

Universidad Autónoma de San Luis Potosí

Facultad de ingeniería

Instituto de Geología

“Estratigrafía y estructura como guías de exploración
en la zona mineralizada de Zacazonapan Estado de
México.”

Que para obtener el título de Maestro en Ciencias
presenta:

Edgardo Fernández de la Rosa
Estudiante becado por CONACyT, CVU: 665215

Asesor: Dr. José Rafael Barboza Gudiño
Agosto 2017



Contenido

Tabla de figuras	i
Agradecimientos	iv
Resumen.....	v
Abstract	vii
Introducción.....	1
a. Planteamiento del problema.....	1
b. Objetivos.....	1
c. Metas.....	2
d. Localización del área de estudio	2
e. Antecedentes.....	4
f. Metodología	6
g. Geología regional.....	7
h. Sulfuros Masivos Volcanogénicos (VMS)	13
1. Estratigrafía del área de Tizapa, Edo. de México.....	19
1.1 Gneis Protomilonítico (Gnp).....	21
1.2 Augen Gneis (Agn)	22
1.3 Esquisto blastomilonítico (Ebl).....	25
1.4 Filita grafitica-serecítica inferior (Fi).....	26
1.5 Secuencia Metavolcánica (Mv).....	28
1.6 Metafelsitas (Mri)	32
1.7 Sulfuros masivos (Sm).....	34
1.8 Filita grafitica superior (Fgs)	36
1.9 Miembro calcáreo arcilloso (Mca)	38
1.10 Miembro clástico (Mcl)	39
1.11 Tonalita (To)/ Diorita (Di)	40
1.12 Riolita-diques riolíticos (Tri).....	41
1.13 Conglomerado pre-cuaternario (Tcg)	43
1.14 Andesita Basáltica (Qab).....	44
1.15 Conglomerado cuaternario (Qcg).....	46
1.16 Piroclastos basálticos (Qbp)	47
1.17 Basalto (Qb)	47

1.18 Depósitos lacustres (Qlac)	49
1.19 Depósito de talud (Qt).....	50
1.20 Aluvión (Qal).....	50
2. Aportaciones a la geocronología en el área de estudio.....	51
3. El control estructural en las zonas mineralizadas.....	57
3.1 Modelo de evolución tectónica	68
4. Discusión.....	73
Conclusiones.....	77
Referencias.	80
Anexos	88
Tabla de datos estructurales obtenidos durante las visitas al área de estudio.	88
Tablas de Geocronología por circones detríticos.....	94
Mapa Geológico estructural de la zona de estudio.....	100

Tabla de figuras

Figura 1. Mapa de localización del área de estudio, en el recuadro en rojo se muestra la zona de estudio, tomado y modificado de Zamora-Vega (2004).	3
Figura 2: Figura en la que se muestran los diferentes subterrenos del terreno guerrero, tomado y modificado de Centeno et al, 2008.	11
Figura 3: Crecimiento esquemático de chimeneas, tomado y modificado de Lydon (1988).....	15
Figura 4: Se muestra la tabla estratigráfica con las diferentes unidades que afloran en la zona de estudio y se describen en el texto.....	19
Figura 5: Mapa geológico simplificado en el que se muestran las diferentes unidades geológicas, así como poblados dentro de la zona de estudio.	20
Figura 6: Se observa el gneis protomilonítico aflorando en el cauce del Rio Frio.	22
Figura 7: En la fotografía se muestra el detalle de la textura porfidoclastica del augen gneis aflorando en el lecho del río del Ahogado.	23
Figura 8: La fotografía de la muestra tz-15-10, en la cual se observan agregados minerales de Cuarzo (Qz), así como moscovita (Ms), y también minerales opacos (Mop) posiblemente sulfuros comúnmente oxidados y feldespatos.	24
Figura 9: En la fotografía se muestra el esquisto blastomilonítico en muestra de mano, su textura es esencialmente lepidoblástica y con bandas de cuarzo policristalino, pequeñas plagioclasas y abundante muscovita. no se observan más fenoclastos de feldespato. El largo de la pluma es 14.5 cm.....	26
Figura 10: La fotografía muestra un afloramiento de la filita al este de San Lucas del Maíz, se observa la foliación S2 con un echado suave hacia el sur-poniente (fotografía tomada desde el oeste hacia el este), esta es afectada por una crenulación que produce una lineación bien desarrollada en determinados planos de orientación general noroeste, la navaja mide 9 cm de largo.	27
Figura 11: Fotografía de la muestra tz-2-10 Se observa la crenulación de la filita consistente en finos plegamientos de la foliación S1 (líneas azules) con bandas y lentes sigmoides de cuarzo blanco, cortados por superficies de un clivaje S2 (líneas rojas), más espaciado y sin cuarzo de segregación, por lo menos en esta muestra.	28
Figura 12: La secuencia metavolcánica de rocas verdes, protolito de composición andesítica a dacítica aflora sobre el camino de Limones a la Fundadora, al sur del área de estudio, (coordenadas UTM: 360876, 2100841).	30
Figura 13: Fotografía de la muestra Tz-15-85 perteneciente a la unidad de rocas metavolcánicas (coordenadas UTM: 374268, 2094025) se presentan minerales como plagioclasas (Pg), sericita (Ms) y cuarzo (Qz), en general no se observa bien el resto de la muestra por su tamaño de grano.	32
Figura 14: Afloramiento de metafelsitas, horizonte de la parte superior de la secuencia metavolcánica, de composición riolítica. Fotografía tomada en el cerro de la Pila, coordenadas UTM: 368828, 2103242.....	33

Figura 15: Fotografía de la muestra tz-15-07 en la cual se pueden observar minerales como Cuarzo (Qz), y mica blanca (Sre).....	34
Figura 16: La figura muestra los distintos niveles y sus lentes de sulfuros principales, tanto en nivel mina como en el nivel de sección, se observa su posición, tomado de Lewis y Rhys (2000).	35
Figura 17: Afloramiento de la filita gráfita superior, en la que se llegan a observar los plegamientos producto de la foliación.....	37
Figura 18: Fotografía de la muestra tz-15-08, pueden observarse algunos cristales de cuarzo (Qz), así como casi la totalidad de la muestra moscovita (Ms), la cual se puede ver alineada, posiblemente se trate de la foliación, y minerales opacos (Mop).....	38
Figura 19: Afloramiento del miembro calcáreo arcilloso, en el que se observan algunos plegamientos anticlinales.....	39
Figura 20: Fotografía de la muestra tz-9-19a, se trata de una diorita, se pueden observar cristales de plagioclasa (Pgs), cuarzo(Qz), moscovita (Ms).....	41
Figura 21: Se observa un afloramiento de riolita, en la cual se pueden observar diferentes fracturas.....	42
Figura 22: Muestra tz-15-12 fotografía de lámina delgada de riolita, la cual presenta algunos cristales de feldespato (Fds), cuarzo (Qz) y casi en su totalidad una matriz criptocristalina (Mtz) y algunos minerales opacos(Mop).....	43
Figura 23: Domo tipo peléan, tomado de Aguirre Días et al, 2006.....	44
Figura 24: Se observa la base de un flujo de la andesita basáltica aflorando al surestede San Pedro Tenayac, sobre la carretera a Él Salitre.....	45
Figura 25: Fotografía de la muestra Tz 2-4, en la cual se observan cristales de plagioclasa(Pgs), algunos cristales de feldespato(Fds), y olivino (Olv).....	46
Figura 26: Se observa aflorando basalto con aspecto columnar (coordenadas UTM: 363280, 2105030).	48
Figura 27: Foto de lámina delgada de la muestra tz-15-09 en la que se muestra basalto, con matriz micro-cristalina (Mtz), posible feldespato (Fds).	49
Figura 28: Grafica de concordia-discordia para los circones de la muestra Tz-15-10, mostrando una edad para la intersección inferior, de 174.2 ± 5.8 Ma.....	52
Figura 29: Gráfica de circones coherentes de la muestra tz-15-10 mostrando la edad media de la roca, de 185.5 ± 0.65 Ma.	53
Figura 30: Gráfica de concordia-discordia para la muestra Tz-1512 mostrando la edad de los circones fechándolos en 34.9 Ma salvo un circón con edad de 260 Ma.	54
Figura 31: Grafica de circones coherentes, de la muestra Tz-15-12. La edad media de la roca es de 34.9 Ma.	55
Figura 32: Grafica de concordia-discordia de la muestra Tz-15-39, mostrando la edad de los circones, en la que se muestra que la mayoría de ellos no presentan una edad mayor de 200 Ma, con excepción de algunos con edades aproximada de 600 a 1000 Ma.....	56
Figura 33: Gráfica de circones coherentes de la muestra Tz-15-39 mostrando la edad media de la roca, fechándola en 54.3 Ma.....	56
Figura 34: La figura muestra una dirección de los planos de una segunda foliación hacia el SW, con planos S0 con una dirección hacia el NE, y algunas fracturas formando un juego de cizalla, los datos	

se tomaron a partir de unidades de edad pre cretácicas principalmente de la Filita sericitica inferior.....	59
Figura 35: En la fotografía se observa el afloramiento de la Filita grafitica-sericitica inferior, en la que se pueden llegar a observar los planos de la segunda foliación remarcados de color rojo, así como cuarzo de segregación, con forma de bandas, lentes sigmoides y pliegues, en el círculo rojo se observa una pica como escala, la cual mide 40 cm (coordenadas UTM: 370843, 2099990).	59
Figura 36: Estereograma en el que se muestran datos de las secuencias meta volcánicas y meta-peliticas mostrandos la antiforma que se produjo durante D3, con una dirección preferentes WNW.	61
Figura 37: En la figura se observan diques riolíticos emplazados en la zona, de los cuales algunos se encuentran paralelos a la falla Salas, que sirvió como guía para que se emplazaran los diques.	64
Figura 38: En la fotografía se muestra el afloramiento de la Falla Salas (coordenadas UTM: 370100, 2105151), en el camino hacia las oficinas de la mina Tizapa, en este afloramiento se logra notar una separación de color muy marcada (y resaltada con una línea roja), al lado derecho de la fotografía se nota una parte más clara, esta es la riolita que se emplazó en la falla, en el lado izquierdo se observa de color negro (filitagrafitica sericitica superior). Imagen tomada con vista hacia el oeste, en el círculo rojo se observa como escala un bastón con una altura de 1.30 m.	65
Figura 39: En la figura se muestra un rumbo general de los planos de la segunda foliación hacia el NW, también se observan planos de fractura con una dirección general hacia el S-SW.	66
Figura 40: La figura muestra los planos de la segunda foliación inclinándose con una dirección hacia el SW, los planos de fractura no se les observa una dirección general aparente salvo una fractura que es paralela a un plano de la segunda foliación.	67
Figura 41: En la figura se muestran los planos de la segunda foliación presentan una dirección general hacia el SW, con planos S0 hacia el SE en los cuales muestra un posible pliegue en la zona, así como planos de una primera foliación en un rumbo SW-NE.	67
Figura 42: Modelo de evolución tectónica durante el jurásico medio-superior, tomado de Barboza-Gudiño et al, (1998).....	68
Figura 43: Modelo de evolución tectónica D1 durante el cretácico inferior-medio, tomado de Barboza-Gudiño et al (1998).	69
Figura 44: Modelo de evolución tectónica D2 durante el cretácico Superior, tomado de Barboza-Gudiño et al (1998).....	70
Figura 45: Modelo de evolución tectónica D3 durante el paleoceno-Eoceno, tomado de Barboza-Gudiño et al (1998).....	71
Figura 46: Modelo de evolución tectónica D4 durante el eoceno-oligoceno, tomado de Barboza-Gudiño et al (1998).....	72

Agradecimientos

A mis padres Alfredo Fernández Moreno y María del Carmen de la Rosa por siempre haberme brindado todo su apoyo y confianza y que sé que lo seguirán haciendo durante todos los años que tenga vida.

A mi hermano Manuel Alfredo Fernández de la Rosa por haber sido un modelo que seguir, el cual siempre me ayuda cada vez lo necesito y lo hace sin pedir nada a cambio o de regreso.

A mi novia Karla que siempre me impulsa a ser mejor persona cada día me brinda ánimos para seguir, así como inspiración para continuar.

A todos mis amigos por tener su apoyo incondicional durante todo el tiempo que llevo de haberlos conocido, y por siempre estar ahí siempre que los necesito ya sea que los vea mucho o poco.

A mis sinodales por haberme tenido paciencia al corregirme todos los errores que tuve, así como su apoyo para enseñarme todo lo que se requirió para poder realizar este trabajo.

Al CONACyT por haberme becado durante mi estancia en el posgrado.

Resumen

Mediante cartografía geológica sobre un mapa base escala 1:10000, el control estructural, geocronología de U-Pb en circones y estudios petrográficos en láminas delgadas, se caracterizó la secuencia estratigráfica relacionada con la ocurrencia de sulfuros masivos en la zona de Zacazonapan al sur del Estado de México. Se delinearon los rasgos de las estructuras producto de la deformación que ha afectado a las unidades de interés. Se establecieron criterios para la exploración, a los cuales se habrá de sumar el conocimiento del origen y estilo de mineralización de los depósitos tipo Sulfuros Masivos Volcanogénicos (VMS por sus siglas en inglés).

La estratigrafía del área de estudio consiste en una secuencia de rocas metamórficas, en la cual se encuentra en la base un gneis protomilonítico, un augengneis y un esquisto blastomilonítico, todos procedentes de un mismo protolito de tipo granitoide de ~185.5 Ma datado por el método U-Pb en circones, cuyas zonas con distintos grados de metamorfismo dinámico, han producido estas distintas facies. Estructuralmente le sobreyace una secuencia metapelítica, cuya relación como roca encajonante del granitoide, no es del todo clara según las observaciones realizadas durante la elaboración de esta tesis ya que, al contrario de interpretaciones anteriores, cabe la posibilidad de que la relación entre estas rocas sea tectónica y la edad de la secuencia pelítica sea muy posterior a la edad del magmatismo. Sobre la secuencia pelítica se observa una secuencia metavolcánica andesítica a riolítica, y relacionados a ésta, esencialmente en su parte superior, predominantemente félsica, existen cuerpos de sulfuros masivos sobre los cuales descansa una filita grafitica, en parte calcárea, y calizas. Por

encima de esta unidad se encuentra una secuencia clástica en parte calcárea y con intercalación e intrusión de derrames y diques de andesitas notablemente menos deformados que las unidades anteriores, exhibiendo un metamorfismo de facies de esquistos verdes. Toda esta sucesión de rocas metamórficas, intensamente deformadas, es intrusionada por pequeñas apófisis de cuerpos desde dioríticos hasta grániticos (~50 Ma, datado por el método U-Pb en circones) y diques o porfidos riolíticos (~34 Ma, datado por el método U-Pb en circones) y sobreyacida de manera discordante por rocas volcánicas riolíticas y basáltico-andesíticas más recientes.

El área de estudio se encuentra afectada por al menos 3 eventos de deformación contractiva, el primero afectó a las unidades de rocas metamórficas ortogénicas en mayor medida de forma cataclástica, esencialmente hacia su periferia, así como a las rocas metapelíticas y metavolcánicas produciendo una foliación S1, el segundo evento D2 afectó a las unidades de roca metapelíticas y metavolcánicas, mostrando comúnmente foliaciones S2 cuyos planos de foliación son comúnmente subparalelos a los planos de posible estratificación o pseudoestratificación. La tercera deformación (D3) es un plegamiento regional que ha producido en la zona de Tizapa una antiforma de orientación oeste noroeste, así como una incipiente foliación S3 que produce ocasionalmente *kink bands* sobre superficies S2, una fase final D4 corresponde a una deformación frágil de extensión con desarrollo de fallas normales y fracturas.

Abstract

Geological mapping on a 1: 10000 scale base map, structural control, U-Pb geochronology in zircons, and petrography studies in thin sections, allow to characterize the stratigraphic sequence related to the occurrence of massive sulphides in the Zacazonapan area southern Mexico State. The structures produced by the deformation that affected the area of interest were delineated. Criteria for exploration were established, in addition knowledge of the origin and mineralization processes in Volcanogenic Massive Sulfides (VMS) must be considered.

The stratigraphy of the study area consists of a succession of metamorphic rocks, consisting base a protomylonitic to blastomylonitic gneis and shist sequence is exposed of the same granitoid type protolith aged by ~ 185.5 Ma dated By the U-Pb method in zircon, whose zonation is a result of different degrees of dynamic metamorphism, has produced its easy. Structurally, the orthogenic sequence underlye a metapelitic sequence, where a relationship as a host rock, is not completely clear according to the observations made during the present work, contrary to previous interpretations, it is possible that the relation between these rocks are tectonic and the age of the pelitic sequence much younger than the age of magmatism. overlying the metapelitic sequence, an andesitic and rhyolitic metavolcanic sequence is observed, and related to it, essentially in its upper part, predominantly felsic, there are bodies of massive sulphides on which rests a graphite, partly calcareous and limestone row. Above this unit is a classical sequence in the calcareous part and with the intercalation and intrusion of andesite spills and dikes remarkably less deformed than the previous units, showing a

metamorphism of green schist facies. All this succession of intensely deformed metamorphic rocks is intruded by small pieces of bodies diorite to granite composition (~ 50 Ma, dated by the U-Pb method in zircons) and rhyolitic dikes or porphyries (~ 34 Ma, dated by the method U-Pb in zirconia) and discordantly overlying by more recent rhyolitic and basaltic-andesitic volcanic rocks.

The study area is affected by at least 3 events of contractual deformation, the first affected the units of metamorphic rocks orthogenic to a greater extent in a cataclastic form, essentially towards its periphery as well as metapelitic and metavolcanic rocks producing a foliation S1, El Second event D2 affecting metapelitic and metavolcanic rock units, commonly showing S2 foliations whose foliation planes are commonly subparallel to the planes of possible stratification or pseudostratification. The third deformation (D3) is a regional folding which has produced in the area of Tizapa an anti-form of north-west orientation, as well as a custom sheet S3 which occasionally makes the kink-bands observed on surfaces S2. The deformation D4 corresponds to a Brittle deformation with development of normal faults and fractures.

Introducción.

El reconocimiento de las zonas mineralizadas en el municipio de Zacazonapan, estado de México precisa de la caracterización detallada de la estratigrafía y la estructura geológica.

Dado el tipo de yacimientos (VMS) la estratigrafía es la principal guía de exploración y dada la intensa deformación en la zona, la estructura es fundamental para reconocer la distribución y dimensiones reales de los cuerpos de sulfuros.

a. Planteamiento del problema

En el caso de los depósitos tipo VMS, existe una relación estratigráfica y se usa como guía para ubicar la mineralización. Estos depósitos o cuerpos de sulfuros masivos son yacimientos estratoligados debido a su origen sinsedimentario-volcanogénico, de acuerdo a lo anterior en gran medida la exploración por yacimientos de este tipo se basa en el reconocimiento preciso de la estratigrafía, además de las zonas de alteración.

b. Objetivos

- Conocer la relación que existe entre las estructuras geológicas y la mineralización de la zona.
- Generar cartografía de un área que permita probar las posibles guías de exploración en la zona.
- Establecer la estratigrafía general de la zona y reconocer el o los niveles estratigráficos favorables.

- Realizar fechamientos de rocas para así conocer su edad y colocarlas en un nivel estratigráfico correcto.

c. Metas

- Generar la cartografía de un área de 20 km² al SE de Zacazonapan Edo. de México, escala 1:10000.
- Describir la petrografía de las unidades presentes.
- Elaborar secciones geológico-estructurales detalladas.
- Generar datos geocronológicos de las unidades estratigráficas más importantes.
- Generar un modelo de evolución tectónica para el área.

d. Localización del área de estudio

La zona de estudio se localiza hacia el sur-oeste del Estado de México, a 67 Km en línea recta desde la ciudad de Toluca (Figura 1), partiendo desde la ciudad de Toluca hacia Valle de Bravo por la carretera estatal n°7D, subsecuentemente la carretera municipal n°50 hasta Temascaltepec y finalmente hacia el municipio de Zacazonapan donde se encuentra el distrito minero de Tizapa.

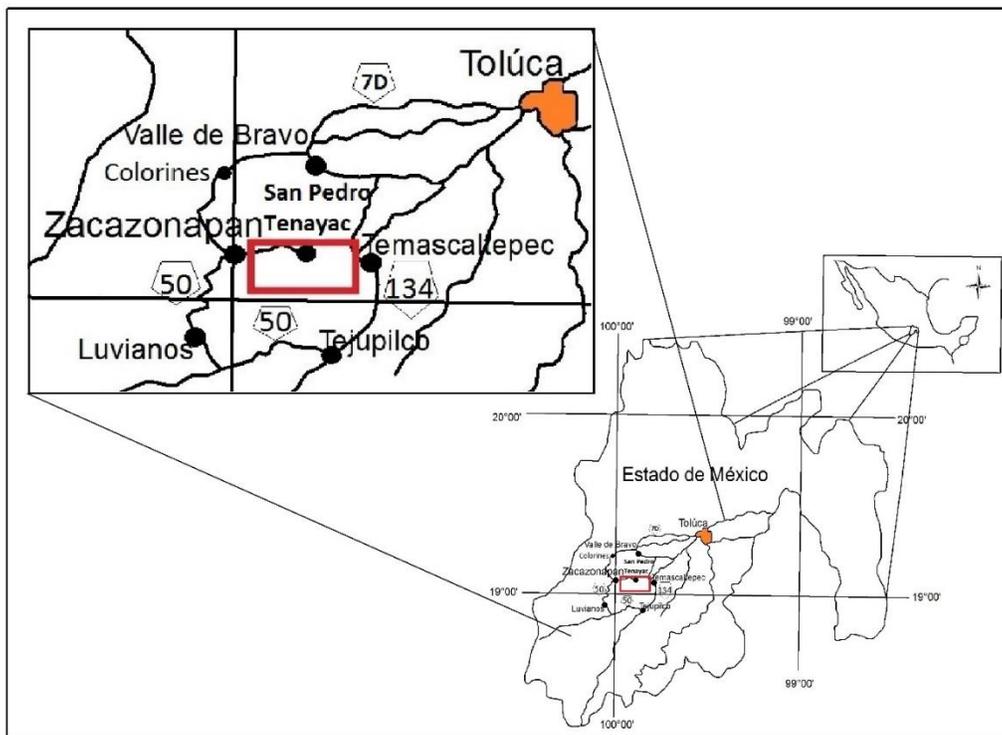


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio, en el recuadro en rojo se muestra la zona de estudio, tomado y modificado de Zamora-Vega (2004).

Partiendo de Temascaltepec el área de estudio está comunicada por carreteras pavimentadas. El acceso hacia la población de Zacazonapan desde la ciudad de Toluca se puede realizar por dos caminos; el primero es por la carretera que une Temascaltepec con San Pedro Tenayac, con una longitud aproximada de 111km desde la ciudad de Toluca. La segunda vía de acceso es por la carretera que pasa por Valle de Bravo, Colorines, Santo Tomás de los Plátanos, Zuluapan y San Martín Otzoloapan con una longitud aproximada de 147km. También es posible llegar desde el sur, por la carretera Temascaltepec-Tejupilco, continuando hacia Villa de Luvianos, Acatitlán y Zacazonapan.

e. Antecedentes

En el año de 1977 la Gerencia de Estudios Especiales del Consejo de Recursos Minerales (C.R.M.) (actualmente Servicio Geológico Mexicano, SGM) puso en marcha el proyecto "Eje Neovolcánico" cuyo objetivo consistía en evaluar el potencial minero de un área de 10,000 km² comprendida dentro de la provincia fisiográfica y reconocida en ese entonces como Provincia Metalogenética denominada "Eje Neovolcánico" ([Salas, 1975](#)).

En enero de 1979, el Consejo de Recursos Minerales (C.R.M., SGM) creó el proyecto "Rocas Metamórficas", con el objetivo de llevar a cabo la exploración y evaluación específicamente del yacimiento de Tizapa ([Salas, 1988](#)), logrando establecer la subdivisión estratigráfica del área, así como las primeras observaciones de la estructura y rasgos del yacimiento. Además, se realizaron los estudios preliminares de factibilidad ([Parga-Pérez, 1980](#); [Parga-Pérez y Omaña, 1988](#); [Parga-Pérez y Rodríguez, 1991](#)).

[Parga-Pérez \(1981\)](#), realizó una tesis de nivel maestría, donde además de realizar la cartografía geológica del área, determinó los diferentes eventos de deformación, así como los grados de metamorfismo que sufrieron las rocas.

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

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

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

Barboza-Gudiño *et al.* (1998), llevaron a cabo un estudio geológico del área de la mina Tizapa y cartografía a escala 1:10 000 del lote Zacazonapan, donde hace una clasificación sistemática de las unidades cartografiadas.

Neri-Acuña (1998) realizó una tesis de nivel licenciatura, en el que describió el yacimiento de la mina de Tizapa, así como sus diferentes unidades.

Dowa Co. (Fujiwara *et al.*, 1999), realizó una investigación geoquímica en el área de Tizapa, reportando geoquímica de roca total, características litológicas, estructura, alteración y mineralización en la mina Tizapa y áreas aledañas. Otros estudios de carácter regional con implicaciones para la ubicación del ambiente tectónico y génesis del yacimiento de Tizapa, son los referentes a la tectónica del Occidente de México (de Cserna, 1978; Ortega-Gutiérrez, 1981; Tolson, 1993). También existen diversos estudios sobre diferentes yacimientos minerales del metalocono del terreno Guerrero (e.g., Miranda-Gazca, 1995).

Zamora-Vega (2004) realizó una tesis de nivel maestría. Clasificando el yacimiento de Zn-Pb-Cu, como de tipo Kuroko, que fue posteriormente deformado.

f. Metodología

Se presenta una cartografía geológica, en escala 1:10000 de un área de 20 km², la cual se realizó mediante la recolección de datos geológico-estructurales en trabajo de campo y uso de cartografía preexistente de modo complementario, para poder distinguir los distintos paquetes estratigráficos de la zona de estudio y generar una mejor reconstrucción estratigráfico-estructural la cual permitirá establecer la relación con zonas mineralizadas.

Se elaboraron secciones delgadas de las distintas unidades rocosas a fin de generar y describir muestras petrográficas, con un microscopio petrográfico marca Leica, modelo DMLP para determinar con mayor exactitud los componentes mineralógicos, texturas y microestructuras, que en el caso de rocas metamórficas de bajo grado como ocurren en el área de estudio, son de vital importancia para reconocer además de las facies metamórficas los posibles protolitos, ya que esto permite conocer la composición mineralógica de las distintas unidades y así poder ubicar con mayor precisión las unidades mineralizadas.

