



Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ingeniería

Litofacies, emplazamiento y procedencia de la
ignimbrita Tilzapotla en el sector Tilzapotla-Santa Fe
Tepetlapa, Estado de Morelos

TESIS
Que para obtener el grado de
Ingeniera Geóloga

Presenta
Diana Flores Huerta

Director: Dr. Dante Jaime Morán Zenteno

2012

*A mi familia
por todo el amor que me han dado*

Agradecimientos

Especialmente quiero agradecer a mis padres Guadalupe Huerta y Antonio Flores (†), a Marco, Verónica, Juan y Mariana por soportarme todo este tiempo en la universidad, por brindarme todo su apoyo, amor y cariño, ya que sin ustedes no lo hubiera podido hacer.

Doy las gracias a la Universidad Nacional Autónoma de México, por todo lo que me ha permitido aprender durante todos estos años y de la cual me siento muy orgullosa de pertenecer.

A mi tutor el Dr. Dante Morán por sus enseñanzas desde el salón de clases de las cuales he aprendido bastante todo este tiempo, por brindarme su total apoyo y contagiarme su entusiasmo a las ignimbritas, mil gracias!

A la Dra. Barbara Martiny por su gran apoyo académico y personal, por todos sus consejos que durante este tiempo han sido fundamentales, thanks!

Agradezco al proyecto DGAPA-PAPIIT No. IN108210, que financio las salidas de campo, los análisis de química mineral y me proporcionó una beca.

Muchas gracias a la Dra. Julie Roberge por su gran ayuda en la química mineral y también por su entusiasmo y soporte para que participara en la UGM. También quiero agradecer a M.C. Enrique González por su amistad, apoyo y animo que me ha ofrecido.

Al Dr. Fernando Ortega por su ayuda en la petrografía de unas muestras, ya que es un gran petrografo y ha compartido parte de sus conocimientos conmigo.

A mis sinodales Laura Mori, Alfredo Victoria, Enrique González y Barbara Martiny ya que he aprendido bastante de todas sus observaciones y preguntas, además de que han enriquecido muchísimo este trabajo.

A Consuelo Macías por todos sus consejos durante mis estancias en el laboratorio de separación de minerales. A Fernando Núñez por facilitarme el quipo para los estudios petrográficos y Carlos Linares por su asistencia en la microsonda electrónica.

A Lilibeth, Beto y Andrés por su apoyo y grata compañía en el campo. A Carolina y Laura Luna por su apoyo con el GIS y también a Karla por sus consejos en la química mineral.

Muchas gracias a mis compañeros de la carrera Saúl, Carlos, Paco, Paquito, Magali, Cruz, Pale, Javo, Alonso, Marcelo, David, Arturo, Mitre, Alba, Paola, Edgar, Aura, Menes, Mario y Hermes, por compartir tantos momentos especiales en el campo, en las aulas y fuera de ellas. A mis viejas Mildred, Mónica L y Mónica R por su gran amistad y confianza, por todos esos momentos tan agradables que hemos compartido y su gran apoyo incondicional.

Finalmente agradezco a todos mis compañeros del instituto de los cuales he aprendido bastante en las excursiones de campo, en el instituto y fuera de el. También por la gran amistad que me han otorgado.

Contenido

Resumen	i
Abstract.....	iii
1 Introducción.....	1
1.1 Planteamiento del problema	1
1.2 Localización, objetivos y metodología	2
1.3 Trabajos previos.....	5
2 Marco geológico regional	7
2.1 Basamento.....	7
2.2 Plataforma Guerrero-Morelos	9
2.3 Volcanismo silícico de la SMS	9
3 Estratigrafía y petrografía.....	12
3.1 Centro volcánico de Tilzapotla.....	12
3.2 Estratigrafía volcánica de la caldera de Tilzapotla	12
3.2.1 Unidades pre-caldera.....	12
3.2.2 Unidades de la caldera	17
3.2.3 Unidades post-caldera.....	17
3.2.4 Resurgimiento.....	18
3.2.5 Estructuras	18
3.3 Litofacies	21
3.3.1 Sección Tilzapotla (sector SE)	24
3.3.2 Sección La Tigra (sector central)	30
3.3.3 Sección El Jumilar (sector NW).....	35
4 Química mineral	40
4.1 Feldespatos	40
4.2 Micas.....	41
4.3 Anfíbol.....	43
5 Discusión y conclusiones	45
6 Referencias	50
7 Apéndice.....	55
Tabla 1. Microanálisis químico de feldespato	55
Tabla 2. Microanálisis químico de micas	58
Tabla 3. Microanálisis químico de anfíbol	61

LISTADO DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localización y principales vías de acceso de la zona de estudio	3
Figura 2. Mapa geológico regional de los centros silícicos de la SMS (tomado de Morán-Zenteno et al., 2005)	11

Figura 3. Mapa geológico de la caldera de Tilzapotla (tomado de Martiny et al., sometido)	13
Figura 4. Microfotografías de láminas delgadas del basalto de Casahuatlán	17
Figura 5. Diagramas estereográficos de fallas en la zona de estudio	20
Figura 6. Mapa geológico de la zona de estudio (sector norte de la caldera de Tilzapotla)	23
Figura 7. Representación estratigráfica de la facies de intra-caldera de la ignimbrita Tilzapotla en el sector SE (Tilzapotla)	27
Figura 8. Microfotografías de láminas delgadas de la sección de Tilzapotla (facies de intra-caldera)	28
Figura 9. Microfotografías de láminas delgadas de las unidades dacíticas	29
Figura 10. Representación estratigráfica de la facies de extra-caldera de la ignimbrita Tilzapotla en el sector SW (La Tigra)	33
Figura 11. Microfotografías de láminas delgadas de la sección La Tigra (facies de extra-caldera)	34
Figura 12. Representación estratigráfica de la facies de extra-caldera de la ignimbrita Tilzapotla en el sector NW (El Jumilar)	38
Figura 13. Microfotografías de láminas delgadas de la sección El Jumilar (facies de extra-caldera)	39
Figura 14. Diagrama de variación de Si vs. Ca/(Ca+Na) de la plagioclasa y diagrama ternario An-Ab-Or de plagioclasa y feldespato potásico (modificado de Deer et al., 1992)	41
Figura 15. Diagrama de variación de Mn vs. Fe _{Tot} de las micas.	42
Figura 16. Diagrama de variación de Ti vs. Fe _{Tot} de las micas.	43
Figura 17. Diagrama de clasificación de anfíboles y diagrama P-T y T-H ₂ O _{melt}	44
Figura 18. Diagrama de un flujo depositado en masa según Sparks et al. (1973)	47
Figura 19 Diagrama de Fe vs. Mg de las biotitas de la ignimbrita Tilzapotla y el plutón de Coxcatlán	48

Resumen

La ignimbrita Tilzapotla representa la sucesión piroclástica más voluminosa producida por la caldera del mismo nombre. A pesar de su clara relación con el evento del colapso de la caldera de Tilzapotla, los detalles de la variabilidad en litofacies, mecanismos de emplazamiento y su fuente dentro de la cámara, no se conocen con claridad. En este trabajo se presentan los resultados de un estudio realizado en la porción norte de la caldera en la cual se aplicaron análisis estratigráficos, petrografía microscópica, cálculo de abundancia de componentes y química mineral.

La ignimbrita Tilzapotla es una unidad constituida por una sucesión piroclástica de composición dacítica, moderadamente soldada, rica en fenocristales de plagioclasa, cuarzo, sanidino, biotita euhedral, trazas de hornblenda y minerales opacos; presenta también fragmentos líticos y de pómez. Tiene una edad del Eoceno tardío y representa el evento explosivo que produjo a la caldera de Tilzapotla. Esta estructura se localiza en la porción norte-central de la Sierra Madre del Sur entre los estados de Morelos y Guerrero.

En la porción norte de la caldera de Tilzapotla, la ignimbrita tiene un espesor expuesto de 167 m en la facies de intra-caldera y se adelgaza progresivamente hacia el norte y nororiente alcanzando hasta 95 m en la facies de extra-caldera. Sus características petrográficas, abundancia en fenocristales tanto en la matriz como en los fragmentos de pómez sugieren que se originó a partir de grandes *mushes* (acumulaciones de cristales) en la cámara magmática y representa un tipo de ignimbritas conocidas *Intermedios Monótonos* (MIs).

En el área de estudio, la base de la sucesión de intra-caldera de la ignimbrita no está expuesta. La sucesión aflorante está formada por tres flujos piroclásticos y dos unidades lávicas de composición dacítica. Los tres flujos piroclásticos están fuertemente alterados y se distinguen porque el flujo basal presenta fragmentos de pómez (< 3 mm) de color pardo ricos en cristales (mLTp). El segundo flujo piroclástico es rico en fenocristales pero su fuerte alteración con calcita secundaria no permite distinguir fragmentos de pómez. Sin embargo, se distingue del anterior porque presenta un aumento en el tamaño de los fenocristales contenidos en la matriz, así como una abundancia de plagioclasa (mLTcr). El tercer flujo contiene fragmentos de pómez tamaño lapilli ricos en cristales (mLTp_(cr)). Estos flujos piroclásticos están cubiertos por dos unidades lávicas, la primera es una autobrecha dacítica y la segunda es un derrame dacítico que presenta bandeamiento de flujo.

La sucesión de extra-caldera de la ignimbrita está conformada por cuatro litofacies que generalmente contienen líticos en la base y hacia la cima presentan pómez con gradación inversa. Las variaciones verticales en la abundancia y tamaño en componentes como los líticos y fragmentos de pómez indican cambios en la dinámica del emplazamiento de los flujos piroclásticos. Por otro lado, las variaciones en ciertos detalles claves como la abundancia de fenocristales en los fragmentos juveniles de pómez y la proporción relativa de fases minerales permiten separarlas en tres flujos piroclásticos. Un primer flujo masivo con líticos y fragmentos de pómez pobres en cristales (~2%). El segundo flujo presenta

líticos en gradación normal y fragmentos de pómez ricos en fenocristales (25%), en una matriz con textura eutaxítica rica en fenocristales de cuarzo con escasa plagioclasa y sanidino. El tercer flujo piroclástico presenta <6% de líticos y un 13 a 22% de fragmentos de pómez ricos en cristales (20-35%), en una matriz pumicítica rica en fenocristales de plagioclasa, cuarzo, sanidino, biotita y trazas de hornblenda.

Las estimaciones geotermobarométricas basados en análisis de química mineral en fenocristales de anfíbol indican que el magma fue extraído a una profundidad de 4.7 a 6.4 km con temperaturas entre 789 °C y 813 °C.

Abstract

The Tilzapotla ignimbrite represents the most voluminous succession produced by the Tilzapotla caldera. Despite the clear relation of this unit with the caldera collapse event, the details of the lithofacies variability, emplacement and source within chamber are poorly known. In this work I present the result of a study carried out in the northern area of the caldera using procedures of field stratigraphic analyses, microscopic petrography, determination of component abundances, as well mineral chemistry analyses.

The Tilzapotla ignimbrite is a moderately welded pyroclastic succession, dacitic in composition and containing plagioclase, quartz, sanidine, and biotite phenocrysts, as well as traces of hornblende and Fe oxides. It also contains variable amounts of lithic and pumice fragments. It is late Eocene in age, and is distributed within and around the Tilzapotla caldera in the states of Morelos and Guerrero.

In the northern portion of the Tilzapotla caldera, the ignimbrite has a minimum exposed thickness of 167 m in the intra-caldera facies and progressively thins to the north and northeast reaching 95 m in the extra-caldera facies. Its petrographic characteristics and the crystals abundances both in the matrix and in the pumice fragments suggest that it was originated from large mushes (crystals accumulations) in the magma chamber and represents an ignimbrite type known as Monotonous Intermediate (MIs).

In the study area, the basement of the intra-caldera succession of the ignimbrite is not exposed. The outcropping succession consists of three pyroclastic flows and two overlying dacitic lava units. The three pyroclastic flows are strongly altered and are distinguished by subtle differences in components. The basal flow presents fragments of crystal-rich brown pumice (<3 mm) (mLTp). The second pyroclastic flow is crystal-rich but its strong alteration with secondary calcite hides the pumice fragments. However, it differs from the first one by the larger size of the phenocrysts in the matrix and the abundance of plagioclase (mLTcr). The third flow contains lapilli-size crystal-rich pumice fragments. Most phenocrysts in this flow are preserved only as feldspar pseudomorphs (mLTp (cr)). These pyroclastic flows are overlain by two lava units, the first one is a dacitic autobreccia and the second is a dacitic lava flow with flow banding.

The extra-caldera sequence of the ignimbrite consists of four lithofacies that contain lithics in the base and inverse-graded pumice toward the top in general. Vertical variations in the abundance and size of components like lithics and pumice clasts, indicate changes in the pyroclastic flow regime. On the other hand, the variations on clastic details, such as phenocryst abundances in the pumice clasts and relative proportions of mineral phases allow to separate the succession in three pyroclastic flows. The first is a massive flow containing fragments of crystal-poor pumices (~ 2%). The second flow presents lithics and crystal-rich pumice fragments (25%), in an eutaxitic groundmass. It is rich in quartz phenocrysts with scarce plagioclase. The third pyroclastic flow presents <6% of lithics and 13 to 22% of clasts of crystal-rich (20-35%) pumice. The phenocryst fraction is composed of plagioclase, quartz, sanidine, biotite and traces of hornblende.

Geothermobarometric estimations based on chemical analyses of amphibole phenocrysts indicate that the magma was extracted from a depth of 4.7 to 6.4 km at temperatures between 789 °C and 813 °C.

1. Introducción

El siguiente trabajo presenta el estudio a detalle de las litofacies, emplazamiento y origen de la ignimbrita Tilzapotla, llevado a cabo como parte del proyecto titulado: *“Conexión volcánica-plutónica y los factores que producen supererupciones: el caso de la caldera de Tilzapotla”* (DGAPA IN108210), dentro del Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT).

1.1 Planteamiento del problema

Las calderas volcánicas y las sucesiones de ignimbritas silíceas han sido objeto de mucho interés científico durante los últimos años. La importancia radica en el hecho de que pueden representar riesgos potencialmente peligrosos para la humanidad en muy poco tiempo. Es decir, la emisión de voluminosos flujos piroclásticos forman grandes depósitos de ceniza caliente que cubren cientos de kilómetros cuadrados a su alrededor y ponen en peligro la vida de las poblaciones cercanas. Sin embargo, las mayores repercusiones provienen de la ceniza y gases (CO₂, SO₂, HCl, HF) que se proyectan a la atmósfera causando efectos en el ambiente a nivel global (Sparks et al., 2005).

Otro aspecto sobresaliente es la relación que han tenido las depresiones silíceas comúnmente denominadas “calderas” con la vida sostenida de sistemas hidrotermales que han dado origen a yacimientos minerales de gran importancia (White y Hedenquist, 1989).

Las calderas volcánicas representan rasgos de colapso; es decir, el hundimiento del techo que se genera por erupciones explosivas ocasionadas por una descompresión de la cámara magmática. Los estudios recientes sobre la formación de estas depresiones silíceas han determinado que la sobrepresión es un factor que depende de varios aspectos como el contenido de agua, la composición del magma y el contenido de volátiles, el tipo de estructura de colapso depende de la geometría, la profundidad y el radio de la cámara magmática. Sin embargo, el magma sobresaturado de agua puede ser inyectado por nuevo magma para que se genere la erupción (Martí et al., 2000). El colapso comienza cuando la descompresión de la cámara alcanza un valor crítico y el techo empieza a fragmentarse. La presión de la cámara es menor a la presión litostática, esto sucede después de que una pequeña fracción de la cámara magmática hace erupción y trae consigo el hundimiento del techo de la cámara. El colapso ocasiona adición de material a la caldera por encima de la cámara magmática, incrementando el valor de la presión litostática y comprimiendo el magma restante lo que causa una redisolución de volátiles. No obstante, como la subsidencia continua el volumen de la cámara decrece, y se inhibe por completo la vesiculación del magma (Martí et al., 2000).

Las erupciones que generalmente se dan en estos procesos son de tipo pliniano, las cuales generan depósitos de caída, pero en la fase del colapso de la columna pliniana se emplazan grandes volúmenes de ignimbritas (Martí et al., 2000). Los estudios recientes sobre la forma en la que las ignimbritas se emplazan han señalado que no son

simplemente un flujo que se detiene en masa sino que son corrientes de flujos piroclásticos los cuales sufren una rápida sedimentación. En este último contexto las variaciones verticales y laterales en la composición, tamaño de grano, forma de grano, textura y fábrica de este tipo de depósitos dependerán de la energía en la interfase depósito-corriente piroclástica por densidad. (Branney y Kokelar, 2002).

Hay muy pocos estudios a detalle sobre ignimbritas en México y cabe destacar que la Sierra Madre Occidental tiene un volumen estimado de $\sim 300\ 000\ \text{km}^3$ de éstas sucesiones (Ferrari et al., 2005). En esta región, la fuente de las ignimbritas se atribuye a calderas de colapso y diques piroclásticos, aunque han sido identificadas muy pocas debido a que estas sucesiones están sobrepuestas y las estructuras volcánicas están parcialmente ocultas. En el sur de México se observan vestigios de estructuras volcánicas tipo caldera del Paleógeno. Estos vestigios indican centros volcánicos exhumados, en los cuales, la mayor parte de los depósitos volcánicos de extra-caldera han sido removidos por erosión. Una de las calderas más claramente reconocibles es la caldera Tilzapotla que abarca los límites de los estados de Guerrero-Morelos. Es una estructura que tiene la topografía invertida debido a una fuerte erosión e inversión del relieve. La ignimbrita Tilzapotla se considera como una emisión piroclástica asociada a un evento de colapso (Morán-Zenteno et al., 2004). Sin embargo, los detalles sobre los componentes y el número de flujos y facies todavía no están bien comprendidos.

El describir las facies y componentes de una ignimbrita puede ser útil no sólo para identificar diferentes flujos piroclásticos, sino también de conocer detalles sobre la dinámica de los emplazamientos. Las exposiciones de extra-caldera ubicadas en la región de Tilzapotla-Sta. Fe Tepetlapa, ofrecen la oportunidad de examinar en detalle las características de la ignimbrita Tilzapotla y de intentar hacer inferencias sobre las causas de dichas variaciones.

1.2 Localización, objetivos y metodología

La región de Tilzapotla-Santa Fe Tepetlapa se localiza en el sector norte-central de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur (SMS), la cual limita al norte con la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). La zona de estudio ocupa parte del área colindante de los estados de Morelos y Guerrero, en un área comprendida entre las cabeceras municipales de Tilzapotla y Tehuixtla, al sur de la ciudad de Cuernavaca, a los que se accede por la carretera federal 95D (Autopista del Sol) tomando la desviación hacia la carretera estatal Tilzapotla (Figura 1).

El área cubre un superficie de 12 x 25 km y queda comprendida dentro de las coordenadas geográficas 18° 35', 18° 28' de latitud Norte y 99° 26', 99° 14' de longitud Oeste, y que están entre las cartas topográficas 1:50 000 Taxco (E14A68), Iguala (E14A78), Jojutla (E14A69) y Tilzapotla (E14A79) del INEGI.

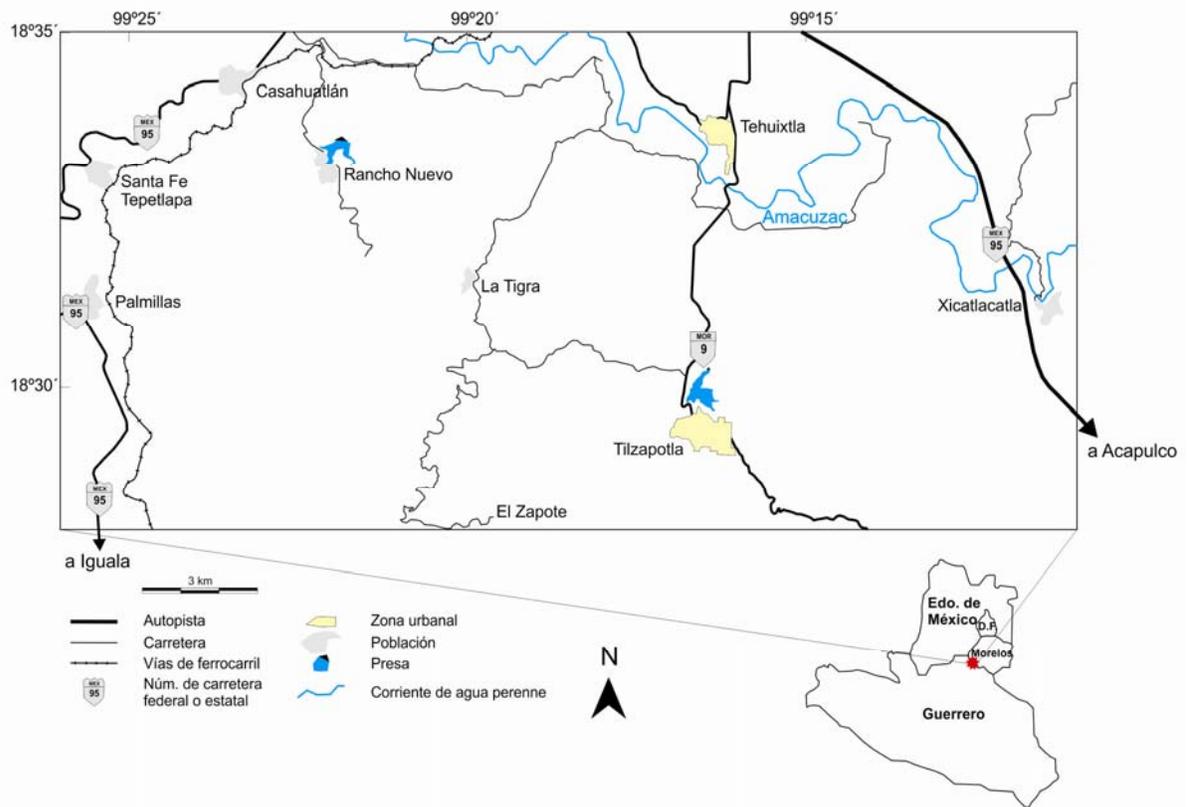


Figura 1: Mapa de localización y principales vías de acceso de la zona de estudio.

El objetivo principal de este trabajo es estudiar a detalle las variaciones verticales y horizontales de la ignimbrita Tilzapotla, para determinar su composición, comportamiento y procedencia. Para llevar a cabo este objetivo fue necesario establecer una serie de objetivos específicos los cuales comprenden:

- Generar un mapa a semi-detalle (base topográfica 1:50 000) del sector Tilzapotla-Santa Fe Tepetlapa.
- Determinar las variaciones texturales y composicionales de la ignimbrita Tilzapotla.
- Describir las características petrográficas de las sucesiones piroclásticas.
- Reconocer las estructuras principales que afectan a la unidad.
- Estimar la composición química de cristales representativos en la unidad piroclástica.
- Obtener las condiciones de P-T de los procesos magmáticos.

- Realizar una comparación de la química mineral entre la ignimbrita Tilzapotla y el plutón de Coxcatlán para reconocer posibles conexiones genéticas entre ambas unidades.

El método de investigación en esta tesis consistió de tres etapas fundamentales:

Trabajo de gabinete:

En esta primera etapa se realizó una compilación de trabajos geológicos publicados del área de estudio y zonas aledañas. Se adquirieron las cartas topográficas y geológicas 1:50 000 de Taxco (E14A68), Iguala (E14A78), Jojutla (E14A69) y Tilzapotla (E14A79) del INEGI y SGM así como la Hoja Cuernavaca E14-5 escala 1:250 000; todo ellos utilizados como base para realizar una fotointerpretación geológica mediante fotografías aéreas 1:25 000 de las líneas 59 (fotos 11-18), 60 (fotos 24-29) y 61 (fotos 17-23). Incluyendo también mapas geológicos publicados en revistas internacionales, modelos digitales de elevación e imágenes digitales, todo ello, con el fin de elaborar un mapa preliminar, distinguir estructuras tectónicas, posibles unidades y planear jornadas de reconocimiento geológico.

Trabajo de campo

La etapa de campo cubrió 8 días de trabajo, dentro de los cuales se realizó un mapeo a semidetalle para verificar los contactos, estructuras, lineamientos principales y relaciones estratigráficas, así como un muestreo de rocas representativas para su posterior estudio petrográfico y microanálisis químico. Se levantaron 3 secciones geológicas en las cuales se hizo una descripción a detalle del arreglo y composición de la unidad piroclástica, para ver sus variaciones verticales y hacer inferencias sobre el mecanismo de emplazamiento y procedencia.

Trabajo de laboratorio

Se llevó a cabo un estudio petrográfico mediante microscopía óptica de luz transmitida de 35 láminas delgadas, 3 de lavas y 32 de ignimbrita, para analizar las características texturales y mineralógicas e identificar micro-estructuras que aporten información sobre procesos magmáticos y volcánicos.

De acuerdo con la síntesis petrográfica observada se prepararon 2 muestras representativas para analizar fenocristales de plagioclasa, biotita y anfíbol por medio de microscopía electrónica. Los micro-análisis se realizaron en la microsonda electrónica de barrido JEOL JXA8900-R (V=20 kV; I=50 nA) utilizando espectrómetros de longitud de onda dispersiva de rayos X (WDS), en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP), Instituto De Geofísica, UNAM. Los análisis cuantitativos que se obtuvieron fueron procesados y normalizados para calcular las fórmulas estructurales y establecer las principales variaciones químicas. Posteriormente se graficaron en diagramas ternarios y tetragonales basados en Deer et al. (1992) y Leake et al. (1997). Con los resultados obtenidos en fenocristales de hornblenda se obtuvieron datos de P-T aplicando el

termobarómetro de Ridolfi et al. (2010). Finalmente, todos estos resultados se compararon con los generados en el plutón de Coxcatlán (Zuñiga-Lagunes, 2012) para ver si existe una relación genética entre ambas unidades.

