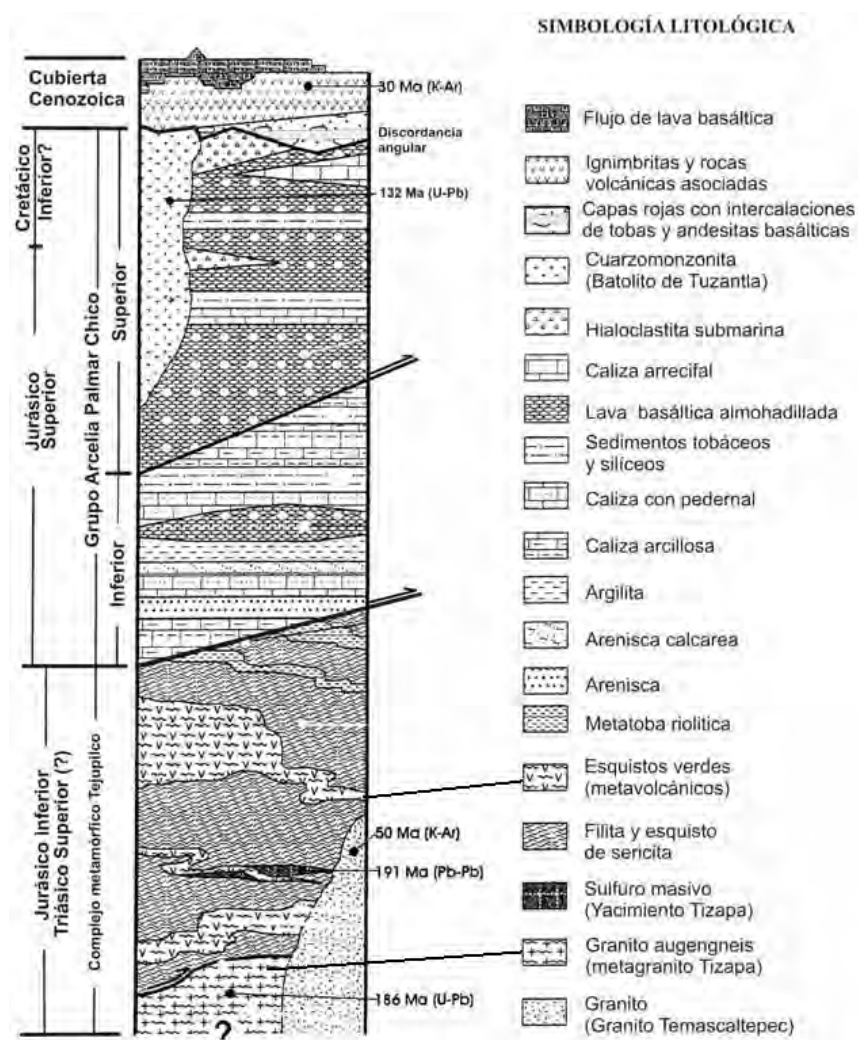


Figura 11. Columna litoestratigráfica del terreno Guerrero en el área Tejupilco-Tiámara. Indica la edad del batolito de Tuzantla obtenida por Garza-González (tomado de Garza-González, 2007).

El Complejo metamórfico Tejupilco consiste de rocas metamórficas intensamente deformadas y que corresponden a facies de esquisto verde (Esquisto Taxco o roca verde Taxco Viejo) que afloran en la región de Tejupilco-Taxco. La edad ha sido inferida por diferentes autores; algunos la consideran del Paleozoico Tardío, otros del Triásico Tardío-Jurásico Temprano y algunos otros como un arreglo volcano-sedimentario de arco de isla del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano que fue sujeto a metamorfismo y que finalmente lo agruparon Talavera-Mendoza et al. (1993, 1995) como el subterreno Teloloapan del Cretácico Inferior (Elías-Herrera et al., 2000). El complejo tiene más de 2000 metros de espesor (Fig. 11), está fuertemente deformado y desarrolló facies de esquisto verde. Las rocas del complejo (Fig. 11), son filitas carbonáceas, cuarcitas, esquistos de sericita, esquistos verdes, metatobas riolíticas, lentes de calizas fosilíferas y en los niveles inferiores augen gneiss de composición granítica; la composición granítica del gneiss proviene del denominado metagranito Tizapa por Elías-Herrera et al. (2000). El Complejo metamórfico Tejupilco está afectado por la intrusión del granito Temascaltepec del Eoceno inferior en el límite nor-oriental del área de afloramiento de estas rocas metamórficas (Fig. 13), (Garza-González, 2007). El complejo está cubierto por el grupo Arcelia-Palmar Chico (Fig. 12), sobreyaciendo a este último se tiene a las rocas clásticas del grupo Balsas del Terciario Inferior, flujos piroclásticos del Oligoceno, derrames basálticos del Cuaternario y aluvión (Fig. 13).

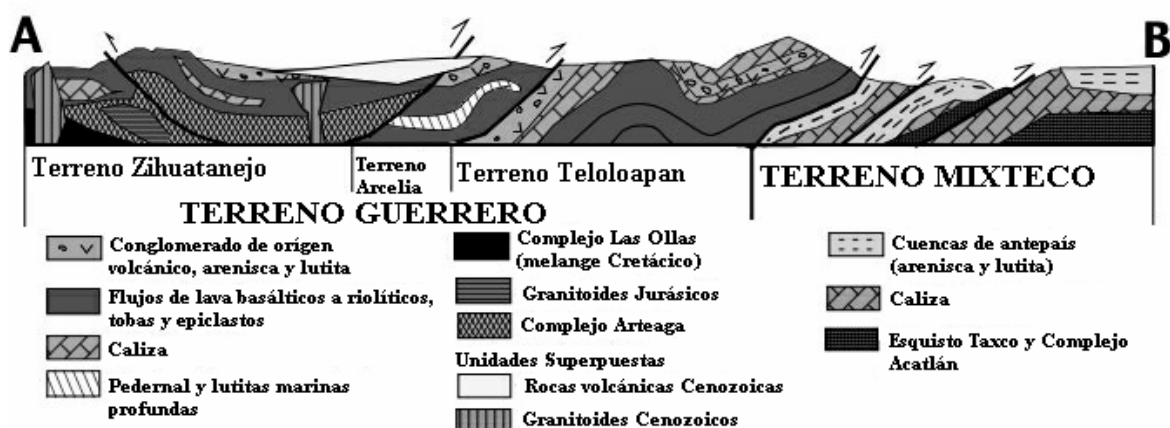


Figura 12. Sección geológica (sin escala), que muestra los diferentes subterrenos y sus relaciones (tomado de Centeno-García et al., 2003).

3.1.5 Subterreno Arcelia-Palmar Chico

Las rocas en la zona de Tejupilco están divididas en dos secuencias volcano-sedimentarias que sufrieron metamorfismo y ambas muestran afinidad con los arcos de islas (Figs. 10, 12 y 14). La secuencia inferior constituye el Complejo metamórfico Tejupilco (parte del subterreno Teloloapan) anteriormente explicado; la otra secuencia es el grupo Arcelia-Palmar Chico y consiste en una secuencia con una deformación que corresponde a facies metamórficas de prehnita-pumpellita (Talavera-Mendoza y Guerrero Suástegui, 2000). Al grupo Arcelia-Palmar Chico también se la ha descrito como formaciones Amatepec, Xochipala y Arcelia.

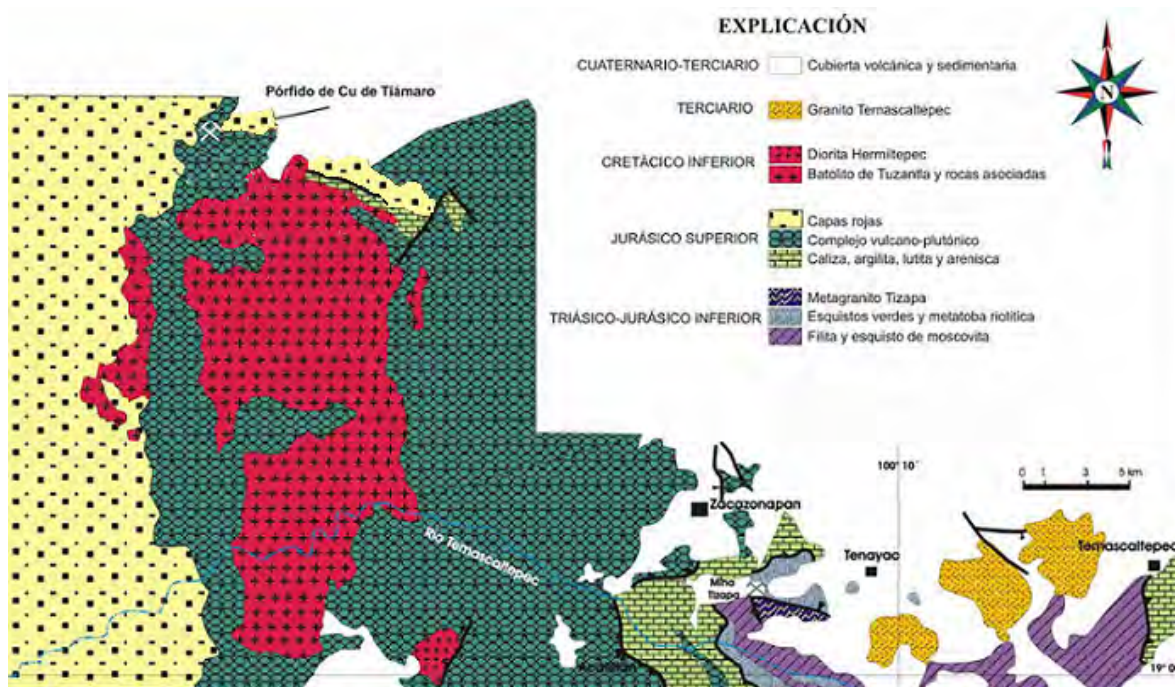


Figura 13. Mapa geológico regional del yacimiento de Tiámara (tomado de Garza-González, 2007).

El subterreno Arcelia-Palmar Chico se encuentra al oriente del subterreno Zihuatanejo y al occidente del subterreno Teloloapan (Fig. 5), sobre el cual yace a lo largo de una falla Laramídica regional de bajo ángulo (Fig. 12), cubre un área aproximada de 40 por 250 kilómetros y presenta una tendencia N-S. El área de Tiámara se encuentra dentro del límite nor-occidental de la zona de afloramiento del subterreno Arcelia-Palmar Chico. La mitad austral de este subterreno, en el área de Arcelia-Palmar Chico, consiste en una unidad volcánica basal y una cubierta sedimentaria (Figs. 14 y 15.) Aunque el grosor estratigráfico no ha sido medido correctamente, se sabe que es mayor a 2000 metros (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000). La unidad volcánica basal está compuesta esencialmente de lavas almohadilladas junto con brechas de lavas almohadilladas e hialoclastitas (sic) (Fig. 15). Se han observado en el área de Palmar Chico derrames de lava masivos poco comunes (Fig. 15). Entre las lavas almohadilladas se tiene la presencia de material consistente en hialoclastitas de grano fino, caliza, pedernal verde y lutita negra poco común. El material volcánico está intrusionado por numerosos diques delgados y subparalelos (30-60cm de ancho) de basalto y microgabro y presenta intercalaciones comunes de clastos volcánicos, sedimentos silíceos ricos en radiolarios y/o lutitas negras sólo en la parte superior de la unidad (Fig. 15). El material volcánico y los diques presentan un metamorfismo de facies de prehnita-pumpellita por metamorfismo hidrotermal de piso oceánico. La unidad volcánica está cubierta por una sucesión de intercalaciones de sedimentos silíceos ricos en radiolarios y lutitas negras (Fig. 15). Algunos autores han demostrado que las deformaciones en las secuencias de este subterreno contienen los mismos elementos estructurales que los registrados en la secuencia Teloloapan y se cree que ambos subterrenos estuvieron sujetos al mismo régimen estructural (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000).

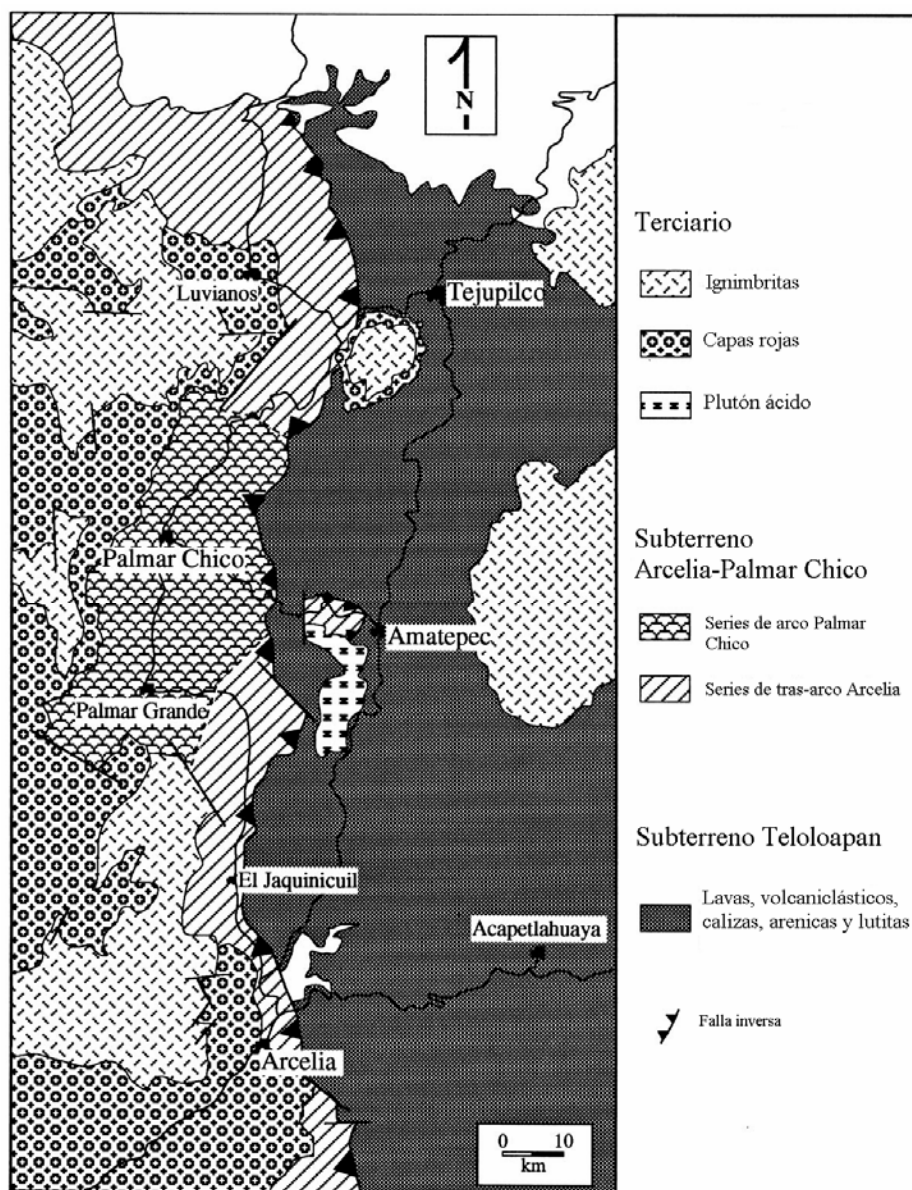


Figura 14. Mapa estructural simplificado del subterreno Arcelia-Palmar Chico. La figura original no tiene coordenadas (tomado de Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000).

Este mismo subterreno, es mencionado al mismo tiempo en la región de Tejupilco por Elías-Herrera et al. (2000), en esta área el grupo Arcelia Palmar-Chico sobreyace probablemente en un *hyato* erosivo, a la secuencia submarina metavolcánica-sedimentaria conocida como *suite* metamórfica de Tejupilco del subterreno Teloloapan. Este autor coincide con el metamorfismo de piso oceánico de los materiales volcánicos de la secuencia volcano-sedimentaria del grupo Arcelia-Palmar Chico y que este grupo abarca rocas del Albiano (Cretácico Inferior 113-97.5 m. a.). A las dos secuencias las describe como la unidad inferior que consta de caliza arcillosa, arenisca, conglomerado, lutita calcárea, un cuerpo lenticular de lavas almohadilladas, lutita negra y sedimentos silíceos ricos en radiolarios y la unidad superior formada por lavas almohadilladas, brechas de las

lavas almohadilladas, hialoclastitas, sedimentos tobáceos y silíceos y en la parte superior intercalaciones de lentes de caliza arrecifal del Cretácico (Fig. 11). Según este autor, el grupo Arcelia-Palmar Chico está aparentemente segmentado por estructuras imbricadas por compresión y tiene un grosor estructural mayor a los 2500 metros. Lo anterior se encuentra cubierto por capas clásticas rojas y por productos volcánicos del Terciario y Cuaternario (Fig. 11). Por último hay que mencionar que este grupo está intrusionado por el batolito de Tingambato (Elías-Herrera et al., 2000) o batolito de Tuzantla en su parte nor-occidental (Garza-González, 2007) y por la diorita de Hermiltepec (Fig. 13).

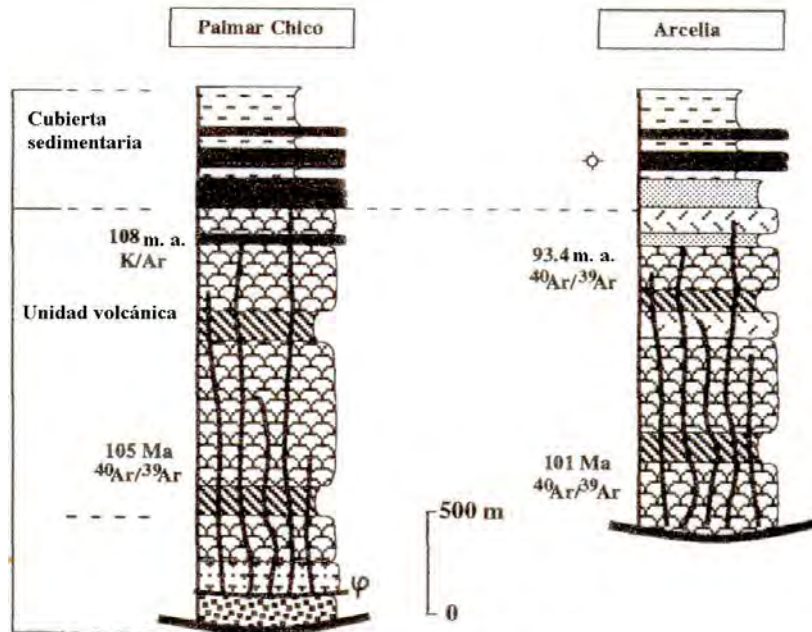
Se ha sugerido que este terreno es un arco de islas poco evolucionado con una cuenca oceánica de tras-arco del Albiano-Cenomaniano (Cretácico Inferior 113-91 m. a.) (Elías-Herrera et al., 2000), Talavera Mendoza y Guerrero Suástegui (2000) señalan que este terreno es completamente oceánico, que se pudo originar como un arco oceánico independiente y una cuenca de tras-arco y que representa corteza oceánica parcialmente desarrollada (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000). Otra interpretación es que pudo ser una cuenca de tras arco del subterreno Zihuatanejo (Centeno-García et al., 2008).

Con técnicas de fechamiento radiométrico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Delgado et al. (1990) y K-Ar, Ortiz y Lapierre, (1991) y Elías-Herrera (1993), en productos volcánicos, diques, gabros y por determinaciones paleontológicas se obtuvo la edad del subterreno Arcelia-Palmar Chico entre 105-93.4 m. a. (Albiano-Cenomaniano) (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000). Estas edades concuerdan con las obtenidas por Dávila-Alcocer y Guerrero-Suástegui (1990) de la cubierta silícea rica en radiolarios sobre la sucesión volcánica cerca de Arcelia. Otros fechamientos hechos con $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, a partir de muestras de las lavas submarinas de la parte inferior y superior del grupo Arcelia Palmar-Chico mostraron otra vez edades del Albiano-Cenomaniano 103.1 ± 1.3 y 93.6 ± 0.6 m. a. (Elías-Herrera et al, 2000). Sin embargo, han surgido datos más recientes en los que por medio del método U-Pb realizado en zircones del batolito de Tuzantla (batolito de Tingambato para Elías-Herrera et al., 2000) arrojaron edades que van desde los 132.3 ± 1.4 a los 131.0 ± 1.1 m. a. (Valanginiano) para la parte septentrional del subterreno (Fig. 11) (Garza-González, 2007).

De acuerdo con estos datos, es indispensable replantear el origen y la evolución tectónica de esta región del sur de México, ya que existe una gran diferencia en millones de años con las edades propuestas por Garza-González, (2007) y las propuestas previamente por otros autores.