La geocronología de U-Pb mediante la técnica de ablación láser fue realizada en el Centro de Geociencias (CEGEO) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) campus Juriquilla, Querétaro, con la cual se obtuvo la edad de algunas de las rocas presentes dentro del área, lo que permitió generar una mejor reconstrucción estratigráfica. La metodología utilizada para la datación consistió en triturar la roca con una prensa hidráulica presionándola hasta dejarla casi pulverizada, posteriormente la roca triturada se pasó por un tamiz y del polvo fino que paso por todas las mayas de tamizado y se separó por medio de una batea, la

fracción pesada, misma que puede ser considerada ya una concentración de circones, con otros minerales pesados como minerales ferromagnesianos, posteriormente se pasa finalmente a la separación o selección manual bajo el microscopio binocular. En el caso de las rocas magmáticas y si el fin es datar la edad del magmatismo, se separan los circones que presenten una mejor cristalización, coloración y tamaño, se deben de recolectar por lo menos entre 30 y 50 circones. Consecutivamente los circones se pegan en una cinta adhesiva de doble adhesivo, después se pone por la parte superior del adhesivo un pequeño molde circular sin fondos en el cual se colocará resina y se dejará secar por 8 horas, una vez que seco la muestra se pule y se inicia el análisis, de ablación láser y determinación de la edad utilizando los sistemas ICP-MS y iCAP-Qc (Solari et al, 2010).

Finalmente, el análisis de la deformación: Permitió crear un control estructural para así establecer, basado en los datos estructurales recolectados en campo una relación de las estructuras con los cuerpos de mineral, la metodología para el análisis estructural consistió en la recolección de datos geológico-estructurales y con ayuda de estereogramas, fue posible realizar una reconstrucción geológico-estructural de la zona de estudio.

g. Geología regional

El Terreno guerrero constituye la mayor parte del Oeste de México (Campa-Uranga y Coney, 1981; Campa-Uranga y Coney, 1983), se extiende desde Sinaloa en el norte hasta Zihuatanejo en el sur, incluyendo parte de Zacatecas y Guanajuato en México central. El Terreno Guerrero está dividido por el Cinturón Volcánico

Transmexicano (CVTM) en dos segmentos. El segmento norte del Terreno Guerrero está compuesto por 2 subterrenos, el subterreno Tahue y el subterreno Guanajuato ([Centeno-García et al, 2008](#)), están cubiertos por los depósitos volcánicos del Cenozoico medio, pertenecientes a la Sierra Madre Occidental (SMO), en el segmento sur, los afloramientos son continuos y en la mayoría de los casos las diferentes relaciones entre las secuencias pueden ser determinadas. En la parte sur, [Campa-Uranga et al. \(1981\)](#), [Campa-Uranga y Coney \(1983\)](#), [Ramírez et al. \(1991\)](#) y [Talavera-Mendoza et al. \(1993\)](#), han sugerido que el Terreno Guerrero está compuesto por lo menos por tres subterrenos distintos, con una tendencia N-S en cinturones paralelos delimitados por una tectónica regional discontinua.

El Terreno Guerrero ha sido el centro de controversia tanto por su composición, como sus límites. Para la parte sur la mayoría de los autores que han estudiado el área lo dividen en cuatro subterrenos: Teloloapan, Arcelia, Huetamo y Zihuatanejo. Algunos consideran un quinto subterreno: Papanoa, pero la mayoría de los autores juzgan éste como parte integral del subterreno Zihuatanejo ([Yáñez-Mondragón y Alba-Infante, 2003](#)), para la parte norte del Terreno Guerrero [Centeno-García et al. \(2008\)](#) lo divide en 2 subterrenos, el subterreno Tahue y el subterreno Guanajuato.

La caracterización petrográfica y geoquímica de las secuencias vulcanoplutónicas y vulcanosedimentarias submarinas del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, que conforman el Terreno Guerrero, permiten reconocer la presencia de dos series magmáticas subalcalinas y una alcalina, que sugieren una evolución magmática normal ([Yáñez-Mondragón y Alba-Infante, 2003](#)). Sin embargo, para explicar satisfactoriamente la diversidad del magmatismo del Terreno Guerrero, es

necesario mencionar también diferentes grados de fusión de la fuente, mezcla de magmas distintos, terrenos tectonoestratigráficos, asimilación de corteza oceánica y sedimentos subducidos, cristalización fraccionada, niveles de emplazamiento de magma, y lavas alcalinas del tipo basaltos de islas oceánicas ([Ortiz-Hernández, et al., 1992](#)). La presencia de las secuencias relacionadas a arcos volcánicos sugiere que, durante el Jurásico Tardío al Cretácico Temprano, el margen occidental de México fue caracterizado por una actividad magmática intensa y variada. Por otro lado, las diferencias en estos conjuntos de arcos en la estratigrafía, estructuras, petrología, geoquímica y características isotópicas permiten sugerir que las actividades magmáticas se desarrollaron probablemente en por lo menos tres sistemas de arco-trinchera ([Talavera-Mendoza et al., 1993](#)). El terreno Guerrero comprende dos partes fundamentalmente diferentes. Una se derivó de una cuenca de mar profundo sobreyaciendo volcánicos oceánicos (Arcelia), mientras que la otra forma parte de un margen continental con un basamento granítico y soporte de un arco volcánico calcoalcalino (Teloloapan), así como carbonatos pelágicos y de plataforma ([Monod y Busnard, 1993](#)). El volcanismo basáltico de Arcelia, de naturaleza toleítica y las rocas ultrabásicas asociadas, son testigos de una cuenca marginal que se abrió en el Albiano-Cenomaniano. El cierre de esta cuenca tuvo lugar en el Cretácico Tardío - Paleoceno, lo que provocó la tectonización intensa del arco de Teloloapan y de su cubierta oriental. La cuenca de Huetamo y las formaciones volcánicas de Zihuatanejo de naturaleza calcoalcalina, descansan sobre un zócalo continental y están separadas del arco de Teloloapan por la apertura de la cuenca de Arcelia. Su tectonización poco importante estuvo ligada a la lejanía de la zona de sutura de la cuenca de Arcelia ([Monod y Foure, 1991](#)). Se

postula que el cierre de la cuenca de Arcelia es responsable de los rasgos de deformación dúctil de las unidades tectónicas situadas más hacia el este ([Monod y Busnard, 1993](#)).

Este vasto terreno es bien conocido en la Sierra Madre del Sur (SMS) al sur del EVTM. Está ciertamente compuesto, y puede estar subdividido en al menos tres secuencias separadas ([Campa-Uranga y Coney, 1983](#)). Los tres subterrenos son al menos Jurásico tardío a Cretácico en edad y están compuestas por vulcanismo submarino y secuencias sedimentarias, pero subyacidos por rocas del Triásico Superior que afloran cerca de Zacatecas ([McGehee, 1976](#)). La estratigrafía en cada una de estas sucesiones vulcanosedimentarias es diferente, como son los grados de metamorfismo y estilos de deformación ([Campa-Uranga y Coney, 1983](#)).

El subterreno Teloloapan ([Campa-Uranga et al, 1974](#)) es una secuencia de andesitas y sedimentos volcanoclásticos interestratificados con limolitas, arcillas y areniscas. Los sedimentos han producido fósiles del Jurásico tardío y Cretácico, se ha sugerido, pero no se ha demostrado plenamente la presencia de basamento más antiguo, el ensamblado ha sido afectado por metamorfismo regional de bajo grado y está ligeramente deformado, a lo largo del margen este del terreno, en el Estado de Guerrero sobre el vulcanismo y sobre el ensamble sedimentario hacia el este descansan carbonatos del Cretácico que son parte de la plataforma del terreno Mixteco ([Campa-Uranga et al, 1976](#)).

Para [Campa y Coney \(1983\)](#), [Ramírez et al. \(1991\)](#), [Talavera-Mendoza et al. \(1993\)](#) y [Centeno-García \(1993a\)](#), el terreno Guerrero constituye un terreno compuesto por

subterrenos orientados paralelamente con tendencia N-S y limitados por discontinuidades tectónicas regionales, con variaciones importantes en la litología y en el estilo de deformación y diferentes características químicas en las rocas ígneas. En un inicio [Campa y Coney \(1983\)](#), basados en estas diferencias, subdividen al Terreno Guerrero en los subterrenos Teloloapan, Huetamo y Zihuatanejo. Posteriormente, [Centeno-García \(1993a,1993b\)](#) unifican los subterrenos Huetamo y Zihuatanejo en uno solo, con base en las características del basamento y litologías suprayacentes; sin embargo, el subterreno Teloloapan fue subdividido en dos diferentes asociaciones: Teloloapan y Arcelia, debido a que presentan distintas historias geológicas ([Talavera-Mendoza et al., 1995](#)).

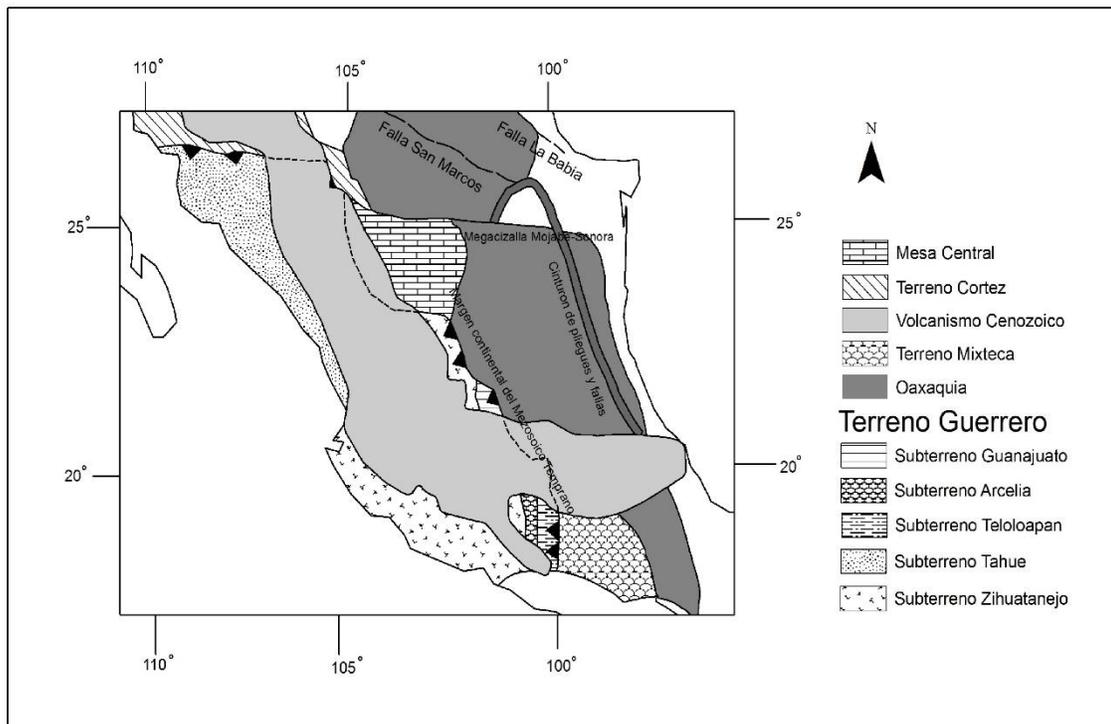


Figura 2: Figura en la que se muestran los diferentes subterrenos del terreno guerrero, tomado y modificado de [Centeno et al, 2008](#).

Los subterrenos Teloloapan y Arcelia tienen afloramientos en el área de Tizapa y zonas aledañas que fueron cartografiadas por [Elías-Herrera y Sánchez-Zavala \(1990\)](#). La parte Este del subterreno Teloloapan representa un ambiente de arco de isla intraoceánico de edad Hauteriviano-Cenomaniano ([Talavera-Mendoza et al., 1993, 1995](#)), el cual incluye una serie magmática calcialcalina de alto potasio. El subterreno Arcelia-Palmar Chico es un arco de islas de edad Albiano-Cenomaniano y consiste en una serie oceánica y una serie toleítica de arco ([Talavera-Mendoza et al., 1993, 1995](#)).

El terreno Teloloapan tiene una extensión de 350 km de largo y 80 km de amplitud localizado en la porción sur del dominio cordillerano de México, este sub-terreno es una de las tres secuencias más grandes incluidos en el terreno Guerrero, y ha llegado a ser considerado en su mayoría, una relación aloctona con el craton de Norte América ([Campa y Coney, 1983; Ramírez et al., 1991; Talavera-Mendoza et al., 1993](#)).

Estudios geoquímicos e isotópicos indican que las lavas de Teloloapan y rocas sedimentarias relacionadas fueron originadas completamente en un arco de islas intraoceánico submarino, durante el Hauteriviano-Cenomaniano temprano ([Guerrero et al., 1990; Ortiz et al., 1991; Centeno et al., 1993; Talavera-Mendoza et al., 1995](#)). En el área de Arcelia-Teloloapan, la secuencia del terreno Teloloapan incluye ampliamente dos unidades litoestratigráficas. La primera (inferior) es una unidad volcánica formada aproximadamente de 3000m de "pillow lavas", "pillow breccias", hialoclastitas y flujos masivos. En la base las lavas están intercaladas con sedimentos silicificados ricos en radiolarios del Cretácico Inferior y en la cima con

rocas piroclásticas y restos de depósitos de flujos de grano grueso conteniendo fauna del Aptiano. [Ramirez-Espinoza et al., 1991](#), postularon lo siguiente: Teloloapan, secuencias con predominio de lavas y piroclásticos en la base y epiclásticos y calizas en la cima, del Aptiano-Albiano. Las lavas son basaltos, andesitas y riolitas escasa, su composición es homogéneamente calcialcalina, no hay evidencia de influencia cortical. Presenta metamorfismo de grado bajo y sobrecoimientos hacia el oriente el subterreno Arcelia. Secuencia reportada como diferente a Teloloapan; está formada por basaltos y rocas ultrabásicas con una cubierta sílicoarcillosa. Las lavas son toleítas de arco. Por radiometría y contenido faunístico datan del Albiano-Cenomaniano. El metamorfismo y deformación son idénticos a Teloloapan ([Ramirez-Espinoza et al, 1991](#)).

h. Sulfuros Masivos Volcanogénicos (VMS)

Los depósitos de sulfuros masivos volcanógenicos o VMS (Volcanogenic Massive Sulfide por sus siglas en inglés) son cuerpos estratiformes o lenticulares de sulfuros presentes en unidades volcanogénicas depositadas en ambientes marinos. Generalmente consisten de pirita, pero contienen cantidades variables de Cu, Pb, Zn, Ba, Au y Ag ([Franklin, 1996](#)).

Los depósitos VMS ocurren en grupos y en áreas específicas o distritos los cuales están restringidos a un nivel estratigráfico, que pueden corresponder a un cambio en la composición de las rocas volcánicas, o interrupciones de la actividad volcánica, alternando con sedimentación. En muchos casos, los cuerpos sobreyacen a domos riolíticos. Debajo de los depósitos de sulfuros normalmente existe un *stockwork* en rocas intensamente alteradas, el cual parece haber sido el

alimentador de los fluidos. Dentro del área de *stockwork* hay generalmente un marcado zoneamiento en la intensidad y tipo de metasomatismo producido por la alteración hidrotermal de la roca hospedante, cuya extensión algunas veces es proporcional a la abundancia de sulfuros (Lydon, 1998).

Con la acumulación de los sulfuros por: precipitación en el fondo marino. La mineralogía de los depósitos de tipo VMS consiste de pirita y/o pirrotina con cantidades variables de calcopirita, esfalerita y galena, dependiendo del tipo de depósito la bornita y calcosina pueden ser constituyentes importantes y pueden estar presentes cantidades menores de arst6enopirita, magnetita y tenantita-tetrahedrita. Con mayor contenido de magnetita estos depósitos pueden constituir a menas masivas de óxidos. La ganga es principalmente cuarzo y barita, pero ocasionalmente se presenta carbonato, clorita y sericita. La mayoría de los depósitos de sulfuros masivos están zonados, la galena y esfalerita se ubican en la mitad superior de los depósitos, mientras que la calcopirita se concentra en la porción inferior y gradada hacia abajo a un *stockwork* (Franklin, 1996).

La precipitación de sulfuros y sílice sobre los montículos disminuye su permeabilidad, formando una superficie de baja permeabilidad, que origina un sobrecalentamiento de los sulfuros previos por minerales de más alta temperatura, conforme la chimenea crece se vuelve inestable y colapsa (Figura 3) para formar un montículo y talud de chimeneas sobre la cual, la chimenea vuelve a crecer. (Lydon, 1998).

Posteriormente se crean nuevos canales de flujo por fracturamiento hidráulico, sísmico o tectónico, donde inicia el crecimiento de nuevas chimeneas y montículos creciendo constantemente por la repetición de procesos (Zamora-Vega, 2004).

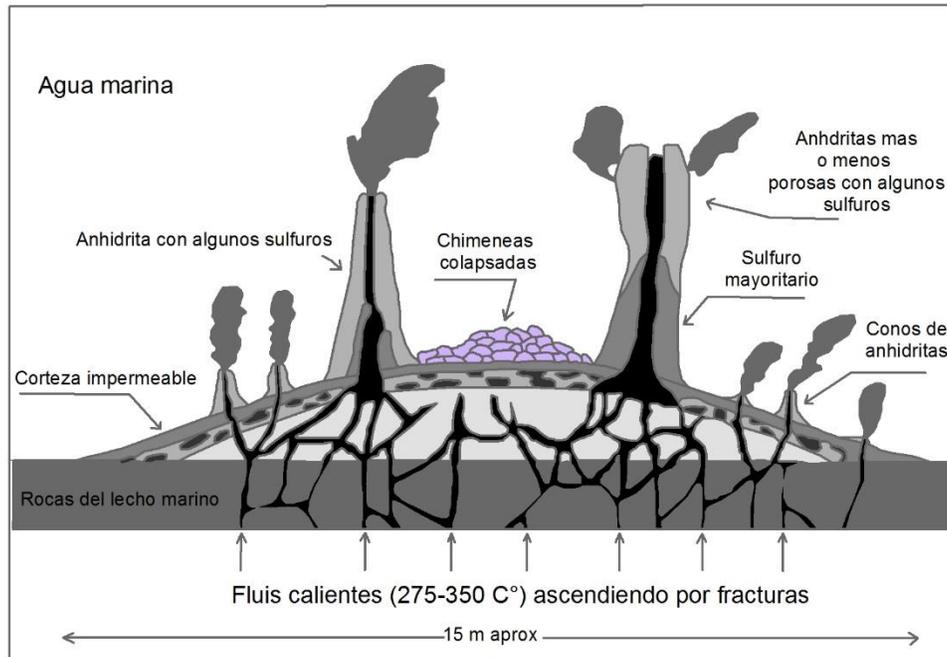


Figura 3: Crecimiento esquemático de chimeneas, tomado y modificado de Lydon (1988).

Las texturas originales parecen ser bandeamientos coloformes de los sulfuros con desarrollo de pirita framboidal. Es común la recristalización por la circulación subsecuente de los fluidos calientes y/o por metamorfismo posterior, lo que puede destruir el bandeamiento en la sección superior rica en Zn de los depósitos, mientras que la parte rica en calcopirita raramente está bandeada. Es muy frecuente el brechamiento hidrotermal en la porción inferior del depósito originando brechas mineralizadas, asimismo los deslizamientos subacuáticos pueden originar menas brechosas (Franklin, 1996).

La alteración hidrotermal normalmente se restringe a las rocas subyacentes, siendo la sericitización y cloritización los tipos más comunes. La alteración tiene una forma general de chimenea y hacia su porción central contiene el *stockwork* con calcopirita, el diámetro de la chimenea alterada aumenta hacia arriba y su porción más ancha coincide con la mena masiva (Franklin, 1996).

Existen varios tipos de depósitos VMS dependiendo del marco tectónico y las rocas volcánicas asociadas:

En la zona de Tizapa parecen corresponder a yacimientos tipo Kuroko: Que son depósitos de Cu-Zn-Pb-Au-Ag, que están asociados a volcanismo bimodal con lavas toleíticas y lavas y piroclastos calco-alcalinos, formados en cuencas marinas someras con volcanismo explosivo con formación de caleras en sectores de tras-arco (Sawkins, 1990).

Los depósitos tipo SEDEX (sedimentary Exhalative), regularmente contienen mineralización de Zn-Pb-Ag, y están asociados a rocas sedimentarias como lutitas negras carbonosas, areniscas y rocas carbonatadas, estos se asocian a fluidos expelidos desde cuencas sedimentarias por celdas convectivas de aguas marinas probablemente generadas por calor derivado de fuentes magmáticas subyacentes (Sawkins, 1990).

Otros tipos de depósitos pueden estar asociados a secuencias ofiolíticas, como los tipos Chipre o a secuencias turbidíticas y cuencas con aportes terrígenos, como los tipo Besshi o casos como el tipo Noranda, con un origen en un régimen tectónico específico por su ocurrencia como depósitos primitivos en secuencias antiguas de

rocas verdes asociadas a cratones. En estos otros tipos de depósitos volcanogénicos y exhalativos pueden presentarse valores económicos de Cu y Au (Sawkins, 1990).

En todos los depósitos antes mencionados, parece haber una concordancia en la sucesión de etapas en su génesis:

Etapa 1: precipitación de esfalerita, galena, pirita, tetraedrita, barita con cantidades menores de calcopirita por mezcla de fluido a 200° C con agua de mar.

Etapa 2: Recristalización y aumento del tamaño del grano de minerales por efecto de circulación de fluido a 250° C, continúa la depositación de esfalerita, galena, etc.

Etapa 3: Influxo de soluciones ricas en Cu a 300°C, produciendo el reemplazo de la porción inferior y redepositación de minerales reemplazados más arriba.

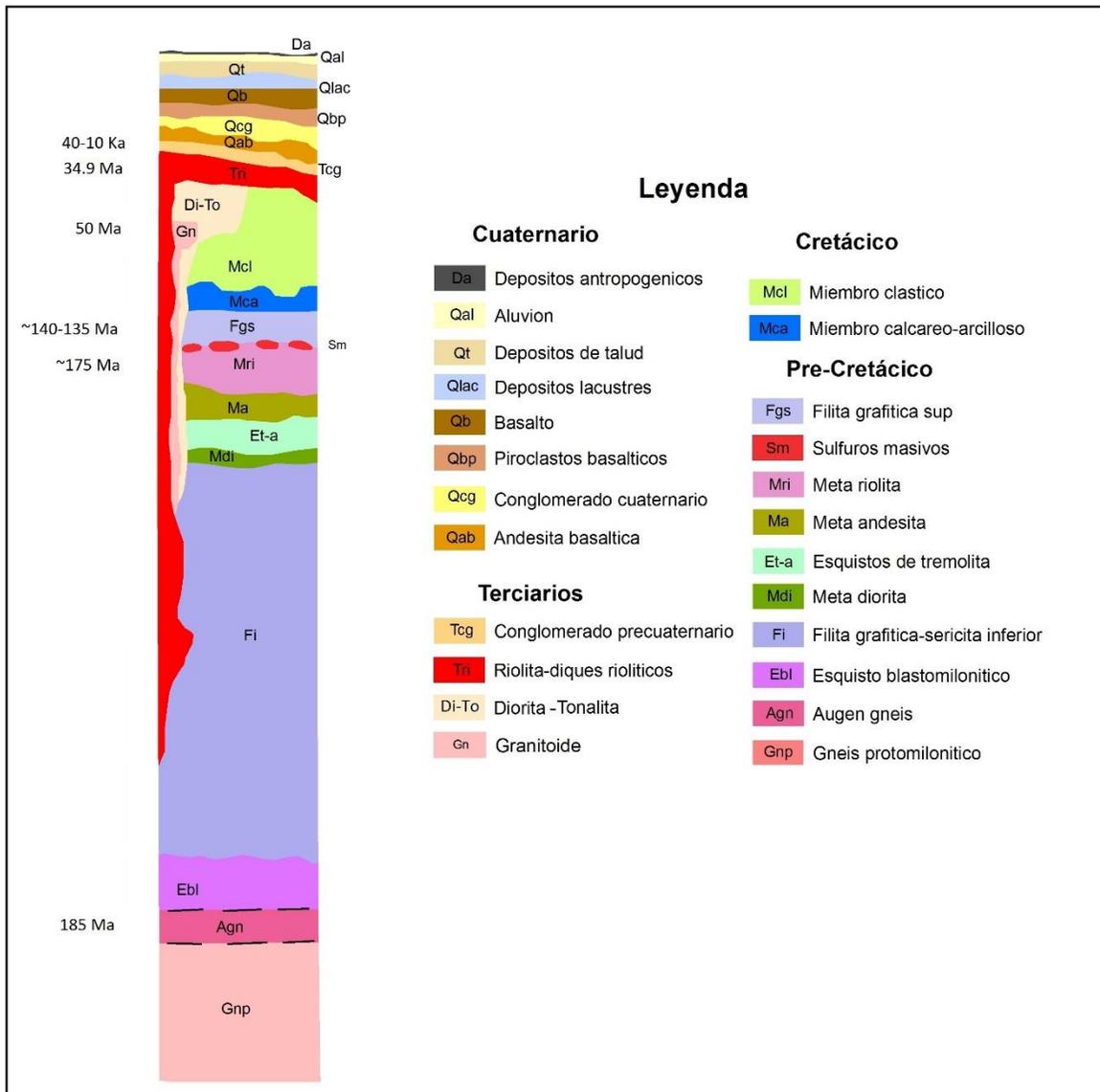
Etapa 4: Circulación de fluidos calientes sub-saturados en Cu disolución de calcopirita y reemplazado por pirita en la base del depósito.

Etapa 5: Depositación de exhalitas de chert-hematita en torno al depósito, mucho SiO₂ se deposita en el *stockwork* subyacente.

Etapa 6: Preservación por cubierta de lavas o sedimentos, los depósitos que quedan expuestos a la acción marina se oxidan y se destruyen por acción de meteorización submarina transformándose en capas de “ocre” constituidas por cuarzo, goethita, illita, jarosita. Solo si los depósitos son cubiertos se evita la meteorización submarina y los depósitos pueden preservarse.

Los depósitos VMS se forman en fondos marinos de modo que su incorporación a áreas continentales, donde son explotados se produce por fenómenos tectónicos, principalmente por acreción o colisión continental, lo que significa que estos depósitos generalmente presentan una notable deformación tectónica incluyendo pliegues y fallas. ([Rona, 1988](#)).