1.3 Trabajos previos

Fries (1960) realizó los primeros estudios modernos sobre las sucesiones cenozoicas en la región centro-sur de México, enfocándose principalmente en la cartografía, descripción de las unidades y su correlación. Dentro de su área de trabajo describe por primera vez las unidades volcánicas del Terciario medio, incluyendo dentro de este grupo a la ignimbrita Tilzapotla. Su objetivo principal para estas unidades era cartografiarlas y darles un nombre agrupándolas según los centros volcánicos que les dieron origen. Clasifica la unidad a estudiar en este trabajo como “Riolita Tilzapotla”, definiéndola como una brecha tobácea de composición riolítica que se distribuye desde los poblados de Tilzapotla y Amacuzac hacia el sur, presenta un espesor máximo de 250 m en el poblado de Tilzapotla el cual disminuye gradualmente hacia el noroeste hasta 60 m cerca de Amacuzac. Realizó un fechamiento por Pb- α para esta unidad y dio una edad de 26 Ma así que le asigna una edad oligocénica. La erosión progresiva que presenta esta unidad piroclástica y el hecho de que está cubierta por el Grupo Buenavista no le permite localizar el centro eruptivo de origen. Sin embargo, sus observaciones sugieren que podrían localizarse al sur de Tilzapotla y al oriente de Buenavista.

Posteriormente, De Cserna y Fries (1981) correlacionaron a la Riolita Tilzapotla hasta la ciudad de Taxco, clasificándola siempre como parte de las unidades volcánicas terciarias indiferenciadas. Con una amplia distribución en las partes noroccidental, centro-meridional y suroriental de la Hoja Taxco 14Q-h(7). Consideraron que en estas regiones se conservaban los mayores espesores de la unidad lo que posiblemente indicaría que serían tres centros eruptivos, pero no realizaron estudios a detalle para resolver el problema. Después de los trabajos realizados por Fries y De Cserna, no hubo interés por estudiar las rocas volcánicas de la Sierra Madre del Sur (SMS); los trabajos realizados en esta provincia se enfocaron en los basamentos pre-mesozoicos y las rocas plutónicas, con la finalidad de hacer interpretaciones sobre la evolución tectónica del sur de México.

Fue a partir de las publicaciones de Morán-Zenteno et al. (1998) cuando se empezaron a realizar estudios detallados sobre la estratigrafía, geoquímica y geocronología de esta unidad piroclástica en el área de Taxco-Quetzalapa. Sucesivamente se documentaron más datos geoquímicos y geocronológicos en Morán-Zenteno et al. (1999, 2000, 2005) donde se incluyen las rocas volcánicas del oeste de Oaxaca, y se realizan interpretaciones sobre la evolución tectónica y magmática del suroeste de México. Así mismo, Alaniz-Álvarez et al. (2002) documenta en esta región dos fases de fallamiento lateral con dirección NNW y NE que se desarrollaron durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano, las cuales favorecieron el emplazamiento del vulcanismo.

Durante los últimos años se han realizado trabajos más detallados sobre los centros volcánicos (Figura 2) que dieron origen a estas sucesiones volcánicas y se han reconocido los centros volcánicos de Nanchititla, San Vicente, Valle de Bravo, La Muñeca, Las Paredes, La Goleta, Taxco, Tilzapotla y Huautla (Alaniz-Álvarez et al., 2002; Moran-Zenteno et al., 2004; Díaz-Bravo, 2005, 2008; Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011; Chávez-González, 2005; González-Cervantes, 2007; Chapela-Lara, 2008; Ramírez-Pérez Amaya, 2011; González-Torres et al., 2008). Estos centros volcánicos se presentan exhumados y erosionados, corresponden a calderas de colapso, diques piroclásticos y campos de domos que se desarrollaron durante el Paleoceno y Eoceno.

En la región noroeste del Estado de Oaxaca se ha reconocido una sucesión inferior de rocas volcanoclásticas silíceas que corresponden a depósitos volcanoclásticos, epiclásticos, ignimbritas, en algunos sectores de ambiente lacustre-fluvial, y una secuencia superior de rocas de composición intermedia que van de andesitas basálticas y lavas andesíticas, con una edad de 33 a 29 Ma (Martiny et al., 2000; Martiny, 2008).

Finalmente, estudios petrogenéticos realizados por Mori et al. (en prensa) determinaron que los centros volcánicos de La Muñeca y Tilzapotla sufrieron procesos de cristalización fraccionada a baja presión con una contaminación cortical, mientras que el volcanismo riolítico de la Goleta presenta anatexis cortical. Para la región de Oaxaca se tiene una cristalización fraccionada a alta presión con contaminación cortical. Estos datos indican que estas sucesiones volcánicas fueron producto de magmas derivados del manto los cuales en la región de La Muñeca, Tilzapotla y La Goleta se estacionaron a niveles de la corteza media superior dentro de una corteza termo-mecánicamente madura, en la región de Oaxaca se estacionaron en una zona caliente-profunda.

2 Marco geológico regional

La provincia magmática de la Sierra Madre del Sur (SMS) está conformada por un cinturón continuo de batolitos y otro discontinuo de rocas volcánicas que mantienen una orientación WNW y se localizan al sur de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) del Mioceno-Cuaternario (Morán-Zenteno et al., 2000). Esta provincia del Paleógeno se extiende desde la zona de Puerto Vallarta hasta el Istmo de Tehuantepec y se generó por episodios magmáticos en la margen continental del sur de México (Morán-Zenteno et al., 1999, 2005). El primer cinturón está constituido por una cadena continua de batolitos y troncos exhumados donde predominan las rocas de composición silícica y en menor grado intermedia; estos cuerpos se emplazaron a lo largo de la costa del Pacífico durante el Cretácico Tardío al Terciario con una migración del magmatismo hacia al SE (Schaaf et al., 1995). Sin embargo, Ducea et al. (2004a) expone que esta migración no es muy evidente. El segundo cinturón está conformado por una serie de centros silícicos discontinuos que se desarrollaron durante el Eoceno tardío y Oligoceno, el cual se distribuye entre la cadena batolítica de la costa y el CVTM; incluye lavas, materiales piroclásticos y cuerpos hipabisales que forman altos topográficos (Morán-Zenteno et al., 2000, 2005). Los centros volcánicos (Figura 2) que se han reconocido durante los últimos años corresponden a calderas de colapso, diques piroclásticos y campos de domos (Morán-Zenteno et al., 2000).

Datos geoquímicos generados por varios autores revelan que estas rocas magmáticas pertenecen a la serie calcialcalina y están relacionados a la subducción de la Placa de Farallón debajo de la Placa Norteamericana con una asimilación cortical relativamente baja (Morán Zenteno et al., 2005). La edad y su relación con este contexto tectónico han permitido que se interprete como la continuación de la Sierra Madre Occidental (SMO) (Ferrari et al., 1999). Además, se han identificado dos sistemas de fallas con orientación NW y N-S durante el Eoceno y principios del Oligoceno con una componente lateral izquierda (Alaniz-Álvarez et al., 2002; Morán Zenteno et al., 2005). El truncamiento de la margen continental, la orientación de la deformación y la migración del magmatismo hacia el SE es asociado al desplazamiento del bloque de Chortis (Ross y Scotese, 1988; Schaaf et al., 1995). Pero otros autores sugieren que la erosión por subducción es la principal causa, ya que existe un prisma de sedimentos relativamente joven y pequeño en la trinchera (Ducea et al., 2004b; Morán-Zenteno et al., 2005, 2009; Keppie et al., 2009).

Esta provincia magmática se emplazó sobre una serie de terrenos tectonoestratigráficos con diferencias petrológicas, estructurales, estratigráficas e isotópicas. Campa y Coney (1983) subdividen a estos terrenos en Guerrero, Mixteco, Oaxaca y Juárez, que difiere en los límites a los propuestos por Sedlock et al. (1993).

2.1 Basamento

La sucesión volcánica de Tilzapotla se emplazó sobre secuencias calcáreas del Cretácico, correspondientes a la Plataforma Guerrero-Morelos (PGM) y depósitos fluviales del Paleógeno. El basamento de la PGM no está expuesto y podría ser el terreno Guerrero o

el terreno Mixteco aunque existen discusiones respecto a los límites. De acuerdo con Campa y Coney (1983) el límite del terreno Guerrero está definido por la cabalgadura de Teloloapan pero otros autores argumentan que esta cabalgadura no representa una estructura cortical importante. Es por ello que Sedlock et al. (1993) proponen dos alternativas: una, que el límite sea la cabalgadura de Papalutla o bien que esté cubierto por la PGM. Las inferencias sobre este límite siguen siendo un tema de discusión. Sin embargo, recientes estudios petrológicos de los xenolitos de los domos riolíticos de Chalcatzingo sugieren que el basamento que subyace a la plataforma Guerrero Morelos no es realmente el complejo Acatlán sino un segmento occidental de las secuencias volcanosedimentarias mesozoicas del Terreno Guerrero. En este contexto, la falla de Papalutla es una estructura de larga vida que limita a los terrenos Guerrero y Mixteco (Ortega-Gutiérrez et al., en prensa). Los datos geocronológicos de las rocas volcánicas del centro volcánico de Huautla (CVH) han revelado que la edad de los zircones heredados se asocia al terreno Guerrero, lo que reafirma dicha hipótesis (González-Torres et al., 2008) y que la caldera de Tilzapotla y el CVH estén edificados sobre dicho terreno.

El terreno Guerrero está representado por secuencias vulcano-sedimentarias que varían en edad del Jurásico Superior (Turoniano) al Cretácico Superior (Cenomaniano), las cuales descansan sobre un basamento metamórfico que podría alcanzar una edad de Pérmico Tardío (Esquisto Tejupilco) (Martini et al., 2009). El terreno Guerrero se caracteriza por el registro de ambientes de vulcanismo submarino y ocasionalmente subaéreo con registros tectónicos complejos que involucran subducción, traslación y rifting (Centeno-García et al., 2008). Se compone de los subterrenos Teloloapan, Guanajuato, Arcelia, Tahue y Zihuatanejo. Cada uno con características distintivas en el registro estratigráfico, evolución estructural, y relaciones geoquímicas e isotópicas que indican que han evolucionaron independientemente (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000; Centeno-García et al., 2008).

El subterreno Teloloapan se ha interpretado como un arco de islas del Cretácico Inferior, constituido por flujos de lavas submarinas van de composición andesítica a basáltica que se intercalan secuencias sedimentarias de ambiente marino poco profundo (Centeno-García et al., 2008). Los subterrenos Guanajuato y Arcelia se caracterizan por sucesiones ofiolíticas en el Cretácico Inferior, constituida por calizas marinas profundas, rocas volcánicas y sedimentarias con firmas de MORB, OIB y IAB (Centeno-García et al., 2008). Por otro lado el subterreno Tahue se compone de acreciones de arcos y rocas sedimentarias durante el Paleozoico y el Triásico, con rocas metaígneas relacionadas a *rifting* (Centeno-García et al., 2008). El subterreno Zihuatanejo está formado por acreciones de piso oceánico en el Cretácico Temprano. Estos ensamblajes están sobrepuestos por rocas volcánico-sedimentarias del Jurásico Medio-Cretácico Tardío relacionados a un arco subaéreo (Centeno-García et al., 2008).

2.2 Plataforma Guerrero-Morelos

La Plataforma Guerrero Morelos (PGM) es una sucesión mesozoica que se encuentra al sur del CVTM y limita al norte con el terreno Xolapa. Al oriente delimita con la Falla Papalutla que pone en contacto con rocas metamórficas del Complejo Acatlán, y al occidente con la Cabalgadura Teloloapan que pone en contacto con rocas volcano-sedimentarias del terreno Guerrero.

Dentro de esta plataforma se tienen secuencias de rocas calcáreas y terrígenas de ambiente marino, y rocas continentales. Se compone de las formaciones Zicapa, Huitzucó, Morelos, Mezcala y el Grupo Balsas. La Formación Zicapa del Neocomiano-Albiano temprano, está formada de conglomerados con intercalaciones de lavas. Durante el Aptiano-Albiano se depositaron evaporitas en un ambiente de *sabkha* que conforman la Formación Huitzucó; las relaciones estratigráficas de esta formación no son claras. Sin embargo, en algunos afloramientos se observa que se encuentra debajo de la Formación Morelos. Esta última formación se desarrolló durante el Albiano-Cenomaniano y está caracterizada por rocas carbonatadas de plataforma con un espesor aproximado de hasta 1 000 m. Para finales del Cenomaniano-Turoniano Hernández-Romano et al. (1997) observó un ahogamiento en ciertas partes de la PGM; este suceso lo atribuye a un evento anóxico global, donde posteriormente inicia una sedimentación terrígena que corresponde a la Formación Mezcala. Hacia inicios del Terciario comienza depósitos continentales de ambiente fluvial correspondientes al Grupo Balsas (Hernández-Romano et al., 1997).

La PGM durante el Cretácico Tardío y el Terciario temprano sufrió un evento compresivo que produjo una serie de pliegues y fallas con orientación N-S, también fallas normales NE-SW relacionadas a extensión (Hernández-Romano et al., 1997).

2.3 Volcanismo silícico de la SMS

En la porción norte-central de la SMS se generó uno de los mayores pulsos de vulcanismo silícico que formó grandes volúmenes de ignimbritas (Morán-Zenteno et al., 2005). Durante los últimos años se han incrementado los estudios detallados en estas rocas piroclásticas y se han identificado varios centros volcánicos como Nanchititla (González-Cervantes, 2007), San Vicente, Valle de Bravo, La Muñeca (Chapela-Lara, 2008), Las Paredes (Ramírez-Pérez Amaya, 2011), La Goleta (Díaz-Bravo, 2008; Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011) y Taxco (Alaniz-Álvarez et al., 2002) que se emplazaron sobre el basamento Mesozoico del Esquisto Tejupilco; y los centros volcánicos de Tilzapotla (Morán-Zenteno et al., 2004) y Huautla (González-Torres et al., 2008) que se emplazaron sobre la PGM. Estos trabajos se han enfocado en los estudios detallados de estratigrafía, petrografía, geoquímica, geocronología y petrología. Estas contribuciones han permitido reconocer los siguientes rasgos y procesos:

- Estructuras de calderas de colapso en el centro volcánico de Tilzapotla y Las Paredes, las cuales se encuentran topográficamente invertidas debido a un evento

de resurgimiento. También se tienen diques piroclásticos y domos en los centros volcánicos de Las paredes; La Goleta, La Muñeca y Nanchititla.

- Identificación del magmatismo como un magmatismo de arco continental ya que los estudios de elementos traza muestran patrones típicos de rocas generadas en este tipo de márgenes.
- La definición de la edad del magmatismo silíceo entre los 32.8 a 36.5 Ma.
- La identificación de un episodio de magmatismo intermedio anterior a las emisiones silíceas, con edades entre 35 y 43 Ma.
- Un episodio de deformación WNW-ESE asociado a fallas laterales con una componente izquierda y derecha la cual ha permitido el emplazamiento del magmatismo.

Por otro lado, los estudios petrogenéticos realizados por Mori et al. (en prensa) para los centros volcánicos de La Muñeca y Tilzapotla permitieron reconocer que los magmas resultaron de procesos de cristalización fraccionada acompañados de contaminación cortical de magmas menos evolucionados procedentes de la cuña del manto. En contraste, los magmas del centro volcánico de La Goleta se generaron mediante procesos anatexis cortical

El vulcanismo en la región noroeste en el Estado de Oaxaca difiere al de la zona central de la SMS. Presenta un vulcanismo más reciente que está entre los 29-33 Ma (Martiny et al., 2000). Este vulcanismo se emplazó sobre el basamento cristalino del terreno Mixteco, principalmente sobre el Complejo Acatlán de edad Paleozoica. Las unidades volcánicas pueden dividirse en dos sucesiones: la primera es una sucesión silíceo y la segunda, con un mayor espesor, es de composición intermedia. Esta última se conforma de una intercalación de derrames lávicos y autobrechas que van de andesitas basálticas a andesitas (Martiny et al., 2000). En esta región los magmas se generaron a partir de cristalización fraccionada a alta presión con contaminación cortical (Mori et al., en prensa).

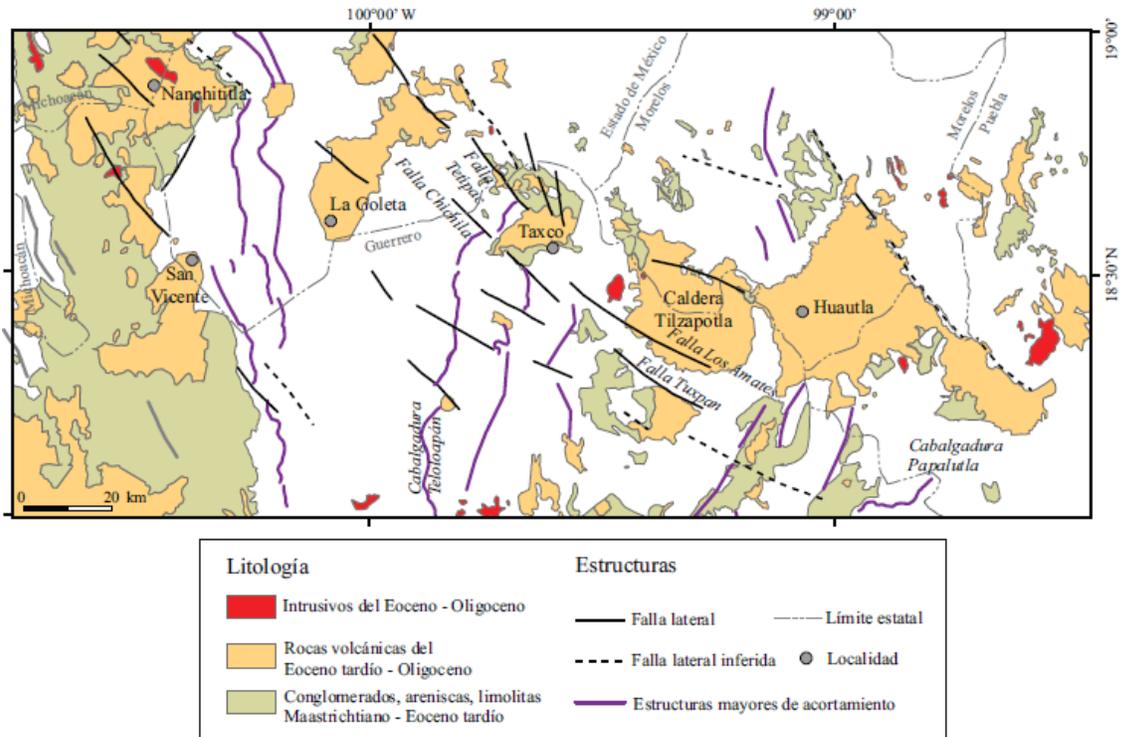


Figura 2: Mapa geológico regional de los centros silícicos de la SMS (tomado de Morán-Zenteno et al., 2005).

3 Estratigrafía y petrografía

3.1 Centro volcánico de Tilzapotla

La ignimbrita Tilzapotla es una sucesión piroclástica de 34.3 Ma asociada al evento explosivo que produjo el colapso de la caldera de Tilzapotla. Fue la primera estructura de colapso reconocida en la SMS y de las más grandes que se ha reportado en México (Figura 3). Se localiza al sur del CVTM entre los límites de los estados de Morelos y Guerrero. Presenta una estructura semi-elíptica de 33 x 24 km de diámetro cuyo eje principal está orientado al NW. Se encuentra rodeada por secuencias marinas del Cretácico que visto desde imágenes satelitales muestran un domo elíptico de 45 x 35 km. En la parte noreste y suroeste de la margen estructural de la caldera se presentan lineamientos con tendencia al NW y un desplazamiento lateral izquierdo; este estilo de deformación es reconocido regionalmente y probablemente ha jugado un papel importante en el emplazamiento de magma y estructuras (Morán-Zenteno et al., 2004).

Al occidente, en el poblado de Coxcatlán, se encuentra un cuerpo plutónico de composición granodiorítica de grano medio con biotita; se ha fechado por Ar-Ar en cristales de biotita cuya edad es de 35.81 ± 0.18 Ma y por U-Pb con $35.8 + 0.4 / - 0.2$ Ma (Martiny et al., sometido). Su edad y posición sugieren que sea un apófisis de la cámara magmática de la caldera de Tilzapotla (Morán-Zenteno et al., 2004).

Nuevos estudios petrogenéticos han revelado que el centro volcánico de Tilzapotla sufrió procesos de cristalización fraccionada a baja presión. A partir de magmas basálticos derivados del manto y ensamblajes de piroxeno y plagioclasa, los cuales se estacionaron en los niveles de la corteza media y asimilaron rocas félsicas (Mori et al., en prensa).

3.2 Estratigrafía volcánica de la caldera de Tilzapotla

3.2.1 Unidades pre-caldera

Las unidades volcánicas asociadas a la caldera de Tilzapotla descansan de forma discordante sobre sucesiones carbonatadas de plataforma y sucesiones turbidíticas de siliciclastos (PGM), así como depósitos continentales del Paleógeno (Grupo Balsas) y derrames basálticos. Las siguientes unidades son las más importantes:

Formación Morelos: Es una sucesión de calizas masivas de plataforma y arrecifales, del Albiano-Cenomaniano que se distribuye en los estados de Guerrero, Morelos y Puebla. Se desarrollaron en un ambiente de plataforma continental somera, y se tiene tres asociaciones de facies de intertidal a supratidal, intertidal a subtidal y subtidal (Hernández-Romano et al., 1997). Desafortunadamente las relaciones estratigráficas no son claras y el espesor varía de 900 m en el centro del estado de Morelos hasta 400 m cerca de Iguala, estado de Guerrero (Fries, 1960; De Cserna y Fries, 1981). La Formación Morelos se distribuye principalmente al oriente del área de estudio y hay un pequeño afloramiento en la parte central donde se observa un contacto discordante de tipo erosivo

con la ignimbrita Tilzapotla. Esta sucesión se presenta deformada y con estratificación gruesa.

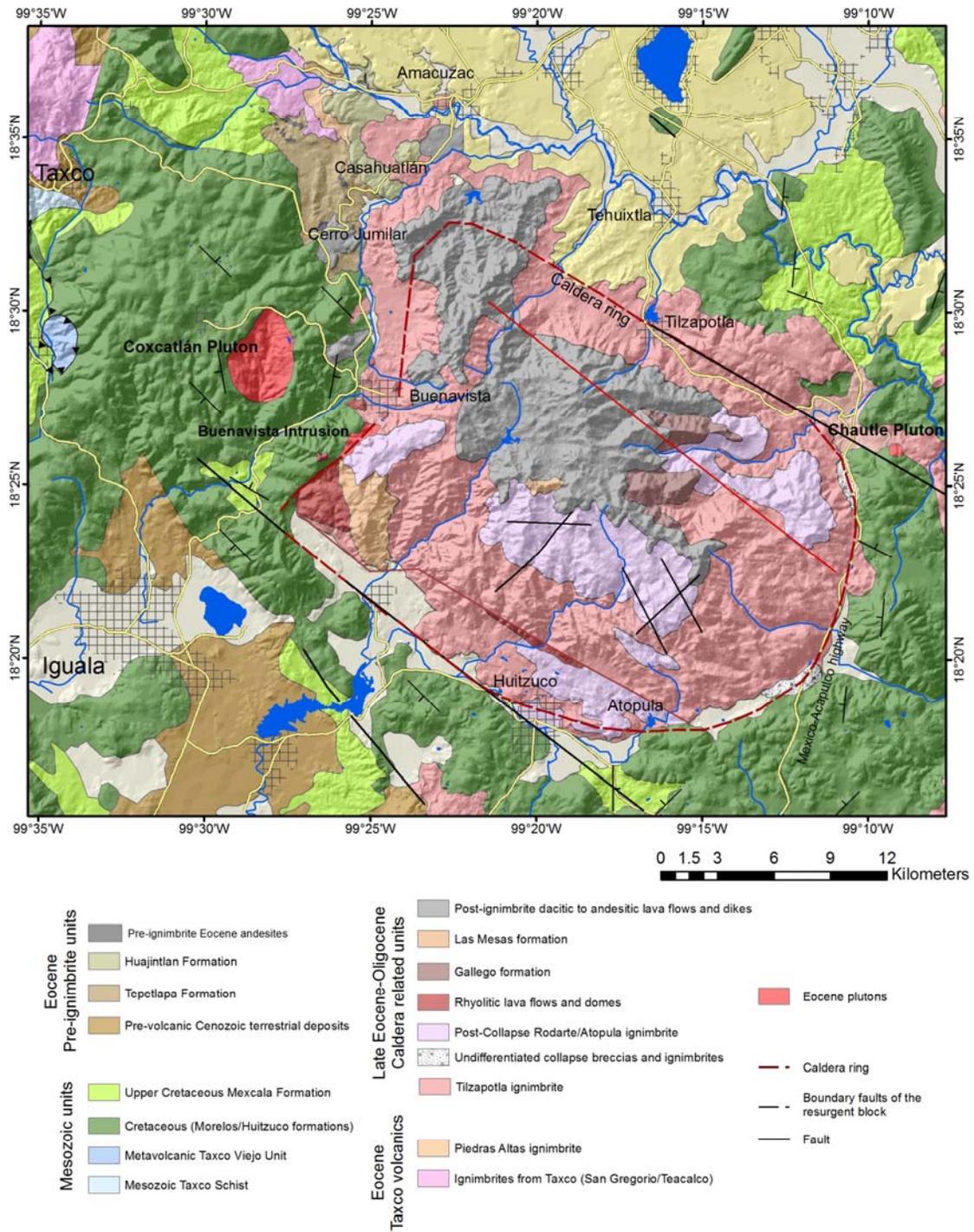


Figura 3: Mapa geológico de la caldera de Tilzapotla (tomado de Martiny et al., sometido).