3.2 Evolución Tectónica.

Se ha debatido sobre el origen del terreno Guerrero, si fue un arco de islas marginal del continente o si fue un arco de islas que se originó en otro lugar y fue desplazado hasta su posición actual. Algunos autores como Lapierre et al. (1992) y Tardy et al. (1994), han sugerido que el arco fue acrecionado al resto de México en el Cretácico Tardío, por una subducción, lo que cerró una cuenca oceánica situada entre el arco y el continente. Por otra parte también se ha propuesto por Campa y Ramírez (1979) que, el terreno Guerrero fue un arco de islas que se desarrolló relativamente cerca del continente. Algunos otros autores como Ramírez-Espinoza et al. (1991), Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui (2000), consideran que es un terreno más complejo formado por dos o tres arcos de islas. Ha sido



Explicación

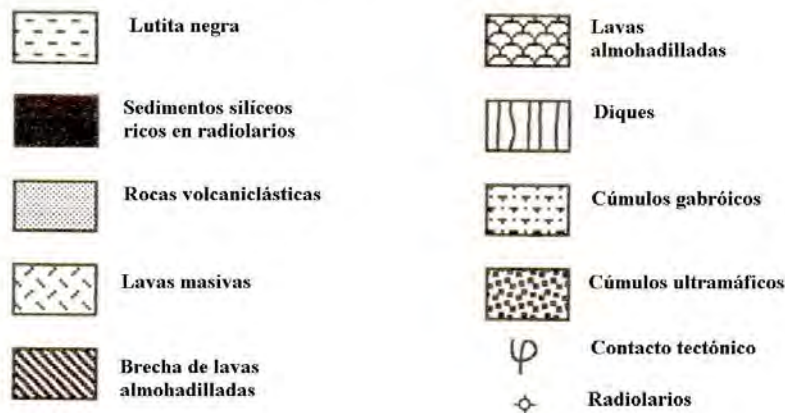


Figura 15. Columna litoestratigráfica generalizada del subterreno Arcelia-Palmar Chico con niveles fechados radiométrica y/o paleontológicamente (tomado de Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000).

propuesto también por de Cserna (1978), Elías-Herrera y Sánchez-Zavala (1990) que fue un arco que se originó en corteza continental (Centeno-García et al., 2003).

Para efectos de este trabajo sólo se mencionan los episodios ocurridos desde finales del Jurásico superior, hasta los que dieron origen a los productos volcánicos del occidente de México. Las edades mencionadas, deben ser puestas bajo nueva evaluación por los datos obtenidos de U-Pb en zircones del batolito de Tuzantla, correspondiente al sub-terreno

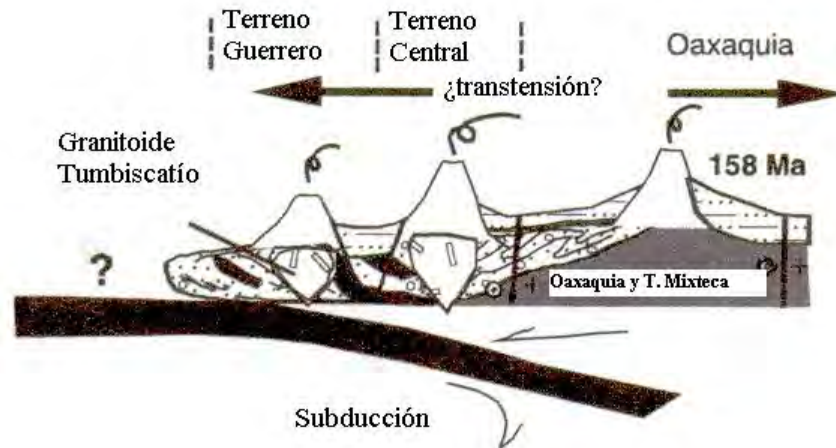


Figura 16. Etapa de actividad de arco continental y retroceso de la placa subducida Jurásico Medio a Tardío (187-144 m. a.), (tomado de Centeno-García et al., 2008).

Arcelia, por Garza-González (2007), quien obtuvo la edad más antigua de 132 m. a. dentro del Valanginiano (Cretácico Inferior 136-131 m. a.) para dicho intrusivo.

3.2.1 Jurásico superior-Cretácico inferior

Centeno-García et al. (2003) consideran que la evolución de este terreno es más compleja que lo propuesto anteriormente, ya que proponen que las unidades basales del sub-terreno Zihuatanejo fueron parte de una cuenca oceánica marginal o cuenca de tras arco (*back arc basin*), que se desarrolló en el Triásico Tardío y que se deformó y sufrió metamorfismo durante el Jurásico Temprano a Medio. Centeno-García y Silva-Romo (1997), consideran que la cuenca oceánica de Arteaga pudo haber colisionado contra o cerca del resto de México y que posterior a esta colisión y deformación se presentaron intrusiones graníticas relacionadas a una actividad de arco volcánico diferente durante el Jurásico medio a tardío.

Aunque se tienen edades similares de volcanismo de arco en los diferentes sub-terrenos del terreno Guerrero, existe una tendencia general de encontrar rocas más antiguas hacia la parte oriental de México (Oaxaquia y terreno Central) y rocas más jóvenes hacia la parte occidental de México (Terreno Guerrero) (Fig. 5), lo que sugiere una posible migración W-SW de la zona de subducción. Centeno-García et al. (2008), han propuesto que durante la actividad de arco continental y posterior a la misma (Jurásico Superior-Cretácico Inferior), pudo ocurrir un evento extensivo-¿transtensivo? (Fig. 16), que dividió al arco continental e inició la deriva de algunos fragmentos oceánicos previamente acrecionados (los basamentos de los subterrenos Tahue y Zihuatanejo) y la generación de nueva corteza oceánica (los terrenos Guanajuato y Arcelia) (Fig. 17). Estos autores mencionan que la actividad volcánica en los subterrenos Guanajuato, Teloloapan y en la parte norte del subterreno Zihuatanejo, parece haber ocurrido durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior; a diferencia del volcanismo de arco de los subterrenos Arcelia, Tahue y la parte sur del subterreno Zihuatanejo, que parece haber continuado hasta el Albiano-Cenomaniano (Cretácico Inferior a Superior 113-91 m. a.). Las diferencias estratigráficas regionales

sugieren cambios laterales abruptos en los ambientes de depósito que van de marinos poco profundos a profundos. Además consideran que los cambios laterales en el espesor de las secuencias pueden ser el resultado del depósito en una alternancia de cuencas que sufrieron subsidencia y de prominencias del basamento, por lo que los depósitos apenas están presentes o ausentes en algunos lugares (Centeno-García et al., 2008). Estos autores han sugerido entonces, que la división del arco continental pudo estar asociada a arcos marginales y sistemas de tras-arco (Fig. 17).

La actividad del arco volcánico en el subterreno Zihuatanejo parece haber iniciado durante el Tithoniano (Jurásico Tardío 152-144 m. a.), en el subterreno Teloloapan en el Hauteriviano (Cretácico Inferior o Temprano 131-124 m. a.) y en el subterreno Arcelia-Palmar Chico en el Albiano (Cretácico Inferior o Temprano 113-97.5 m. a.) (Centeno-García et al., 2003). Esta última fecha como ya se mencionó se debe replantear, ya que los estudios realizados por Garza-González (2007) de U-Pb en zircones del batolito de Tuzantla, dieron una edad más antigua de 132 m. a., situándola en el Cretácico Temprano dentro de la edad conocida como Valanginiano (136-131 m. a.).



Figura 17. Formación de un sistema múltiple de arcos o de un solo arco por la apertura cortical al interior y parte posterior del arco continental Berriasiano-Cenomaniano (Cretácico Temprano 144-97.5 m. a.), (tomado de Centeno-García et al., 2008).

3.2.2 Cretácico superior

Centeno-García et al. (2008), menciona una fase orogénica del Cretácico Superior-Paleógeno Inferior, contemporánea a las orogénesis Sevier y Laramide del occidente de Norteamérica y relacionada a la orogenia Laramide según Morán-Zenteno et al. (2005), que afectó a México y estuvo caracterizada por un acortamiento E-W y una migración de la deformación también hacia el oriente y está asociada a los pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental. Aparentemente durante este evento orogénico, fue cuando sucedió la unión final del terreno Guerrero y los subterrenos Teloloapan, Guanajuato, Zihuatanejo y Tahue fueron emplazados sobre las plataformas calcáreas de Oaxaquia y de los terrenos Central, Cortés y Mixteca (Fig, 18). La sedimentación continental del Santoniano

(Cretácico Superior 87.5-84 m. a.) yace discordantemente a los arreglos deformados de arco del subterreno Zihuatanejo. Cuencas sedimentarias sinorogénicas del terreno Mixteco, con contenido clástico proveniente del terreno Guerrero, sugieren que estos terrenos fueron exhumados y deformados en ese tiempo. Además la sedimentación sinorogénica yace sobre los subterrenos Arcelia y Teloloapan, lo que indica que ambos subterrenos se fusionaron durante el mismo evento orogénico. Todas estas cuencas sinorogénicas tienen edades del Turoniano-Maastrichtiano (Cretácico Superior 91-66.4 m. a.) (Centeno-García et al., 2008).

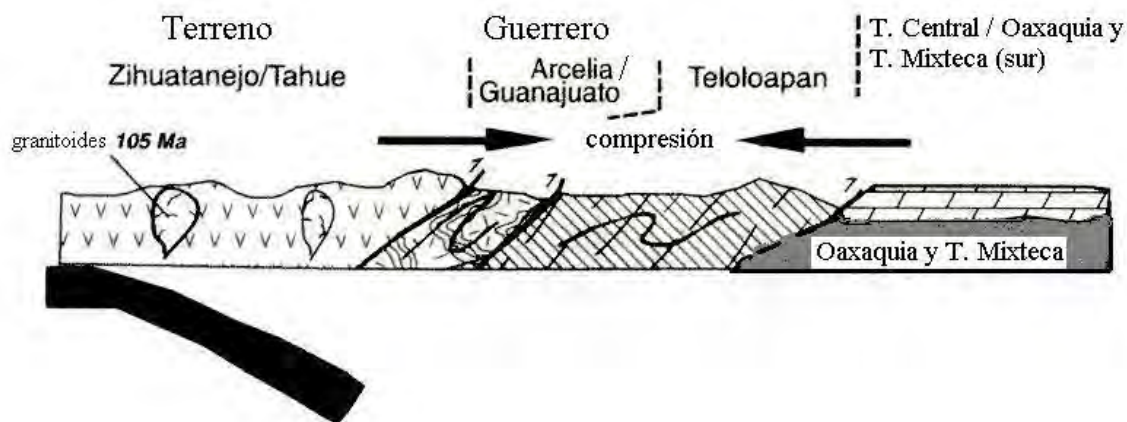


Figura 18. Fin de la unión de los diferentes subterrenos del terreno Guerrero durante el Cretácico (¿Cenomaniano?-pre-Santoniano 97.5-87.5 m. a.), (tomado de Centeno-García et al., 2008).

Existen diferentes opiniones de si fue un solo arco volcánico o un sistema de al menos tres arcos el que existió en los períodos mencionados (Fig. 17). La edad propuesta por Campa y Ramírez (1979), para la unión final del terreno Guerrero al margen occidental de terrenos más antiguos que forman la parte oriental de México, es del Turoniano al Maastrichtiano (Cretácico Superior o Tardío 91-66.4 m. a.); en vista de la duración temporal de las cuencas de antepaís asociadas a la deformación del arco, Centeno-García et al. (2008), mencionan que el terreno Guerrero se terminó de formar entre el Santoniano y Turoniano-Maastrichtiano (Cretácico Tardío 87.5-66.4 m. a.) (Fig. 19).

3.2.3 Cenozoico

En el sur de México se tiene la presencia de rocas volcánicas y plutónicas, así como una diversidad de secuencias sedimentarias continentales, asociadas a zonas de fallamiento lateral, cuencas inter-montañas y a reactivación de fallas preexistentes. El levantamiento y denudación que se iniciaron desde el final del Cretácico han propiciado la acumulación de secuencias continentales, aunque en la mayoría de los casos estas potentes secuencias se conservan sólo en algunas localidades.

La edad de la deformación laramídica ha sido determinada en la cordillera norteamericana entre 75 y 35 m. a., con una deformación máxima durante el Eoceno (57.6-36.6 m. a.) en el frente orogénico de la Sierra Madre Oriental; más específicamente en el Eoceno tardío se

presentan fallas laterales izquierdas con orientaciones NW-SE y E-W principalmente en la parte norte y central de la Sierra Madre del Sur. De forma general, durante y al final de la deformación, el ambiente de depósito en la Sierra Madre del Sur cambió de un ambiente marino a uno continental (Figs. 17, 18 y 19). El cambio de ambiente marino a uno continental se realizó de poniente a oriente y los productos volcánicos y sedimentos se depositaron en cuencas inter-montañas (Morán-Zenteno et al., 2005). Centeno-García et al. (2003), mencionan que la deformación durante el Cenozoico incluye zonas de cizalla con una tendencia NE-SW, fallas normales con tendencia N-S y E-W, así como la elevación de la costa.

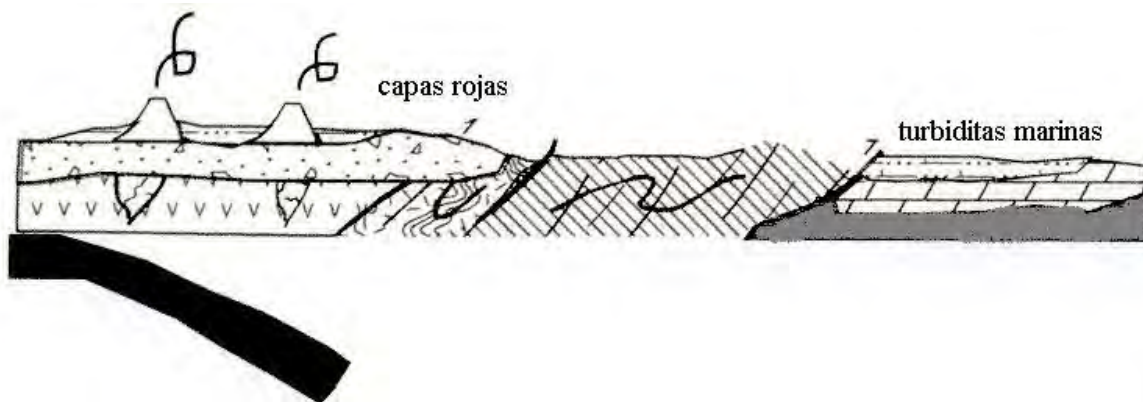


Figura 19. Creación del arco continental activo en el occidente de México, turbiditas marinas sin-tectónicas de antepaís (foreland) en el oriente y deformación ¿Santoniano?-Maastrichtiano (Cretácico Superior 87.5-66.4 m. a.), (tomado de Centeno-García et al., 2008).

Por la presencia de granitoides relacionados a zonas de subducción, en el terreno Guerrero (Figs. 18 y 19), algunos de edades del Cretácico Tardío-Paleoceno (por ejemplo los intrusivos del Paleoceno de 66.4-57.6 m. a. a lo largo de la costa que atraviesan a las secuencias previamente deformadas del subterreno Zihuatanejo) y la gran mayoría con edades del Eoceno-Oligoceno (57.6-23.7 m. a.), Centeno-García et al. (2008), mencionan que la deformación del Cretácico Superior-Paleógeno Inferior parece ser factible, ya que los granitoides del Paleógeno (que abarca del Paleoceno al Oligoceno) que están presentes a lo largo de la costa, están emplazados en las unidades previamente deformadas del subterreno Zihuatanejo.

La evolución que sufrió el magmatismo del Paleoceno-Mioceno (66.4-5.3 m. a.) y la metalogénesis de la Sierra Madre Occidental y la Mesa Central de México, se ha relacionado con la subducción de la placa Farallón debajo de la placa Norteamericana y que se extinguió paulatinamente desde el Oligoceno al Mioceno (36.6-5.3 m. a.) por el fin de la subducción y la colisión de la cordillera oceánica del Pacífico oriental con el margen occidental de Norteamérica.

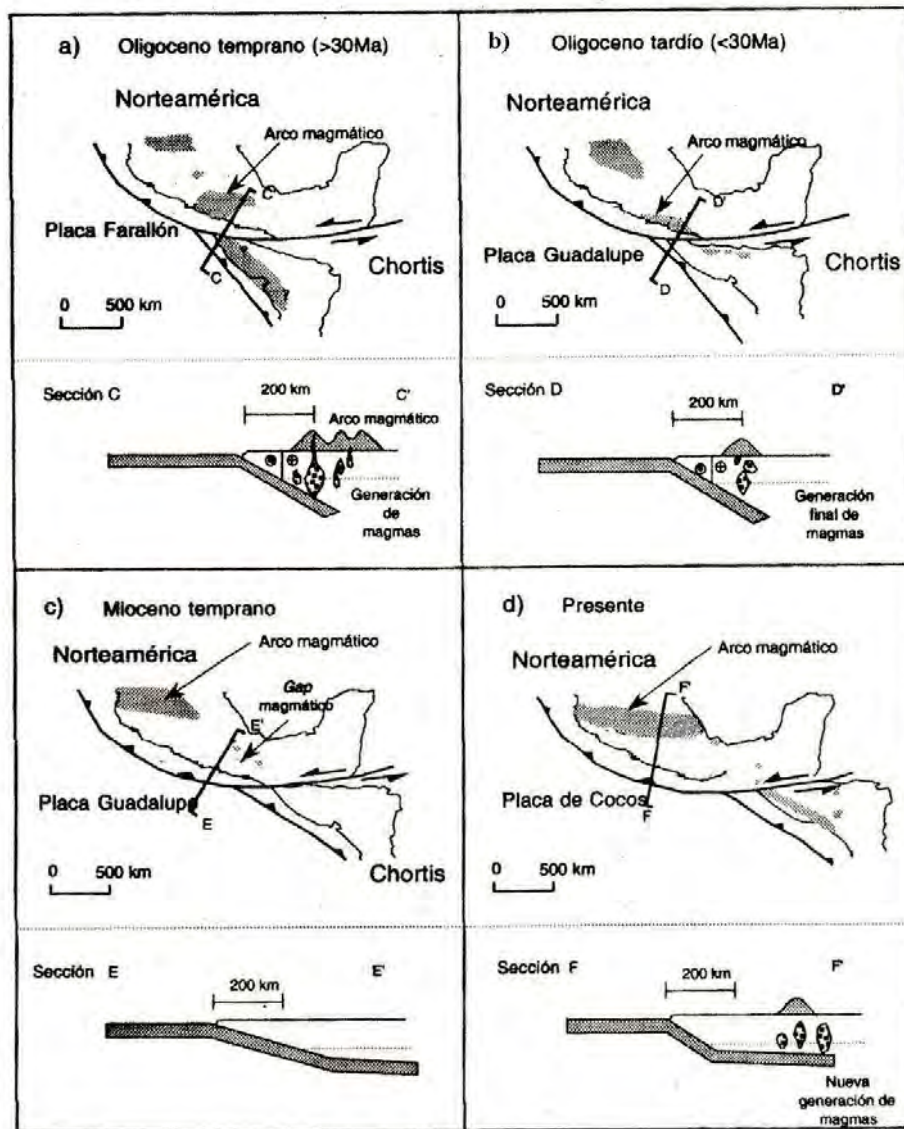


Figura 20. Evolución del margen continental del sur de México y del magmatismo asociado desde el Oligoceno (35.6 m. a.) hasta el Presente (tomado de Morán-Zenteno et al., 2000).

Morán-Zenteno et al. (2005), mencionan que en la margen continental del sur de México, la franja continental que abarca 100 kilómetros de ancho a partir de la costa, está cubierta aproximadamente en un 50% por los afloramientos de batolitos. La edad de cristalización de los plutones a lo largo de la margen varía desde los 100 m. a. (Albiano), en la región de Puerto Vallarta, hasta los 27 m. a. (Oligoceno), en la región de Huatulco. Los intrusivos cenozoicos están presentes principalmente al sureste de Manzanillo.

Existen secuencias de rocas volcano-sedimentarias en la parte occidental de la Sierra Madre del Sur que tienen una edad que va desde el Maestrichtiano (fin del Cretácico) al Eoceno

Tardío (43.6-36.6 m. a.). Son principalmente depósitos de ambiente continental con intercalaciones de rocas volcánicas (Grupo Balsas). El espesor de estas secuencias es considerable y se ha planteado que son el resultado del relleno de cuencas continentales que estaban limitadas por pliegues y cabalgaduras formadas durante la deformación laramídica y por fallas transcurrentes y normales contemporáneas al depósito.

En el Paleógeno se observa una migración del volcanismo del interior continental similar al que experimentó el plutonismo de la costa, desde el Eoceno temprano, en la región de Michoacán, hasta el Mioceno medio en el sureste de Oaxaca. En el oriente de Michoacán y el occidente de Guerrero entre Zihuatanejo y Ciudad Altamirano, existe una cubierta extensa de rocas volcánicas interestratificadas con depósitos sedimentarios continentales con edades desde 61.2 ± 1.3 m. a. hasta 33 m. a., aunque las edades reportadas de los derrames y de los diques varían de 43 a 46 m. a. (Morán-Zenteno et al., 2005). Por lo anterior se ha sugerido que existe una migración del magmatismo hacia el sureste.