1. Estratigrafía del área de Tizapa, Edo. de México.



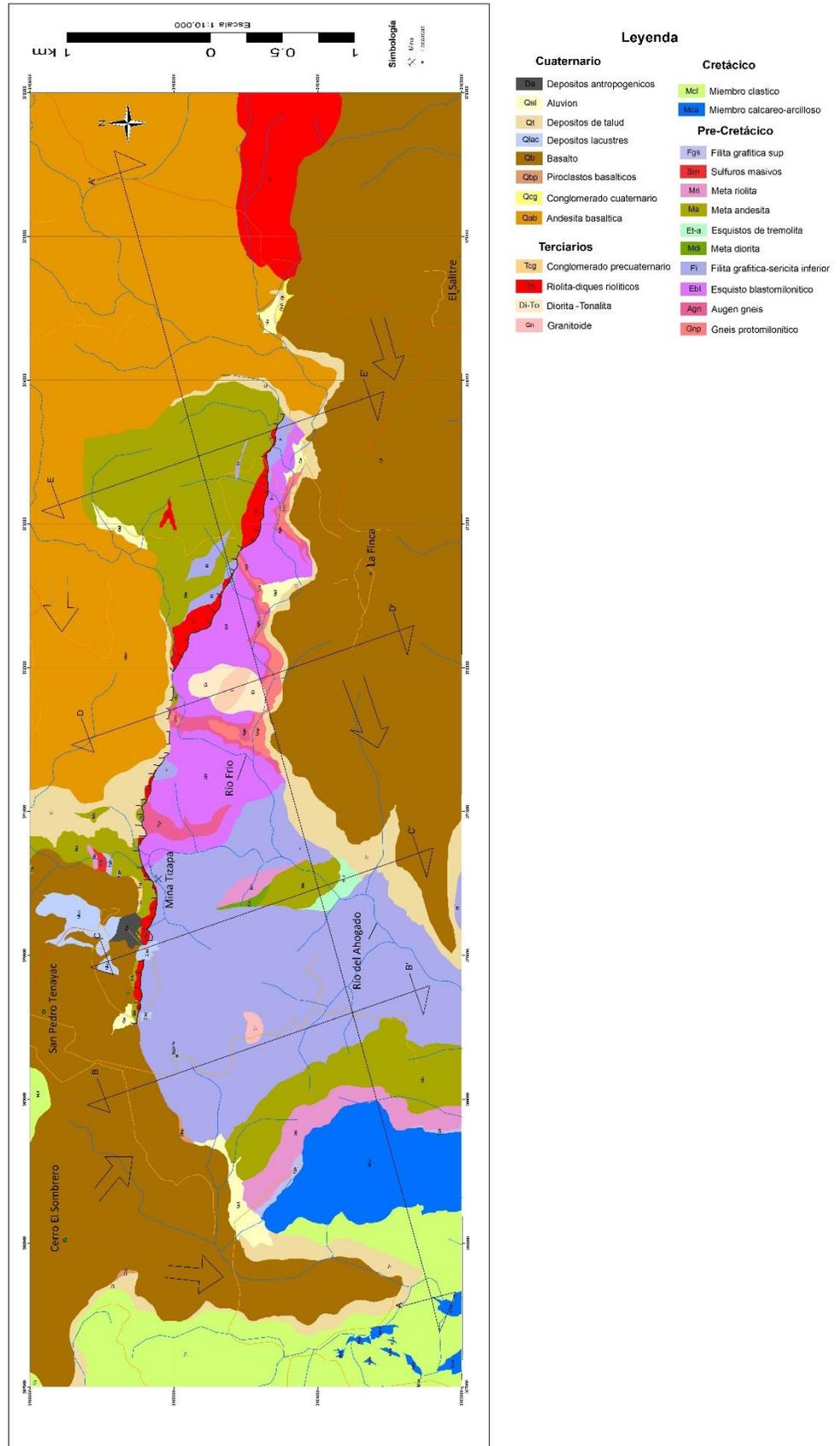


Figura 5: Mapa geológico simplificado en el que se muestran las diferentes unidades geológicas, así como poblados dentro de la zona de estudio.

1.1 Gneis Protomilonítico (Gnp)

La unidad inferior según su posición estratigráfica (Figura 4) es un meta-granito o gneis protomilonítico ([Parga-Perez, 1981.](#), [Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990](#)), la roca se observa masiva o en parte foliada o fracturada, de color gris claro, la foliación que presenta se desarrolla en determinadas zonas y es espaciada y regularmente subhorizontal, en muestra de mano se observan algunos minerales fácilmente observables como feldespatos, biotita y cuarzo en una textura granular holocristalina.

La base de la unidad aflora en la parte central del área de estudio (Figura 6) y en su parte superior existe un paso transicional a la unidad milonítica descrita como "augengneis", siendo desconocido el espesor total y estimándose su espesor aflorante en unos 50m ([Barboza-Gudiño et al, 1998](#)).

Esta unidad puede interpretarse como un cuerpo metamorfoseado de roca plutónica de probable composición granodiorítica como indica [Parga-Pérez \(1981\)](#) o granito, clasificándose según los datos geoquímicos reportados por [Elías-Herrera y Sánchez-Zavala \(1990\)](#) como "Volcanic Arc Granitoid", "Continental Arc Granitoid" o "Continental Colisión Granitoids", según los diagramas de discriminación empleados por dichos autores. [Elias-Herrera et al \(2000\)](#) reportaron una edad de 185 Ma por el método U-Pb en circones.



Figura 6: Se observa el gneis protomilonítico aflorando en el cauce del Río Frío.

1.2 Augen Gneis (Agn)

Inicialmente fue descrito por [Parga-Pérez \(1980, 1981\)](#) con este nombre quien además lo considera como una sola unidad conjuntamente con la unidad aquí descrita como ortogneis o granitoide protomilonítico, en el Río Frío y en el Río del Ahogado, al sur de la mina Tizapa y hasta un poco más arriba de la unión con el Río Frío. [Elías-Herrera y Sánchez-Zavala \(1990\)](#) describen a esta roca como "*mylonitic granite*"; su color es gris intermedio con tonalidades verdosas, resaltando también el aspecto moteado que le infirieren numerosos porfidoclastos o "augen" de feldespatos alcalinos.

La estructura es oftálmica a gneílica (Figura 7), con una textura granoblástica a lepidoblástica y su mineralogía es típica de una roca magmática intermedia a félsica, metamorfoseada en facies de esquistos verdes, habiéndose reportado [por Elías-](#)

Herrera y Sánchez-Zavala (1990), la presencia de una paragénesis de cuarzo-moscovita-biotita-alandino, según los diferentes autores, indica condiciones de las facies anfibolítica que pudo haber alcanzado temperaturas del orden de 460° a 500° C y presiones por arriba de los 4 kbar.

Sus relaciones estratigráficas son las de un paso transicional de la roca más masiva subyacente (protomilonita), a un horizonte o nivel con mayor grado de deformación y metamorfismo cataclásticos (milonita), y hacia su parte superior, a un horizonte blastomilonítico, llegando a alcanzar el horizonte milonítico aquí descrito, no más de 100 m de espesor, lo cual es relativo ya que principalmente su base es muy irregular y difusa (Barboza-Gudiño *et al*, 1998).



Figura 7: En la fotografía se muestra el detalle de la textura porfidoclastica del augen gneis aflorando en el lecho del río del Ahogado.

En la muestra Tz-15-10 (Figura 8), recolectada en el río del Ahogado (coordenadas UTM 14Q: 0370708, 2105024), se observa lo siguiente:

La muestra presenta una textura lepidoblastica en partes muestra una textura porfidoclástica, contiene aproximadamente un 50% de cuarzo policristalino con fragmentos de tamaños desde 0.5 mm hasta 2.0 mm, presenta también aproximadamente un 15% de cristales de moscovita con una forma alargada y una textura fibrosa, contiene un 15% de cristales de anfíboles, aproximadamente un 10% de fenoclastos de feldespatos potásicos, y un 5% de la muestra está constituido por pequeños cristales de plagioclasas, posiblemente se trate de labradorita por el ángulo de extinción usando la tabla de Michel-Levy para plagioclasas, contiene un 5% de minerales oscuros, algunos de ellos podrían ser óxidos y sulfuros como piritita, contiene fragmentos opacos de hasta 2 mm.

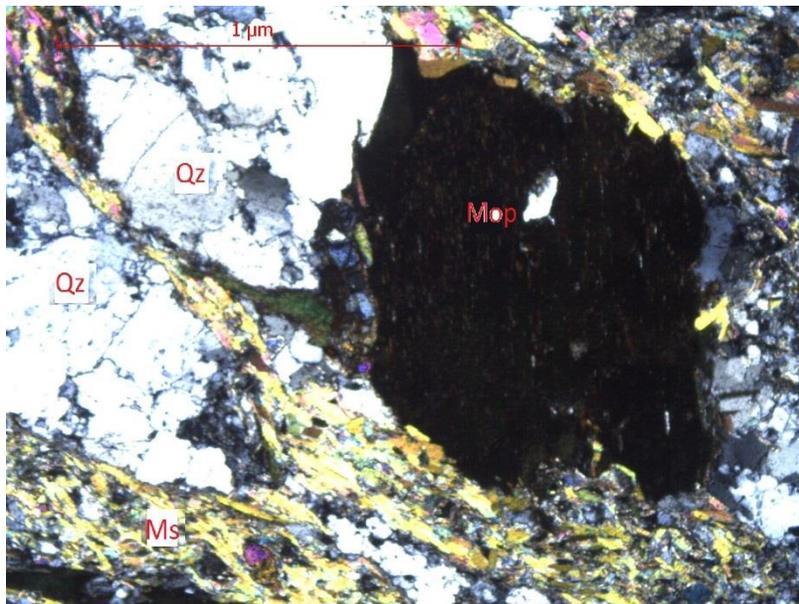


Figura 8: La fotografía de la muestra tz-15-10, en la cual se observan agregados minerales de Cuarzo (Qz), así como moscovita (Ms), y también minerales opacos (Mop) posiblemente sulfuros comúnmente oxidados y feldespatos.

1.3 Esquisto blastomilonítico (Ebl)

En la parte superior de la secuencia metamórfica ortogénica ocurre una unidad blastomilonítica de poco más de 50 m de espesor que constituye el límite con la secuencia metapelítica y metavolcánica que la sobreyace.

La roca blastomilonítica es un esquisto de cuarzo-feldespato-moscovita (Figura 9) y aunque el supuesto protolito que le da su origen es la misma roca magmática de la que derivan las unidades descritas anteriormente, en esta roca es notable la ausencia de biotita primaria, y los fenoclastos de feldespato sólo ocurren de manera esporádica y en tamaños no mayores de 0.5 a 1.0 cm de diámetro.

El posible ambiente tectónico podría ser un arco volcánico antiguo.

La aparente mineralogía primaria, es la de una tonalita o plagiogranito en parte porfirítico, con plagioclasa, cuarzo, hornblenda, biotita y accesorios.

[Elías-Herrera y Sánchez-Zavala \(1990\)](#), consideraron una edad del Paleozoico Superior-Mesozoico Inferior.



Figura 9: En la fotografía se muestra el esquistó blastomilonítico en muestra de mano, su textura es esencialmente lepidoblástica y con bandas de cuarzo policristalino, pequeñas plagioclasas y abundante muscovita. no se observan más fenoclastos de feldespato. El largo de la pluma es 14.5 cm.

1.4 Filita gráfita-serecítica inferior (Fi)

Lewis y Rhys (1997) han denominado a esta unidad como "Lower phyllite", correlacionándola con el Esquistó Tejupilco. Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, (1990) refiriéndose a esta unidad como filita carbonosa (phyllit and carbonaceous phyllite) la consideran de edad Triásica superior-Jurásico inferior.

Roca de color gris oscuro con algunos horizontes color blanco a amarillo, contiene sericita, tiene presencia de sedimentos de clastos finos con posibles aportes de materia carbonosa y algunos aportes de materiales volcanoclásticos (Figura 10).



Figura 10: La fotografía muestra un afloramiento de la filita al este de San Lucas del Maíz, se observa la foliación S2 con un echado suave hacia el sur-poniente (fotografía tomada desde el oeste hacia el este), esta es afectada por una crenulación que produce una lineación bien desarrollada en determinados planos de orientación general noroeste, la navaja mide 9 cm de largo.

La muestra petrográfica Tz-2-10 se le observan las siguientes características:

La muestra presenta una textura lepidoblastica, muestra algo de foliación (Figura 11), contiene aproximadamente un 40% cuarzo de diferentes tamaños, desde fragmentos de 0.5mm hasta fragmentos de 2mm distribuido en toda la muestra, también se observa en un 45% sericita, la sericita se observa un poco deformada, con forma de pliegues de crenulación, un 15% de la muestra se observa, plagioclasa, en un punto antes de alterarse a sericita, el 5% restante de la muestra son minerales opacos, algunos presentan habito o una forma cúbica.

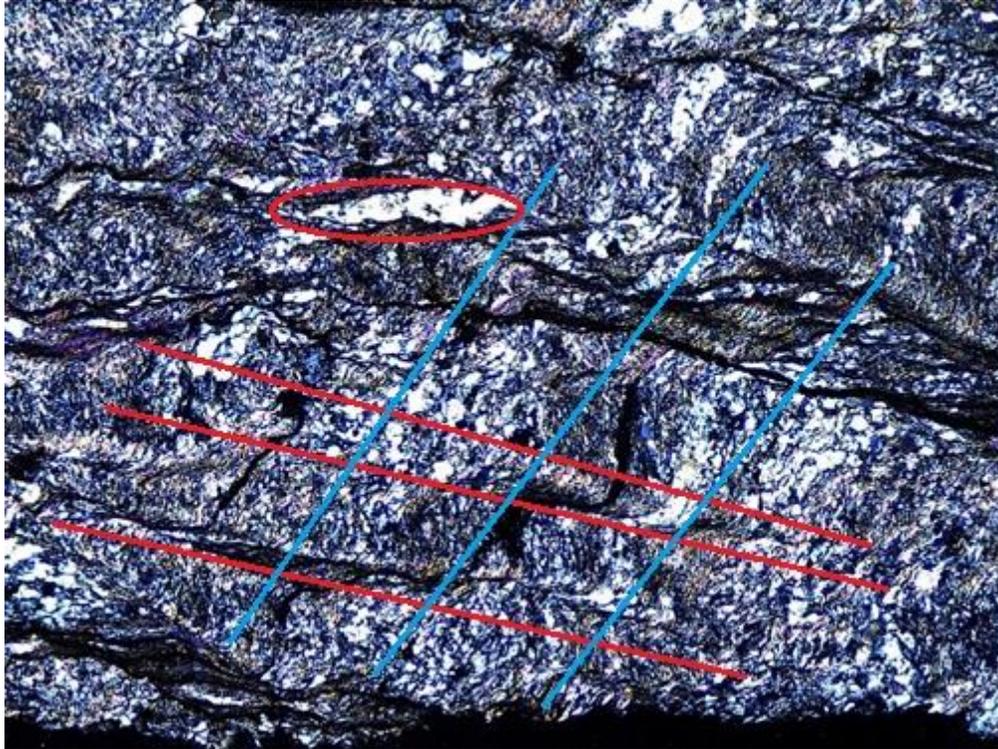


Figura 11: Fotografía de la muestra tz-2-10 Se observa la crenulación de la filita consistente en finos plegamientos de la foliación S1 (líneas azules) con bandas y lentes sigmoides de cuarzo blanco, cortados por superficies de un clivaje S2 (líneas rojas), más espaciado y sin cuarzo de segregación, por lo menos en esta muestra.

1.5 Secuencia Metavolcánica (Mv)

La secuencia metavolcánica es una serie de rocas metavolcánicas de composición intermedia (Figura 12), las cuales afloran en la zona de estudio, en general la roca presenta un color gris en ocasiones con un tono verde, normalmente se observa cuarzo, plagioclasa, hornblenda y biotita, pero también puede llegar a contener clorita y algo de sericita, contiene algo de sulfuros, posiblemente pirita oxidada, no presenta un espesor mayor a los 30 m, por su posición estratigráfica se le asigna una edad del Triásico Superior-Jurásico Inferior ([Barboza-Gudiño et al, 1998](#)).

En trabajos anteriores como [Barboza-Gudiño et al \(1998\)](#), [Lewis y Rhys \(1997\)](#), [Elías-Herrera y Sánchez-Zavala \(1990\)](#), [Gómez-Róman \(1995\)](#), a esta secuencia se le dividía en varias unidades diferentes, pero todas siendo rocas metavolcánicas de la misma composición.

La unidad de metadiorita (Mdi) ha sido mencionada por [Lewis y Rhys \(1997\)](#), como un cuerpo de dimensiones menores, foliado y metamorfizado junto con la secuencia metamórfica. La roca de color gris presenta cuarzo, plagioclasa hornblenda, y biotita.

La unidad presenta diques dentro de la secuencia metapelítica parecen ser en parte félsicos y más jóvenes que el metamorfismo (D2, de edad Cretácico inferior-medio), su espesor no es mayor de 25 a 30 m y ocurre dentro de una secuencia de rocas metavolcánicas de posible composición intermedia a ácida, ([Barboza-Gudiño et al, 1998](#)). Esta unidad se incluyó como una unidad más en la secuencia debido a que se tenía como una unidad más en trabajos anteriores, sin embargo, según [Barboza-Gudiño et al. \(1998\)](#) muy posiblemente se trate una roca ígnea intermedia dentro de las unidades metavolcánicas y no una metadiorita como tal.

Se cartografió como esquisto de tremolita-actinolita (Et-a) a una unidad que aflora en el lecho del río Ahogado, 1 km abajo de la Mina Tizapa, estas rocas, que se interpretan como posibles metabásicas, se encuentran estrechamente asociados con esquistos verdes y sericíticos que en parte las subyacen ([Barboza-Gudiño et al, 1998](#)).

Roca masiva color verde, contiene clorita, bandas de cuarzo, con una textura nematoblástica. El espesor de esta unidad no es mayor de 30 m. Se reportan afloramientos de esta roca al norte de la Mina Tizapa (coordenadas UTM: 370546, 2105247) (Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990; Gómez-Róman, 1995).

Una roca de esta secuencia metavolcánica ha sido clasificada como meta-andesita (Ma) es de color verde con tonalidad parda, posiblemente por alteración o interperismo se le observa clorita y algo de sericita, feldespatos, cuarzo, contiene algo de sulfuros color negro, posiblemente pirita oxidada, se le observa a la roca algo de matriz vítrea.



Figura 12: La secuencia metavolcánica de rocas verdes, protolito de composición andesítica a dacítica aflora sobre el camino de Limones a la Fundadora, al sur del área de estudio, (coordenadas UTM: 360876, 2100841).

La roca presenta una textura foliada con presencia de fenocristales, se encuentra foliada, pero poco metamorfoseada o con relictos de un protolito andesítico.

La unidad de roca antes descrita se encuentra plegada con una dirección buzamiento general hacia el SW, con un espesor aproximado de 150 m, la unidad sobreyace a las filitas grafiticas y sericiticas de la secuencia inferior y subyace en el área de estudio a las rocas metariolíticas ([Barboza-Gudiño et al, 1998](#)).

La edad absoluta de estas rocas se desconoce y únicamente por su posición estratigráfica, se le ha considerado de edad Triásico Superior-Jurásico Inferior ([Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990](#)) y se correlaciona con la secuencia meta-volcánica de Teloloapan ([Lewis Y Rhys, 1997](#)).

La muestra de roca Tz-15-85 (Figura 13) se le observa lo siguiente:

La muestra presenta una fábrica foliada, con textura criptocristalina, salvo algunos minerales de mayor tamaño, que aun presentan algo de su forma, la muestra presenta, moscovita aproximadamente en un 5% de la totalidad de la muestra, se observa en un 5% plagioclasas, y se ve aproximadamente en un 10% cuarzo, presenta algunos cristales de carbonatos seguramente se trata de calcita, el resto de la muestra podría tratarse de cuarzo, pero debido al tamaño de grano no se puede identificar con claridad el mineral del que se trata, también se observan sulfuros.

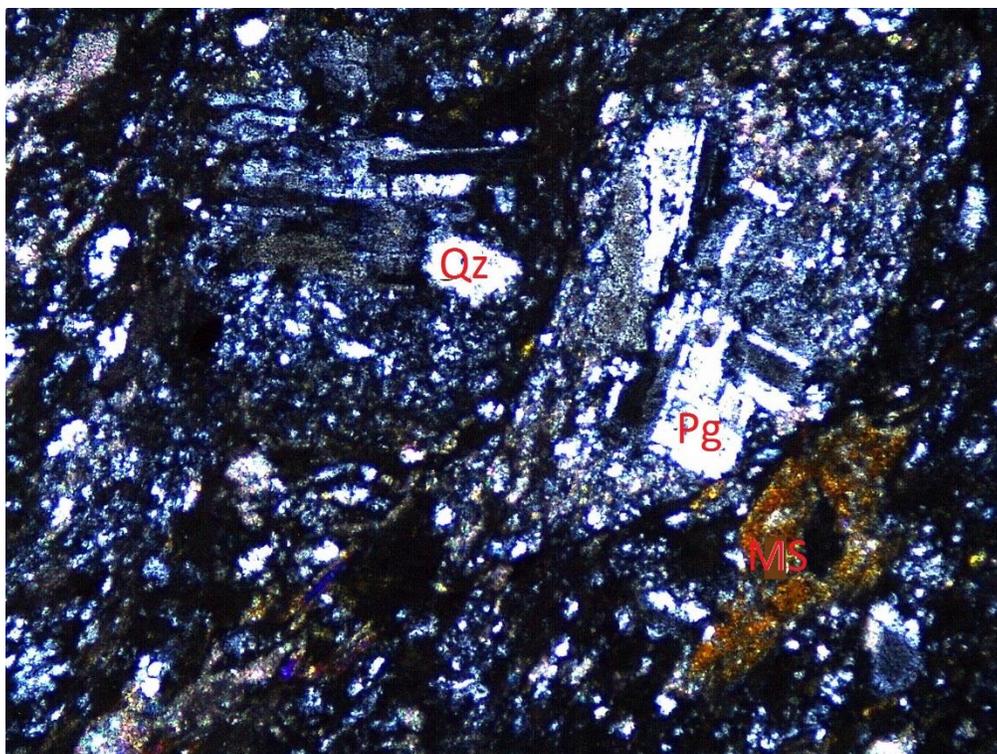


Figura 13: Fotografía de la muestra Tz-15-85 perteneciente a la unidad de rocas metavolcánicas (coordenadas UTM: 374268, 2094025) se presentan minerales como plagioclasas (Pg), sericita (Ms) y cuarzo (Qz), en general no se observa bien el resto de la muestra por su tamaño de grano.

1.6 Metafelsitas (Mri)

Esta unidad ha sido descrita como metariolita por [Parga-Pérez y Rodríguez-Salinas \(1983\)](#), como esquistos de muscovita ([Metal Mining Agency of Japan, 1991](#)), metariolita ([Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990](#)) y como roca metavolcánica esquistos de sericita riolítica por [Lewis y Rhys \(1997\)](#).

La roca es de color blanco con tonalidad amarilla a crema (Figura 14), en bloques masiva, contiene cuarzo, contiene poca presencia o nula de clorita, y poco menos feldespato, con una textura anhedral, presenta foliación regular a fina, se le observaron óxidos de hierro, limolita o goethita, se le observó mucha deformación y plegamiento, se le observó pirita diseminada, así como alteración hidrotermal.

El espesor de esta unidad es irregular, alcanza los 100 m y aflora en el Cerro de La Pila, por su posición estratigráfica, se le asigna una edad en general pre-Cretácico, correlacionable con la secuencia metavolcánica de Teloloapan, aflora también en la zona de la mina de Tizapa y en el área de Esmeralda, así como en afloramientos pequeños e irregulares, pero ampliamente distribuidos en la parte E-NE del área (Barboza-Gudiño, *et al*, 1998).



Figura 14: Afloramiento de metafelsitas, horizonte de la parte superior de la secuencia metavolcánica, de composición riolítica. Fotografía tomada en el cerro de la Pila, coordenadas UTM: 368828, 2103242.

La muestra petrográfica Tz-15-07 (Figura 15) presenta:

Un 50% aproximadamente de cuarzo, se muestra en algunas bandas sigmoidales presenta granos no mayores a medio milímetro en los de mayor tamaño, un 30% de posibles feldespatos alterados, contiene en el 15% restante sericita o moscovita poco alterada, la muestra en general presenta grano muy fino, textura lepidoblástica,

posiblemente sufrió un proceso de milonitización, se le observa un 4% de plagioclasa, y menos de un 1% aproximado se ven minerales opacos.

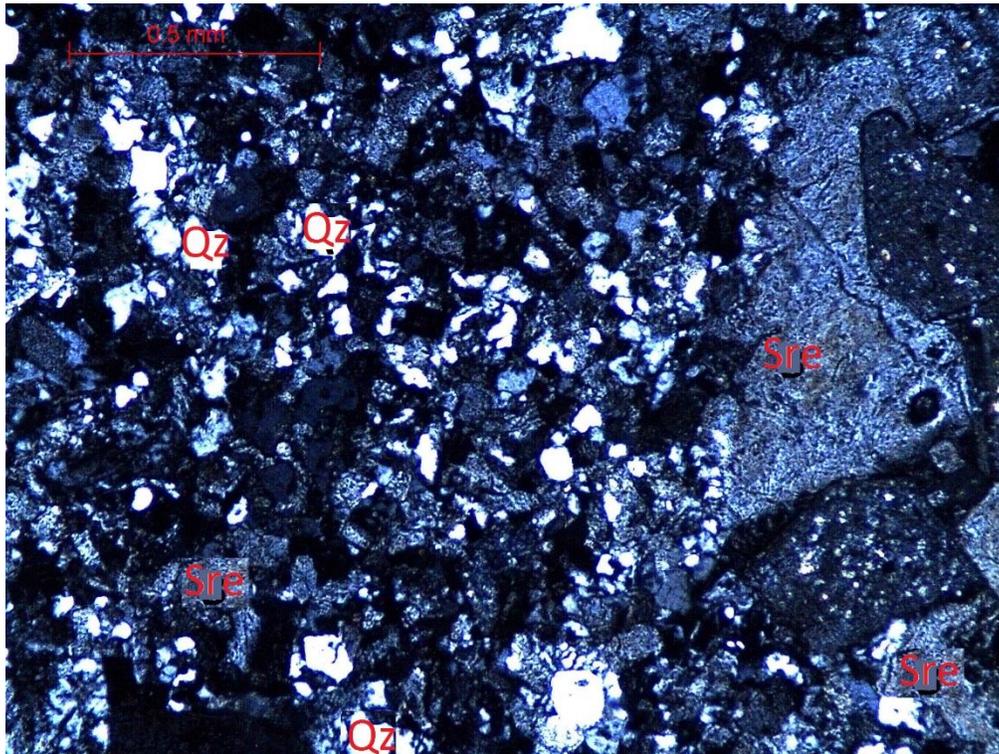


Figura 15: Fotografía de la muestra tz-15-07 en la cual se pueden observar minerales como Cuarzo (Qz), y mica blanca (Sre).

1.7 Sulfuros masivos (Sm)

Los cuerpos minerales consisten en general de pirita, esfalerita, galena, calcopirita, arsenopirita y sulfosales ([Gómez-Román, 1995](#)), ocurre en forma de diseminados y cuerpos masivos de mineral, habiendo un pequeño afloramiento al norte de la mina (coordenadas UTM: 370645, 2105513). El espesor de los cuerpos varía de unos centímetros hasta más de 20 m según geólogos de [Japan International Cooperation Agency \(JICA\)](#) ([1993](#)).