Formación Huitzuco: Se dispone de anhidritas del Aptiano-Albiano. Subyacen a la Formación Morelos y juegan un papel importante en la interpretación de zonas de despegue dúctil (Cerca, 2004). La anhidrita es laminada de color blanco a gris oscuro; en la parte superficial contiene yeso pero generalmente es anhidrita (Fries, 1960).

Formación Mezcala: Es una sucesión de terrígenos clásticos del Turoniano-Maastrichtiano Inferior. Mantiene un espesor de 1 200 m, en la base se tienen estratos de caliza y hacia la cima predominan sucesiones rítmicas intercaladas con lutitas calcáreas. Han sido reconocidas tres asociaciones de facies: mar abierto, prodelta y pelágico (Hernández-Romano et al., 1997).

Grupo Balsas: Son depósitos fluviales del Paleoceno-Eoceno. En la región de Amacuzac-Zacapulco, al noroeste del área de estudio, Monter-Ramírez (2004) y Morán-Zenteno et al. (2007) realizaron estudios detallados de la zona, donde se expone un espesor aproximado de ~2 500 m. Determinan que en esta área el Grupo Balsas está representado por dos unidades que se encuentran separadas por una discordancia y dos ignimbritas (35.1 y 38.5 Ma). Estas unidades presentan un buzamiento al oriente y nororientado de 50° a 30°.

Formación Tepetlapa (unidad inferior): Se distribuye al oriente del poblado de Santa Fe Tepetlapa, está conformada por conglomerados matriz soportada que gradúan hacia la parte media y superior a capas de arenisca, y presenta estratificación imperfecta con intercalaciones de lentes de conglomerado matriz soportado e intercalaciones de derrames de andesita (44.5±0.7 Ma) y basaltos (Morán-Zenteno et al., 2007). No se observa el contacto entre esta unidad y la ignimbrita Tilzapotla.

Formación Huajintlán (unidad superior): Esta unidad se distribuye en el poblado de Casahuatlán y mantiene una discordancia angular con la ignimbrita Tilzapotla. Está caracterizada por un conglomerado matriz soportado con clastos calcáreos y de arenisca con una granulometría gruesa, y lentes de arenisca conglomerática (Morán-Zenteno et al., 2007).

Ambas unidades pertenecen a un ambiente de abanico aluvial con facies proximales para la Formación Huajintlán (Morán-Zenteno et al., 2007).

Basalto Casahuatlán

Durante el trabajo de campo se ha reconocido un derrame lávico que se ubica sobre las vías del tren, al sur de Casahuatlán. El afloramiento es un derrame de composición básica que expone al menos 4 m de espesor, la roca presenta una estructura masiva y un alto grado de alteración lo que proporciona cambios en la coloración de gris oscuro hasta tonos verdosos. Presenta una textura porfídica con fenocristales que corresponden a olivinos con tamaños de hasta 1 mm. También es posible ver xenolitos corticales, macroscópicamente llegan a medir 1.5 cm de diámetro. No se reconoce el contacto de esta unidad con la ignimbrita Tilzapotla pero las observaciones de campo y las relaciones

comparativas respecto a la composición de un dique basáltico documentado por Monter-Ramírez (2004) en la región de Texcaltitla determinaron que esta unidad basáltica se encuentra por debajo de las sucesiones piroclásticas de la ignimbrita Tilzapotla.

Microscópicamente la roca esta compuesta por fenocristales (20%) de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino, glomerocristales de plagioclasa (1%) y xenolitos (7%); de composición gneissica, gabroica y ultramáficas; todos estos componentes se encuentran inmersos en una matriz holocristalina constituida principalmente por plagioclasa (72%). La plagioclasa tiene forma euhedral, llega a medir hasta 0.4 mm, presenta maclado polisintético pero también es común observar una textura en tamiz, presentan un ligero zoneamiento concéntrico, y su composición se ha determinado como labradorita. El olivino se presentan en abundantes fenocristales de forma subhedral a redondeado que alcanzan tamaños de 0.8 mm, y todos los cristales de olivino se presentan iddingsitizados. Los fenocristales de clinopiroxeno llegan a medir 0.4 mm, y tienen formas anhedrales-subhedrales (Figura 4-a). La matriz es relativamente homogénea holocristalina compuesta principalmente de plagioclasa; se hicieron mediciones para determinar su composición y pertenece a labradorita. Los glomerocristales están conformados por agregados semi-esféricos de fenocristales y microfenocristales de plagioclasa con maclado polisintético, y llegan a medir hasta 2 mm de diámetro (Figura 4-b y 6-c). La asociación mineral de plagioclasa cálcica, clinopiroxeno y olivino dan una clasificación de la roca de tipo basáltico.

Los estudios petrográficos permitieron determinar la composición mineralógica de tres tipos de xenolitos. El primer xenolito analizado corresponde a un gneiss cuarzo-feldespático, presenta una forma alargada de 10.4 mm, y presenta borde de reacción de clinopiroxeno (Figura 4-g). Se compone de cuarzo y en menor porcentaje feldespato. El cuarzo es anhedral, llega a medir 2 mm, y presenta bordes engolfados que son coronados por clinopiroxeno; el feldespato es anhedral con tamaños menores de 0.4 mm. El segundo corresponde a un gabro subredondeado que mide 0.7 mm de diámetro (Figura 4-h). Se compone por plagioclasa y clinopiroxeno en una textura ofítica. La plagioclasa es tabular de 0.6 mm de largo, el clinopiroxeno tiene forma anhedral y tamaños de hasta 0.3 mm. Por último, se distingue un xenolito de composición ultramáfica de 1.3 mm de diámetro, se compone de clinopiroxeno, olivino iddingsitizado y anfíbol (hornblenda) opacitados, y se tienen unos macrofenocristales posiblemente de algún tipo de anfíbol de alta presión ya que aun se logra distinguir en algunos el clivaje, estos cristales presentan una textura poiquilítica que incluye inclusiones de piroxeno y plagioclasa (Figura 4-d y 4-f).

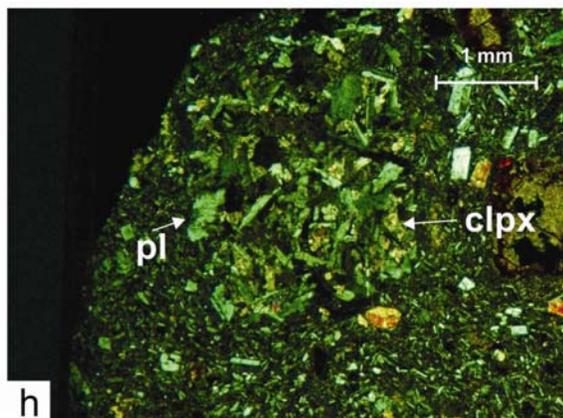
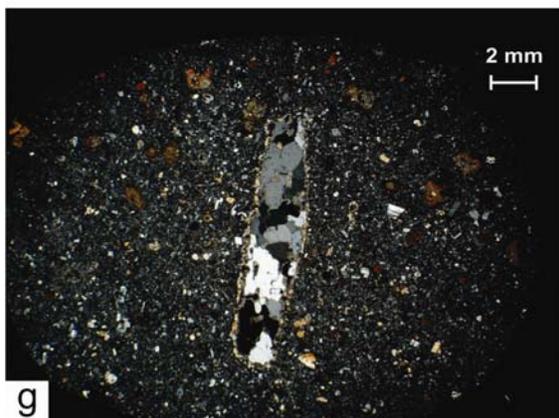
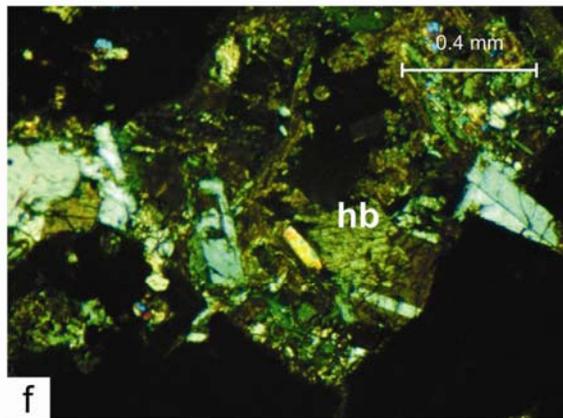
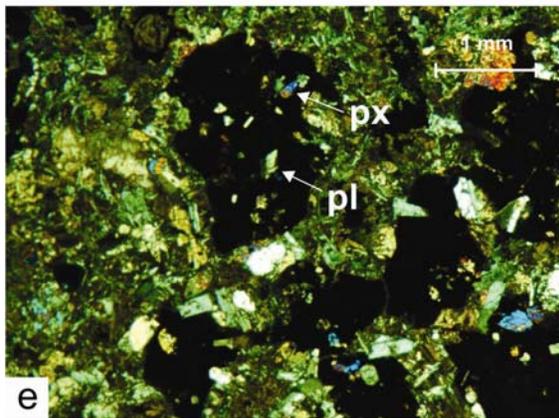
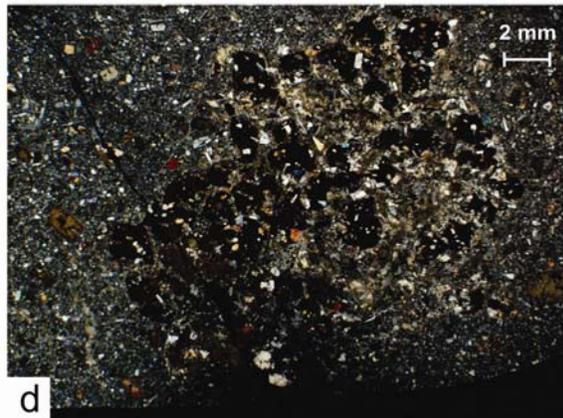
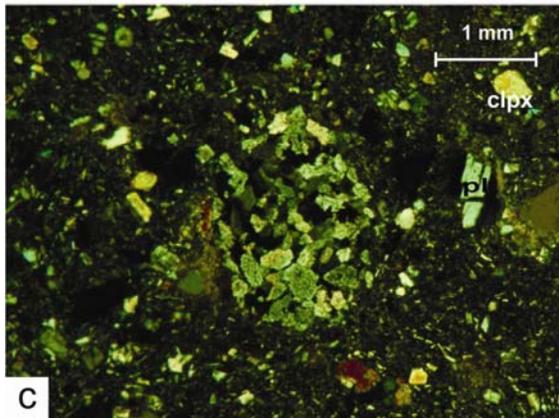
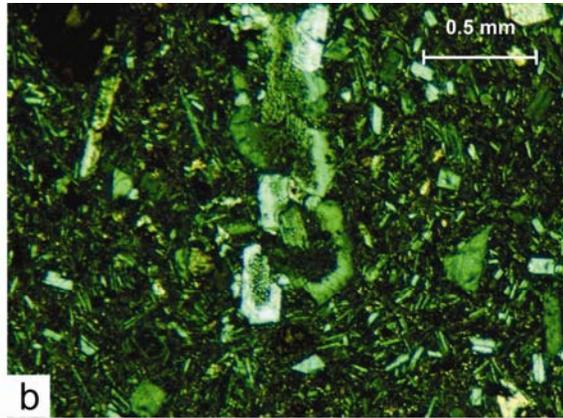
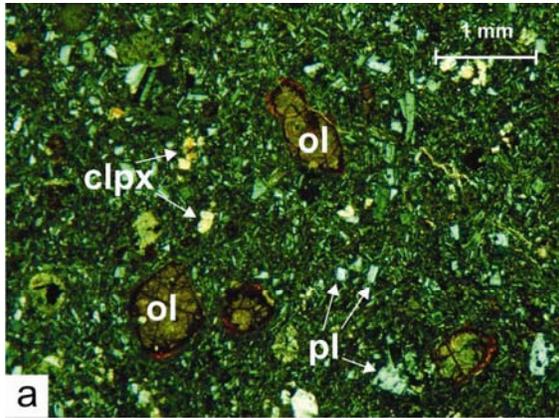


Figura 4: Microfotografías de láminas delgadas del Basalto Casahuatlán. a) Fenocristales de olivino (ol) iddingsitizado y microfenocristales de plagioclasa (pl) y clinopiroxeno (clpx). b) Aglomerados de forma alargada de plagioclasa con textura en tamiz. c) Aglomerados subredondeados de plagioclasa con textura en tamiz. d) Xenolito de composición ultramáfica formado por clinopiroxeno (clpx), olivino (ol) iddingsitizado, con posibles pseudomorfos de anfíbol en una textura poiquilítica. e) Minerales opacos posiblemente pseudomorfos de algún anfíbol de alta presión, notar cómo se presenta en una textura poiquilítica con inclusiones de plagioclasa (pl) y piroxeno (px). f) Hornblenda (hb) en xenolito de composición ultramáfica. g) Xenolito gnéisico de cuarzo-feldespatico. h) Xenolito de composición gabroica en una textura ofítica.

3.2.2 Unidades de la caldera

La ignimbrita Tilzapotla es una secuencia masiva de composición dacítica, rica en fenocristales de cuarzo, biotita, plagioclasa y sanidino. En el trabajo de Morán-Zenteno et al. (2004) se divide a esta unidad en facies de extra-caldera y facies de intra-caldera.

Facies de intra-caldera: conformada por secuencias masivas de composición dacítica, moderadamente a densamente soldadas. Corresponden a tobas cristalinas con fenocristales fragmentados de cuarzo, plagioclasa, sanidina y biotita euhedral, con esferulitas y pequeños cristales de óxidos de Fe-Ti y zircón. Los cristales constituyen un 15 a 50% del volumen de la roca y con tamaños de 4 mm. Esta unidad contiene una fracción de líticos con textura criptocristalina, lavas porfídicas y fragmentos subvolcánicos, el tamaño de estos clastos es variable y depende de la posición respecto al margen estructural al que se encuentre (Morán-Zenteno et al., 2004).

Facies de extra-caldera: se distribuye al este y sur de la caldera alcanzando distancias de 36 km desde la borde estructural (Morán-Zenteno et al., 2004). Es una secuencia incompleta debido a la erosión con un espesor variable, ya que en las cercanías del anillo de la caldera alcanza hasta 163 m. Sin embargo, en el área de Amacuzac sobreyace al Grupo Balsas y alcanza un espesor máximo de hasta 95 m el cual disminuye gradualmente al norte. Morán-Zenteno et al. (2004) realizó fechamientos de K-Ar en cristales de biotita y se le asignó una edad de 34.3 ± 1.5 Ma. Al norte de Buenavista esta facies contiene un 30% de fragmentos de calizas y menores fragmentos volcánicos y subvolcánicos (Morán-Zenteno et al., 2004).

En el área de Quetzalapa se observan brechas de rezago con fragmentos de caliza y anhidrita, derivados de las secuencias cretácicas. Se fecharon por K-Ar y Ar-Ar tres muestras de diferentes localidades, las cuales arrojaron edades dentro del intervalo de 34.3 a 35.3 Ma. Las brechas de colapso se encuentran principalmente en las fronteras del este y sureste de la caldera. Son acumulaciones de brechas con ignimbrita así como mega bloques aislados con un espesor mínimo de 100 m (Morán-Zenteno et al., 2004).

3.2.3 Unidades post-caldera

Las rocas que cubren a la ignimbrita Tilzapotla se exponen a grandes elevaciones en la parte este y sur central de la caldera. Se han reconocido unidades de flujos de ignimbrita

y depósitos de flujos de escombros, y los contactos son irregulares probablemente por la erosión fluvial. Se han dividido de manera informal en:

Ignimbrita Rodarte: son secuencias vitroclásticas que incluye varias unidades de flujo. Van de pobremente a moderadamente soldada, y contiene fragmentos de pómez y fenocristales de biotita (Morán-Zenteno et al., 2004).

Formación Gallego: se superpone a la ignimbrita Rodarte y está formada por secuencias densamente soldadas de ignimbritas remórficas, unidades de flujos vitrofidicos y flujos de lavas dacíticas con fenocristales de plagioclasa, sanidina, biotita y cuarzo (Morán-Zenteno et al., 2004).

Formación Las Mesas: está constituida por una secuencia de capas de conglomerado y depósitos de flujos de escombros (Morán-Zenteno et al., 2004).

Dentro de la zona de estudio a las afueras de Rancho Nuevo afloran flujos de escombros con estratificación cruzada y bloques de ignimbrita, así como depósitos continentales no consolidados, mal clasificados con clastos de andesita, ignimbrita y caliza. Forman mesetas que cubren de forma discordante a la ignimbrita Tilzapotla, y mantienen un espesor de ~20 m con intercalaciones de conglomerado consolidado, mal clasificado, matriz soportada con clastos de caliza, andesita y vidrio. En las cercanías de Tehuixtla yace en discordancia angular una sucesión de tobas de caída con intercalaciones de cenizas con estratificación horizontal de un color verdoso-pardo, hay afloramientos de hasta ~8 m. De acuerdo a la literatura son depósitos fluviales, lacustres y lahares que corresponden a la Formación Cuernavaca del Plio-Cuaternario (Fries., 1960).

3.2.4 Resurgimiento

A la ignimbrita Tilzapotla le sobreyacen flujos de lavas de la formación El Salto y le intrusionan rocas hipabisales, distribuyéndose en la margen de la caldera y en la parte central. La formación El Salto tiene una composición dacítica con hornblenda y andesítica con orto y clinopiroxeno, y tiene una edad de 34.4 a 32.8 Ma. Las rocas hipabisales se encuentran en forma de diques y cuellos, los cuales se emplazaron en fallas que la limitan el margen de la caldera. Tienen una composición que va de andesítica a riolítica, la relación entre estas unidades sugiere que estos diques alimentaron a los flujos de lavas de la formación El Salto (Morán-Zenteno et al., 2004). Se distribuye al poniente y sur del área de estudio formando altos topográficos, se presenta de forma masiva y en lajas, con un intemperismo concéntrico.

3.2.5 Estructuras

Regionalmente, todos los centros volcánicos que conforman el cinturón volcánico silíceo presentan lineamientos tectónicos que corresponden a fallas laterales y normales con orientación NW, N-S y W-E. Estos lineamientos están asociados a los límites de estructuras que corresponden a calderas de colapso y diques piroclásticos. La margen de

la caldera de Tilzapotla está representada por dos lineamientos con orientación NW que se encuentran al noreste y suroeste.

Durante el trabajo de campo se reconocieron fallas con la misma orientación que describe Alaniz-Alvarez et al. (2002) (Figura 5). La principal estructura es una zona de cizalla discontinua con una componente lateral izquierda, se localiza a un costado de la cantera de yeso de Tilzapotla, tiene una orientación principalmente $N73^{\circ}W$ y un espesor aproximado de 63 m (Figura 5-a y 6). Esta zona de falla está representada por un intenso fracturamiento, que presenta una fuerte oxidación y vetilleo de calcita. Muestra indicadores cinemáticos que corresponden a espejos de falla, estrías, y una zona de brecha con un espesor de 5 m. Este lineamiento sólo se observa afectando a la ignimbrita Tilzapotla pero cabe destacar que con la ayuda de un modelo digital de elevación se ha podido continuar lo que da una longitud de 13 km; esto representa una falla regional de gran importancia que corresponde al límite norte de la caldera de Tilzapotla y se ha nombrado la falla de Tilzapotla.

Otras estructuras de menor magnitud se localizan sobre las vías del tren a la salida de Casahuatlán (Figura 6) y corresponde a una falla lateral izquierda la cual presenta indicadores cinemáticos que corresponden a estrías, escalones y medias lunas. Mantiene un espesor estimado de 5 m, y su orientación es principalmente $N12^{\circ}W$ con una longitud de 50 m (Figura 5-b).

En la región norte de Tilzapotla se han reconocido lineamientos con la ayuda de imágenes satelitales y fotografías aéreas (Figura 6). Estos lineamientos tienen una orientación N-S se ubican principalmente en la porción NNW del mapa afectando a la ignimbrita Tilzapotla y la formación El Salto. Tienen una longitud de 3.5 a 5 km, sin embargo, las observaciones de campo no mostraron indicadores de desplazamiento para estos lineamientos.

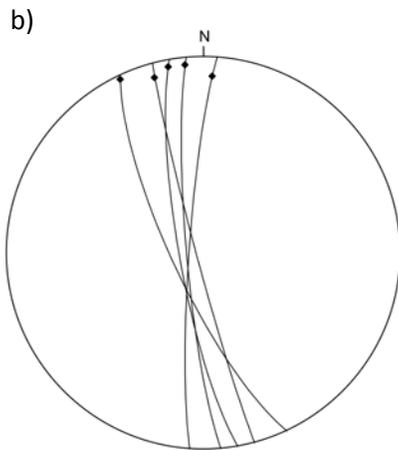
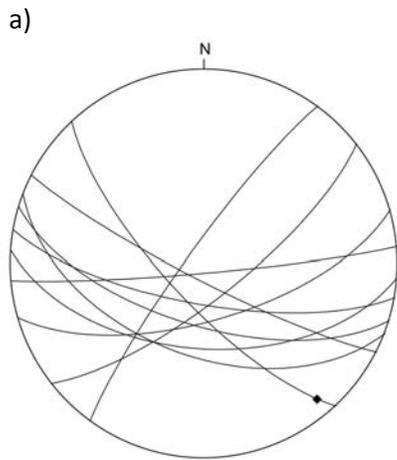


Figura 5: a) Diagrama estereográfico y fotografía de la falla de Tilzapotla y b) diagrama estereográfico y fotografía de pequeña falla en el poblado de Casahuatlán.

3.3 Litofacies

Las ignimbritas son depósitos de flujos piroclásticos de densidad, típicamente ricas en fragmentos de pómez y ceniza pumicítica. Generalmente varían de espesor desde unos cuantos centímetros a cientos de metros, así como volúmenes que pueden variar de algunos kilómetros cúbicos a varios miles de kilómetros cúbicos. Aunque muchas ignimbritas aparentan ser una unidad de enfriamiento masiva manifiestan una amplia gama de estructuras de depósito que reflejan el régimen de transporte y proceso deposicional de uno o varios flujos piroclásticos. Branney y Kokelaar (2002) relacionan el concepto de *litofacies* con el carácter de un depósito, o parte de un depósito, que se distinguen por las combinaciones en el contenido, tamaño y forma de pómez, líticos y cristales, así como por su fábrica y su composición. La abundancia relativa y tamaño de estos componentes se relacionan a la dinámica del emplazamiento y con la distancia con respecto al conducto volcánico de salida. Otras características como la abundancia de cristales en fragmentos juveniles y la proporción de fases minerales están más relacionadas con la zona de la cámara de la cual fue extraído el magma.

En este trabajo se considera a la ignimbrita Tilzapotla como una unidad litoestratigráfica por estar conformada por una sucesión de ignimbritas con características litológicas similares. Sin embargo, verticalmente y lateralmente se observan variaciones sutiles en sus componentes que no sólo reflejan cambios en la dinámica del flujo o flujos piroclásticos que le dieron origen, sino que algunas variaciones pueden reflejar la extracción de magmas de diferentes zonas de la cámara magmática.

