



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

Estratigrafía volcánica de los
eventos pos-colapso de la caldera
de Tilzapotla (Guerrero-Morelos), y
las implicaciones en su historia
geológica

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Hermes Martín García Rodríguez

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Dante Jaime Morán Zenteno



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2016



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, a la Facultad de Ingeniería y al Instituto de Geología por la formación académica brindada.

A mi director de tesis, el Dr. Dante Jaime Morán Zenteno, por incluirme en su grupo de investigación; por su paciencia e incondicional apoyo.

A los Dres. Bárbara Martiny, Enrique González, Laura Mori y Aldo Ramos por sus oportunas observaciones y correcciones al presente trabajo.

Al Dr. Fernando Ortega por las enseñanzas y acertadas contribuciones a los estudios petrográficos.

A Rufino Lozano, Ernesto Hernández y Margarita Reyes por las facilidades otorgadas para la realización de análisis geoquímicos.

A Joaquín, Maricarmen y Santiago por su valiosa ayuda en la preparación de muestras.

A mis compañeros Cristina de León, Cecilia Mata, Alonso Reyes, Victoria Urueta y Sara Arroyo por el invaluable apoyo brindado en las excursiones geológicas, así como en los talleres de molienda y cartografía.

A Ainhoa Lorenzo por las constantes recomendaciones para la realización de la presente tesis.

A todos mis amigos y compañeros de vida por el incondicional apoyo y fe en mi persona, especialmente a Nataly, Karla, Víctor, Ana, Marcelo, Jesús, Iván, Miguel, Akza y muchos otros no menos importantes pero que no alcanzo a nombrar aquí.

A mi familia.

A mi madre y tutora, cada una de estas líneas.

Esta tesis fue financiada por el Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica de la DGAPA de la UNAM (proyecto PAPIIT 1N111714).

La realización de este trabajo no hubiese sido posible sin la ayuda de LibGen y  LibGen.

...to remove all barriers in the knowledge!



Contenido

1	Introducción	1
1.1	Antecedentes	1
1.2	Caldera de Tilzapotla	1
1.2.1	Estudios previos	3
1.3	Planteamiento del problema	8
1.4	Objetivos	9
1.5	Metodología	9
2	Marco Teórico y contexto geológico	10
2.1	Marco teórico	10
2.1.1	Terminología	10
2.1.2	Desarrollo y evolución geológica de una caldera	11
2.1.3	Anatomía de una caldera	14
2.1.4	Clasificación de calderas	15
2.1.5	Magmatismo poscolapso y resurgencia	18
2.2	Marco geológico	19
2.3	Basamento pre Cenozoico metamórfico	19
2.4	Plataforma Guerrero-Morelos (PGM)	21
2.5	La provincia magmática de la Sierra Madre del Sur (SMS)	22
3	Estratigrafía y petrografía	24
3.1	Ignimbrita Tilzapotla	24
3.2	Ignimbrita Rodarte-Atopula	26
3.3	Formación El Salto	28
3.4	Descripción de la sección <i>Norte de Huitzuco</i>	28
3.5	Descripción de la sección del Camino a El Zapote	30
3.5.1	Subunidad 1	30
3.5.2	Subunidad 2	34
3.5.3	Subunidad 3	35
3.5.4	Subunidad 4	36
3.5.5	Subunidad 5	39
3.5.6	Subunidad 6	40
3.5.7	Subunidad 7	41

3.5.8	Subunidad 8	42
3.5.9	Subunidad 9	43
3.5.10	Subunidad 10	44
3.5.11	Subunidad 11	44
3.6	Cuerpos hipabisales	45
3.7	Diques Alimentadores	46
3.8	Cerro Colorado	47
3.9	Xenocristales y líticos metamórficos	49
4	Geoquímica	51
5	Discusión	57
5.1	Consideraciones estratigráficas	57
5.2	Evolución volcánica	58
5.3	Geoquímica y petrogénesis	61
6	Conclusiones	64
7	Referencias	65
8	Anexos	73

Resumen

La caldera de Tilzapotla es un centro volcánico del Eoceno tardío que constituye una de las mayores estructuras de su tipo en el registro geológico del país. Posee una forma semielíptica orientada al NNW-SSE cuyo eje mayor mide ~30 km y el menor ~20 km. Está ubicada al norte de la Sierra Madre del Sur (SMS) en la zona limítrofe con la Faja Volcánica Trans-mexicana. Las sucesiones volcánicas asociadas a la caldera se subdividen en colapso y poscolapso. Las primeras están compuestas principalmente por ignimbritas de composición dacítica. Las segundas presentan rocas de naturaleza lávica y piroclástica, cuyas composiciones abarcan desde andesitas hasta riolitas. El presente trabajo consistió en un detallado estudio estratigráfico y petrográfico estas secuencias, las cuales se describen con base en dos secciones geológicas expuestas en la zona. Las secciones reciben los nombres *Camino al Zapote* y *Norte de Huitzuco*, y están ubicadas en norte y centro de la caldera, respectivamente. En ellas fue posible identificar nuevas características litológicas, cuyo análisis geoquímico fue clave para refinar las interpretaciones estratigráficas y petrogenéticas del campo volcánico asociado. La morfología y distribución de estas unidades permitieron inferir la presencia de un posible volcán emisor del magmatismo de resurgencia. Por otra parte, los resultados del análisis petrográfico presentan claros indicios de desequilibrio magmático en las muestras analizadas, lo que indica condiciones variables de presión y temperatura durante la cristalización y probable mezcla incompleta de magmas. Los datos geoquímicos obtenidos son compatibles con los publicados previamente e indican procesos de cristalización fraccionada acompañada de asimilación cortical. Las abundancias de elementos mayores y los patrones en la concentración de los elementos traza indican que la sucesión de poscolapso posee una naturaleza subalcalina con patrones de elementos traza típicos de arcos volcánicos asociados a límites convergentes. Los datos isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, **así como de ϵNd indican** claramente que la asimilación cortical jugó un papel significativo en los procesos de diferenciación. Éste último proceso está evidenciado por la presencia de antecristales y líticos metamórficos en las rocas volcánicas.

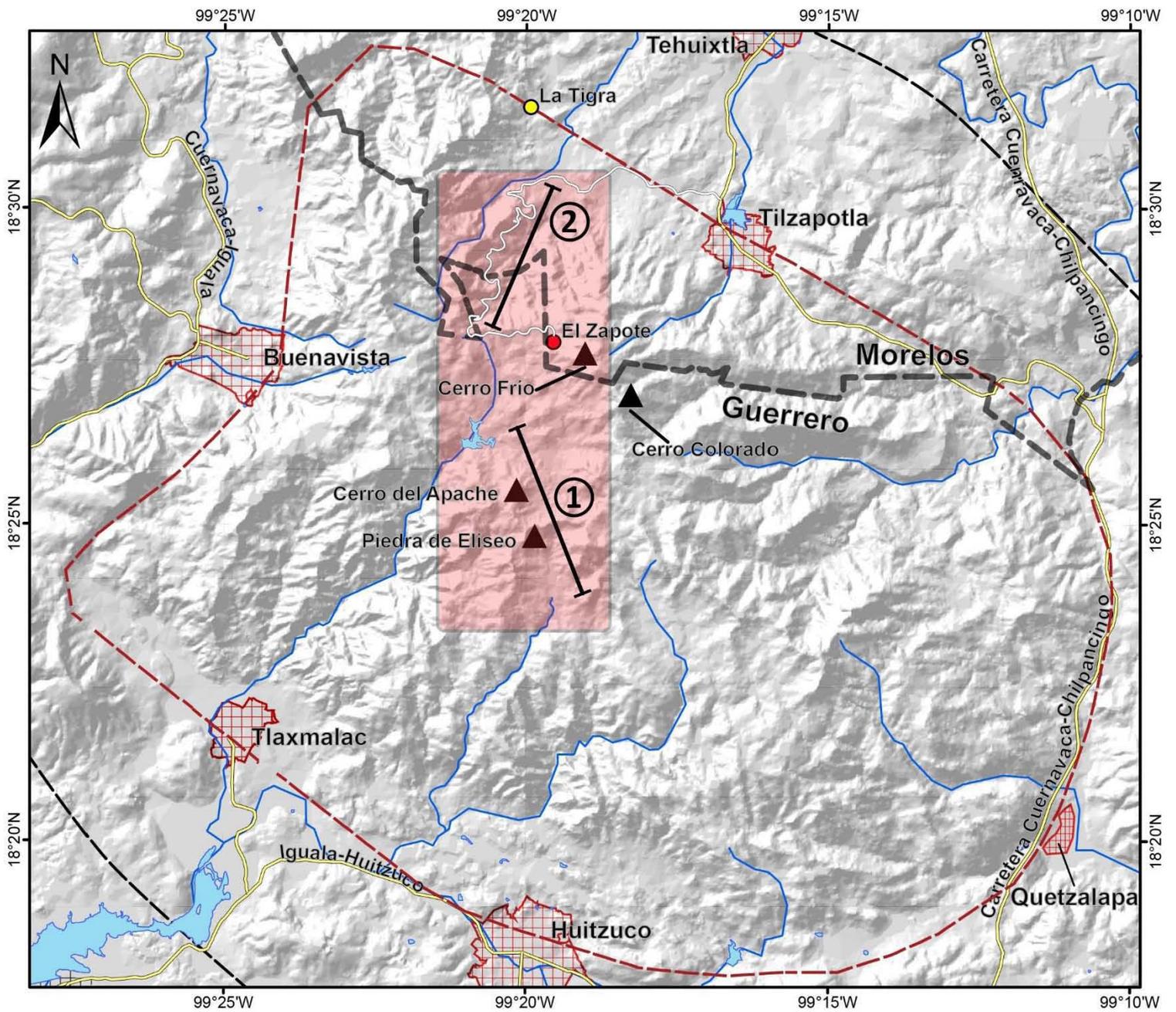
1 Introducción

1.1 Antecedentes

México es un país caracterizado por las numerosas morfologías volcánicas que dominan su paisaje. En su territorio ha sido posible reconocer algunos de los campos volcánicos más grandes del mundo, tales como la Sierra Madre Occidental, la Sierra Madre del Sur o la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Sin embargo, existen amplios sectores de antiguos campos volcánicos no estudiados y los trabajos a detalle son relativamente escasos (Swanson y McDowell, 1984). Las calderas reportadas a la fecha no son suficientes para explicar la basta distribución de provincias silíceas que cubren un tercio del territorio del país. Con seguridad se podría especular sobre la existencia de numerosas calderas volcánicas que permanecen ignotas u ocultas por la erosión. Es entonces necesario otorgarle relevancia al estudio de las calderas mexicanas ya que estas fungieron como escultoras del paisaje de una importante porción del territorio nacional, además de que tienen un rol importante en el emplazamiento de yacimientos de interés minero.

1.2 Caldera de Tilzapotla

La caldera de Tilzapotla es uno de esos rasgos volcánicos que resaltan en el relieve del centro del país. Está contenida dentro de un domo elíptico regional de 52 x 30 kilómetros, que abarca la zona comprendida entre la ciudad de Taxco y el poblado de Quetzalapa (Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Martiny *et al.*, 2013). Está ubicada al norte de la Sierra Madre del Sur (SMS), en la zona limítrofe con la FVTM entre los estados de Guerrero y Morelos (*Figura 1*). Constituye una de las mayores calderas volcánicas reportadas en el país, con una forma semielíptica orientada al NNW-SSE. Su eje mayor alcanza los 33 kilómetros y el menor 24. Se encuentra parcialmente exhumada y posee un relieve invertido resultado de la intensa erosión que ocultó su borde topográfico, dejando elevadas las unidades de relleno y resurgencia en el centro geométrico. Fue identificada por Morán-Zenteno *et al.* (1998; 2004) y su estudio resultó clave para comprender el origen y evolución de la SMS y otras provincias ígneas aledañas.



Simbología



- | | | | |
|---|--|--|---|
|  Zona de estudio |  Localidad urbana |  Margen de la caldera |  Margen del domo |
|  Cuerpos de agua |  Río |  Vía principal |  Sección geológica |

Figura 1. Ubicación regional de la caldera de Tilzapotla, de las principales vías de acceso y de la zona comprendida dentro de este estudio.

1.2.1 Estudios previos

Fries (1960) reporta que los primeros estudios realizados en las inmediaciones de la caldera de Tilzapotla corresponden a reportes mineros o paleontológicos cercanos a la zona de Taxco. En este trabajo, se realizó la primera cartografía formal de la zona, en el área comprendida entre los poblados de Buenavista de Cuéllar, Iguala y Amacuzac. En ella se propuso por primera vez el nombre de Riolita Tilzapotla para las unidades tobáceas y brechoides que afloran al sur del lago de Tequesquitengo, cercanas al río Amacuzac y a los poblados antes mencionados. Fries describió a la unidad como una "brecha tobácea riolítica" de color pardo oscuro, bien cementada con granos gruesos y fragmentos líticos de hasta 30 cm, cuyo espesor estratigráfico alcanzaba los 250 m. Estableció para entonces que la riolita sobreyacía por lo general concordantemente al Grupo Balsas. Mediante datación radiométrica por el método de **Pb-a en zircones obtuvo** una edad aproximada de 26 ± 2.6 Ma para la Riolita Tilzapotla, ubicándola en el Oligoceno tardío e infirió que el centro volcánico que le dio origen se encontraba a poca distancia hacia el sur. Además, propuso nomenclaturas para otras unidades volcánicas cercanas como la Formación Tepoztlán, la Andesita Zempoala y el Grupo Buenavista.

Posteriormente en un artículo de De Cserna y Fries, (1981), se corrigió la relación estratigráfica de la Riolita Tilzapotla respecto a la Formación Balsas para darle carácter de discordante y se extendió su distribución hasta las cercanías de Taxco. Se añadieron detalles de la base estratigráfica de la riolita describiéndola como un derrame piroclástico de composición dacítica o riodacítica, sin diferir en ningún aspecto a la aportación de Fries (1960). Se realizaron nuevas dataciones con concentrados de feldespatos potásicos obteniéndose una nueva edad de 35.5 ± 1.3 Ma por el método K-Ar. También se describieron las rocas de los centros volcánicos de Buenavista, Zempoala y Zinacantepetl y se propuso la ubicación de otros nuevos en las cercanías de Taxco y Tilzapotla. Otra edad para la Riolita Tilzapotla por el método de K-Ar fue obtenida el mismo año por Linares y Urrutia-Fucugauchi (1981), en una muestra colectada en las inmediaciones de Taxco, quienes reportaron una edad de 49 ± 3 Ma.

Con base en análisis de imágenes satelitales y observaciones de campo, Morán-Zenteno *et al.* (1998; 1999; 2000) propusieron la existencia de una estructura semielíptica de 20 km de diámetro que delimitaba las principales acumulaciones de ignimbritas al sur del poblado de Tilzapotla. En el mismo trabajo se sugirió también una nomenclatura para la secuencia volcánica de Buenavista-Quetzalapa, formada por las ignimbritas de la Formación Tilzapotla (antes Riolita Tilzapotla) sobreyacidas por las andesitas de la Formación Buenavista. A la primera se le vinculó con las secuencias efusivas de una caldera y a la segunda como las probables unidades de resurgencia. Indicó que la Formación Tilzapotla se compone de una sucesión de ignimbritas de composición dacítica con variable grado de soldamiento y ricas en biotita, La matriz se encuentra formada por sílice criptocristalino y listones de plagioclasa; caracterizada por la presencia de pómez no mayores a 10 cm y xenolitos puntuales de caliza que alcanzan los 10 m de diámetro. Un concentrado de biotita de las cercanías de Quetzalapa arrojó una edad de 31.9 ± 0.8 Ma por el método de K-Ar. Por su lado a la Formación Buenavista se le describió como flujos de lavas dacíticas con texturas porfídicas y fenocristales de plagioclasa zoneada, sanidino, hornblenda, biotita, cuarzo, clino y ortopiroxeno. En su parte superior, esta formación se encuentra intercalada con ignimbritas ricas en fragmentos pumicíticos, sanidino, cuarzo y biotita. La distribución de la secuencia Buenavista-Quetzalapa y la relación estratigráfica que mantiene con las rocas mesozoicas subyacentes permitieron inferir la presencia estructural de una caldera de colapso en las cercanías de los poblados de Tilzapotla y Quetzalapa.

A esta estructura se le denominó caldera de Tilzapotla por Morán-Zenteno *et al.* (2004) y su existencia se asoció al vulcanismo silícico terciario de la Sierra Madre del Sur, lo que representa el primer descubrimiento de una caldera volcánica de gran tamaño al sur de la FVTM. El depósito de la ignimbrita Tilzapotla se relacionó directamente con el evento magmático asociado al colapso de la caldera. La caldera de Tilzapotla está delimitada por dos notorios lineamientos estructurales que constituyen el contacto entre las secuencias volcánicas de intracaldera y las rocas marinas cretácicas. Estas rodean a la estructura en sus flancos norte y sur. Tales rasgos son parte de un sistema

regional de fallas caracterizado por una marcada orientación NNW-SSE con sentido sinistral.

La morfología elíptica observable de la caldera de Tilzapotla corresponde al anillo estructural de la misma. Existen bloques de caliza embebidos en la Ignimbrita Tilzapotla, los cuales son evidencia del derrumbe de las paredes del anillo hacia el interior de la caldera durante el colapso. Tanto los domos posteriores al emplazamiento de la Ignimbrita Tilzapotla, como algunos indicadores cinemáticos mayores en el control estructural de la caldera son evidencia de reactivación magmática poscolapso. Además, existen notorias zonas de alteración hidrotermal en el borde sureste de la caldera, relacionadas con algunas mineralizaciones de sulfuros, oro y plata. La tumescencia del evento de resurgencia fue la responsable del levantamiento de las unidades de relleno por sobre las rocas calcáreas circundantes, elevándolas varios centenares de metros por encima del borde topográfico (Morán-Zenteno *et al.*, 2004).

Las unidades volcánicas asociadas a la caldera representan tres episodios de la evolución del centro volcánico: la Ignimbrita Tilzapotla, las rocas de poscolapso y las rocas de resurgencia. En el caso de las primeras, se subdividen en facies de intracaldera, extracaldera y brechas de colapso. La edad de esta unidad se obtuvo a partir de geocronología realizada en 21 granos de sanidino por el método de Ar-Ar, obteniendo una edad media ponderada de 34.26 ± 0.09 Ma (Morán-Zenteno *et al.*, 2004). En el caso de las unidades de poscolapso, se subdividieron en tres unidades informales: Ignimbrita Rodarte, formación Gallego y formación las Mesas. La ignimbrita Rodarte consiste en varias secuencias de flujos piroclásticos moderadamente soldados con fragmentos de pómez y fenocristales de biotita, con una edad de 32.6 ± 2.5 Ma obtenida en plagioclasa (Morán-Zenteno *et al.*, 2004). La formación Gallego es una sucesión de ignimbritas reomórficas muy soldadas intercaladas con vitrófidos y flujos de lava dacíticos. Presenta una relación estratigráfica sobreyacente con la Ignimbrita Rodarte y tiende a buzarse hacia afuera del borde de la caldera, indicador de su emplazamiento previo a la resurgencia. La formación Las Mesas está compuesta de una secuencia de conglomerados y flujos de escombros. El rango de edades

para estas dos últimas unidades de poscolapso fue inferido por relaciones estratigráficas y edades obtenidas en la formación El Salto y la ignimbrita Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2004).

Finalmente, las unidades de resurgencia están constituidas por derrames lávicos de la formación El Salto intercalados con flujos de escombros. Poseen composiciones andesíticas o dacíticas con presencia incipiente de hornblenda, clino y ortopiroxeno. Su rango de edades oscila entre los 34.4 ± 1.4 Ma y 32.8 ± 1.6 Ma. Las intrusiones hipabisales que cortan tanto a la Ignimbrita Tilzapotla como a las unidades de poscolapso fueron propuestas por Morán-Zenteno *et al.* (2004) como alimentadoras directas de los domos de resurgencia presentes en los bordes de la caldera, así como de los derrames de lava. La variabilidad composicional de las lavas de la formación El Salto abarca desde dacitas a andesitas. Esta variabilidad se tomó como un indicador de la extrusión de magmas desde un nivel profundo de una cámara magmática diferenciada, o bien, de una nueva inyección profunda de magmas primitivos. Todo ello refuerza el escenario de un magmatismo de resurgencia en temporalidades no muy distantes al colapso de la caldera. Sin embargo, estas unidades no fueron descritas o estudiadas con detenimiento (Morán-Zenteno *et al.*, 2004).

En Flores-Huerta (2012) se consideró a la Ignimbrita Tilzapotla como una unidad litoestratigráfica con sutiles variaciones texturales y composicionales, presentes tanto vertical como lateralmente. Se estudiaron sus características enfocándose en las facies de extracaldera, destacables por presentar cuarzo, plagioclasa, sanidino, biotita euhedral relativamente abundante y algunas trazas de hornblenda. Además, se realizaron estudios petrográficos, geoquímicos y cartográficos, además de tres secciones geológicas. Se concluye que la Ignimbrita Tilzapotla y la abundancia de sus cristales son producto de una cámara magmática formada por entramados de cristales (*crystal mushes*), los cuales fueron expulsados con el evento explosivo y emplazados posteriormente en al menos tres flujos piroclásticos. También fue propuesta una posible relación cogenética con el plutón de Coxcatlán.

El mismo año, Mori *et al.* (2012) obtuvieron abundancias de elementos traza y relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en las unidades volcánicas de la caldera de Tilzapotla, realizando análisis comparativos con las obtenidas en las sucesiones silíceas e intermedias de los centros volcánicos de La Muñeca, La Goleta y del noroeste de Oaxaca. De estos análisis concluyeron que el volcanismo silíceo del Eoceno tardío en la porción norte-central de la Sierra Madre del Sur fue resultado del ascenso paulatino de magmas hacia la corteza. El calor relacionado con esta intrusión magmática produjo la madurez termomecánica de la corteza y el subsecuente desarrollo de un sistema magmático activo dentro de la misma. Cuando estos procesos silíceos se acompañan de actividad volcánica explosiva a gran escala se les conoce como llamaradas silíceas (*flare ups*). Por su parte, las suites Tilzapotla y Muñeca evolucionaron como centros volcánicos cuyos magmas fueron producto de cristalización fraccionada y asimilación de materiales corticales en niveles superiores de la corteza. Tales procesos se expresan en las correlaciones negativas que presentan las concentraciones de Eu, Sr e isótopos de Nd con respecto al incremento paulatino de sílice. Por su parte, la suite Goleta, caracterizada por un empobrecimiento extremo de Eu, Sr, y Ba, pudo derivarse de la anatexis de rocas cuarzo-feldespáticas (Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011). En el caso de los magmas de composición intermedia del NW de Oaxaca los procesos que jugaron un papel importante fueron la cristalización fraccionada a alta presión y la contaminación cortical a niveles profundos.