Barboza-Gudiño *et al* (1998) y en el presente proyecto se ha mostrado una edad de los sulfuros del cretácico Inferior 135-140 Ma, datado por el método U-Pb debido a que los sulfuros son sinsedimentarios, por lo que se formaron al mismo tiempo que la formación rocosa.

Los cuerpos minerales de Tizapa han sido trasados por perforación y minado subterráneo a lo largo de un área aproximada de 700 m por 500 m (Lewis y Rhys, 2000). Comprende de 5 lentes de sulfuros principales por su posición estructural (Figura 16) dentro de la mina: M0, L1, M1, M1.5 y M2 (Lewis y Rhys, 2000).

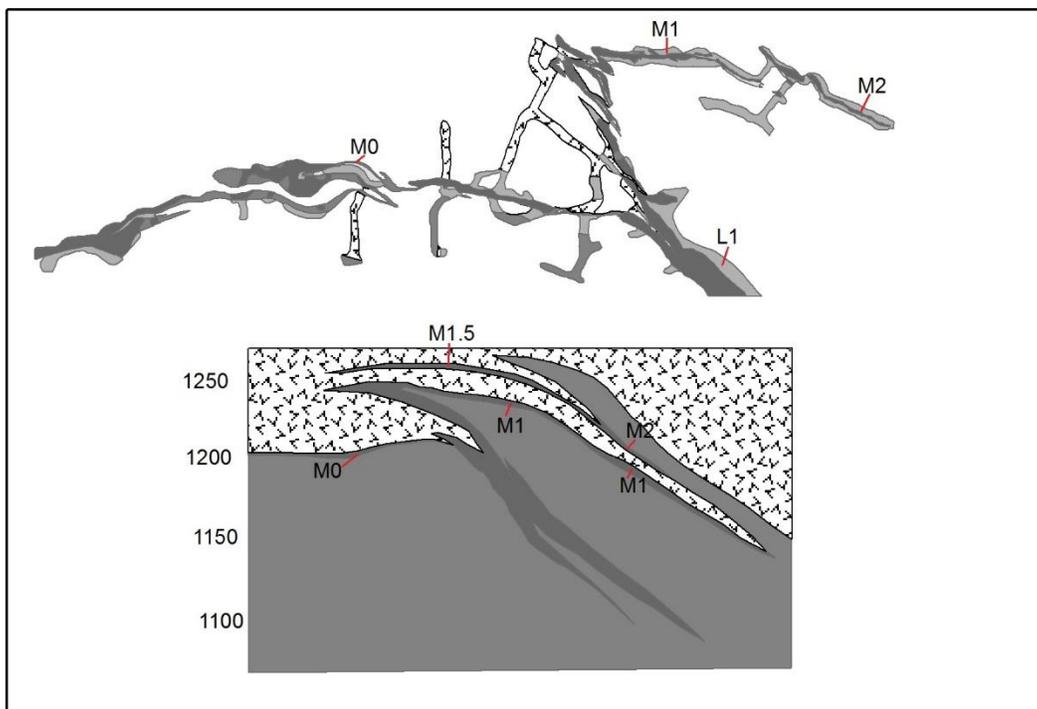


Figura 16: La figura muestra los distintos niveles y sus lentes de sulfuros principales, tanto en nivel mina como en el nivel de sección, se observa su posición, tomado de Lewis y Rhys (2000).

De acuerdo con los trabajos estructurales realizados por [Lewis y Rhys \(1997\)](#) la presencia de varios cuerpos de sulfuros a varios niveles puede ser también explicada por un sólo cuerpo que fue intensamente plegado, ya que los diferentes cuerpos presentan un echado general hacia el N y NE, a manera de posibles flancos de pliegues isoclinales.

1.8 Filita gráfica superior (Fgs)

Roca intensamente foliada (Figura 17), de color negro, contiene material calcáreo, presenta lentes de cuarzo, ubicándose al suroeste de la mina (coordenadas UTM: 368449, 2104183).

El espesor de la filita gráfica superior es muy variable va desde unos metros hasta varias decenas de metros y parece incrementarse en la zona de la mina Tizapa, donde a pesar de la intensa deformación, el espesor pudiera ser de hasta unos 100 m, mientras que en el cerro de la Pila casi desaparece ([Barboza-Gudiño et al, 1998](#)).

La edad de la formación filita gráfica superior puede restringirse por su posición por encima del mineral de posible edad Jurásico Superior y la secuencia que la sobreyace, que es el miembro calcáreo arcilloso de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior. ([Barboza-Gudiño et al, 1998](#)).



Figura 17: Afloramiento de la filita grafitica superior, en la que se llegan a observar los plegamientos producto de la foliación.

La roca se presenta algo calcárea, muestra algo de foliación presenta algunos sulfuros, pirita, también muestra cristales de calcita y cuarzo, intensamente foliada, color negro, presenta algunos lentes o bandas de cuarzo, con ausencia de diseminados de pirita en la parte superior.

Muestra petrográfica Tz-15-08 (Figura 18): (Coordenadas UTM: 368613, 2102858).

Roca metamórfica que presenta una fábrica foliada y textura lepidoblástica, contiene aproximadamente un 60% de moscovita, la moscovita presenta lineación a lo largo de la muestra, posiblemente se trate de la foliación o de alienación mineralógica, también aproximadamente un 30% de cuarzo con granos no mayores a 1mm en los más grandes, contiene carbonatos, calcita en pequeñas vetillas, su origen se debe a la foliación de la roca, en el 2% restante presenta minerales opacos u óxidos.

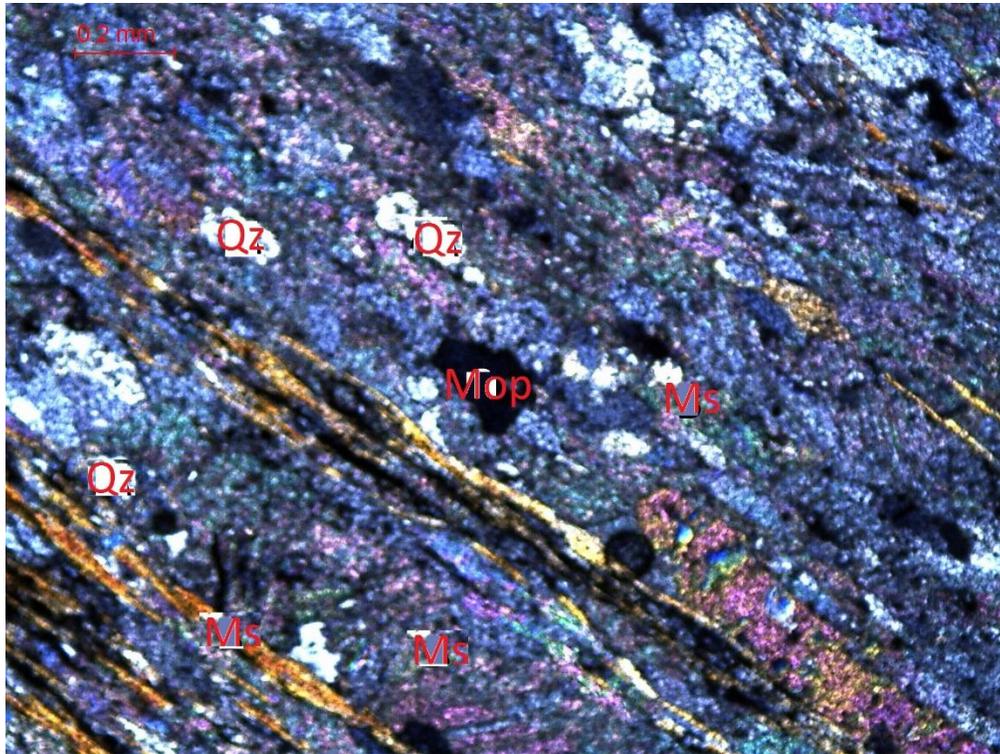


Figura 18: Fotografía de la muestra tz-15-08, pueden observarse algunos cristales de cuarzo (Qz), así como casi la totalidad de la muestra moscovita (Ms), la cual se puede ver alineada, posiblemente se trate de la foliación, y minerales opacos (Mop).

1.9 Miembro calcáreo arcilloso (Mca)

Esta unidad consiste de una secuencia calcárea-arcillosa (Figura 19), presenta en general un color gris, con partes de fragmentos volcanoclásticos, así como horizontes con pirita, el espesor de esta unidad varia, así como la proporción del material terrígeno, en el Cerro de la Pila existe una secuencia de cerca de 300 m de espesor, en la zona de Lampazos ocurren horizontes calcáreos de no más de 30 m de espesor, interestratificados con rocas filíticas calcáreas y volcanoclásticas. (Barboza-Gudiño *et al*, 1998).



Figura 19: Afloramiento del miembro calcáreo arcilloso, en el que se observan algunos plegamientos anticlinales.

1.10 Miembro clástico (Mcl)

Hacia la parte superior de la secuencia calcárea ocurre una estratificación de calizas arcillosas, turbiditas calcáreas y grauvacas, así como horizontes pelíticos o filitas calcáreas, que se pueden observar en el banco de préstamo (coordenadas UTM: 368976, 2106901) al lado de la carretera de acceso a la Mina Tizapa, al SE del poblado El Arrastradero. ([Barboza-Gudiño et al, 1998](#)).

Dada la intensa deformación de estas rocas y el límite transicional con las rocas calcáreas o en parte su alternancia, es difícil establecer un espesor, aunque en esta zona de afloramientos, se puede considerar del orden de 200m. ([Barboza et al, 1998](#)).

1.11 Tonalita (To)/ Diorita (Di)

La diorita presenta una textura granuda, gruesa a pegmatítica con grandes cristales de plagioclasas y feldespatos potásicos subordinados y cristales alargados de hornblenda verde oscuro de hasta 3 cm de largo y biotitas aisladas.

El afloramiento de estas rocas se encuentra al sureste de la mina de Tizapa (coordenadas UTM: 371904, 2104667).

La roca tonalítica es de color blanco, de grano medio caracterizándose por la ausencia de los minerales máficos observados en la diorita y la presencia de plagioclasas y feldespatos alcalinos. ([Barboza-Gudiño et al, 1998](#)).

En muestra de mano la roca presentaba una textura granuda, con grandes cristales de plagioclasas y feldespatos, cristales alargados de hornblenda de hasta 3cm y biotitas aisladas.

La edad de esta intrusión, por sus relaciones con las rocas adyacentes, se supone post-Cretácico Inferior-pre-Cuaternario, siendo por los reportes, a nivel regional más posible una edad del Cretácico Superior al Paleoceno. ([Barboza-Gudiño et al, 1998](#)).

Muestra Tz-9-19a (Figura 20) (coordenadas UTM: 370685, 2098724) la cual presenta las siguientes características:

Se le observa una textura fanerítica, presenta un 55% aproximadamente de plagioclasas, labradorita, se observa moscovita aproximadamente en un 40% de la muestra, contiene 3% de cuarzo, también presenta minerales opacos.

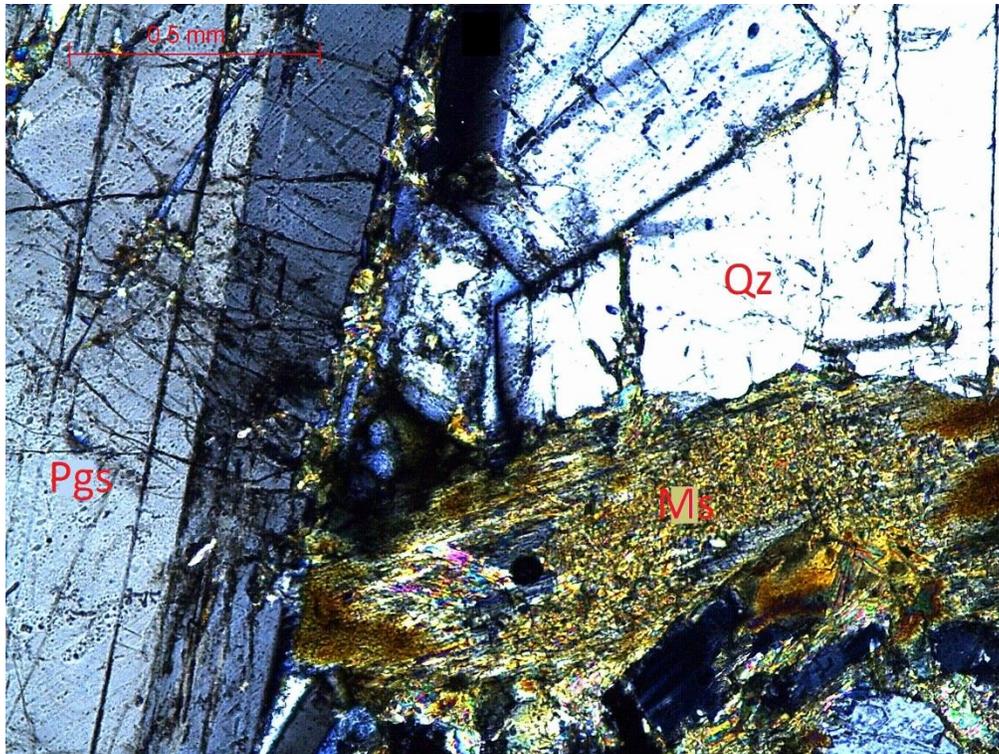


Figura 20: Fotografía de la muestra tz-9-19a, se trata de una diorita, se pueden observar cristales de plagioclasa (Pgs), cuarzo(Qz), moscovita (Ms).

1.12 Riolita-diques riolíticos (Tri)

Roca de color rojo con tonalidad gris, con matriz criptocristalina, contiene cristales de hornblenda y cuarzo en abundancia.

La riolita (Figura 21) de los domos y diques presenta una textura porfírica con buen desarrollo de bandeamiento o foliación de flujo, con abundantes fenocristales de cuarzo xenomorfo y feldespatos idiomorfos o en parte reabsorbidos en una matriz afanítica a vítrea. Las rocas riolíticas detectadas en el área cartografiada, ocurren principalmente en forma de cuerpos tipo domo de dimensiones en el orden de metros hasta kilómetros o en forma de diques emplazados en fallas o fracturas, en el área de estudio se localiza a lo largo de la falla Salas (Coordenadas UTM: 370550, 2105192).

En general las rocas riolíticas de la región cortan a toda la secuencia mesozoica. (Barboza-Gudiño *et al*, 1998). Una muestra procedente de la porción noroeste de Tizapa dentro del área de estudio (coordenadas: 0374856, 2104264) arrojó una edad de 34.91 Ma por el método U-Pb en circones, ubicándola a finales del Eoceno.

En algunos casos, como en varios puntos a lo largo de la Falla Salas y en el domo localizado en la margen este del área, en el camino hacia El Salitre y La Finca, se aprecian zonas de intensa alteración hidrotermal tipo argilización y silicificación. (Barboza-Gudiño *et al*, 1998).



Figura 21: Se observa un afloramiento de riolita, en la cual se pueden observar diferentes fracturas.

Muestra Tz-15-12 (Figura 22) en la que se observa lo siguiente:

Roca ígnea, con aproximadamente 90% de matriz criptocristalina y textura porfírica, presenta aproximadamente un 3% de feldespatos de aproximadamente 5mm de diámetro, con un 4% de cuarzos de aproximadamente 4 mm de diámetro, algunos cristales de cuarzo y feldespato se presentan como fenocristales, contiene

un 1% de minerales opacos, algunos en luz natural se observan incoloros, y en luz polarizada se observan oscuros, la muestra contiene aproximadamente un 1% de fragmentos de micas y posibles anfíboles.

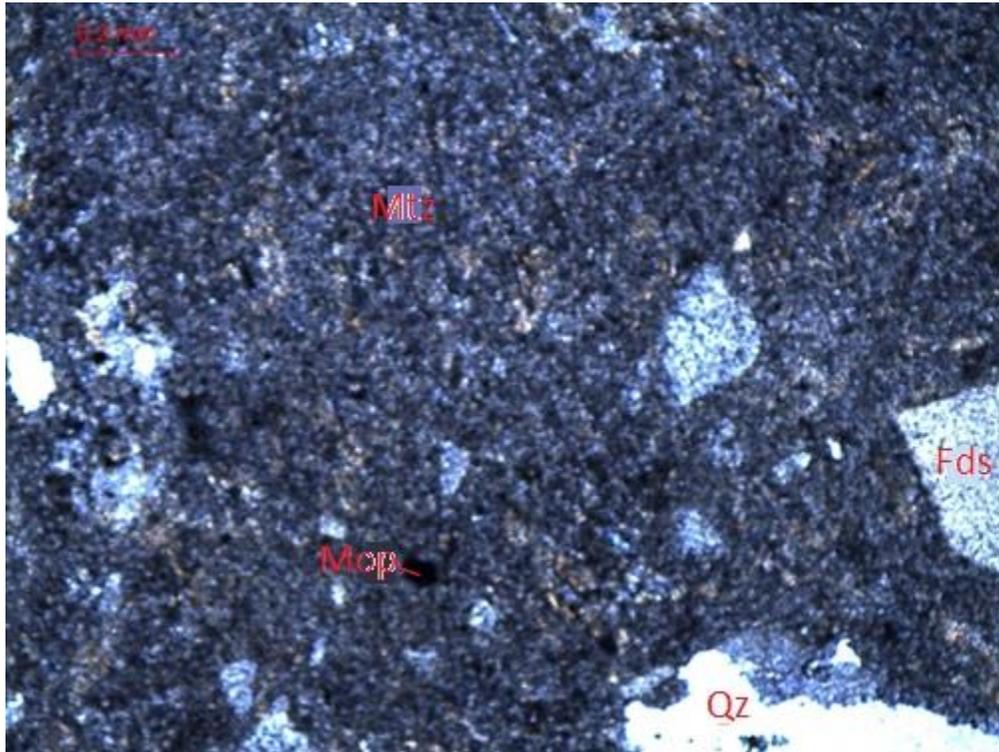


Figura 22: Muestra tz-15-12 fotografía de lámina delgada de riolita, la cual presenta algunos cristales de feldspato (Fds), cuarzo (Qz) y casi en su totalidad una matriz criptocristalina (Mtz) y algunos minerales opacos(Mop).

1.13 Conglomerado pre-cuaternario (Tcg)

En algunos puntos de la Mesa de Tizapa y hacia el norte del área, en los alrededores de la Mesa de Lampazos y el Arroyo San José, afloran depósitos de conglomerados tipo abanico aluvial y en parte depósitos fluviales y lacustres. ([Barboza-Gudiño et al, 1998](#)).

Los componentes clásticos principales de los conglomerados son guijarros y cantos rodados, bien redondeados desde unos centímetros de diámetro hasta bloques de

varios metros, son de fragmentos de rocas de composición riolítica principalmente, también presenta clastos de rocas metamórficas.

La edad es posiblemente Eocénica dada la edad reportada para las riolitas y se observan subyaciendo a los derrames basálticos cuaternarios, quedando así su edad restringida al Neógeno, dado que los derrames basálticos que los sobreyacen tienen edades entre 40 ka a 10 ka (Aguirre-Díaz *et al.*, 2006).

1.14 Andesita Basáltica (Qab)

Esta roca en general es de color gris intermedio con tonalidad café (Figura 24), presenta grano fino, es masiva, con algunas zonas de diaclasamiento denso, tiene cristales de hornblenda y plagioclasa. Esta unidad aparece en la zona de estudio como domos de tipo “Peléan” (Figura 23), principalmente tienen una forma piramidal o cónica, (Aguirre-Díaz *et al.*, 2006).

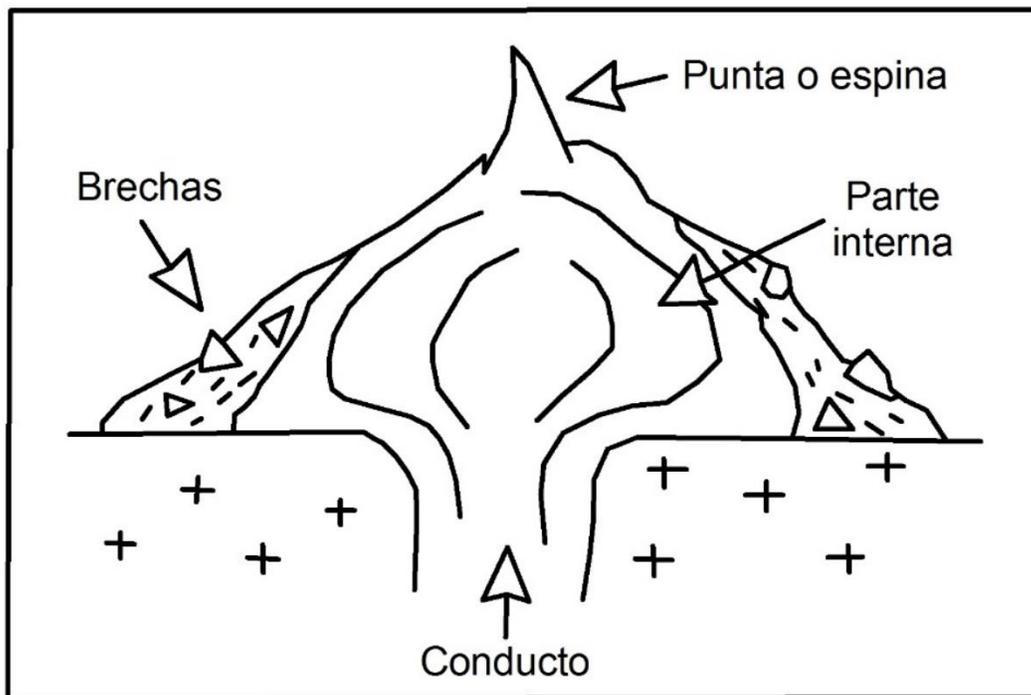


Figura 23: Domo tipo peléan, tomado de Aguirre Días et al, 2006.

La edad de estas rocas se supone cuaternaria, ya que son posteriores a rocas riolíticas terciarias, sobreyacen a conglomerados más recientes que las riolitas, subyacen a derrames basalto-andesíticos más jóvenes supuestos del cuaternario. (Barboza-Gudiño *et al*,1998).



Figura 24: Se observa la base de un flujo de la andesita basáltica aflorando al surestede San Pedro Tenayac, sobre la carretera a Él Salitre.

Muestra: Tz-2-4 (Figura 25) en la que se observa lo siguiente:

Muestra en su mayoría una textura microcristalina o afanítica, aproximadamente en un 90% la muestra está constituida de plagioclasa acicular, debido al tamaño que presentan los cristales no se puede determinar con exactitud de que plagioclasa se trata, contiene aproximadamente en un 1% de micas, moscovita, y en un 8% de olivino y piroxeno, y en el 1% restante se observan huecos posiblemente generados al pulido la muestra.

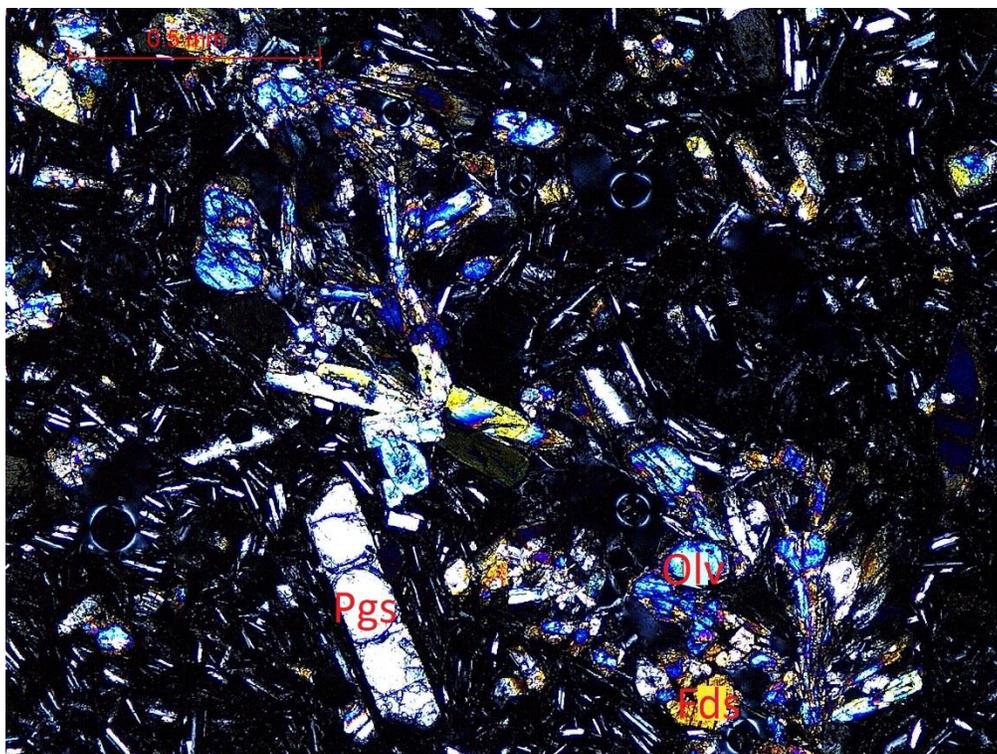


Figura 25: Fotografía de la muestra Tz 2-4, en la cual se observan cristales de plagioclasa(Pgs), algunos cristales de feldespato(Fds), y olivino (Olv).

1.15 Conglomerado cuaternario (Qcg)

En el extremo este del lote Zacazonapan fue observado un pequeño afloramiento de conglomerado polimictico, que contiene fragmentos sub-redondeados de rocas metamórficas, riolitas y andesitas. Dichos depósitos subyacen aparentemente a otros derrames basálticos más recientes, Mesa de la Finca; por tal motivo, se consideran depósitos de una edad cuaternaria, que establecen claramente la posición de los derrames andesíticos cuaternarios más antiguos, por debajo de los derrames basálticos más recientes también cuaternarios. Su espesor es variable, pero en los sitios observados no rebasa los 15m. ([Barboza-Gudiño et al, 1998](#)).

1.16 Piroclastos basálticos (Qbp)

Los materiales piroclásticos que ocurren en el área son tobas de lapilli y brechas tobáceas de color gris claro a oscuro, y colores de intemperismo rojo con tonalidad café presentan pseudoestratificación horizontal en algunos depósitos distales de caída. En algunos puntos se observan dichos depósitos piroclásticos subyaciendo a derrames basálticos, por lo que se interpreta una fase inicial explosiva y la posterior fase eruptiva siendo su edad del Cuaternario, posiblemente más de 40 Ka (Aguirre-Díaz *et al*, 2006).