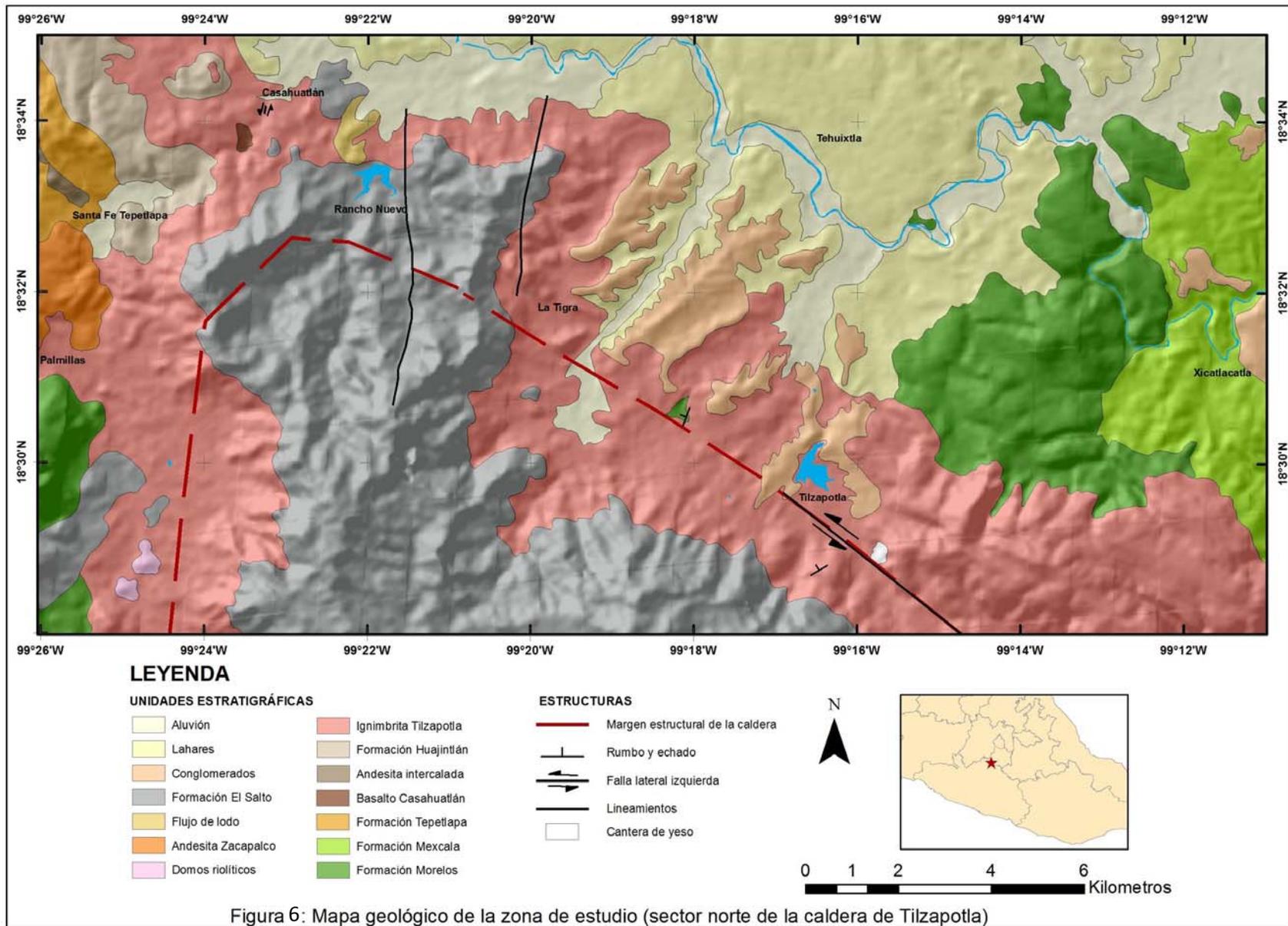
Como se ha descrito anteriormente la sucesión piroclástica estudiada es asociada al colapso de la caldera de Tilzapotla y su estudio se enfocó en las facies de extra-caldera. En esta área, la unidad tiene un espesor máximo de ~167 m y se distribuye hasta 8 km al norte a partir del margen estructural de la caldera (Figura 6). Es una sucesión piroclástica masiva, soldada y moderadamente soldada, de composición dacítica. Una de las características por la que se distingue es su abundancia de fenocristales de biotita euhedral. Sin embargo, no es el mineral más abundante de la fracción de fenocristales; también se tiene cuarzo, sanidino, plagioclasa y en este trabajo se ha reconocido la presencia de trazas de hornblenda. Contiene pómez de forma redondeada y elongada, generalmente ricas en fenocristales de cuarzo, plagioclasa, sanidino y biotita; así como líticos de lavas juveniles y calcáreos. La matriz es micro-criptocristalina que resulta de la desvitrificación de matriz pumicítica original. La topografía que presenta la ignimbrita Tilzapotla es abrupta, con grandes escarpes y presenta una alteración esferoidal, así como un diaclasamiento sub-vertical originado por el rápido enfriamiento. Estratigráficamente sobreyace a rocas carbonatadas del Cretácico Temprano, así como sobre rocas continentales del Paleógeno. A su vez se haya sobreyacida por otras ignimbritas, derrames andesíticos, flujos de escombros, lahares y conglomerados recientes.

El grupo de investigación responsable del proyecto del Instituto de Geología realizó un fechamiento de U/Pb en zircones de una muestra comprendida en el área de estudio y se

ha determinado una edad de $34.8 \pm 0.3/-0.4$ Ma (Martiny et al., sometido). Esta edad es igual, dentro del error, a los fechamientos de K/Ar en cristales de biotita (34.3 ± 1.5 Ma) en una muestra comprendida en el área y es muy similar a los fechamientos de Ar/Ar (34.26 ± 0.09 Ma) en cristales de sanidino publicados por Morán-Zenteno et al. (2004).

Las descripciones de Morán-Zenteno et al. (2004) para esta unidad piroclástica se basaron en una separación de facies de intra-caldera y extra-caldera. Con la finalidad de identificar las variaciones laterales y verticales de la ignimbrita Tilzapotla dentro de estas dos facies se realizaron tres secciones en los sectores NW (facies de intra-caldera), SE y la parte central del mapa (facies de extra-caldera). A continuación se detallan las secciones y cabe destacar que serán descritas cada una de base a cima.

MAPA GEOLÓGICO DEL SECTOR NORTE DE LA CALDERA DE TILZAPOTLA



3.3.1 Sección Tilzapotla (sector SE)

Al sur del poblado de Tilzapotla se realizó una sección en la zona de intra-caldera donde la ignimbrita Tilzapotla tiene un espesor máximo de 167 m y la base no aflora. En este sector se reconocieron tres flujos piroclásticos de intra-caldera y dos unidades lávicas de composición dacítica que cubren a los flujos piroclásticos (Figura 7). No se observa el contacto entre ellas debido al suelo, sin embargo los contrastes litológicos son notorios. Los tres flujos piroclásticos se encuentran muy alterados y esto es común en la parte del margen de la caldera, no obstante, se logran distinguir en cuanto a la abundancia y tamaño de pómez y fenocristales.

Litofacies masiva rica en cristales y pómez (mLTp)

La base de esta sucesión está conformada por una roca compacta masiva, con coloraciones que van del pardo hasta tonos verdosos ocasionados por alteraciones hidrotermales, ya que las rocas están cloritizadas. La unidad mantiene un espesor de 110 m, y generalmente presenta una forma de intemperismo en cebolla, los afloramientos son grandes bloques redondeados y masivos. Es una roca rica en cristales de cuarzo, biotita y feldespatos, con un 13% de pómez que alcanzan tamaños de aproximadamente 3 mm, de color pardo ocasionado por una fuerte oxidación.

Respecto al estudio en microscopio se observan una textura porfídica con un 24% de fenocristales de cuarzo, sanidino, biotita, plagioclasa, opacos y zircón dentro de una matriz microcristalina de desvitrificación cuarzo-feldespática. Se ha notado en lámina delgada que en la base abunda la plagioclasa y los fenocristales de cuarzo tienen un fuerte intercrecimiento mientras que hacia la cima disminuye el contenido de plagioclasa y el intercrecimiento del cuarzo (Figura 8-a).

En general, el cuarzo es subhedral-anhedral redondeado, con tamaños que llegan hasta los 3 mm, presenta golfos de corrosión, un ligero intercrecimiento, están fracturados y las cavidades son rellenas por la matriz. El sanidino es subhedral-anhedral, con tamaños de hasta 1.6 mm. La biotita es euhedral de forma tabular, moderadamente alterada, la plagioclasa tiene forma subhedral, fuertemente sustituida por calcita, presenta macla de la albita y corresponde a andesina. Hay pseudomorfos posiblemente de anfíbol ya que siguen manteniendo su forma en secciones rómbicas.

Litofacies masiva rica en cristales (mLTcr)

A la unidad anterior le subyace una ignimbrita pumicítica de color gris-claro, masiva, moderadamente soldada, que presenta un intemperismo en forma de cebolla. Es rica en cristales, con abundancia en biotita euhedral la cual presenta una alineación. También es fácil reconocer feldespato y cuarzo, la roca presenta una fuerte alteración a calcita. Esta alteración no permite distinguir pómez y tampoco líticos.

El estudio petrográfico permite ver una textura porfídica con un 31% de fenocristales de cuarzo, plagioclasa, sanidino, biotita, opacos y zircón, en una matriz pumicítica y otras

partes se observa desvitrificada a una matriz microcristalina, en sección delgada se observa una intensa alteración a calcita pero aun así se logran distinguir los fenocristales (Figura 8-c). El cuarzo es subhedral-anhedral con intercrecimiento, golfos de corrosión y fracturamiento, el cual es rellenado por la matriz, los fenocristales llega a medir hasta 2 mm. La plagioclasa está fuertemente reemplazada por calcita con formas subhedral-anhedral y se alcanza a distinguir una macla polisintética, llega a medir 1.6 mm. El feldespato es subhedral-anhedral con macla de Carlsbad que miden hasta 0.8 mm. Los fenocristales se encuentran rotos en forma de rompecabezas y a la vez fracturados, donde las cavidades son rellenas por calcita. La biotita está fuertemente alterada, de forma alargada subhedral. Debido a la fuerte alteración a calcita no se observan pómez.

Litofacies masiva, rica en cristales y pómez (mLTp_(cr))

La ignimbrita Tilzapotla se caracteriza en general por su abundancia en biotita euhedral. Sin embargo, este flujo piroclástico es muy pobre respecto a este mineral, es una roca de color rosa claro moderadamente rica en cristales de feldespatos y minerales opacos; contiene pómez blancas de forma subredondeada que llegan a medir hasta 1.5 cm, y líticos juveniles. Las pómez son moderadamente ricas en cristales de feldespato y minerales opacos, los líticos tienen textura porfídica con fenocristales de plagioclasa.

Petrográficamente se observa una textura porfídica pobre en fenocristales de biotita y opacos. En luz paralela es posible ver pseudomorfos de fenocristales subhedrales pero se encuentran totalmente argilitizados y reemplazados, hay cuarzo intersticial (Figura 8-d, 8-e y 8-f). Estos pseudomorfos son probablemente de feldespato (0.8 mm) y de anfíbol (1.2 mm), también se ve cuarzo primario aunque no es abundante como en las unidades anteriores. La biotita está fuertemente alterada y se presenta de forma subhedral alargada. Estos fenocristales se encuentran inmersos en una matriz micro a criptocristalina de composición cuarzo-feldespática producto de la desvitrificación. Las pómez son ricas en cristales aunque también sólo se observan como pseudomorfos de feldespato.

Autobrecha dacítica

Esta unidad se compone de una autobrecha de composición dacítica, es una roca masiva de color gris claro, los clastos de lavas van de 4.5 cm a 2 mm. Presentan una textura porfídica con cristales de feldespato que llegan a medir hasta 9 mm y minerales opacos que es lo único que se alcanza a ver macroscópicamente. Se realizó un conteo de puntos de los líticos y alcanza hasta un 24% de lavas (Figura 9-b).

El estudio petrográfico ha permitido ver la presencia de una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, sanidino, cuarzo, opacos, biotita, pseudomorfos de anfíbol y zircón dentro de una matriz mesocristalina con microlitos de feldespato y cuarzo metidos en vidrio (Figura 9-a). Las plagioclasas se presentan en una textura en tamiz, de forma generalmente subhedral-anhedral pero cabe destacar que hay macrofenocristales euhedrales que llegan a medir 5 mm, hay algunos aglomerados de plagioclasa muy

alterados pero se alcanza a distinguir una macla polisintética. Otras plagioclasas presentan un ligero zoneamiento concéntrico o inclusiones de minerales opacos. El feldespato potásico es clasificado como sanidino debido a la macla de Carlsbad, tienen una forma tabular euhedral-subhedral. Los pseudomorfos de anfíbol presentan formas alargadas subhedrales con gruesos bordes de opacita, alcanzan tamaños de hasta 1.2 mm. El cuarzo es de forma anhedral que llega a medir hasta 2 mm, también se encuentra rellenando cavidades de forma anhedral. Por otro lado, la biotita es escasa pero se encuentra de forma subhedral y parcialmente oxidada. Estos fenocristales están inmersos en una matriz criptocristalina cuarzo-feldespática ocasionado por la desvitrificación.

Unidad Dacítica

Consiste de un derrame de composición dacítica compacta-masiva de color rosado con bandas claras, es fuertemente soldada. A nivel microscópico presenta cristales de feldespato, ferromagnesianos, plagioclasa y en menor porcentaje cuarzo. El afloramiento se presenta en un lomerío suave y de poco espesor, ubicado en la margen de la caldera de Tilzapotla.

Los estudios realizados en lámina delgada muestran una roca rica en fenocristales, presenta una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, sanidino, pseudomorfos de anfíbol, biotita, opacos y zircón comprendidos en una matriz vítrea en proceso de desvitrificación que muestra dos coloraciones (Figura 9-c). Se ha clasificado como dacita.

Las plagioclasas se presentan de forma subhedral-anhedral con tamaño de hasta 6 mm. La mayoría de estos fenocristales presenta un maclado polisintético y textura en tamiz, ligero zoneamiento oscilatorio e inclusiones (Figura 9-d y 9-f). Fueron clasificados por el método de Michel-Lévy como oligoclasa-andesina y hay algunos aglomerados. El feldespato potásico está caracterizado por fenocristales de hasta 2 mm, tienen una forma subhedral-euhedral, generalmente presenta la macla de Carlsbad y cabe decir que algunos fenocristales se encuentran muy alterados, se han clasificado como sanidina. Los pseudomorfos de hornblenda se encuentran con bordes gruesos de opacita, con tamaños de hasta 1 mm; presentan una geometría tabular alargada y forma subhedral. La biotita se encuentra oxidada, con forma subhedral y es escasa. La matriz está compuesta ceniza pumicítica desvitrificada, con microlitos de feldespato.

Sección Tilzapotla

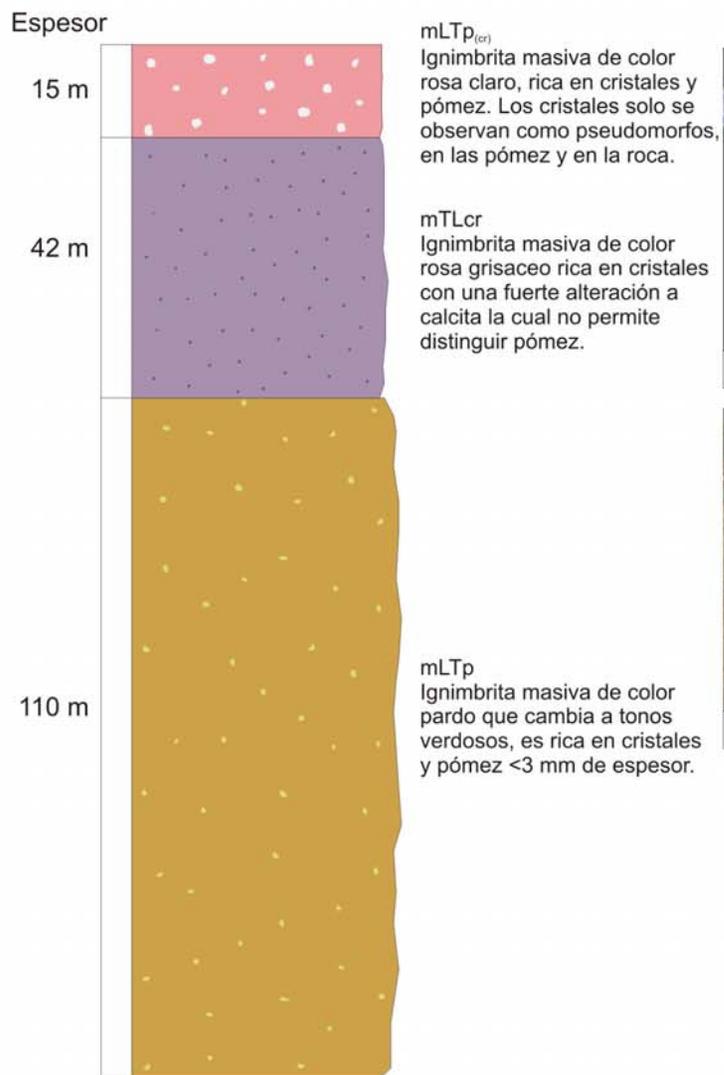


Figura 7: Representación estratigráfica de la facies de intra-caldera de la Ignimbrita Tilzapotla en el sector SE (Tilzapotla), donde se observan tres flujos piroclásticos. a) Fotografía del flujo superior con pómez blanca subredondeada. b) Flujo piroclástico rico en fenocristales y no se observan pómez y/o líticos por la fuerte alteración a calcita. c) Flujo piroclástico rico en pómez de color pardo y de tamaño pequeño. m: masiva, LT: lapilli-tuff, p: rica en pómez, cr: rica en cristales.



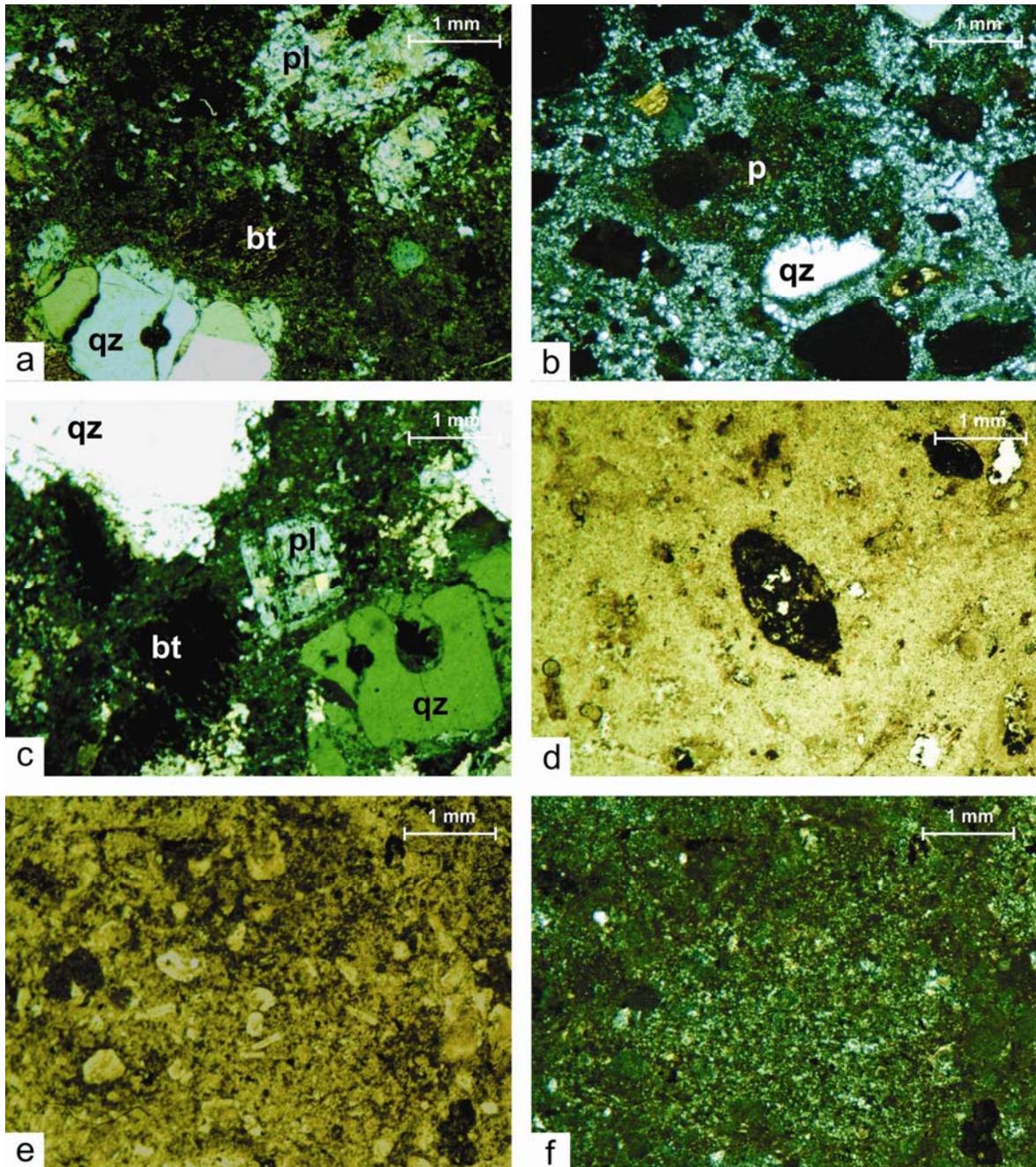


Figura 8: Microfotografías de láminas delgadas de la sección Tilzapotla (facies de intra-caldera). a) Textura porfídica de la litofacies mL_{Tp} con fenocristales de cuarzo (qz) con bordes engolfados y ligero intercrecimiento, biotita (bt) y plagioclasa (pl) reemplazada por calcita. b) Pómez (p) con microfenocristal de cuarzo (litofacies mL_{Tp}). c) Textura porfídica de la litofacies mL_{Tcr} con fenocristales de cuarzo con bordes engolfados y un fuerte intercrecimiento, biotita y plagioclasa subhedral. d) Pseudomorfo de anfíbol (litofacies mL_{Tp(cr)}). e) Textura porfídica rica en microfenocristales y f) misma microfotografía con nicols cruzados donde se observa que los microfenocristales se encuentran sustituidos (litofacies mL_{Tp(cr)}).

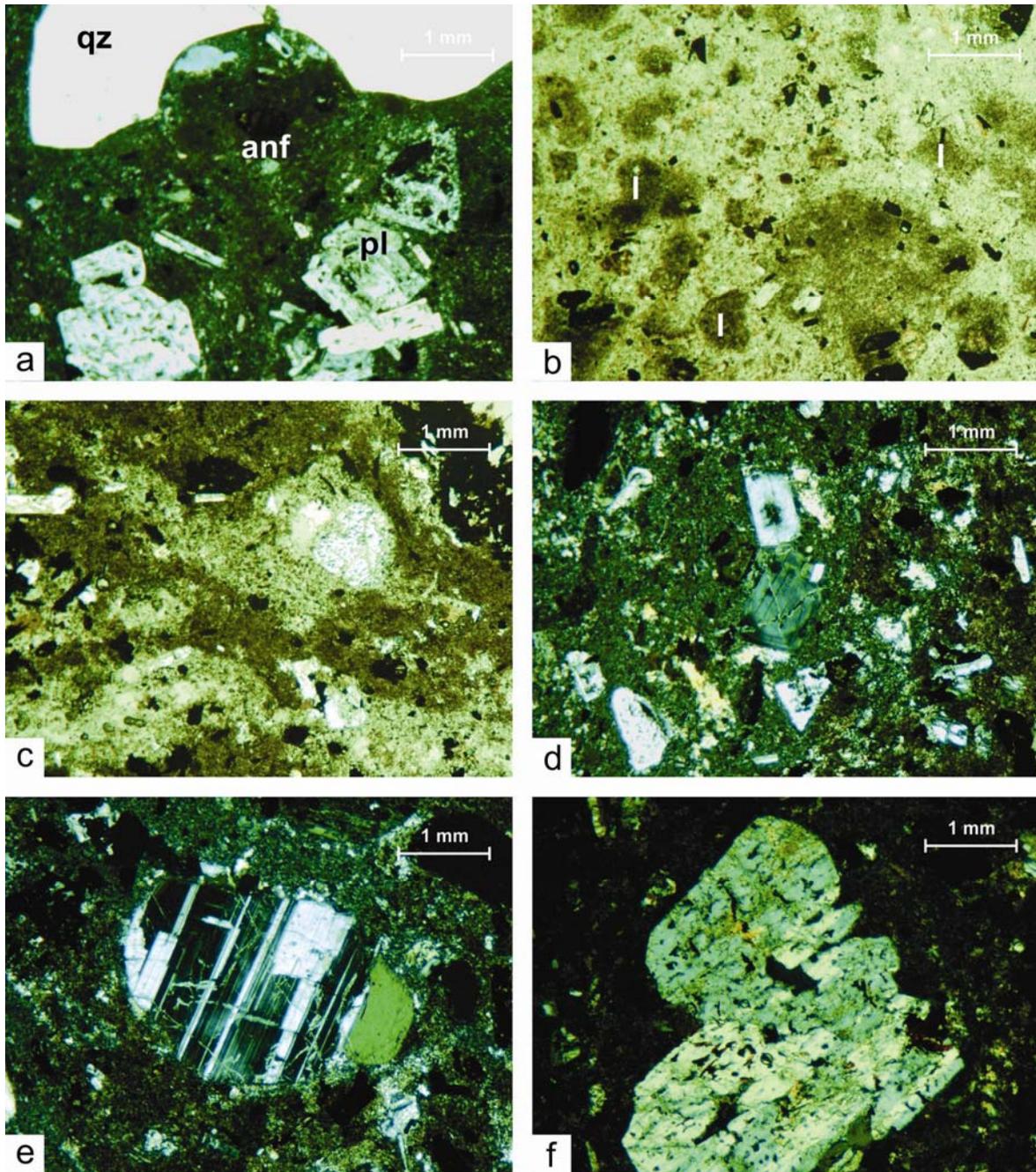


Figura 9: Microfotografías de láminas delgadas de las unidades dacíticas. a) Textura porfídica con fenocristales de cuarzo (qz), microfenocristales de plagioclasa (pl) y pseudomorfos de anfíbol (anf) en la autobrecha dacítica. b) Microfotografía de la autobrecha dacítica donde se observan los líticos (l) en luz paralela. c) Textura de flujo con luz paralela en la unidad dacítica. d) En la parte central plagioclasa zoneada, e) plagioclasa con macla polisintética y f) plagioclasa con textura en tamiz.

3.3.2 Sección La Tigra (sector central)

Se hizo una sección por el camino que va del poblado de El Zapote al poblado de La Tigra, en esta área la ignimbrita Tilzapotla descansa sobre calizas cretácicas que mantienen una estratificación gruesa con dirección S20°W/17° y se observa un contacto discordante de tipo erosional. La sucesión piroclástica tiene un espesor de 163 m y está cubierta por derrames andesíticos de la formación El Salto. Es posible ver cuatro litofacies que varían de acuerdo al contenido, forma y tamaño de pómez, y líticos, así como también se toma en cuenta el contenido de cristales en los fragmentos de pómez. En resumen, en la base abundan líticos con pequeños fragmentos de pómez pobres en cristales y hacia la cima decrece el porcentaje de líticos y aumenta el contenido de pómez ricas en cristales con formas redondeadas y elongadas (Figura 10).

Litofacies masiva con líticos y pómez pobre en cristales (mLTIp)

Esta litofacies aflora al occidente de Tilzapotla y se encuentra sobreyaciendo en contacto discordante de tipo erosional a la Formación Morelos. Consiste de una ignimbrita de color gris claro con un espesor mínimo de 39 m. Se distingue por ser una ignimbrita con líticos (18%) y fragmentos de pómez tamaño lapilli (~5%), soportados en una matriz rica en cristales de feldespato, cuarzo y biotita. Por lo general, los fragmentos pumíceos se encuentran en la cima de esta litofacies, son blancos, pobres en cristales con un tamaño <20 mm de longitud en su eje mayor, se encuentran aplastados (largo/ancho: 2/0.4). Los fragmentos líticos son pequeños, el tamaño máximo que presentan es de 2 cm, corresponden principalmente a lavas de color rojizo con una composición intermedia y en menor proporción calizas.