Finalmente, Martiny *et al.* (2013) incluyeron a la caldera de Tilzapotla y a los plutones adyacentes de Coxcatlán, Buenavista y Chautle en un mismo sistema magmático con características geoquímicas y geocronológicas similares. Para ello realizaron nuevas dataciones por el método de U/Pb, obteniéndose los rangos de edades 39.5 ± 0.6 Ma a 35.2 ± 0.2 Ma para el plutón de Coxcatlán, 36.6 ± 0.4 Ma a 33.3 ± 0.5 Ma para la ignimbrita Tilzapotla y una edad ponderada de 34.37 ± 0.26 Ma para el pequeño plutón Chautle. El notorio traslape entre estos eventos reforzó la hipótesis que planteaba la existencia de un sistema magmático creado por un evento de maduración térmica cortical. Este acumuló progresivamente cuerpos silíceos en la corteza superior, cuyas apófisis

se expresan como cuerpos intrusivos que afloran en la superficie. En la culminación del desarrollo del sistema magmático, se formó una cámara magmática enriquecida en *mushes* (magmas parcialmente cristalizados, conformados por agregados de cristales lubricados por fluidos a presión). Posteriormente, la inyección tardía de magmas primitivos y de mayor temperatura en los *mushes* existentes contribuyó a la desestabilización termomecánica de la cámara magmática, lo que produjo una erupción volcánica explosiva. Esta explosión fue la responsable del origen de la caldera y del emplazamiento de la ignimbrita Tilzapotla, la cual contiene abundantes cristales que provienen directamente del *mush*.

El presente trabajo es un estudio estratigráfico y petrológico sobre las unidades de poscolapso asociadas a la caldera de Tilzapotla, como parte de las actividades del proyecto *Estudio de la estratigrafía, componentes, procedencia y conexiones genéticas de la sucesión de ignimbritas del área de Taxco, Estado de Guerrero*, el cual fue financiado por el Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica de la DGAPA de la UNAM (proyecto PAPIIT IN111714).

1.3 Planteamiento del problema

Como ya se mencionó, el evento de colapso que dio origen a la caldera de Tilzapotla ha sido señalado como responsable del emplazamiento de la Ignimbrita Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Flores-Huerta, 2012; Martiny *et al.*, 2013). En estos trabajos se caracterizaron los rasgos estructurales de la caldera, tales como las fallas limítrofes o el anillo estructural. También se describieron las unidades litoestratigráficas Tilzapotla y Rodarte; así como las formaciones Las Mesas, El Gallego y El Salto. Sin embargo, las unidades de poscolapso que sobreyacen a la Ignimbrita Tilzapotla no se estudiaron en sus detalles petrográficos y estratigráficos. Por ello, se planteó un estudio específico sobre estos aspectos para contribuir al conocimiento sobre la evolución y petrogénesis del centro volcánico. El presente trabajo propone una nueva estratigrafía para la zona, agrupando las litologías existentes en subunidades informales.

1.4 Objetivos

La estratigrafía volcánica de la caldera de Tilzapotla fue descrita en términos generales por Morán-Zenteno *et al.* (2004); Flores-Huerta, (2012) y Martiny *et al.* (2013). El objetivo general de este trabajo consiste en revisar la estratigrafía de las sucesiones de poscolapso a lo largo de secciones geológicas, así como comprender mejor las características del magmatismo de resurgencia. Para ello se definen los siguientes objetivos específicos:

- a) Reconocer el alcance, dimensiones y límites de las unidades de poscolapso, así como describir las relaciones estratigráficas que sostienen con las unidades circundantes.
- b) Distinguir sus características litológicas valiéndose de estudios petrográficos y posteriormente agruparlas en unidades y subunidades litoestratigráficas.
- c) Construir las columnas estratigráficas necesarias con el fin de correlacionar las unidades recién descritas con las previamente estudiadas.
- d) Actualizar el mapa geológico de la zona enriqueciéndolo con los nuevos descubrimientos.
- e) Hacer inferencias sobre la petrogénesis de estas sucesiones en el contexto de la evolución de los centros volcánicos de la región.

1.5 Metodología

Para cumplir con los objetivos de esta investigación se llevaron a cabo actividades tanto de campo como de gabinete:

- Se realizaron recorridos a lo largo de caminos y veredas en las inmediaciones de los poblados de El Zapote y Los Epazotes, en la zona limítrofe entre los estados de Morelos y Guerrero. Esto con el fin de realizar levantamientos cartográficos, coleccionar muestras de roca, tomar fotografías y datos estructurales.
- Se realizó la descripción petrográfica de 45 muestras de roca en lámina delgada valiéndose de un microscopio petrográfico Zeiss Axioskop 40.

- Se llevaron a cabo estudios geoquímicos de elementos mayores y trazas, incluyendo tierras raras en cinco muestras representativas de la zona. Estos se realizaron en el Laboratorio de Química Ultrapura y en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía, ambos adscritos al Instituto de Geología de la UNAM.

2 Marco Teórico y contexto geológico

2.1 Marco teórico

Las calderas de colapso son prominentes rasgos volcánicos cuyo origen y evolución se relacionan con eventos eruptivos altamente explosivos (Lipman, 1997; Cole *et al.* 2005). El estudio científico de las calderas volcánicas adquirió importancia a mediados del siglo XX con la publicación de trabajos como los de Williams (1941) en Crater Lake, Matumoto (1943) en Japón y Smith y Bailey (1968) en la caldera de Valles. Desde entonces se hizo evidente la relación que existe entre las calderas y el emplazamiento de ignimbritas, gracias a las publicaciones pioneras de Smith (1960;1974). En la actualidad se aplican modernas técnicas geofísicas, geoquímicas y de modelado al estudio de calderas volcánicas; lo que permite comprender mejor sus características geológicas y los procesos que les dan origen.

El actual interés que existe por el estudio de las calderas se justifica por la información geológica que pueden brindar. Es posible comprender los mecanismos de emplazamiento de ignimbritas, analizar la evolución de un centro volcánico y vincular los procesos magmáticos afines. Además, representan una ventana de posibilidades hacia la energía geotérmica y los yacimientos minerales. Sin embargo, su estudio dista actualmente de enfocarse únicamente en quehaceres geológicos y ha logrado alcanzar connotaciones políticas y sociales, ya que las calderas activas pueden representar factores de riesgo en la actividad humana.

2.1.1 Terminología

La palabra *caldera* es usada para referirse a diversas estructuras dentro del campo de estudio de la vulcanología, lo cual genera cierta discrepancia al

momento de diferenciarlas. Una de las soluciones propuestas fue la de Cole *et al.* (2005), quien sugirió los siguientes términos para distinguirlas entre sí:

- **Caldera:** Aquella estructura volcánica de tamaño considerable resultado del colapso o la subsidencia del techo de una cámara magmática, formada durante eventos eruptivos o posteriormente a ellos.
- **Complejo de calderas:** Conjunto de calderas de diversas edades superpuestas espacial y estructuralmente.
- **Cauldron:** Estructura remanente de una caldera en donde las unidades litológicas asociadas a su colapso han sido mayoritariamente removidas por la erosión. De esta manera, afloran las rocas hipabisales de los conductos alimentadores o incluso las previamente existentes al evento eruptivo.
- **Estructura de anillo:** Estructuras volcánicas en donde se exponen las rocas plutónicas que son vestigios de antiguas cámaras magmáticas.

Se puede decir entonces que las calderas volcánicas son depresiones topográficas circulares o elípticas (Lipman, 1997) cuyo tamaño puede oscilar entre los miles de metros y las decenas de kilómetros. Su morfología obedece a diversos factores como el tamaño de la cámara magmática, la composición química del vulcanismo asociado, el marco tectónico regional, la geología preexistente al evento efusivo, etcétera (Cole *et al.*, 2005). La diferenciación entre los términos antes mencionados debe justificarse con mapeos geológicos a detalle y análisis composicionales de las rocas presentes, con el fin de poder inferir posibles estructuras volcánicas erosionadas o sepultadas.

2.1.2 Desarrollo y evolución geológica de una caldera

La historia geológica de una caldera volcánica puede resumirse en cuatro principales episodios (Lipman, 2000):

Vulcanismo pre-colapso

La mayoría de las calderas conocidas se desarrollan en sitios donde hay evidencia de actividad volcánica previa, aunque su volumen y composición pueden variar con el tiempo. El ascenso paulatino del plutón asociado y su emplazamiento en

zonas hipabisales puede generar tumescencia, fracturas y ventilas radiales en las rocas hospedantes, las cuales pueden fungir como futuros conductos de circulación de magmas y otros fluidos. Es común la formación de pequeñas calderas en las cimas de volcanes escudo o dentro de estratovolcanes, mientras que las grandes calderas ignimbríticas se hundieron dentro de arreglos de domos y conos preexistentes (*Figura 2*).

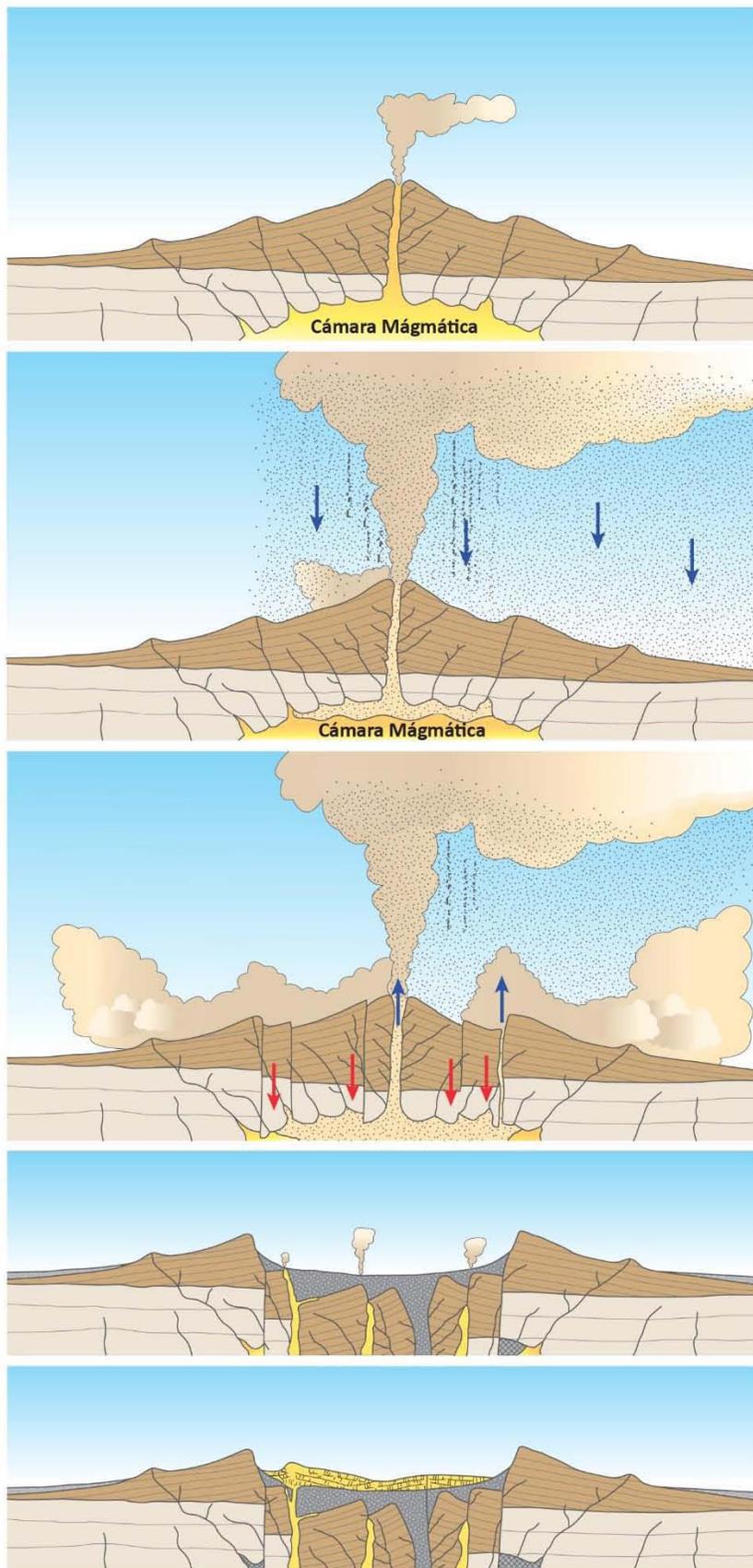
Subsidencia de la caldera

El colapso y subsidencia del piso estructural de la caldera ocurre como resultado combinado de los procesos que conlleva el evento eruptivo y la salida de magma, así como también la compensación de las presiones existentes entre la cámara magmática, las rocas hospedantes y la superficie topográfica. Existen muchos factores que afectarán la manera en que una caldera colapse, entre los que destacan la presencia o ausencia de agua, la geometría de colapso, la profundidad de la cámara magmática, etcétera (Martí *et al.*, 2000). La geometría del colapso se discutirá más adelante.

Actividad hidrotermal y posible mineralización

La actividad hidrotermal asociada a calderas puede ocurrir durante toda su historia geológica, pero suele ser persistente durante sus últimas etapas. La presencia de la actividad hidrotermal no garantiza el emplazamiento de yacimientos minerales y se sabe de calderas que no presentan hidrotermalismo en absoluto. Por lo general, las grandes calderas de colapso son incapaces de desarrollar yacimientos minerales debido a que su carácter explosivo dispersa las pequeñas concentraciones que pudieran haberse acumulado. Sin embargo, las rocas hospedantes y los rasgos estructurales (como los anillos de la caldera) pueden fungir como futuros sistemas hidrotermales.

Este modelo puede ser aplicado con generalidad a los diversos tipos de calderas, sin que ello garantice homogeneidad en el desarrollo de todas ellas. Algunas calderas pueden desarrollarse incluyendo o discriminando alguna de las etapas, tales como la tumescencia, el vulcanismo de resurgencia, la actividad hidrotermal, etcétera (Cole *et al.*, 2005).



a) *Vulcanismo pre-colapso. Manifestaciones tempranas de magmatismo en la superficie. Pueden manifestarse acompañadas de tumescencia, actividad hidrotermal, sismicidad, emanación de gases, etcétera.*

b) *Evento eruptivo principal, vinculado con el depósito a gran escala de ignimbritas y otros materiales piroclásticos.*

c) *Subsistencia y caída del techo de la cámara magmática parcialmente vacía sobre sí misma, como resultado de la descomposición barométrica y el peso extra que se ejerce sobre el vacío resultante. El mush de cristales remanente en la cámara es expulsado para depositarse en forma de ignimbritas ricas en cristales. Otros materiales se emplazarán como oleadas de surge, flujos de escombros, depósitos de caída, etcétera. A estas unidades se les conoce como de post-colapso.*

d) *Magmatismo de resurgencia, producido por nuevas inyecciones profundas de magmas, acompañado por la ocurrencia de detumescencia e inyecciones hipabisales de domos, diques y coladas en la superficie.*

Figura 2. Evolución idealizada de una caldera de colapso. Modificada de Lockwood y Hazlett (2010).

2.1.3 Anatomía de una caldera

Los elementos estructurales y morfológicos que componen una caldera se muestran en la *Figura 3* y pueden resumirse de la siguiente manera (Lipman, 1997).

Borde topográfico

Constituye el escarpe que rodea a la caldera e incluye dentro de sí la zona que sufrió subsidencia. Si se trata de una caldera antigua y erosionada, el borde puede ampliar sus límites por la pérdida de masa.

Pared interior del borde topográfico

Presenta mayores pendientes en las zonas más elevadas del borde, tendiendo a la horizontalidad conforme se acerca al centro de la depresión. Es el límite hasta el cual podrán depositarse las unidades de relleno posteriores al evento eruptivo principal.

Collar de colapso

Es el material comprendido entre la pared topográfica y el límite estructural de la caldera, removido por pérdida de masa durante el evento efusivo, y/o la subsidencia.

Fallas limítrofes

También conocidas como fallas de anillo, son el resultado directo del colapso del

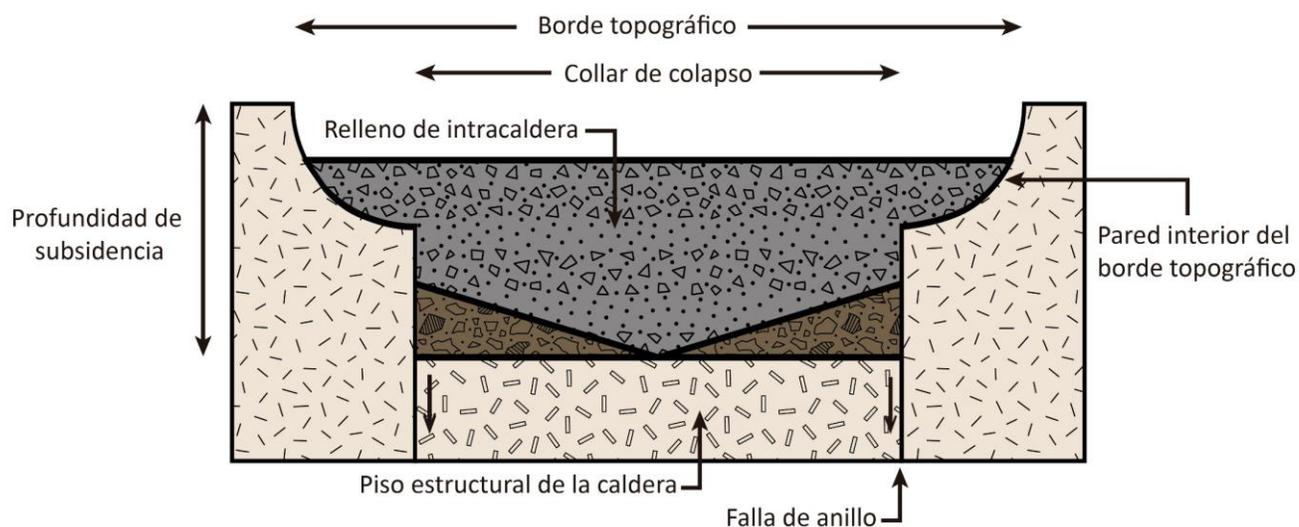


Figura 3. Modelo idealizado y simplificado de una caldera con subsidencia tipo "Piston". Modificado de Lipman (1997).

techo de la cámara magmática. Suelen ser curvas o arqueadas y presentan cierto carácter lístrico, aunque su morfología estará determinada por la geometría de la subsidencia. Están expuestas en calderas mayores que han sufrido una intensa erosión y su presencia en aquellas de menor tamaño puede inferirse como indicador de magmatismo de resurgencia.

Relleno de intracaldera

Consiste en las unidades depositadas dentro del límite topográfico de la caldera y son clave para entender su historia y desarrollo. Por lo general están formadas por intercalaciones de tobas, ignimbritas, brechas y depósitos de otros centros volcánicos. En casos donde ocurre magmatismo de resurgencia, estas unidades pueden estar cubiertas por coladas de lava juveniles, que ocasionalmente ocultan las estructuras volcánicas primarias y dificultan su interpretación.

Piso de la caldera o piso estructural

Es la superficie pre-caldera hundida y sepultada por las unidades de poscolapso. No debe confundirse con el actual piso topográfico expuesto en calderas jóvenes. Son pocas las calderas que han sufrido altos índices de erosión capaces de exponer esta estructura en la actualidad, además de que comúnmente es destruida durante la erupción.

Cámara magmática

Es la fuente de los productos efusivos presentes en la erupción. Se expresan como plutones o batolitos expuestos en calderas intensamente erosionadas que son inferidas por la presencia de unidades volcánicas cercanas. En calderas activas puede presumirse la presencia de cámaras magmáticas solidificadas de manera incompleta gracias a estudios geofísicos. Por lo general su profundidad de emplazamiento oscila entre los cuatro y los diez kilómetros.

2.1.4 Clasificación de calderas

Con base en la composición del material que expulsan

Aunque no existe una relación directa entre la composición de los elementos eruptivos y los diferentes tipos de caldera, existen ciertas características que permiten realizar este vínculo (Cole *et al.*, 2005):

Calderas basálticas

Suelen ser predominantemente explosivas, están asociadas a centros volcánicos *OIB* y son creadas principalmente por la salida de magmas y tumescencia. Con el emplazamiento de *sills* en el subsuelo la superficie se hincha y expande generando fallas y fracturas radiales. Estas pueden fungir como conductos útiles para erupciones laterales, haciendo que la subsidencia de la caldera se acentúe a medida que el magma es expulsado (Walker, 1988). Erupciones explosivas pueden ocurrir también si el magma es incapaz de desgasificarse y se satura en volátiles (Walker *et al.*, 1993).

Calderas peralkalinas

Asociadas a zonas de rifting, estas calderas poseen diámetros circulares que rara vez superan los 12 km (Cole *et al.*, 2005), con una media en la subsidencia que ronda los trescientos metros. Las pequeñas erupciones explosivas que las preceden depositan volúmenes discretos de material piroclástico, generalmente no mayores a 10 km³. En algunas ocasiones presentan fenómenos de resurgencia y pueden incluso cubrirse con la última expulsión de lava.

Calderas adésíticas-dacíticas

El desarrollo geológico de estas calderas por lo general involucra la destrucción de estratoconos basálticos-andesíticos que colapsan. Sin embargo, presentan composiciones dacíticas que coinciden con el punto culminante de la erupción, lo que puede indicar la presencia de cámaras magmáticas zoneadas o de magmas que han tenido el tiempo suficiente para evolucionar a composiciones más silíceas. Existen notables ejemplos de ellas, como Krakatoa en Indonesia y Santorini en Grecia.

Calderas riolíticas

Son las responsables de producir los mayores volúmenes de material piroclástico, con diámetros que superan los 10 km y subsidencias mayores a 1 km. Se desarrollan en regiones que han experimentado previamente una gran actividad volcánica por amplios periodos, lo que forma conos, domos, derrames de lava, etcétera. Se vinculan además con la presencia de grandes depósitos ignimbríticos en las cercanías del centro volcánico, al igual que la caldera estudiada en éste

trabajo. Pueden también sufrir etapas de resurgencia, lo que hincha y eleva el domo central de la caldera generando nuevos derrames ígneos.

Con base en su geometría de subsidencia

La geometría de colapso del techo de una cámara magmática ha sido propuesta como parámetro para la clasificación de calderas. Según Lipman (2007) existen cuatro casos extremos que engloban la mayoría de los procesos de subsidencia, los cuales no son mutuamente discriminativos (*Figura 4*):

Subsidencia de pistón o *plate*

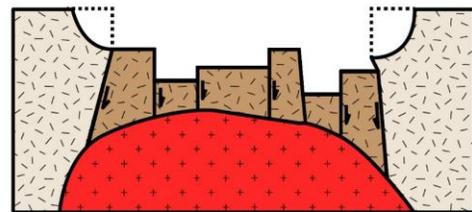
Involucra el descenso relativamente uniforme del piso de la caldera a través del conducto formado por las fallas de anillo. Se asocia a calderas de gran tamaño y a grandes eventos explosivos alimentados por cámaras magmáticas someras. Las unidades de relleno que se depositan en el espacio resultante deben presentarse horizontales y con pocas variaciones en sus grosores estratigráficos (Cole *et al.*, 2005).