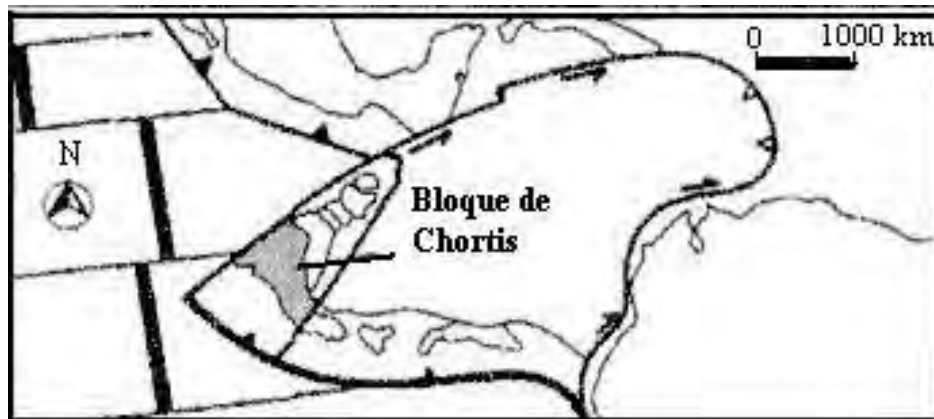


Figura 21. Ubicación alternativa del bloque de Chortis según Keppie y Morán-Zenteno (tomado de Morán Zenteno et al., 2005).

Actualmente en el sur de México se tiene truncamiento del margen continental del Pacífico, migración del magmatismo hacia el sureste y la presencia de fallas laterales izquierdas. Existe una hipótesis que indica que lo anterior se debe a la remoción del bloque de Chortis (Fig. 20) a lo largo del margen continental del sur de México, el cual se ha considerado que estaba inicialmente entre Puerto Vallarta y el istmo de Tehuantepec. “La extinción del magmatismo en la Sierra Madre del Sur en el Eoceno-Oligoceno (Paleógeno 57.6-23.7 m. a.) y su reaparición en la posición de la FVTM a partir del Mioceno (Neógeno 23.7-5.3 m. a.), se relacionan a un cambio en la geometría de la placa subducida” (Morán-Zenteno et al., 2005).. La explicación que se ha dado para lo anterior es que el cambio en la geometría de la placa, se debe al paso de un punto triple trincher-trincher-transforme que acompañó al bloque de Chortis y al que también se le relaciona con la exhumación del margen continental (Morán-Zenteno et al., 2005). También se ha propuesto por Keppie y Morán-Zenteno (2005), que el bloque de Chortis se haya desplazado desde una posición al WSW de la que actualmente se encuentra (Fig. 21), por lo que se tendría que dar un nuevo planteamiento del origen de los eventos actuales en el sur de México.

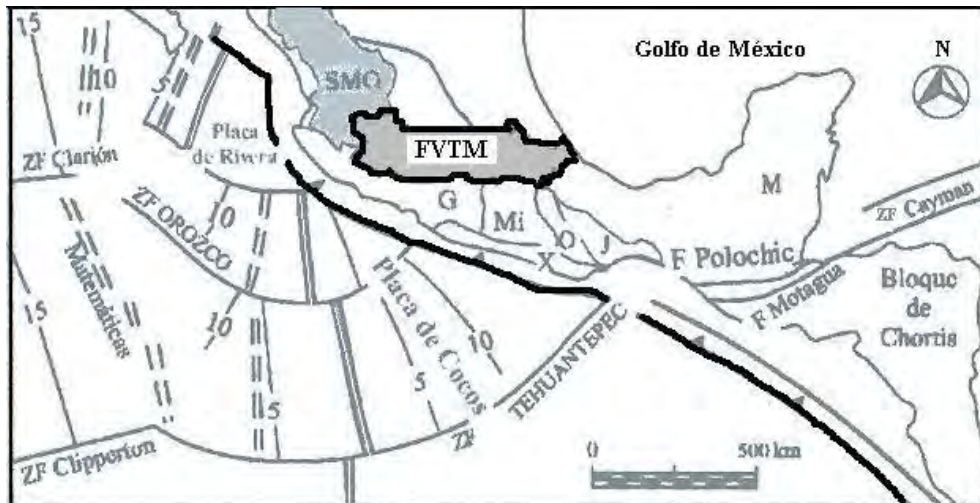


Figura 22. Rasgos tectónicos actuales del sur de México. SMO, Sierra Madre Occidental; FVTM, Faja Volcánica Trans-mexicana; G, terreno Guerrero; Mi, terreno Mixteco; O, terreno Oaxaca; J, terreno Juárez; X, terreno Xolapa; M, terreno Maya; ZF, Zona de Fractura (tomado de Morán-Zenteno et al, 2005).

En la actualidad se considera que el espesor de la corteza continental desde la costa hasta la parte oriental de la Franja Volcánica Trans-mexicana varía de 20 a 45 kilómetros y en algunas partes orientales alcanza los 50 kilómetros. La subducción de corteza oceánica a lo largo de la trinchera de Acapulco corresponde a dos placas diferentes la de Cocos y la de Rivera separadas por la fractura de Rivera (Fig. 22). La placa de Cocos es subducida debajo de la placa Norteamericana a una tasa que varía de NW a SE de 5.5 a 6.8 centímetros al año y la placa de Rivera es subducida a lo largo del segmento correspondiente a la zona de Jalisco, la tasa de subducción de la placa de Rivera frente a Manzanillo se estima en 3.8 centímetros al año (Morán Zenteno et al., 2005). En Garza-González (2007), se menciona que la tendencia E-W de la Faja Volcánica Trans-mexicana en relación al rumbo general WNW del magmatismo de la Sierra Madre Occidental, Sierra Madre del Sur y de la trinchera de Acapulco (Fig. 22), ha sido interpretada como resultado de la subducción oblicua de las placas de Rivera y Cocos.

3.3 Geocronología.

Para entender el origen, evolución y ubicación de un determinado episodio geológico, es necesaria la obtención de diversa información en la que se debe incluir la edad de dicho episodio. Ésta puede obtenerse por correlación con otros sitios o por fechamiento isotópico.

Una parte fundamental en la investigación de un modelo de yacimiento mineral, es la determinación de la edad de la mineralización y sus contrastes con las rocas encajonantes. Los estudios geocronológicos del pórfido de cobre de Tiámara más recientes son de Garza-González (2007) quien utilizó la técnica U-Pb (uranio-plomo) SHRIMP-RG (*Sensitive High-Resolution Ion Micro Probe-Reverse Geometry*) en zircones de muestras del batolito de Tuzantla, con lo que calculó la edad para la cuarzomonzonita de hornblenda en 132.3 ± 1.4 m. a.; para la granodiorita de biotita en 131.7 ± 1.1 m. a. y para la granodiorita de hornblenda en 131.0 ± 1.1 m. a., edades que corresponden al Cretácico Inferior, época neocomiana (144-119 m. a.), de edad valanginiana (136-131 m. a.). El otro método utilizado por este autor es el de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (isótopos de argón) en feldespatos potásicos, aplicado a las mismas rocas del batolito de Tuzantla analizadas por el otro método; las edades obtenidas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ son 125 a 116 m. a. que van desde el Hauteriviano hasta el Aptiano (Cretácico inferior), lo que correspondería al período de enfriamiento para los feldespatos potásicos.

De acuerdo con estas evidencias, se considera que el magma que originó las rocas del batolito de Tuzantla, experimentó un enfriamiento rápido y que desde su emplazamiento en el Cretácico no ha sido afectado por algún evento o pulso magmático posterior que lo pudiera haber alterado de forma significativa.

4 YACIMIENTOS MINERALES.

4.1 Generalidades sobre la metalogenia de los pórfidos de cobre

4.1.1 Antecedentes

Se estima que para el año 2,000 a. C. las leyes de las menas de cobre que eran trabajadas para la extracción del mismo eran tan altas como un 15%, pero para el año 1,500 d. C. se habían reducido hasta un 9%. La ley que se trabajaba para 1800 d. C. era alrededor del 6 ó 7%, la cual se mantuvo hasta principios del siglo pasado. A partir de 1904 y de aquí en adelante hubo un marcado decremento en la ley promedio que era posible minar. Este cambio repentino coincidió con el desarrollo de la mina Bingham en Utah, E. U. A. (Fig. 23), que pasó de ser una pequeña mina que producía cobre de vetas con una ley de alrededor de 6%, a una operación de gran escala con reservas que excedían las 290 millones de toneladas con leyes de cobre que iban del 0.75 al 2.5%, actualmente la ley con la que opera esta mina es de 0.6% de Cu. Esta operación de baja ley pero de gran tonelaje fue la primera de muchos yacimientos que subsecuentemente se conocieron como pórfidos de cobre o cupríferos.

El éxito de Bingham fue rápidamente seguido por el desarrollo de otros yacimientos similares como lo son Globe-Miami en Arizona, Eli en Nevada, Santa Rita en Nuevo México, Chuquicamata en Chile, La Caridad y Cananea en Sonora (Fig. 23). El éxito de estas operaciones fue posible gracias al desarrollo casi contemporáneo de la flotación por espumantes en el procesamiento mineral, para la separación selectiva de los sulfuros de cobre.

4.1.2 Generalidades

Los principales tipos de yacimientos formados por procesos magmático-hidrotermales son los yacimientos tipo pórfido y los yacimientos metálicos asociados al vulcanismo. Los yacimientos de sulfuros asociados al vulcanismo proveen grandes cantidades de zinc y plomo. Los yacimientos tipo pórfido son los mayores abastecedores mundiales de cobre y molibdeno. Los pórfidos cupríferos se han convertido cada vez más en importantes productores de oro. Debido al enorme significado económico que tienen estos yacimientos han recibido una considerable atención geológica a nivel experimental y de campo.

Los pórfidos cupríferos son yacimientos que no se han segregado durante la cristalización del magma, sino que provienen de la actividad hidrotermal asociada a cuerpos ígneos emplazados en los niveles superiores de la corteza terrestre. Los estudios de inclusiones fluidas y de isótopos, indican que los fluidos provenientes del magma y el agua meteórica han jugado diferentes papeles en la génesis de estos cuerpos mineralizados. El ambiente tectónico, la mineralogía primaria y las características de las alteraciones son importantes guías de exploración para estos yacimientos.

Se ha propuesto que la generación de este tipo de depósitos se deba a la participación de magma máfico que es la fuente de azufre, metales y fluidos y que la generación, aporte y

mezcla de este magma con magma félsico representa el origen del potencial metálico (Garza-González, 2007). Generalmente es aceptado que estos depósitos son el resultado del emplazamiento de magmas hidratados dentro de rocas altamente permeables a profundidades relativamente someras dentro de la corteza. Estas intrusiones y sus fases fluidas producen el calor y energía necesarios para crear las fracturas y el flujo convectivo de fluidos que preparan el terreno para la mineralización (Edwards y Atkinson, 1986). Existen evidencias que indican que los fluidos en estos sistemas de pórfidos cupríferos provienen de dos fuentes diferentes. Inicialmente existe un flujo hacia el exterior de exsoluciones del magma cristalizante y subsecuentemente se involucran aguas meteóricas y cognadas en el sistema. McMillan y Panteleyev (en Edwards y Atkinson, 1986) describen las dos partes de tal sistema hidrotermal, una dominada por fluidos de origen magmático y la otra dominada por fluidos de origen meteórico.

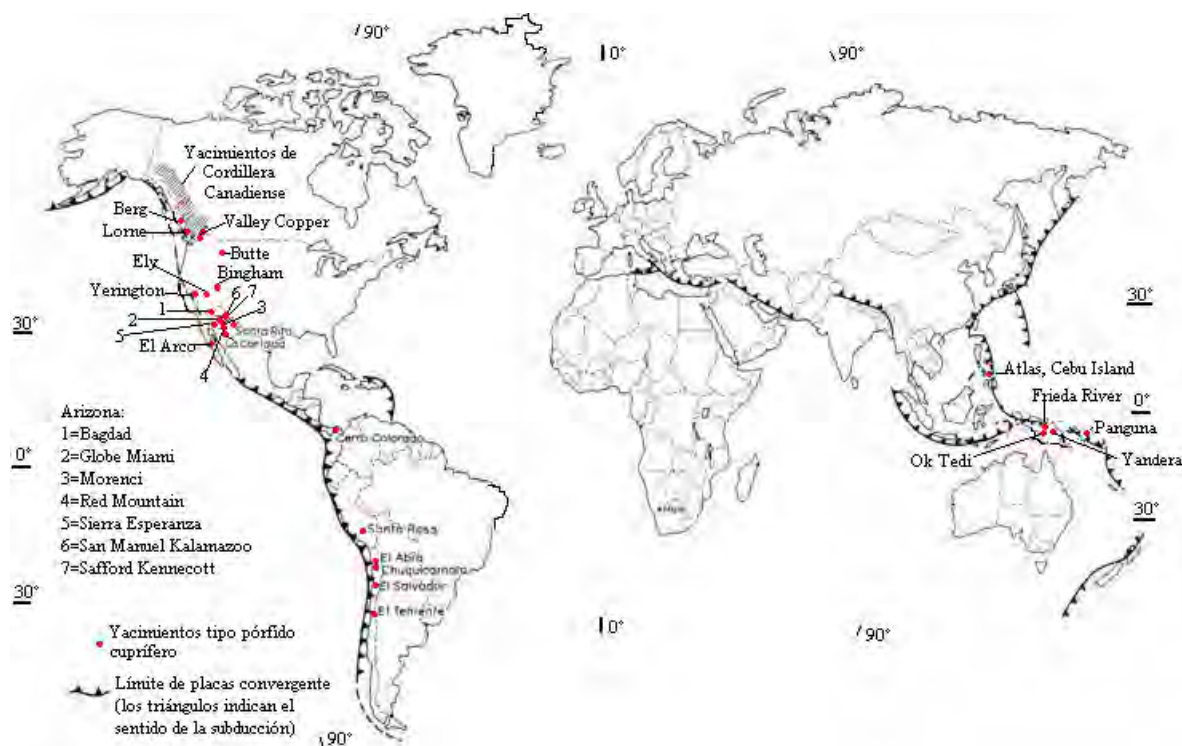


Figura 23. Ubicación mundial de los Yacimientos tipo Pórfido Cuprífero (modificado de Edwards y Atkinson, 1986).

Se ha inferido que en los márgenes continentales convergentes (Fig. 23), una pluma magmática se eleva desde la corteza inferior más dúctil, hacia los niveles más frágiles de la corteza superior (0.5 a 2 kilómetros de profundidad desde la superficie contemporánea). El flujo de calor convectivo a través de la cubierta de rocas resulta en un metamorfismo térmico situado sobre la intrusión. Estos efectos metamórficos tempranos pueden ser difíciles de reconocer si las rocas del terreno eran graníticas, de otra forma se formarían hornfels de biotita. La naturaleza frágil de estos hornfels puede facilitar el desarrollo del fracturamiento, el cual es muy importante en el desarrollo de las intrusiones que son productivas (Edwards y Atkinson, 1986).

La cristalización temprana da lugar a una capa cristalina equigranular para la intrusión. La cristalización continua podría incrementar la cantidad de exsoluciones. La presión interna de vapor se incrementaría hasta que excediera la presión interna de confinamiento y los esfuerzos tensionales de la capa cristalina equigranular. El hidrofracturamiento de la intrusión y de las rocas adyacentes se presenta cuando los fluidos hidrotermales se infiltran y fracturan la capa cristalina equigranular. Estas fracturas tempranas probablemente pueden ser rellenadas por la precipitación de minerales, lo que permitiría que la presión interna de los fluidos del intrusivo se incrementara de nueva cuenta hasta que la ebullición retrógrada se repitiera. Lo anterior pudiera repetirse en varias ocasiones y posiblemente la presencia de sulfuros en los arreglos de tipo cadena, indicarían las posiciones de estas fracturas primarias. Cuando el sistema de fracturas alcanza la superficie, la presión interna decrece súbitamente y se presenta una ebullición masiva. Este episodio es acompañado por la generación de brechas.

Los estudios de inclusiones fluidas proveen evidencia de la ebullición (inclusiones fluidas altamente salinas y de gas, que son coexistentes). La liberación de fluidos hidrotermales provoca un incremento en la tasa de enfriamiento la que puede resultar en una cristalización más rápida, que da lugar a la creación de una cristalización más fina y por lo tanto la textura porfídica del intrusivo.

El flujo de fluidos hidrotermales hacia arriba conlleva a la mineralización inicial y provoca la generación del núcleo potásico y la alteración propilítica adyacente. En el movimiento ascendente derivado del magmatismo, los fluidos hidrotermales se mezclan con algo de agua meteórica, la que puede estar involucrada en la alteración y formar un sistema convectivo alrededor del intrusivo que da origen al pórfido. Por lo general, durante el período de enfriamiento del intrusivo el rol convectivo del agua subterránea se hace más importante. El agua subterránea fluye hacia y dentro de las zonas fracturadas, lo que resulta en una alteración fílica bastante extendida de las zonas de alteración previas. A menudo la extensa removilización y enriquecimiento de sulfuros de cobre por lixiviación hipogénica se presenta en esta etapa (Gustafson y Hunt, 1975).

El enfriamiento posterior del intrusivo lleva al colapso del sistema convectivo. Esto resulta en un ambiente ácido diluido de géiseres y fosas de lodo acompañado de una alteración argílica secundaria. En esta etapa cualquier intrusivo postmineralización reaccionaría con el agua subterránea más fría y daría lugar a una actividad explosiva tales como chimeneas brechoides y diatremas. Subsecuentemente los yacimientos de pórfido de cobre estarían sujetos a intemperismo y a la percolación de agua meteórica. El alto contenido de piritita en las zonas de alteración, resulta en una lixiviación eficiente y se produce un enriquecimiento supergénico o secundario del mineral de mena. El enriquecimiento es provocado por la lixiviación del cobre en niveles superiores en un ambiente de oxidación por encima del nivel freático y el reacomodo de este cobre en niveles inferiores se da principalmente como calcocita o djurleita. Esta zona de enriquecimiento secundario en algunas ocasiones es reconocida como la capa de calcocita.

Los pórfidos de cobre son sistemas petrogénico-hidrotermales gigantes que afectan kilómetros cúbicos alrededor del sistema ígneo intrusivo (*stock* o dique) incluyendo al mismo sistema que causó su emplazamiento; son de ley baja y son susceptibles de ser minados a tajo abierto. El ambiente de formación de este tipo de yacimientos consta de las siguientes condiciones: presiones de 1 a 2 kilobares, 1.5 a 4 kilómetros de profundidad en la corteza y temperaturas de 250 a 500 grados Celcius (rara vez a 600 ó 700 grados Celsius).

En estos yacimientos la precipitación de sulfuros de cobre está determinada por la ocurrencia de fracturas y están relacionados a intrusiones félsicas o intermedias (Kirckham, 1971). El zoneamiento de sulfuros y de silicatos abarca la alteración metasomática alcalina potásica-propilítica y la alteración fílica-argílica, relacionadas a una intrusión calcialcalina que da origen al pórfido. Otros elementos se presentan como trazas y son: molibdeno, oro, plata, arsénico, bismuto, estaño, tungsteno, uranio, renio y platino.

La mayoría de estos yacimientos tienen una ley promedio de cobre que va de 0.6 a 0.9%, en algunos casos se llegan a presentar leyes de cobre de hasta 1 ó 2%. El tonelaje promedio en los pórfidos cupríferos probablemente es menor a las 200 millones de toneladas, con un mínimo de 100 millones de toneladas. El área de cobertura es típicamente de 1 ó 2 kilómetros cuadrados aflorando en la superficie, aunque los efectos de la alteración se pueden extender hasta 10 ó 20 veces más, del tamaño del área de la mineralización de interés económico.

4.1.3 Contexto geológico

Los yacimientos tipo pórfido cuprífero están asociados con límites de placas convergentes en áreas de vulcanismo andesítico, como en los Andes (Fig. 23). La mayoría se forman a lo largo de los márgenes convergentes de las placas por encima de las zonas de subducción de la corteza oceánica ya sea en un ambiente corteza oceánica-corteza oceánica (arcos de islas o intra-oceánicos) o corteza oceánica-corteza continental (arcos continentales); en el caso de corteza oceánica-corteza oceánica se tiene que los arcos de islas del Pacífico suroeste como Grasberg y Batu Hijau en Indonesia y Southeast-Lepanto en Filipinas, es donde existen los pórfidos de Cu-Au con las mineralizaciones más grandes del mundo y para el caso de corteza oceánica-corteza continental el ejemplo del pórfido de Cu-Au-Mo de Bingham en Utah E.U.A de edad Terciaria. Se conocen pórfidos en cinturones orogénicos como en la parte norte de los Apalaches de Maine (E. U. A.) a Québec (Canadá) y otros de Kazajstán a Uzbekistán (ambas exrepúblicas soviéticas en Asia central) que pudieron originarse por la colisión continente-continente.

El cinturón circum-Pacífico (margen occidental de América y márgenes orientales de Asia y Oceanía) es el sitio predominante donde se localizan los yacimientos del tipo pórfido cuprífero. La gran mayoría de los yacimientos de este tipo en el borde del Pacífico se encuentran en la parte oriental del mismo y tienen una edad del período Terciario (Paleógeno y Neógeno 66.4-1.64 m. a.); sin embargo también existen pórfidos en esta región que tienen edades del Triásico, Jurásico y Cretácico. Los yacimientos en México tienen una edad predominantemente Laramídica (fines del Cretácico principios del Terciario). Este fue el tiempo en que la convergencia oblicua de las placas de Norteamérica

y Farallón cambió a una convergencia casi normal. La siguiente tasa de convergencia se incrementó dramáticamente acompañada por un aplanamiento de la zona de subducción. Heidrik y Titley (en Edwards y Atkinson, 1986), sugirieron que este estilo de convergencia causó una extensión epicortical la cual facilitó el acceso de los magmas que originan a los pórfidos dentro de la corteza superior. Aproximadamente la edad de estos pórfidos es de 50 millones de años. La lenta tasa de convergencia de la placa del Pacífico con la de Norteamérica, corresponde a un período de reducida actividad ígnea en el área. Los yacimientos tienden a estar presentes en una línea recta que está aproximadamente a unos 100 kilómetros de la línea de costa actual (Edwards y Atkinson, 1986).