En sección delgada se aprecia una textura porfídica rica en fenocristales (28%) de plagioclasa subhedral, cuarzo anhedral, sanidino subhedral, biotita tabular y minerales opacos, en una matriz criptocristalina producto de la desvitrificación (Figura 11-a). La plagioclasa se encuentra reemplazada por calcita y son microfenocristales de hasta 0.8 mm, se encuentra con macla de la albita y un ligero zoneamiento. El cuarzo se encuentra con bordes engolfados y un fuerte intercrecimiento con tamaños de hasta 1.2 mm. El sanidino presenta bordes engolfados y un fuerte intercrecimiento, mide hasta 0.8 mm. Por otra parte la biotita es tabular de hasta 1.2 mm de largo con abundancia de 7% y se encuentra doblada (Figura 11-b). También se observan fragmentos de pómez pobres en cristales <2% de cuarzo anhedral, biotita tabular y plagioclasa con macla de la albita (Figura 11-e).

Litofacies masiva con en líticos y pómez rica en cristales (mLTIp_(cr))

Posteriormente, se distingue una ignimbrita con líticos (2-6%) y fragmentos de pómez (13-17%) ricos en cristales, se encuentran pobremente soportados en una matriz pumicítica rica en cristales de cuarzo, feldespato y biotita. Esta ignimbrita es masiva de color gris claro que cambia a pardo en zonas de fuerte alteración, alcanza un espesor mínimo de 21 m. Los líticos son pequeños (< 6 cm) y corresponden principalmente a lavas de

composición intermedia y en menor abundancia calizas. Por otra parte, las pómez son de color blanco con un 22% de cristales de cuarzo, feldespato y biotita, hay un aumento en abundancia y tamaño respecto al flujo piroclástico anterior, pueden encontrarse pómez de forma elongada (con longitud de eje mayor entre 17 y 7 cm) y subredondeadas (< 11 cm de diámetro).

Petrográficamente es una roca con una textura porfídica rica en fenocristales (27%) de cuarzo anhedral, sanidino subhedral-anhedral, plagioclasa subhedral-anhedral, biotita euhedral y minerales opacos. Los fenocristales de cuarzo y sanidino presentan bordes engolfados, un fuerte intercrecimiento y alcanzan tamaños de hasta 1.6 mm. La plagioclasa presenta macla polisintética y por lo general se encuentra reemplazada por calcita. La biotita alcanza tamaños de entre 0.4 a 1.6 mm de largo, es común encontrarla oxidada o parcialmente oxidada con inclusiones de óxidos y bordes reabsorbidos. La matriz presenta esferulitas y en algunas partes es criptocristalina originado por la desvitrificación. En sección delgada no se distinguen fragmentos de pómez ya que las muestras se encuentran alteradas por calcita.

Litofacies con pómez grandes ricas en cristales (TLp_(cr))

Sobreyaciendo a la litofacies anterior se tiene una ignimbrita de color gris claro que se caracteriza por el aumento en el porcentaje de fragmentos de pómez y disminución en el porcentaje de líticos; este flujo piroclástico presenta un espesor de 57 m. Los fragmentos de pómez abundan entre un 16 y 21%, son de color blanco, ricos en cristales de cuarzo, feldespato y biotita, se observan en formas subredondeadas alcanzando tamaños de hasta 8 cm de diámetro, así como en forma elongada que van de 24 a 12 cm de longitud en su eje mayor. Los líticos son principalmente juveniles y alcanzan apenas el 1% de abundancia, son pequeños con un tamaño máximo de 0.5 cm. Las pómez y los líticos están pobremente soportados en una matriz pumicitica de color gris claro, deleznable, rica en fenocristales de cuarzo, feldespato y biotita.

En lámina delgada se tiene una matriz desvitrificada con un 26% de fenocristales de cuarzo, plagioclasa, sanidino y biotita. El cuarzo y sanidino presentan bordes engolfados y un fuerte intercrecimiento, la plagioclasa está rota, presenta macla polisintética y zoneamiento concéntrico. Estos fenocristales alcanzan tamaños de hasta 1.2 mm, la biotita es tabular de hasta 1.6 mm de largo, está ligeramente doblada y alterada. Microscópicamente no es posible ver fragmentos de pómez ya que las muestras están siendo reemplazadas por calcita, sin embargo, macroscópicamente se realizó un conteo y estos fragmentos presentan un ~20% de cristales de cuarzo, feldespato y biotita.

Litofacies masiva, con pómez pequeñas subredondeadas ricas en cristales (mLTp_(cr))

Por último, en la cima de esta sección se tiene un flujo piroclástico con un espesor mínimo de 46 m, es masivo, rico en fenocristales de cuarzo, feldespatos y biotita. Esta litofacies se distingue por que los fragmentos de pómez son subredondeadas y de menor tamaño que en la facies anterior, además no hay presencia de líticos. Los fragmentos de pómez

son blancos con un tamaño que varía entre 3 y 5 cm de diámetro, los cuales engloban cristales de cuarzo, feldespatos y biotita.

Microscópicamente puede apreciarse una textura porfídica desarrollada en una matriz micro a criptocristalina de composición cuarzo-feldespática producto de desvitrificación. Los fenocristales y microfenocristales representan el 32% de la roca y corresponden a plagioclasa rota con macla de la albita, cuarzo redondeado, sanidino subhedral, biotita, minerales opacos y zircón (Figura 11-c). Los minerales de cuarzo y sanidino presentan fracturamiento, bordes engolfados y un ligero intercrecimiento. El cuarzo presenta una forma anhedral y el sanidino es subhedral-anhedral, llega a presentar macla de Carlsbad. Los fenocristales de plagioclasa se encuentran rotos, presentan un ligero zoneamiento concéntrico y textura en tamiz (Figura 11-d), han sido clasificados por el método de Michel-Levy como andesina. La biotita es de forma tabular, se han identificado dos familias de biotita de acuerdo al tamaño de los fenocristales ya que unos miden 1.6 mm de largo y otros alcanzan 0.4 mm, algunos fenocristales están parcialmente reabsorbidos y otros llegan a presentar inclusiones de óxidos. El rango de los tamaños de fenocristales varía de 1.6 a 2 mm y los microfenocristales van de 0.4 a 0.8 mm.

Se observa un fragmento de pómez rico en cristales con un 26% de cuarzo anhedral con bordes engolfados, plagioclasa subhedral-anhedral con macla polisintética, ligera zoneación, y biotita tabular (Figura 11-f).

Sección La Tigra

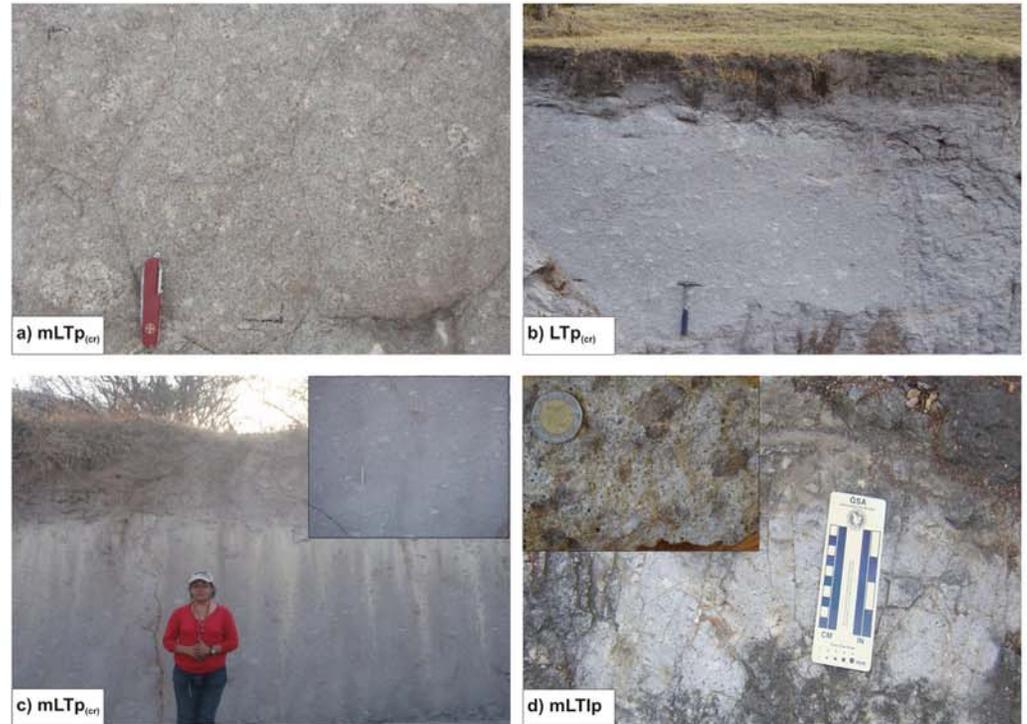
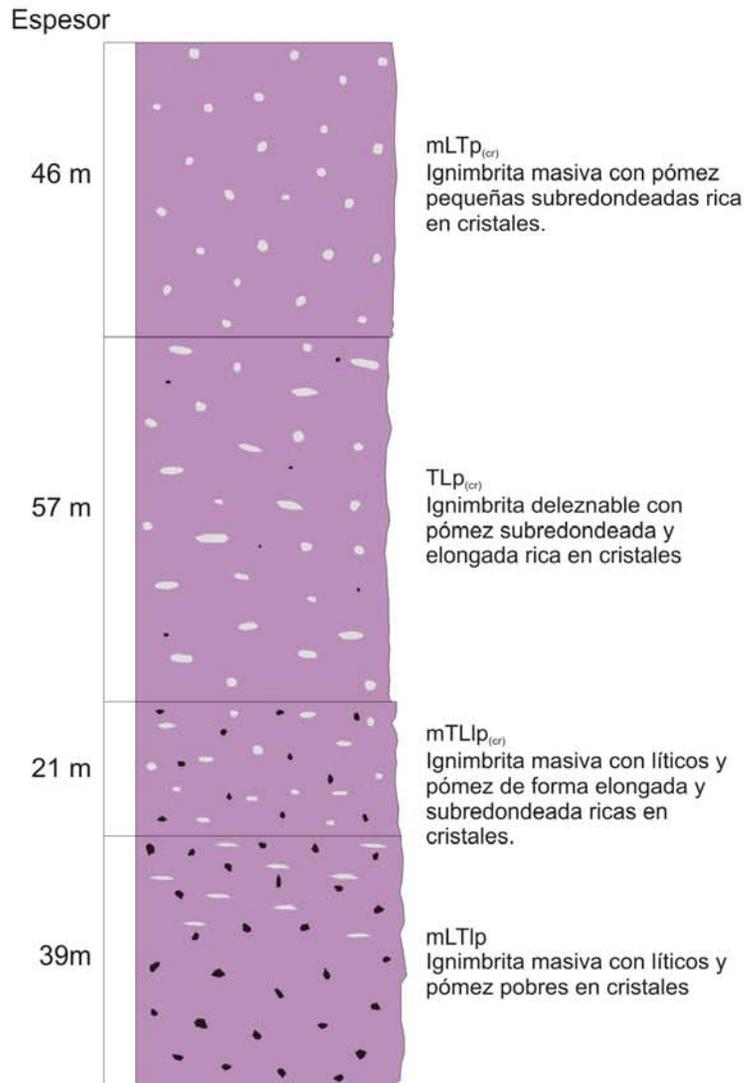


Figura 10: Representación estratigráfica de la facies de extra-caldera de la Ignimbrita Tilzapotla en el sector NW (La Tigra), donde se observan cuatro litofacies. a) Fotografía de la litofacies superior con fragmentos de pómez pequeñas subredondeadas. b) Litofacies con fragmentos grandes pómez alargadas y subredondeadas. c) Litofacies con líticos y fragmentos de pómez elongadas y subredondeadas. d) Litofacies con líticos y pómez aplastadas de tamaño pequeño. m: masiva, LT: lapilli-tuff, p: rica en pómez, cr: rica en cristales, l: rica en líticos.



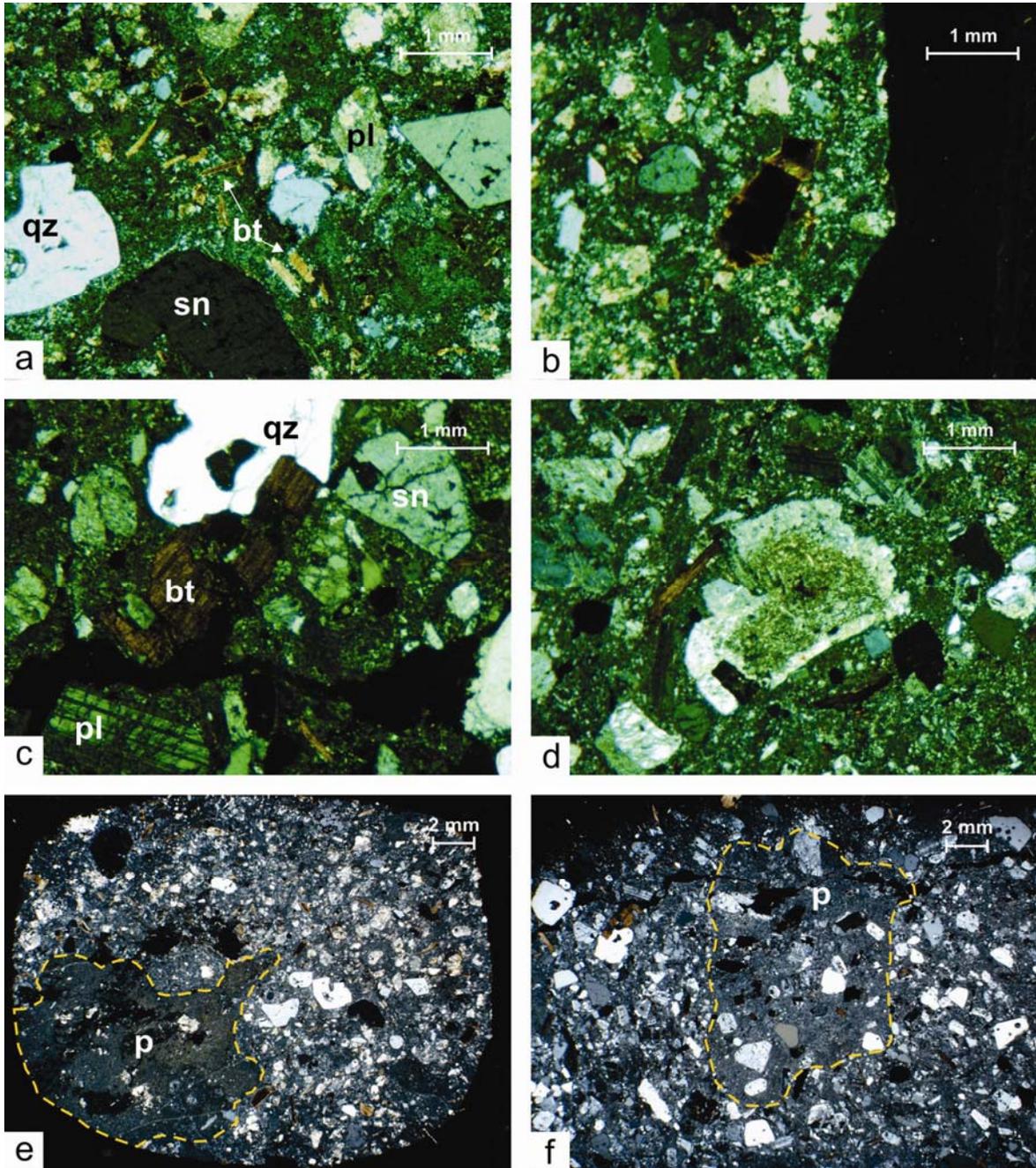


Figura 11. Microfotografías de láminas delgadas de la sección La Tigra (facies de extra-caldera). a) Textura porfídica con fenocristales de plagioclasa (pl) reemplazada por calcita, cuarzo (qz) con bordes engolfados, sanidino y biotita (bt). b) Fenocristal de biotita doblada parcialmente oxidada. c) Fenocristales de cuarzo con bordes engolfados, biotita parcialmente oxidada y reabsorbida, sanidino (sn) y plagioclasa rota con macla polisintética. d) Plagioclasa con textura en tamiz y borde sano. e) Pómez pobre en cristales en la base de la sección. f) Pómez rica en cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y sanidino en la cima de la sección.

3.3.3 Sección El Jumilar (sector NW)

Esta sección se realizó en las cercanías de Casahuatlán. En esta zona la sucesión piroclástica tiene un espesor mínimo de 95 m y descansa sobre la Formación Huajintlán donde se tiene un contacto discordante de tipo angular, así mismo es cubierta por la formación El Salto. Se reconocieron cuatro litofacies diferentes las cuales varían de acuerdo al porcentaje y tamaño de pómez, contenido de líticos y abundancia de cristales. Generalmente, la roca es masiva, bien soldada de color rosa claro rica en cristales de cuarzo, feldespatos, biotita y se ha identificado anfíbol. La topografía en este sector está representada por escarpes abruptos que presentan un intemperismo en forma de esferoidal y un diaclasamiento subvertical. Por lo general, la ignimbrita Tilzapotla en la base tiene líticos y hacia la cima un mayor contenido de fragmentos de pómez, con variaciones en cuanto a su forma y porcentaje (Figura 12).

Litofacies masiva con líticos en gradación normal (mLT_(ln))

Esta unidad aflora al sur de Casahuatlán sobre el río Salado. No se observa el contacto con las rocas de la Formación Huajintlán; sin embargo, representa la base de la sucesión, tiene un espesor estimado de 4 m y se caracteriza por ser una ignimbrita masiva con ~5% de líticos. Los líticos son pequeños y pertenecen principalmente a lavas juveniles de color rojizo y en menor porcentaje calizas, se pueden encontrar de forma alargada con un tamaño máximo de 4 cm de largo pero generalmente miden 2.5 cm; también se encuentran de forma subredondeada con un diámetro de 1.5 cm. En el afloramiento se observa que existe una gradación normal de los líticos ya que hacia la cima disminuye el tamaño (hasta 0.2 cm de diámetro). Estos líticos están inmersos en una matriz pumicítica rica en cristales de cuarzo, feldespatos y biotita, y se observan fragmentos de pómez del rango de lapilli que llegan a medir hasta 1 cm de largo.

En lámina delgada se aprecia una textura eutaxítica imperfecta rica en fenocristales (36%) de cuarzo, plagioclasa, sanidino y, en menor proporción, biotita y pseudomorfos de anfíbol (Figura 13-b, 13-c y 13-d). El cuarzo es el fenocristal más abundante, presenta forma anhedral con bordes engolfados y fracturamiento en forma de rompecabezas, y los fenocristales llegan a medir hasta 1.2 mm. La plagioclasa es de forma subhedral y presenta macla de la albita con un tamaño de hasta 1.2 mm. El sanidino es subhedral de hasta 0.8 mm con bordes engolfados. La biotita es euhedral, ligeramente oxidada y varía entre 1.2 y 0.4 mm de largo. Los fenocristales se encuentran inmersos en una matriz micro-criptocristalina resultado de desvitrificación y se llegan a observar esferulitas y algunos *shards* en forma de "y". Por otra parte se observan fragmentos de pómez con un 25% de cristales que incluyen cuarzo anhedral de hasta 2.3 mm, sanidino subhedral de hasta 2.2 mm y plagioclasa con macla de la albita de hasta 1.8 mm.

Litofacies masiva con pómez pequeñas (mLT_{p_{ch}(cr)})

Posteriormente, se tiene una ignimbrita masiva de color rosa grisáceo rica en cristales de cuarzo, feldespatos y biotita. Esta litofacies aflora principalmente sobre la carretera México

95D que va de Cuernavaca a Iguala, presenta una forma de intemperismo en cebolla y un diaclasamiento sub-vertical, se caracteriza por su abundancia en biotita euhedral dispuesta de manera subparalela y por la ausencia de líticos. Contiene fragmentos de pómez tamaño lapilli (10%) que van de 0.6 mm hasta 1.5 cm de largo, generalmente se presentan alargadas de color blanco y no se distinguen cristales a simple vista, cabe mencionar que dentro de esta unidad se encontró una pómez sub-angular de 2.5 cm de largo en su eje mayor.

Petrográficamente se observa una textura porfídica moderadamente soldada con un 39% de fenocristales en la matriz que incluye plagioclasa, cuarzo, sanidino, biotita, hornblenda y zircón (Figura 13-a). La matriz es micro-criptocristalina de composición cuarzo-feldespática ocasionado por la desvitrificación. Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales con maclas polisintéticas y representan el 17%; se presentan fracturados, algunos presentan una ligera zonación concéntrica, llegan a medir hasta 1.6 mm y han sido clasificados como andesina. El cuarzo es anhedral con bordes engolfados y un ligero intercrecimiento, conforman el 10% y miden de 2 a 0.4 mm. El sanidino es subhedral-anhedral constituye el 5%. La biotita es tabular de 0.4 a 1.6 mm de largo (4%) y está ligeramente alterada. La hornblenda sólo se observa en pequeñas trazas o pseudomorfos con forma subhedral-anhedral, aun así, se logra distinguir su pleocroísmo y clivaje característico. Estos pseudomorfos tienen bordes de opacita y alcanzan tamaños de apenas 0.036 mm, y representan el 1% de abundancia. Por otro lado en estas muestras se observan trazas muy aisladas de xenocristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno con forma idioblástica. También es posible ver pómez con un 30% de cristales de cuarzo con bordes engolfados, plagioclasa subhedral con macla polisintética y sanidino subhedral.

Litofacies masiva con pómez alargadas relativamente grandes (mLTp_{m(cr)})

Sobreyaciendo a la unidad anterior se tiene un flujo piroclástico soldado, masivo característico del poblado de Casahuatlán, lo distingue su abundancia en pómez (18%) y ausencia de líticos. Las pómez son ricas en cristales de cuarzo y feldespato, son de color blanco y se presentan de forma alargada de tamaño lapilli que van de 1.5 a 5 cm de largo, en promedio se tiene una relación largo ancho de 3/1. Los fragmentos de pómez se encuentran soportados en una matriz pumicítica de color rosa claro, rica en cristales de cuarzo, feldespato y biotita.

En lámina delgada se distingue una textura porfídica rica en fenocristales (34%) de plagioclasa rota con macla polisintética, sanidino subhedral, cuarzo anhedral con bordes engolfados, biotita tabular y pequeñas trazas de hornblenda. La plagioclasa exhibe zonaciones concéntricas, texturas en tamiz y extinción ondulante, alcanzan tamaños de hasta 0.8 mm. El sanidino y el cuarzo presentan bordes engolfados y tienen tamaños de hasta 1.2 mm. La biotita mide hasta 1.6 mm de largo y se encuentra ligeramente alterada y con inclusiones de óxidos. También en estas muestras es posible observar algunas trazas de xenocristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno con forma idioblástica y suelen encontrarse muy aisladas.

Por otro lado se observa pómez de forma alargada con un 25% de cristales de cuarzo anhedral (hasta 1.6 mm) con bordes engolfados y un ligero intercrecimiento; plagioclasa subhedral de 1.2 mm con macla de la albita y sanidino 0.02 mm (Figura 13-i).

Litofacies masiva con pómez grandes, subredondeadas ricas en cristales (mTLp_{g(cr)})

Finalmente, el flujo piroclástico superior se caracteriza por la abundancia de fragmentos de pómez subredondeadas y elongadas soportadas en una matriz pumicitica, no presentan compactación y sus diámetros van de 8 a 4 cm. Es una ignimbrita masiva de color rosa claro, rica en cristales de cuarzo, feldespato, plagioclasa y biotita. La abundancia de fragmentos de pómez es el 23% y no hay presencia de líticos. Las pómez son de color blanco ricas en cristales de cuarzo, feldespato, plagioclasa y biotita.

Petrográficamente presenta una textura porfídica con el 40% de fenocristales de plagioclasa, sanidino, cuarzo, biotita, opacos y zircón. La plagioclasa es de forma subhedral de 0.4 a 1.6 mm de tamaño, con macla polisintética, textura en tamiz, ligero zoneamiento concéntrico y extinción ondulante (Figura 13-e, 13-f y 13-g). El cuarzo es anhedral (1.2 mm) y el sanidino subhedral-anhedral (0.8 mm), ambos presentan bordes engolfados. La biotita es euhedral de 1.6 mm de largo, moderadamente alterada y presenta inclusiones de óxidos. También se observa pómez elongada con un 35% de fenocristales de cuarzo anhedral con bordes engolfados de hasta 2 mm, plagioclasa con macla de la albita, presentan un ligero zoneamiento y miden hasta 2 mm de largo; sanidino de subhedral de hasta 0.4 mm y biotita subhedral de hasta 0.4 mm de largo. Cabe mencionar que los fenocristales en la pómez son de mayor tamaño que en la matriz como se observa en la Figura 13-h.