Subsidencia *Downsag*

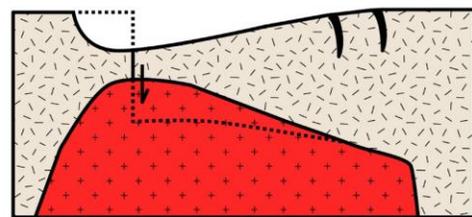
Se produce cuando la subsidencia del piso no está vinculada con fallas radiales sino con la deformación sin fractura de las rocas que lo componen. Como resultado, es común la ausencia de fallas limítrofes en la caldera, que se presenta como una suave pendiente que converge hacia el centro de la misma. El *downsag* puede ocurrir también como un



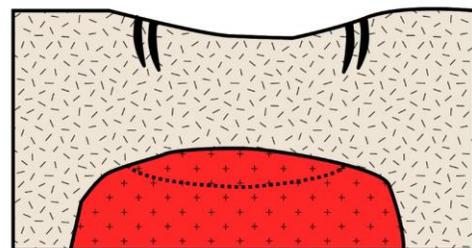
Plate/Piston



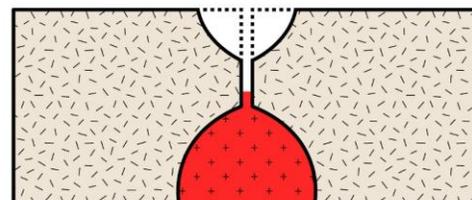
Piecemeal



Trap Door



Downsag



Funnel

Figura 4. Diferentes modelos de subsidencia en calderas de colapso. Modificado de Lipman (1997).

periodo temprano de otros tipos de subsidencia.

Subsidencia de bisagra o *Trap-Door*

La subsidencia *trap-door* se asocia con la subsidencia asimétrica del piso de la caldera. Mientras que un extremo se hunde paulatinamente en la cámara el otro funge como bisagra del movimiento, lo que da como resultado una subsidencia parcial o incompleta. Puede estar relacionada a pequeñas erupciones volcánicas, a cámaras magmáticas asimétricas o a influencias tectónicas regionales.

Subsidencia *piecemeal*

Se refiere a calderas con numerosos bloques en su piso estructural o con múltiples centros de colapso, los cuales se hunden con diferentes tasas de velocidad unos respecto a otros. El colapso puede producirse por erupciones superpuestas (donde una de ellas cataliza el colapso de los demás bloques), por fallas asociadas a la tectónica regional que rompen el piso de la caldera, o por la destrucción del piso de la caldera en un proceso similar a la licuefacción (Branney *et al.*, 1994).

Lipman también propuso un sexto término al que nombró *Chaotic Subsidence*, que se refiere a una geometría de colapso en forma de embudo (*funnel caldera*). Ambos términos están actualmente en desuso debido a que pueden explicarse fácilmente con los efectos combinados de dos o más de los casos extremos restantes.

2.1.5 Magmatismo poscolapso y resurgencia

El magmatismo de poscolapso en una caldera puede ocurrir casi inmediatamente después del evento de colapso. La presión extra que ejerce el bloque colapsado sobre la cámara parcialmente vacía produce que ésta expulse magmas empobrecidos en volátiles a la superficie, valiéndose nuevamente de los rasgos estructurales de la caldera para ascender. Estos se observan posteriormente en el relieve como domos y coladas de composición riolítica o dacítica. Sin embargo, debe recordarse que la resurgencia no ocurre en todas las calderas.

La resurgencia se expresa como nuevos pulsos de actividad volcánica dentro y alrededor de las calderas, producida por el ascenso de nuevos magmas

a la cámara alimentadora. Sucede en un periodo de tiempo relativamente corto posterior al colapso, iniciándose con tumescencia local (dentro de la misma caldera) o regional (al abarcar gran parte del centro volcánico). Conforme el magma asciende paulatinamente, el piso de la caldera y las unidades de relleno se pandean, rompen y fallan (Kennedy *et al.*, 2012). Posteriores erupciones a lo largo de estos sistemas estructurales pueden ocurrir intermitentemente a lo largo de millones de años. Sin embargo, recientes modelos térmicos han demostrado que la pérdida de calor por convección hidrotermal en las zonas próximas a las calderas es gigantesca. Por consiguiente, el sistema no puede seguir activo a menos de que sea periódicamente abastecido por nuevas inyecciones de magma (Lipman, 2000).

La resurgencia puede darse a pequeña o gran escala: En el caso de la pequeña los levantamientos son del orden de centímetros o metros, asociados a procesos como el control barométrico del agua en acuíferos hospedados entre los límites de la caldera (Marsh, 1984), actividad hidrotermal (Chang *et al.*, 2010) o a pequeñas intrusiones ígneas (Amelung *et al.*, 2000). Por el contrario, la resurgencia a gran escala puede estar vinculada a detumescencia regional (Marsh, 1984), al rebote por la viscosidad del magma (Smith y Bailey, 1968), a la expansión térmica de las unidades de relleno (Kennedy y Styx, 2003) o al emplazamiento de lacolitos, los cuales son capaces de elevar el terreno varios cientos o miles de metros. Estas nuevas intrusiones ocurren en el fondo de la cámara magmática o bien, en el contacto entre el techo original ahora colapsado y las primeras unidades de intracaldera (Kawakami *et al.*, 2007).

2.2 Marco geológico

2.3 Basamento pre Cenozoico metamórfico

El basamento de la zona de estudio no se conoce con certeza por la falta de afloramientos representativos. Se han asumido diferentes escenarios en función de los límites de los terrenos stratigráficos conocidos en la región.

Para Campa y Coney (1983) la zona de estudio se encuentra sobre el terreno Mixteca en la zona limítrofe con el terreno compuesto Guerrero, mientras que para Sedlock *et al.* (1993) se encuentra en el terreno Mixteco próximo a la

zona límite con el terreno Náhuatl. En el caso de Campa y Coney (1983) el Complejo Acatlán constituye el basamento, descrito como un par de ensamblajes metamórficos superpuestos por una *nappa* tectónica. Al inferior se le conoce como Grupo Petlacingo y al superior como Grupo Piaxtla. El Grupo Petlacingo se subdivide a su vez en tres suites: La migmatita basal Magdalena, dominada por litologías pelíticas y psammíticas e intrusionada por diques jurásicos. Por encima de la migmatita se encuentra la Formación Chazumba que posee facies de anfibolita con lentes ultramáficas y está deformada en múltiples sentidos y ocasiones. La Formación Cozoltepec sobreyace a la Formación Chazumba e incluye facies de esquistos verdes, filitas, cuarcitas y algunas rocas volcánicas. El Grupo cabalgante Piaxtla se conforma de las Formaciones Xayacatlán y Esperanza. La primera está formada por rocas ultramáficas intercaladas con metasedimentarios pelíticos. La segunda se compone de granitos, granitoides y migmatitas. Ambas formaciones se encuentran milonitizadas y eclogitizadas (Ortega Gutiérrez *et al.*, 1999; Nance *et al.*, 2006; Vega Granillo *et al.*, 2007). El complejo Acatlán y su cubierta fueron deformados por la orogenia Laramide a finales del Cretácico y superpuesto finalmente por sedimentos cenozoicos clásticos y rocas volcánicas de arco (Keppie, 2004). El Terreno Compuesto Guerrero en su límite con el terreno Mixteca se compone del Esquisto Taxco y de la Formación Chapolapa. Los protolitos del primero constituyen andesitas y riolitas marinas intercaladas con rocas volcánicas epiclásticas y cuarzoareniscas; mientras que la Formación Chapolapa está formada por flujos lávicos marinos y rocas epiclásticas. Centeno García *et al.* (2008) subdividen al Terreno Guerrero en cinco subterrenos tectonoestratigráficos llamados Teloloapan, Guanajuato, Arcelia, Tahue y Zihuatanejo.

Por su parte, Sedlock *et al.* (1993) nombran al Terreno Compuesto Guerrero como Terreno Náhuatl y lo describen como dos unidades superpuestas. A la inferior le nombra como Complejo Tierra Caliente (TCC), la cual incluye al esquisto Taxco, a la formación Ayotusco y a la *roca verde* Taxco Viejo. Sus características incluyen facies de prehnita-pumpellita, esquisto verde y afibolitas de bajo grado, con protolitos probablemente Paleozoicos. A la segunda le asignan el nombre de Unidad Superior Mesozoica (Jurásico-Cretácico), compuesta por

secuencias volcánicas y sedimentarias ligeramente metamorfoseadas, fuertemente deformadas por plegamiento-acortamiento y superpuestas por carbonatos y sedimentos clásticos. En la zona de Taxco-Tilzapotla ambas unidades están cubiertas por sedimentos marinos maestrichtianos que subyacen en discordancia angular al Grupo Balsas. Las características, distribución y los límites de los terrenos tectonoestratigráficos mexicanos sigue siendo objeto actual de debate.

2.4 Plataforma Guerrero-Morelos (PGM)

La estratigrafía de la plataforma Guerrero-Morelos (PGM) ha sido descrita en trabajos como los de Fries (1960) Hernández-Romano *et al.* (1997), Cerca (2007), Martini *et al.* (2009), Cerca *et al.* (2010), entre otros. Se trata de una sucesión cretácica sedimentaria delimitada al oeste por el sistema de cabalgaduras estructurales de Teloloapan y al este por la falla de Papalutla, la cual pone en contacto a la PGM con el complejo Acatlán. En la base de la sucesión se encuentran rocas evaporíticas depositadas en el Aptiano-Albiano, propias de ambientes de sabkha, las cuales están agrupadas en la anhidrita Huitzucó y la formación Zicapa. Presentan algunas intercalaciones con lechos rojos continentales y flujos de lava menores (Cerca *et al.*, 2010).

Posteriormente durante el Albiano y hasta el comienzo del Turoniano, transgresiones marinas propiciaron el depósito de las calizas arrecifales de la plataforma de la Formación Morelos (Hernández-Romano *et al.*, 1997). Están subdivididas en 3 facies (intramarea, supramarea y submarea) que cambian gradualmente hasta las facies pelágicas que constituyen la base de la Formación Mezcala. A la frontera entre ambas formaciones se le conoce como Formación Cuautla y representa el cambio composicional de carbonatos a siliciclastos que ocurrió en la sedimentología (Cerca 2007). Los espesores de la Formación Morelos oscilan entre los 100 y los 700 m, aproximadamente.

Las secuencias pelágicas de *flysch* de la Formación Mezcala sobreyacen a la Formación Morelos y están compuestas por intercalaciones de limolita, lutitas y areniscas (ocasionalmente conglomerados y calizas) cuyo espesor alcanza los 1200 m (Hernández Romano *et al.*, 1997). También se propusieron tres facies

para la formación: plataforma abierta, prodelta y pelágica. Las edades de su depósito abarcan desde el Turoniano hasta el Maestrichtiano, finalizando gradualmente su depósito con la deformación laramídica y con la aparición del vulcanismo subaéreo de la Formación Tetelcingo (Hernández Romano *et al.*, 1997). Es posible encontrar definida a esta última formación como la base estratigráfica del Grupo Balsas, aunque también se le ha otorgado una nomenclatura propia. Está compuesta de una intercalación de lechos rojos y rocas volcánicas (tobas, brechas y lavas) definidas por Ortega Gutiérrez (1980). Por su parte el Grupo Balsas es una sucesión continental de conglomerados, areniscas y limonitas intercaladas también por andesitas y rocas volcanoclásticas depositadas entre el Paleoceno y el Eoceno.

Tanto la Formación Tetelcingo como el Grupo Balsas se encuentran intrusionados por rocas hipabisales, y el final de su sedimentación coincide con la aparición del vulcanismo silícico de la Sierra Madre del Sur a finales del Eoceno y principios del Oligoceno. Para el área de Zacapalco-Amacuzac, Morán-Zenteno *et al.* (2007a) replanteó la estratigrafía del Grupo Balsas en dos unidades piroclásticas y dos sedimentarias: A la base del grupo la nombró Formación Tepetlapa, compuesta de limonitas, conglomerados y areniscas. Sobreyaciéndola colocó a la Toba Teacalco, descrita como una toba rosácea densamente soldada rica en vidrio y cristales. La siguiente unidad corresponde a la Toba Piedras Altas, formada por al menos dos ignimbritas ricas en fragmentos pumicíticos diferenciables por su mineralogía. Finalmente, en la cima del grupo se encuentra la Formación Huajintlán, compuesta de conglomerados de calizas, areniscas y rocas volcánicas. Suprayaciendo a esta formación se depositó inconformemente la Ignimbrita Tilzapotla.

2.5 La provincia magmática de la Sierra Madre del Sur (SMS)

La Sierra Madre del Sur es una provincia magmática que se extiende desde las costas de Puerto Vallarta hasta el Istmo de Tehuantepec y abarca los estados de Jalisco, Colima, Michoacán, México, Morelos, Puebla, Guerrero y Oaxaca. Está geológicamente delimitada al norte por la FVTM y al noroeste por la Sierra Madre Occidental. Su periodo de actividad magmática abarcó desde finales del Cretácico

hasta principios del Mioceno, y está formada por plutones y centros volcánicos silícicos. Estos se mantienen simétricos a la actual trinchera de subducción, la cual corre paralela a la costa pacífica mexicana (Morán-Zenteno *et al.*, 1999, 2000). Los batolitos están expuestos como resultado de la erosión diferencial que exhumó la margen continental. Sus composiciones petrográficas varían entre granitos, granitoides, granodioritas y tonalitas. Por su parte los centros volcánicos son emisores de secuencias lávicas máficas a riolíticas; voluminosos depósitos de ignimbritas y algunas intrusiones hipabisales. A ella pertenecen los pulsos magmáticos responsables de la creación de centros volcánicos como los de Goleta, Nanchititla, Valle de Bravo, Muñeca, Taxco, Huautla y Tilzapotla; así como el campo volcánico del oeste de Oaxaca (Martiny *et al.*, 2000; Morán-Zenteno *et al.*, 2007b; Mori *et al.*, 2012).

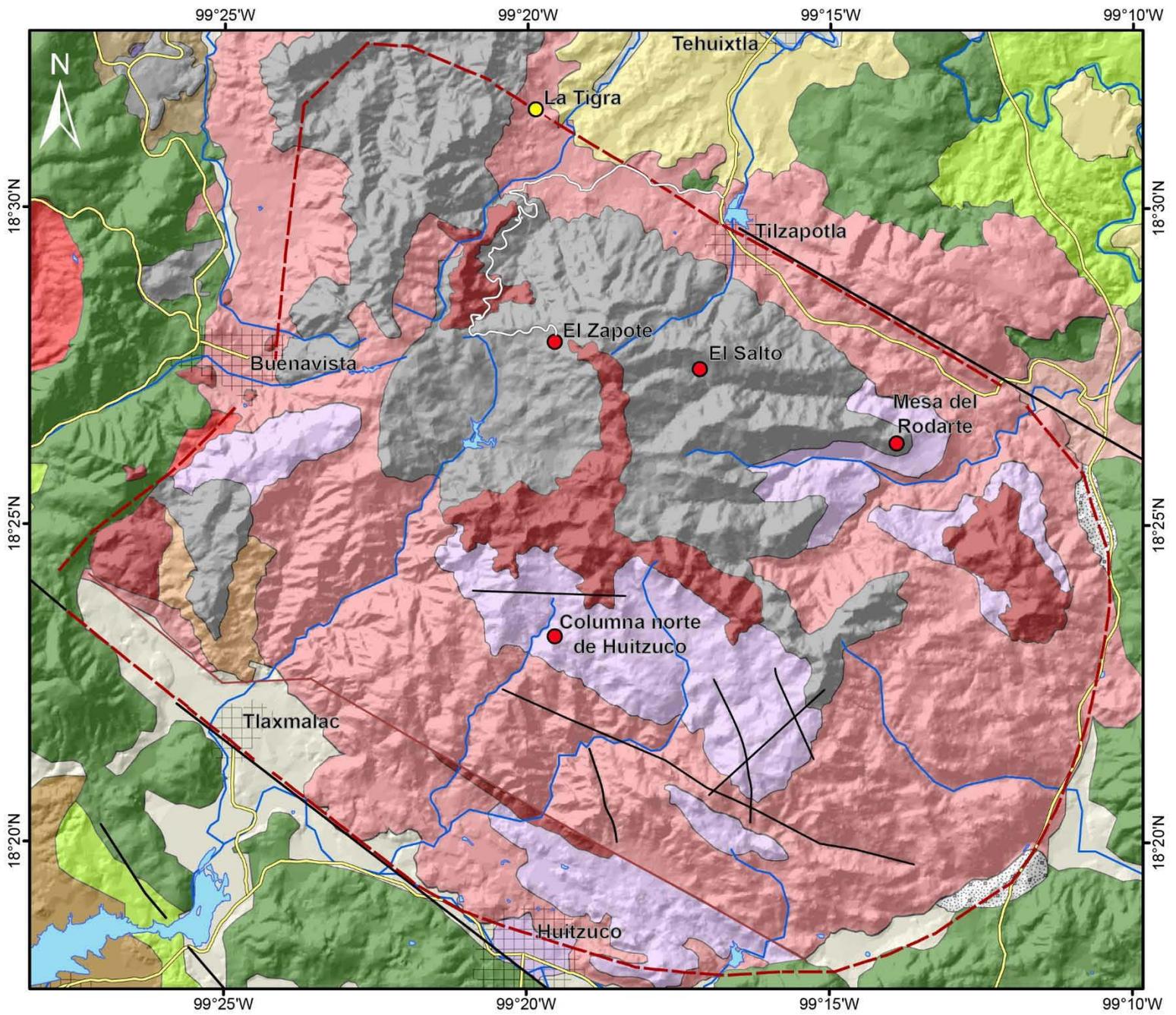
3 Estratigrafía y petrografía

Con el objetivo de reconocer las características estratigráficas y petrográficas de las unidades de poscolapso de la caldera de Tilzapotla, se realizaron dos secciones geológicas llamadas Norte de Huitzucó (1) y Camino al Zapote (2) (*Figura 1*). La primera comprende a una porción del camino que asciende desde el poblado de Tehuixtla hacia el poblado de El Zapote; mientras que la segunda se realizó a lo largo de veredas y senderos que van desde el poblado de El Zapote hacia el centro de la caldera. La información recopilada permitió generar un nuevo mapa geológico de la zona (*Figura 5*) en el que se incluyen los nuevos límites de las formaciones estudiadas y sus características petrográficas y estratigráficas. Las columnas estratigráficas resultantes fueron correlacionadas con las publicadas en trabajos previos (*Figura 6*). A continuación, se describen las características generales de las unidades litoestratigráficas estudiadas y más adelante se presentan los detalles petrográficos observados a lo largo de las secciones realizadas.

3.1 Ignimbrita Tilzapotla

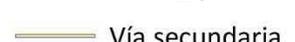
La Ignimbrita Tilzapotla representa la base estratigráfica sobre la que descansan las sucesiones de poscolapso. Fue descrita inicialmente por Morán-Zenteno *et al.* (1998; 2000; 2004) y se trata de una ignimbrita masiva con soldamiento moderado a denso, rica en fenocristales y con presencia de pómez y líticos. Se subdivide en litofacies de intra y extracaldera, las cuales poseen características texturales y mineralógicas que varían tanto horizontal como verticalmente. Las facies de intracaldera están compuestas por al menos cinco flujos piroclásticos que se caracterizan por presentar cuarzo>plagioclasa>sanidino>biotita; además de esferulitas y algunos líticos lávicos. Los cristales constituyen el 15 a 50% del total de la roca, siendo el cuarzo el más abundante. El espesor de las facies de intracaldera se estima en al menos 600 m (Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Flores-Huerta, 2012). Por su parte y con base en un nuevo conteo estadístico realizado en las secciones delgadas disponibles, las facies de extracaldera poseen una fracción de fenocristales que alcanza el 33% del total de la muestra, los cuales consisten en fenocristales de cuarzo>plagioclasa>sanidino>biotita, con el cuarzo

Figura 5 (siguiente página). Mapa geológico actualizado de la caldera de Tilzapotla. Los puntos rojos señalan la ubicación de las columnas idealizadas. Modificado de Martiny *et al.* (2013).



Simbología



- | | | | |
|--|--|---|---|
|  | Plutones eocénicos |  | Formación Tepetlapa |
|  | Ignimbrita Tilzapotla |  | Ignimbrita Rodarte/Atopula |
|  | Depósitos aluviales cuaternarios |  | Cuerpos de agua |
|  | Depósitos volcánicos previos cenozoicos |  | Formación Mezcala |
|  | Ignimbritas y brechas de colapso indiferenciadas |  | Domos dacítico-andesíticos hipabisales |
|  | Formación Morelos |  | Localidad Urbana |
|  | Formación Las Mesas |  | Margen estructural de la caldera |
|  | Formación El Salto |  | Fallas limítrofes del bloque de resurgencia |
|  | Conglomerado Coxcatlán |  | Falla representativa |
|  | Depósitos aluviales cuaternarios |  | Río |
| | |  | Vía principal |
| | |  | Vía secundaria |

25

como el mineral más abundante. La base de la unidad contiene líticos y la cima pómez, con una relación inversamente proporcional entre ambos componentes. Las pómez también son ricas en fenocristales, y al igual que el resto de la roca, en éstas predomina también el cuarzo. Los espesores de las facies de extracaldera oscilan entre los 50 y los 150 m, dependiendo de la sección expuesta (Morán-Zenteno *et al.*, (2004); Flores-Huerta, 2012). Las facies de extracaldera afloran ampliamente en las inmediaciones de los poblados de Tehuixtla, Huitzucó, Tlaxmalac y Tilzapotla. En la zona de estudio, estas facies afloran en algunas secciones expuestas en el camino hacia El Zapote, en las cercanías de la desviación hacia el poblado de La Tigra. Por lo general, estas facies se encuentran cubiertas por las secuencias de poscolapso.

3.2 Ignimbrita Rodarte-Atopula

La Ignimbrita Rodarte-Atopula fue descrita inicialmente por Martiny *et al.* (2013) y es una ignimbrita densamente soldada y rica en cristales que sobreyace concordantemente a la Ignimbrita Tilzapotla. Las facies presentes en las inmediaciones de la Mesa del Rodarte están compuestas por varias unidades de flujo que se encuentran ligeramente soldadas. Contienen grandes fragmentos de pómez cuyo contenido en cristales es pobre (Martiny *et al.*, 2013). Las facies conocidas como Atopula afloran en las inmediaciones de la ciudad de Huitzucó y en el centro de la caldera. Se encuentran topográficamente elevadas por encima del resto de las unidades debido a la erosión diferencial. Presentan pseudoestratificación con un ligero basculamiento hacia el NNE. Se observan además grandes fragmentos de ignimbrita con forma elipsoidal embebidos en la propia matriz ignimbrítica. Son ricos en fragmentos juveniles de pómez de color gris claro con una marcada textura eutaxítica. La proporción de cristales en la Ignimbrita Rodarte-Atopula alcanza un 40-50% con una predominancia de cristales de cuarzo. Esta ignimbrita no aflora en las inmediaciones de la sección del camino a El Zapote, lo que puede interpretarse como un acuñamiento de esta unidad hacia el NNW. Las facies ricas en cristales permiten asociar esta unidad al emplazamiento de flujos piroclásticos en una etapa intermedia entre el evento principal y el magmatismo de resurgencia.