1.17 Basalto (Qb)

Roca de color negro a gris oscuro (Figura 26), masiva en partes presenta foliación de flujo o pseudoestratificación subhorizontal, presenta textura afanítica con cristales de olivino y plagioclasa. Los derrames basálticos sobreyacen, aunque en muy aislados puntos, a derrames andesíticos por lo que se interpretan posteriores y también de edad cuaternaria habiéndose reconocido una actividad explosiva inicial y posterior actividad efusiva, con fuentes localizadas en los cerros del Sombrero, del Cerro de el Arrastradero, Cerro Pelón, alcanza un espesor de hasta 100 a 150 m (Barboza *et al*, 1998), con una edad de 40 ka a 10 ka. (Aguirre-Díaz *et al*, 2006).



Figura 26: Se observa aflorando basalto con aspecto columnar (coordenadas UTM: 363280, 2105030).

Muestra Tz-15-09 (Figura 27) en la que se logra apreciar lo siguiente:

La muestra contiene aproximadamente un 90% de matriz micro-cristalina a micro porfiritica de plagioclasas, se observan numerosos fenocristales de posible feldespatos en un 5% del total de la muestra, se presentan en tamaños aproximados a 1mm y con forma granular, contiene aproximadamente un 4% cristales de menor tamaño siendo olivinos alterados y piroxenos, estos dentro de la matriz de plagioclasa, en el 1% restante se observan fragmentos oxidados y huecos, debido a la expulsión de gases.

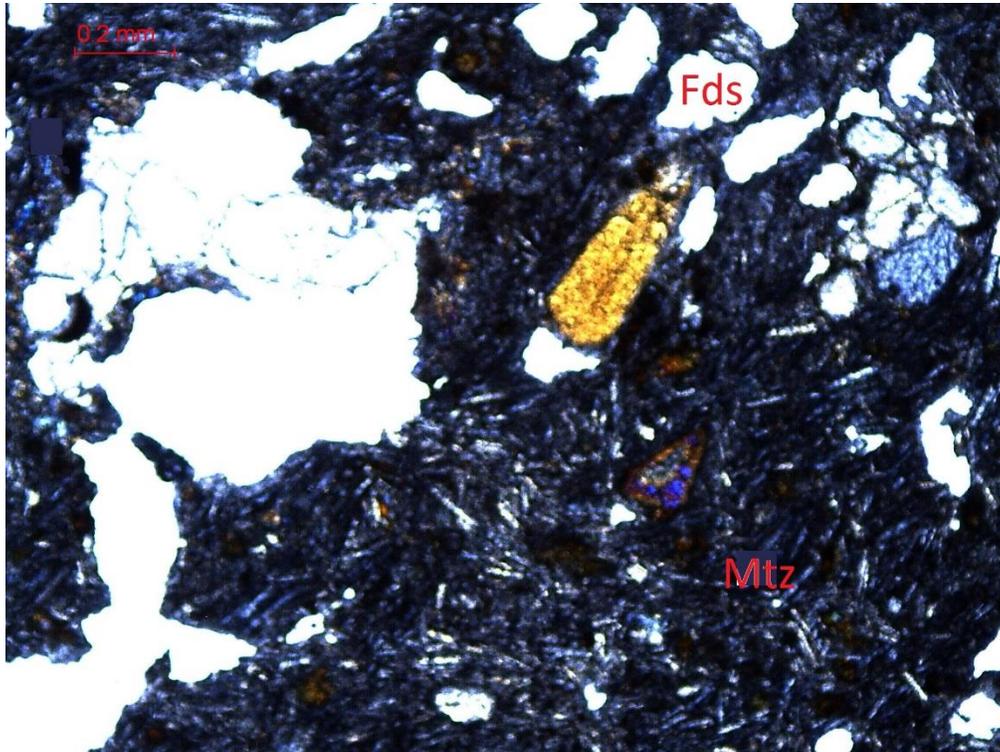


Figura 27: Foto de lámina delgada de la muestra tz-15-09 en la que se muestra basalto, con matriz micro-cristalina (Mtz), posible feldespato (Fds).

1.18 Depósitos lacustres (Qlac)

En el área de la Mesa Tizapa y a los alrededores de la presa de jales, se observa una secuencia de sedimentos fluvio-lacustres, que han sido en gran medida erosionados o removidos.

En la margen sur, se aprecia una secuencia de limos, arcillas margosas y arenas con una toba de cenizas intercalada de poco más de 1.5 m de espesor y de una coloración blanca. Estos depósitos sobreyacen a filitas gráficas de la secuencia mesozoica, mientras que, hacia la margen norte, los sedimentos lacustres sobreyacen a un derrame basáltico y contienen fragmentos del mismo, en tamaños que van desde clastos hasta bloques. ([Barboza-Gudiño et al, 1998](#)).

1.19 Depósito de talud (Qt)

Por lo regular los derrames andesíticos y basálticos constituyen extensas mesas planas con márgenes o contornos muy abruptos, con caídas verticales de hasta 80 a 100 m. Al pie de dichos cantiles se acumulan espesores considerables de depósitos de talud a manera de bloques de diversos tamaños de las rocas volcánicas, que descansan sobre las rocas más antiguas que afloran en los lechos de los ríos o en las cañadas. ([Barboza-Gudiño et al, 1998](#)).

1.20 Aluvión (Qal)

En toda el área cartografiada son escasos los depósitos de aluviones con una extensión y espesor considerables y en muchos de los casos no se han considerado en la cartografía, ya que conociendo el substrato rocoso, este es considerado de mayor importancia para fines del proyecto; sin embargo; algunas acumulaciones importantes de estos materiales recientes consisten de gravas, limos y arcillas, en donde los principales componentes clásticos provienen de rocas metamórficas o de las rocas volcánicas intermedias a máficas, ya que el aporte de materiales riolíticos hacia el área, como ocurrió en el pre-Cuaternario, ha quedado restringido por los mismos flujos andesíticos y basálticos. ([Barboza-Gudiño et al, 1998](#)).

2. Aportaciones a la geocronología en el área de estudio.

El método utilizado para la datación de algunas unidades esencialmente ígneas y meta-ígneas fue el de U-Pb, el cual se basa en dos cadenas de desintegración, la serie del U^{238} a Pb^{206} con un tiempo de vida media de 4.52×10^9 años y la del U^{235} a Pb^{207} con un tiempo de vida media de 7.13×10^8 años, la edad se calcula obteniendo la relación entre el U y el Pb producto del decaimiento del U. El uranio sólo se presenta en forma de dos isotopos U^{238} (el cual representa el 99.3% aproximadamente del total) y U^{235} (que se encuentra en una proporción del 0.7% del uranio total), la desintegración del 235 es unas seis veces más rápida que la del 238, por lo que el 235 debía ser más abundante en tiempos geológicos pasados. Sus alcances pueden ser utilizados para conocer la edad de cristalización de rocas ígneas, edad máxima del depósito de sedimentos siliciclasticos, en el caso de la datación de circones detríticos, así como procedencia de los mismos. ([Dickin, 2005](#))

Se realizaron estudios geocronológicos de tres rocas procedentes del área de estudio, por el método de U-Pb en circones y por medio de la técnica de LA-MC-ICPMS (Laser Ablation - Multicolector - Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). Las rocas analizadas fueron el metagranito protomilonítico que representa la unidad inferior de la secuencia expuesta en el área de la mina Tizapa. La segunda muestra analizada fue una riolita que se encuentra emplazada en la Falla Salas, así como un granitoide muy alterado.

La muestra Tz-15-10 obtenida en el área de estudio (coordenadas UTM: 0370708, 2105024), es un tipo de augen-gneis, en muestra de mano presenta un color gris claro, con manchones blancos debido a la cantidad de fenoclastos de feldespatos

potásicos que contiene, presenta también como minerales de la blastesis fragmentos de plagioclasas y moscovita, además se observa pirita diseminada y algunos cristales de minerales metálicos, en microscopio se observa una gran cantidad de cuarzo, aproximadamente un 60% con un 30% de moscovita y un 5 de plagioclasas, el 5 % restante se compone de minerales opacos como óxidos o sulfuros como pirita. La muestra (Figura 28 y Figura 29) arrojó una edad de 185.5 Ma ubicándose en el Jurásico Inferior, con 5 circones concordantes con la edad de 185 Ma y presenta un pico de algunos circones heredados con una edad de 1239.2 Ma, seguramente pertenecientes a un basamento antiguo.

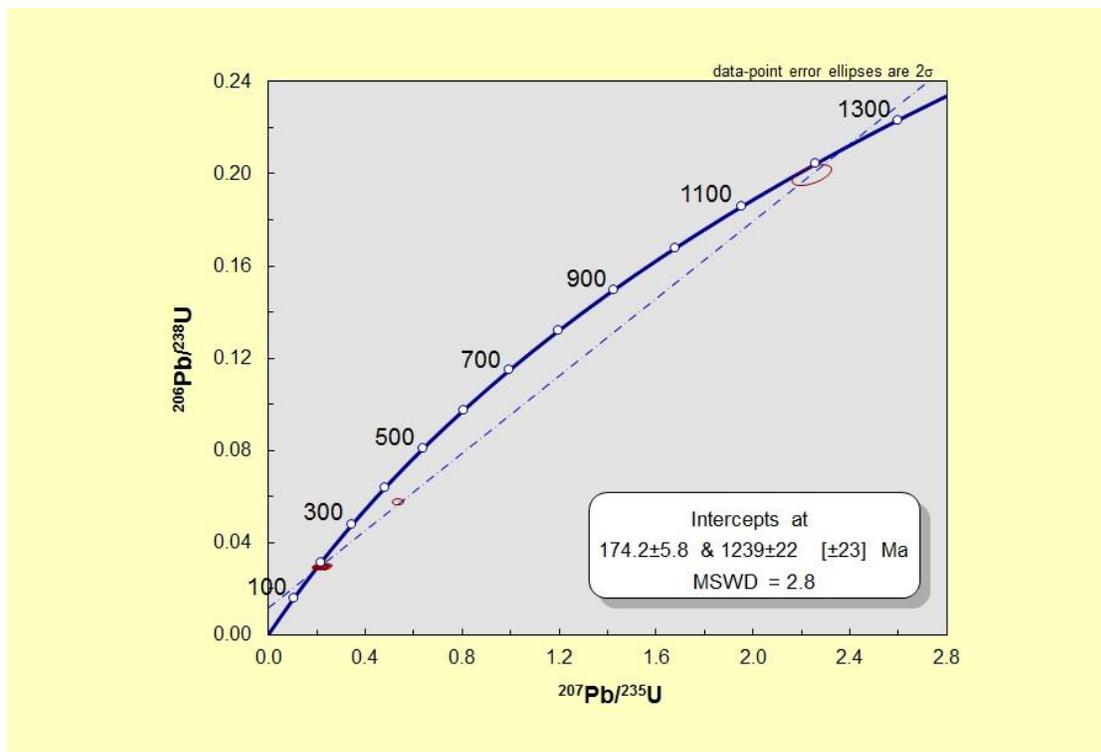


Figura 28: Grafica de concordia-discordia para los circones de la muestra Tz-15-10, mostrando una edad para la intersección inferior, de 174.2±5.8 Ma.

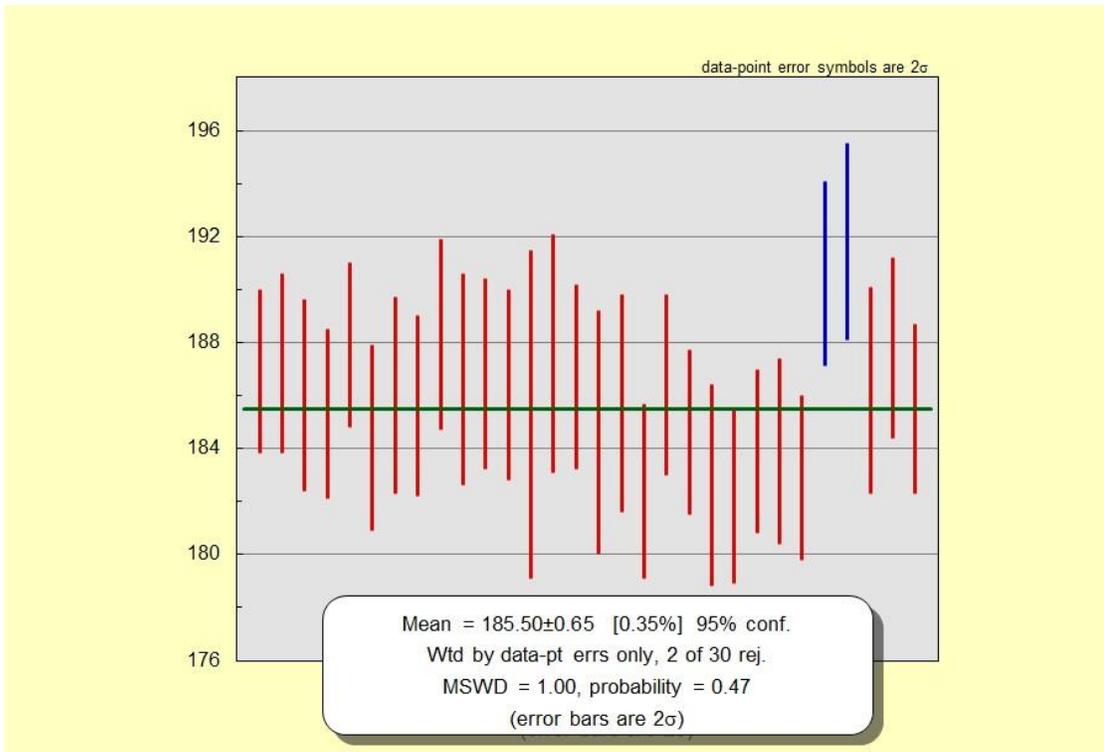


Figura 29: Gráfica de circones coherentes de la muestra tz-15-10 mostrando la edad media de la roca, de 185.5 \pm 0.65 Ma.

La muestra Tz-15-12 proviene de un afloramiento en la bajada de la mina de Tizapa a un lado de la presa de jales, dentro del área de estudio (coordenadas: 370100, 2105151), se trata de una riolita, en muestra de mano que presenta una coloración rosada, con una gran cantidad de cuarzo, en el microscopio se observa una matriz criptocristalina en una proporción aproximadamente un 90%, con cuarzo y feldespatos, los cuales representan aproximadamente un 9%, el 1% restante serían principalmente algunos minerales opacos, óxidos. Los resultados que se obtuvieron en esta muestra arrojan una edad de 34.91 Ma lo que la ubica a finales del Eoceno, la muestra presenta 5 circones concordantes con una edad de 34 Ma, y presenta un circón heredado con una edad de 240 Ma. Un diagrama de *Wheteril* o de concordia-discordia (Figura 30 y Figura 31) para la misma muestra, produce una

intersección inferior de la discordia, de 22.2 ± 9.9 Ma, edad que sería poco probable, dada la edad de algunos derrames de basalto, mayor a 25 000 años, que cubren a estas rocas, siendo asimismo los circones discordantes que producen esta intersección, granos con errores considerables.

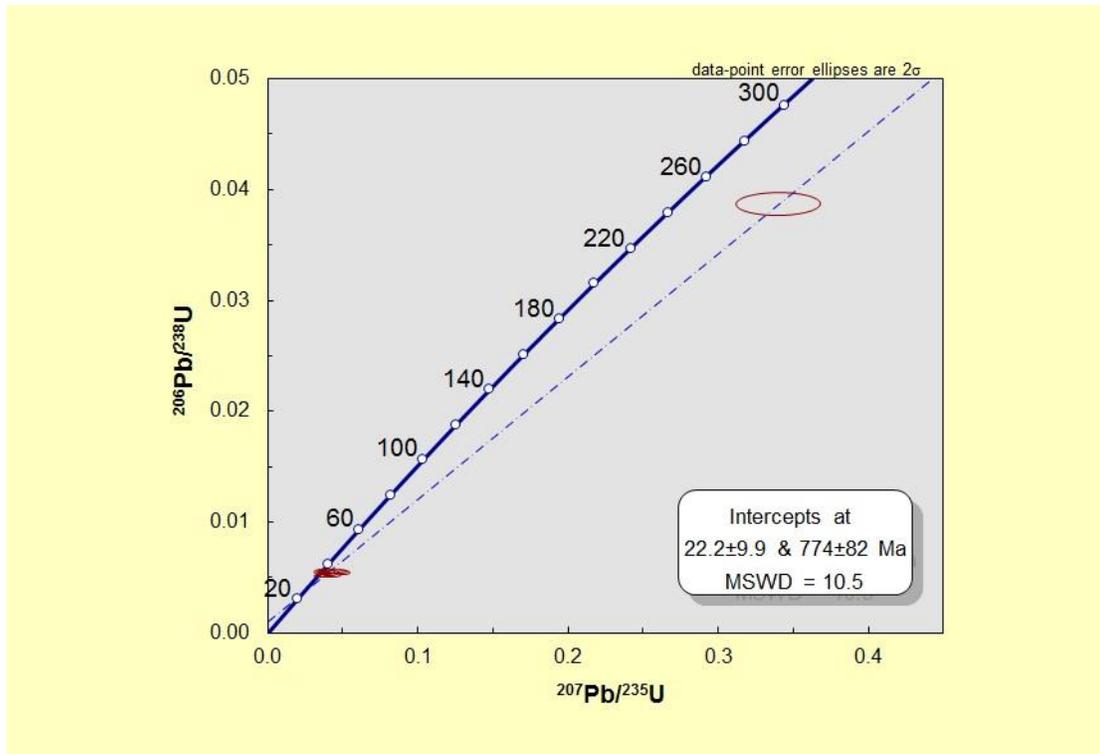


Figura 30: Gráfica de concordia-discordia para la muestra Tz-1512 mostrando la edad de los circones fechándolos en 34.9 Ma salvo un circón con edad de 260 Ma.

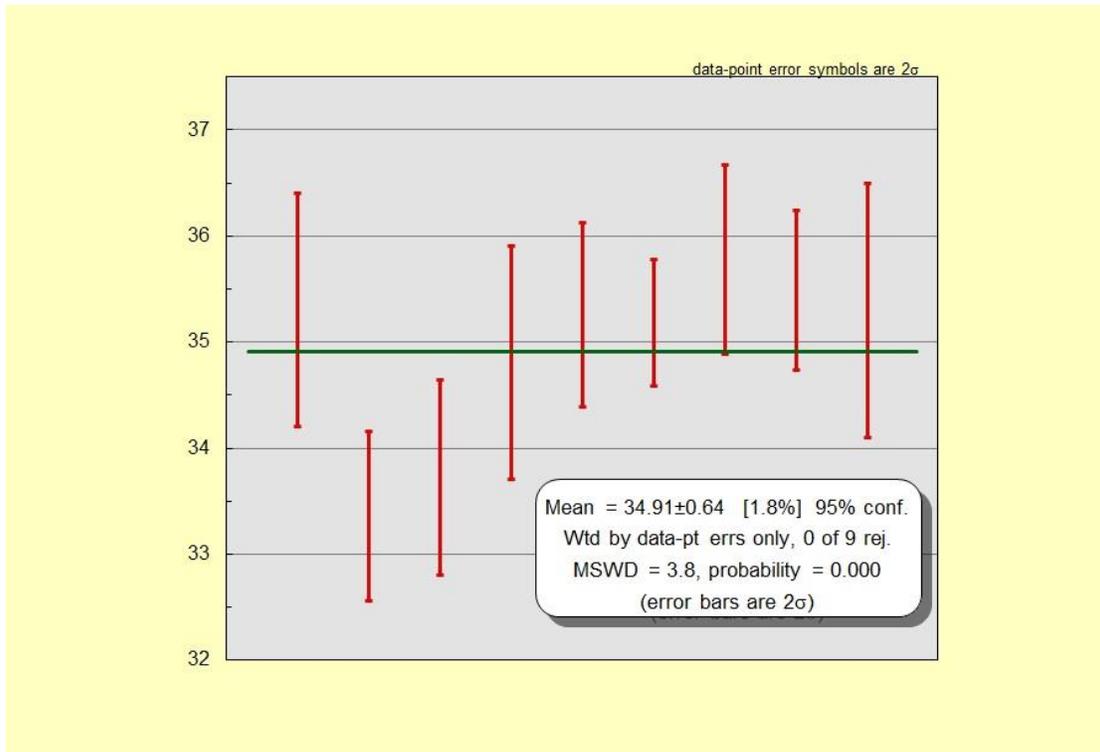


Figura 31: Grafica de circones coherentes, de la muestra Tz-15-12. La edad media de la roca es de 34.9 Ma.

La muestra Tz-15-39 obtenida en el área de estudio (coordenadas: 0369315, 2104389), es un tipo de granito, en el lugar donde aflora la roca presenta una apariencia sólida y de color rojo, en muestra de mano la roca se observa sumamente alterada a tal punto que se desase con las manos, presenta un color blanco. La muestra arrojó una edad de 54.3 Ma (Figura 32 y Figura 33) ubicándose en el Eoceno, con 5 circones concordantes con la edad de 54 Ma y presenta algunos circones heredados con edades diferentes unos con edades de más de 1000 Ma, otros con edades de 600 Ma representando que existe un basamento más antiguo que no aflora.

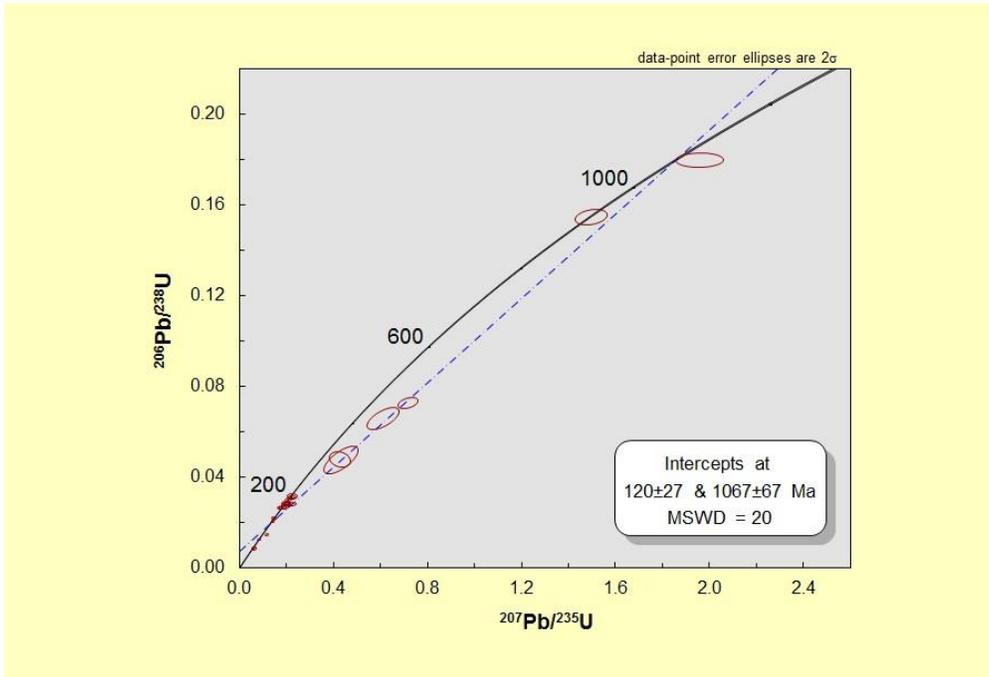


Figura 32: Gráfica de concordia-discordia de la muestra Tz-15-39, mostrando la edad de los circones, en la que se muestra que la mayoría de ellos no presentan una edad mayor de 200 Ma, con excepción de algunos con edades aproximada de 600 a 1000 Ma.

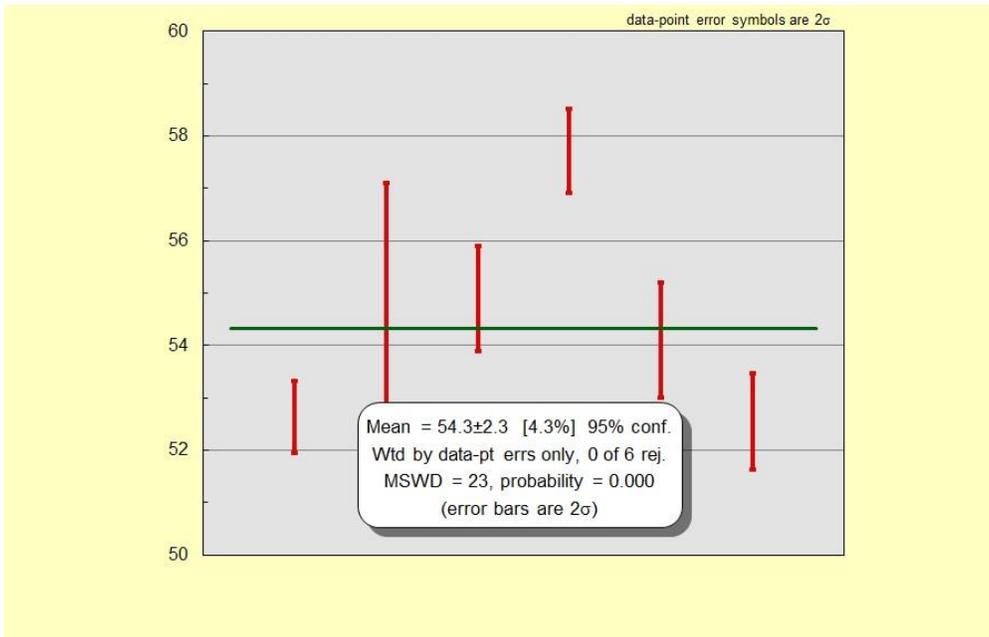


Figura 33: Gráfica de circones coherentes de la muestra Tz-15-39 mostrando la edad media de la roca, fechándola en 54.3 Ma.

3. El control estructural en las zonas mineralizadas.

El área de estudio se encuentra afectada por al menos 3 eventos de deformación compresiva, en donde el primero (D1) afectó a rocas plutónicas produciendo la serie de rocas metamórficas-ortogénicas, en mayor medida de forma cataclástica, esencialmente hacia su periferia, así como a las rocas pelíticas y volcánicas submarinas, produciendo metamorfismo en facies de esquistos verdes y una foliación S1. El segundo evento D2 afectó a las unidades de roca metapelíticas y metavolcánicas, desarrollando foliaciones S2 cuyos planos de foliación son comúnmente subparalelos a los planos de estratificación. La tercera deformación contractiva (D3) es un plegamiento regional que ha producido en la zona de Tizapa una antiforma de orientación oeste noroeste, así como una incipiente foliación S3 que produce ocasionalmente *kink bands* o se manifiesta en forma de una lineación sobre superficies S2. Una deformación D4 es de carácter extensivo y en esta etapa se desarrollaron estructuras como la falla Salas, siendo ésta una de las estructuras principales observables que establecen un control de la distribución de las zonas mineralizadas en el área de estudio (Lewis y Rhys, 2000).