Sección El Jumilar

Espesor

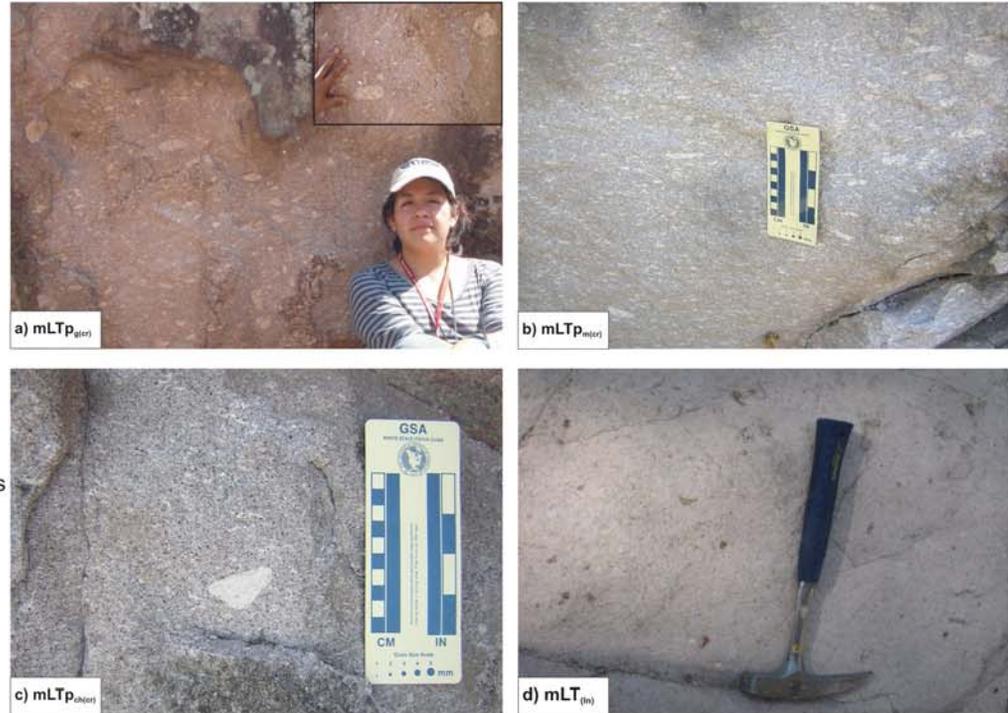
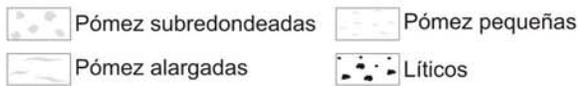
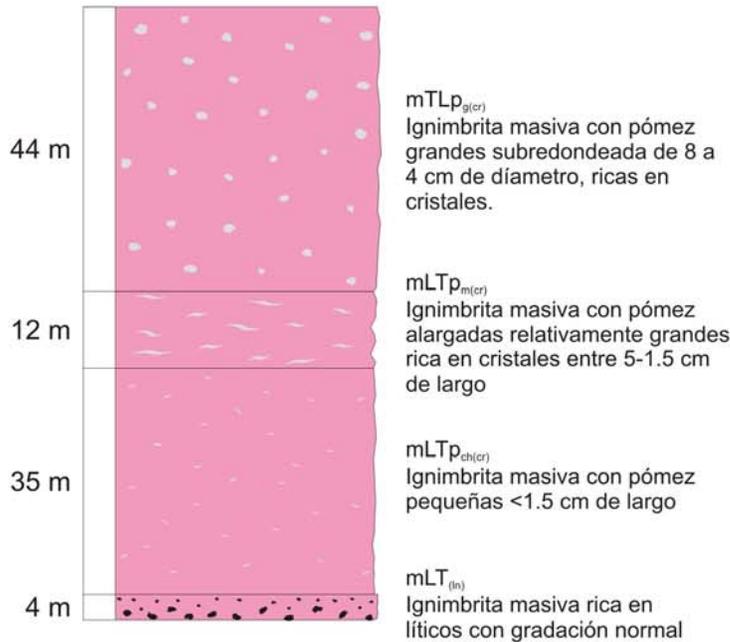


Figura 12: Representación estratigráfica de la facies de extra-caldera de la Ignimbrita Tilzapotla en el sector NW (El Jumilar), donde se observan cuatro litofacies. a) Fotografía de la litofacies superior con pómez subredondeadas. b) Litofacies rica en pómez alargadas. c) Litofacies con fragmentos de pómez de tamaño pequeño. d) Litofacies rica en líticos con gradación normal. m: masiva, LT: lapilli-tuff, p: pómez, cr: rica en cristales, ln: rica en líticos con gradación normal.

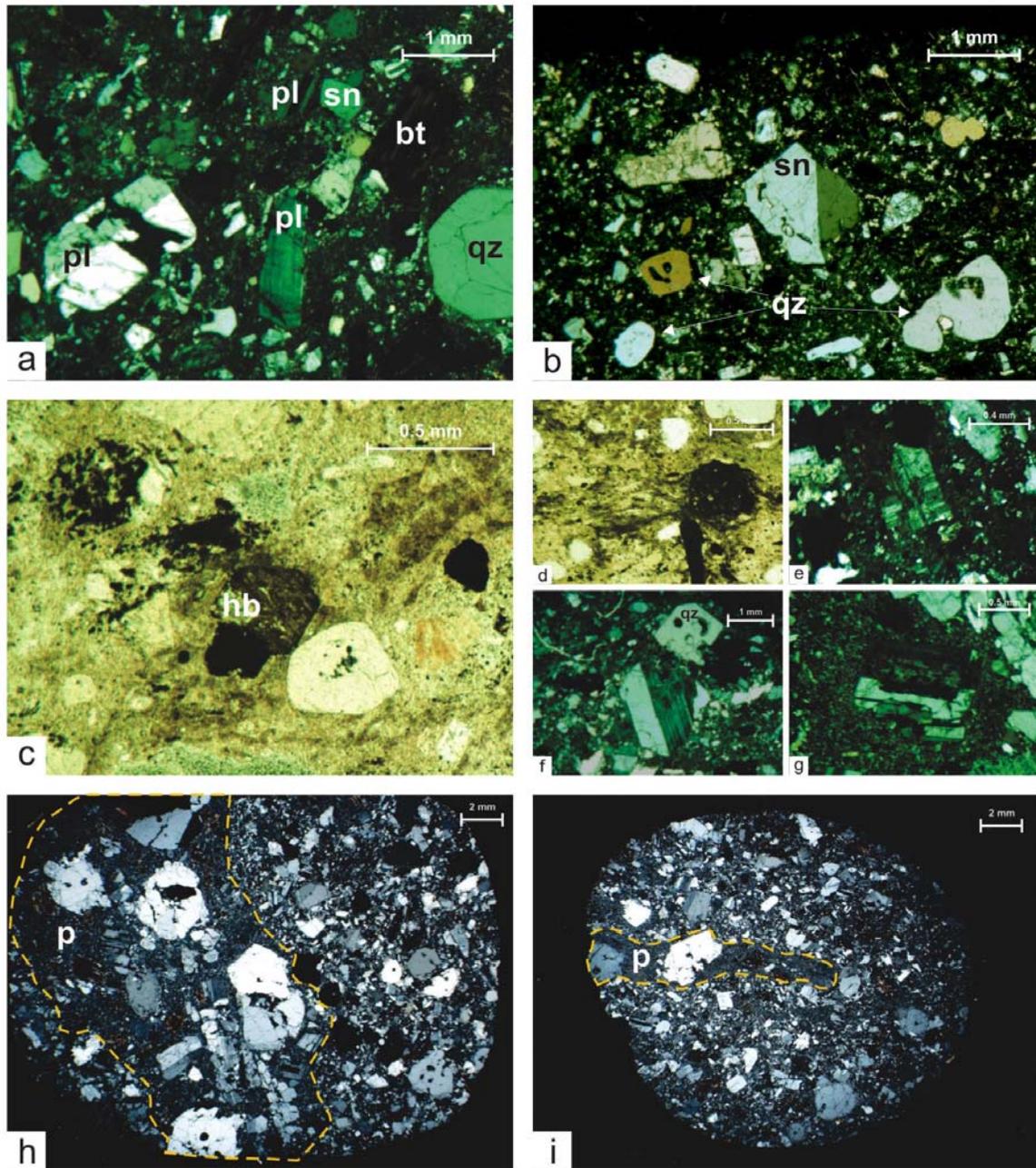


Figura 13. Microfotografías de láminas delgadas de la sección El Jumilar (facies de extra-caldera). a) Textura porfídica con fenocristales de plagioclasa (pl) con macla polisintética y zoneada, cuarzo (qz), sanidino (sn) y biotita (bt). b) Textura porfídica con fenocristales de cuarzo con bordes engolfados y sanidino. c) Microfenocrystal de hornblenda. d) Pseudomorfo de anfíbol y textura fluidal. e) Plagioclasa con maclas de la periclina. f) Plagioclasa con macla polisintética. g) Plagioclasa con textura en tamiz y borde sano. h) Pómez (p) rica en fenocristales de plagioclasa, cuarzo y sanidino, muestra de la cima de la sección. i) Pómez alargada rica en fenocristales de cuarzo y plagioclasa, muestra de la parte intermedia de la sección.

4 Química mineral

Con base en los estudios realizados en petrografía se ha determinado que la ignimbrita Tilzapotla está compuesta por fenocristales de cuarzo, plagioclasa, sanidino, biotita y anfíbol. Con el fin de determinar las características composicionales y permitir reconocer las condiciones del magma en el momento de la cristalización se analizaron 2 láminas pulidas, una corresponde a la sección de El Jumilar y otra a la sección de La Tigra. Los criterios de selección se basaron en las relaciones texturales de las asociaciones minerales descritas en la petrografía. De las dos muestras seleccionadas se analizaron 48 fenocristales de los cuales se obtuvieron un total de 93 microanálisis, 39 de feldespato (calco-sódico y potásico), 42 de mica y 12 de anfíbol; cabe mencionar que se tomaron dos análisis puntuales WDS del centro y borde de cada cristal.

Todos los microanálisis fueron realizados en la microsonda JEOL JXA8900-R con las condiciones de medición de 20 kV y 10 nA, por medio de análisis WDS como ha sido descrito en el capítulo de metodología. En las Tablas 1, 2 y 3 se presentan los resultados obtenidos con su correspondiente fórmula estructural.

4.1 Feldespatos

Las plagioclasas son minerales abundantes en las sucesiones piroclásticas de la ignimbrita Tilzapotla, muchas veces está reemplazado por calcita. Petrográficamente las plagioclasas exhiben texturas que pueden agruparse en dos familias, la primera corresponde a plagioclasas que presentan un ligero zoneamiento concéntrico y el segundo corresponde a plagioclasas con textura en tamiz en la parte central y los bordes se muestran sanos, lo que indica un desequilibrio. Sin embargo, las láminas pulidas no exhibieron estas texturas y sólo se analizaron fenocristales y microfenocristales de plagioclasa que presentaban algún tipo de maclado. Se analizaron un total de 19 fenocristales de los cuales se obtuvieron 12 microanálisis de feldespato-K y 27 de plagioclasa.

En la Figura 14-a, de porcentaje de SiO₂ contra Ca/Ca+Na (anortita), se observa un patrón ligeramente lineal en el cual al aumentar el contenido de anortita disminuye el contenido de sílice. Los resultados obtenidos pertenecen a fenocristales de plagioclasa rotos con macla polisintética miden entre 2 y 0.4 mm. Es posible ver que la composición entre las dos muestras no varía mucho ya que el porcentaje de sílice se mantiene entre 59.04 y 62.53% y el porcentaje de Ca/ Ca+Na va de 0.30 a 0.39.

La composición química de las plagioclasas es muy similar entre las muestras analizadas, esto nos indica que estos flujos piroclásticos pertenecen al mismo evento explosivo y la composición no varía debido al rápido enfriamiento que sucede en estos procesos. Los fenocristales de plagioclasas son químicamente homogéneos, no presentan una amplia composición, todos los microanálisis caen en el rango de andesina cercanos a oligoclasa, ya que al calcular la fórmula estructural de los fenocristales y graficarlos en diagramas

ternarios se observó que las plagioclasas de la muestra Tz-736 presentan valores más próximos al componente albitico (An_{28-36}), que pertenecen a la composición de andesina. Por su parte, los fenocristales de plagioclasa de la muestra Tz-728 presentan valores similares An_{30-36} también correspondientes a andesina (Figura 14-b).

Por otra parte, el feldespato potásico en las muestras analizadas presenta una composición química de Or_{68-74} . No se observan variaciones químicas considerables entre el feldespato-K presente en los flujos piroclásticos y caen en el intervalo de sanidino. Su composición general puede expresarse como $Or_{68-74} Ab_{25-31} An_{0-1}$.

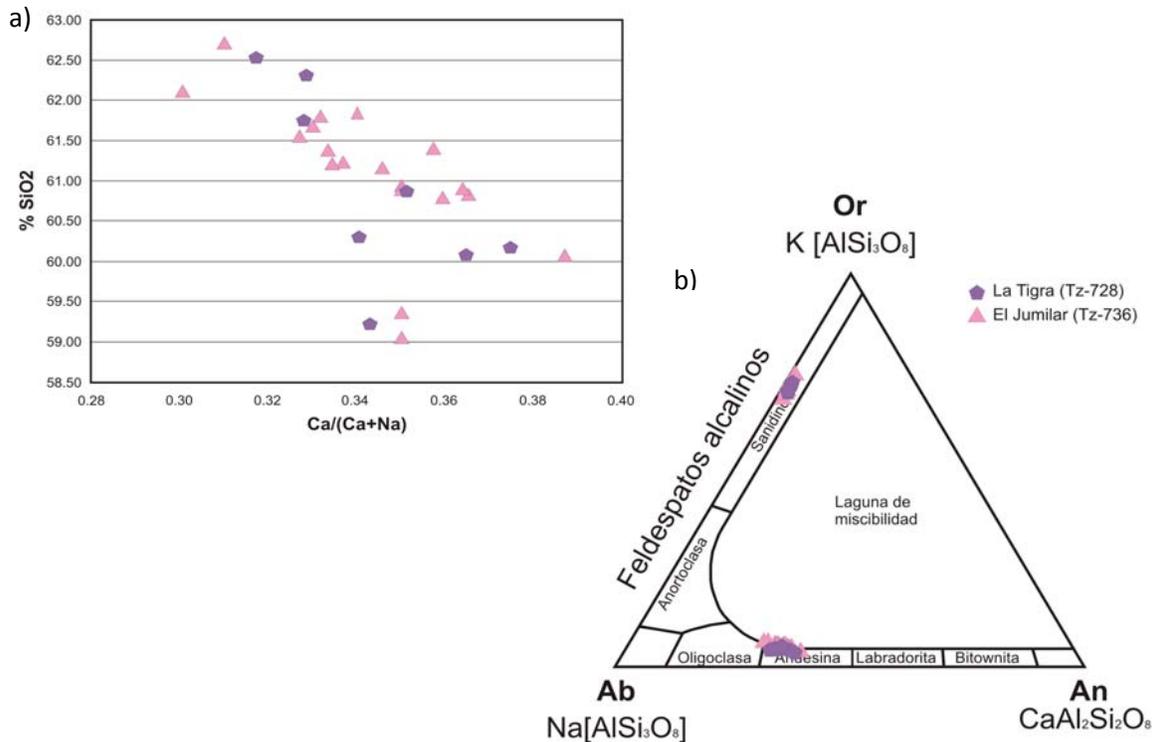


Figura 14: Diagrama de variación de Si vs. $Ca/(Ca+Na)$ de la plagioclasa y diagrama ternario An-Ab-Or de plagioclasa y feldespato potásico (modificado de Deer et al., 1992).

4.2 Micas

El mineral más representativo y reconocible de la ignimbrita Tilzapotla son las micas oscuras, presentan una forma euhedral, y se encuentran ampliamente distribuidas en la zona de estudio. Petrográficamente son tabulares, moderadamente alteradas y se han distinguido dos familias de acuerdo a su tamaños que van de 0.4 a 1.2 mm de largo. Las micas oscuras corresponden a biotita y se caracterizaron a partir de análisis puntuales WDS en centro y borde de cada cristal. Se obtuvieron 42 análisis a partir de 21 fenocristales de micas oscuras.

Se calcularon las formulas estructurales y se graficaron en diagramas de Mn vs. Fe_{Tot} (Figura 15) y Ti vs. Fe_{Tot} (Figura 16). En el diagrama de Mn vs. Fe_{Tot} se pueden distinguir

dos ligeros grupos de biotita. Los resultados obtenidos de la sección de El Jumilar tienen valores de Fe_{Tot} que van de 2.77-3.33 con 0.04-0.05 de Mn, mientras que las micas del sector de La Tigra tienen entre 2.39-2.89 de Fe_{Tot} con 0.03-0.06 de Mn. El contenido de Mn es muy similar, en el gráfico puede observarse que los datos se mantienen en promedio entre 0.04-0.06, el que varía es el contenido de Fe_{Tot} , donde los datos del sector de El Jumilar se muestran los ricos en Fe_{Tot} que el sector de La Tigra.

En el gráfico de Ti vs. Fe_{Tot} (Figura 16) se pueden observar dos grupos de micas de cada una de las muestras analizadas, los cuales dependen de la relación Ti- Fe_{Tot} ; aunque los valores no indican grandes cambios, se pueden ver ciertos grupos que corresponden a las observaciones petrográficas de las micas donde se observaron dos familias de acuerdo a su tamaño. La muestra de El Jumilar es más rica en Fe_{Tot} , el primer grupo va de 2.77-2.91 de Fe con 0.49-0.50 de Ti, y el grupo dos va de 3.10-3.33 de Fe_{Tot} y 0.42-0.50 de Ti. La muestra de La Tigra es menos rica en Fe_{Tot} , el primer grupo es de 2.39-2.54 de Fe_{Tot} con 0.48-0.51 de Ti, el segundo grupo es de 2.59-2.89 de Fe_{Tot} con 0.46-0.50 de Ti.

Al comparar el centro y borde de cada cristal se tiene que en el sector de La Tigra el centro de las micas son más ricas en Fe_{Tot} y hacia el borde disminuye ligeramente el valor, para el sector de El Jumilar ocurre lo contrario es decir, el centro es ligeramente más bajo en contenido de Fe_{Tot} mientras que hacia el borde aumenta el contenido. Estas ligeras diferencias pueden deberse a diferencias composicionales en términos de ferromagnesianos y óxidos heredados de la cámara magmática.

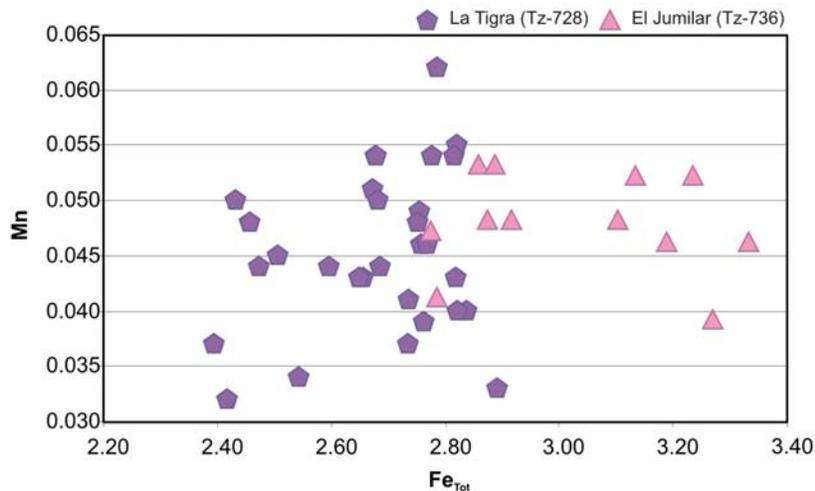


Figura 15. Diagrama de variación de Mn vs. Fe_{Tot} de las micas.

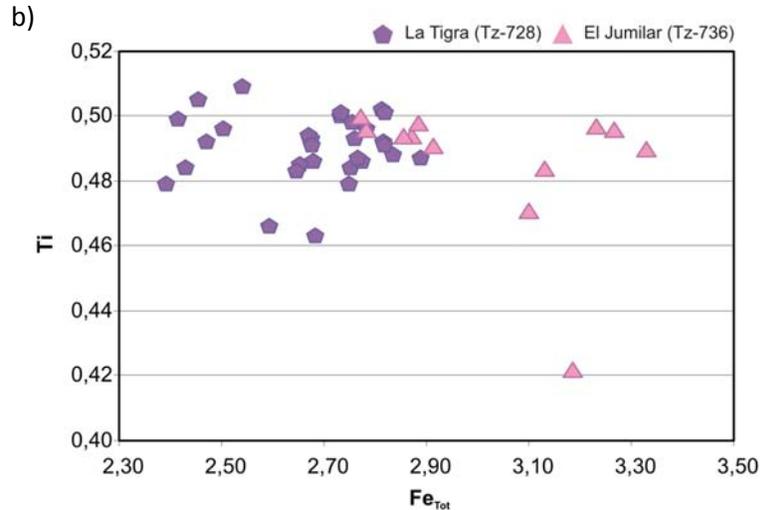


Figura 16. Diagramas de variación de Ti vs. Fe_{Tot} de las micas.

4.3 Anfíbol

Los fenocristales de anfíbol que se reconocieron se encuentran principalmente en el sector NW del área de estudio, en los otros sectores las muestras están fuertemente alteradas y sólo se ven pequeños pseudomorfos, fantasmas o trazas. Es por ello, que sólo se realizaron microanálisis de la muestra Tz-736. Las mediciones de anfíbol se realizaron en microcristales de apenas 0.032 mm de tamaño, los cuales presentaban alteración pero también zonas bien preservadas, las cuales fueron elegidas para el análisis. Se lograron obtener 12 microanálisis de 6 fenocristales en zonas sanas. Se analizaron 2 puntos de cada cristal siempre un punto en el centro y otro en el borde.

De acuerdo a la clasificación de Leake et al. (1997), todos los anfíboles analizados son de tipo cálcico, con un contenido de TiO₂ de 2.53% en peso a 1.45%. Los análisis muestran un alto contenido de FeO (19.06 -20.95wt%) lo cual se refleja en la Figura 17-a donde se observa que todos los análisis caen en el campo de composición de Ferro-edenita con un XMg muy similar (0.43-0.50), se puede apreciar que dentro del mismo campo hay dos grupos bien marcados de anfíbol, estos depende principalmente del contenido del contenido de Si, ya que la relación Mg# se mantiene en el mismo rango. El primer grupo tiene un contenido de Si de 6.97-7.03, el segundo grupo de 6.79-6.89.

El termobarómetro de Ridolfi et al. (2010) se aplica para cristales de anfíbol en magmas calco-alcalinos que se relacionan a procesos de subducción. Este termobarómetro se basa en formulaciones empíricas de componentes independientes de la composición del anfíbol como Si*, Al_T, Mg*, ⁶Al*. Además de proporcionar cálculos de presión y temperatura proporciona cálculos de fugacidad de oxígeno y contenido de agua en el fundido. Existen otros termobarómetros que emplean la relación titanomagnetita-ilmenita pero dado que la ignimbrita Tilzapotla carece estos pares de óxidos en este trabajo se emplea el termobarómetro de Ridolfi et al., (2010).

Por medio del termobarómetro de Ridolfi et al. (2010) se pudo determinar la relación P-T (Figura 17-b), así como el wt% de H₂O en el fundido (Figura 17-c). Es así como se tienen temperaturas que van 767°C-813°C, presiones de 100.87-137.33 MPa y contenido de H₂O_{melt} que va de 3.58-4.38 wt%. En los diagramas de estas relaciones se pueden ver nuevamente los dos grupos de anfíbol y corresponden con los anteriores. El primer grupo presenta valores de temperatura entre 767°C-779°C, presión de 100.87-112.81 MPa y contenido de H₂O_{melt} entre 3.58-3.81 wt%. El segundo grupo muestra una temperatura de 799°C-813°C, presión de 122.04-137.33 MPa y contenido de H₂O_{melt} entre 4.07-4.38 wt%.

Con los datos de presión podemos determinar la profundidad a la que se formaron los fenocristales de anfíbol, mediante la siguiente fórmula:

$$P = \rho g p$$

Donde:

P: presión (Pa)
g: gravedad (9.8 m/s²)

p: profundidad (km)
ρ: densidad (2200 kg/m³, tomado de Hildreth y Wilson, 2007)

Los resultados obtenidos (Tabla 3) indican que los anfíboles cristalizaron a una profundidad entre 4.7 a 6.4 km.

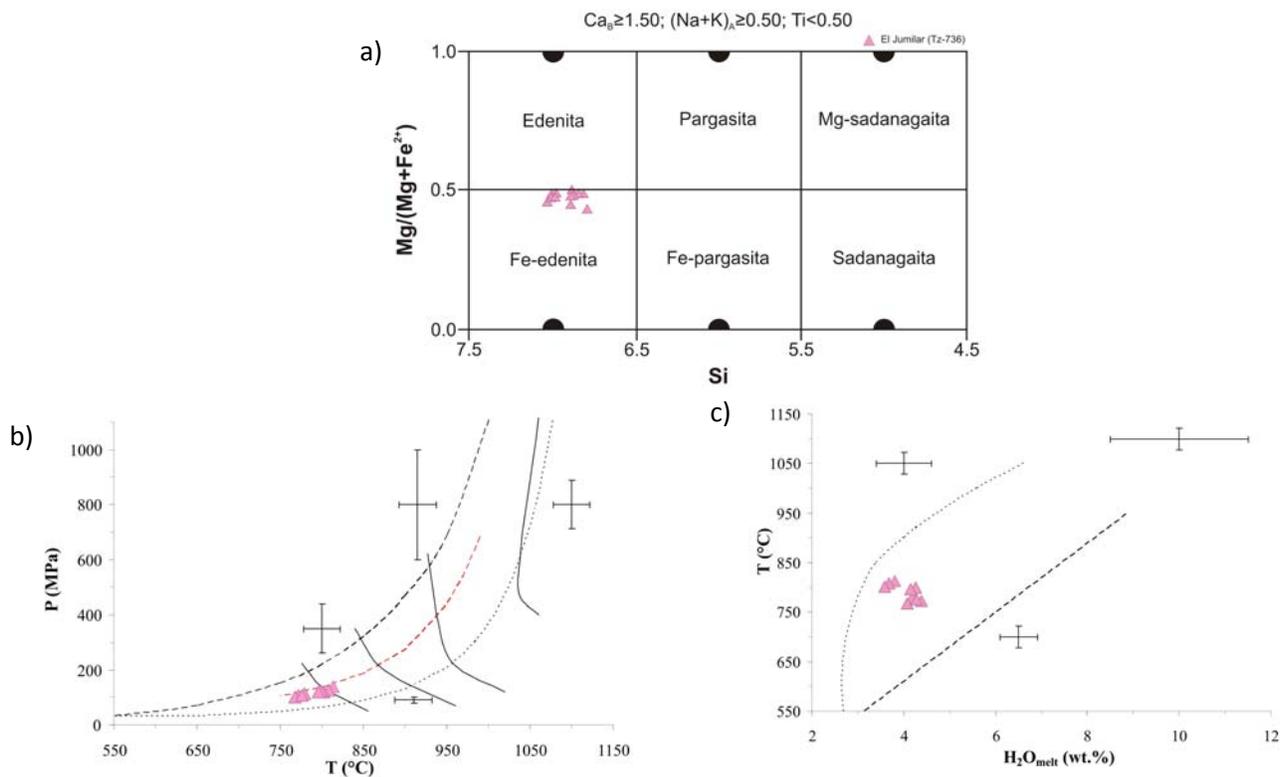


Figura 17: a) Diagrama de clasificación de los anfíboles (Leake et al., 1997), b) diagrama P-T y c) diagrama T-H₂O_{melt} (Ridolfi et al., 2010).