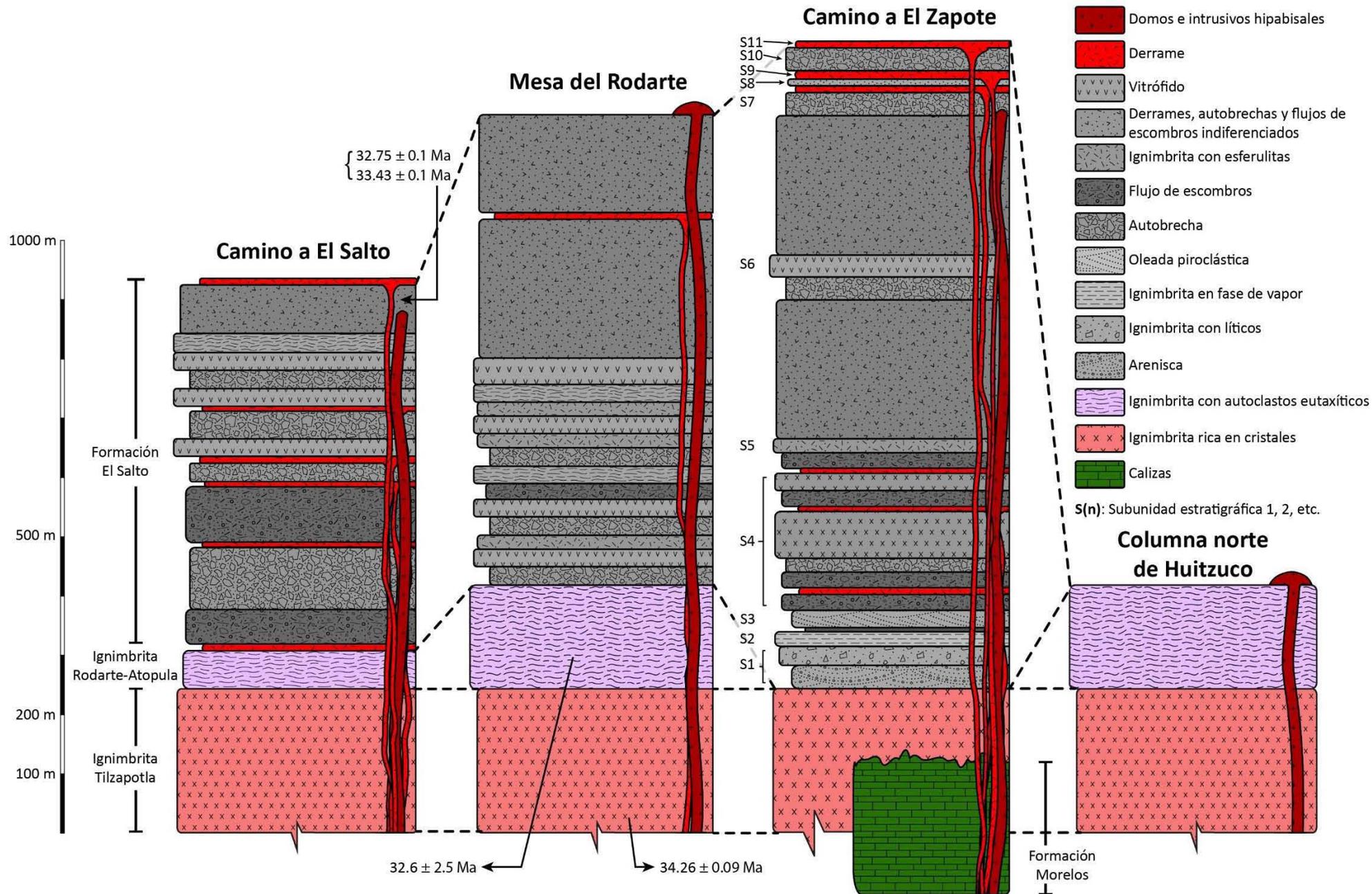


Figura 6. Correlación estratigráfica entre las columnas previamente descritas y las realizadas durante este trabajo. Columna Mesa del Rodarte realizada a partir de descripciones y notas de campo de Dante Morán. Columna "Camino al Salto" modificada de Morán-Zenteno et al. 2004. Edades tomadas de Morán et al. 2004.

3.3 Formación El Salto

La Formación El Salto es una secuencia heterogénea compuesta por intercalaciones de flujos de escombros, autobrechas, vitrófidos, ignimbritas, derrames y otros depósitos volcánicos. También incluye a los domos vinculados al magmatismo de resurgencia de la caldera, a sus numerosos diques alimentadores y a otros cuerpos hipabisales. Fue descrita inicialmente por Morán-Zenteno *et al.* (2004), sobreyace concordantemente a las ignimbritas Tilzapotla o Rodarte-Atopula, según sea el caso y posee espesores variables dependiendo de la zona expuesta. Se encuentra ampliamente distribuida en el norte de la caldera, mientras que permanece ausente en el centro-sur. El depósito y emplazamiento de sus subunidades representan el magmatismo de resurgencia en la caldera de Tilzapotla, y constituyen el final del periodo de actividad magmática de la misma. De esta manera, las sucesiones previamente descritas por Morán-Zenteno *et al.* (2004) correspondientes a la Formación El Gallego han sido incluidas en este trabajo dentro de la Formación El Salto por las afinidades estratigráficas y petrográficas que ambas presentan.

3.4 Descripción de la sección Norte de Huitzucó

El trabajo a lo largo de esta sección permitió muestrear y reconocer las características de la Ignimbrita Rodarte-Atopula en su facies con abundantes fragmentos de pómez ricas en cristales. Se encuentra densamente soldada y posee pseudoestratificación en capas cuyo espesor oscila entre los 40 cm y los 2 o 3 m. Su volumen es considerable y puede estimarse un espesor total mínimo de 300 m en el centro de la caldera. Está intrusionada por numerosos diques y domos hipabisales propios del magmatismo de resurgencia, dos de los cuales son los puntos topográficos más elevados de la zona. Estos son conocidos localmente como el *Cerro del Apache* y la *Piedra de Eliseo*. Una característica distintiva de esta facies es la presencia de autoclastos de ignimbrita redondeados de 30 a 40 cm de diámetro, ricos en fragmentos juveniles que se encuentran aplastados y silicificados. Estos fragmentos juveniles, a su vez, también son ricos en cristales y son considerados como probables fragmentos del *mush* de cristales de la cámara magmática, expulsados durante la etapa de poscolapso en la caldera (*Figura 7*). Posee fenocristales de cuarzo>plagioclasa>sanidino>biotita y

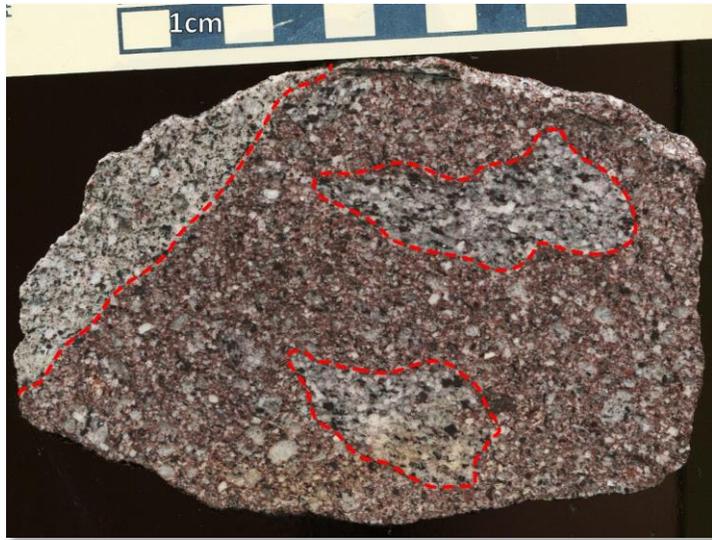


Figura 7. Autoclastos de la Ignimbrita Rodarte-Atopula con fragmentos juveniles ricos en fenocristales.

presentan coronas de disequilibrio, texturas de tensión y en algunos casos presentan inclusiones de biotita. Los sanidinos se presentan también en glomerocristales. Las plagioclasas están presentes tanto en glomerocristales

pseudomorfos de minerales opacos que reemplazan a los anfíboles. Los cristales están embebidos en una matriz criptocrystalina producto de la desvitrificación de la ceniza pumicítica. Los fenocristales de sanidino y cuarzo son anhedrales, redondeados, fracturados, fallados, rotos, corroídos con bahías y golfos de disolución. Algunos de disolución. Algunos

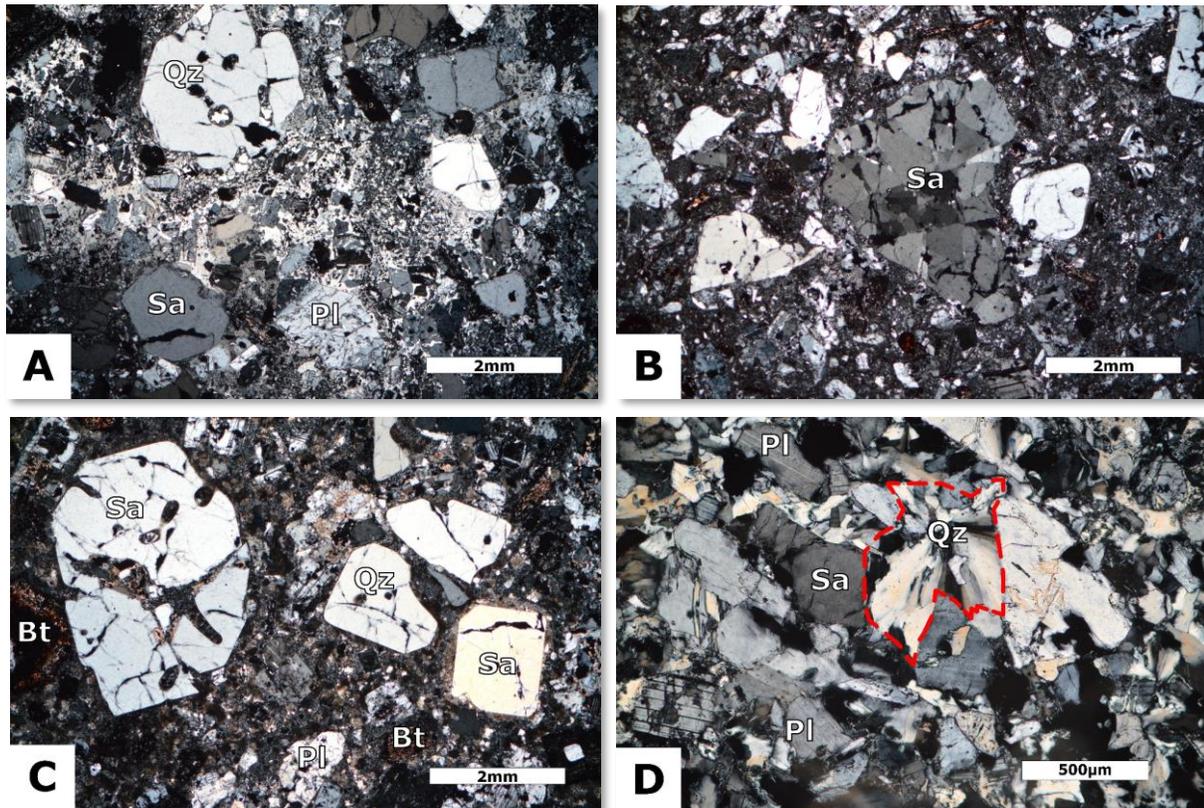


Figura 8. Fotomicrografías de la Ignimbrita Rodarte-Atopula. A) Fenocristales rotos de cuarzo (Qz), sanidino (Sa) y plagioclasa (Pl), cementados por sílice intersticial. B) Cristal de sanidino con extinción ondulante como posible resultado de esfuerzos compresionales. C) Fenocristales de cuarzo y sanidino con bahías de disolución. D) Esferulita intersticial entre cristales rotos de plagioclasa y sanidino. Abreviaturas en los nombres de los minerales tomadas de Whitney y Evans, 2009. En las figuras subsiguientes se seguirán usando las mismas abreviaturas y se añadirán las necesarias.

como en fenocristales individuales, los cuales pueden estar rotos, o fallados. También presentan texturas de desequilibrio magmático (textura de malla) y en algunos casos están parcialmente reemplazados por sericita y/o calcita (*Figura 8*). Las biotitas están presentes con una relativa abundancia, divididas en dos grupos diferentes: El primero está compuesto por cristales idiomórficos parcial o completamente reemplazados por óxidos, mientras que el segundo lo componen biotitas subhedrales ligeramente plisadas también alteradas a óxidos. La matriz se encuentra silicificada y presenta esferulitas. También es posible encontrar líticos de otras composiciones ígneas dentro de la ignimbrita.

3.5 Descripción de la sección del Camino a El Zapote

La sección del camino a El Zapote permitió una descripción detallada de las unidades representativas de la Formación El Salto que afloran en la zona. Esta fue subdividida en unidades estratigráficas convenientes. La base la formación está dominada por una sucesión de ignimbritas, oleadas piroclásticas y flujos de escombros intercalados con derrames lávicos y sus respectivas autobrechas; mientras que en la cima los derrames, autobrechas y vitrófidos dominan en un grueso paquete estratigráfico. Las unidades representativas pseudoestratificadas son descritas a continuación mientras que la descripción de los cuerpos hipabisales y diques alimentadores se describe por separado al final. Sin embargo, todas las unidades reconocidas o inferidas son indicadas en la columna estratigráfica (*Figura 6*), y las ubicaciones de las muestras colectadas se refieren en la *Tabla 4*.

3.5.1 Subunidad 1

La Subunidad estratigráfica 1 (S1; muestras T-01, T-29) aflora en el camino de ascenso hacia El Zapote, aproximadamente un par de kilómetros delante de la desviación a La Tigra. Está expuesta en al menos tres cortes del camino y sobreyace concordantemente a la Ignimbrita Tilzapotla. El contacto entre ambas unidades no aflora con claridad, pero basándose en las observaciones de campo, se ha inferido que se trata de una discordancia erosiva. La zona de contacto está ocupada por un dique alterado y fracturado. Ya que la base de la unidad no aflora, su espesor se estima entre los 5 y los 10 metros. La S1 está compuesta

por una intercalación de areniscas conglomeráticas con ignimbritas alteradas ricas en cristales. Las capas de las areniscas tienen 20 a 30 cm de espesor, se presentan ligeramente onduladas y poseen estratificación cruzada y gradación cíclica. (Figura 9). Estas características son apreciables tanto a nivel de afloramiento como en muestra de mano. Los clastos de granulometría gruesa de la arenisca se presentan angulosos y subangulosos, mal clasificados y ligeramente imbricados en algunos sitios. La fábrica oscila entre grano-soportada y matriz-soportada y sus composiciones son variadas. Se pueden encontrar fragmentos accidentales de riolitas, andesitas, ignimbritas, pómez y otras rocas volcánicas. Algunos de ellos presentan diversos grados de alteración y reemplazamiento. Por su parte, los fragmentos de grano fino poseen también variabilidad composicional, pero presentan una mejor clasificación y la morfología de los granos tiende a ser más redondeada. Al microscopio se observa una amplia variedad de composiciones en los líticos, tales como andesitas, riolitas, cuarcitas,



Figura 9. Arriba y en medio, Intercalaciones entre las areniscas e ignimbritas de la S2. Abajo, estratificación cruzada en los estratos de la arenisca. La flecha indica la base del depósito.

esquistos y otros líticos metamórficos. Los cristales se presentan por lo general rotos y angulosos, con formas anhedrales y subhedrales, dentro de los que destacan cuarzos>sanidinos>biotitas>plagioclasas. Con menor abundancia se presentan pseudomorfos de minerales opacos que reemplazan a anfíboles y piroxenos. También existen minerales secundarios y/o de alteración, tales como opacita coronaria en algunos ferromagnesianos, clorita y epidota. No hay evidencia que indique la presencia de ceniza volcánica juvenil entre los granos. Destaca la abundancia de minerales verdes de alteración presentes por toda la muestra, tanto en gránulos como en relleno de cavidades, los cuales resultaron ser una variedad de celadonita (*Figura 10*). Para llegar a tal conclusión se realizaron estudios semicuantitativos en SEM (Microscopio Electrónico de Barrido) y XRF (Fluorescencia de Rayos X). Los granos se encuentran cementados por sílice secundaria intersticial que en algunos sitios forma esferulitas o texturas de relleno que proyectan cristales hacia el centro de las cavidades preexistentes.

Las ignimbritas intercaladas en la S1 (T-28) son ricas en cristales, compactas, y con alto grado de alteración e intemperismo. Se encuentran pseudoestratificadas y sus capas no superan el metro de espesor. La fracción de fenocristales ocupa aproximadamente un 20% del total de la roca. A la base presenta un color pardo-marrón y está compuesta principalmente por fenocristales anhedrales de plagioclasas>sanidinos>cuarzos>biotita. Los minerales ferromagnesianos están reemplazados por pseudomorfos de minerales opacos y clorita. Los fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa se encuentran sumamente alterados y reemplazados casi en su totalidad por arcillas, al punto de ser difícil su reconocimiento visual. Los cuarzos se presentan generalmente escasos, redondeados y pequeños, algunos con coronas de reacción. De nuevo, es posible encontrar celadonita en la matriz, aunque escasa. Destaca una incipiente presencia de biotita microcristalina subhedral a anhedral dispersa por toda la muestra sin ninguna orientación evidente. La matriz está casi completamente desvitrificada y reemplazada por material criptocristalino (*Figura 11*). Contiene también fragmentos líticos volcánicos que no superan el centímetro de diámetro. Se observan fragmentos de pómez y líticos de dacitas, andesitas, y otras rocas volcánicas, resaltando algunos fragmentos de otras

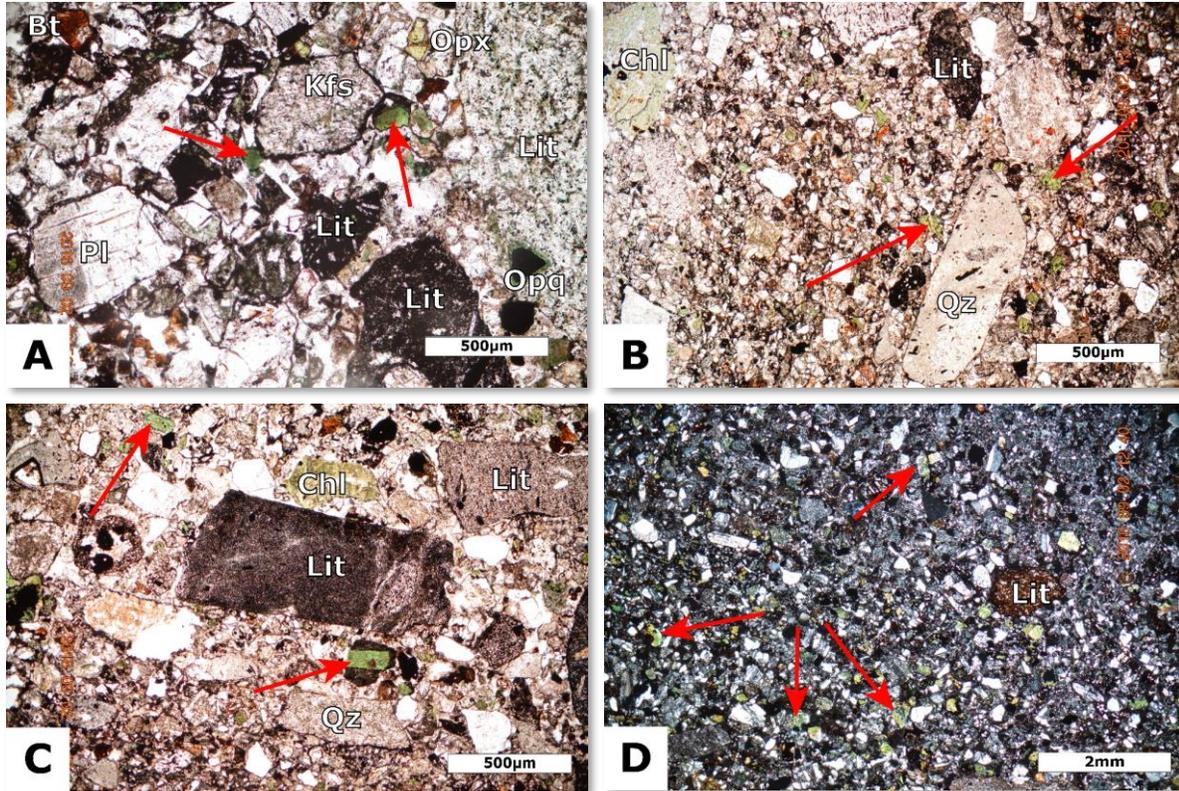


Figura 10. Fotomicrografías de las areniscas en la subunidad estratigráfica 1 (S1). A) Variabilidad de líticos volcánicos, fenocristales de feldespato potásico, plagioclasa, biotita y piroxeno. Celadonita y minerales opacos presentes como alteración. Luz paralela. B) Fragmentos líticos finos a gruesos empaquetados y cementados. Luz paralela. C) Lítico afanítico en el centro de la imagen; se observa una buena madurez y una escasa clasificación en la matriz circundante. Luz paralela. D) Fragmentos finos con madurez textural presentes en los horizontes finos. Nícoles cruzados. Bt: Biotita, Kfs: Feldespato potásico, Opx: Ortopiroxeno, Chl: Clorita, Lit: Fragmentos líticos, Opq: Minerales opacos. Las flechas rojas indican los cristales de celadonita.

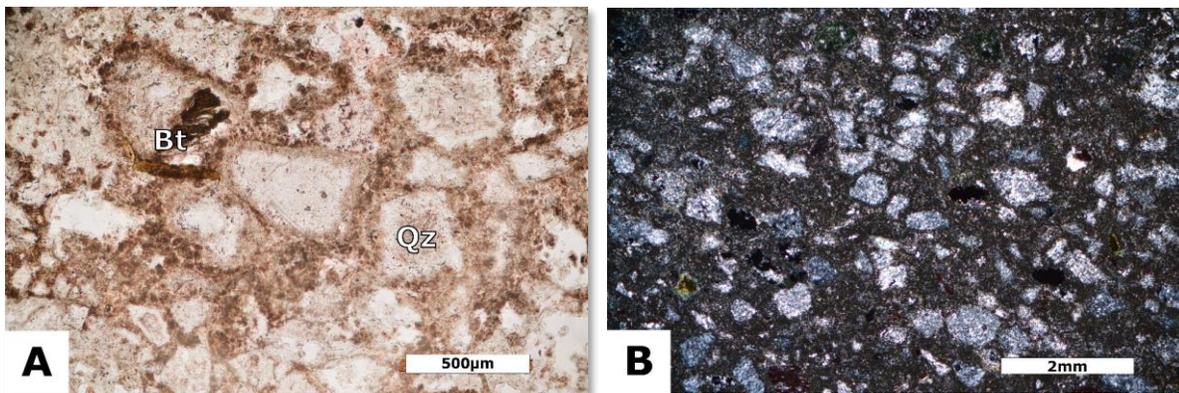


Figura 11. Fotomicrografías de las ignimbritas de la S1. A) Alto grado de alteración en los constituyentes de la roca, quedando algunos cristales anhedrales de plagioclasa, sanidino y cuarzo. Las zonas oscuras constituyen la matriz desvitrificada remanente entre los intersticios de los cristales. Luz paralela. B) Silicificación como proceso de desvitrificación presente tanto en los cristales como en la matriz. Nícoles cruzados.

ignimbritas eutaxíticas (Figura 12). Es posible encontrar cierta imbricación en

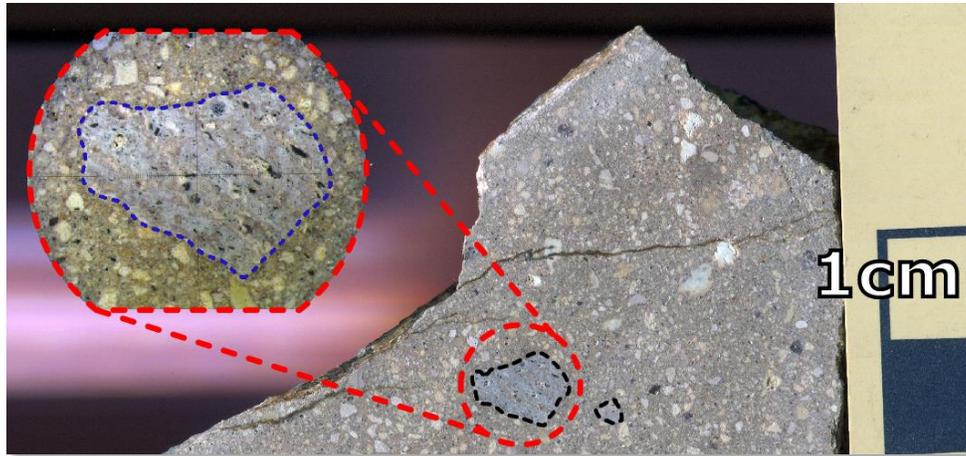


Figura 12. Clastos eutaxíticos embebidos en las ignimbritas de la S1.

algunos de los clastos. Conforme se asciende estratigráficamente en la ignimbrita la alteración se acentúa y el color se torna verdoso. Las abundantes biotitas se alteran a clorita y en la cima de la unidad desaparecen casi por completo. La clorita también se presenta a la cima ocupando delgadas vetillas.