La deformación D1, es reconocible por la presencia de una foliación S1 que se observa solo en ciertos lugares, deformada a manera de pequeños pliegues intrafoliales entre las superficies de la foliación S2. La foliación S1 está definida por penetración micácea con bandas de cuarzo policristalino, preservada entre las lamelas de foliación S2 y ocurrió durante el metamorfismo de facies de esquistos verdes (Lewis y Rhys, 2000), con una edad estimada del Cretácico inferior a medio (Barboza-Gudiño et al, 1998).

Las estructuras producto de la deformación D2 son las principales estructuras contractivas más comúnmente observables en el área. Se observa más comúnmente la foliación S2 con echado moderado hacia el suroeste, aunque en la zona de la mina Tizapa se han reconocido pliegues isoclinales a recumbentes, vergentes hacia el oeste, comúnmente también se pueden reconocer fallas inversas, aunque en estas a nivel regional el transporte tectónico se interpreta hacia el este-noreste (Lewis y Rhys, 2000), con una edad estimada del Cretácico superior (Barboza-Gudiño et al, 1998).

Las superficies S2 forman un clivaje penetrativo a espaciado, con desarrollo de una lineación producto de intersecciones S3/S2. S2 es la foliación dominante en la mayoría de los afloramientos. Su echado es moderado hacia el noreste en la mayor parte del área de la mina Tizapa, y hacia el suroeste al sur de la falla Salas, en toda la sierra entre Fundadora al norte y Tejupilco al sur, fuera del área de estudio. A lo largo de estas superficies de foliación se observa cuarzo de segregación, agregados de plagioclasa, porfidoclastos, rotados a manera de clastos tipo “ σ ” y sigmoides de minerales fibrosos o tabulares (Lewis y Rhys, 2000).

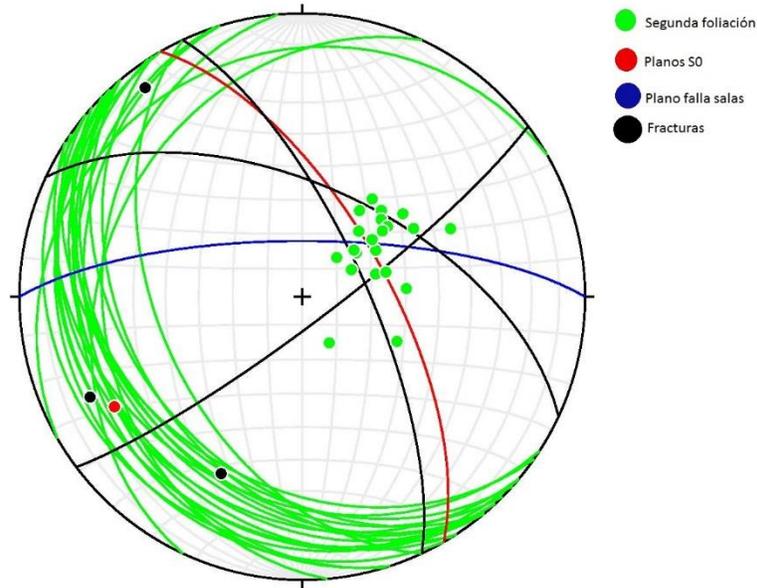


Figura 34: La figura muestra una dirección de los planos de una segunda foliación hacia el SW, con planos S0 con una dirección hacia el NE, y algunas fracturas formando un juego de cizalla, los datos se tomaron a partir de unidades de edad pre cretácicas principalmente de la Filita sericitica inferior.



Figura 35: En la fotografía se observa el afloramiento de la Filita gráfita-sericitica inferior, en la que se pueden llegar a observar los planos de la segunda foliación remarcados de color rojo, así como cuarzo de segregación, con forma de bandas, lentes sigmoides y pliegues, en el círculo rojo se observa una pica como escala, la cual mide 40 cm (coordenadas UTM: 370843, 2099990).

Existen cuerpos de sulfuros en el área de Tizapa, en una posición vertical hasta volcados por efectos aparentemente de la deformación D2 (Lewis y Rhys, 2000), formando plegamientos cerrados a isoclinales, con vergencia hacia el poniente, asociados a posibles fallas inversas o superficies de despegue. Se observaron distintos indicadores cinemáticos como geometría de pliegues parásitos o fallas y relaciones de clivaje, así como la repetición estratigráfica, más evidente por la posición relativa de las unidades meta volcánicas y metapelíticas, o en parte, también basados en la distribución o patrones de las zonas de alteración.

En interior mina se pueden reconocer claramente las estructuras plegadas producto de la deformación D2 (Lewis y Rhys, 2000), sin embargo, en superficie únicamente es posible interpretar dichas estructuras.

En la zona de la mina se han reconocido por la barrenación, obras de acceso y extracción, capas invertidas y pliegues fallados, como los cuerpos minerales M2 (Figura 16), en un pliegue sinclinal volcado hacia el oeste, (Lewis y Rhys, 2000), y en la parte superior correspondiente cuerpos minerales M1.5 y M1 (Figura 16). Las fallas inversas desplazan cuerpos minerales como L1, M0 y M1.5 sobre M1 (Figura 16).

Son comunes las Imbricaciones estructurales y engrosamientos de los cuerpos minerales por fallas inversas. Adicionalmente las capas boudinadas de sulfuros normalmente resultan en una variación de espesor de los cuerpos minerales en cortas distancias.

Durante la deformación D3 se generó una antifirma en las unidades metapelíticas y metavolcánicas pertenecientes a los subterrenos Arcelia y Palamar Chico, alrededor de las rocas de la secuencia metamórfica ortogénica, esta secuencia pertenece al subterreno Teloloapan, la antifirma generada durante este evento deformativo tiene una dirección general oeste- noroeste, la antifirma es un plegamiento general, teniendo un S3 que se manifiesta en ocasiones en forma de *Kink bands* y con una edad estimada del Paleoceno - Eoceno (Barboza-Gudiño *et al*, 1998).

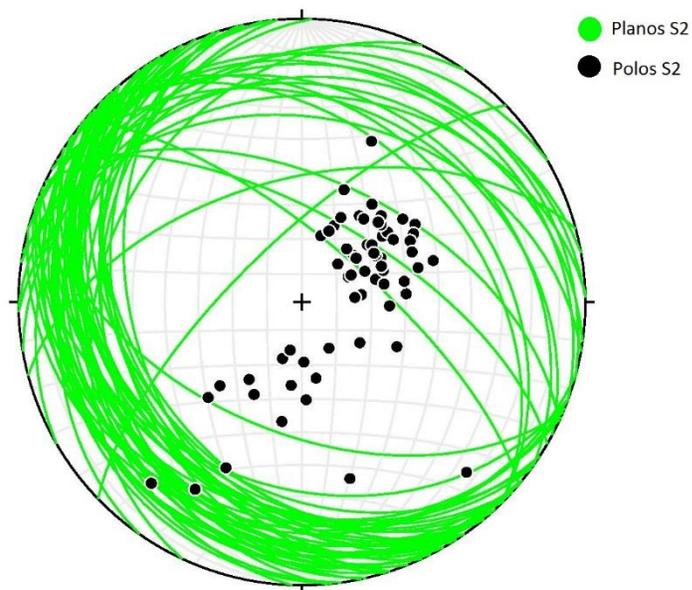


Figura 36: Estereograma en el que se muestran datos de las secuencias meta volcánicas y meta-pelíticas mostrandos la antifirma que se produjo durante D3, con una dirección preferentes WNW.

El plegamiento deforma a las estructuras producto de las deformaciones D1 y D2 en el área de la mina de Tizapa. La orientación de las superficies S2 gradualmente pasa de un rumbo general noroeste con echado hacia el sureste, al sur de la falla Salas, a una orientación general oeste-noroeste con echado hacia el norte, al norte (bloque hundido) y en este como aparente zona de una nariz de la anti forma por buzamiento de la misma hacia el oeste-noroeste de la falla Salas.

Las estructuras producto de D4 en el área de la mina de Tizapa incluyen la falla Salas y numerosas fallas menores paralelas a la falla Salas.

Falla Salas

La falla Salas cruza de este a oeste a través de toda el área de la mina Tizapa, y forma el límite sur de la mineralización conocida. Ha sido trazada por más de 5 km al este del área de la mina, hasta perderse por debajo de los derrames de lavas basáltico-andesíticas cuaternarias al sur de San Pedro Tenayac, aunque en su proyección más al oriente, se han emplazado domos riolíticos sobre el mismo lineamiento. Cerca de la mina, la falla separa la secuencia de la filita gráfita que sobreyace a la unidad de metagranitos, al sur o piso de la falla, de la secuencia de esquisto verdes al norte o techo de la falla. En la falla se ha emplazado un dique bandeado de riolita (Figura 38), su bandeamiento es de inyección, paralelo a la falla, aunque, comúnmente se observa brechado. Las brechas riolíticas cementadas a lo largo del margen del dique sugiere movimientos de falla. La falla Salas se prolonga hacia el oeste y tiene una inclinación de 60°-75° hacia el norte en la parte oeste del área de Tizapa.

La ausencia de la superficie o superficie de la falla impide documentar los diferentes indicadores cinemáticos. Sin embargo, los patrones de distribución estratigráfica pueden ser acomodados por un desplazamiento *dip-slip* de 800 m, desplazamiento *strike-slip* de 1500 m, o desplazamiento aparente ([Barboza-Gudiño et al, 1998](#)).

Un sistema de fallas de dirección noroeste, con inclinación al suroeste, desplazando cuerpos de sulfuros masivos que aparentan un desplazamiento normal. Incrementa la magnitud del desplazamiento al sureste. Numerosas fallas paralelas de centímetros a varios metros con desplazamiento normal aparente definen este sistema de fallas, y fallas equivalentes están presentes en la superficie. Diques riolíticos reducidos intrucionan estas estructuras. Estas fallas pueden ser conjugadas y ramificadas de la falla Salas.

Planos de falla

Fallas con inclinaciones subhorizontales y poco profundas hacia el oeste ocurren en la superficie aflorando en varias zonas, y en la mina cortan y desplazan porciones menores de lentes minerales L1 (Figura 16) por arriba de varias decenas de metros. Varios planos de falla en la superficie tienen un desplazamiento de la capa superior de varios centímetros hacia el sur. El arrastre de foliación adyacente a las fallas y fallas internas oblicuas son compatibles con un desplazamiento sur-suroeste de las capas de roca superiores ([Lewis y Rhys, 2000](#)).

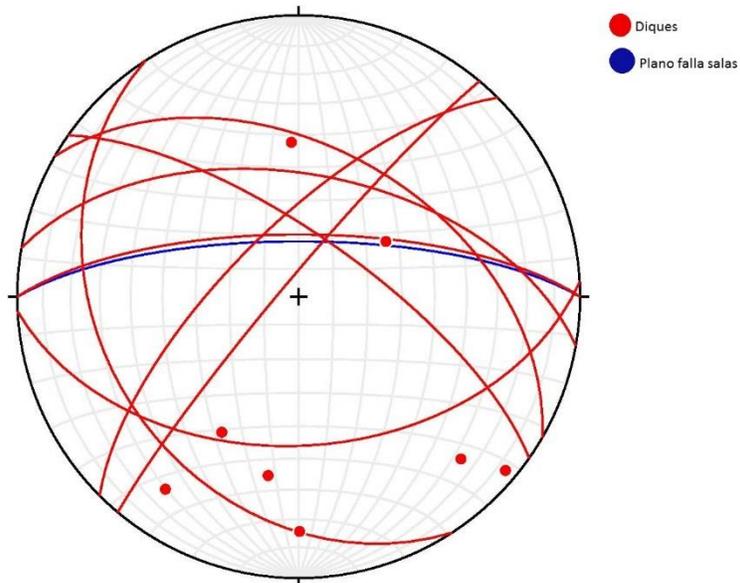


Figura 37: En la figura se observan diques riolíticos emplazados en la zona, de los cuales algunos se encuentran paralelos a la falla Salas, que sirvió como guía para que se emplazaran los diques.

A continuación, se ilustran las estructuras antes descritas en forma de estereogramas, acompañados de fotografías de campo.



Figura 38: En la fotografía se muestra el afloramiento de la Falla Salas (coordenadas UTM: 370100, 2105151), en el camino hacia las oficinas de la mina Tizapa, en este afloramiento se logra notar una separación de color muy marcada (y resaltada con una línea roja), al lado derecho de la fotografía se nota una parte más clara, esta es la riolita que se emplazó en la falla, en el lado izquierdo se observa de color negro (filitagráfica sericitica superior). Imagen tomada con vista hacia el oeste, en el círculo rojo se observa como escala un bastón con una altura de 1.30 m.

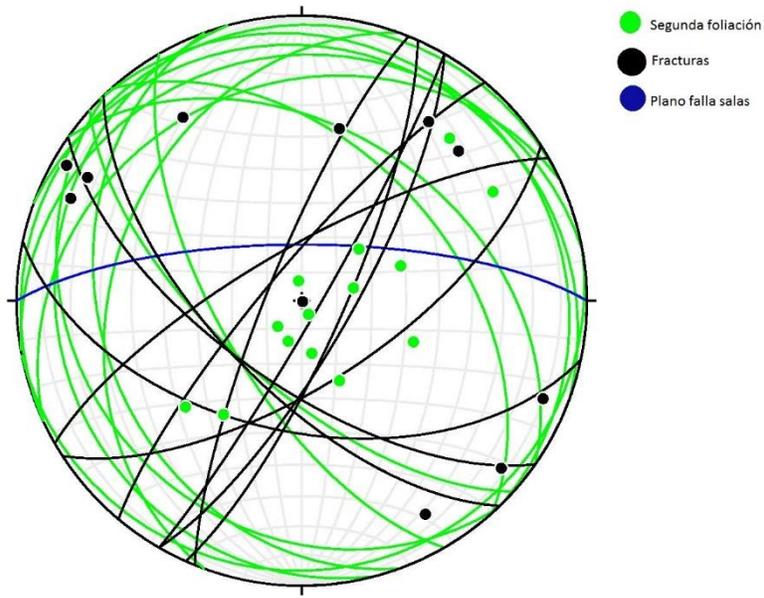


Figura 39: En la figura se muestra un rumbo general de los planos de la segunda foliación hacia el NW, también se observan planos de fractura con una dirección general hacia el S-SW.

En la Figura 39 se muestra un estereograma con datos de las unidades precretácicas de gnesis protomilonítico junto con datos del Augen gneis, tendiendo como principal dirección de inclinación de las estructuras hacia el noroeste, en contraste con la Figura 40 en la cual los datos del estereograma de la Figura 40 en la que la dirección general del echado se inclinan hacia el suroeste, al igual que los datos de la Figura 36 se inclinan hacia el suroeste, en estas últimas dos figuras la mayoría de los datos utilizados fueron de la filita sericitica inferior en el caso de la Figura 36 en el caso de la Figura 40 fueron de la filita sericitica inferior y datos del Augen gneis y el esquisto blastomilonítico.

En cambio, los planos de la Figura 41 no se les observa una dirección preferencial del echado de los datos, sin embargo, tienen una pequeña inclinación preferencial

hacia el noroeste y en este estereograma se utilizaron datos de las unidades cretácicas de los miembros clástico y calcáreo-arcilloso.

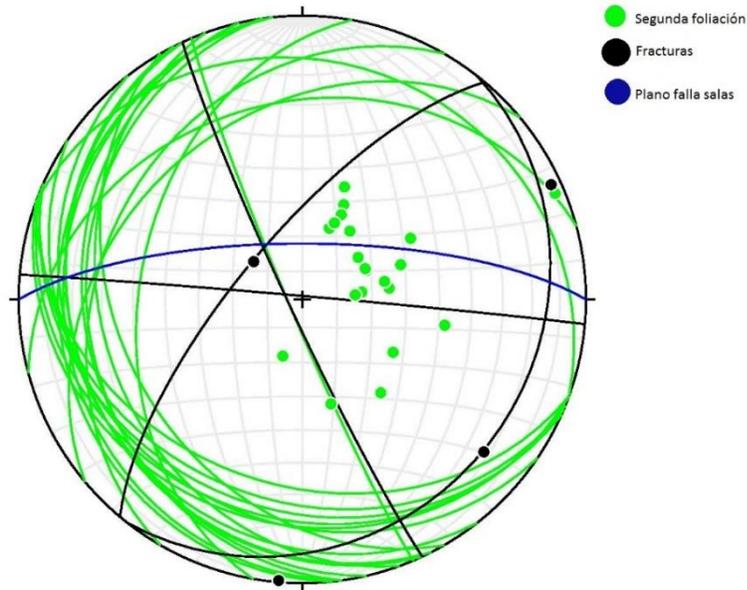


Figura 40: La figura muestra los planos de la segunda foliación inclinándose con una dirección hacia el SW, los planos de fractura no se les observa una dirección general aparente salvo una fractura que es paralela a un plano de la segunda foliación.

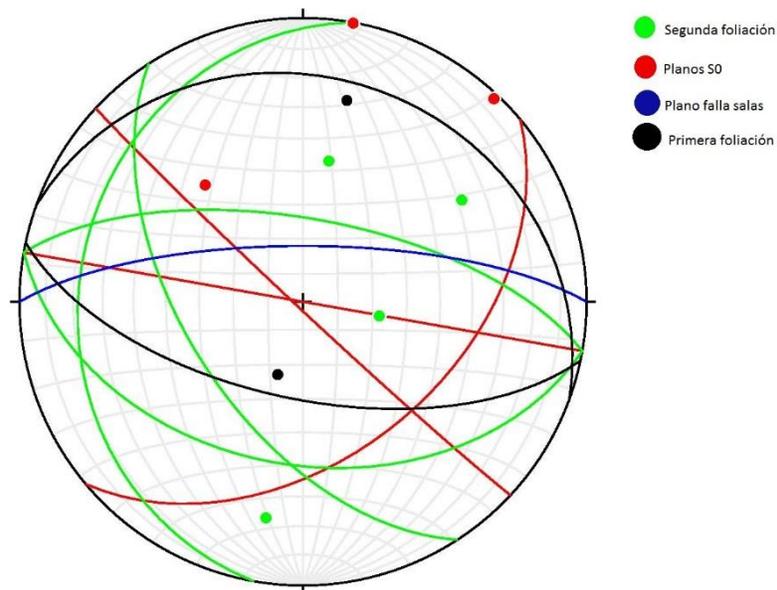


Figura 41: En la figura se muestran los planos de la segunda foliación presentan una dirección general hacia el SW, con planos S0 hacia el SE en los cuales muestra un posible pliegue en la zona, así como planos de una primera foliación en un rumbo SW-NE.

3.1 Modelo de evolución tectónica

Previamente a la deformación D1 es posible que se haya dado un evento de deformación frágil, que produjo fallamiento al que estaría asociado el volcanismo e hidrotermalismo que produjeron los cuerpos de sulfuros masivos, y que afectaría a la secuencia metapelítica inferior (Figura 42), sin embargo, no se observaron en el área indicios de tales estructuras por lo que sólo se supone para complementar el modelo evolutivo (Barboza-Gudiño *et al*, 1998).

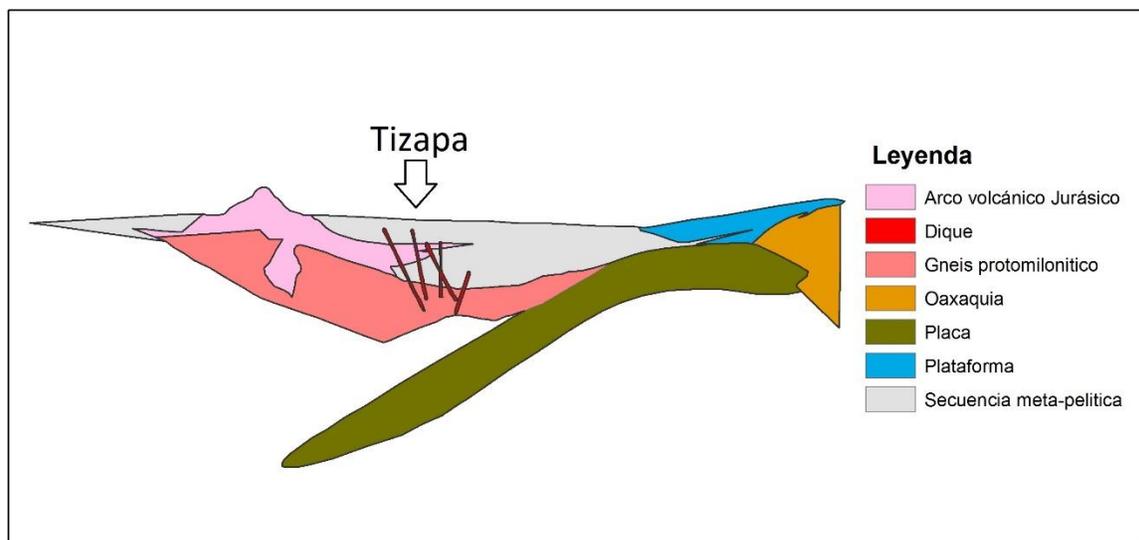


Figura 42: Modelo de evolución tectónica durante el jurásico medio-superior, tomado de Barboza-Gudiño *et al*, (1998).

Durante el Pre-Cretácico las rocas sufrieron dos eventos de deformación la primera deformación D1 generó una foliación S1, siendo en muchos casos subparalela a la estratigrafía original S0, este evento afectó aparentemente a todas las rocas del mesozoico de la zona de estudio, con una posible edad del Cretácico inferior a medio (Figura 43), correlacionable con un evento de colisión o acreción, a este evento también se le puede asociar a un evento de cizalla y metamorfismo

cataclástico que afecta a la secuencia metamórfica ortogénica (Barboza-Gudiño *et al*, 1998), y en la que se produjo un metamorfismo de esquistos verdes, aunque ninguna de las estructuras producidas durante esta deformación, ya que seguramente fueron borradas o reimprimadas durante D2 por S2, y solo en algunas partes de la zona de estudio son visibles ambas estructuras, y las estructuras de S1 son más inclinadas que las de S2.

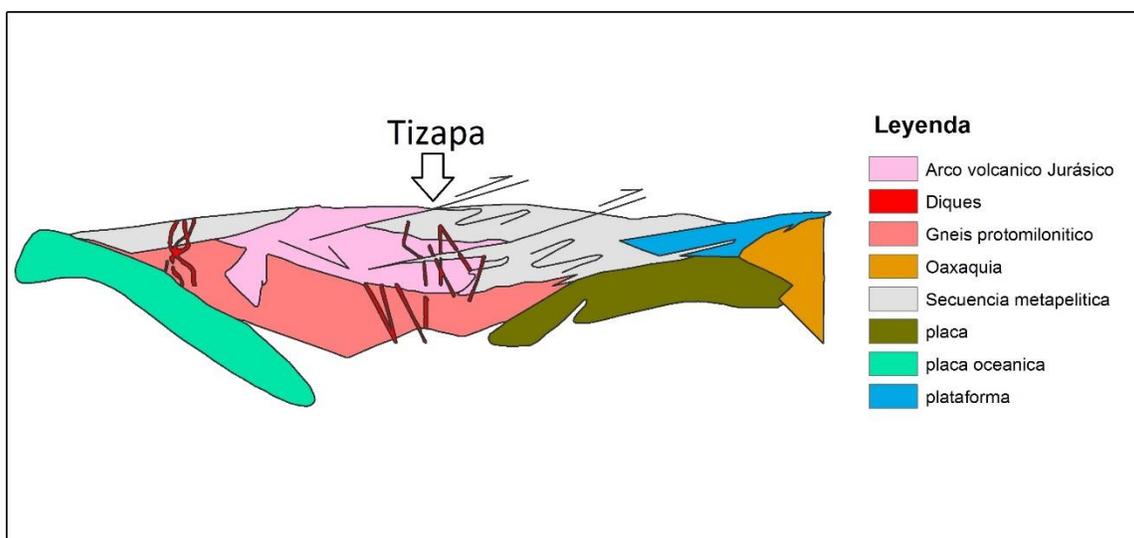


Figura 43: Modelo de evolución tectónica D1 durante el cretácico inferior-medio, tomado de Barboza-Gudiño *et al* (1998).

La deformación D2, que ha producido un plegamiento vergente a isoclinal hacia el WSW, cuyo mejor ejemplo se observa en el camino de acceso a la mina, sobre la planta de beneficio. Esta deformación ha sido producto de una compresión que actuó sobre la secuencia en etapa posterior a las unidades cretácicas más jóvenes reportadas en la región y previo a las intrusiones dioríticas y granodioríticas que no se observan deformadas, es decir hacia el cretácico superior y el inicio del terciario (Figura 44) (Barboza-Gudiño *et al*, 1998), en la que se produjeron planos de foliación S2 siendo las principales estructuras que se observaron en la zona de estudio,

siendo comúnmente subparalelas a los planos S0, estos procesos de compresión, generaron cuarzo de segregación, porfiroclastos y fallas inversas.

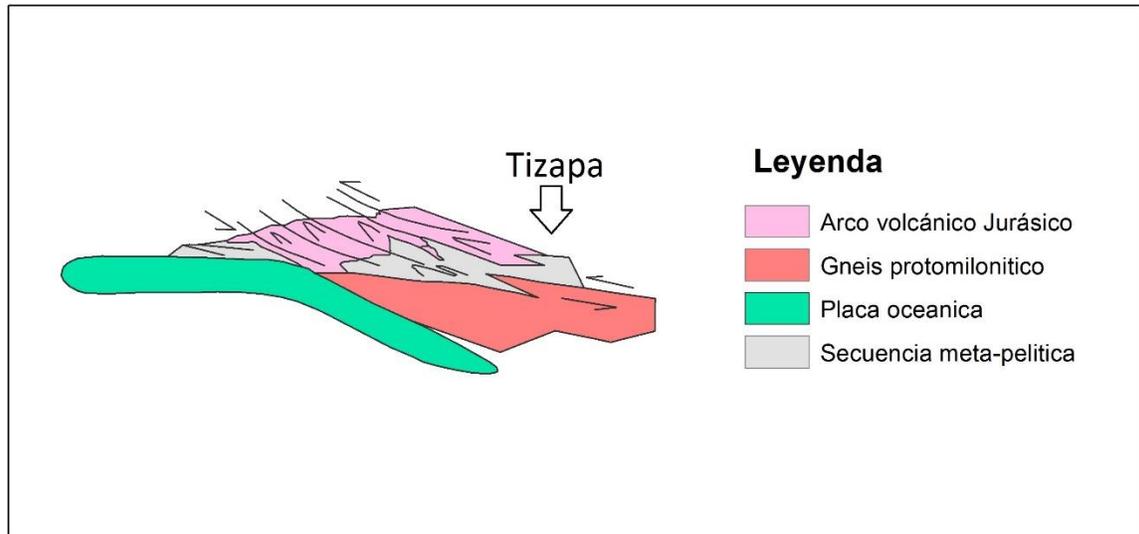


Figura 44: Modelo de evolución tectónica D2 durante el cretácico Superior, tomado de Barboza-Gudiño et al (1998).