El zoneamiento está afectado por el nivel de exposición, la homogeneidad estructural, composición de la roca encajonante, tamaño, ambiente tectónico y fallamiento postmineralización o actividad ígnea intrusiva. Las dimensiones verticales pueden exceder los 3 kilómetros; la parte superior del pórfido que tal vez sólo puede ser de un ambiente de profundidad subvolcánica, tiene 1 kilómetro de espesor, aproximadamente.

4.1.4 Rocas encajonantes

Las rocas encajonantes de los pórfidos cupríferos son de cualquier tipo ya que los intrusivos relacionados se emplazan en otros plutones, rocas metamórficas, sedimentarias del Mesozoico o volcánicas del Pleistoceno. La roca encajonante en un 70% de los pórfidos cupríferos de México consiste en rocas relacionadas a batolitos y rocas volcánicas contemporáneas asociadas.

La intrusión sobre la que la mineralización está centrada es usualmente muy pequeña de 1 ó 2 kilómetros de diámetro y es de textura porfídica. Debido a la extensión de la alteración puede llegar a ser difícil determinar la composición primaria de la roca del intrusivo asociado a la mineralización, que generalmente tienen una tendencia calcialcalina. Las rocas generadoras más comunes son intrusivos ácidos de la familia del granito y varían desde la adamelita hasta granodiorita o tonalita. Las dioritas, cuarzomonzonitas y sienitas también pueden ser importantes rocas generadoras. La composición del intrusivo está en función del ambiente en el que se formó el yacimiento, granodioritas a cuarzodioritas en un ambiente de arco de islas y cuarzomonzonitas hasta granodioritas en un arco continental.

En todas las provincias de pórfidos de cobre, algunas intrusiones improductivas pero aparentemente de la misma edad, son comparativamente similares en su composición a otras que sí tienen una mineralización de interés económico. Algunas de las características que se pueden considerar para diferenciar los plutones de interés económico de los que no lo son, es que los piroxenos son raros o virtualmente ausentes de los pórfidos cupríferos y que el grado de fracturamiento es de vital importancia dado que los intrusivos mineralizados siempre manifiestan intenso fracturamiento premineral (Edwards y Atkinson, 1986).

Las zonas brechadas son comunes y pueden darse dentro de la intrusión o en las rocas encajonantes. Las brechas son el resultado de la actividad hidrotermal y frecuentemente contienen clastos redondos pero otras son brechas angulares producidas por colapso.

4.1.5 Mineralización

La calcopirita (CuFeS_2) es el mineral dominante de los sulfuros de interés económico, en los pórfidos cupríferos (Fig. 24). Por otra parte la bornita (Cu_5FeS_4) no se presenta en muchos de estos depósitos, en algunos es común y en muy pocos es abundante. La calcocita (Cu_2S) es incluso más rara. Algunos pórfidos cupríferos contienen abundante antimonio y arsénico, que sulfosales como la tennantita ($\text{Cu}_3\text{AsS}_{3.25}$), tetraedrita ($\text{Cu}_3\text{SbS}_{3.25}$) y enargita (Cu_3AsS_4) llegan a ser importantes.

Muchos pórfidos cupríferos están rodeados por zonas mineralizadas como sistemas de vetas con minerales de plomo, zinc, manganeso, plata y oro, que eventualmente pueden tener valor económico. Tales sistemas vetiformes pueden ser partes del tipo de lo que se ha denominado Vetas Cordilleranas (Guilbert y Park, 1986).

En la mayoría de los depósitos de tipo pórfido cuprífero el núcleo carece de mineralización de interés económico o presenta una concentración muy baja, pero en algunos casos como el de Bingham el núcleo contiene una mineralización de bornita (Cu_5FeS_4) y molibdeno.

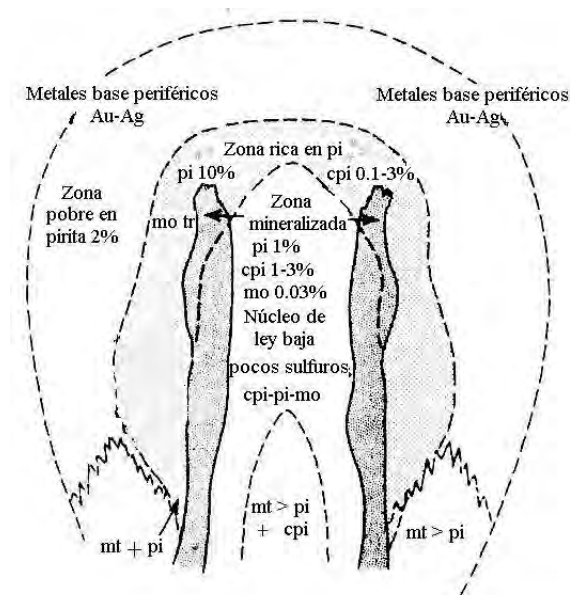


Figura 24. Modelo esquemático del zoneamiento de la mineralización en los pórfidos de cobre (tomado de Edwards y Atkinson, 1986). Ag=plata; Au=oro; cpi=calcopirita; mo=molibdenita; mt=magnetita; pi=pirita; tr=traza.

Generalmente la pirita es el sulfuro más abundante y distribuido. La magnetita es un constituyente menor de la zona profunda y de baja ley en el núcleo, pero es abundante dentro del mismo. La pirrotita y el cobre nativo están algunas veces presentes en la parte periférica y en los alrededores inmediatos, pero sólo en cantidades menores o trazas (Fig. 24). El enriquecimiento secundario o supergénico es importante en la mayoría de los yacimientos de pórfidos cupríferos. La capa supergénica contiene minerales tales como la

calcosita (Cu_2S), djurleita ($\text{Cu}_{1.96}\text{S}$) y digenita (Cu_9S_5). Covelita (CuS), cuprita (Cu_2O) y cobre nativo (Cu) pueden estar presentes en pequeñas cantidades. El desarrollo de una extensa capa supergénica, es favorecido por un clima cálido y seco, abundante pirita y roca encajonante relativamente inerte. La zona supergénica es muy variable en espesor y está cubierta por una capa de limonita ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), jarosita o hematita (Edwards y Atkinson, 1986).

4.1.6 Estructuras mineralizadas

La mineralización hipogénica consiste de diseminaciones, rellenos de fracturas y vetillas de cuarzo, las que contienen cantidades variables de pirita, calcopirita, bornita y molibdenita (Fig. 25). La mineralización en los pórfidos de cobre es a menudo referida como una diseminación. Aunque a gran escala, el volumen de la mineralización puede ser inmenso, la diseminación de la misma hace que la ley sea baja. En pequeña escala la precipitación de los sulfuros de ganga o de mena, está controlada por el fracturamiento. Beane y Titley (1981) estimaron que un 90% de los sulfuros están dentro o adyacentes a fracturas.

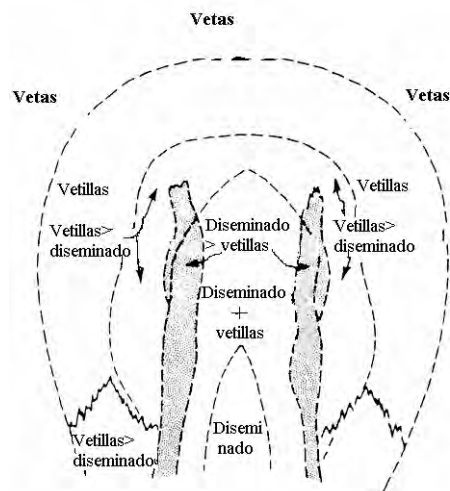


Figura 25. Modelo esquemático de la ocurrencia de los sulfuros en un pórfido de cobre (tomado de Edwards y Atkinson, 1986).

Aunque aparentemente diseminados, en realidad los sulfuros se encuentran frecuentemente alineados con microvetillas en un arreglo denominado *stockwork* (entramado de vetillas) o yacen en un arreglo de tipo cadena. Tales cadenas indican fracturas previas que han sido selladas y enmascaradas por cuarzo y feldespatos potásico. Tales microfrazuras ocurrieron en grandes cantidades y fueron muy importantes al incrementar la permeabilidad de las rocas encajonantes durante la mineralización.

4.1.7 Zoneamiento vertical de las alteraciones hidrotermales y mineralización

Los efectos hidrotermales del intrusivo comúnmente se extienden más allá de la misma zona de mineralización. Los efectos de la alteración hidrotermal son manifiestos por lo general, en todo tipo de rocas del área mineralizada. La extensión de la alteración sugiere un ambiente hidrotermal que se desarrolla en rocas de permeabilidad considerable. La alta permeabilidad de la roca encajonante provoca una amplia alteración selectiva (conversión de una o dos especies minerales hacia otras especies minerales), la que se desarrolla en diferentes etapas y lugares dentro de los yacimientos, presumiblemente controlada por fracturas. El ejemplo más común de este tipo de alteración selectiva es el reemplazamiento de grandes cantidades de hornblenda por biotita. Esta biotita a su vez puede ser transformada en clorita. La alteración progresiva da lugar a un cambio de un tipo de roca a otro.

Lowell y Guilbert (1970) propusieron el modelo de alteración hidrotermal de los pórfidos cupríferos. Este modelo reconoce cuatro zonas de alteración hidrotermal de la roca encajonante y centradas en el núcleo del intrusivo. La zona mineralizada la describen como una forma cilíndrica en la parte exterior de la zona de alteración potásica, extendiéndose hacia fuera hasta el límite con la zona filica.

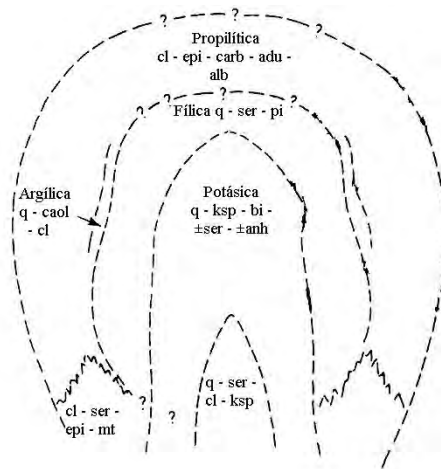


Figura 26. Modelo esquemático de Lowell y Guilbert de la alteración en un pórfido de cobre (tomado de Edwards y Atkinson, 1986). Adu=adularia; alb=albita; anh=anhidrita; bi=biotita; cl=clorita; epi=epidota; caol=caolín; ksp=feldespatos potásico; mt=magnetita; q=cuarzo; ser=sericita; carb=carbonatos.

a) Zona potásica

La alteración potásica (Fig. 26), resulta del metasomatismo del potasio, el que puede estar acompañado por la lixiviación del calcio y el sodio de rocas que originalmente contienen minerales aluminosilicatados. Cuando esta zona está presente, los minerales característicos son la biotita, ortoclasa y cuarzo. Estos pueden haber sido introducidos o son los remanentes estables de las etapas originales de la formación de la roca. Como minerales accesorios pueden ocurrir albita, sericita, anhidrita, y apatito. La magnetita, calcopirita, bornita y pirita están presentes regularmente (Titley y Beane, 1981). Aunque la alteración

potásica frecuentemente está en o cerca del centro del intrusivo, puede ser notoria una extensa zona de biotita en las rocas ígneas que rodean al centro del intrusivo.

b) Zona de alteración fílica

Algunas veces es referida como la zona de alteración sericítica (Fig. 26) y es el resultado de la lixiviación del magnesio, sodio y calcio de las rocas alumino-silicatadas. El potasio puede ser derivado de los feldespatos originales que formaron a la roca. El arreglo fílico está caracterizado por cuarzo, sericita y pirita; los primeros dos regularmente reemplazan totalmente a los silicatos que formaron a la roca. La pirita se puede formar del hierro de minerales máficos preexistentes y de hierro y azufre introducidos.

c) Zona de alteración argílica

La alteración argílica (Fig. 26), se caracteriza por la formación de minerales arcillosos. La alteración argílica intermedia está caracterizada por la presencia de montmorillonita, illita, clorita y tal vez caolín. Una alteración argílica avanzada está marcada por la presencia de caolín con diásporo, cuarzo y/o sílice amorfo, andalucita y ocasionalmente corindón. La pirita es el sulfuro predominantemente, aunque la calcopirita y la bornita se pueden presentar.

d) Zona de alteración propilítica

Esta zona regularmente muy extensa está siempre presente y se caracteriza por la presencia de clorita, epidota y calcita (Fig. 26). El potasio liberado por la cloritización de la biotita, puede encontrarse en la sericita. Otros minerales accesorios incluyen apatita, hematita, anhidrita y ankerita. Las plagioclasas pueden estar sin alteración. La presencia de sulfuros dentro de la zona propilítica varía desde cero hasta cantidades menores de pirita y ocasionalmente concentraciones económicas de calcopirita.

En el modelo de Lowell y Guilbert, las zonas de alteración están indicadas rodean al intrusivo y sugieren un zoneamiento vertical y lateral de los silicatos. Esta distribución espacial de las zonas de alteración hidrotermal se utiliza como una guía para la exploración de este tipo de yacimientos, ya que si se está en busca de un sistema porfídico, se deben considerar las variaciones verticales que presentan las zonas de alteración hidrotermal. Primeramente las rocas sobreyacentes previas a la mineralización pueden ser tan variadas en su composición, como las rocas encajonantes en las que se emplazó el intrusivo. Puede ser que en algunos casos esta cubierta de rocas sea comagmática pero anterior a la mineralización. Este es el caso en algunos de los mayores sistemas de pórfido de molibdeno. También es probable que esta cubierta de rocas haya experimentado una mineralización hipogénica (Edwards y Atkinson, 1986).

La mineralización de cobre puede estar asociada a cualquiera de las alteraciones hidrotermales a diferencia de lo que indica el modelo de Lowell y Guilbert, que señala la parte externa de la zona potásica en donde ocurre el yacimiento y que fuera de esta zona los sulfuros se vuelven más abundantes pero con una presencia predominante de pirita. El modelo de Lowell y Guilbert no se cumple en su totalidad, debido a los diferentes tipos de intrusiones, diferentes características de las rocas encajonantes y la localización de la zona de mineralización, entre otras características (Edwards y Atkinson, 1986).

4.2 El pórfido de cobre de Tiámara

4.2.1 Antecedentes

Los trabajos realizados en la zona de Tiámara se pueden empezar a considerar desde 1964 con estudios hechos por el Ing. Jorge Galicia Fernández, quien también en 1970 y 1971 llevó a cabo estudios en lugares adyacentes a Tiámara en El Realito de Chiranganguero. El Ing. Guillermo Quiroz B. en 1973 efectuó reconocimientos regionales para el proyecto Cobre Michoacán que estaba a cargo del entonces Consejo de Recursos Naturales no Renovables. Los ingenieros Juan Velasco Hernández, Guillermo Quiroz B. y Jesús Rosales G. en 1974 hicieron el “Estudio Geológico-Minero, Geoquímico y Geofísico de Tiámara en el Municipio de Benito Juárez, Edo. de Michoacán”. En 1979 el Consejo de Recursos Minerales realizó el Proyecto Eje Neovolcánico, “Informe Área Tuzantla” por los ingenieros Carlos Vélez Sánchez y Mario Vázquez Meneses. Para 1999 se realizó un mapa geológico de la zona así como 1,200 metros de núcleos por medio de barrenación a diamante por la compañía Noranda Exploración México S. A. de C. V. Otro trabajo realizado fue el que presentó el Ing. Alexis Aguilar Lovera como tesis profesional en 2006. El doctor Carlos E. Garza González Vélez en 1978 realizó un trabajo del área de estudio para su tesis profesional de licenciatura, posteriormente realizó otro estudio del área para su tesis doctoral (2003-2007). Los autores anteriores concluyeron la existencia de una mineralización correspondiente a un pórfido de cobre, la necesidad de un mayor reconocimiento de la extensión del sistema porfídico, el potencial para su investigación y para una posible explotación.

4.2.2 Marco geológico local

La zona comprende un complejo vulcano-plutónico de más de 132 m. a. Este complejo ígneo está formado por microdioritas (en donde se localiza parte de la mineralización de interés en Tiámara), andesitas porfídicas, brechas, conglomerados y flujos dacíticos en la parte superior intercalados con algunos lentes de caliza; las rocas anteriormente mencionadas no muestran deformación, pero presentan un *hyato* erosivo en su parte superior, seguido de extensas capas rojas no diferenciadas, las que están cubiertas por derrames de tipo andesítico-basáltico (Figs. 27 y 28). La secuencia anterior está afectada por intrusivos también mayores a 132 m. a., que constan de pequeños *stocks* y cuerpos hipabisales con una composición diorítica y tonalítica; los cuerpos hipabisales son la representación de intrusiones mayores. El complejo vulcano-plutónico mayor a 132 m. a., está afectado a su vez por la intrusión del batolito de Tuzantla de naturaleza calcialcalina (Fig. 13), el que varía en su composición de cuarzomonzonita a granodiorita y con una edad de cristalización de 132.3 ± 1.4 m. a. y 131.0 ± 1.1 m. a. respectivamente (Valanginiano, Cretácico Inferior). Garza-González, (2007) menciona que los intrusivos del área de Tiámara fueron generados en la cuña del manto por encima de una zona de subducción que originó un arco de islas activo desde el Cretácico temprano; la corteza oceánica fue subducida con un ángulo mayor, lo que produjo un cambio en el magmatismo de tipo toleítico del complejo vulcano-plutónico a uno calcialcalino del batolito de Tuzantla y rocas volcánicas asociadas al mismo y que este último magmatismo indica el fin de la actividad magmática del arco en el Valanginiano (Fig. 29).

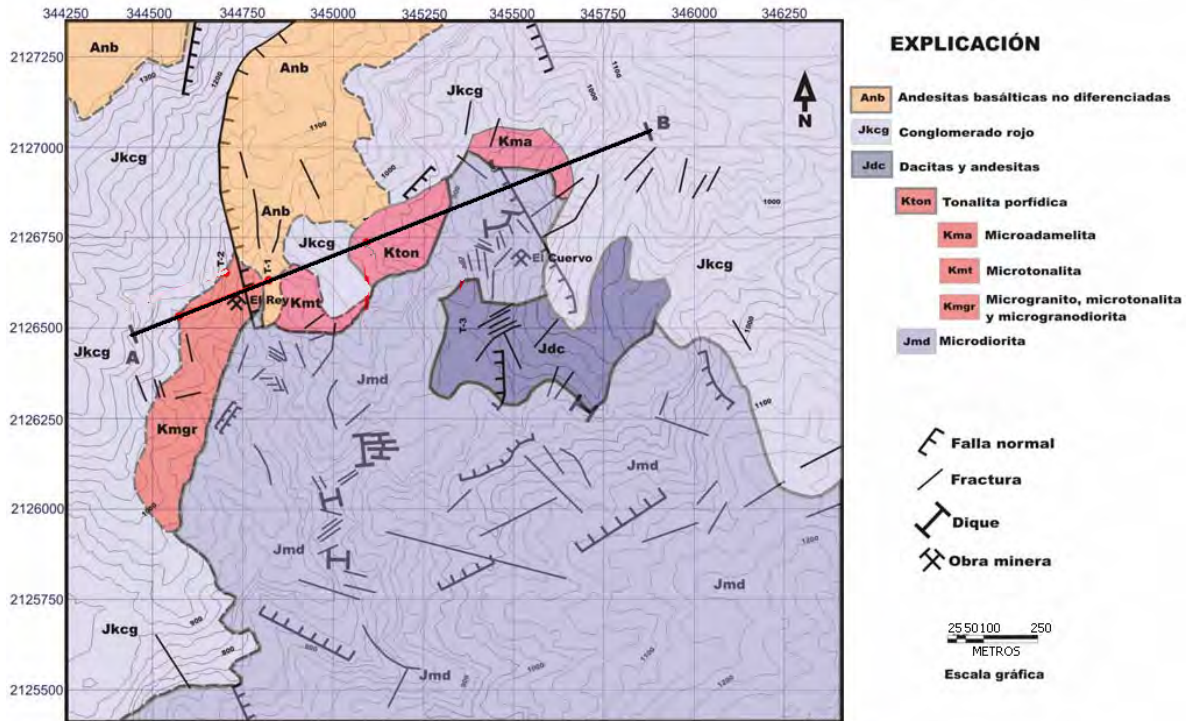


Figura 27. Mapa geológico del área del pórfido de cobre de Tiámaro (tomado de Garza-González, 2007).

El cambio de magmatismo toleítico a calciocalino es parecido al que está presente en arcos de islas antiguos y modernos como los del Pacífico suroeste (Indonesia y Filipinas, Fig. 23). Otra parte de la mineralización está presente en un *stock* de tonalita porfídica y otros cuerpos hipabisales de naturaleza adamelítica, tonalítica y granítica, que están relacionados con el batolito de Tuzantla (Garza-González, 2007) y que intrusionan al complejo vulcano-plutónico. Las rocas del Cretácico Temprano y mayores a 132 m. a., están cubiertas por rocas volcánicas y sedimentarias del Terciario y Cuaternario.