3.5.2 Subunidad 2

La S2 (T-30) es una ignimbrita de colores marrón y blanco, compacta, soldada, rica en cristales, muy alterada y a diferencia de las demás ignimbritas en la zona de estudio, presenta una densidad baja. Sobreyace discordantemente a la S1 (Figura 13). La fracción de cristales equivale aproximadamente a un 30% del total de la roca. Presenta pseudoestratificación y tiene un espesor total aproximado de dos metros. En muestra de mano destacan los fragmentos aplastados de pómez. Valiéndose del uso del microscopio binocular es posible apreciar un alto grado de alteración en toda la muestra, al punto de no poderse distinguir claramente el límite entre los fragmentos y la

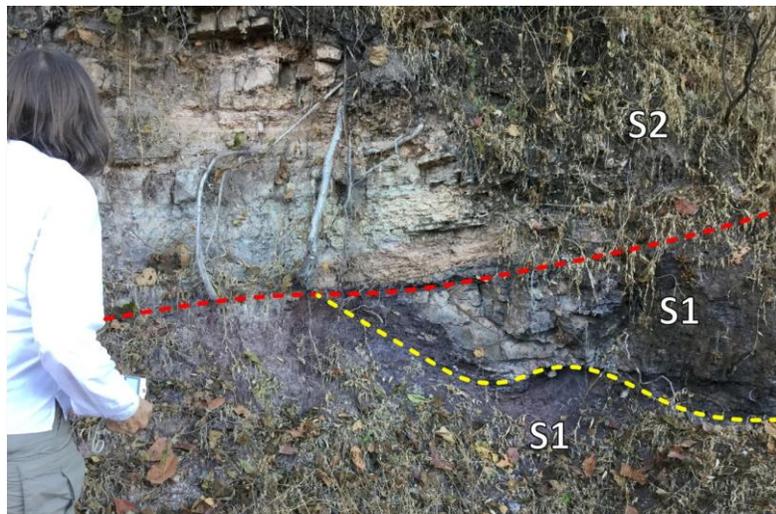


Figura 13. Discordancia angular entre las ignimbritas y areniscas de la S1 y la ignimbrita S2.

matriz. Algunos líticos conservan aún texturas relictas originales lo que facilita su identificación. Con ayuda del microscopio petrográfico se reconocen fantasmas de microfenocristales anhedrales de plagioclasa>sanidino>cuarzo>biotita>piroxeno. En algunos de los cristales de cuarzo es posible apreciar coronas de alteración. Al igual que en las subunidades inferiores presenta líticos de composiciones variables destacándose los fragmentos lávicos. La matriz está representada por material criptocristalino resultado de la alteración de vidrio volcánico (Figura 14).

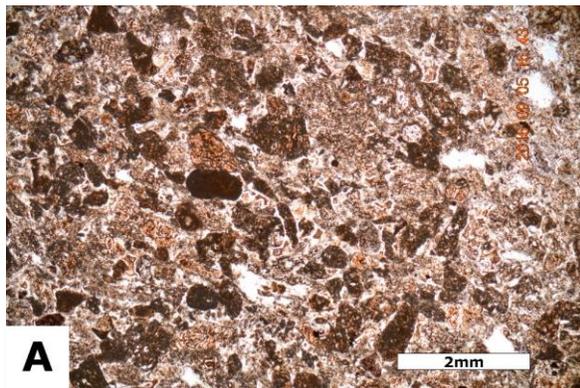


Figura 14. Fotomicrografía de la S2. Ignimbrita con alto grado de alteración y desvitrificación, donde se observan los fantasmas relictos de fenocristales. También es posible identificar algunas pómez aplastadas remanentes, luz paralela.

3.5.3 Subunidad 3

La S3 (T-31) es una sucesión dominada por depósitos de oleadas piroclásticas (*surges*) con algunas lavas y autobrechas intercaladas. Las capas del depósito de *surge* alcanzan aproximadamente los 2 metros de espesor y su granulometría tienden a ser generalmente fina. Presenta estratificación cruzada observable a nivel de afloramiento. Además de fragmentos de pómez, presentan clastos subredondeados y angulosos de cuarzo, biotitas alteradas, celadonita, líticos de andesitas, riolitas, escoria y líticos metamórficos. A nivel de microscopio se observan fenocristales subredondeados a subangulosos de sanidinos>cuarzoes>plagioclasas poikilíticas con inclusiones de

La S3 (T-31) es una sucesión dominada por depósitos de oleadas piroclásticas (*surges*) con algunas lavas y autobrechas intercaladas. Las capas del depósito de *surge* alcanzan aproximadamente los 2 metros de espesor y su granulometría tienden a ser generalmente fina. Presenta estratificación cruzada observable a nivel de afloramiento. Además de

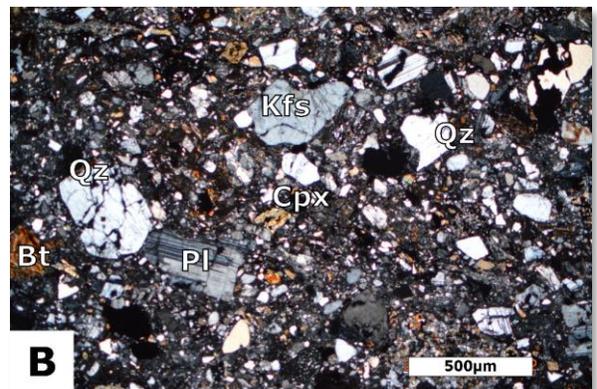
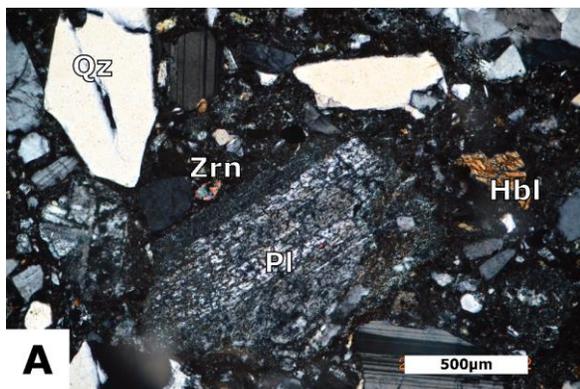


Figura 15. Fotomicrografías de las oleadas piroclásticas de la S3. A) Plagioclasa esquelética con pequeñas inclusiones de zircón, cuarzo con texturas de disolución tempranas y hornblenda anhedral en matriz criptocristalina de cuarzo. Nícoles cruzados. B) Granos anhedrales finos a medios moderadamente clasificados cementados por sílice secundario. Nícoles cruzados. Hbl: Hornblenda, Cpx: Clinopiroxeno.

biotita>orto y clinopiroxenos>biotitas plisadas>hornblendas idiomórficas a subidiomórficas con bordes opacíticos. Todos ellos están incluidos en una matriz criptocrystalina. Destacan además nuevamente los líticos de lavas subofíticas y pilotaxíticas, esquistos de mica blanca y cuarcitas con biotita intersticial. La matriz cambia composicional y texturalmente, observándose sílice criptocrystalino en algunos sitios y en otro simplemente material ferruginoso (*Figura 15*). La S3 es hospedante además de un horizonte rojo arcilloso de 1.5 m de espesor, embebido entre sus capas.

3.5.4 Subunidad 4

La S4 (T-33, T-45A, T-45B, T-34A, T-34B, T-45C, T45D) consiste en una intercalación de ignimbritas, derrames, autobrechas y flujos de escombros (*Figura 16*). Está dominada por ignimbritas pseudoestratificadas ricas en cristales presentes en al menos 4 flujos piroclásticos (*Figura 17*). El espesor de sus capas aumenta progresivamente desde la base hacia la cima, donde llega a rebasar los 8 m. Posee colores pardos y verdes en su base y rosados en la cima, posible resultado del intemperismo. Los pedazos de pómez aplastadas se encuentran ausentes en la base, mientras que a la cima son abundantes y pobres en cristales, con notorias texturas eutaxíticas (*Figura 18*). Está conformada por microfenocristales anhedrales y subhedrales de plagioclasa>sanidino>biotita y pseudomorfos de minerales opacos que reemplazan a la hornblenda. Los cuarzos, feldespatos potásicos y plagioclasas presentan texturas de desequilibrio tales como bahías de disolución y texturas tamiz o esqueletales (*Figura 19*). Algunos de los cristales de plagioclasa y feldespato potásico se encuentran reemplazados casi por completo por calcita. Las biotitas se presentan con hábitos tabulares y orientadas conforme al sentido de la pseudoestratificación, aunque también es posible encontrarlas en glomerocristales. Posee también gran contenido de líticos angulosos similares a los observados en las sucesiones inferiores, resaltando las lavas pilotaxíticas o reomórficas. Con ayuda del microscopio binocular también fue posible identificar además lavas afaníticas o vesiculadas, posibles rocas plutónicas e hipabisales, algunos granos aislados de yeso, vidrio volcánico y pequeños pedazos de esquistos. Es posible apreciar también algunos autoclastos



Figura 16. Autobrecha lávica embebida entre las subunidades S3 y S4. A) Flujo de escombros compuesto de bloques y cantos angulosos en una matriz cloritizada y arcillosa. B) Brecha con autoclastos verduzcos bien empaquetados y ligeramente imbricados. C) Horizonte arcilloso con algunos clastos de la autobrecha. D) Ignimbrita S4.

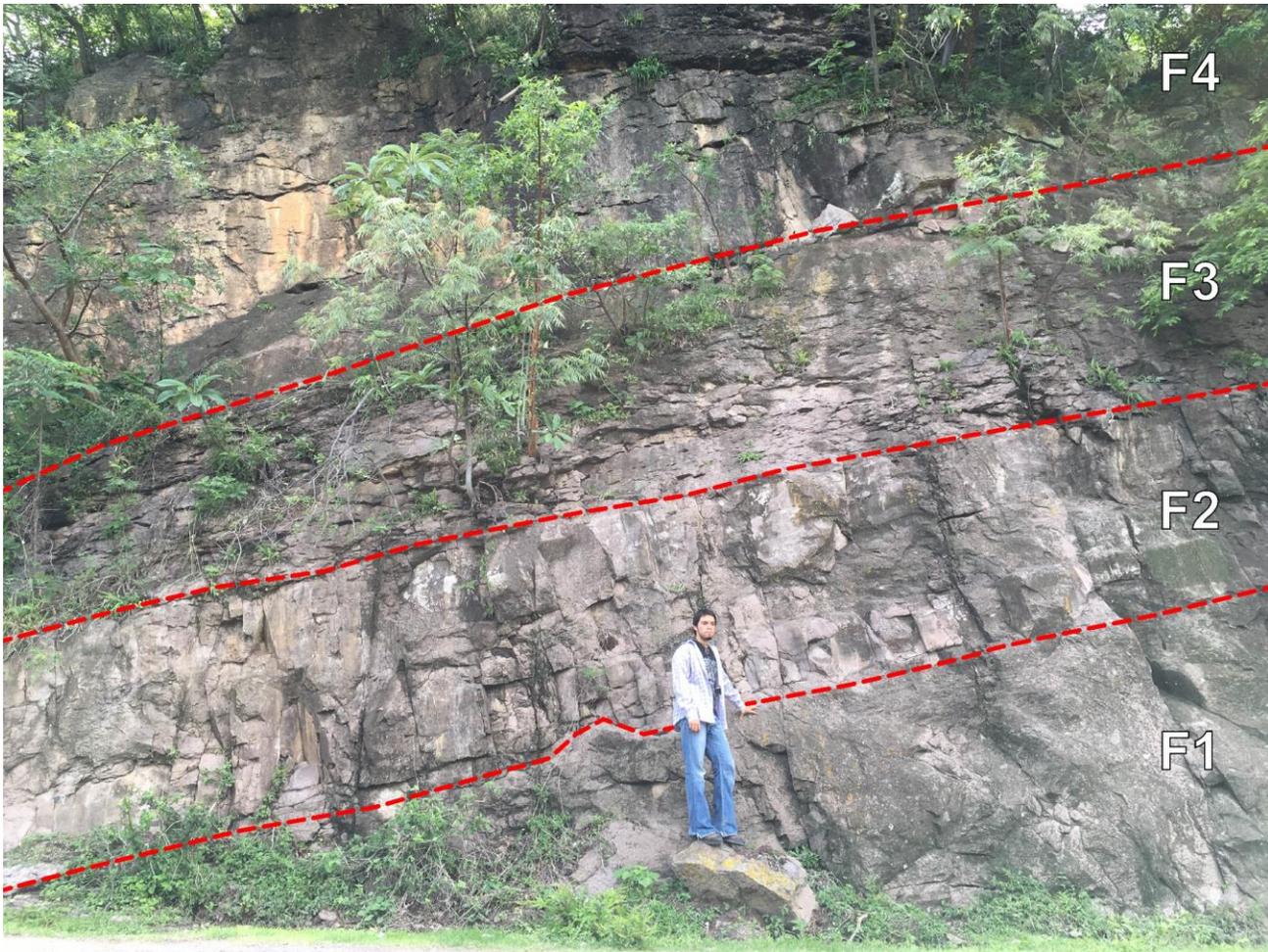


Figura 17. Ignimbrita de la S5 expuesta en un corte carretero. Nótese la presencia de grandes fiammes vacíos en el F3 y su ausencia en los flujos inferiores.

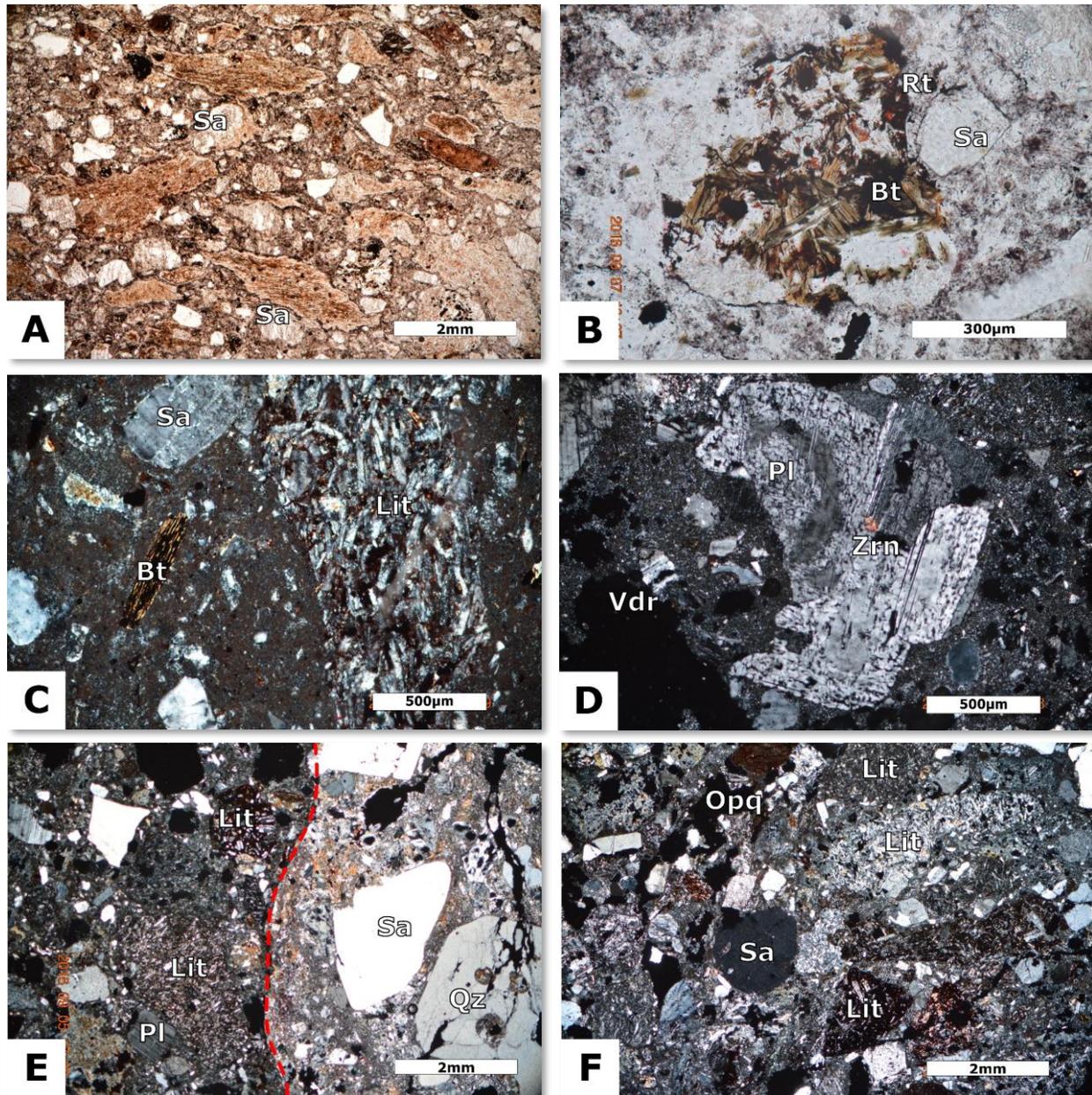


Figura 19. Fotomicrografías de la ignimbrita S4. A) Pedazos de pómez aplastadas conforme al sentido del depósito, luz paralela. B) Glomerocristal de biotitas sageníticas con rutilo, luz paralela. C) Sanidino, biotita y lítico subofítico en matriz desvitrificada. Nícoles cruzados. D) Glomerocristal de plagioclasa con textura tamiz e inclusión de zircón. A la izquierda un pedazo de vidrio volcánico remanente (Vdr), nícoles cruzados. E) Líticos traquíticos y fenocristales de cuarzo. La línea roja punteada marca el límite entre uno de los autoclastos de la ignimbrita y su matriz, nícoles cruzados. F) Fenocristal de sanidino y variabilidad de líticos volcánicos, nícoles cruzados.

de la misma ignimbrita. La matriz es criptocristalina y presenta rasgos de silicificación o reemplazamiento por calcita.



Figura 18. Pómez aplastadas conforme al sentido del depósito en muestra de mano.

3.5.5 Subunidad 5

La S5 (T35) es una ignimbrita masiva de color verde rica en cristales, compuesta por fenocristales de plagioclasa > sanidino > cuarzo > biotita y pseudomorfos de minerales opacos que reemplazan al anfíbol. Las plagioclasas y sanidinos se presentan en glomero-cristales

afectados por texturas de malla o esqueletales. Los cuarzos son redondeados y poseen bahías de disolución. Las biotitas son tabulares y rojas por oxidación. Algunos de los minerales ferromagnesianos han sido reemplazados por minerales opacos que se presentan como pseudomorfos (Figura 20). La matriz posee

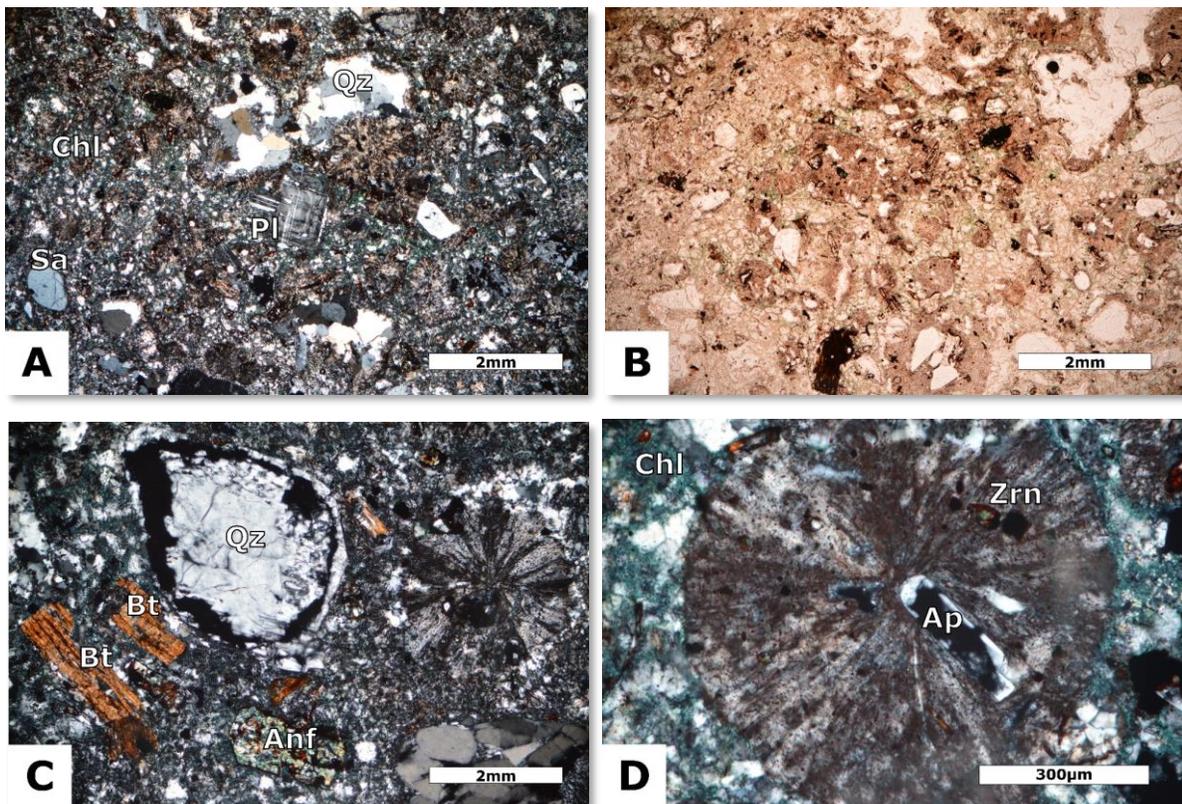


Figura 20. Fotomicrografías de la ignimbrita de la S5. A) Fenocristales de plagioclasa, cuarzo y sanidino en matriz desvitrificada con abundantes esferulitas. Nícoles cruzados. B) Esferulitas y coronas vítreas en algunos cristales. Luz paralela. C) Cuarzo con corona de vidrio, biotita tabular y pseudomorfos de anfíbol reemplazando a un ortopiroxeno junto a una esferulita. nícoles cruzados. D) Esferulita con inclusiones de apatito y zircón en matriz desvitrificada, cloritizada y ligeramente silicificada, nícoles cruzados.

abundantes esferulitas como resultado del proceso de desvitrificación. Presenta además abundante clorita entre los intersticios de los cristales, dándole a la roca el color verdoso. Los líticos metamórficos escasean, pero continúan apareciendo y a diferencia de las ignimbritas inferiores no existen líticos de otras rocas ígneas. El espesor de esta unidad se estima en unos 20 m.