La deformación D3 se establece por la ocurrencia de una antiforma amplia (Figura 45) con un eje orientado WNW-ESE que afecta prácticamente a toda la secuencia expuesta en el área de estudio, aflorando hacia su núcleo las rocas de la secuencia metamórfica ortogénica y en forma simétrica hacia el NE y SW, las secuencias metapelítica y volcano-sedimentaria (Barboza-Gudiño et al, 1998).

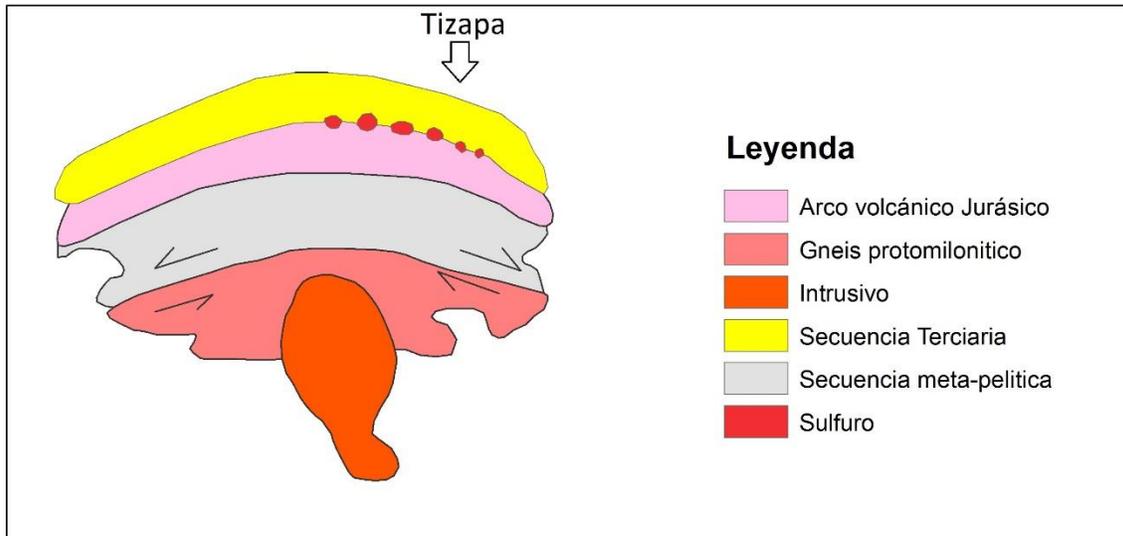


Figura 45: Modelo de evolución tectónica D3 durante el paleoceno-Eoceno, tomado de Barboza-Gudiño et al (1998).

La edad de esta deformación es Laramídica tardía a post-Laramídica, previa o quizás contemporánea a la intrusión diorítica que se localiza justo en el núcleo de esta estructura (Figura 45) y con la que pudiera guardar una relación de origen por el levantamiento a consecuencia de la intrusión (Barboza-Gudiño *et al*, 1998).

La deformación D4 ha sido una deformación frágil, a la que se asignan prácticamente la totalidad de las fallas normales observadas en el área, que son principalmente fallas de orientación EW a NW-SE (Figura 46), así como algunas NE-SW, la principal estructura de esta índole es la falla Salas (Barboza-Gudiño *et al*, 1998), las fallas producidas durante este evento de deformación sirvieron como conducto para una serie de diques de composición riolítica, los cuales llegaron a producir domos.

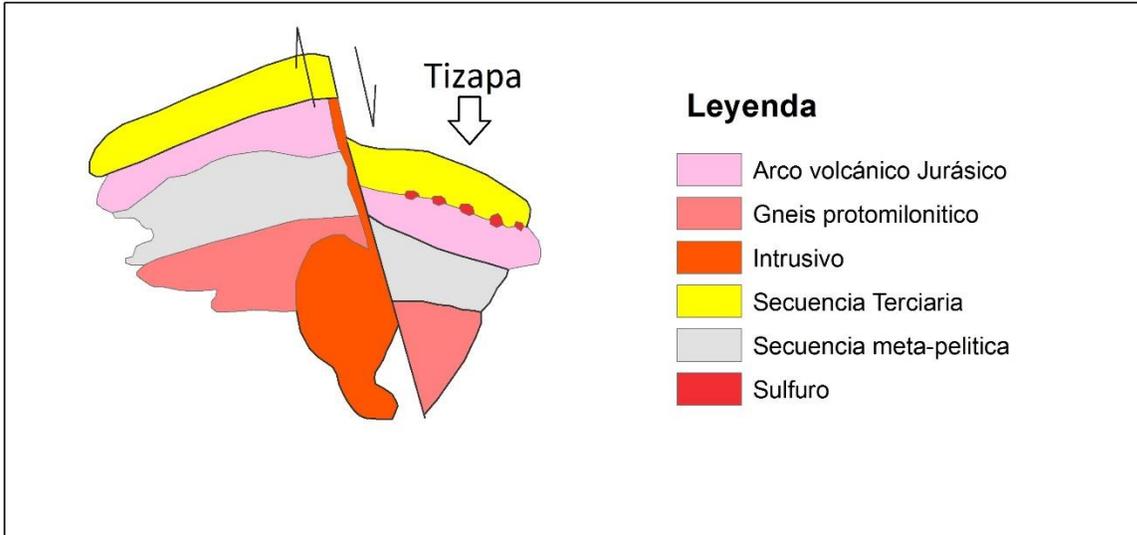


Figura 46: Modelo de evolución tectónica D4 durante el eoceno-oligoceno, tomado de Barboza-Gudiño et al (1998).

4. Discusión.

La definición de guías de exploración ha sido planteada como el principal objetivo de la presente tesis y en este sentido se ha podido confirmar que la estratigrafía o más específicamente la litología es esencial para la ubicación de cuerpos de sulfuros masivos, aunque no sería la única condición. Existe desde luego una distribución de los puntos de exhalación o zonas de actividad fumarólica en donde emanaban las soluciones y concentraciones de minerales.

La secuencia metamórfica ortogénica está compuesta de un gneis protomilonítico, un “augen gneis” y un esquisto blastomilonítico. Son distintas facies de roca granítica porfídica, todas provenientes del mismo cuerpo o protolito plutónico, dato corroborado debido a la similitud composicional mineralógica de las distintas facies. La muestra tomada en el “augen gneis”, se considera representativa en este sentido de todo el cuerpo y se dató por circones detríticos, arrojando una edad de ~185.5 Ma, con cinco circones concordantes, siendo la unidad de roca más antigua que aflora en la zona de estudio.

En la zona de la mina de Tizapa, las unidades de las secuencias meta volcánicas y metapelíticas se encuentran separadas de las unidades de la secuencia ortometamórfica por la falla Salas, esta se pierde hacia el oriente y hacia el poniente por debajo de los derrames basáltico-andesíticos cuaternarios, en los cuales no se pudo encontrar ningún rastro que indique la presencia de la falla Salas.

En las unidades terciarias, se dataron dos muestras de diferentes unidades rocosas, la primera fue una riolita procedente del dique que se emplazó en la falla Salas, la

cual arrojo una edad de ~34.5 Ma ubicándola a finales del Eoceno en una posición estratigráfica específica en contraste con la edad de Oligoceno-Mioceno ([Barboza-Gudiño, 1998](#)) como se mencionaba en trabajos anteriores y la otra muestra datada fue un granitoide de ~50 Ma el cual se encuentra sumamente alterado en la parte baja del cerro La Pila, dándole una posición estratigráfica ya que no se menciona esta unidad de roca en trabajos anteriores.

Dentro de las unidades metavolcánicas y metapelíticas superiores se encuentran las zonas mineralizadas de mayor interés, mientras que en las rocas de edad terciaria no se pudieron encontrar alteraciones o zonas mineralizadas relevantes (ver mapa en anexos).

Las zonas mineralizadas se encuentran en la parte superior o directamente sobre las rocas metavolcánicas, las zonas mineralizadas consisten en cuerpos de sulfuros, principalmente de pirita, esfalerita, galena, calcopirita, arsenopirita y sulfosales ([Gómez-Roman, 1995](#)) y sobre esta capa descansa una filita grafitica, conforme a lo mencionado anteriormente se encontró principalmente pirita y algunas sulfosales en los afloramientos de posibles zonas mineralizadas.

El otro factor por considerar es la deformación, que es un factor secundario que modificó en muchos de los casos la forma o continuidad de los cuerpos de sulfuros o bien, propició procesos incluso como la erosión de los mismos al dejarlos expuestos en bloques levantados, este punto se comprobó durante el trabajo de campo en el que se mostraron evidencias que durante los eventos de deformación esta modificó la continuidad de los cuerpos minerales, acomodándolos en cuerpos

estratiformes de sulfuros bandeados en muchos de los casos boudinados, plegados o seccionados en distintos bloques.

La zona de estudio se vio afectada por 4 distintos eventos de deformación y estos produjeron metamorfismo, el primero de estos eventos afectó las unidades magmáticas antiguas y a las pelíticas y volcánicas, la cual es reconocible ya que presenta una foliación S1 que solo se observó en ciertos puntos.

La segunda afectó a todas estas mismas unidades clásticas, generando planos de foliación S2 subparalelos a los planos de estratificación y que afectó igualmente a los cuerpos o lentes de minerales económicos en la zona de Tizapa. Se logró corroborar lo que mencionaban [Barboza-Gudiño et al \(1998\)](#) y [Lewis y Rhys \(2000\)](#), que argumentaban que la foliación S2 es la foliación dominante en la mayoría de los afloramientos, siendo de carácter penetrativo a espaciado y fue la deformación que más efecto tuvo en la zona de estudio.

Una tercera deformación produjo la deformación de cuerpos minerales y durante este tercer evento de deformación D3 se formó una antiforma en dirección oeste-noroeste, la antiforma hizo que las unidades de roca metapelíticas y metavolcánicas envolvieran a la secuencia metamórfica ortogénica, durante este evento se generó un S3 que generó *kinkbands*.

Finalmente, una cuarta deformación, que fue una fase extensiva, ocurrió el levantamiento de bloques, por lo que se interpreta que por efectos de la llamada falla Salas, el nivel estratigráfico de interés fue levantado y expuesto propiciando su posterior erosión, lo que generó que las zonas mineralizadas solo se pudieran

localizar en una porción de la zona de estudio, aunque no significa que no pudiese existir dicha mineralización por lo que debería implementarse una nueva exploración.

En la zona de estudio se pudieron observar varias fallas, entre ellas la falla Salas, que pertenece a un sistema de fallas, el cual tiene una dirección oeste-noroeste, con un echado hacia el norte-noroeste, este sistema incluye numerosas fallas paralelas con desplazamiento normal. Dentro de estas fallas, intrusionan diques riolíticos, las fallas pueden ser conjugadas y ramificadas de la propia falla Salas.

Muchos yacimientos VMS se consideran depósitos de grandes extensiones, debido a que se trata de un yacimiento tipo kuroko, siendo esto mencionado por [Zamora-Vega \(2004\)](#), y con la información obtenida durante este trabajo se logró corroborar esto debido a que las zonas mineralizadas se localizan sobre una zona de metafelsitas lo que indica que el yacimiento se debió formar en un ambiente tectónico con presencia de volcanismo más evolucionado, y al ser de tipo kuroko revela que el yacimiento debe tener grandes extensiones por lo que la mineralización no debe de estar restringida a una sola zona en específico, en el caso de la mina Tizapa y la zona de estudio la intensa deformación en sus diferentes etapas de deformación tanto contractiva como extensiva, ha producido grandes cambios en la forma, extensión o dimensiones.

Conclusiones.

La sucesión metamorfoseada expuesta en el área de estudio abarca un rango de edades desde el Jurásico Inferior (186 Ma; metagranito o augengneis) hasta el Cretácico Inferior siendo finalmente cortada por cuerpos intrusivos graníticos a granidioríticos de ~50 Ma y diques riolíticos de ~34 Ma. Todo este conjunto es cubierto de forma discordante por derrames basáltico-andesíticos cuaternarios.

La relación de los cuerpos de sulfuros masivos con unidades estratigráficas específicas (metavolcánicas felsicas) es clara, un segundo factor primario o asociado a la génesis misma de estos depósitos es de gran relevancia para la exploración y se trata de la distribución hasta este momento, al parecer aleatoria de los centros de emisión o exhalación de los sulfuros, aunque muy posiblemente relacionado a la ocurrencia de fracturas antiguas o zonas de cizalla y otros conductos.

En todos los casos observados, los cuerpos minerales se encuentran relacionados a la secuencia meta-volcánica y específicamente a su parte superior félsica o aun sobreyaciendo a ésta, siempre en la proximidad.

La repetición en la sucesión expuesta de las unidades metavolcánicas, parece explicarse por la deformación sin embargo una posible repetición en dos o más niveles estratigráficos estaría aun en discusión.

Las rocas expuestas en el área muestran evidencias de tres eventos de deformación contractiva y una deformación frágil de extensión.

La primera deformación imprime a la secuencia una foliación S1 y plegamiento isoclinal además afectó de manera cataclástica al límite del granitoide y la secuencia metapelítica.

La segunda deformación generó planos de foliación subparalelos a los planos de estratificación, y se presentan en forma de un clivaje penetrativo a espaciado que corta a S1.

Durante la deformación D3 se produjo una antiforma de orientación oeste-noroeste y superficies S3 que se manifiestan como una lineación sobre superficies S2 o forman *kinkbands*.

La falla Salas, es la principal estructura producto de la deformación extensiva D4 y corta la secuencia metamórfica dejando aflorar en la zona de la mina de Tizapa el metagranito o augengneis al sur (piso de la falla o bloque levantado) y la secuencia metavolcánica al norte (techo o bloque hundido).

En el plano de la falla Salas y aparentemente en distintos planos de fallas antitéticas y sintéticas, se han emplazado cuerpos de riolitas (~34 Ma) en forma de diques que muestran un marcado bandeamiento o foliación paralela a la falla. Estos diques pueden asociarse a estructuras de domos.

Dado que algunas zonas de interés se ubican hacia el sur del área de estudio en partes de la secuencia que aflora en el flanco suroeste de la macro-estructura antiformal producto de D3, mientras que el flanco oriental de la misma antiforma hipotéticamente estaría cubierto por los derrames basáltico-andesíticos cuaternarios que se extienden al oriente de la mina Tizapa, sería de suma

importancia la exploración en dicha zona hacia el oriente bajo las mesas de Tenayac, y El Salitre.

Referencias.

Aguirre-Díaz, G., J., 2006: The Valle de Bravo volcanic field: Geology and geomorphometric parameters of a Quaternary monogenetic field at the front of the Mexican Volcanic Belt., Geological Society of America, Special Paper 402. pp. 139-154.

Barboza-Gudiño, J.R., Álvarez-Maya, V.M., Labarthe-Hernández, G. 1998: Estudio Geológico estratigráfico del área de la mina Tizapa, Edo. México y cartografía 1:10000 del lote Zacazonapan. p. 53.

Barboza-Gudiño, J.R., 2012. Sedimentary Tectonics and Stratigraphy: The Early Mesozoic Record in Central to Northeastern Mexico. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, pp. 255-278.

Barboza-Gudiño, J.R., Ramírez-Fernández, J.A., Torres-Sánchez, S.A., Valencia, V.A., 2011: Geocronología de circones detríticos de diferentes localidades del Esquisto Granjeno en el norte de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Vol. 63. N° 2, pp. 201-216.

Campa-Uranga, M., F., y Coney, J. 1981. Tectonostratigraphic terranes and related metallogeny of Mexico. Geological Association of Canada, Program with Abstracts, p 6.

Campa-Uranga, M.F., Coney, P.J., 1983: Tectonostratigraphic terranes and Mineral resource distribution in Mexico. Canadian Journal of the Earth Science, v. 20., pp. 1040-1051.

Campa-Uranga, M. F., Campos, M., Flores, R., Oviedo, R., (1974): La secuencia mesozoica volcánica sedimentaria metamorfozada de Ixtapan de la Sal, Mex-Telolapan, Gro., Boletín de la Sociedad geológica mexicana, v 35., pp 7-28.

Campa-Uranga, M., F., Oviedo, R. A., y Taroy, M., 1976: La cabalgadura laramidica del dominio volcánico sedimentario (arco Alisitos Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los límites de los Estados de Guerrero y Mexico. III Congreso latinoamericano de geología, Acapulco, Mexico, Memorias. p.23.

Centeno-García, e., García, J.L. Guerrero, M., Ramírez, J., Salinas, J.C., Talavera, O., (1993b): Geology of the southern part of the Guerrero Terrane, Ciudad Altamirano-Teloloapan area. En: Proceedings of the First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Gto. Mexico. Field Trip Guide II, pp. 22-33.

Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P.J. Ortega-Gutiérrez, F., (1993a): Guerrero Terrane of Mexico: its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. Geology, v. 21, pp 419-422.

Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., 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. pp 279-308.

Dickin, A.P. (2005): Radiogenic isotope geology, Segunda edición. Universidad de Cambridge, Publicado en los Estados Unidos por Cambridge University Press, Nueva York. pp. 101-104.

Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala J.L., 1990 (1992): Tectonic Implications of a Mylonitic Granite in the lower structural levels of the Tierra Caliente Complex (Guerrero Terrane), Southern Mexico, UNAM. Inst. Geología. Revista v.9, núm. 2. pp. 113-126.

Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., Macias-Romo, C., 2000: Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation, Journal of South America Earth Sciences 13, pp. 355-375.

De Cserna, Z., Armstrong, R.L., Yañez-García, C., Soloria, J. 1978: Rocas metavolcánicas de la región de Petatlán, Edo. de Guerrero, revista, Instituto de geología, Universidad Nacional Autónoma de México., Vol. 2, num. 1., pp. 1-7.

Franklin, J.M., 1996. Volcanic-associated massive sulphide deposits. In: Kirkham, R.V. *et al.* Mineral Deposits Modeling, Geological Association of Canada, Special Paper 40, pp. 315-334.

Fujiwara, S., Matsumoto, I., Nishitani, Y., 1999: Geochemical Survey in the Tizapa Area. Dowa Engineering Co., L.T.D. pp. 64.

Guerrero, M., Ramírez, J., Talavera, O., 1990. Estudio estratigráfico del arco volcánico Cretácico inferior de Teloloapan. Guerrero. Abstracts, X Convención Geológica Nacional, Sociedad Geológica Mexicana. p. 67.

Gómez-Roman, M. J., 1995: "Caracterización Mineralógica de los Cuerpos de Sulfuros Masivos de la Mina Tizapa, Zacazonapan, México", Tesis para obtener título de ingeniero geólogo., Universidad Nacional Autónoma de México. p. 113.

Heredia-Barragán, M.A., García-Fons, J., 1989: Distribución de yacimientos vulcanogénicos en la provincia norte de Guerrero-Suroccidente del Estado de México. A.I.M.M.G.M., Mem., tec. XVII, pp. 88-99.

Lydon, J.W. 1998: Volcanogenic massive sulphide deposits parte 2: genetic models. Ore deposit models. Geoscience Canada Reprints Series 3. pp. 55-181.

Lewis, P. D., Rhys, D. A., 1997: Structural Geology and Stratigraphic Setting of the Tizapa Mine and Region, Mexico State, Mexico. Internal report of Minera Tizapa S. A. de C.V.115, pp.1-40.

Lewis, P. D., Rhys, D. A., 2000: Geological setting of the Tizapa volcanogenic massive sulphide deposit, Mexico state, Mexico. Research Gate. VMS Deposits of Latin America, Geological Association of Canada pp. 87-112.

Mc Geheer, V. 1976. Las rocas metamórficas del arroyo de la Pimienta, Zacatecas, Zac. Boletín de la Sociedad geológica mexicana, 37, pp. 1-10.

Miranda-Gasca, M.A. 1995: The Volcanogenic Massive Sulfide and Sedimentary Exhalative Deposits of the Guerrero Terrane, México. PhD. Dissertation, University of Arizona, p. 294.

Metal Mining Agency of Japan (MMAJ), 1991, Región de Tejupilco, Los Estados Unidos de México. Estudio conjetural de exploraciones geoquímicas, secciones de

cooperación técnica, Departamento de Actividades Exteriores Organización Minera Metálica de Japón, p 92.

Monod, O., Busnardo, R., Guerrero-Suastegui, M., 2000: Late Albian ammonites from the carbonate cover of the Teloloapan arc volcanic rocks (Guerrero State, Mexico), *Journal of South American Earth Sciences* 13. pp. 377-388

Monod, O.; y Busnardo, R., 1993: A late Albian ammonite fauna in the carbonate cover of the Teloloapan arc volcanics, Guerrero, México: First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato, Proceedings. pp. 90-91

Monod, O., y Foure, M., 1991: La tectónica laramídica del sudoeste de México; cierre de una cuenca intra-arco (Arcelia) abierta en el Albiano- Cenomaniano en el arco continental Teloloapan-Zihuatanejo, Estado de Guerrero: Sociedad Mexicana de Mineralogía, Convención sobre la Evolución Geológica de México y Primer Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Memoria. pp. 117-118

Neri-Acuña, M., 1998: Descripción del modelo geológico del yacimiento de sulfuros masivos de Tizapa, Zacazonapan, Edo. de México., Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis para obtener el título de ingeniero geólogo. pp. 60.

Ortiz-Hernández, L.E., Lapierre, Henriette; e Yta, M., 1992: Evolución magmática del terreno Guerrero en México centromeridional: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológico Nacional, 11, Resúmenes. pp. 141-142

Ortiz, H.E., Yta, M., Talavera, O., Lapierre, H., Monod, O., Tardy, M., 1991. Origine intra-pacifique des formations pluto-volcaniques d'arc du Jurassique supérieur-

Crétacé inférieur du Mexique centro-méridional. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 312. pp 399-402.

Ortega-Gutiérrez., F., 1981: Metamorphic Belts of southern Mexico and Their Tectonic Significance., Geophysics. Institution. Vol.20-3, pp. 177-202.

Parga-Pérez, J.J., 1980: Seminario Interno del C.R.M. Geología y Metalogénesis del yacimiento estratiforme de sulfuros masivos de Tizapa, Zacazonapan, Estado de México. pp. 335-363.

Parga-Pérez, J.J., 1981: Geología del área de Tizapa, Municipio de Zacazonapan, México. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México. pp.135.

Parga-Pérez, J.J., Omaña P.H., 1988: El yacimiento Volcanogénico de Tizapa, Estado de México, C.R.M. IX Seminario Interno de Exploración Geológico Minera. pp. 335-366.

Parga-Pérez, J.J., Rodriguez, S.J., 1991: Geology of Tizapa, Ag, Zn, Pb, Cu, and Au massive polymetallic sulfides, Zacazonapan, México. In Salas, G.P., ed., Economic Geology, México, The Geological Society of America. Boulder Co. The Geology of North America. p. 3.

Ramírez, J., Campa-Uranga, M.F., Talavera-Mendoza, O., Guerrero, M., 1991: Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas. Abstracts, Congresos sobre la Evolución Geológica de México, Sociedad Mexicana de Mineralogía e Instituto de Geología. UNAM, Pachuca, Hgo., México. pp. 163-166

Rona, P.A., 1988. Hydrothermal mineralization at oceanic ridges. *Canadian Mineralogist*, V. 26, pp. 431-465.

Salas, G.P., 1975: Carta y Provincias Metalogenéticas de la República Mexicana., v. 21-E, Consejo de Recursos Minerales., p. 242.

Salas, G.P., 1988: Geología Económica de México. C.R.M. pp. 475-481.

Salinas-Prieto, J.C., Monod, O., Faure, M., 2000: Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico), *Journal of South American Earth Sciences* 13. pp. 389-402

Sanchez-Zavala, J. L., 1993: Secuencia Volcano Sedimentaria Jurásico Superior-Cretácico; Arcelia-Otzoloapan (Terreno Guerrero), área Valle de Bravo-Zacazonapan, Estado de México: Petrografía, geoquímica, metamorfismo e interpretación tectónica. Tesis para obtener el título de maestro en ciencias UNAM. p. 88.

Sawkins, F.J., 1990. Integrated tectonic-genetic model for volcanic-hosted massive sulphide deposits. *Geology*, V. 18, pp. 1061-1064.

Solari L. A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M., 2010. U-Pb Zircon Geochronology with an integrated LA-ICP-MS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, Universidad Nacional Autónoma de México, campus Juriquilla. pp. 5-18.

Talavera-Mendoza, O., Suastegui, M.G., 2000: Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-

magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic, Journal of South American Earth Sciences. Journal of South American Earth Sciences 13, pp. 297-324.

Talavera-Mendoza, O., 2000: Pre-accretion metamorphism of the Teloloapan Terrane (southern Mexico): example of burial metamorphism in an island-arc setting, Journal of South American Earth Sciences 13. pp. 337-354.

Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinosa, J., y Guerrero-Suástegui, M., 1993: Geochemical evolution of the Guerrero Terrane-example of a late Mesozoic multi-arc system: First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato, Proceedings. pp. 150-152.

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

Tolson, G., 1993.: Structural geology and tectonic evolution of the Santa Rosa area, SW Mexico state, Mexico. Geofísica Internacional, Vol. 32. Num. 3, pag. 397-413.

Yáñez-Mondragón, C. F., Alba-Infante, H. E., Boletín Técnico Coremi, Año X, Num. 56, Septiembre-Octubre 2003, Consejo de Recursos Minerales, p 52.

Zamora-Vega, O., 2004: Los Sulfuros Masivos Volcanogenéticos De Tizapa, Zacazonapan, Edo. De México. ¿Un Yacimiento Tipo Kuroko?: Datos Geoquímicos, Mineragráficos y Microtermométricos, Tesis para obtener grado de maestro en ciencias. Universidad Nacional Autónoma de México. p. 127.