4.2.2.1 Complejo vulcano-plutónico

Se ha denominado complejo vulcano-plutónico a las rocas que forman parte de una serie de episodios intrusivos y a productos volcánicos asociados. Este complejo ígneo es parte de un magmatismo hipabisal de naturaleza diorítica, sus rocas volcánicas son esencialmente andesitas y dacitas, las intrusiones son de naturaleza tonalítica y no está deformado. Las rocas volcánicas de este complejo ígneo se encuentran en la parte central y oriental del área (Fig. 27); su composición es dacítica, son de color amarillo a gris, de textura afanítica, estructura compacta y están muy alteradas. Las andesitas son porfídicas de color gris a verde claro con textura afanítica y estructura compacta con algunas bandas. Tanto las dacitas como las andesitas porfídicas aparentemente sólo se encuentran en la superficie y a poca profundidad.

Las dos rocas antes mencionadas, no afloran en el límite occidental del área, pero se tiene conocimiento de la presencia de un intervalo de unos 170 metros de andesitas, brechas de origen tectónico (brechas en rocas volcánicas, brechas dacíticas, brechas heterolíticas y brechas microgranodioríticas) y dacitas (Fig. 28). Las andesitas no están en contacto directo con las dacitas, ya que se encuentran separadas por intervalos de las brechas antes mencionadas, las cuales siguen un orden de menor a mayor profundidad siendo las brechas en rocas volcánicas las que se encuentran a menor profundidad y las brechas microgranodioríticas las de mayor profundidad. Las andesitas de la parte occidental del área, son muy similares a las de la zona oriental. Las dacitas de esta área presentan un color gris claro, textura afanítica, estructura compacta, son atravesadas ocasionalmente por microbrechas hidrotermales y están moderadamente alteradas por hidrotermalismo (Garza-González, 2007).

Los intrusivos de este complejo vulcano-plutónico ígneo mayor a 132 m. a., son principalmente de naturaleza microdiorítica; afloran en la parte occidental del batolito de Tuzantla en una zona que bordea al mismo (Fig. 13). En esta zona de afloramientos, las rocas varían en su composición de microdiorita a microtonalita, aunque la microdiorita es predominante. Estas rocas son de color gris oscuro, de estructura muy compacta y textura mesocrystalina. Existen *stocks* tonalíticos que afloran sólo en algunas pocas zonas y en muestra de mano son de color gris verdoso, estructura compacta y textura fanerítica.

Los intrusivos del complejo vulcano-plutónico se presentan en afloramientos restringidos en la parte sur de Tiámara. Presentan alteración hidrotermal en forma de propilitización, cloritización de ferromagnesianos y argilitización-seritización de plagioclasas. Cerca del contacto NW con el batolito de Tuzantla se tiene la presencia de microdioritas con una anfibolitización moderada en la que se observa el reemplazo parcial de plagioclasas por arreglos radiales de tremolita-actinolita, producidos por hidrotermalismo. Cerca de la parte sur de Tiámara, existen afloramientos continuos de microdioritas con diferentes grados de alteración hidrotermal que están en contacto con la mineralización de interés y que también contienen parte de la misma, presentan una ligera propilitización y se extienden al sur fuera de la zona mineralizada (Fig. 28).

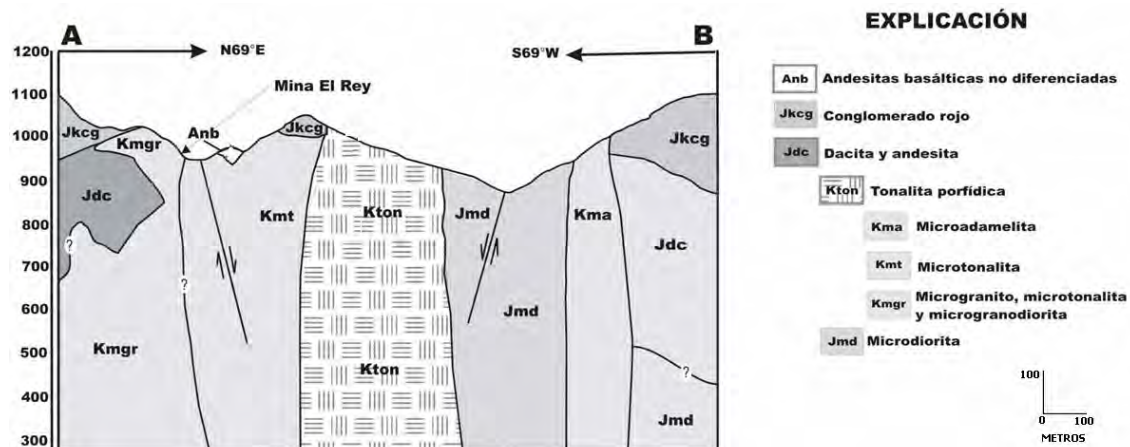


Figura 28. Sección geológica A-B, del área de Tiámara (tomado de Garza-González, 2007).

4.2.2.2 Batolito de Tuzantla

Este cuerpo tiene una elongación N-S, aflora en un área de 133 kilómetros cuadrados, afecta al complejo vulcano-plutónico a lo largo de su contacto occidental y a la sucesión vulcano-sedimentaria del subterreno Arcelia-Palmar Chico en su contacto ESE (Fig. 4). Este intrusivo varía en su composición de granodiorita a cuarzomonzonita y presentan una ligera alteración hidrotermal en la que el caolín reemplaza parcialmente a los feldespatos.

La cuarzomonzonita tiene una textura hipidiomórfica, las plagioclasas están alteradas parcialmente a sericita y calcita, tiene la presencia de minerales arcillosos derivados de la alteración parcial de los feldespatos potásicos, contiene vetillas de calcita e intercrecimientos de la misma con clorita, la clorita ha reemplazado en gran parte a los ferromagnesianos, presenta también asociaciones de pirita con titanita, cristales aislados de zircón, intercrecimientos de apatito con magnetita y su edad es de 132.3 ± 1.4 m. a. (Valanginiano) (Garza-González, 2007).

La granodiorita aflora en la parte occidental del batolito, en un cuerpo de elongación NW-SE; tiene una textura holocristalina hipidiomórfica. En el límite occidental del batolito presenta una textura gráfica, una ligera propilitización, vetillas de carbonatos, minerales arcillosos por la alteración de feldespatos y un reemplazo total de los ferromagnesianos por clorita, la que forma vetillas asociada con pirita. En esta zona se tiene la existencia de diques micrograníticos que presentan una textura gráfica y diferentes grados de silicificación, carbonatación y cloritización.

En la parte interna del batolito, la granodiorita presenta una alteración potásica, el reemplazo de hornblenda por biotita que a su vez es reemplazada por clorita y una edad de 131.8 ± 1.1 y 131.0 ± 1.1 m. a. (Valanginiano) (Garza González, 2007). Este mismo autor menciona la relación magmática entre el batolito de Tuzantla y los cuerpos hipabisales del pórfido de Tiámara. Los intrusivos porfídicos mineralizados afectan al complejo ígneo cerca del borde NW y W del batolito de Tuzantla.

4.2.3 Rocas encajonantes

Las rocas encajonantes consisten de diversos tipos de rocas plutónicas (Figs. 27 y 28). El conglomerado rojo y las andesitas cubren gran parte de la zona norte y occidental, fuera del proyecto Tiámara.

La cubierta de rocas sedimentarias terrígenas está compuesta de conglomerado rojo formado por clastos de origen continental que en su base está constituida por estratos gruesos. El contenido de estos estratos son fenoclastos que varían de sub-redondeados a subangulosos de diversas rocas como andesita, esquisto, caliza y cuarzo; los estratos varían en espesor desde algunas decenas de centímetros hasta varios metros y presentan una gradación de los clastos hacia la cima en donde se tiene la presencia de areniscas. En este conglomerado los clastos se encuentran dentro de una matriz arcillosa con cementante calcáreo. Este conjunto de estratos está intrusionado en la parte occidente, central y oriente por microgranito, microtonalita y microadamelita respectivamente.

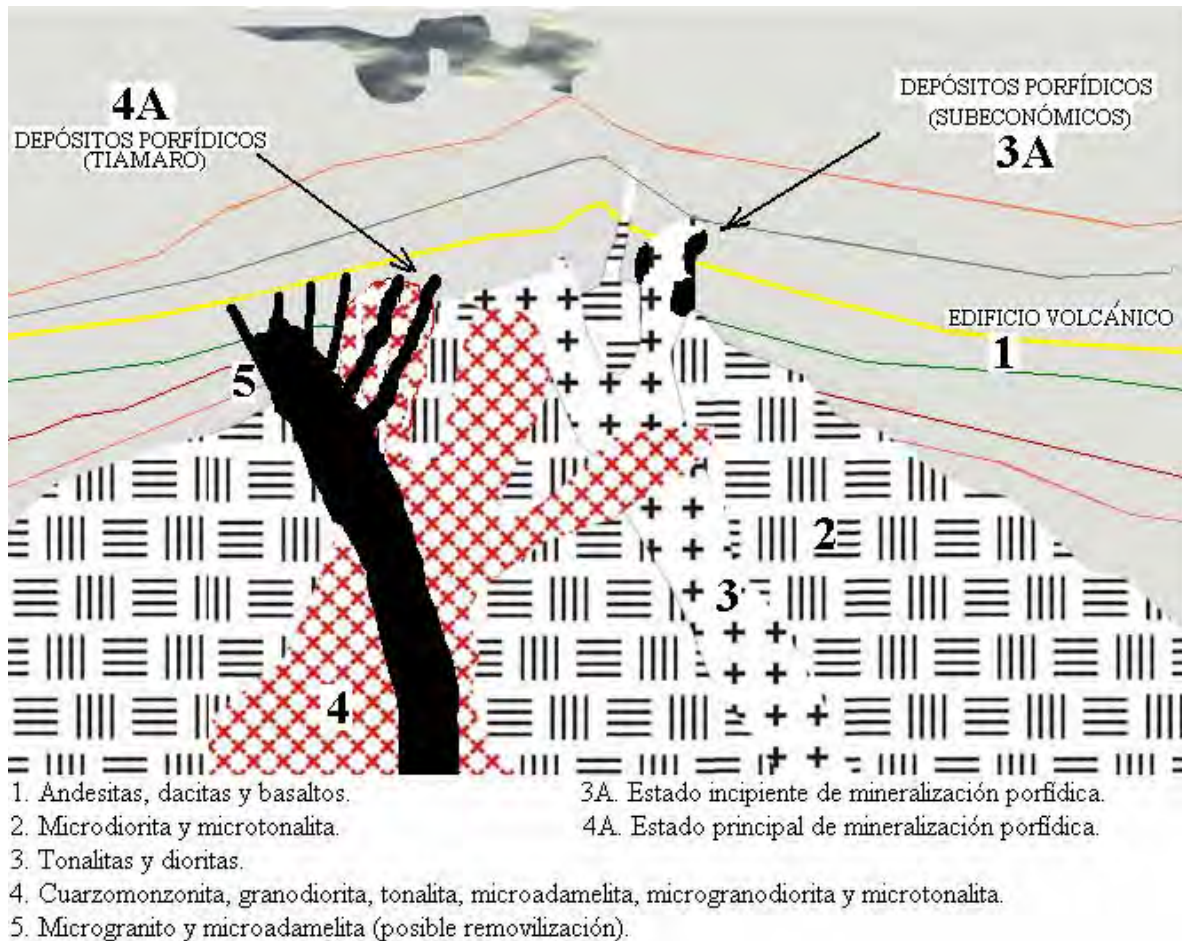


Figura 29. Sección idealizada que muestra los episodios magmático-hidrotermales en el área de Tiámaro (tomado de Garza-González, 2007).

La roca volcánica más abundante es la andesita basáltica que cubre una gran extensión de la zona mineralizada en la parte norte y se encuentra sobre las capas rojas existiendo entre ellas un *hyato* erosivo. La roca al fresco es color gris oscuro con tonalidades marrón, textura afanítica, compacta, presenta vesículas y escasas fracturas.

Las rocas plutónicas están representadas por cuerpos hipabisales no mineralizados que intrusionan al complejo vulcano-plutónico y en ocasiones a las rocas mineralizadas. Los intrusivos son:

-Diorita porfídica, de color gris claro con tonalidades verdosas, compacta, textura porfídica y con pocas fracturas. Presenta una alteración leve a moderada. Se encuentra en la parte sur del sistema mineralizado.

-Microtonalita, esta roca es muy parecida a las microtonalitas mineralizadas, al fresco es de color gris claro, compacta, de textura porfídica y con algunas vetillas. Tiene una alteración argílica ligera. Se localiza fuera de la zona mineralizada, cerca del límite occidental de la mineralización. También se tienen diques de esta composición que intrusionan a las

microdioritas del complejo vulcano-plutónico, tienen un rumbo general N-S, espesores de 1 hasta 14 metros y se pueden observar en el arroyo Los Sabinos, al norte del arroyo El Salto y tanto al sur-oeste del arroyo de la mina El Rey como de la presa de jales. Los diques al fresco son color gris verdoso, compactos y de textura cristalina fina. La alteración hidrotermal de los diques es leve con el desarrollo de cuarzo, clorita, epidota y sericita.

-Microadamelita, se presenta en diques que afloran al norte de la bocamina El Cuervo, cerca de la microadamelita mineralizada y sobre la barranca El Salto con un rumbo general NE. Esta roca intrusiona a las microdioritas del complejo vulcano-plutónico (Fig. 27). Al fresco es color gris claro con tonalidades rosadas, textura holocristalina porfídica, compacta y con pocas fracturas.

4.2.4 Estructuras mineralizadas

La mineralización de interés se encuentra en los intrusivos calciocalinos de textura porfídica que afectan al complejo vulcano-plutónico de más de 132 m. a. Estos intrusivos pertenecen a cuerpos hipabisales cuya composición es diorítica, tonalítica, granodiorítica, adamelítica y granítica; están relacionados con el batolito de Tuzantla (Garza-González, 2007) y se pueden observar cerca del borde NW y W del batolito.

Las estructuras que contienen la mineralización de interés son principalmente *stockworks* alojados en la tonalita porfídica central, en los otros intrusivos posteriores al complejo vulcano-plutónico (microadamelita, microtonalita, microgranodiorita y microgranito), así como en la microdiorita del complejo vulcano-plutónico (Figs. 27 y 28) y está presente esencialmente en las zonas de alteración. Otro aspecto de relevancia es la presencia de un fallamiento lateral izquierdo con rumbo general NW-SE, que afecta a las rocas intrusivas y determinó la extensión y tendencia de la mineralización. Se tienen dos sistemas principales mineralizados de fracturamiento, uno NW70°SE con 36° a 50° de buzamiento al SW y el otro NE65°SW con 40° a 50° de buzamiento al SE. “La disposición, geometría e indicadores cinemáticos de ambos sistemas, sugieren *a priori* el desarrollo de un fallamiento lateral izquierdo, de rumbo general NW-SE, que determinó la extensión de los cuerpos mineralizados o los *trends* de la mineralización” (Garza-González, 2007).

-La tonalita porfídica abarca un área de unos 8,000 metros cuadrados en la zona central y se infiere que tiene una extensión mayor al NNE, donde en la superficie existe suelo residual y bloques de andesita que cubren a la tonalita porfídica. En los afloramientos se observa que está totalmente alterada por efecto del hidrotermalismo y el intemperismo. Posee un color blanco con tonalidades marrones que se debe a que ha sido totalmente alterada a arcillas (caolín y montmorillonita). La roca en las zonas más frescas es de color verde claro, textura porfídica y con bastantes vetillas de varios milímetros (cuarzo-pirita-calcopirita-calcita, cuarzo-pirita-calcopirita-bornita, cuarzo-calcopirita-bornita-calcita, calcopirita-pirita, cuarzo-pirita y de cuarzo-pirita-calcita); en ocasiones presenta vetillas de más del centímetro de espesor (cuarzo-pirita-calcopirita-calcita-clorita y de cuarzo-clorita-pirita) con los bordes muy cloritizados. Albergado en esta roca se encuentra un *stockwork* cuprífero; las vetillas localizadas en esta estructura mineralizada contienen óxidos de hierro provenientes de la alteración de la pirita y calcopirita; también se observan malaquita y neotocita cuprífera. La alteración supergénica de esta roca conforma una cubierta de

aproximadamente 10 metros. Esta roca intrusión a las microdioritas del complejo vulcano-plutónico.

-La microadamelita se localiza en la parte ENE del área en donde intrusión a las capas rojas y las microdioritas de más de 132 m. a., en un área de 30,000 metros cuadrados aproximadamente; la roca al fresco es color blanco con tonalidades marrones, compacta, de textura porfídica y con fracturas. En la roca se observan microvetillas de calcita y sulfuros parcialmente oxidados, que atraviesan a los fenocristales y definen un *stockwork* cuprífero. Presenta una alteración hidrotermal moderada a intensa.

-La microtonalita se observa en un stock en la parte centro-occidental en un área de unos 32,000 metros cuadrados con una elongación NW-E. La roca al fresco es color gris claro a crema con tonalidades marrón, compacta, con textura porfídica, con vetillas mineralizadas (cuarzo-pirita-calcopirita-bornita, cuarzo-calcita, pirita-calcopirita, pirita masiva y de cuarzo-pirita-calcopirita) hasta de varios centímetros de espesor y sulfuros diseminados, que conforman un *stockwork* y en otras zonas está intensamente alterada. La pirita presente en diseminaciones puede llegar a constituir más de 10% de la roca. Esta roca también intrusión a las capas rojas y a las microdioritas.

-La microgranodiorita se localiza en la parte occidental del área en una zona pequeña, cerca de una obra minera (La Morena), donde intrusión a las capas rojas. La roca no es compacta, de color blanco amarillento por la presencia de arcillas debido a la alteración hidrotermal y al intemperismo, presenta vetillas (cuarzo-pirita-calcita con poca calcopirita) y otras rellenas de óxidos de hierro a consecuencia de la alteración de la pirita que también está diseminada y tiene una textura porfídica. La roca contiene un *stockwork* pirítico que rodea la parte occidental de la mineralización cuprífera.

-El microgranito es el de mayor extensión en la superficie, abarca en la parte occidental de la zona 10.5 hectáreas, con una elongación NE-SW y se encuentra en contacto discordante con las capas rojas y las microdioritas del complejo vulcano-plutónico. La roca es color blanco con tonalidades marrón, compacta, con textura porfídica, con abundantes vetillas mineralizadas (cuarzo-pirita-calcopirita-bornita) de hasta varios centímetros de espesor y con una alteración hidrotermal moderada a avanzada.

-Otra parte de la mineralización de interés, se encuentra en las microdioritas que pertenecen al complejo vulcano-plutónico de más de 132 m. a., la mineralización en estas rocas es alienígena y se presenta en stockwork, brechas y vetas en la zona de la mina El Cuervo. La roca es de color gris claro con tonalidades verdosas, textura porfídica, con abundantes vetillas que tienen desde unos milímetros hasta varios centímetros de espesor (cuarzo-pirita-calcopirita-calcita, cuarzo, cuarzo-calcita y de cuarzo-pirita-calcopirita-bornita) y tiene nódulos de varios milímetros de diámetro con la misma composición de las vetillas anteriores.

-Incluso existe cierta mineralización de interés en las rocas volcánicas (andesita-dacita) que contienen vetillas con escasa pirita-calcopirita-calcosita, ocasionalmente algunas vetillas de varios milímetros con calcopirita masiva o asociada con pirita-cuarzo-calcita-clorita y en forma diseminada.

4.2.5 Petrografía de las alteraciones hidrotermales

Los fluidos hidrotermales son los que provocan el reemplazo de los minerales originales de una roca por nuevos minerales (alteración hidrotermal); dicha alteración es el resultado de la interacción del fluido acuoso con la roca en un intervalo de temperatura de menos de 100°C hasta más de 500°C, se encuentra dentro y alrededor de los yacimientos hidrotermales y forma halos mucho más grandes que los mismos depósitos. La distribución y mineralogía de la alteración depende del tipo de depósito mineral y del ambiente hidrotermal; también pueden indicar la proximidad de una mineralización de interés. El tipo de paragénesis de las alteraciones y sus proporciones dependen de la temperatura, presión, tipo de roca original, composición del fluido, relación agua/roca, concentración de componentes, duración de la actividad hidrotermal y permeabilidad.

Las alteraciones hidrotermales en Tiámaro (Fig. 30) relacionadas a las rocas intrusivas del Valanginiano, afectan al plutonismo hipabisal de más de 132 m. a. de naturaleza diorítica. Hay una coexistencia de alteración SCC (*sericite-clorite-clay*) y de alteración argílica en los intrusivos tonalíticos, alteración SCC en la microdiorita de la parte NE del proyecto, alteración cuarzo-sericita en microdioritas y alteración SCC-silícica en el microgranito y microgranodiorita de la zona de la mina El Rey. La microdiorita del complejo vulcano-plutónico de más de 132 m. a., presenta una alteración SCC en la zona de la mina El Cuervo, rodeada por una franja de alteración propilítica, que al sur, lejos de la zona de mineralización se presenta como una leve propilitización regional en donde existen diques tonalíticos no mineralizados, con una leve alteración argílica y escasa epidota. En general la alteración potásica no ha sido identificada en la zona de Tiámaro, salvo en la granodiorita del batolito de Tuzantla (Garza-González, 2007).