3.5.6 Subunidad 6

La S6 (T48) es un vitrófido silícico de espesor desconocido intercalado entre las

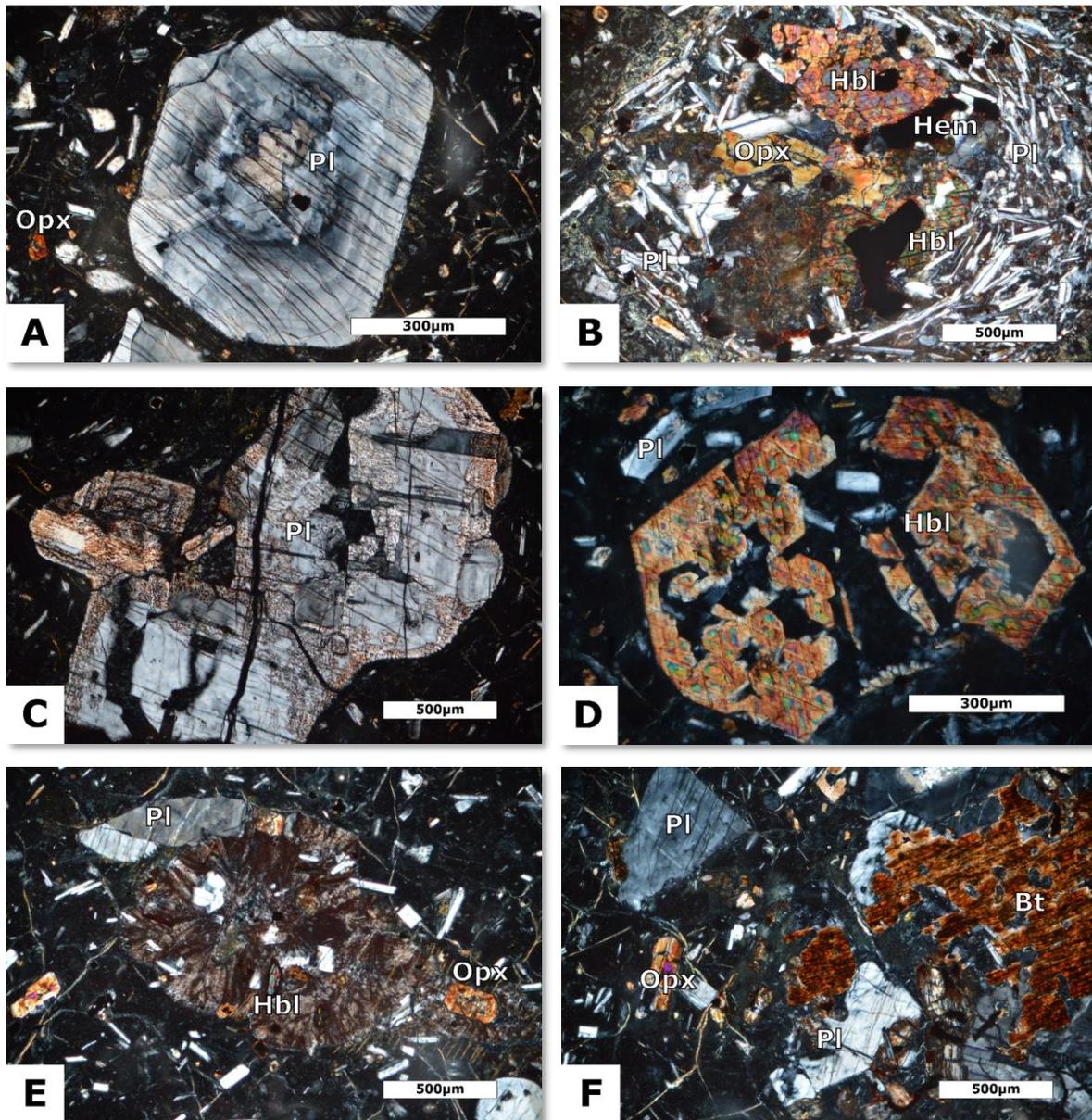


Figura 21. Fotomicrografías del vitrófido de la S7. A) Fracturas paralelas de compresión en una plagioclasa zoneada. B) Hornblenda reemplazada por ortoproxeno, hematita y plagioclasa. C) Plagioclasa con textura de malla e inclusiones de hematita. D) Hornblenda esqueletal con inclusiones de vidrio. E) Esferulita con inclusiones de plagioclasa, hornblenda y ortopiroxeno. F) Biotitas corroídas y oxidadas. Todas las fotografías fueron tomadas con nicoles cruzados.

lavas y autobrechas indiferenciadas que sobreyacen a la S5. Las características del afloramiento no permiten conocer con exactitud sus alcances y dimensiones, pero debido a los rasgos petrogenéticos que presenta, constituye un elemento indispensable para la interpretación petrogenética del campo volcánico. Es una roca hipocristalina con fenocristales idiomórficos y subidiomórficos de plagioclasa>sanidino>cuarzo>biotita>hornblenda>ortopiroxeno embebidos en una matriz vítrea que comienza a desvitrificarse y a reemplazarse parcialmente por hematita (*Figura 21*). En los cristales es posible apreciar abundantes rasgos de desequilibrio magmático: Las plagioclasas presentan texturas de malla y todas poseen fracturas paralelas entre sí, independientemente de la orientación del cristal, resultado quizás de una deformación posdeposicional. Los sanidinos se presentan en glomerocristales y sus texturas de malla son avanzadas, tendiendo a hacerse esqueléticas. Las biotitas se presentan tabulares o en glomerocristales radiales como las observadas en la S4. Las hornblendas se presentan como antecristales y poseen avanzadas texturas de desequilibrio. Se encuentran oxidadas y remplazadas parcial o completamente por ortopiroxeno y plagioclasa cálcica (ver el apartado de evolución volcánica en la discusión). Los ortopiroxenos por su parte se presentan también en fenocristales individuales y destaca la ausencia de clinopiroxeno.

3.5.7 Subunidad 7

Los derrames lávicos de las subunidades S7 a S11 forman la mayor elevación topográfica de la zona conocida como *Cerro Frío*, el cual sobresale por encima del nivel del poblado de El Zapote. Este se encuentra en una zona de bajo relieve en donde afloran autobrechas muy alteradas, las cuales sobreyacen a las unidades descritas con anterioridad.

La S7 (T-40C) aflora en las faldas del Cerro Frío y sobreyace a las brechas del poblado de El Zapote. Está compuesta por lavas con alto grado de alteración, las cuales presentan texturas pilotaxíticas y subofíticas. Su fracción de fenocristales la componen plagioclasas>hornblendas>clinopiroxenos. A diferencia de las unidades inferiores, presenta poca o nula biotita. Los piroxenos se encuentran por lo general cloritizados y se distinguen en dos grupos: El primero

lo constituyen microfenocristales intersticiales que forman la textura subofítica y el segundo está formado por fenocristales aislados cloritizados. Las hornblendas se encuentran oxidadas y presentan bordes opacíticos muy desarrollados. La matriz se encuentra desvitrificada y ligeramente silicificada (*Figura 22*).

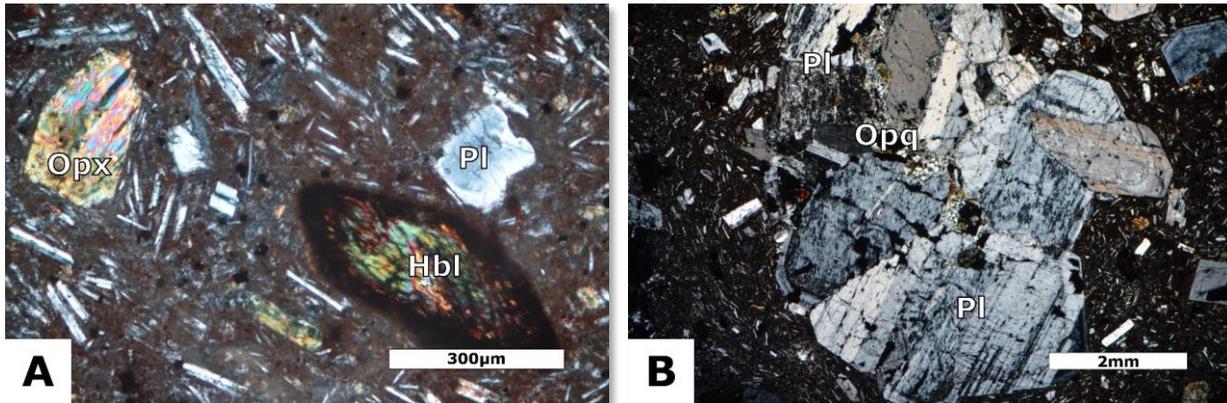


Figura 22. Fotomicrografías de las lavas de la S7. A) Hornblenda con borde opacíticos y ortopiroxeno cloritizado en matriz pilotaxítica desvitrificada. B) Glomerocrystal alotriomórfico de plagioclasa con inclusiones de minerales opacos. Ambas fotos fueron tomadas con nicoles cruzados.

3.5.8 Subunidad 8

La S8 (T-52) sobreyace concordantemente a las lavas de la S7. Consiste en un depósito epiclástico de grano fino, que se presenta como un único horizonte no mayor a los 50cm de espesor. Posee una cierta madurez textural, ya que sus granos se encuentran redondeados, bien clasificados, seleccionados, empaquetados y cementados por sílice intersticial. Los granos son de cuarzo>plagioclasa>biotita>hornblenda y líticos de otras rocas lávicas, las cuales presentan texturas traquíticas y pilotaxíticas (*Figura 23*).

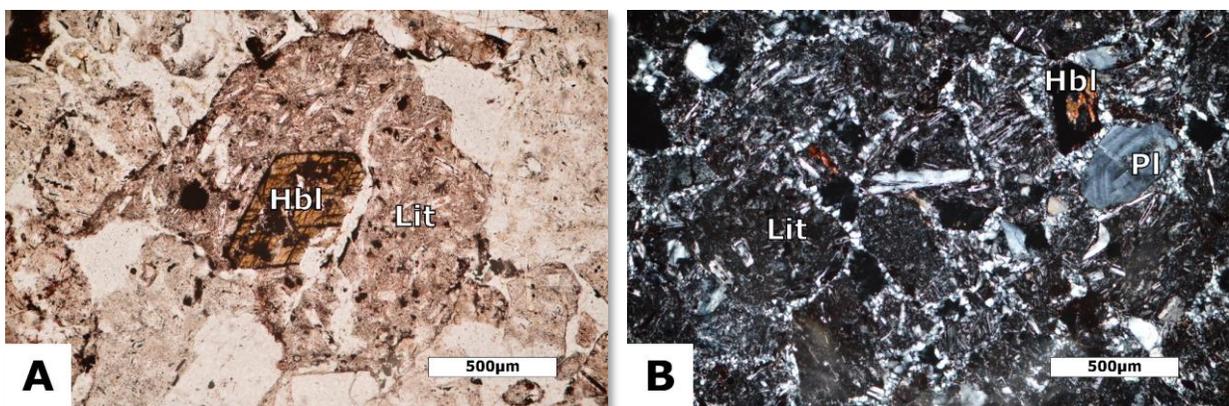


Figura 23. Fotomicrografías de la toba S8. A) Hornblenda idiomórfica contenida en un lítico traquítico, luz paralela. B) Plagioclasas, anfíboles y líticos lávicos cementados por sílice intersticial, nicoles cruzados.

3.5.9 Subunidad 9

La S9 (T-49, T-55) es un derrame andesítico de espesor desconocido que resalta por su excelente estado de conservación. Posee texturas traquíticas, subofíticas y pilotaxíticas en una matriz formada por microlitos de plagioclasa y vidrio intersticial. La fracción de cristales está compuesta por plagioclasas>anfíboles>biotitas>clino y ortopiroxenos. Las plagioclasas se presentan en cristales subidiomórficos presentes en cristales individuales, así como en glomero-cristales. Los anfíboles (probables kaersutitas) ocurren como cristales idiomórficos y poseen texturas coroníticas de opacita y óxidos. Por su parte los ortopiroxenos (probable hiperstena) se presentan tanto intersticialmente como en fenocristales hipidiomórficos. La mayoría de las plagioclasas presentan texturas de malla y/o esqueletales, mientras que algunos antecristales de anfíbol están reemplazados por plagioclasas cálcicas, en un proceso similar al que ocurre en la S6 (*Figura 24*).

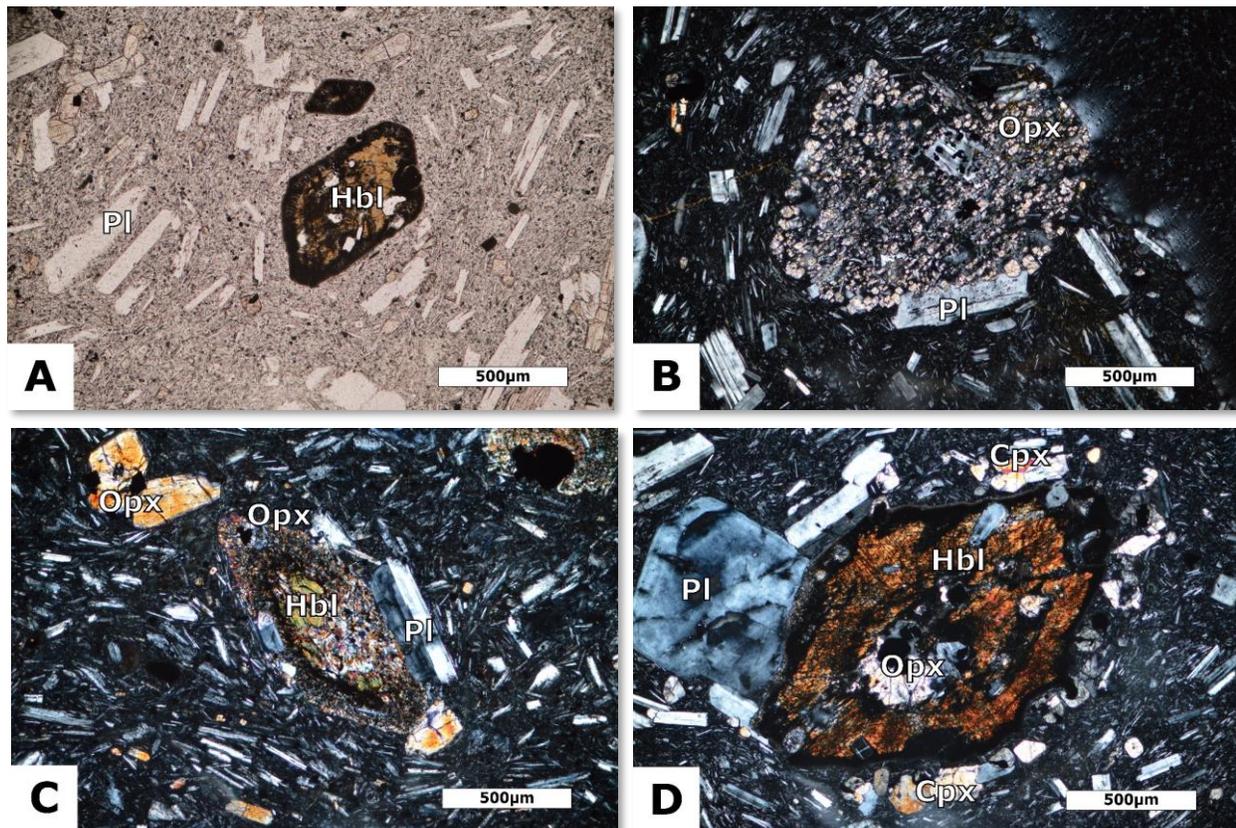


Figura 24. Fotomicrografías de las andesitas de la S9. A) Hornblenda con bordes opacíticos en matriz con textura traquítica, luz paralela. B, C y D) Pseudomorfos de ortopiroxeno y plagioclasa reemplazando parcial o completamente a hornblendas y otros antecristales de anfíbol, nícoles cruzados.

3.5.10 Subunidad 10

La S10 (T-51) es una lava en bloques de espesor desconocido que presenta texturas hipocristalinas en una matriz desvitrificada y alterada por óxidos. La fracción cristalina está formada por microfenocristales subidiomórficos de plagioclasa > anfíboles subhedrales con bordes opacíticos > biotitas rojas tabulares oxidadas. Destaca la ausencia de piroxenos (*Figura 25*).

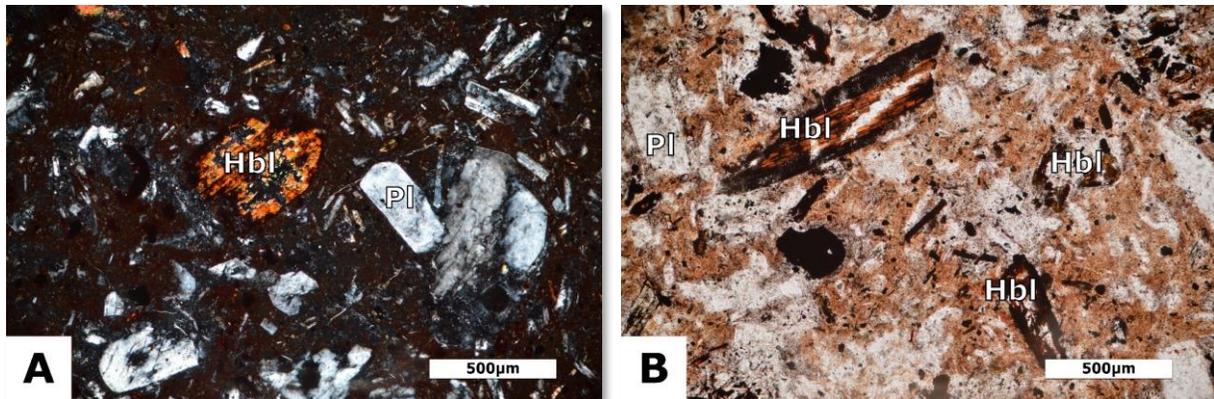


Figura 25. Fotomicrografías de la andesita S10. A) Microfenocristales alterados de hornblenda y plagioclasa en matriz desvitrificada. B) Anfíboles rotos y reemplazados por minerales opacos. Resalta la presencia de óxidos en la matriz.

3.5.11 Subunidad 11

La S13 (T-54A) es una lava subofítica y pilotaxítica con matriz desvitrificada y silicificada, cuya fracción cristalina está formada por plagioclasas esqueletales subidiomórficas y glomerocristales de clino y ortopiroxeno cloritizados. En este caso, destaca la ausencia de anfíboles (*Figura 26*).

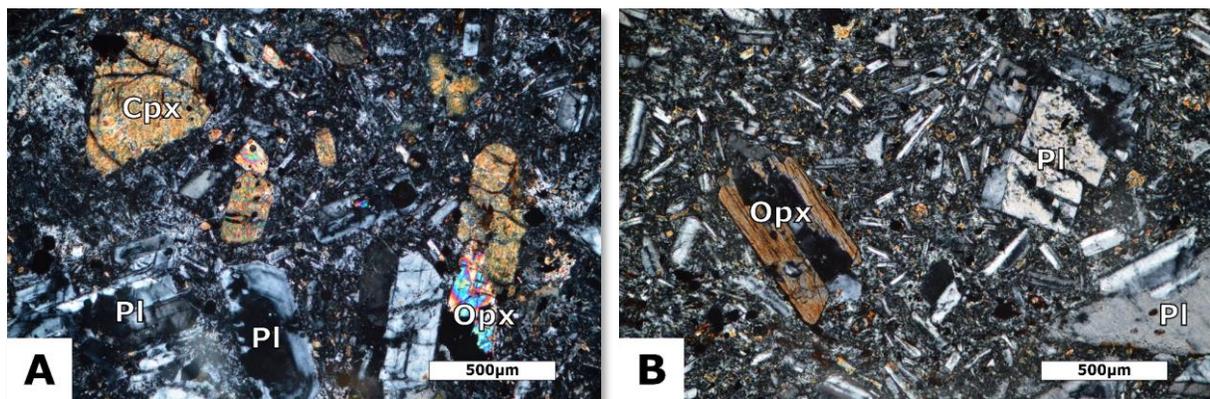


Figura 26. Fotomicrografías de la andesita S11. A) Clinopiroxenos con alto grado de cloritización junto a plagioclasas rotas y alteradas. B) Fenocristal de ortopiroxeno en matriz subofítica con clinopiroxenos intersticiales.

3.6 Cuerpos hipabisales

En la descripción de la formación El Salto, se reconocieron numerosos cuerpos hipabisales representados por cuellos de domos de composición silícica a intermedia, propios del magmatismo de resurgencia (Morán-Zenteno et al., 2004). Poseen un característico bandeamiento fluidal que puede ser tanto subhorizontal como subvertical.

La matriz de estos cuerpos posee texturas pilotaxíticas y subofíticas, mientras que la fracción de cristales está compuesta principalmente por microfenocristales subidiomórficos de plagiocasa>sanidino>cuarzo>biotita>orto y clinopiroxeno; y pseudomorfos de óxidos que reemplazan al anfíbol (*Figura 27*). Las plagioclasas y sanidinos se encuentran reemplazadas en su mayoría por calcita secundaria, los piroxenos, micas y anfíboles suelen estar alterados por clorita u óxidos. Los anfíboles además presentan bordes opacíticos. La matriz se encuentra desvitrificada, con una amplia presencia de calcita secundaria.