Anexos

Tabla de datos estructurales obtenidos durante las visitas al área de estudio.

x	y	clave	roca	Rumbo	inclinación	dato
368149	2105576	1	basalto	315	20	foliación de flujo
367738	2105436	2	basalto	225	20	foliación de flujo
367510	2105439	3	miembro clastico	45	50	segunda esquistosidad
367389	2105541	4	miembro clastico	320	40	segunda esquistosidad
367280	2105524	5	miembro clastico	267	50	segunda esquistosidad
368612	2104719	6	basalto	50	25	foliación de flujo
368493	2104765	7	basalto	160	30	foliación de flujo
368110	2104612	8	basalto	125	82	foliación de flujo
367888	2104528	9	basalto	165	60	foliación de flujo
368992	2104541	10	filita grafitica- ser inf	175	30	segunda esquistosidad
368836	2104486	11	meta andesita	182	25	segunda esquistosidad
368708	2104555	12	meta andesita	268	28	segunda esquistosidad
368636	2104362	13	meta andesita	150	26	segunda esquistosidad
368588	2104234	14	meta riolita	138	25	segunda esquistosidad
368873	2104062	15	meta riolita	140	38	segunda esquistosidad
369010	2103827	16	meta riolita	145	40	segunda esquistosidad
368617	2104123	17	filita grafitica sup	140	38	segunda esquistosidad
368665	2104059	18	miembro calcareo - arcilloso	140	55	segunda esquistosidad
368785	2104038	19	miembro calcareo - arcilloso	130	54	segunda esquistosidad
368624	2103588	20	miembro calcareo - arcilloso	155	22	segunda esquistosidad
368528	2103481	21	miembro calcareo - arcilloso	130	30	segunda esquistosidad
367565	2103879	22	basalto	85	37	foliación de flujo
367319	2103705	23	miembro calcareo - arcilloso	100	90	s0
367415	2103563	24	miembro calcareo - arcilloso	147	56	segunda esquistosidad
367218	2103461	25	miembro calcareo - arcilloso	50	45	s0
367129	2103328	26	miembro calcareo - arcilloso	133	88	s0
369637	2103462	27	filita grafitica- ser inf	140	26	segunda esquistosidad
369934	2103540	28	filita grafitica- ser inf	130	15	segunda esquistosidad
369491	2103640	29	filita grafitica- ser inf	140	30	segunda esquistosidad
369666	2103702	30	filita grafitica- ser inf	53	82	Fractura
369556	2103735	31	filita grafitica- ser inf	137	20	segunda esquistosidad
369541	2103857	32	filita grafitica- ser inf	335	72	Fractura

369731	2104085	33	filita grafitica- ser inf	330	66	s0
369807	2104010	34	filita grafitica- ser inf	140	20	segunda esquistosidad
369613	2103994	35	filita grafitica- ser inf	130	25	segunda esquistosidad
369650	2104069	36	filita grafitica- ser inf	240	15	segunda esquistosidad
369524	2104068	37	filita grafitica- ser inf	140	32	segunda esquistosidad
369471	2104219	38	filita grafitica- ser inf	163	35	segunda esquistosidad
369313	2104268	39	filita grafitica- ser inf	148	38	segunda esquistosidad
369236	2104145	40	filita grafitica- ser inf	147	25	segunda esquistosidad
370182	2104040	41	filita grafitica- ser inf	125	35	segunda esquistosidad
369242	2103756	42	meta andesita	150	15	segunda esquistosidad
369331	2103799	43	meta andesita	70	62	Fractura
370346	2104202	44	meta andesita	132	15	segunda esquistosidad
370392	2104342	45	meta andesita	105	20	segunda esquistosidad
370564	2104318	46	meta riolita	112	24	segunda esquistosidad
370594	2104372	47	meta riolita	124	24	segunda esquistosidad
370465	2104462	48	meta riolita	150	15	segunda esquistosidad
369442	2104365	49	filita grafitica- ser inf	135	32	segunda esquistosidad
369616	2104384	50	filita grafitica- ser inf	295	58	Fractura
369303	2104430	51	filita grafitica- ser inf	150	16	segunda esquistosidad
369478	2104529	52	filita grafitica- ser inf	132	34	segunda esquistosidad
369307	2104544	53	filita grafitica- ser inf	140	38	segunda esquistosidad
369464	2104720	54	filita grafitica- ser inf	162	22	segunda esquistosidad
369388	2104795	55	filita grafitica- ser inf	205	30	segunda esquistosidad
370145	2104424	56	filita grafitica- ser inf	158	25	segunda esquistosidad
370030	2104541	57	filita grafitica- ser inf	155	25	segunda esquistosidad
370108	2104655	58	filita grafitica- ser inf	123	30	segunda esquistosidad
370174	2105137	59	filita grafitica- ser inf	300	65	segunda esquistosidad
370424	2105313	60	filita grafitica sup	75	70	Fractura
370332	2105303	61	filita grafitica sup	350	32	foliación de flujo
369554	2105499	62	basalto	88	85	Fractura
369649	2105592	63	basalto	131	-	foliación de flujo
370707	2105986	64	meta andesita	245	62	primera esquistosidad
370766	2105942	65	meta andesita	295	54	segunda esquistosidad
370788	2105788	66	meta andesita	113	52	segunda esquistosidad
370719	2105687	67	meta andesita	305	44	segunda esquistosidad
370630	2105377	68	meta andesita	305	27	segunda esquistosidad
370667	2105243	69	meta andesita	310	72	segunda esquistosidad
370659	2105190	70	esquisto blastomilonitico	142	20	segunda esquistosidad
370766	2105223	71	esquisto blastomilonitico	210	30	segunda esquistosidad
371007	2105240	72	meta andesita	130	30	Fractura
370932	2105212	73	augen gneis	255	31	segunda esquistosidad

370865	2105159	74	augen gneis	230	35	segunda esquistosidad
371011	2105054	75	esquisto blastomilonitico	190	42	segunda esquistosidad
371338	2104995	76	esquisto blastomilonitico	95	10	segunda esquistosidad
371395	2105031	77	esquisto blastomilonitico	165	15	segunda esquistosidad
371488	2104922	78	esquisto blastomilonitico	160	30	segunda esquistosidad
371556	2104876	79	esquisto blastomilonitico	132	66	segunda esquistosidad
370861	2104753	80	augen gneis	160	30	segunda esquistosidad
370946	2104705	81	augen gneis	172	25	segunda esquistosidad
371165	2194757	82	esquisto blastomilonitico	144	26	segunda esquistosidad
371253	2104683	83	esquisto blastomilonitico	113	30	segunda esquistosidad
371153	2104581	84	esquisto blastomilonitico	155	20	segunda esquistosidad
371229	2104404	85	esquisto blastomilonitico	38	18	Fractura
371733	2104906	86	esquisto blastomilonitico	200	34	segunda esquistosidad
371979	2104884	87	esquisto blastomilonitico	305	40	segunda esquistosidad
372144	2104797	88	esquisto blastomilonitico	30	85	Fractura
372268	2104740	89	esquisto blastomilonitico	30	76	Fractura
372325	2104392	90	augen gneis	345	25	segunda esquistosidad
372239	2104433	91	augen gneis	300	18	segunda esquistosidad
372193	2104372	92	esquisto blastomilonitico	150	66	segunda esquistosidad
373027	2104408	93	esquisto blastomilonitico	310	5	segunda esquistosidad
372007	2104298	94	esquisto blastomilonitico	240	75	Fractura
371940	2104294	95	esquisto blastomilonitico	125	66	Fractura
371796	2104329	96	esquisto blastomilonitico	220	80	Fractura
371695	2104343	97	esquisto blastomilonitico	136	65	Fractura
371569	2104440	98	esquisto blastomilonitico	24	78	Fractura
371543	2104503	99	augen gneis	137	22	segunda esquistosidad
371563	2104609	100	esquisto blastomilonitico	148	30	segunda esquistosidad
371355	2104344	101	augen gneis	155	86	Fractura
371183	2104275	102	esquisto blastomilonitico	157	86	segunda esquistosidad
371084	2104264	103	filita grafitica- ser inf	153	20	segunda esquistosidad
371018	2104246	104	filita grafitica- ser inf	167	24	segunda esquistosidad
371003	2104401	105	filita grafitica- ser inf	150	36	segunda esquistosidad
370994	2104521	106	filita grafitica- ser inf	290	17	segunda esquistosidad
370934	2104518	107	filita grafitica- ser inf	172	17	segunda esquistosidad
370907	2104192	108	filita grafitica- ser inf	275	89	Fractura
370793	2104376	109	filita grafitica- ser inf	220	72	Fractura
370823	2104289	110	filita grafitica- ser inf	129	20	segunda esquistosidad
370679	2104399	111	filita grafitica- ser inf	110	22	segunda esquistosidad
370700	2104194	112	filita grafitica- ser inf	114	27	segunda esquistosidad
370809	2104118	113	filita grafitica- ser inf	174	15	segunda esquistosidad
370744	2104026	114	filita grafitica- ser inf	110	35	segunda esquistosidad

373846	2103529	115	basalto	225	76	foliación de flujo
373822	2104716	116	meta andesita	215	20	segunda esquistosidad
373675	2104204	117	filita grafitica- ser inf	255	54	segunda esquistosidad
373567	2104239	118	filita grafitica- ser inf	226	72	segunda esquistosidad
373189	2104385	119	riolita - diques rioliticos	280	54	Fractura
373132	2104303	120	esquisto blastomilonitico	272	35	segunda esquistosidad
373098	2104243	121	gneis protolitico	129	62	Fractura
372841	2104114	122	augen gneis	79	6	segunda esquistosidad
372750	2104114	123	esquisto blastomilonitico	245	4	segunda esquistosidad
372920	2104233	124	esquisto blastomilonitico	57	66	Fractura
372709	2104285	125	esquisto blastomilonitico	102	52	Fractura
372686	2104305	126	esquisto blastomilonitico	202	80	Fractura
372774	2104334	127	esquisto blastomilonitico	315	10	segunda esquistosidad
372444	2104399	128	esquisto blastomilonitico	260	15	segunda esquistosidad
372538	2104452	129	augen gneis	290	12	segunda esquistosidad
372563	2104536	130	esquisto blastomilonitico	318	46	segunda esquistosidad
372727	2104592	131	filita grafitica- ser inf	285	14	segunda esquistosidad
372646	2104635	132	filita grafitica- ser inf	315	34	segunda esquistosidad
372509	2104715	133	filita grafitica- ser inf	298	30	segunda esquistosidad
372834	2104672	134	filita grafitica- ser inf	260	22	segunda esquistosidad
373068	2104677	135	meta andesita	280	35	segunda esquistosidad
372473	2104987	136	meta andesita	315	39	segunda esquistosidad
372893	2105006	137	meta andesita	278	24	segunda esquistosidad
372376	2104953	138	meta andesita	269	17	segunda esquistosidad
372233	2105579	139	andesita basaltica	22	50	foliación de flujo
372438	2102438	140	andesita basaltica	320	40	foliación de flujo
373087	2105256	141	meta andesita	320	40	segunda esquistosidad
373003	2105071	142	riolita - diques rioliticos	305	72	foliación de flujo
373136	2105031	143	riolita - diques rioliticos	270	72	Fractura
373355	2105280	144	meta andesita	255	31	segunda esquistosidad
373649	2105118	145	meta andesita	293	58	segunda esquistosidad
373881	2105290	146	andesita basaltica	92	75	Fractura
373707	2105419	147	andesita basaltica	6	45	foliación de flujo
373798	2105385	148	andesita basaltica	354	55	foliación de flujo
374006	2105462	149	andesita basaltica	155	75	foliación de flujo
374272	2104456	150	andesita basaltica	262	80	foliación de flujo
374533	2104396	151	andesita basaltica	150	35	foliación de flujo
375080	2104466	152	riolita - diques rioliticos	87	46	Fractura
374996	2104398	153	riolita - diques rioliticos	300	46	foliación de flujo
374927	2104290	154	riolita - diques rioliticos	147	30	foliación de flujo
374761	2104238	155	riolita - diques rioliticos	225	70	foliación de flujo

374817	2104134	156	riolita - diques rioliticos	220	85	Fractura
374483	2104071	157	basalto	330	65	Fractura
374341	2104257	158	basalto	70	28	foliación de flujo
374138	2105015	159	andesita basaltica	285	-	foliación de flujo
369619	2105667	160	basalto	270	85	Fractura
368272	2103172	161	miembro calcareo - arcilloso	135	34	segunda esquistosidad
367075	2103215	162	miembro clastico	280	66	segunda esquistosidad
367053	2103134	163	miembro clastico	290	22	primera esquistosidad
367459	2103022	164	miembro clastico	100	42	segunda esquistosidad
367529	2103129	165	miembro calcareo - arcilloso	102	62	primera esquistosidad
368645	2103023	166	miembro calcareo - arcilloso	145	25	segunda esquistosidad
368868	2103188	167	meta riolita	320	51	Fractura
369016	2103106	168	meta andesita	145	32	segunda esquistosidad
369040	2103202	169	meta andesita	55	81	Fractura
369200	2103175	170	meta andesita	133	32	segunda esquistosidad
369247	2103076	171	meta andesita	126	30	segunda esquistosidad
369340	2103231	172	meta andesita	162	40	segunda esquistosidad
369406	2103019	173	filita grafitica- ser inf	168	30	segunda esquistosidad
369610	2103049	174	filita grafitica- ser inf	357	46	Fractura
369754	2103010	175	filita grafitica- ser inf	155	35	segunda esquistosidad
369885	2103043	176	filita grafitica- ser inf	295	75	Fractura
369746	2103159	177	filita grafitica- ser inf	76	76	Fractura
369754	2103232	178	filita grafitica- ser inf	145	25	segunda esquistosidad
369831	2103250	179	filita grafitica- ser inf	80	76	Fractura
369977	2103245	180	filita grafitica- ser inf	155	80	Fractura
368828	2103242	181	metariolita	249	26	foliación
370708	2105024	182	augen-gneis			
369285	2104339	183	filita	155	48	foliación
369028	2104176	184	metariolita	148	20	foliación
368949	2104069	185	metariolita	170	30	foliación
374795	2104118	186	metariolita			
374856	2104264	Tz-15-42	dacita	75	80	fractura
374814	2104363	Tz-15-43	metariolita	148	80	fractura
374850	2104381	Tz-15-44	metariolita	280	34	fractura
374850	2104381	Tz-15-45	basalto	325	25	fractura
368965	2103329	Tz-15-143	metariolita			
370321	2105109	Tz-16-43	filita			
370100	2105151	Tz-16-44	dique	270	74	falla
370488	2105151	Tz-16-45	dique	273	83	falla
371476	2104868	Tz-16-59	meta-granito			contacto
371559	2104965	Tz-16-60	granito	157	50	foliación

373031	2106915	-	basalto			
371613	2104949	Tz-16-71	granito	240	12	foliación
371741	2104926	Tz-16-72	filita	250	25	foliación
371616	2104932	Tz-16-73	dique	245	42	falla
371573	2104804	Tz-16-74	metagranito			
376178	2100829	Tz-16-e01	andesita-basalto	-	-	-
376238	2101253	Tz-16-e02	riolita	-	-	-
376240	2101260	Tz-16-e03	dep. riliticos	-	-	-
367575	2105434	Tz-16-e04	caliza	283	35	S0
367575	2105434	Tz-16-e04	caliza	227	33	segunda esquistosidad
366927	2105650	Tz-16-e05	arenisca-lutita	258	41	S0
366927	2105650	Tz-16-e05	arenisca-lutita	3	62	segunda esquistosidad
366205	2105667	Tz-16-e06	arenisca-lutita	197	24	S0
366205	2105667	Tz-16-e06	arenisca-lutita	155	15	eje
366205	2105667	Tz-16-e06	arenisca-lutita	205	20	S0
366205	2105667	Tz-16-e06	arenisca-lutita	164	79	S0
365712	2105765	Tz-16-e07	caliza	252	74	S0
365712	2105765	Tz-16-e07	caliza	157	18	primera esquistosidad
365712	2105765	Tz-16-e07	caliza	347	88	S2
365615	2105893	Tz-16-e08	caliza (intrusivo)	145	84	foliación
365355	2106237	Tz-16-e09	caliza	85	30	foliación

Muestra Tz-15-12

	U (ppm)1	Th (ppm)1	Th/U		207Pb/206Pb \pm 2s abs	207Pb/235U \pm 2s abs	CORRECTED RATIOS2	206Pb/238U	\pm 2s abs	208Pb/232Th \pm 2s abs	Rho		
Zircon-001 Tz	380	129	0.33947368		0.0921	0.0076	0.0687	0.0058	0.0056	0.00016	0.00317	0.00025	0.02
Zircon-002	247	75	0.30364372		0.0514	0.0068	0.0386	0.0048	0.00549	0.00017	0.00302	0.00021	0.083021
Zircon-003	532	152	0.28571429		0.0643	0.0045	0.0503	0.0032	0.00575	0.00013	0.00248	0.00023	0.02
Zircon-004	810	164	0.20246914		0.0999	0.0062	0.0926	0.0078	0.0069	0.00022	0.00623	0.00079	0.05906
Zircon-005	674	298	0.4421365		0.05	0.0049	0.0356	0.0036	0.00519	0.00012	0.00202	0.00015	0.073596
Zircon-006	182	56.4	0.30989011		0.122	0.015	0.102	0.014	0.00605	0.00019	0.00508	0.00053	0.35608
Zircon-007	366	107	0.29224973		0.06	0.0059	0.0431	0.0045	0.00524	0.00014	0.00237	0.00023	0.15031
Zircon-008	492	180	0.36585366		0.0686	0.0048	0.0507	0.0034	0.00548	0.00014	0.00253	0.00013	0.02
Zircon-009	3410	1289	0.37800587		0.0486	0.0017	0.0366	0.0014	0.005472	0.000093	0.0019	0.000072	0.02
Zircon-010	890	220	0.24719101		0.168	0.061	0.18	0.46	0.007	0.0041	0.011	0.03	0.94033
Zircon-011	163	33.3	0.20429448		0.104	0.016	0.08	0.015	0.00565	0.00027	0.003	0.0012	0.076244
Zircon-012	762	303	0.3976378		0.0743	0.0062	0.0546	0.0046	0.0054	0.00013	0.00264	0.0002	0.02
Zircon-013	489	94.7	0.19366053		0.0547	0.0045	0.0423	0.0036	0.00541	0.00017	0.00268	0.00024	0.33198
Zircon-014	406	118	0.29064039		0.0769	0.0064	0.053	0.0046	0.00542	0.00016	0.00323	0.00022	0.02
Zircon-015	16100	5070	0.31490683		0.2035	0.0054	0.1209	0.0046	0.00431	0.000088	0.00641	0.00028	0.02
Zircon-016	73.4	37	0.50408719		0.077	0.0035	0.44	0.025	0.04217	0.00099	0.01806	0.00093	0.38074
Zircon-017	10870	3800	0.34958602		0.0885	0.0082	0.0659	0.0069	0.005418	0.00009	0.003	0.00032	0.02
Zircon-018	385	157	0.40779221		0.13	0.026	0.104	0.027	0.00593	0.00031	0.005	0.0014	0.02
Zircon-019	304	104.2	0.34276316		0.0602	0.0077	0.0454	0.0061	0.00557	0.00014	0.00222	0.00024	0.02
Zircon-020	247	166	0.67206478		0.656	0.02	1.862	0.098	0.0203	0.001	0.0527	0.0059	0.91196
Zircon-021	427	147	0.3442623		0.08	0.012	0.063	0.012	0.00567	0.00019	0.00368	0.00067	0.02
Zircon-022	333	94	0.28228228		0.1325	0.0089	0.1053	0.0081	0.00598	0.00016	0.00619	0.00038	0.54942
Zircon-023	152	145	0.95394737		0.0635	0.0045	0.34	0.023	0.03868	0.00086	0.01326	0.00062	0.02
Zircon-024	520	131.1	0.25211538		0.0491	0.0041	0.0371	0.0032	0.00552	0.00012	0.00209	0.0002	0.052584
Zircon-025	10900	2530	0.23211009		0.0732	0.002	0.0549	0.0022	0.005457	0.000099	0.00315	0.00017	0.581
Zircon-026	10400	2340	0.225		0.048	0.0012	0.0373	0.0011	0.005629	0.000089	0.001859	0.000065	0.54916
Zircon-027	8100	2140	0.26419753		0.1003	0.0027	0.0753	0.0024	0.005415	0.00009	0.00437	0.00015	0.25523
Zircon-028	273	74.3	0.27216117		0.0468	0.0057	0.0355	0.0037	0.0055	0.00018	0.00181	0.00018	0.02
Zircon-029	11650	3450	0.29613734		0.2015	0.0071	0.151	0.0056	0.005466	0.000098	0.00879	0.0004	0.18771
Zircon-030 Tz	171	47.9	0.28011696		0.0811	0.0081	0.062	0.0062	0.00572	0.0002	0.00268	0.00036	0.02

Muestra Tz-15-39

	U (ppm)1	Th (ppm)1	Th/U		207Pb/206Pb ±2s abs	207Pb/235U	CORRECTED RATIOS2		208Pb/232Th ±2s abs	Rho	
					±2s abs	±2s abs	206Pb/238U	±2s abs	208Pb/232Th ±2s abs		
Zircon-036_TZ15-39	307.3	31.5	0.10250569		0.0529	0.188	0.02642	0.00054	0.00838	0.00085	0.35174
Zircon-037	2176	703	0.32306985		0.0494	0.1468	0.02152	0.00026	0.00771	0.00043	0.31266
Zircon-038	3912	839	0.2144683		0.047	0.053	0.0082	0.00011	0.00267	0.00017	0.2061
Zircon-039	2017	902	0.44719881		0.0504	0.1397	0.02016	0.00027	0.00655	0.00037	0.11614
Zircon-040	239.9	52.02	0.21684035		0.0701	1.497	0.1547	0.0028	0.048	0.0032	0.29521
Zircon-041	2640	1360	0.51515152		0.0571	0.1144	0.01462	0.00031	0.00474	0.00037	0.32611
Zircon-042	998	394	0.39478958		0.0483	0.0819	0.01238	0.00021	0.00426	0.00027	0.11573
Zircon-043	379	113.5	0.2994723		0.0537	0.0631	0.00845	0.00045	0.00321	0.00037	0.15382
Zircon-044	287.7	69.9	0.24296142		0.0508	0.198	0.02823	0.00064	0.00986	0.00093	-0.0879
Zircon-045	3695	1576	0.42652233		0.0492	0.1432	0.02119	0.00027	0.00656	0.00036	0.20971
Zircon-046	2742	849	0.30962801		0.0496	0.1476	0.02174	0.00026	0.00707	0.00041	0.19988
Zircon-047	3289	735	0.22347218		0.0476	0.055	0.00855	0.00016	0.00279	0.0002	0.15949
Zircon-048	134.2	58.2	0.43368107		0.0791	1.959	0.1797	0.0026	0.0539	0.0032	0.040309
Zircon-049	3270	1071	0.32752294		0.0511	0.0625	0.00899	0.00012	0.00329	0.00021	0.40015
Zircon-050	1933	250.2	0.12943611		0.0481	0.1452	0.02191	0.00035	0.00728	0.00046	-0.11357
Zircon-051	1063	162.9	0.15324553		0.0662	0.431	0.0475	0.0049	0.0395	0.0023	0.70587
Zircon-052	318	37.3	0.1172956		0.0683	0.611	0.0659	0.0039	0.0385	0.0024	0.64956
Zircon-053	356.7	63.9	0.17914214		0.0489	0.175	0.02632	0.00051	0.0067	0.00068	-0.22441
Zircon-054	318	133.3	0.41918239		0.0563	0.222	0.02793	0.00075	0.0101	0.0014	0.23557
Zircon-055	420.7	28.8	0.06845733		0.0649	0.426	0.0477	0.0028	0.0202	0.0024	-0.22261
Zircon-056	6470	1243	0.19211747		0.0671	0.0689	0.00739	0.00018	0.00442	0.00033	-0.0030554
Zircon-057	210.8	101.4	0.48102467		0.0719	0.717	0.0727	0.002	0.0277	0.0017	0.42108
Zircon-058	440	45	0.10227273		0.0503	0.182	0.0265	0.00057	0.008	0.0015	-0.0031961
Zircon-059	718	37.94	0.05284123		0.0487	0.207	0.02991	0.00063	0.00863	0.00086	0.25898
Zircon-060	741	168.7	0.22766532		0.0504	0.0564	0.00843	0.00018	0.00266	0.00029	0.11572
Zircon-061	619	112.9	0.18239095		0.0657	0.157	0.0165	0.0011	0.008	0.0018	0.53315
Zircon-062	233.7	41	0.1754386		0.054	0.225	0.03158	0.0008	0.0129	0.0011	-0.018451
Zircon-063	479.5	12.86	0.0268196		0.0519	0.2	0.02818	0.00045	0.0121	0.0019	0.11818
Zircon-064	1954	515	0.26356192		0.0479	0.0541	0.00819	0.00014	0.00277	0.00018	0.39717
Zircon-065	282.4	50.86	0.18009915		0.0542	0.221	0.03087	0.00066	0.01058	0.00097	0.15602
Zircon-066_TZ15-39	461	66.8	0.14490239		0.0516	0.197	0.02777	0.00062	0.0105	0.0015	0.14187

			CORRECTED A		GES (Ma)				
	206Pb/238U	±2s	207Pb/235U	±2s	207Pb/206Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
	168.1	3.4	177	12	310	150	168.1	3.4	5.02824859
	137.3	1.7	139	5.4	170	100	137.3	1.7	1.22302158
	52.64	0.69	52.4	2.3	50	100	52.64	0.69	-0.45801527
	128.7	1.7	132.7	5.4	200	100	128.7	1.7	3.01431801
	927	15	930	22	930	84	927	15	0.32258065
	93.5	2	109.9	4.9	500	100	93.5	2	14.922657
	79.3	1.3	79.8	4.8	100	140	79.3	1.3	0.62656642
	54.2	2.9	62	7	320	220	54.2	2.9	12.5806452
	179.4	4	184	12	260	160	179.4	4	2.5
	135.1	1.7	135.8	5	157	96	135.1	1.7	0.51546392
	138.6	1.6	139.8	4.9	171	95	138.6	1.6	0.8583691
	54.9	1	54.3	3.2	90	120	54.9	1	-1.10497238
	1065	14	1102	29	1191	83	1191	83	3.35753176
	57.72	0.8	61.6	3.3	240	120	57.72	0.8	6.2987013
	139.7	2.2	137.6	5.7	120	110	139.7	2.2	-1.52616279
	299	30	364	37	824	89	299	30	17.8571429
	411	23	484	33	916	80	411	23	15.0826446
	167.5	3.2	163	11	140	160	167.5	3.2	-2.7607362
	177.6	4.7	203	11	450	130	177.6	4.7	12.5123153
	301	17	359	25	770	100	301	17	16.1559889
	47.5	1.2	67.6	3.1	850	110	47.5	1.2	29.7337278
	452	12	551	22	980	110	452	12	17.9673321
	168.6	3.6	169	12	190	150	168.6	3.6	0.23668639
	190	3.9	190	11	140	130	190	3.9	0
	54.1	1.1	55.7	4	170	150	54.1	1.1	2.87253142
	105.7	6.8	147	15	840	140	105.7	6.8	28.0952381
	200.4	5	205	14	300	170	200.4	5	2.24390244
	179.1	2.8	186	11	250	140	179.1	2.8	3.70967742
	52.55	0.91	53.4	2.9	90	130	52.55	0.91	1.5917603
	196	4.1	207	13	350	150	196	4.1	5.31400966
	176.5	3.9	183	11	250	150	176.5	3.9	3.55191257

Mapa Geológico estructural de la zona de estudio.