La descripción y análisis de las rocas existentes en superficie y a profundidad, así como de las alteraciones hidrotermales que las afectan, fueron realizadas por Garza-González (2007), quién identificó los minerales de alteración por difracción de rayos x, en núcleos obtenidos de cuatro barrenos con diamante (T-1, T-2, T-3 y T-4; Figs. 30 y 31) hechos por la compañía Noranda Exploración México S. A. de C. V. Las características de la alteración hidrotermal en las rocas son las siguientes:

-En la tonalita porfídica ubicada en la parte central que aparece en un intervalo de 0-97 metros en el barreno T-4, existe una intensa argilización superficial coexistente con un *stockwork* cuprífero (óxidos e hidróxidos de hierro, carbonatos de cobre y neotocita) en un intervalo aproximado de 25 metros. La alteración está conformada por más del 90% de arcillas (montmorillonita y caolín). La alteración argílica va cambiando con la profundidad a una alteración SCC con asociación de cuarzo-sericita-clorita, carbonatos y caolín. La roca en muestra de mano es de color gris con tonalidades verdes, textura porfídica, presenta la mineralización de interés (calcopirita y bornita) en un *stockwork* con vetillas de varios milímetros y en ocasiones de más de un centímetro con bordes cloritizados y piritita diseminada que puede alcanzar hasta un 10%. También existen vetillas de cuarzo amatista, carbonatos (calcita y magnesita). En la roca los sulfuros alcanzan cantidades de 3 a 10% y están presentes en las vetillas así como diseminados asociados a cuarzo. La clorita ha reemplazado totalmente a los ferromagnesianos, se asocia a la mineralización de interés y se encuentra también con abundantes carbonatos en vetillas junto con sulfuros diseminados.

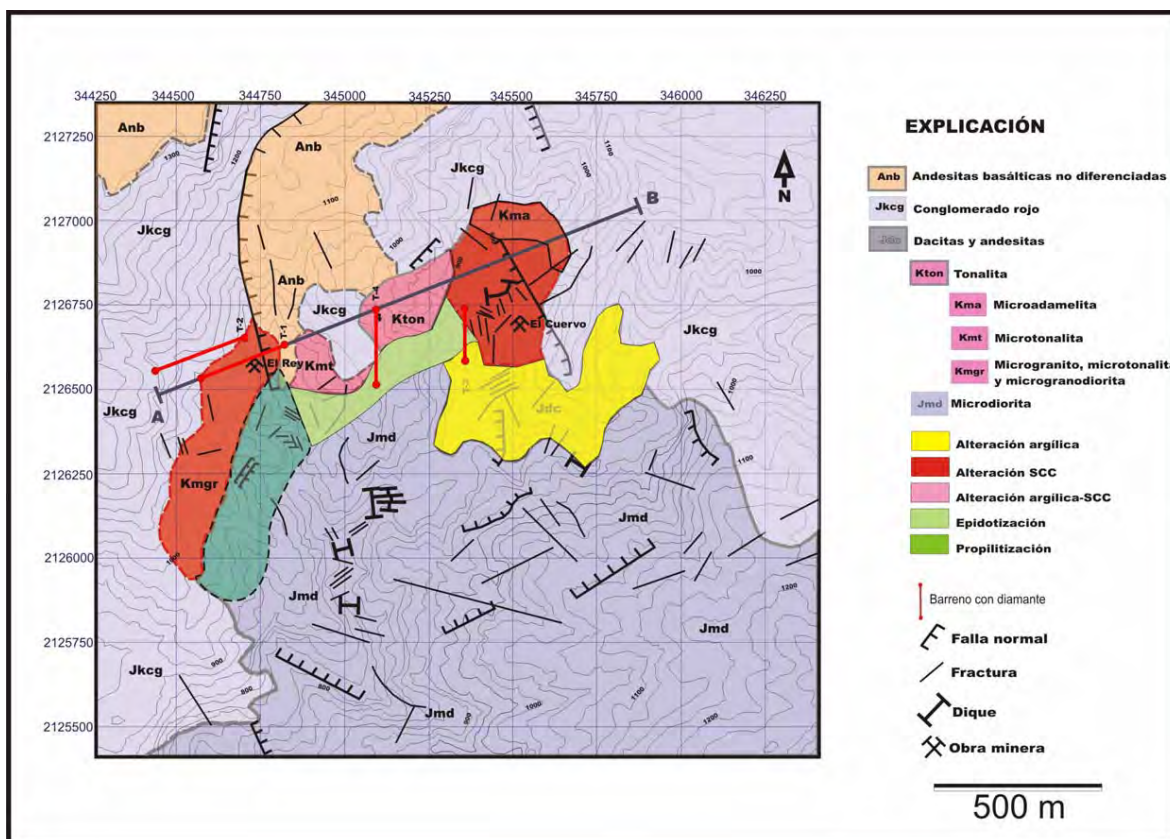


Figura 30. Mapa geológico y de alteración hidrotermal del pórfido de cobre de Tiámara, estado de Michoacán (tomado de Garza-González, 2007).

-La microdiorita del complejo vulcano-plutónico de más de 132 m. a. que está intrusionada por la tonalita porfídica de la parte central, sigue en el intervalo de 97-342 metros del barreno T-4. La roca es gris clara con tonalidades verdes y de textura porfídica. En el contacto entre esta roca y la tonalita existe una alteración argílica en la que existe un reemplazo parcial y total de plagioclasas por sericita y caolín, reemplazo total de ferromagnesianos por clorita que también está presente en nódulos con cuarzo. La calcita está presente en vetillas y asociada a clorita. La roca a mayor profundidad presenta alteración SCC, color gris verdoso, mayor concentración de clorita, vetillas de varios milímetros y nódulos, en los que existe mineralización de interés. A mayor profundidad, existen intervalos de alteración propilítica y argílica. La alteración propilítica en la roca se manifiesta con un color gris verdoso, vetillas de milímetros hasta centímetros, en algunos intervalos es total y coexistente con mineralización de interés, presencia de tremolita-actinolita, epidota, sericita, pirita y gran cantidad de clorita. En esta roca también se tiene silicificación que consta de cuarzo en vetillas, nódulos, en intercrecimientos con otros minerales y con presencia de mineralización de interés.

En el barreno T-1, esta roca fue identificada a profundidad en un intervalo de 145-253 metros, por debajo de la microtonalita, conteniendo un pequeño intervalo de pocos metros de esta última y por encima de la microgranodiorita; es de color blanco y varía hasta colores grises y verdes oscuros, de textura porfídica, además del *stockwork* también tiene

cierto brechamiento; presenta una alternancia de alteración argílica y alteración SCC así como carbonatación en algunos intervalos y una mineralización de interés que ronda el 1% de cobre. Esta roca también está presente al SE, cerca de la mina El Cuervo en diferentes intervalos de 11-19, 38-63 y 70-212 metros del barreno T-3, presenta mineralización de interés en forma de *stockwork*, brechas, vetas y diseminada en la matriz de la roca en la zona de la mina El Cuervo; el primer intervalo se encuentra entre la micromonzonita y la andesita, es de color verde claro, de estructura bandeada, con abundante pirita y la alteración predominante es cuarzo-sericítica; el segundo intervalo es rico en pirita (más de 10%), contiene escasa mineralización de calcopirita y bornita y la alteración es cuarzo-sericítica; en el último intervalo es de color gris con tonalidades verdes, de textura porfídica, con abundante pirita hasta 10%, tiene mineralización de interés y la alteración pasa de cuarzo-sericítica a argílica a partir de los 144 metros aproximadamente.

-La microtonalita en la zona centro-occidental del área, aparece en el intervalo de 42-145 metros en el barreno T-1, tiene una intensa mineralización de interés en un *stockwork* en el que existe cuarzo, pirita (también presente en vetillas de pirita masiva así como en diseminaciones y puede alcanzar hasta el 10%), calcopirita y bornita. En esta roca está presente gran parte de la mineralización de interés. Esta roca es de color crema con tonalidades marrón y varía hasta colores grises y verdes, de textura porfídica, contiene gran cantidad de sulfuros tanto en diseminaciones como en vetillas y óxidos de Fe; presenta una alteración argílica (las arcillas desarrolladas por la alteración son principalmente sericita y caolín), alteración SCC que se puede apreciar por la gran cantidad de caolín, también se desarrolló una carbonatación (calcita, magnesita y poca dolomita) presente en vetillas y una silicificación con gran desarrollo de cuarzo diseminado y en vetillas ricas en mineralización de interés (aunque esta última también se presenta con los carbonatos, la clorita y diseminada). Esta roca presenta un valor aproximado de 1% de cobre aunque en algunas partes el porcentaje se eleva hasta poco más del 2%. La microtonalita se encontró en el intervalo de 226-232 metros del barreno T-1 entre la microdiorita.

En la parte occidental del área, en el barreno T-2, la microtonalita se presenta en el último intervalo del mismo (293-316 metros) por debajo de la dacita, es de color verde claro y presenta una leve alteración argílica. Finalmente esta roca está presente, en un pequeño intervalo de unos cuantos metros, ya casi al final del barreno T-3 entre un intervalo de microdiorita y otro de microadamelita; es de color gris con tintes verdes, de textura porfídica, con abundante pirita y presenta alteración argílica.

-El microgranito de la mina El Rey en la parte occidental del cuerpo mineralizado, presenta el mismo tipo de *stockwork* con cuarzo, pirita, calcopirita y bornita que está presente en la microtonalita del barreno T-1. Esta roca junto con la microtonalita está presente en un amplio afloramiento, pero tienen poca persistencia a profundidad. El microgranito tiene una alteración que desarrolló gran cantidad de cuarzo y sericita junto con una carbonatación y moderada presencia de caolín.

-La microgranodiorita se reconoció en la parte final del barreno T-1 por debajo de la microdiorita, es de color blanco, de textura porfídica y presenta un *stockwork* de cuarzo-pirita y presenta una ligera alteración argílica. En la parte occidental del área en el barreno T-2, esta roca está presente en el intervalo de 0-120 metros por encima de la andesita,

presenta un *stockwork* y una brecha de matriz arcillosa con pirita diseminada que están limitados por vetillas consistentes en cuarzo-pirita-carbonatos. La alteración en esta roca es argílica con mayor presencia de caolín que de sericita y muestra cierta carbonatación. El *stockwork* es rico en pirita asociada a cuarzo y llega a presentar vetillas de varios centímetros e incluso algunas únicamente con pirita; dicho *stockwork* está afectado por brechas hidrotermales que alcanzan varios centímetros y brechas relacionadas a fallas. Esta roca presenta mineralización de interés.

-La andesita de la parte occidental aparece en el barreno T-2 alternando con dos intervalos de brechas en la parte del barreno que va desde los 120 a los 202 metros, debajo de la microgranodiorita y encima de la dacita. La andesita es de color gris con tonalidades verdes, de textura afanítica, con algunas vetillas de cuarzo-pirita-calcopirita así como la presencia de pirita y presenta una intensa carbonatación (calcita principalmente, magnesita y dolomita). En seguida se tiene el primer intervalo, 139-151 metros, de brechas con vetillas de varios milímetros que presentan calcopirita. El siguiente intervalo de andesitas alcanza los 173 metros, es muy parecido al primero pero a diferencia de éste, tiene la presencia de bornita así como de óxidos de hierro en las vetillas y su alteración también es predominantemente por carbonatación e incluye otros minerales desarrollados por alteración como caolín, cuarzo, sericita y clorita (matriz cloritizada). El último intervalo de brechas tiene presencia de calcopirita en vetillas asociada a calcita, cuarzo, pirita e incluso calcosita. La alteración predominante es por carbonatos presentes en vetillas asociados a diferentes minerales. La andesita también está presente en un intervalo de 9 metros aproximadamente, entre la microdiorita y la dacita del barreno T-3 cerca de la mina El Cuervo, con abundante diseminación de pirita y alteración cuarzo-sericítica.

-La dacita se encuentra por debajo de las andesitas de la parte occidental en el intervalo de 202-293 metros del barreno T-2, presenta intervalos de brechamiento hidrotermal consistentes en fragmentos de la misma roca. La roca es de color gris con tonalidades verdes, de textura afanítica, con una frecuente alteración total que es predominantemente argílica que cementa las partes brechadas y la mineralización de interés está representada por calcopirita y calcosita tanto en vetillas como diseminada y con presencia de pirita. También está presente entre la andesita y la microdiorita en un intervalo de aproximadamente 9 metros del barreno T-3 cerca de la mina El Cuervo, con poca calcopirita y alteración cuarzo-sericítica.

-Micromonzonita, esta roca está situada al SE del área en la parte de 0-11 metros y de 63-70 metros del barreno T-3 cerca de la mina El Cuervo, es de color gris claro, de textura porfídica, contiene escasa mineralización de interés y la alteración es cuarzo-sericítica.

-Existe un intervalo de pocos metros de microadamelita a profundidad por debajo de la microtonalita en el barreno T-3 cerca de la mina El Cuervo, que es de color gris con diferentes tonalidades, de textura porfídica, con abundante pirita diseminada y alteración argílica.

-Debajo de la microadamelita en el barreno T-3, desde los 212 metros hasta el final del barreno, existe una brecha de fragmentos de rocas hipabisales y volcánicas en una matriz de

naturaleza andesítica; esta roca presenta diseminaciones de calcopirita y escasa bornita, abundante pirita, alteración argílica y epidotización.

-La diorita porfídica aparece en los últimos 23 metros del barreno T-4 por debajo de la microdiorita, presenta una ligera alteración propilítica en la que se observa la presencia de clorita-epidota-calcita-pirita con poca presencia de caolín. De los minerales anteriores, la clorita y la calcita están presentes en vetillas, así como de forma aislada. La epidota es escasa, raramente está asociada con clorita y se presenta en forma aislada. El cuarzo es abundante y se manifiesta en vetillas junto con la calcita y minerales opacos, así como en intercrecimientos. Esta roca no presenta mineralización de interés.

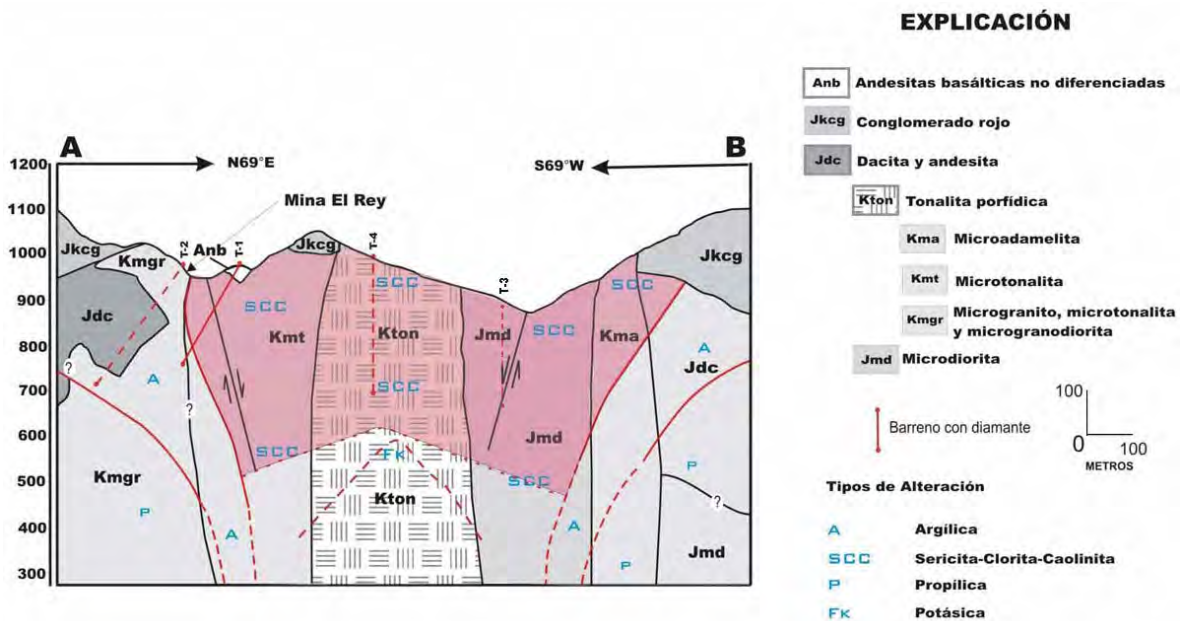


Figura 31. Sección geológica NE-SW que mira al noroeste, muestra la distribución de las alteraciones y la extensión a profundidad de la mineralización porfídica en la zona de alteración SCC en el pórfido de cobre de Tiámara. La línea punteada es inferida (tomado de Garza-González, 2007).

-La granodiorita de hornblenda del batolito de Tuzantla presenta una alteración potásica en unos pocos afloramientos, a unos 2.5 kilómetros al SE del área de Tiámara. La roca es de color gris claro con tintes marrones, de estructura compacta, textura porfídica y sin deformación. La alteración se presenta como reemplazo de hornblenda por biotita, la cual atraviesa y bordea a la hornblenda; la biotita rellena plagioclasas y se encuentra también en intercrecimiento con magnetita. Frecuentemente, la biotita está parcialmente alterada a clorita. La hornblenda se presenta en vetillas atravesando feldespato potásico y también está parcial o totalmente cloritizada. Los feldespatos están alterados a caolín y sericita. Los minerales accesorios son pirita y apatito, la última está bordeada en ocasiones por titanita.

4.2.6 Mineralización y zoneamiento de las alteraciones hidrotermales

Como ya se mencionó, las alteraciones hidrotermales en el pórfido de Tiámaro son principalmente la alteración SCC, la argílica, la cuarzo-sericítica y la propilítica (Figs. 30 y 31); aunque la alteración potásica no se ha reconocido, se deduce su existencia a profundidad y posiblemente se desarrolla en la tonalita porfídica central siguiendo el modelo de Lowell y Guilbert (Fig. 26). La mineralización de interés se encuentra alojada principalmente en la zona de alteración SCC, aunque también está presente en las zonas de alteración propilítica y silícica.

-La alteración SCC se localiza principalmente en la parte central de Tiámaro y afecta a la tonalita porfídica central, a la microdiorita, que también es afectada por alteración argílica y a la microtonalita que está en contacto con la tonalita porfídica. Esta alteración por tanto, afectan a las rocas de la parte central de la zona de estudio; se observa en superficie y tiene continuación a profundidad (barrenos T-1 y T-4).

-La alteración argílica rodea a la alteración SCC, afecta a la tonalita, la microdiorita, la microgranodiorita, la dacita, la microtonalita, la microadamelita y a la brecha volcánica. Esta alteración presenta gran cantidad de piritita en *stockwork* y se manifiesta tanto en superficie como en profundidad (barrenos T-1, T-2 y T-3).

-La alteración propilítica es la más externa de las alteraciones, afecta a la microdiorita, a las rocas volcánicas, y al conjunto de microgranito-microtonalita-microgranodiorita. Esta alteración está en parte rodeada de alteración cuarzo-sericítica; se conoce a profundidad (barreno T-4) y en superficie al sur de la zona mineralizada.

5 CARACTERÍSTICAS DE LA FASE FLUIDA RELACIONADA A LA MINERALIZACIÓN CUPRÍFERA

5.1 Introducción a la microtermometría de inclusiones fluidas

El objetivo del estudio de las inclusiones fluidas en este tipo de depósitos, es la determinación y comportamiento de los fluidos que han intervenido en las diferentes etapas de formación de las rocas y de los fluidos que quedan atrapados en los minerales de mena y ganga. Los fluidos atrapados en las inclusiones pueden ser de origen magmático o hidrotermal y contemporáneos con la formación de la roca, o bien posteriores, producto de episodios hidrotermales subsecuentes que percolaron a través de fracturas.

El estudio de las inclusiones fluidas en un yacimiento mineral de origen hidrotermal brinda información como presión, temperatura y carácter químico del fluido(s) que originó la mineralización. Las inclusiones fluidas se originan cuando se desarrollan los cristales de minerales que precipitan de los fluidos hidrotermales y que durante su desarrollo pueden atrapar gases y/o líquidos del fluido del que precipitaron. Si el fluido es encapsulado a alta temperatura, entonces es probable que exista una separación de una fase gaseosa y de una fase líquida al bajar la temperatura o la presión. Al ocurrir lo anterior puede existir una disminución en la solubilidad del fluido y precipitar y desarrollarse cristales de otros minerales diferentes (minerales hijo) al mineral huésped. Los minerales hijos más comunes de las inclusiones fluidas son halita, silvita, hematita, magnetita, anhidrita, calcopirita y otras sales (el sodio y el cloro son las sustancias disueltas más abundantes en las inclusiones líquidas). Las sales disueltas pueden alcanzar hasta un 70% en peso del líquido y son principalmente cloruros, sulfatos y carbonatos de sodio, potasio, magnesio y calcio. La halita es el mineral más abundante en la parte sólida de las inclusiones fluidas (Guilbert y Park, 1986). Por su origen, las inclusiones fluidas han sido divididas en tres diferentes: primarias, pseudosecundarias y secundarias (Roedder, 1984).

-Las inclusiones fluidas primarias son la que quedan encapsuladas durante el desarrollo del cristal, cuando se forman irregularidades o imperfecciones que atrapan pequeñas cantidades del fluido, sin permitir la existencia de un intercambio en la cavidad o vacuola, ya sea por una fuga del fluido o la mezcla con otro tipo de fluidos, que pudieran penetrar el cristal, posterior a la captura de la inclusión fluida atrapada de la que precipitó el mineral huésped. Por lo tanto estas inclusiones se localizan en zonas paralelas al avance de las caras, aristas o vértices del cristal.