5 Discusión y conclusiones

La sucesión piroclástica de la ignimbrita Tilzapotla está relacionada a un gran evento explosivo en el Eoceno tardío, el cual dio origen la caldera de Tilzapotla (Morán-Zenteno et al., 2004). Esta estructura se encuentra topográficamente invertida debido a una fuerte erosión y un evento de resurgimiento, ya que, imágenes satelitales muestran una gran estructura cómica. Así mismo, la caldera de Tilzapotla está delimitada al norte y sur por fallas laterales con una componente izquierda, este fallamiento ha sido reconocido regionalmente por Alaniz-Álvarez et al. (2002).

El magmatismo en el área de estudio inició en Eoceno medio en forma de derrames que presentan características petrográficas de magmas basálticos y conforman la unidad máfica de Casahuatlán. Por su relación de corte con los depósitos continentales del Paleógeno y por las similitudes petrográficas, se puede correlacionar con el dique basáltico que estudió Monter-Ramírez (2004) y que corta el miembro inferior sedimentario del Grupo Balsas (Formación Tepetlápa). El basalto de Casahuatlán exhibe características petrográficas que posiblemente nos sugiere un sistema basáltico, en el cual se tiene un primer magma basáltico hidratado, representado por la mineralogía de los xenolitos gabroicos y ultramáficos, posteriormente se tiene una inyección de un magma basáltico anhidro (basalto de Casahuatlán) que durante su ascenso arranca xenolitos gnéisicos de la corteza media, esto se infiere por la coexistencia del cuarzo con la reacción de clinopiroxeno. Este sistema basáltico apoya las interpretaciones petrogenéticas de Mori et al. (en prensa), en las cuales se establece que la producción de grandes volúmenes silícicos, como el de la caldera de Tilzapotla, resultó de la madurez termomecánica de la corteza debido a la inyección sostenida de magmas máficos en la corteza inferior y media. El Basalto Casahuatlán y las andesitas intercaladas en la Formación Tepetlapa (Monter-Ramírez, 2004), previas al magmatismo silícico Eoceno tardío-Oligoceno temprano, pueden ser la evidencia de la inyección de dichos magmas máficos durante el Eoceno.

En el Eoceno tardío se tiene la mayor manifestación de volcanismo silícico que conforma la ignimbrita Tilzapotla. Es una sucesión piroclástica masiva rica en fenocristales de plagioclasa, cuarzo, sanidino, biotita euhedral, trazas de hornblenda y minerales opacos, con un volumen mínimo de 600 km³ (Morán-Zenteno et al., 2004). Varios autores han sugerido que las grandes unidades volcánicas de composición silícica son la expresión eruptiva de la construcción de cuerpos plutónicos granodioríticos a profundidad (Taylor y McLennan, 1985; Steven y Lipman, 1976; de Silva, 1991; Lindsay et al., 2001; Bachmann et al., 2002; Maughan et al., 2002). Estas unidades ignimbríticas, generalmente ricas en cristales, son mejor conocidas como *Monotonous Intermediates* -MIs-, (Hildreth, 1981), los cuales evidencian la presencia de grandes *mushes* o acumulaciones de cristales en cámaras magmáticas superficiales. Los MIs presentan texturas y características mineralógicas que indican que se trata de magmas asociados con dichas acumulaciones o *mushes*. Las características que soportan dicha relaciones son la presencia de glomerocristales (de Silva et al., 1994; Lindsay et al., 2001; Bachmann et al., 2002) y la

abundancia modal de hornblenda+titanita (Lindsay et al., 2001; Bachmann et al., 2002; Maughan et al., 2002). Además de estas similitudes, los grandes plutones y los MIs presentan extensiones similares, sin embargo, pueden diferir en el espesor (Bachmann et al., 2007). La abundancia de fenocristales en la ignimbrita Tilzapotla y su relación con una caldera de colapso mayor indica que esta sucesión es un tipo de *Monotonous intermediate* y que la cámara magmática estaba representada por *mushes* o acumulaciones de cristales, a partir de las cuales se desarrollaron las grandes erupciones que dieron origen a la caldera de Tilzapotla. .

La ignimbrita Tilzapotla es dividida por Morán-Zenteno et al. (2004) en facies de intra-caldera y facies de extra-caldera las cuales se definen de acuerdo a la presencia o ausencia de las unidades basales pre-ignimbrítica. Además de esta división la ignimbrita Tilzapotla presenta cambios de facies tanto verticales como horizontales. Estos cambios se reflejan en la abundancia, forma y tamaño de fragmentos de pómez y líticos, como se ha descrito en el capítulo 3. En el cual la facies de intra-caldera (sector SE) tiene un espesor mínimo de 167 m y presenta al menos cinco cambios, es decir, tres flujos piroclásticos y dos unidades dacíticas.

La facies de extra-caldera presenta un espesor de 163 m en el sector central y 95 m en el sector NW, en ambas secciones se reconocieron 4 litofacies diferentes, aunque entre ellas no se pueden correlacionar debido a que no se observan horizontes que puedan seguirse. Para distinguir estas litofacies se tomó en cuenta la abundancia, forma y tamaño de fragmento de pómez y líticos.

Las diferencias de litofacies respecto al contenido, forma y tamaño de los clastos de pómez y líticos indican diferencias en la relación de la dinámica del emplazamiento, mientras que la abundancia de fenocristales y variaciones en las fases minerales contenidos en la matriz y pómez representan la zona muestreada de la cámara magmática.

Los estudios petrográficos indican que la facies de extra-caldera de la ignimbrita Tilzapotla es rica en fenocristales (entre un 28 a 40%). La plagioclasa es el mineral mas abundante de la ignimbrita Tilzapotla, se puede encontrar con una ligera zoneación concéntrica la cual nos habla de la interacción de varios pulsos de magmas en la cámara magmática, también se presentan plagioclasas con textura en tamiz, estos fenocristales presentan desequilibrio en la parte central ya que los bordes están sanos. Los fragmentos de pómez son ricos en fenocristales (entre un 22 a 30%), hay un mayor porcentaje de fenocristales en la matriz que en los clastos de pómez, a excepción de la litofacies basal de la sección central (mLTp) que es pobre en fenocristales (~2%) y la litofacies basal del sector NW (mLT_(in)) que es rica en fenocristales de cuarzo y en menor proporción tiene fenocristales de plagioclasa. Los cambios de estas dos litofacies podrían bien representar flujos diferentes, por lo que tendríamos en la facies de extra-caldera al menos 3 flujos piroclásticos:

- Un primer flujo piroclástico el cual se distingue por tener líticos y fragmentos de pómez pobres en cristales (~2%), soportados en una matriz de ceniza rica en fenocristales de plagioclasa, cuarzo, sanidino y biotita.
- Posteriormente, un flujo piroclástico que presenta líticos en gradación normal y fragmentos de pómez ricos en cristales (25%), en una matriz con textura eutaxítica rica en fenocristales de cuarzo, y en menor proporción plagioclasa, sanidino y biotita.
- Y un flujo piroclástico con un ~1 hasta un 6% de líticos y un 13-22% de fragmentos de pómez ricos en cristales (20-35%), en una matriz pumicítica con un 26-40% de fenocristales de plagioclasa, cuarzo, sanidino, biotita y trazas de hornblenda.

Los cambios en el contenido de fenocristales y las variaciones mineralógicas que hay en los fenocristales como la plagioclasa puede deberse a removilizaciones del *mush* que se originan por inyecciones de pulsos de magmas en la cámara magmática.

En general, los cambios de facies en la extra-caldera presentan una gradación inversa de los fragmentos de pómez, y una gradación normal de los líticos. La gradación inversa de los fragmentos de pómez puede interpretarse porque hay una filtración selectiva cuando disminuye el flujo piroclástico, por un incremento en la disponibilidad de los fragmentos de pómez o bien, porque los fragmentos grandes de pómez flotan en una rápida depositación (Branney y Kokelaar, 2002). La gradación normal de los líticos ocurre por que el tamaño de los clastos tiende a disminuir cuando el flujo decrece, disminuye la disponibilidad de los líticos o porque los líticos grandes son mas pesados y se hunden más rápido que los líticos pequeños (Branney y Kokelaar, 2002). Otra interpretación es la que propone Sparks et al. (1973), en la cual establece que sea un flujo depositado en masa donde los líticos son mas densos y suelen depositarse en la parte media-inferior, y los fragmentos de pómez son menos densos y se acumulan en la parte superior (Figura 18).



Figura 18: Diagrama de un flujo depositado en masa según Sparks et al. (1973).

Respecto a la química mineral, los resultados obtenidos de la plagioclasa muestran composiciones similares de An_{28-36} que caen en el campo de andesina, mientras que la composición química de feldespato-k presenta Or_{68-74} y cae en el rango de sanidina. Los

pequeños rangos de composición que presentan indican el rápido enfriamiento de estos eventos.

Al emplear un termobarómetro es necesario saber que los fenocristales se encuentren en equilibrio con el magma, sin embargo, en las ignimbritas es difícil saber esto ya que estas rocas acarrean todo lo que encuentran a su paso. En este caso se asume que los fenocristales de anfíbol se encuentran en equilibrio con el magma para dar una idea de las condiciones de cristalización. Los resultados obtenidos de anfíbol en el termobarómetro de Ridolfi et al. (2010) ha permitido ver que los fenocristales se formaron en procesos de cristalización a baja presión 101 MPa y 137 MPa es decir, a una profundidad entre 4.7 y 6.4 km, y condiciones de temperatura entre 767°C y 813°C. Estos datos también corresponden a las interpretaciones de Mori et al. (en prensa) de una cristalización a baja presión.

Como se ha dicho anteriormente varios autores relacionan estas grandes unidades silíceas a erupciones de grandes plutones granodioríticos. La caldera de Tilzapotla es una gran oportunidad para estudiar esta relación ya que, al occidente aflora un cuerpo plutónico de composición granodiorítica el cual se encuentra dentro del domo estructural Coxcatlán-Tilzapotla. Este cuerpo se conoce como el plutón de Coxcatlán y tiene una edad de 35.8 Ma (Martiny et al., sometido). El hecho de que forme parte del domo estructural de la caldera de Tilzapotla, la similitud respecto a la edad y la proximidad espacial, dan la pauta para pensar en alguna relación genética. Es por ello que se realizó un análisis comparativo de la química mineral en cristales de biotita que Zuñiga-Lagunes (2012) obtuvo del plutón de Coxcatlán con los resultados de la ignimbrita Tilzapotla. En la Figura 19 se graficó el contenido de Fe_{Tot} vs Mg de las biotitas de estas unidades. Se observa que la composición química de las biotitas del plutón de Coxcatlán son más ricas en magnesio y más pobres en hierro, mientras que las biotitas de la ignimbrita Tilzapotla es más rica en hierro y más pobre en magnesio. Sin embargo, puede observarse que hay algunos puntos de ambas unidades que se traslapan. Esto sugiere que estas dos unidades, aunque probablemente pertenecen al mismo sistema magmático, representan *batches* de composición diferente.

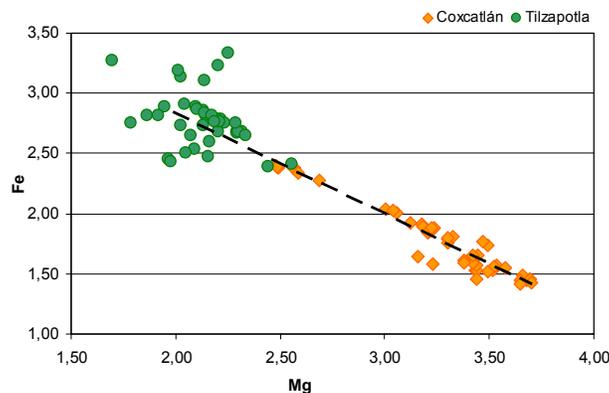


Figura19: Diagrama Fe vs Mg de las biotitas de la ignimbrita Tilzapotla y el plutón de Coxcatlán.

Conclusiones

- Las características petrográficas de la ignimbrita Tilzapotla en el área de estudio, en especial su naturaleza rica en cristales, indican que se originó a partir una cámara magmática formada de *mushes* o acumulaciones de cristales.
- Las variaciones verticales observadas en las litofacies de la sucesión ignimbrítica de extra-caldera sugieren que está formada por al menos tres flujos piroclásticos, los cuales se distinguen por algunas variaciones en contenido de cristales y por la abundancia relativa de fases minerales.
- Los datos geotermobarométricos obtenidos en fenocristales de anfíbol sugieren que se cristalizaron a una profundidad entre ~4.7 y 6.4 km y con temperaturas entre 767°C y 813°C.
- Las diferencias entre la química de las biotitas y en las edades del plutón de Coxcatlán y la ignimbrita Tilzapotla indican que, aunque son cuerpos magmáticos pertenecientes al mismo sistema, y representan pulsos diferentes asociados a la formación del gran domo de Coxcatlán-Tilzapotla.

Referencias

- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Morán-Zenteno, D.J., Alba-Albade, L., 2002, Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 1-14.
- Bachmann, O., Dungan, M.A., Lipman, P.W., 2002, The Fish Canyon magma body, San Juan volcanic field, Colorado: rejuvenation and eruption of an upper crustal batholith: *Journal Petrology*, 43, 1469-1503.
- Bachmann, O., Miller, C.F., de Silva, S.L., 2007, The volcanic-plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167, 1-23.
- Branney, M.J., Kokelaar, P., 2002, Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites: *Geological Society London, Memoir 27*, 143 p.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- 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: *Geological Society of America Special Paper 436*, 279-308.
- Chapela-Lara, M., 2008, *Estratigrafía, petrología y evolución del centro volcánico La Muñeca, Tejupilco, estado de México*: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de licenciatura, 91 p.
- Chavéz-González, O., 2005, *Estratigrafía y petrología de las rocas volcánicas del flanco occidental de la sierra Huautla, Región de Valle de Vázquez-Teocaltzingo, Estado de Morelos y Guerrero*: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de licenciatura, 76 p.
- De Cserna, Z., Fries, C., Jr., 1981, Hoja Taxco 14Q-h(7), con resumen de la geología de la Hoja-Taxco, estados de Guerrero, México y Morelos: Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. Geología, Carta Geológica de México, serie de 1:100,000. Mapa con texto, 47 p.
- de Silva, S.L., 1991, Styles of zoning in the central Andean ignimbrites: insights into magma chamber processes. In: Harmon, R.S., Rapela, C.W (eds.). *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America Special Paper, 265, 233-243.
- de Silva, S.L., Self, S., Francis, P.W., Drake, R.E., Carlos-Ramirez, R., 1994, Effusive silicic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex: *Journal of Geophysical Research*, 99, 17805-17825.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992, *An introduction to the rock-forming minerals*: 2a edition, London, 680 p.
- Díaz-Bravo, B.A., 2005, *Estratigrafía volcánica y estructuras tectónicas de la porción norte de la Sierra de Huautla, Estado de Morelos*: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de licenciatura, 69 p.
- Díaz-Bravo, B.A., 2008, *Estratigrafía, petrología y estilo eruptivo del centro volcánico silícico de La Goleta-Sultepec estados de México y Guerrero*: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis de maestría, 86 p.
- Díaz-Bravo, B.A., Morán-Zenteno, D.J., 2011, The exhumed Eocene Sultepec-Goleta volcanic center of southern México: Record of partial collapse and ignimbritic

- volcanism fed by wide pyroclastic dike complexes: *Bulletin of Volcanology*, v. 73, p. 917-932.
- Ducea, M.N., Gehrels, G.E., Shoemaker, S., Ruiz, J., Valencia, V.A., 2004a, Geological evolution of the Xolapa Complex, southern Mexico: Evidence from U-Pb zircon geochronology: *Geological Society of America Bulletin*, 116, 1016-1025.
- Ducea, M.N., Valencia, V.A., Shoemaker, S., Reiners P.W., DeCelles, P.G., Campa, M.F., Morán-Zenteno, D.J., Ruiz, J., 2004b, Rates of sediment recycling beneath the Acapulco trench: Constraints from (U-Th)/He thermochronology: *Journal of Geophysical Research*, 109(B9), B09404, doi:10.1029/2004JB003112, 11p.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *Geology*, 27, 303-306.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005, Magmatismo y tectónica de la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, (57) 3, 343-378.
- Fries, C., Jr., 1960, *Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 60, 236 p.
- González-Cervantes, N., 2007, *Evolución del centro silícico de la Sierra de Nanchititla, Estado de México y Michoacán.*, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Tesis de Maestría, 96 p.
- González-Torres, E., Morán-Zenteno, D.J., Chapela-Lara, M., Solé, J., Valencia, V., Pompa, V., 2008: *Geocronología del Campo Volcánico de Huautla, Morelos y del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones en el conocimiento de la evolución magmática del Cenozoico*, Reunión Anual Unión Geofísica Mexicana, *Geos*, 28(2), 352..
- Hernández-Romano, U., Aguilera-Franco, N., Martínez-Medrano, M., Barceló-Duarte, J., 1997, Guerrero-Morelos Platform drowning at the Cenomanian-Turonian boundary, Huitziltepec area, Guerrero State, southern Mexico: *Cretaceous Research*, 18, 661-686.
- Hildreth, W., 1981, Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism: *Journal of Geophysical Research*, 86, 10153-10192.
- Hildreth, W., Wilson, C.J.N., 2007, Composition zoning of the Bishop Tuff: *Journal of Petrology*, 48, 951-999.
- Keppie, J.D., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., y González-Torres, E., 2009, Synchronous 29-19 Ma arc hiatus, exhumation and subduction of forearc in southwestern Mexico, *in* James, K.H., Lorente, M.A., y Pindell, J.L., eds., *The origin and evolution of the Caribbean plate*: Geological Society of London Publications, 328, 167-177 p.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997, Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names: *American Mineralogist*, 82, 1019-1037.
- Lindsay, J.M., Schmitt, A.K., Trumbull, S.L., de Silva, S.L., Siebel, W., Emmermann, R., 2001, Magmatic evolution of the La Pacana caldera system, Central Andes, Chile: Compositional variation of two cogenetic, large-volume felsic ignimbrites: *Journal of Petrology*, 42, 459-486.

- Martí, J., Folch, A., Neri, A., Macedonio, G., 2000, Pressure evolution during explosive caldera-forming eruptions: *Earth and Planetary Science Letters*, 175, 275-287.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Valencia, V.A., Serrano-Durán, L., 2009, Cretaceous-Eocene magmatism and Laramide deformation in southwestern Mexico: No role for terrane accretion, *in* Kay, S.M., Ramos, V.A., and Dickinson, W.R., eds., *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: Geological Society of America Memoir 204*, 151-182, doi: 10.1130/2009.1204(07).
- Martiny K., B., 2008, Estratigrafía y geoquímica de las rocas magmáticas del Paleógeno en el occidente de Oaxaca y su significado petrogenético y tectónico: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis doctoral, 160 p.
- Martiny, B., Martínez-Serrano R.G., Morán-Zenteno D.J., Macías-Romo C., Ayuso R.A., 2000, Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca, Southern Mexico: *Tectonophysics*, 318, 71-98.
- Martiny, B.M., Morán-Zenteno, D.J., Solari, L.A., López-Martínez, M., de Silva, S., Zuñiga-Lagunes, L., Flores-Huerta, D., Luna-González, L., Late Eocene caldera formation and progressive batholith construction in the Tilzapotla area: Geochronological constraints, sometido a la *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*.
- Maughan, L.L., Christiansen, E.H., Best, M.G., Grommé, C.S., Deino, A.L., Tingey, D.G., 2002, The Oligocene Lund Tuff, Great Basin, USA: a very large volume monotonous intermediate: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113, 129-157.
- Monter-Ramírez, A., 2004, Estratigrafía, sedimentología y relaciones tectónicas de la Formación Balsas en la región de Amacuzac, Morelos: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de licenciatura, 55p.
- Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Martínez-Serrano, R.G., Reyes-Salas, M.A., Corona-Esquivel, R., Ángeles-García, S., 1998, Stratigraphy geochemistry and tectonic significance of the Tertiary volcanic sequences of the Taxco-Quetzalapa region, southern Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15, 167-180.
- Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R.G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., 1999, Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition on the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 513-535.
- Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., Tolson, G., Solís-Pichardo, G.N., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R.G., Schaaf, P., Silva-Romo, G., 2000, Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur. *in*: S.A. Alaniz-Álvarez, L. Ferrari., eds., *Avances de la geología mexicana en la última década: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 27-58.
- Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Solé, J., Iriondo, A., 2004, A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of late Eocene Tilzapotla ignimbrite: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136, 97-119.
- Morán-Zenteno, D.J., Cerca, M., Keppie, J.D., 2005, La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, (3), 319-341.
- Morán-Zenteno D.J., Monter-Ramírez, A., Centeno-García, E., Alba-Aldave, L.A., Solé, J., 2007, Stratigraphy of the Balsas Group in the Amacuzac area, southern Mexico:

- relationship with Eocene volcanism and deformation of the Tilzapotla-Taxco sector: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24, 68-80.
- Morán-Zenteno, D.J., Keppie, J.D., Martiny, B., González-Torres, E., 2009, Reassessment of the Paleogene position of the Chortis block relative to southern Mexico: Hierarchical ranking of data and features: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 177-188.
- Mori, L., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M., González-Torres, E.A., Chapela-Lara, M., Díaz-Bravo, B.A., Roberge J., Thermomechanical maturation of the continental crust and its effects on the Late Eocene-Early Oligocene volcanic record of the Sierra Madre del Sur Province, southern Mexico: *International Geology Review*, doi: 10.1080/00206814.2011.644745 (en prensa)
- Ortega-Gutierrez, F., Elías-Herrera, M., Gómez-Tuena, A., Mori, L., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., Solari, L.A., Petrology of high-grade crustal xenoliths in the Chalcatzingo Miocene subvolcanic field, southern Mexico: buried Basement of the Guerrero-Morelos platform and tectonostratigraphic implications: *International Geology Review* (en prensa)
- Ramírez-Pérez Amaya, E.Y., 2011, Estratigrafía, geocronología y evolución del centro volcánico Paleógeno de la Sierra de las Paredes, en la región de Sultepec- Texcaltitlán-San Simón de Guerrero, Estado de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis de maestría, 84 p.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M., 2010, Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 45-66.
- Ross, M.I., Scotese, C.R., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: *Tectonophysics*, 155, 139-168.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D.J., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G.N., Tolson, G., Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: *Tectonics*, 14, 1339-1350.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutierrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America Special Paper* 278, 153 p.
- Sparks, R.S.J., Self, S., Walker, G.P.L., 1973, Products of ignimbrite eruptions: *Geology*, 1, 115-118.
- Sparks, S., Self, S., Grattan, J., Oppenheimer, C., Pyle, D., Rymer, H., 2005, Super-eruptions: global effects and future threats: Report of Geological Society of London Working Group, 2nd edition, London: Geological Society, 23 p.
- Steven, T.A., Lipman, P.W., 1976, Calderas of the San Juan volcanic field, southwestern Colorado, U.S. Geological Survey Professional Paper, 958, 1-35.
- Talavera-Mendoza, O., Guerrero-Suastegui, M., 2000, Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic: *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 297-324.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985, The continental crust: Its composition and evolution, Blackwell, Cambridge, Mass. 312 p.
- White, N., Hedenquist, J., 1990, Epithermal environments and style of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration: *Journal of Geochemical Exploration*, 36, 445-474.
- Zuñiga-Lagunes, L., 2012, Características petrográficas y estratigráficas de las rocas magmáticas del área de Coxcatlán-Buenavista de Cuéllar, Estado de Guerrero:

México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería,
Tesis de licenciatura.

Apéndice

Tabla 1. Microanálisis químicos de feldespato.