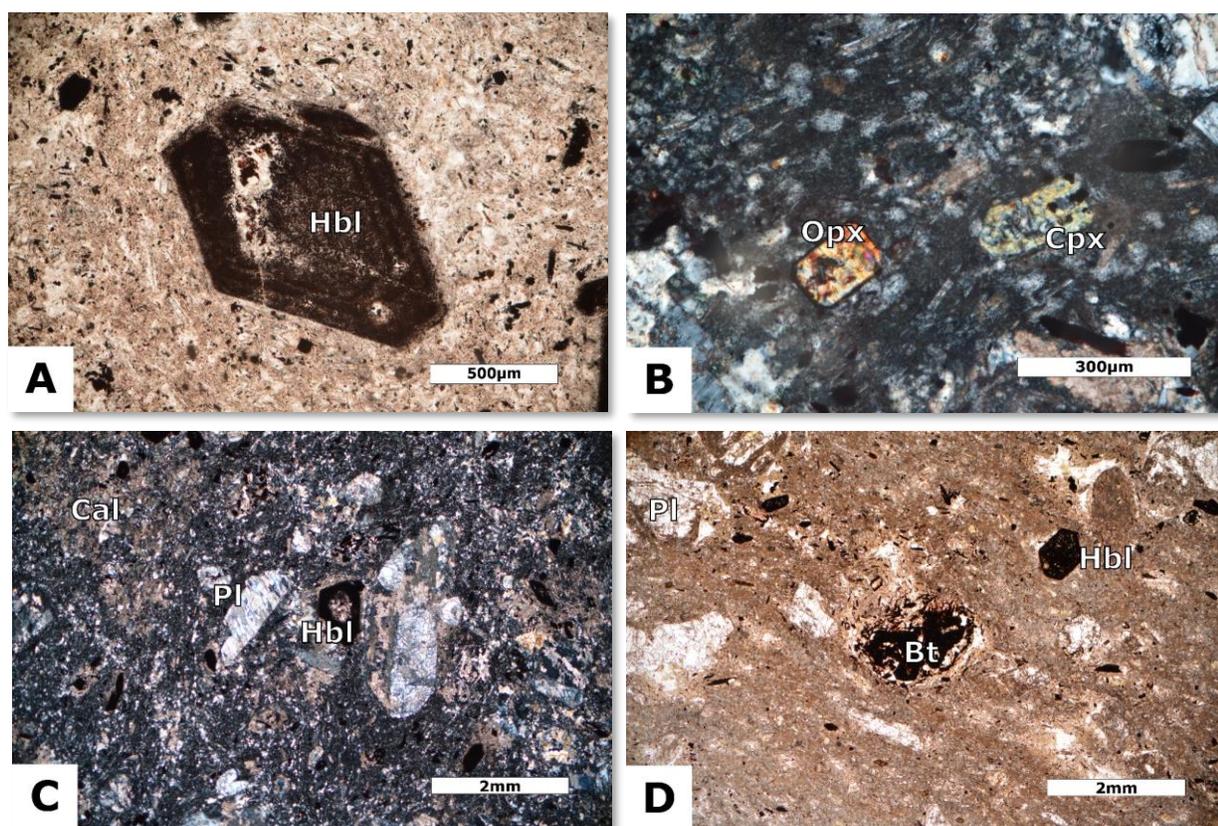


Figura 27. Fotomicrografías de algunas muestras de los cuerpos hipabisales de la formación El Salto. A) Pseudomorfo de opacita reemplazando a una hornblenda zoneada, luz paralela. B) Clino y ortopiroxenos coexistiendo en matriz desvitrificada, nicoles cruzados. C) Plagioclasas alteradas por calcita secundaria y pseudomorfo de hematita; ambos en matriz desvitrificada y reemplazada por sílice criptocristalino y calcita; nicoles cruzados. D) Glomerocrystal de biotitas rojas reemplazadas por óxidos en matriz con texturas fluidales, luz paralela.

3.7 Diques Alimentadores

Las muestras T-05, T-27, T-32 y T-44 corresponden a diques de composición andesítica-dacítica que cortan tanto a las rocas piroclásticas como a los derrames interdigitados con las rocas piroclásticas. El espesor de los diques varía desde los 50cm hasta los 10 o 15 m (T-27). Presentan texturas hipocristalinas, hialopiliticas, hipidiomórficas y subofíticas, y en algunos casos presentan bandeamiento fluidal. Por lo general, su matriz está compuesta de microlitos de

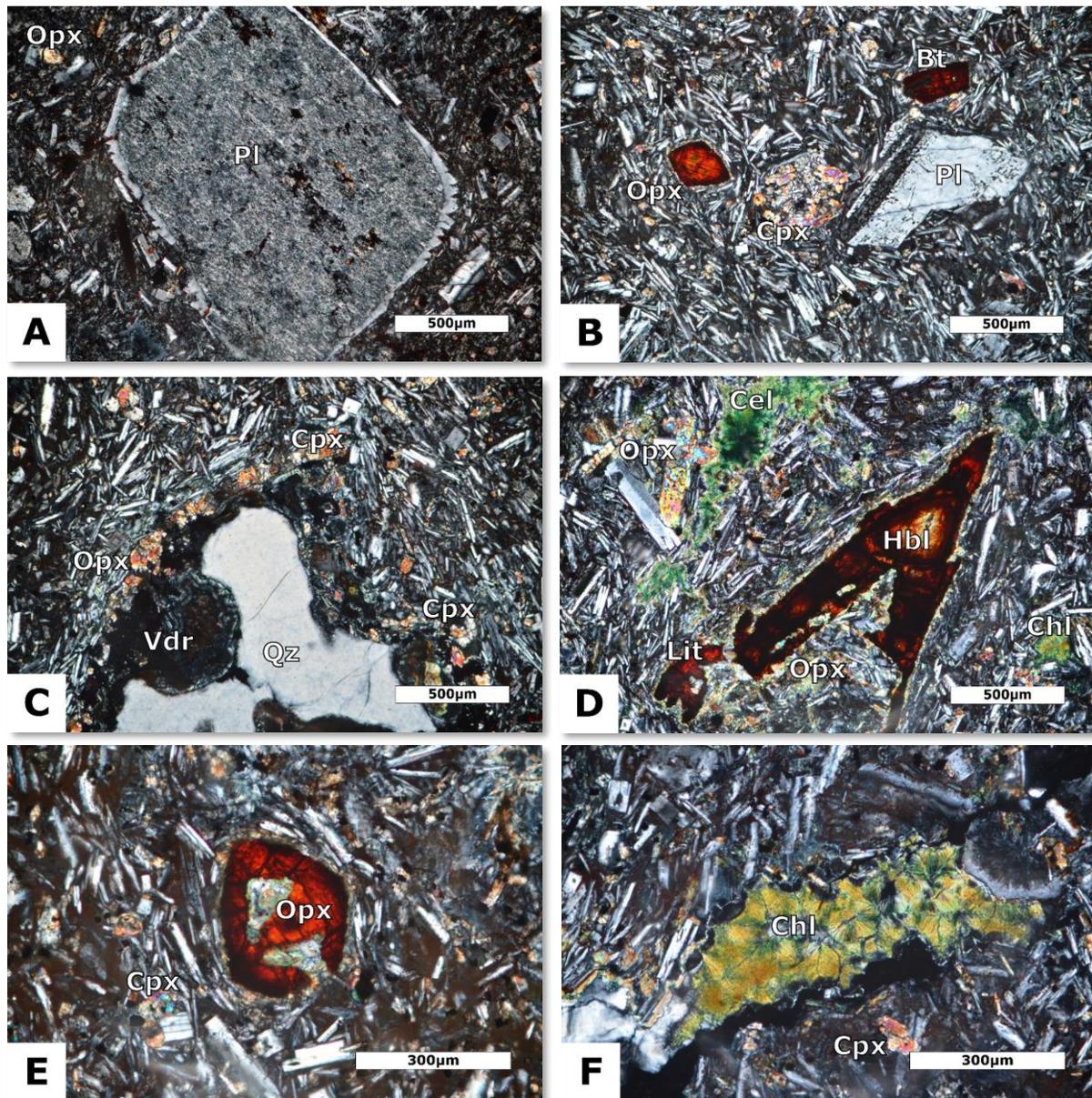


Figura 28. Fotomicrografías de los diques que cortan a las sucesiones volcanoclásticas. A) Fenocristal de plagioclasa con avanzada textura tamiz y algunas inclusiones de biotita. B) Pseudomorfo de anfíbol reemplazada por cristales de ortopiroxeno, biotita y clinopiroxeno oxidados. C) Cuarzo con bahías de disolución que presenta coronas de vidrio y ortopiroxenos. D) Pseudomorfo de óxidos reemplazando a un anfíbol con alteración opacítica y que además presenta corona de piroxenos y clorita intersticial. E) Ortopiroxeno esqueletal con intensa alteración a clorita y óxidos. F) Cristales de clorita radiales dentro de una vetilla. Todas las fotos fueron tomadas con nicóles cruzados.

plagioclasa y sanidino con cierta orientación, con vidrio volcánico intersticial que presenta indicadores de desvitrificación. La fracción cristalina está compuesta por plagioclasas subidiomórficas, presentes tanto en cristales individuales como en glomero-cristales, sanidinos y cuarzos subidiomórficos, clinopiroxeno en microfenocristales e intersticial y pseudomorfos de biotitas rojas que reemplazan a las hornblendas. Algunos piroxenos y anfíboles se presentan reemplazados por minerales opacos formando pseudomorfos (*Figura 28*). Se observan algunos antecristales de cuarzo con coronas de reacción de clinopiroxeno. Los fenocristales de sanidino y plagioclasa presentan una textura de malla muy bien desarrollada y en algunos casos están rotos o fallados. También pueden estar parcialmente reemplazados por sericita o calcita. Existen además vetillas secundarias de clorita.

3.8 Cerro Colorado

Se realizó también una breve descripción petrográfica a 9 láminas delgadas pertenecientes a El *Cerro Colorado* (TZ-05-09, TZ-06-09, TZ-07-09, TZ-17-09, TZ-18-09, TZ-19-09, TZ-20-09, TZ-21-09, TZ-62-09), una prominencia topográfica por encima del poblado de El Salto. Está ubicado a unos 4 km hacia el SSE del Cerro Frío. De acuerdo con las semejanzas estratigráficas y petrográficas que ambas prominencias presentan, es posible correlacionarlas y afirmar que se trata de derrames semejantes entre sí. Las muestras del Cerro Colorado fueron empleadas para los estudios geoquímicos publicados en Mori *et al.* (2012).

Se trata de lavas de composición andesítica con matrices subofíticas, traquíticas y pilotaxíticas. A diferencia de las lavas del Cerro Frío, las lavas del Cerro Colorado se encuentran muy bien preservadas y es posible apreciar mejor sus características. La fracción de fenocristales está compuesta por plagioclasas idiomórficas y subidiomórficas con textura tamiz o esqueletal, algunas con inclusiones poikilíticas de piroxenos o titanomagnetita. En los intersticios entre los listones de plagioclasa abundan los microfenocristales de clinopiroxeno, mientras que los fenocristales suelen ser en su mayoría ortopiroxenos idiomórficos. Las hornblendas se presentan en fenocristales euhedrales

pleocroicos con o sin bordes opacíticos. La biotita permanece escasa o ausente. Los pseudomorfos de piroxeno y plagioclasa que reemplazan a los anfíboles continúan apareciendo, y son similares a los reconocidos previamente en la sección del camino a El Zapote. También es posible reconocer algunos xenolitos gabroicos y líticos de diabasas (*Figura 29*).

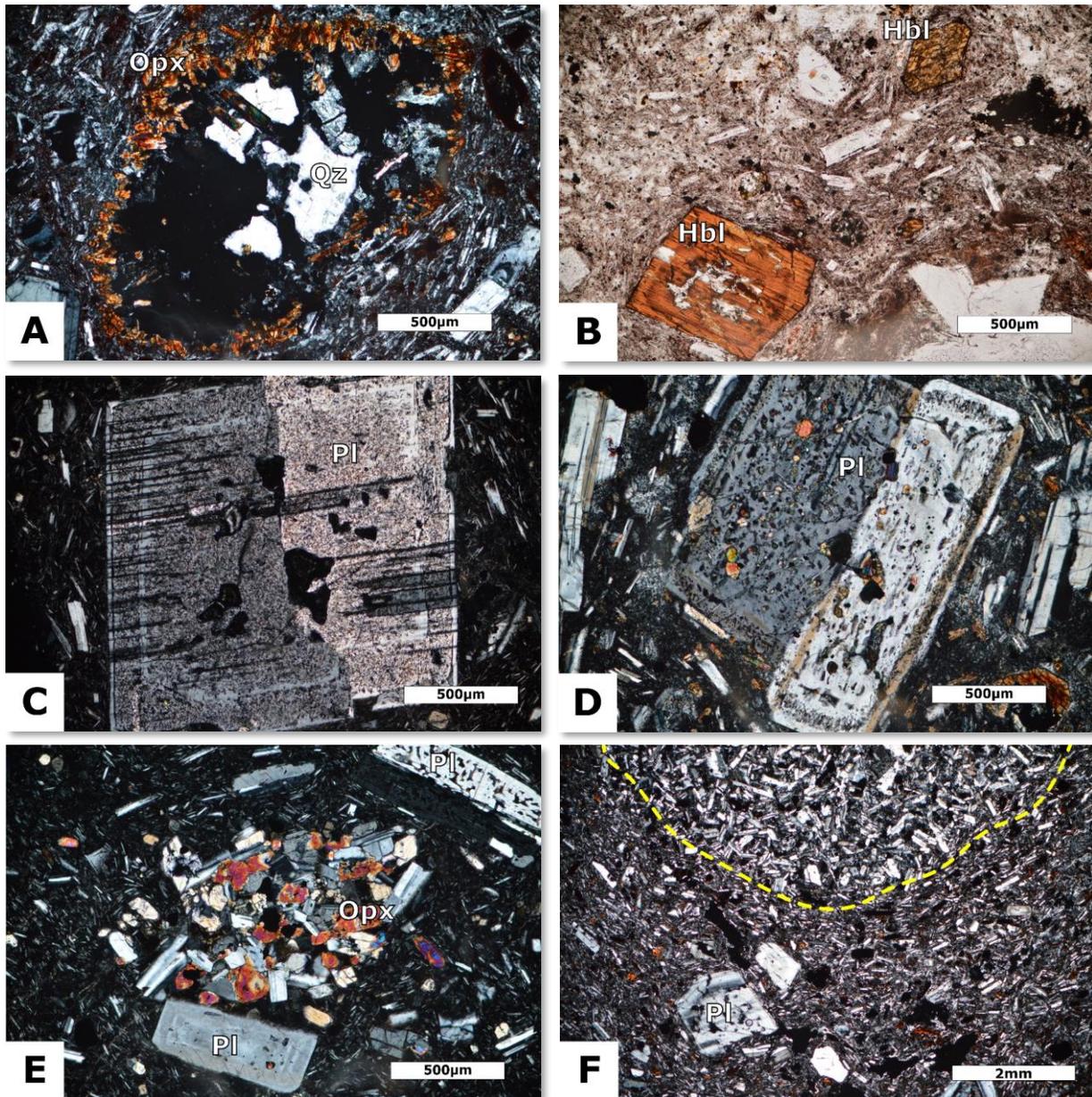


Figura 29. Fotomicrografías de las lavas del Cerro Colorado. A) Xenocristal de cuarzo con corona de reacción de ortopiroxenos oxidados. La zona de color negro es un hueco en la lámina, nicoles cruzados. B) Hornblendas pleocroicas idiomórficas en una matriz con ligeras texturas traquíticas fluidales, luz paralela. C) Fenocristal idiomórfico de plagioclasa con textura de tamiz, cuyos espacios han sido ocupados por magnetita, nicoles cruzados. D) Fenocristal de plagioclasa con inclusiones poikilíticas de piroxeno, nicoles cruzados. E) Pseudomorfo de ortopiroxenos y plagioclasas cálcicas reemplazado a un anfíbol, nicoles cruzados. F) Xenolito de diabasa inmerso en matriz con textura traquítica, nicoles cruzados.

3.9 Xenocristales y líticos metamórficos

Durante el análisis petrográfico fue posible identificar abundantes xenocristales, antecristales y líticos metamórficos, cuyas texturas y paragénesis minerales resultan ajenas al proceso ígneo que se estudia. Es posible encontrarlos en las rocas piroclásticas, en los cuerpos hipabisales e incluso en los derrames lávicos. Los xenocristales consisten en su mayoría en biotitas crenuladas, piroxenos con texturas de deformación cristaloplástica o coronas de reacción y pseudomorfos de minerales anhidros que reemplazan a los anfíboles. Algunas de estas características han sido observadas previamente y posiblemente pertenecen a paragénesis no muy profundas. Por su parte los líticos de rocas metamórficas

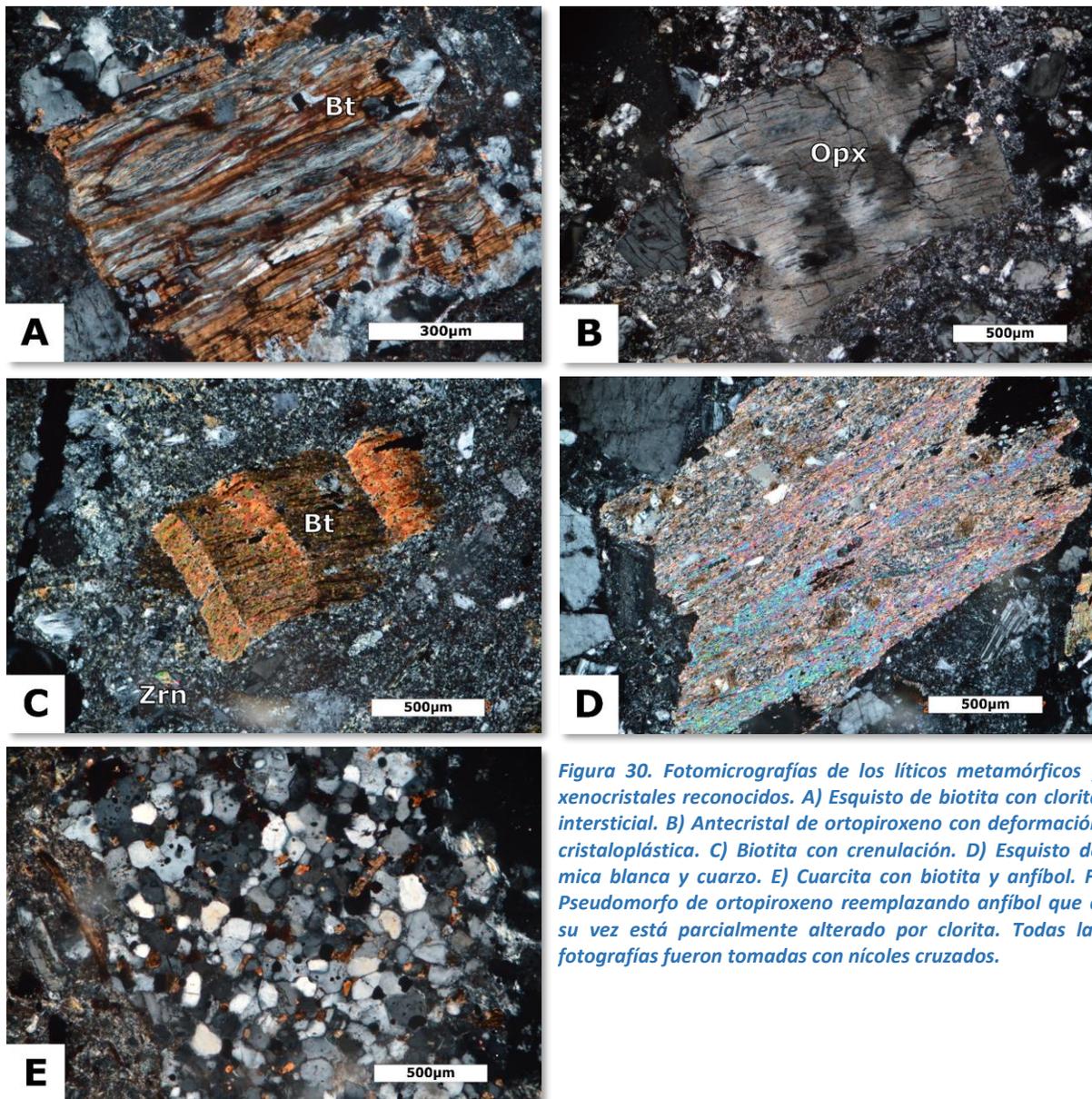


Figura 30. Fotomicrografías de los líticos metamórficos y xenocristales reconocidos. A) Esquisto de biotita con clorita intersticial. B) Antecristal de ortopiroxeno con deformación cristaloplástica. C) Biotita con crenulación. D) Esquisto de mica blanca y cuarzo. E) Cuarcita con biotita y anfíbol. F) Pseudomorfo de ortopiroxeno reemplazando anfíbol que a su vez está parcialmente alterado por clorita. Todas las fotografías fueron tomadas con nódulos cruzados.

consisten en esquistos de mica blanca, esquistos de biotita, cuarcitas, gabros, posibles milonitas y *skarns*. Los ejemplos más representativos están ilustrados en la *Figura 30* y la interpretación sobre la presencia de estas peculiaridades en las rocas volcánicas de la caldera de Tilzapotla se abordará en la discusión de la presente tesis.

4 Geoquímica

Con la finalidad de complementar el estudio petrográfico, se realizaron análisis geoquímicos a 5 muestras representativas de diques y lavas de la formación El Salto. Los estudios de elementos mayores se llevaron a cabo por el método de fluorescencia de rayos X (*XRF*) en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía del Instituto de geología de la UNAM, valiéndose de un espectrómetro Rigaku Primus II, equipado con tubo de Rh y ventana de Be de 30 μm . Las muestras se prepararon según el procedimiento descrito por Lozano-Santa Cruz y Bernal (2005). En el caso de los elementos traza, las muestras fueron preparadas según el procedimiento descrito por Hernández-Álvarez *et al.* (2004) y analizadas en el Laboratorio de Química Ultrapura del mismo instituto. Los resultados se compararon con los obtenidos previamente en las publicaciones de Morán-Zenteno, *et al.* (2004) y Mori *et al.* (2012) (*Tabla 1, Figuras 31, 32*), y los datos graficados fueron recalculados a 100% libres de agua. No se analizaron ignimbritas debido a las discrepancias en los resultados que puede generar la presencia de líticos, además de que los fragmentos de pómez ya se encuentran alterados. Sin embargo, los datos de las ignimbritas estudiadas por Morán-Zenteno *et al.* (2004) se comparan en las gráficas subsecuentes. Los estudios se enfocaron en la obtención de elementos mayores y traza.

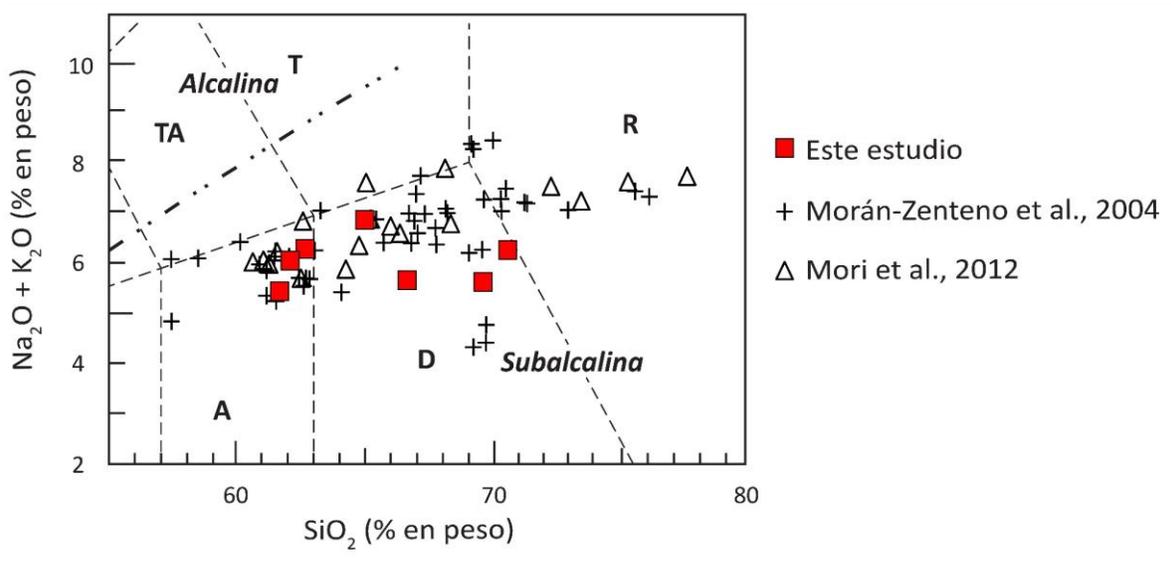


Figura 31. Comparativa de las distribuciones composicionales de elementos mayores de las muestras colectadas con las de estudios previos, en diagrama TAS de clasificación de rocas volcánicas (total de álcalis vs SiO_2 , tomado de Le Bas et al. 1986; línea divisoria entre los campos alcalino y subalcalino tomada de Irvine y Baragar, 1971).