-Las inclusiones fluidas secundarias son la que se forman por cualquier proceso posterior a la cristalización primaria del mineral huésped. Se originan cuando el cristal se fractura; una vez que la cristalización primaria ha terminado, durante un episodio hidrotermal posterior a la formación del cristal, los fluidos penetran en la fractura (pueden provocar una disolución dentro del cristal, en la cavidad) y empieza la recristalización del mineral huésped. La fractura se sella por el nuevo período de crecimiento cristalino del mineral huésped y provoca la captura del fluido (Fig. 32). Estas inclusiones brindan información sólo de esta etapa hidrotermal posterior a la formación del cristal en el que se encuentran alojadas.

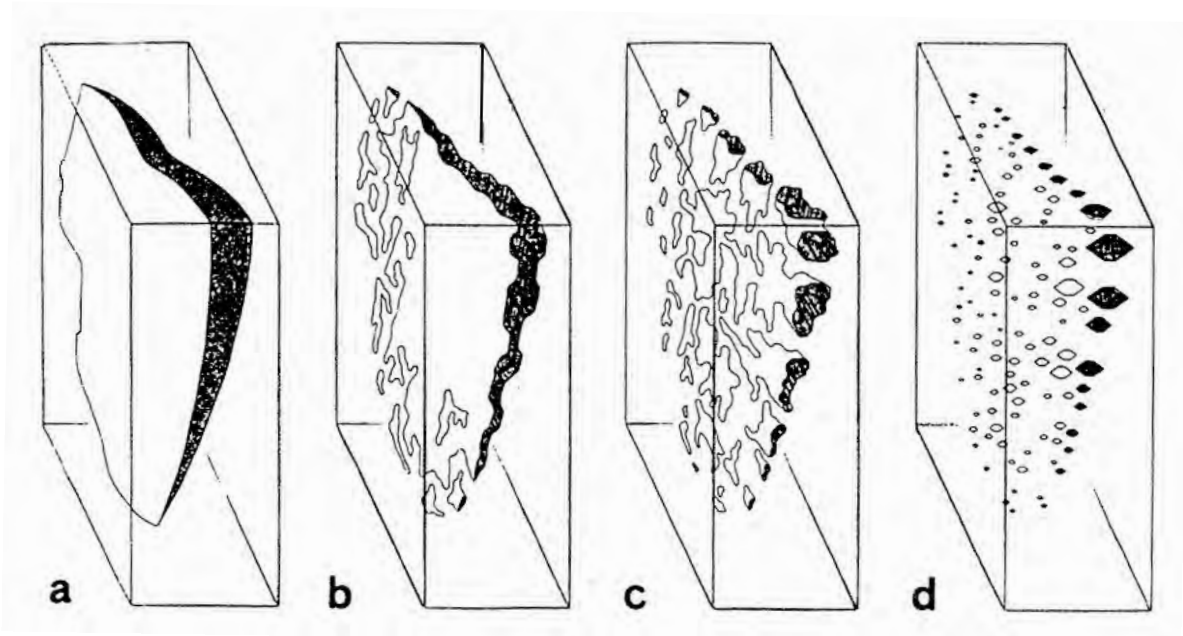


Figura 32. Cierre de una fractura en un cristal, atrapando inclusiones secundarias (tomado de Roedder, 1984).

En general las inclusiones secundarias se disponen a lo largo de fracturas recrystalizadas, atravesando al cristal con orientaciones irregulares.

-Las inclusiones fluidas pseudosecundarias pueden confundirse con las secundarias, pero se forman cuando el cristal se fractura durante su crecimiento y el fluido del cual está precipitando entra en la fractura y queda atrapado, dado que el cristal sigue creciendo y sella la fractura. Estas inclusiones pueden coexistir y ser diferentes en composición de las inclusiones primarias, dado que si existió un cambio en la composición del fluido durante el desarrollo del núcleo del cristal y los bordes del mismo, el fluido que penetra en la fractura y queda atrapado en el centro del cristal, va a ser distinto de las inclusiones adyacentes. Estas inclusiones aparecen diferentemente orientadas, pero se encuentran todas dentro de las zonas de crecimiento del cristal.

Las inclusiones se encuentran tanto en minerales transparentes como en opacos pero es más fácil estudiarlas en los minerales transparentes. En cualquier cuarzo lechoso pueden encontrarse inclusiones fluidas, aunque casi siempre sólo pueden ser observadas a un nivel microscópico.



Figura 33. Inclusión tipo 3 según Nash y Theodore, (1971) común en mineralizaciones tipo pórfido (tomado de Guilbert y Park, 1986). V=vapor; H=halita; S=silvita; Hm=hematita; O=mineral opaco, probablemente magnetita o calcopirita; L=líquido

Sin importar el origen de las inclusiones, pueden ser encontradas en cinco formas o tipos diferentes según la clasificación hecha por Nash y Theodore (1971): Tipo 1 líquida con una pequeña burbuja de vapor y sin minerales hijo; Tipo 2 líquida con una gran burbuja de vapor y sin minerales hijo; Tipo 3 líquida con mineral(es) hijo y poco vapor (común en mineralizaciones tipo pórfido) (Guilbert y Park, 1986) (Fig. 33); Tipo 4 dos líquidos con vapor y mineral(es) hijo; Tipo 5 bióxido de carbono líquido con vapor. También existen otras clasificaciones diferentes a los cinco tipos anteriores.

5.2 Vetillas en las zonas de alteración hidrotermal

La liberación de fluidos magmáticos y su posible combinación con otro tipo de fluidos (aguas meteóricas por ejemplo), origina los sistemas hidrotermales convectivos, que pueden ser los responsables del fracturamiento de las rocas en donde ocurre la precipitación de los minerales de mena y la alteración de las rocas. Debido a este fracturamiento se forman los *stockworks*, que son evidencia del flujo de las soluciones hidrotermales mineralizadoras.

Las vetillas que forman parte de los diferentes *stockworks* presentes en las zonas de alteración de las rocas de Tiámaro, están constituidas por diversas asociaciones de minerales y es en algunas de ellas donde existe la mineralización de interés. A continuación se mencionan las vetillas en las que existe mineralización de cobre, el orden en el que se mencionan no tiene que ver necesariamente con la secuencia de formación de las mismas ya que existen otras vetillas sin mineralización de cobre que no son mencionadas.

-La mineralización de interés en la tonalita ubicada en la parte central del área, se encuentra distribuida en diferentes grupos de vetillas localizadas principalmente en la zona de alteración SCC. Las vetillas en donde se encuentra la mineralización de interés son de cuarzo + clorita + calcopirita ± pirita, estas vetillas son muy delgadas, discontinuas y la calcopirita es el principal sulfuro; la segunda asociación es de cuarzo + calcopirita + pirita, estas vetillas son más gruesas pero no mayores a 3 milímetros y la calcopirita también es el principal sulfuro; la tercera asociación es de cuarzo + calcopirita ± bornita, las vetillas no son mayores a 1 milímetro y la bornita es esporádica; la cuarta asociación de cuarzo + calcita + pirita ± calcopirita ± bornita ± magnesita esta última identificada por difracción de rayos X por Garza-González (2007), las vetillas miden menos de 1 milímetro se tiene escasa calcopirita y bornita. Las vetillas con mineralización de interés más importantes son las tres primeras descritas.

-En la zona de alteración argílica de la microdiorita presente en el barreno T-1 (Figs. 30 y 31), existen vetillas con mineralización cuprífera en donde se ha reportado oro asociado a los sulfuros de cobre (Garza-González, 2007). Las vetillas con mineralización de interés son de cuarzo + calcopirita ± pirita, estas vetillas son abundantes y varían en espesor desde menos de 1 milímetro hasta varios centímetros; la segunda asociación es de cuarzo + calcopirita + pirita ± bornita, al igual que las vetillas anteriores estas vetillas son abundantes y con la misma variación de espesor; la tercera asociación es de cuarzo + calcita ± magnesita ± calcopirita ± pirita. Las vetillas más abundantes son las dos primeras. La parte de la alteración SCC de la microdiorita del barreno T-1, también presenta vetillas con mineralización cuprífera que son de cuarzo ± clorita ± hematita ± calcopirita; el segundo grupo de vetillas es de cuarzo + calcopirita ± pirita ± bornita, estas vetillas frecuentemente tienen 1 centímetro de espesor; el tercer grupo contiene magnesita + calcita ± calcopirita ± pirita; a mayor profundidad se tienen vetillas de cuarzo + calcopirita ± pirita ± clorita, en donde la calcopirita es abundante pero de cristales de poco tamaño y otra asociación con cuarzo + calcopirita ± clorita, donde la calcopirita también es abundante pero de mayor tamaño que en el grupo anterior de vetillas.

La microdiorita del barreno T-4, como previamente fue descrita, presenta diversos intervalos de alteración argílica, SCC y propilítica. Tiene mineralización de interés en las zonas de alteración SCC y propilítica (Fig. 30). En la zona de alteración SCC las vetillas con mineralización de interés son de cuarzo ± calcopirita menores a 1 milímetro de espesor y la calcopirita es escasa; la segunda asociación es de cuarzo + clorita + pirita + calcopirita, en estas vetillas la calcopirita también es escasa; la tercera asociación es de cuarzo + calcopirita ± pirita; la cuarta asociación es de cuarzo + calcopirita, aquí existen cristales grandes de calcopirita (1-2 milímetros); la quinta asociación es de cuarzo + calcita ± calcopirita, nuevamente la calcopirita vuelve a ser escasa. En la zona de alteración propilítica las vetillas con mineralización de interés son de cuarzo + clorita ± calcopirita ± pirita, estas vetillas son menores a 1 milímetro y con escasa calcopirita; la segunda asociación es de cuarzo + calcopirita ± pirita de varios milímetros de espesor; la tercera asociación es de cuarzo + calcopirita ± bornita ± pirita alcanza hasta 1 centímetro de grosor; la cuarta asociación es de calcita ± cuarzo ± calcopirita ± bornita, al igual que la asociación anterior pueden ser de 1 centímetro de espesor.

-La diorita porfídica del barreno T-4 presenta algunas vetillas en las que se llega a observar escasa calcopirita, sin gran importancia, que pudiera ser influencia de la mineralización de interés presente en la tonalita de la parte central.

-La microtonalita del barreno T-1 como ya se mencionó es una de las rocas en las que se tiene una importante mineralización, presente en vetillas que varían en espesor desde varios centímetros hasta menores a 1 milímetro. La primera asociación es de cuarzo + calcopirita ± pirita ± clorita menor a 1 milímetro de espesor; la segunda asociación es de cuarzo + calcopirita ± pirita, de varios centímetros de espesor; la tercera asociación es de cuarzo + calcopirita ± pirita ± bornita, al igual que la anterior es de varios centímetros de espesor. La segunda y tercera asociación son las más frecuentes.

-La mineralización en la microgranodiorita del barreno T-2 presenta abundante pirita y se encuentra en vetillas de cuarzo + pirita ± calcopirita; la segunda asociación es de cuarzo + calcita + pirita ± calcopirita ± magnesita ± dolomita, aquí el cuarzo es cristalino; la tercera asociación es de calcita + caolín + pirita ± calcopirita ± bornita, estas vetillas son las más frecuentes.

-En las rocas volcánicas del barreno T-2 la mineralización cuprífera se localiza en la zona argílica que coexiste con carbonatación y cierta cloritización. Las vetillas mineralizadas son de cuarzo + clorita ± pirita ± calcopirita, estas vetillas son menores a un centímetro, son abundantes y la calcopirita se encuentra en cristales aislados.

-En el barreno T-3 la calcopirita y la bornita se encuentran en cuerpos de limitada extensión, pero de alta ley asociados a fallas y que no se observan más allá de los 90 metros de profundidad del barreno. Lo anterior al encontrarse asociado a fallas puede ser el resultado del incremento de fluidos exueltos por los intrusivos con el consecuente aumento de presión y fracturamiento de las rocas, seguido del paso de de los fluidos hidrotermales y la precipitación de los sulfuros que sellan las fracturas. Este proceso puede repetirse varias veces y los fluidos al ascender experimentan un cambio de presión litostática a hidrostática, lo que ocasiona la ebullición de los mismos, acompañada de un brechamiento y la posterior precipitación de sulfuros (Edwards y Atkinson, 1986); esto indica que esta zona se encuentra en la periferia del sistema.

5.3 Ocurrencia y tipos de inclusiones fluidas reconocidas en las vetillas mineralizadas

Sourirajan y Kennedy (1962) y Bodnar et al. (1985), mencionan que en los magmas en proceso de cristalización ocurre una exsolución de fluidos acuosos que se separan en dos fases coexistentes, un líquido denso de alta salinidad y una fase de vapor de baja salinidad. La presión y temperatura influyen en la salinidad de dichas fases, la que a su vez, afecta la relación líquido/vapor del fluido exuelto y por consecuente de las inclusiones fluidas. Según Hedenquist et al. (1998), la forma de las inclusiones fluidas está relacionada a la temperatura que prevalecía en el sistema al momento de su formación. Las inclusiones de forma irregular se forman en las zonas de menor temperatura y en las zonas de mayor temperatura se forman las inclusiones con forma de cristal negativo, lo que indica la presencia de un fluido de alta salinidad cuyo origen es a profundidad. Lo anterior indica la

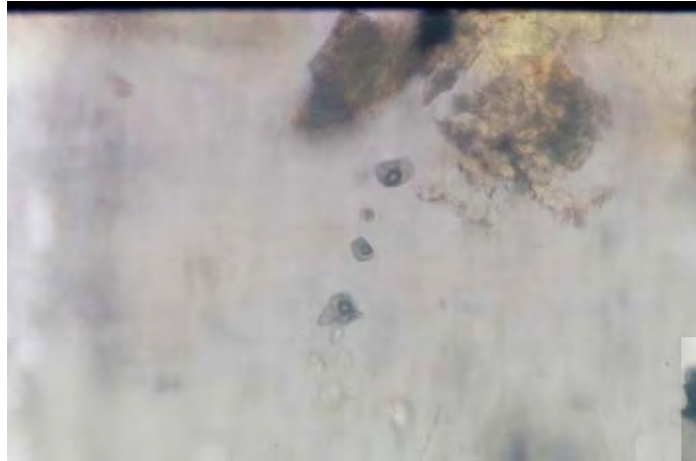


Figura 34. Inclusiones primarias tipo I en cuarzo asociado a calcopirita en las vetillas de cuarzo + clorita + calcopirita \pm pirita de la tonalita en la alteración SCC (tomado de Garza-González, 2007).

evolución vertical del fluido desde el intrusivo hasta un ambiente de menor temperatura conforme va ascendiendo a través de la columna litostática.

En Tiámara, en las diferentes vetillas emplazadas en los diversos tipos de rocas de la zona, se reconocieron esencialmente dos tipos de inclusiones, la bifásica (líquido y vapor) y la trifásica (líquido, vapor y sólido). Para su estudio Garza-González (2007) las subdividió en cinco tipos:

Tipo I. Inclusiones bifásicas L + V que homogenizan en la fase líquida durante el calentamiento. Estas inclusiones existen en cuarzo anedral y a lo largo de pocas zonas de crecimiento apreciables en cuarzo subedral.

Tipo II. Inclusiones bifásicas L + V, con una relación líquido/vapor mayor que las del tipo I y también presentes indiferentemente en cuarzo anedral y subedral.

Tipo III. Inclusiones bifásicas L + V con formas que tienden a la traza de cristal negativo y que homogenizan en la fase líquida durante el proceso de calentamiento.

Tipo IV. Inclusiones bifásicas L + V con muy bajas relaciones líquido/vapor y en las que la burbuja de gas se expande durante el calentamiento y homogeniza en la fase de vapor.

Tipo V. Inclusiones trifásicas L + V + S, con relaciones líquido/vapor similares a las del tipo I, pero con la existencia de un mineral opaco, posiblemente calcopirita.

Las inclusiones tipo I y II son las más comunes, las del tipo III son relativamente frecuentes y se limitan a las zonas de mayor temperatura. Las inclusiones tipo IV y V son escasas y principalmente se encuentran en la parte final del barreno T-4. Las inclusiones saturadas en NaCl que son muy frecuentes en los pórfidos de cobre, están ausentes en Tiámara (Garza-González, 2007).

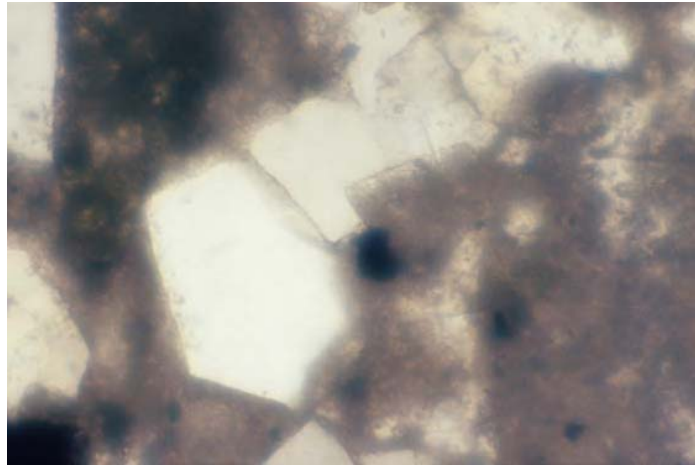


Figura 35. Cuarzo asociado a calcopirita de las vetillas de cuarzo + calcopirita + pirita de la tonalita en la alteración SCC (tomado de Garza-González, 2007).

En las rocas del barreno T-4 se tiene la presencia de gran cantidad de inclusiones que se distribuyen de la siguiente manera:

-En la zona con mineralización de interés en la tonalita, las inclusiones del tipo I presentes en el cuarzo, son abundantes en la zona de alteración SCC, en las vetillas de cuarzo + clorita + calcopirita \pm pirita homogenizan entre 266.3°C y 373.3°C; en las vetillas de cuarzo + calcopirita + pirita (Figs. 34 y 35), la homogenización es entre los 170.0°C a 348.6° C, la fusión de las inclusiones en los dos grupos de vetillas anteriores varía entre -10.9°C y -16.8°C (entre 14.87% y 20.07% en peso de NaCl). En estas últimas vetillas (cuarzo + calcopirita + pirita), las inclusiones del tipo I coexisten con inclusiones del tipo II y con escasas inclusiones del tipo IV. Las inclusiones del tipo II también están presentes en las vetillas de cuarzo + calcopirita \pm bornita (Garza-González, 2007).

-En la zona con mineralización de interés en la microdiorita las inclusiones del tipo I alojadas en cuarzo, son abundantes en la zona de alteración SCC en las vetillas de cuarzo \pm calcopirita y en las vetillas de cuarzo + calcopirita \pm pirita (Fig. 36). En estas últimas las inclusiones del tipo I son las más comunes; en el borde de los cristales predominan las inclusiones del tipo II y se tiene presencia de inclusiones del tipo III y pocas inclusiones del tipo IV. En la zona de alteración propilítica se encuentran inclusiones del tipo I que muestran rasgos de cristal negativo y coexisten con escasas alteraciones del tipo IV. Las inclusiones del tipo II están presentes en las vetillas de cuarzo + calcopirita de la zona de alteración propilítica.

-Las inclusiones del tipo III también están presentes en las zonas de alteración SCC de la tonalita y microdiorita (Fig. 37) del barreno T-4.



Figura 36. Inclusión primaria tipo I en cuarzo asociado a calcopirita en las vetillas de cuarzo ± calcopirita de la microdiorita en la alteración SCC (tomado de Garza-González, 2007).

En barreno T-1 las inclusiones están distribuidas de la siguiente manera:

-En la microtonalita del barreno T-1 las inclusiones del tipo I predominan en las vetillas con mineralización de interés en la zona de alteración SCC e incluso en cantidades similares con inclusiones del tipo II. En las vetillas de cuarzo + calcopirita ± pirita ± clorita y en las de cuarzo + calcopirita ± pirita, la temperatura de fusión de las inclusiones oscila entre -4.0°C y -11.8°C (de 6.45% a 15.76% en peso de NaCl); y en las vetillas de cuarzo + calcopirita ± pirita ± bornita la temperatura de fusión de las inclusiones es de entre -5.0°C a -13.1°C (entre 7.86% a 16.99% en peso de NaCl); en los tres grupos de vetillas anteriores, la temperatura de homogenización varía entre los 159.0°C y 345.8°C . Las inclusiones del tipo III son escasas y se encuentran junto con las inclusiones del tipo I en las vetillas con mineralización de interés de la zona de alteración SCC (Garza-González, 2007).

-En la microdiorita, en la zona de alteración argílica, existen solamente inclusiones del tipo I y II en las vetillas con mineralización de interés y ambas inclusiones alcanzan a tener proporciones similares. En la zona de alteración SCC, en las vetillas con importante mineralización de interés, coexisten en cantidades similares inclusiones de tipo I y II y en ciertas zonas predominan las inclusiones de tipo II, existen algunas inclusiones de tipo III y escasas inclusiones de tipo V.

El barreno T-3 la presencia de inclusiones es mucho menor a las de los barrenos T-1 y T-4, las inclusiones relativamente comunes son del tipo II y en general en las zonas asociadas a fallas con alta ley de cobre, las inclusiones son más raras que en las zonas de *stockwork*.