Clave	Tz-736- c11-PI-1	Tz-736- c11-PI-2	Tz-736-c9· PI-1	Tz-736-c9· PI-2	Tz-736-c9· PI-3	Tz-736-c8· PI-1	Tz-736-c8· PI-2	Tz-736-c7· PI-1	Tz-736-c7· PI-2	Tz-736-c7· PI-3	Tz-736-c7· PI-4	Tz-736-c5· PI-1	Tz-736-c5· PI-2	Tz-736-c4· PI-1
SiO ₂	61,21	62,69	61,39	60,92	60,77	59,35	59,04	61,54	60,81	61,66	61,15	61,37	61,82	62,09
TiO ₂	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	24,28	23,83	24,71	24,69	24,84	24,07	24,09	23,91	24,87	24,12	24,13	24,08	24,52	23,25
Fe _{Tot}	0,21	0,19	0,18	0,17	0,18	0,21	0,19	0,22	0,20	0,21	0,18	0,22	0,21	0,15
MgO	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01
CaO	6,50	5,92	6,84	6,57	6,93	6,54	6,51	6,24	7,02	6,33	6,58	6,31	6,51	5,63
Na ₂ O	7,07	7,27	6,80	6,71	6,81	6,71	6,67	7,09	6,74	7,10	6,88	6,97	6,99	7,24
K ₂ O	0,91	1,07	0,82	0,83	0,80	0,87	0,90	0,96	0,82	0,93	0,90	0,93	0,81	1,04
SrO	0,28	0,31	0,27	0,27	0,23	0,28	0,28	0,31	0,30	0,28	0,25	0,21	0,24	0,38
BaO	0,05	0,06	0,04	0,03	0,03	0,00	0,03	0,04	0,03	0,06	0,05	0,01	0,00	0,02
NiO	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,00
Total	100,52	101,35	101,06	100,22	100,62	98,05	97,72	100,33	100,83	100,72	100,14	100,12	101,10	99,82
Fórmula estructural con base en 8 oxígenos														
Si	2,719	2,756	2,710	2,709	2,696	2,703	2,699	2,736	2,694	2,731	2,724	2,731	2,724	2,769
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,271	1,235	1,285	1,294	1,299	1,292	1,298	1,253	1,298	1,259	1,267	1,263	1,273	1,222
Fe _{Tot}	0,008	0,007	0,007	0,006	0,007	0,008	0,007	0,008	0,007	0,008	0,007	0,008	0,008	0,006
Mg	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Ca	0,309	0,279	0,323	0,313	0,329	0,319	0,319	0,297	0,333	0,300	0,314	0,301	0,307	0,269
Na	0,609	0,620	0,582	0,579	0,586	0,593	0,591	0,611	0,579	0,610	0,594	0,602	0,597	0,626
K	0,052	0,060	0,046	0,047	0,045	0,051	0,052	0,054	0,047	0,052	0,051	0,053	0,046	0,059
Sr	0,007	0,008	0,007	0,007	0,006	0,007	0,007	0,008	0,008	0,007	0,006	0,005	0,006	0,010
Ba	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Total	4,975	4,966	4,961	4,957	4,970	4,973	4,974	4,970	4,969	4,970	4,965	4,964	4,961	4,962
Ab	62,765	64,668	61,157	61,660	61,000	61,581	61,448	63,473	60,391	63,349	61,950	62,989	62,839	65,592
An	31,900	29,094	34,018	33,336	34,281	33,162	33,120	30,879	34,758	31,206	32,744	31,507	32,343	28,193
Or	5,336	6,238	4,825	5,004	4,719	5,257	5,432	5,648	4,852	5,445	5,306	5,504	4,818	6,215

Continuación

Clave	Tz-736-c4- PI-2	Tz-736-c1- PI-1	Tz-736-c1- PI-2	Tz-736-c1- PI-5	Tz-736-c1- PI-6	Tz-728-2- c10-PI-1	Tz-728-2- c10-PI-2	Tz-728-2- c10-PI-3	Tz-728-2- c10-PI-4	Tz-728-2- c10-PI-7	Tz-728-2- c10-PI-8	Tz-728-2- c4- PI-1	Tz-728-2- c4- PI-2	Tz-736-c5- PI-3
SiO ₂	61,78	60,06	60,87	60,88	61,21	60,87	61,75	60,18	60,09	62,53	62,31	59,23	60,31	67,45
TiO ₂	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	24,47	25,20	24,58	24,87	24,10	24,42	24,24	25,19	24,58	24,23	24,49	24,92	24,13	18,97
FeO _{Tot}	0,19	0,19	0,21	0,21	0,23	0,23	0,21	0,18	0,22	0,17	0,17	0,19	0,15	0,07
MgO	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
CaO	6,48	7,55	6,60	7,01	6,44	6,64	6,30	7,29	6,92	6,25	6,41	6,23	6,47	0,32
Na ₂ O	7,21	6,60	6,77	6,77	7,07	6,78	7,13	6,71	6,66	7,42	7,25	6,59	6,91	3,47
K ₂ O	0,84	0,66	0,88	0,71	0,84	0,79	0,81	0,65	0,74	0,79	0,79	0,88	0,86	11,57
SrO	0,22	0,20	0,25	0,33	0,23	0,26	0,26	0,27	0,24	0,30	0,29	0,22	0,27	0,40
BaO	0,02	0,01	0,03	0,04	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00	0,06	0,02	0,00	0,63
NiO	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00
Total	101,21	100,49	100,22	100,83	100,15	100,04	100,72	100,48	99,45	101,71	101,79	98,28	99,10	102,87
Fórmula estructural con base en 8 oxígenos														
Si	2,722	2,671	2,709	2,696	2,726	2,713	2,731	2,676	2,696	2,739	2,729	2,686	2,715	2,998
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,270	1,321	1,289	1,298	1,265	1,283	1,264	1,320	1,300	1,251	1,264	1,332	1,280	0,994
Fe _{Tot}	0,007	0,007	0,008	0,008	0,009	0,008	0,008	0,007	0,008	0,006	0,006	0,007	0,006	0,003
Mg	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Ca	0,306	0,360	0,315	0,333	0,307	0,317	0,298	0,347	0,332	0,293	0,301	0,302	0,312	0,015
Na	0,616	0,569	0,584	0,581	0,611	0,586	0,611	0,579	0,579	0,630	0,615	0,579	0,603	0,299
K	0,047	0,037	0,050	0,040	0,047	0,045	0,046	0,037	0,042	0,044	0,044	0,051	0,049	0,656
Sr	0,005	0,005	0,006	0,008	0,006	0,007	0,007	0,007	0,006	0,008	0,007	0,006	0,007	0,010
Ba	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,008
Ni	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Total	4,975	4,972	4,964	4,965	4,971	4,961	4,966	4,972	4,964	4,972	4,969	4,964	4,972	4,983
Ab	63,550	58,924	61,573	60,933	63,268	61,807	63,980	60,133	60,726	65,159	64,071	62,096	62,547	30,815
An	31,562	37,220	33,155	34,880	31,818	33,444	31,243	36,055	34,852	30,300	31,344	32,433	32,328	1,547
Or	4,888	3,857	5,272	4,187	4,914	4,749	4,777	3,812	4,422	4,540	4,585	5,471	5,125	67,638

Continuación

	Tz-736-c5- PI-4	Tz-736-c6- PI-1	Tz-736-c6- PI-2	Tz-736-c2- PI-1	Tz-736-c2- PI-2	Tz-736-c1- PI-3	Tz-736-c1- PI-4	Tz-728-2- c4- PI-3	Tz-728-2- c4- PI-4	Tz-728-2- c7- PI-1	Tz-728-2- c7- PI-2
SiO ₂	66,56	68,72	67,44	64,81	66,98	67,86	67,30	66,00	66,01	66,94	67,59
TiO ₂	0,01	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	18,16	16,85	18,42	19,07	18,73	18,36	18,09	18,56	18,42	18,43	18,72
FeO _{Tot}	0,08	0,47	0,09	0,08	0,05	0,10	0,09	0,10	0,08	0,10	0,09
MgO	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,23	0,20	0,27	0,29	0,27	0,17	0,19	0,22	0,23	0,29	0,23
Na ₂ O	3,20	2,55	3,28	3,23	3,21	3,11	3,14	2,95	3,03	3,25	2,99
K ₂ O	11,83	11,37	11,95	11,44	11,83	12,18	12,04	11,98	11,49	12,15	12,55
SrO	0,39	0,42	0,41	0,48	0,43	0,49	0,39	0,46	0,44	0,39	0,28
BaO	0,36	0,17	0,52	0,81	0,79	0,35	0,40	1,02	0,99	0,33	0,27
NiO	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	100,83	100,85	102,38	100,26	102,28	102,63	101,66	101,30	100,72	101,87	102,71
Fórmula estructural con base en 8 oxígenos											
Si	3,016	3,088	3,014	2,968	3,001	3,022	3,026	2,996	3,004	3,007	3,008
Ti	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Al	0,970	0,893	0,970	1,029	0,989	0,964	0,959	0,993	0,988	0,976	0,982
Fe _{Tot}	0,003	0,017	0,003	0,003	0,002	0,004	0,003	0,004	0,003	0,004	0,003
Mg	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,011	0,010	0,013	0,014	0,013	0,008	0,009	0,011	0,011	0,014	0,011
Na	0,281	0,222	0,284	0,287	0,279	0,269	0,274	0,259	0,267	0,283	0,258
K	0,684	0,652	0,681	0,668	0,676	0,692	0,691	0,694	0,667	0,696	0,712
Sr	0,010	0,011	0,011	0,013	0,011	0,013	0,010	0,012	0,012	0,010	0,007
Ba	0,005	0,002	0,007	0,011	0,011	0,005	0,005	0,014	0,013	0,004	0,004
Ni	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	4,981	4,901	4,984	4,994	4,982	4,976	4,977	4,984	4,967	4,994	4,986
Ab	28,819	25,150	29,070	29,574	28,782	27,732	28,147	26,905	28,265	28,476	26,281
An	1,144	1,106	1,322	1,488	1,334	0,847	0,925	1,115	1,171	1,410	1,094
Or	70,037	73,744	69,608	68,938	69,884	71,421	70,928	71,980	70,563	70,114	72,625

Tabla 2. Microanálisis químicos de micas.

Clave	Tz-736-c9- Bt-1	Tz-736-c9- Bt-2	Tz-736-c8- Bt-1	Tz-736-c8- Bt-2	Tz-736-c2- Bt-1	Tz-736-c2- Bt-2	Tz-736-Bt- Bt-1	Tz-736-Bt- Bt-2	Tz-736-Br- Bt-3	Tz-736-Br- Bt-4	Tz-736-Br- Bt-5	Tz-736-Br- Bt-6	Tz-728-2- c11-Bt-1	Tz-728-2- c11-Bt-2	Tz-728-2- c9-Bt-1
SiO ₂	38,27	37,28	37,64	37,63	37,81	37,12	36,79	36,05	36,74	37,41	36,95	38,02	38,91	39,98	38,21
TiO ₂	4,41	4,19	4,24	4,31	4,35	4,26	4,31	4,22	4,03	3,61	4,24	4,36	4,24	4,15	4,33
Al ₂ O ₃	12,87	12,39	12,34	12,88	12,63	12,76	12,42	12,24	12,26	12,54	12,65	12,82	12,94	12,62	12,73
FeO _{Tot}	22,05	24,42	22,65	22,47	22,73	25,32	25,29	25,89	23,89	24,63	22,21	22,07	19,06	20,78	22,26
MnO	0,37	0,40	0,37	0,42	0,41	0,30	0,40	0,35	0,37	0,35	0,37	0,32	0,29	0,35	0,34
MgO	9,88	8,85	8,90	9,42	9,26	7,36	9,67	9,81	9,24	8,73	9,11	9,86	10,91	9,72	9,51
CaO	0,01	0,05	0,04	0,02	0,05	0,03	0,19	0,10	0,06	0,15	0,04	0,00	0,01	0,45	0,02
Na ₂ O	0,40	0,34	0,46	0,40	0,76	0,49	0,17	0,10	0,27	0,30	0,56	0,53	0,45	0,36	0,45
K ₂ O	10,18	9,85	10,18	10,30	10,09	9,95	8,75	9,43	9,57	8,37	10,26	10,44	10,27	9,09	9,99
Cr ₂ O ₃	0,05	0,07	0,05	0,06	0,03	0,06	0,03	0,06	0,01	0,04	0,04	0,00	0,06	0,08	0,04
NiO	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01
F	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Total	98,52	97,85	96,87	97,92	98,11	97,64	98,02	98,25	96,46	96,16	96,41	98,42	97,14	97,59	97,88
Fórmulas estructurales con base en 22 oxígenos															
Si	5,752	5,717	5,790	5,719	5,741	5,730	5,625	5,549	5,703	5,789	5,714	5,734	5,840	5,968	5,782
Ti	0,499	0,483	0,490	0,493	0,497	0,495	0,496	0,489	0,470	0,421	0,493	0,495	0,479	0,466	0,492
Al	2,280	2,239	2,236	2,307	2,259	2,321	2,237	2,220	2,242	2,286	2,305	2,279	2,288	2,219	2,270
Fe _{Tot}	2,772	3,132	2,914	2,856	2,885	3,268	3,233	3,331	3,101	3,187	2,872	2,783	2,391	2,593	2,816
Mn	0,047	0,052	0,048	0,053	0,053	0,039	0,052	0,046	0,048	0,046	0,048	0,041	0,037	0,044	0,043
Mg	2,215	2,024	2,041	2,135	2,096	1,695	2,204	2,252	2,139	2,014	2,100	2,217	2,441	2,163	2,145
Ca	0,001	0,007	0,006	0,004	0,008	0,004	0,031	0,016	0,011	0,025	0,006	0,000	0,001	0,072	0,004
Na	0,117	0,100	0,138	0,117	0,223	0,146	0,049	0,029	0,082	0,091	0,167	0,154	0,131	0,104	0,131
K	1,952	1,927	1,998	1,997	1,953	1,958	1,707	1,851	1,895	1,653	2,023	2,008	1,965	1,731	1,929
Cr	0,006	0,009	0,005	0,007	0,003	0,008	0,003	0,007	0,002	0,005	0,005	0,000	0,007	0,009	0,005
Total	15,640	15,689	15,667	15,688	15,719	15,663	15,637	15,789	15,693	15,517	15,733	15,712	15,582	15,370	15,618
Mg#	0,444	0,393	0,412	0,428	0,421	0,341	0,405	0,403	0,408	0,387	0,422	0,443	0,505	0,454	0,4789

#Mg=Mg/(Mg+Fe_{Tot})

Continuación

Clave	Tz-728-2- c9-Bt-2	Tz-728-2- c9-Bt-3	Tz-728-2- c9-Bt-4	Tz-728-2- c8-Bt-1	Tz-728-2- c8-Bt-2	Tz-728-2- c8-Bt-3	Tz-728-2- c8-Bt-4	Tz-728-2- c7-Bt-1	Tz-728-2- c7-Bt-2	Tz-728-2- c5-Bt-1	Tz-728-2- c5-Bt-2	Tz-728-2- c5-Bt-3	Tz-728-2- c5-Bt-4	Tz-728-2- c4-Bt-1	Tz-728-2- c4-Bt-2
SiO ₂	39,73	37,19	38,65	38,31	38,46	39,12	37,98	37,92	38,12	38,23	38,40	38,79	38,35	38,61	39,74
TiO ₂	4,35	4,19	4,26	4,30	4,42	4,11	4,29	4,36	4,32	4,36	4,37	4,35	4,36	4,26	4,26
Al ₂ O ₃	12,17	12,86	12,85	13,22	13,25	12,86	13,13	12,80	12,69	12,92	12,83	12,90	13,06	12,60	12,02
FeO _{Tot}	19,04	21,89	22,74	22,01	21,71	21,41	21,98	21,99	22,30	21,26	21,25	21,54	21,39	21,97	19,25
MnO	0,37	0,30	0,26	0,39	0,29	0,35	0,42	0,49	0,43	0,43	0,40	0,39	0,43	0,38	0,34
MgO	8,56	9,25	8,61	10,01	9,50	9,87	9,72	9,74	9,65	10,21	10,24	10,45	10,30	10,27	9,43
CaO	0,21	0,20	0,19	0,02	0,10	0,05	0,03	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,23
Na ₂ O	0,37	0,40	0,42	0,43	0,33	0,39	0,40	0,47	0,43	0,43	0,38	0,47	0,54	0,45	0,28
K ₂ O	8,66	8,78	8,88	10,18	9,62	9,79	10,02	10,17	10,24	10,10	10,14	10,20	10,16	10,40	8,24
Cr ₂ O ₃	0,07	0,06	0,04	0,07	0,07	0,05	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	0,05	0,03
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
F	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	93,53	95,12	96,89	98,93	97,75	98,01	98,05	98,04	98,22	98,02	98,11	99,14	98,63	99,01	93,83
Fórmulas estructurales con base en 22 oxígenos															
Si	6,126	5,761	5,871	5,729	5,788	5,863	5,733	5,739	5,761	5,755	5,771	5,772	5,739	5,777	6,097
Ti	0,505	0,488	0,487	0,484	0,500	0,463	0,486	0,496	0,491	0,493	0,494	0,486	0,491	0,479	0,492
Al	2,211	2,348	2,301	2,329	2,350	2,272	2,336	2,283	2,260	2,292	2,273	2,262	2,303	2,222	2,174
Fe _{Tot}	2,454	2,835	2,889	2,752	2,732	2,683	2,774	2,783	2,818	2,675	2,670	2,679	2,676	2,749	2,470
Mn	0,048	0,040	0,033	0,049	0,037	0,044	0,054	0,062	0,055	0,054	0,051	0,050	0,054	0,048	0,044
Mg	1,967	2,136	1,950	2,231	2,131	2,205	2,188	2,197	2,174	2,292	2,295	2,317	2,298	2,291	2,157
Ca	0,035	0,032	0,031	0,004	0,016	0,008	0,005	0,000	0,000	0,003	0,005	0,000	0,000	0,002	0,038
Na	0,111	0,121	0,123	0,124	0,097	0,112	0,117	0,139	0,127	0,125	0,112	0,136	0,156	0,131	0,084
K	1,703	1,734	1,721	1,941	1,846	1,872	1,929	1,963	1,974	1,939	1,944	1,935	1,939	1,984	1,612
Cr	0,008	0,007	0,005	0,009	0,008	0,006	0,008	0,008	0,007	0,007	0,007	0,007	0,005	0,006	0,003
Total	15,168	15,501	15,411	15,651	15,505	15,528	15,631	15,670	15,665	15,634	15,623	15,644	15,663	15,687	15,171
Mg#	0,445	0,430	0,403	0,448	0,438	0,451	0,441	0,441	0,436	0,461	0,462	0,464	0,462	0,455	0,466

#Mg=Mg/(Mg+Fe_{Tot})

Continuación

Clave	Tz-728-2- c3-Bt-1	Tz-728-2- c3-Bt-2	Tz-728-2- c3-Bt-3	Tz-728-2- c3-Bt-4	Tz-728-2- c2-Bt-1	Tz-728-2- c2-Bt-2	Tz-728-2- c2-Bt-3	Tz-728-2- c2-Bt-4	Tz-728-2- c2-Bt-5	Tz-728-2- c2-Bt-6	Tz-728-2- c1-Bt-1	Tz-728-2- c1-Bt-2
SiO ₂	39,02	39,56	38,76	39,88	38,05	38,37	38,45	40,70	37,89	38,38	38,85	37,67
TiO ₂	4,31	4,31	4,39	4,32	4,30	4,30	4,30	4,23	4,26	4,40	4,16	4,23
Al ₂ O ₃	12,07	12,22	12,65	12,30	13,09	12,86	12,19	12,23	12,24	12,70	12,21	12,39
FeO _{Tot}	21,72	21,46	19,68	19,61	21,95	21,12	21,79	19,10	20,92	19,17	20,47	21,33
MnO	0,41	0,35	0,26	0,35	0,36	0,34	0,30	0,39	0,31	0,25	0,33	0,30
MgO	8,08	7,79	9,09	9,00	9,84	10,42	8,32	8,73	8,70	11,39	8,99	9,47
CaO	0,40	0,28	0,35	0,20	0,01	0,02	0,14	0,17	0,21	0,04	0,25	0,16
Na ₂ O	0,28	0,32	0,35	0,27	0,45	0,41	0,38	0,29	0,40	0,40	0,38	0,42
K ₂ O	7,56	8,64	7,90	8,60	10,12	10,27	9,15	8,45	8,80	10,23	8,31	8,93
Cr ₂ O ₃	0,06	0,08	0,07	0,05	0,06	0,05	0,03	0,08	0,06	0,05	0,06	0,03
NiO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00
F	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	93,91	95,01	93,49	94,57	98,22	98,19	95,05	94,40	93,79	97,01	94,01	94,94
Fórmulas estructurales con base en 22 oxígenos												
Si	6,045	6,074	5,983	6,087	5,733	5,764	5,950	6,191	5,919	5,781	6,005	5,831
Ti	0,502	0,498	0,509	0,496	0,487	0,485	0,501	0,484	0,501	0,499	0,483	0,493
Al	2,204	2,212	2,301	2,213	2,324	2,277	2,222	2,191	2,253	2,255	2,224	2,261
Fe _{Tot}	2,813	2,755	2,540	2,503	2,766	2,653	2,819	2,429	2,733	2,414	2,646	2,760
Mn	0,054	0,046	0,034	0,045	0,046	0,043	0,040	0,050	0,041	0,032	0,043	0,039
Mg	1,865	1,784	2,092	2,049	2,211	2,333	1,918	1,979	2,025	2,559	2,071	2,185
Ca	0,067	0,047	0,058	0,032	0,002	0,004	0,023	0,028	0,035	0,006	0,041	0,027
Na	0,084	0,096	0,104	0,078	0,130	0,118	0,112	0,086	0,120	0,116	0,114	0,126
K	1,495	1,691	1,555	1,675	1,946	1,968	1,806	1,639	1,752	1,965	1,638	1,764
Cr	0,007	0,009	0,008	0,006	0,007	0,006	0,004	0,009	0,007	0,006	0,007	0,004
Total	15,137	15,212	15,183	15,185	15,652	15,651	15,395	15,087	15,386	15,631	15,272	15,489
Mg#	0,399	0,393	0,452	0,450	0,444	0,468	0,405	0,449	0,426	0,514	0,439	0,442

#Mg=Mg/(Mg+Fe_{Tot})

Tabla 3. Microanálisis químicos de anfíbol.

Clave	Tz-736-Br-SC- Anf-1	Tz-736-Br-SC- Anf-2	Tz-736-Br-SC- Anf-3	Tz-736-Br-SC- Anf-4	Tz-736-Br-SC- Anf-5	Tz-736-Br-SC- Anf-6	Tz-736-Br-SC- Anf-7	Tz-736-Br-SC- Anf-8	Tz-736-Br-SC- Anf-9	Tz-736-Br-SC- Anf-10	Tz-736-Br-SC- Anf-11	Tz-736-Br-SC- Anf-12
SiO ₂	45,21	45,38	45,82	44,79	45,70	47,01	47,33	45,96	46,76	46,95	45,80	45,70
TiO ₂	1,68	1,70	1,62	2,53	1,82	1,69	1,45	1,53	1,51	1,57	1,56	1,58
Al ₂ O ₃	7,77	7,41	7,20	7,41	7,18	6,47	6,94	6,95	6,60	6,83	7,35	7,22
FeO _{Tot}	19,43	19,40	19,06	20,95	20,83	20,80	19,90	19,14	20,34	20,23	19,95	19,83
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	10,18	10,22	10,57	8,76	9,32	9,66	10,43	10,13	10,05	10,07	10,17	10,02
CaO	11,45	11,56	11,55	11,46	11,35	11,24	11,32	10,96	11,15	11,51	11,58	11,52
Na ₂ O	1,44	1,51	1,50	1,69	1,57	1,37	1,37	1,50	1,45	1,48	1,42	1,47
K ₂ O	1,38	1,31	1,28	1,25	1,16	0,97	1,08	1,11	1,08	1,06	1,13	1,15
Cr ₂ O ₃	0,03	0,04	0,03	0,01	0,05	0,06	0,04	0,05	0,04	0,01	0,04	0,04
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,57	98,51	98,62	98,84	98,98	99,28	99,86	97,32	98,97	99,70	99,00	98,55
Fórmulas estructurales con base en 23 oxígenos												
Si	6,810	6,840	6,880	6,787	6,887	7,027	7,002	6,974	7,005	6,980	6,870	6,887
Ti	0,190	0,192	0,182	0,288	0,206	0,190	0,161	0,175	0,170	0,175	0,176	0,178
Al	1,380	1,316	1,274	1,324	1,275	1,140	1,210	1,242	1,166	1,197	1,299	1,282
Fe _{Tot}	2,448	2,446	2,393	2,655	2,625	2,601	2,462	2,430	2,548	2,515	2,503	2,499
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	2,285	2,297	2,366	1,978	2,093	2,151	2,299	2,292	2,244	2,231	2,274	2,251
Ca	1,848	1,866	1,858	1,860	1,833	1,800	1,794	1,781	1,789	1,834	1,860	1,860
Na	0,421	0,441	0,437	0,498	0,458	0,397	0,394	0,441	0,422	0,426	0,412	0,429
K	0,265	0,251	0,245	0,242	0,224	0,186	0,204	0,215	0,206	0,201	0,216	0,222
Cr	0,003	0,005	0,004	0,001	0,006	0,007	0,005	0,006	0,004	0,001	0,005	0,005
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	15,651	15,653	15,640	15,633	15,607	15,500	15,529	15,555	15,554	15,559	15,615	15,616
Mg#	0,483	0,484	0,497	0,427	0,444	0,453	0,483	0,485	0,468	0,470	0,476	0,474
Cálculos termobarómetro Ridolfi et al. (2010)												
T (°C)	813	808	802	-	-	-	772	779	767	776	799	796
P (MPa)	137,33	125,66	118,33	-	-	-	107,41	112,81	100,87	106,04	122,04	119,68
logfO ₂	-13,43	-13,57	-13,57	-	-	-	-14,15	-14,08	-14,36	-14,25	-13,70	-13,82
H ₂ O _{melt} (3,81	3,67	3,58	-	-	-	4,38	4,19	4,07	4,28	4,25	4,14
p (km)	6,4	5,8	5,5	-	-	-	5,0	5,2	4,7	4,9	5,7	5,6
#Mg=Mg/(Mg+Fe _{Tot})												