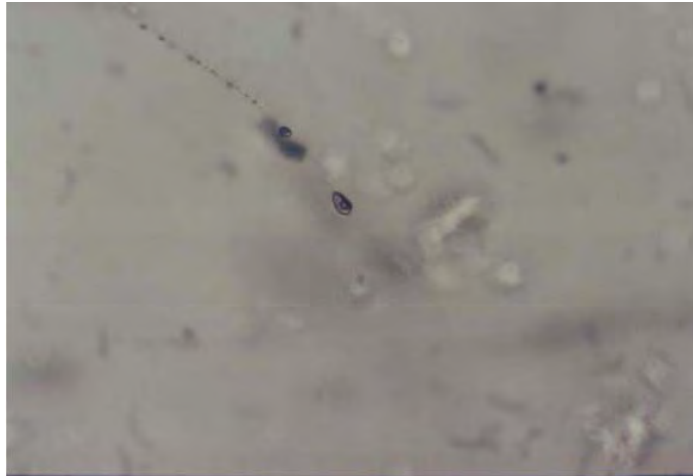


Figura 37. Inclusión tipo III en cuarzo asociado a calcopirita en las vetillas de cuarzo \pm calcopirita de la microdiorita en la alteración SCC (tomado de Garza-González, 2007).

5.4 Significados en la exploración

Tiámara se encuentra al NE del batolito de Tuzantla, los intrusivos que afectan al complejo vulcano-plutónico asociados con la mineralización cuprífera en Tiámara, están relacionados con dicho batolito. La mineralización de interés encontrada en esos intrusivos se localiza principalmente en la tonalita porfídica y en otras rocas como la microtonalita y microadamelita. Los cuerpos plutónicos son esencialmente enormes cuerpos como diques que representan la existencia de un cuerpo magmático de mayores dimensiones situado a profundidad, que es el que guarda una relación genética con el batolito de Tuzantla y desde donde ascendieron los fluidos liberados por el magma.

En los barrenos efectuados en la zona de estudio, se observó la presencia de inclusiones fluidas en cuarzo en las que no se encontró presencia de cristales de halita. Las inclusiones fueron divididas en cinco tipos, de los que se observó una mayor presencia de inclusiones ricas en vapor en la parte más profunda del barrenos T-4, en la diorita porfídica, que coexisten con inclusiones bifásicas líquido+vapor, lo que indica una posible separación de fases de un fluido magmático, por lo que es posible que a una mayor profundidad se reconozca la presencia de un fluido de alta salinidad. En Tiámara no se ha observado la coexistencia de inclusiones fluidas de alta salinidad con inclusiones ricas en vapor, aunque las pocas inclusiones ricas en vapor en vetillas de cuarzo de la tonalita porfídica y la microdiorita del barrenos T-4, indican que la exsolución del fluido sucedió a mayor profundidad.

En la zona de estudio existen inclusiones con forma de cristal negativo principalmente en las vetillas de cuarzo de la tonalita y de la diorita, lo que indica mayor temperatura de formación. La forma de las inclusiones está relacionada a la temperatura que prevalecía al momento de su formación, con lo que se originan inclusiones de forma irregular en zonas de menor temperatura en el sistema hasta las zonas de mayor temperatura en donde se forman las inclusiones con forma de cristal negativo, que evidencia la presencia de un fluido cuyo origen es a profundidad y de alta salinidad. Lo anterior demuestra la evolución

vertical del fluido desde el intrusivo hasta un ambiente de menor temperatura y profundidad.

Los minerales de mena se originan al ocurrir la separación de la salmuera y del vapor, con lo que se deduce que el origen de los metales es el magma situado a profundidad. Los metales transportados por los fluidos ascendentes liberados por el magma al momento de cristalizarse, se depositan a profundidad y en un ambiente somero de menor temperatura.

La distribución de las inclusiones fluidas observadas, indica que las soluciones mineralizantes tuvieron como vía de ascenso principal a la tonalita porfídica, siguiendo principalmente un flujo vertical, en torno al que se creó un sistema geotérmico convectivo.

Aunque no se observó la alteración potásica en los barrenos, esta alteración ha sido reportada a dos kilómetros en línea recta al SE de Tiámaro a una altura de 900 m.s.n.m. Es de esperarse que en Tiámaro dicha alteración se localice a mayor profundidad y posiblemente rodeada de una zona rica en mineralización de cobre mayor a lo que se ha observado hasta el momento. Las evidencias indican que la mineralización reconocida por los barrenos constituye una zona exterior del modelo clásico de los pórfidos de cobre y que a profundidad puede encontrarse una mayor concentración de cobre, así como la zona de alteración potásica.

6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Las rocas del subterreno Arcelia-Palmar Chico donde se localiza el pórfido de Tiámara, muestran que esta zona pudo ser un arco de islas con una cuenca oceánica de tras-arco y las edades propuestas por diversos autores para este terreno difieren.

La mineralización de Tiámara evidencia la existencia de pórfidos cupríferos en rocas del Cretácico inferior en la región comprendida al menos por el terreno Arcelia-Palmar Chico.

Las rocas en las que se localiza la mineralización de tipo pórfido forman parte de una serie de *stocks* y diques que afectan a lo que se ha denominado complejo vulcano-plutónico. Lo anterior tiene una cubierta de derrames de andesitas basálticas. Las rocas mineralizadas forman parte de la familia de los granitos, siendo la tonalita porfídica, la microdiorita, la microadamelita, la microtonalita, la microgranodiorita y el microgranito parte de los intrusivos relacionados al batolito de Tuzantla y la microdiorita parte del complejo vulcano-plutónico.

Las estructuras que contienen a la mineralización cuprífera son vetillas de diversos espesores que se entrelazan y forman *stockworks* aunque también se encuentra a la mineralización de forma de vetas y en zonas donde ocurrió brechamiento. Se identificaron al menos tres eventos principales de mineralización cuprífera.

Las alteraciones observadas en Tiámara han sido principalmente SCC (que es la equivalente a la alteración fílica), argílica, propilítica, silicificación y carbonatación. La alteración potásica no ha sido encontrada en la zona aunque se deduce su presencia a mayor profundidad de lo que ha sido reconocido hasta el momento.

La forma, tipo y distribución de las inclusiones fluidas y conforme a los datos microtermométricos, indican que la tonalita porfídica fue la principal vía de ascenso de los fluidos mineralizantes y que no se ha alcanzado la profundidad en donde ocurrió la separación de las fases del fluido ascendente.

Se estima un tonelaje aproximado de 500'000,000 de toneladas de roca con una ley promedio de 0.6% de cobre, aunque en algunos lugares alcanza el 1%.

Por todo lo anterior se concluye que el pórfido de cobre de Tiámara tiene potencial para el desarrollo de nuevas investigaciones en la zona a fin de detallar la información con la que se cuenta actualmente acerca del mismo, determinar la extensión total del yacimiento, localizar la profundidad en la que se sitúa la alteración potásica y corroborar o en su caso hacer una mejor estimación del tonelaje total así como las leyes de cobre.

Como recomendación principal se sugiere la realización de un nuevo programa de barrenación con los posibles barrenos que se proponen en la tabla y mapa siguientes (Fig. 38). El costo de barrenación con corona de diamante para la recuperación de núcleos, actualmente ronda los 150 dólares americanos el metro.

Barreno	Latitud UTM [m] N	Longitud UTM [m] E	Azimut	Inclinación	Longitud [m]
B-1	2121947	344750	0°	90°	600
B-2	2127145	344895	0°	90°	600
B-3	2126842	345040	0°	600	
B-4	2126710	344868	0°	90°	600
B-5	2127066	345250	0°	90°	600
B-6	2126960	345118	0°	90°	600
B-7	2126895	345250	0°	90°	600
B-8	2126987	345515	0°	90°	600

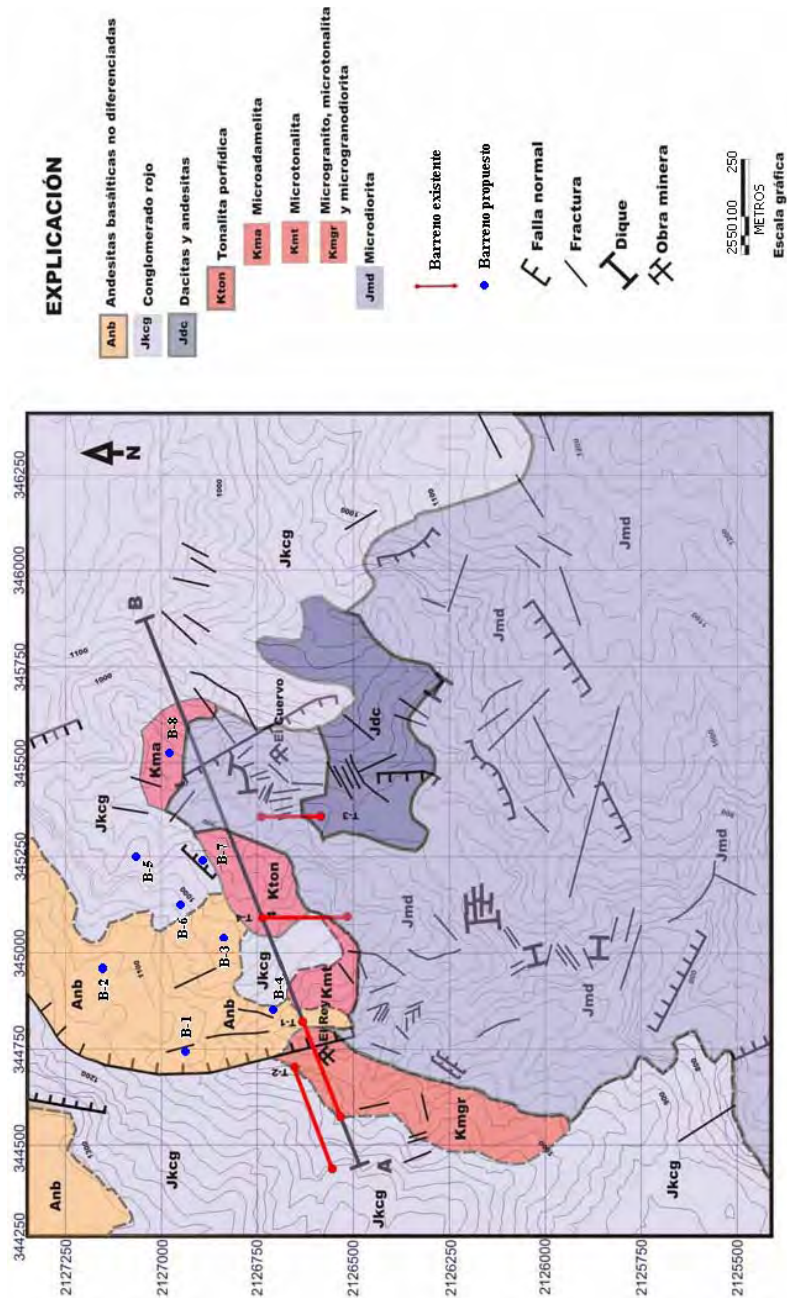


Figura 38. Mapa geológico que muestra la ubicación de los barrenos propuestos en el presente trabajo (modificado de Garza-González, 2007).

BIBLIOGRAFÍA

Aguilar-Lovera, A. 2005. Características geoquímicas del pórfido de cobre de Tiámara, estado de Michoacán. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM.

Beane, R. E. y Titley, S. R. 1981. Porphyry copper deposits. Part II Hydrothermal, alteration and mineralization. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, p. 235-269.

Bodnar, R. J., Reynolds, T. J. y Kuehn, C. A., 1985. Fluid-inclusion systematics in epithermal systems. En Berger, B. R., Bethke P. M. (Eds.). *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. Reviews in Economic Geology, Soc. Of Econ. Geol.*, v. 2, p. 73-97.

Campa, M. F. y Ramírez, J. 1979. La Evolución Geológica y la Metalogénesis de Guerrero. Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico-Científica, v. 1, 84 p.

Campa, M. F. y Coney, P. J. 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico. *Canadian Journal of earth Sciences*. v. 20, p. 1040-1051.

Canet-Miquel, C., Camprubí i Cano, A. 2006. Yacimientos minerales: los tesoros de la Tierra. Fondo de Cultura Económica, La Ciencia para Todos, v. 214, 227 p.

Carta Geológico Minera Tuzantla E14-A45. 1999. Servicio Geológico Mexicano.

Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P., Patchett, J. P. and Ortega-Gutiérrez, F. 1993a. Guerrero Terrane of México: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, v. 21, p. 419-422.

Centeno-García, E., García-Díaz, J. L., Guerrero-Suástegui, M., Ramírez-Espinosa, J., Salinas-Prieto, J. C. and Talavera-Mendoza, O. 1993b. Geology of the southern part of the Guerrero Terrane, Ciudad Altamirano-Teloloapan area, in Ortega, G. F., Centeno-García, E., Morán-Zenteno, D. y Gómez-Caballero, A., eds., *Terrane Geology of Southern México: First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference (Guanajuato, México). Guidebook of Field Trip B. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, p. 22-33.

Centeno-García, E. and Silva-Romo, G. 1997. Petrogenesis and tectonic evolution of central México during Triassic-Jurassic time: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, p. 244–260.

Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O. and Iriondo A. 2003b. Geology and tectonic evolution of the western Guerrero terrane--A transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico, in *Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for Field Trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, Field trip 9*, p. 201–228.

Centeno-García, E., Guerrero-Suástegui, M. and Talavera-Mendoza, O. 2008. The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. The Geological Society of America. Special Paper 436, p. 279-308.

Consejo de Recursos Minerales. 1995. Monografía Geológico-Minera del Estado de Michoacán. 176 p.

De Cserna, Zoltan, 1978, Notas sobre la geología de la región comprendida entre Iguala, Ciudad Altamirano y Temascaltepec, Estados de Guerrero y México: Sociedad Geológica Mexicana, Libro Guía de la Excursión geológica a Tierra Caliente, p. 1–25.

Dávila-Alcocer, V. M. y Guerrero-Suástegui, M., 1990. Una edad basada en radiolarios para la secuencia volcanosedimentaria al oriente de Arcelia, Estado de Guerrero. X Convención Geológica Nacional (México, D. F.). Memoria de Resúmenes. Sociedad Geológica Mexicana, p. 83.

Delgado, A. L., López, M. M., York, D., and Hall, C. M. 1990. Geology and geochronology of ultramafic localities in the Cuicateco and Tierra Caliente Complexes, southern Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs v. 22, no. 7, p. 326.

Dickinson, W. R., Lawton, T. F. 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. GSA Bulletin, v. 113, no. 9, p. 1142-1160.

Edwards, R., Atkinson, K. 1986. Ore Deposit Geology. Chapman And Hall ltd. U. S. A., p. 69-92.

Elías-Herrera, Mariano, y Sánchez-Zavala, J. L., 1990 (1992), Tectonic implications of a mylonitic granite in the lower structural levels of the Tierra Caliente Complex (Guerrero Terrane), Southern Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 9, no. 2, p. 113–125.

Elías-Herrera, M. 1993. Geology of the Valle de Bravo and Zacazonapan areas, south-central Mexico, *in* Ortega-Gutiérrez, F., et al., eds., Proceedings of the First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference: Guanajuato, Mexico, p. 12–21.

Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J. L., Macías- Romo, C. 2000. Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constrains on its tectonic interpretation. Journal of South American Sciences, v. 13, p. 355-375.

Freydier, C., Lapierre, H., Ruiz, J., Tardy, M., Martinez, J. and Coulon, C. 2000. The Early Cretaceous Arperos basin: An oceanic domain dividing the Guerrero arc from nuclear Mexico evidenced by the geochemistry of the lavas and sediments: Journal of South American Earth Sciences, v. 13, p. 325–336.

Galicia-Fernández, J., 1971 Geología y geoquímica de Tiámaro-Realito de Chiranganguero, Michoacán. CRM.

Garza-González Vélez, C. E., 1978. Metalogenia del distrito minero de Tiámaro, Michoacán y sus relaciones con los yacimientos de tipo “Cobre Porfídico”. Tesis Licenciatura. Facultad de Ingeniería, U. N. A. M.

Garza-González Vélez, C. E., González-Partida, E., Tritlla, J., Levresse, G., Arriaga-García, G., Rosique-Naranjo, F., Medina-Ávila, J. J., Iriando, A., Aguilar-Lovera, A. y Zúñiga-Hernández, N. 2004. Evolución magmática en el pórfido de cobre 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., 2007. Metalogenia del pórfido de cobre de Tiámaro, Estado de Michoacán. Tesis Doctorado. Centro de Geociencias, U. N. A. M.

Guilbert, J. M., Park, C. F. 1986. The Geology of Ore Deposits. W. H. Freeman and Company. U. S. A., p. 251-261, 405-426.

Gustafson, L. B. y Hunt, J. P. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, v. 70, p. 857-912.

Hedenquist, J. W., Arribas, A., Jr. Y Reynolds, J., 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, v. 93, p. 373-404.

Hedenquist, J. W., Lowenstern, J. B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, v. 370. p. 519-527.

Hunt, J. P. 1991. Porphyry Copper Deposits. *Economic Geology Monograph*. P. 192-206.

I. N. E. G. I. 2007. Anuario Estadístico del Estado de Michoacán. p. 2-32.

Keppie, J. D. and Morán-Zenteno, D. J. 2005. Tectonic implications of alternative Cenozoic reconstructions for southern Mexico and the Chortis Block: *International Geology Review*, 47, 473-491.

Kirkham, R. V. 1971. Intermineral intrusions and their bearing on the origin of porphyry copper and molybdenum deposits. *Economic Geology*, v. 66, p. 1244-1249.

Lapierre, H., Ortiz, L. E., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C., Zimmermann, J. L., 1992, A crustal section of an intra-oceanic island arc—the Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico: *Earth Planetary Science Letters*, v. 108, p. 61–77.

Lowell, J. D. y Guilbert, J. M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper ore deposits. *Economic Geology*, v. 65, p. 373-408.

Mangas, J. y Sierra, J. 2000. Las inclusiones fluidas: método de análisis e interpretación. En Lunar, R. y Oyarzun, R. Apuntes de Yacimientos Minerales. Universidad de Barcelona. p. 79-146.

Mitchell, A. H. G. y Garson, M. S. Mineral Deposits and Global Tectonic Settings. Academic Press, Geology Series.

Morán-Zenteno, D., Martiny, B., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Alba-Aldabe, L., Hernández-Bernal, M., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R., Scaaf, 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, v. 53, p. 27-58.

Morán-Zenteno, D. J., Cerca, M. y Keppie, J. D., 2005. La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, volumen conmemorativo del centenario temas selectos de la geología mexicana, tomo 57, núm. 3, p. 319-341.

Ortiz, E., y Lapiere, H. 1991. Las secuencias toleíticas de Guanajuato y Arcelia, México centro-meridional: Remanentes de un arco insular intraoceánico del Jurásico superior-Cretácico inferior: Zentralblatt für Geologie und Palaeontologie, Teil I: Allgemeine, Angewandte: Regionale und Historische Geologie, v. 6, p. 1503-1517.

Ramírez-Espinoza, J., Campa, M. F., Talavera, O., and Guerrero, M., 1991. Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas: Convención sobre la evolución Geológica Mexicana, 1er Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Memoir, p. 163-166.

Roedder, E. 1984. Fluid Inclusions. Reviews in Mineralogy, v. 12. Mineralogical Society of America. 644 p.

Roedder, E. Fluid Inclusions as Samples of Ore Fluids. U. S. Geological Survey en Barnes, H. M. 1979. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. New York. p. 684-737.

Sanchez-Zavala, J. L. 1993. Secuencia volcanosedimentaria Jurásico Superior-Cretácico Arcelia Oztoloapan (Terreno Guerrero), area Valle de Bravo-Zacazonapan, Estado de México: Petrografía, Geoquímica, Metamorfismo e Interpretación Tectónica tesis de Maestría: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Mexico, 91 p.

Sourirajan, S. y Kennedy, G. C. 1962. The system H₂O-NaCl at elevated temperatures and pressures. American Journal of Science, v. 260, p. 155-141.

Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinoza, J. y Guerrero-Suástegui, M. 1993. Geochemical evolution of the Guerrero terrane-example of a late Mesozoic multi-arc system. 1st Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference (Guanajuato, Mexico), Proceedings, p. 150-152. Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México.

Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinoza, J. y Guerrero-Suástegui, M. 1995. Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterrane: a lower Cretaceous evolved intra-oceanic island arc. *Geofísica Internacional*, v. 34, p. 3-22.

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

Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J. B., Mercier de Lepinay, B., Beck, C., Martínez-Reyes, J., Talavera-Mendoza, O., Ortiz-Hernández, L. E., Stein, G., Boudier, G., Yta, M. 1994. The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. *Tectonophysics*, v. 230, p. 49-73.

Titley, S. y Beane, R. 1981. Porphyry copper deposits, Part I. Geologic settings, petrology, and tectonogenesis. *Econ. Geol. 75th Anniversary*, v., p. 214-235.

Vélez-Sánchez, C. A. y Vázquez-Meneses, M. E. 1974. Proyecto Eje Neovolcánico, Informe Área Tuzantla. CRM.

Velasco-Hernández, J., Quiroz, G. B. y Rosales, J. G. 1974. Estudio Geológico-Minero, Geoquímica y Geofísico de Tiámaro en el Municipio de Benito Juárez Estado de Michoacán. C