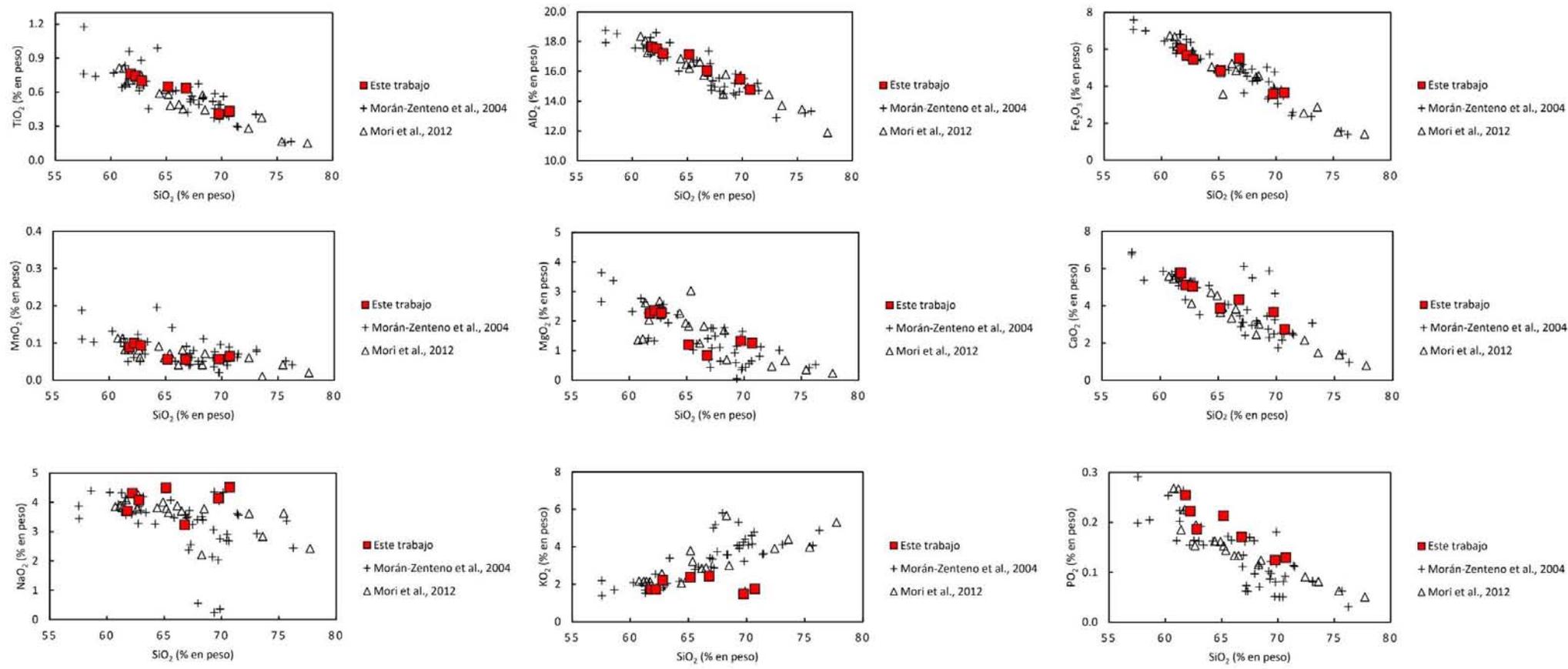


Figura 32. Diagramas de variación Harker donde se comparan las variaciones en los contenidos de elementos mayores respecto al SiO₂. Modificado de Le Maitre et al (1989).

En el caso de los elementos mayores, la distribución obtenida de los ejemplares colectados en este estudio se encuentra dentro del campo subalcalino dentro del diagrama TAS (*Figura 31*), y presenta similitudes con las distribuciones de muestras colectadas en otras zonas de la caldera. El rango composicional abarca desde las andesitas cercanas al límite con el campo de las andesitas basálticas hasta las riolitas, aunque en el caso particular de las muestras del camino a El Zapote solo varía entre andesitas y dacitas. Como se puede apreciar en la *Figura 31*, existen muestras cuyo contenido de álcalis es anómalamente bajo. Esto puede ser resultado de la removilización de sodio y potasio que ocurre en las rocas volcánicas, ya que estos pueden ser movilizados por fluidos acuosos durante el intemperismo.

Es posible observar tendencias lineales típicas de cristalización fraccionada en la mayoría de los elementos graficados en los diagramas tipo *Harker*. También se aprecia la similitud entre las muestras analizadas en este estudio y las reportadas previamente por otros autores (Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Mori *et al.*, 2012). Por ejemplo, el descenso en la abundancia de TiO_2 a medida que se incrementa el SiO_2 representa la cristalización de minerales como la biotita, la kaersutita o la hornblenda titanífera, además de óxidos de titanio como la ilmenita y otros minerales de la serie de la titanomagnetita (*Figura 32*). Lo mismo ocurre para el caso del magnesio y del hierro, cuyas abundancias en el magma decrecen a medida que se incrementa el SiO_2 , lo que se puede atribuir al fraccionamiento de minerales ferromagnesianos como los piroxenos. Otro tanto sucede con el fósforo y el fraccionamiento de apatito. Por otra parte, el fraccionamiento de plagioclasas se refleja en la disminución paulatina de aluminio, pese a que, como se verá en los diagramas siguientes, no se aprecia una significativa anomalía negativa de europio.

En el caso del diagrama multielemental se observa un enriquecimiento en elementos litófilos de radio iónico grande (*LILE, Large-Ion Lithophile Elements*), respecto a los elementos con alto potencial iónico (*HFSE, High Field Strength Elements*) y destacan las anomalías negativas de titanio, niobio, zirconio, hafnio y tántalo; características de magmatismo de arco (Pearce, 1982) (*Figura 33*,

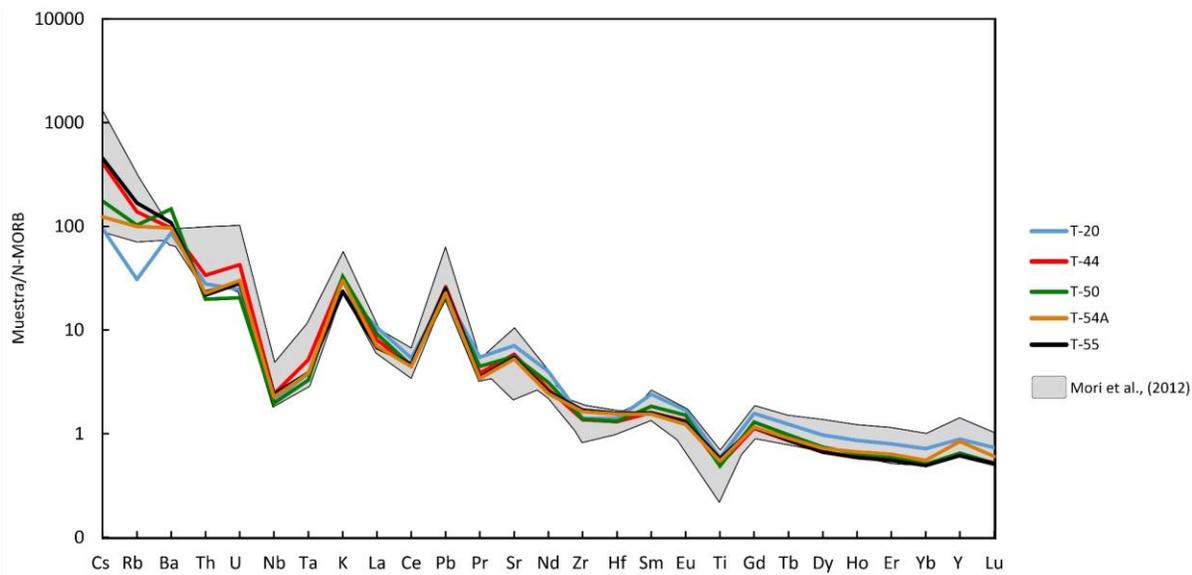


Figura 33. Patrones de elementos traza de las muestras recolectadas en la zona de estudio, comparadas con las obtenidas por Mori et al. (2012). Valores de normalización de N-MORB de Sun & McDonough (1989).

Tabla 2). Los LILE son elementos incompatibles móviles de los que suele estar enriquecida la cuña del manto, la cual es metasomatizada por fluidos acuosos. Ciertos procesos de asimilación cortical pueden influir en los patrones (DePaolo, 1981), los cuales son típicos de zonas de subducción (Pearce, 1892, 1983) y se ajustan a los obtenidos por Mori *et al.* (2012).

En el diagrama de tierras raras se presenta un enriquecimiento de las ligeras en relación a las pesadas. Estas a su vez presentan un patrón plano que indica que en el proceso de cristalización fraccionada no intervinieron fases de alta presión como la del granate y que la fuente mantélica no era profunda. Esto sugiere que las principales fases que se fraccionaron para dar origen a las composiciones observadas fueron principalmente ferromagnesianos como el piroxeno. Se aprecia una leve anomalía negativa de europio en al menos tres muestras, y el pequeño quiebre en su pendiente puede representar una discreta cristalización fraccionada de plagioclasa (Figura 34). De acuerdo a la morfología del patrón, tampoco puede hablarse de un significativo papel del fraccionamiento de anfíbol en el proceso. Por otra parte, la anomalía negativa de Ce que se observa en el diagrama puede indicar la movilización de las LREE por intemperismo.

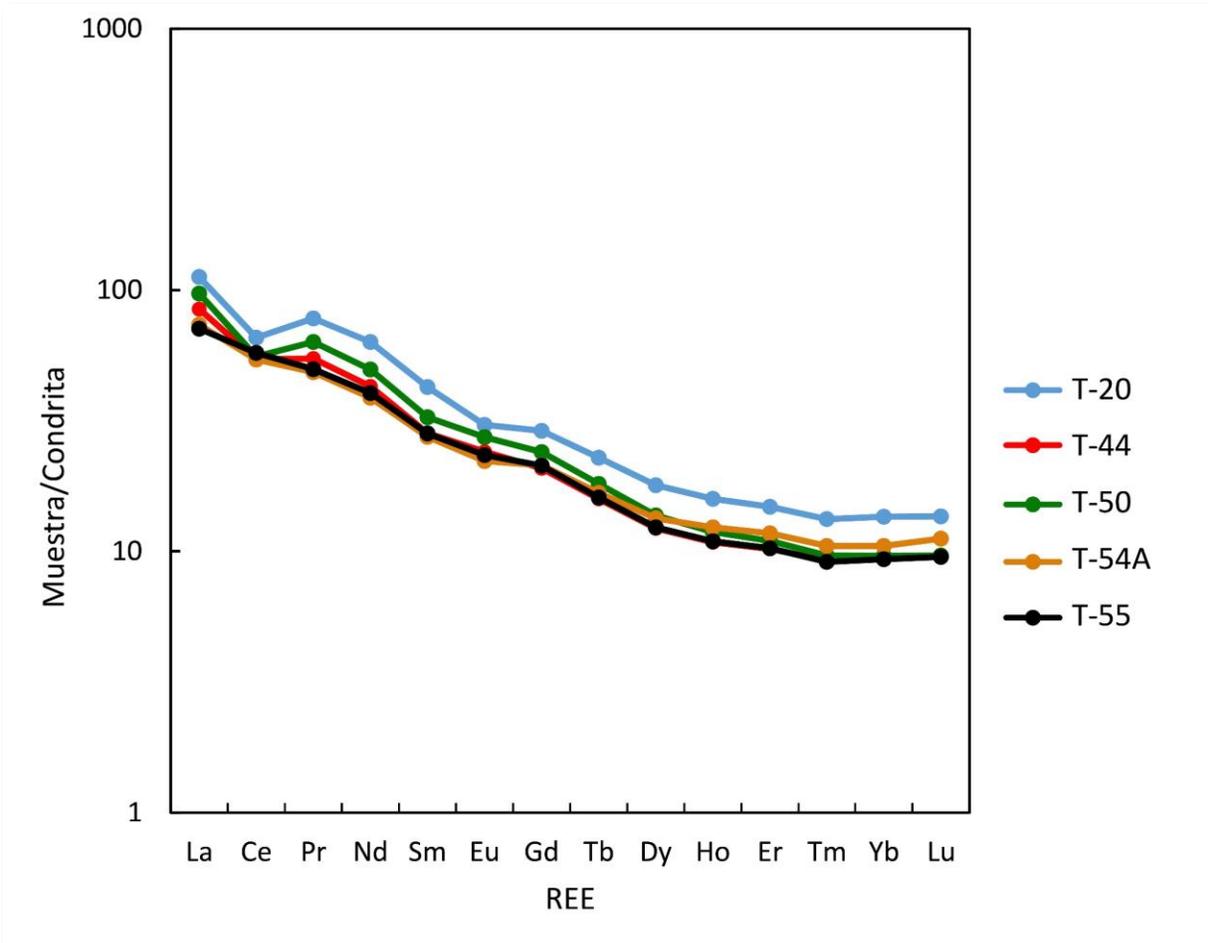


Figura 34. Diagrama de tierras raras normalizadas con la condrita. El rango de $(La/Yb)_N$ oscila entre 7.018 y 10.052 y el rango $(Sm/Yb)_N$ oscila entre 2.609 y 3.388, respectivamente.

Finalmente, en una recapitulación sobre los isótopos obtenidos en algunas muestras de Mori *et al.* (2012), se observa un aumento paulatino de la relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ conforme aumenta el contenido de SiO_2 . Pasa lo contrario con la relación de $\epsilon(\text{Nd})$, que disminuye. Esto indica un claro proceso de asimilación cortical durante la diferenciación magmática en el ascenso de los magmas a la superficie (Figura 35, Tabla 3).

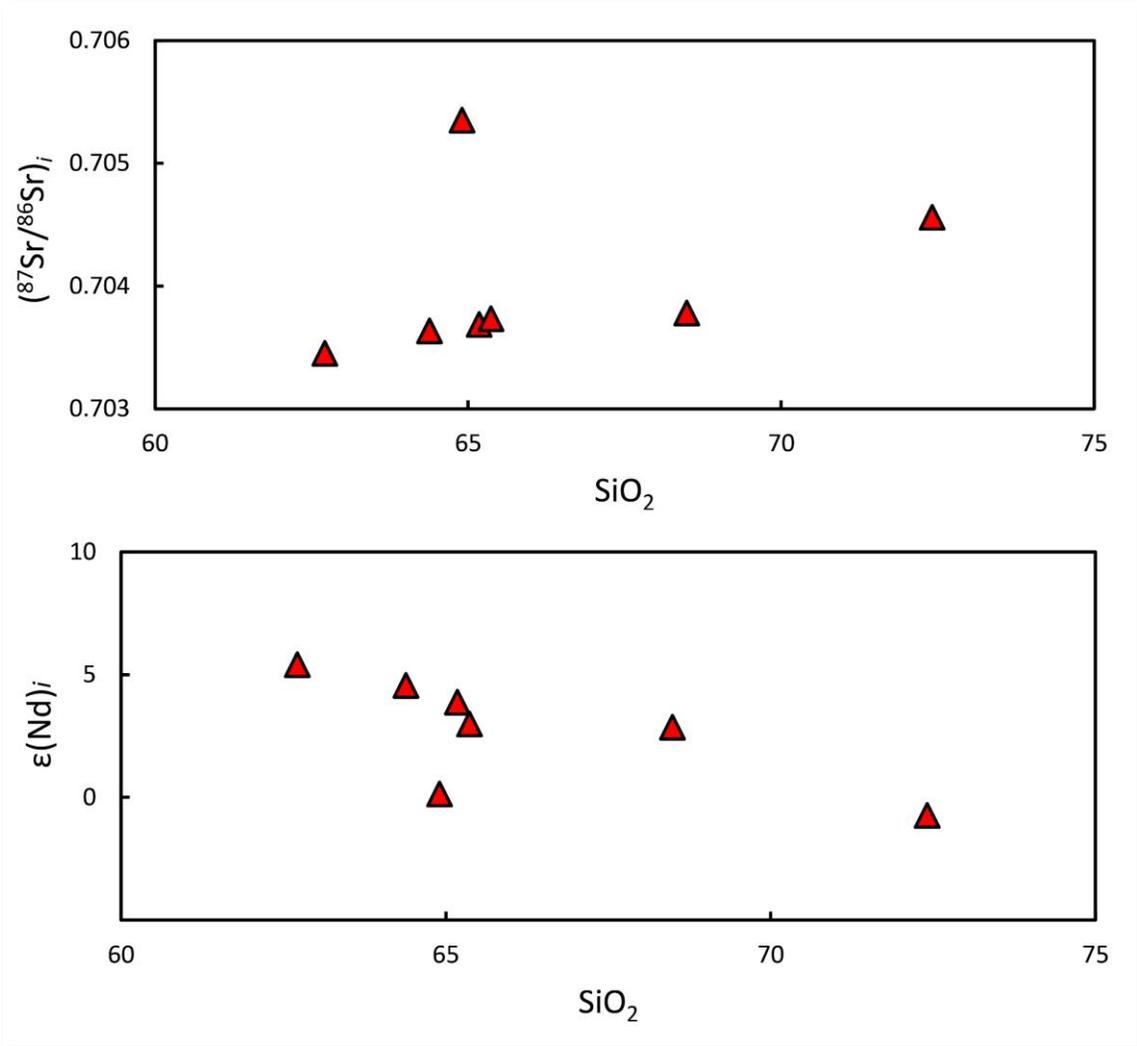


Figura 35. Relaciones $\epsilon(\text{Nd})$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs SiO_2 . Es posible apreciar tendencias lineales en ambas distribuciones, con la salvedad de la muestra TZ-04-09 que se presenta aislada.

5 Discusión

5.1 Consideraciones estratigráficas

En trabajos previos (Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Flores-Huerta, 2012; Mori *et al.*, 2012; Martiny *et al.*, 2013), las sucesiones volcanosedimentarias asociadas a la caldera de Tilzapotla habían sido separadas inicialmente en la Ignimbrita Tilzapotla, la Ignimbrita Rodarte-Atopula y en las formaciones El Salto y El Gallego. La ignimbrita Tilzapotla, a su vez, había sido subdividida en facies de intra y extracaldera. Con base en las características texturales y estratigráficas descritas en este trabajo, se puede afirmar que las ignimbritas descritas en la sección al norte de Huitzuco presentan claras diferencias respecto a la Ignimbrita Tilzapotla y se observa una clara relación de concordancia estratigráfica entre ambas unidades. Las facies de intracaldera de la Ignimbrita Tilzapotla se caracterizan por ser rocas masivas, moderadamente soldadas, enriquecidas hasta en un 30% en fenocristales y dominadas por el cuarzo. Por el contrario, las ignimbritas que afloran en la sección Norte de Huitzuco y que sobreyacen a la Ignimbrita Tilzapotla presentan una clara pseudoestratificación, se encuentran con un alto grado de soldamiento y son aún más ricas en fenocristales. Estos alcanzan el 40-50% de abundancia, aunque el cuarzo continúa siendo el mineral más abundante. Además, están caracterizadas por la presencia de autoclastos de la misma ignimbrita, los cuales a su vez presentan lo que parecen ser fragmentos de pómez ricos también en fenocristales. Por estas razones, se consideró adecuado correlacionar lateralmente a estas ignimbritas con la Ignimbrita Rodarte-Atopula, ya que Martiny *et al.* (2013) describen a esta unidad como una ignimbrita con fragmentos de pómez ricos en cristales, de la que además se obtuvo una edad más joven respecto a la Ignimbrita Tilzapotla (Muestra Cox 20, 33.74 ± 0.29 Ma).

Por otra parte, las ignimbritas que se presentan intercaladas en la formación El Salto, también se encuentran pseudoestratificadas, son moderadamente soldadas, poseen mayor cantidad de líticos y se intercalan con areniscas, flujos de escombros vitrificados, derrames lávicos y autobrechas. Por su

posición estratigráfica y por relación con la Formación el Salto, estas ignimbritas son claramente posteriores a la ignimbritas de las unidades Tilzapotla y Rodarte.

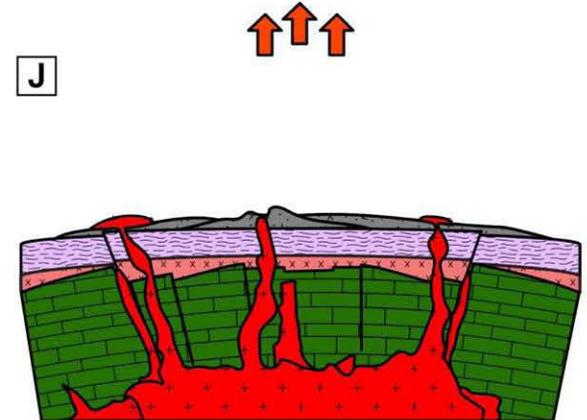
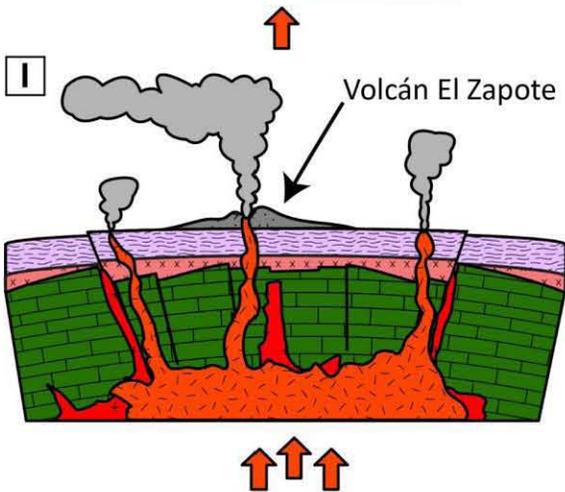
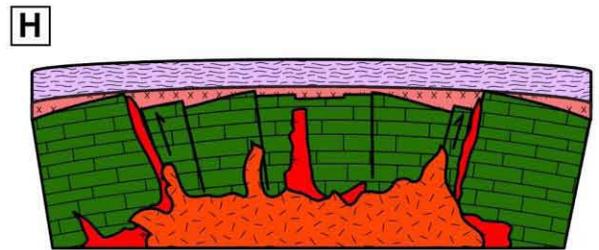
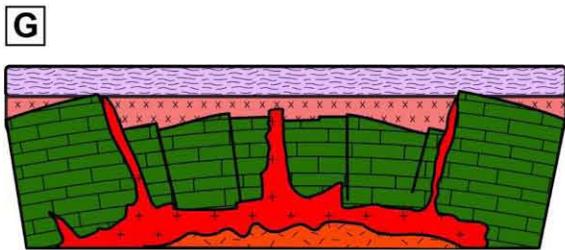
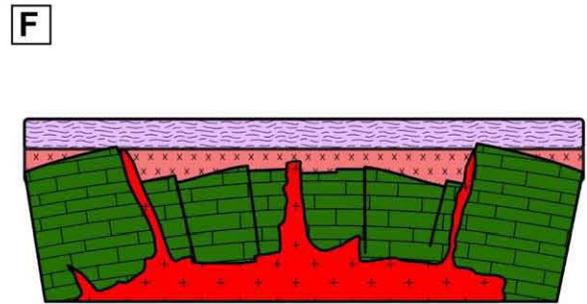
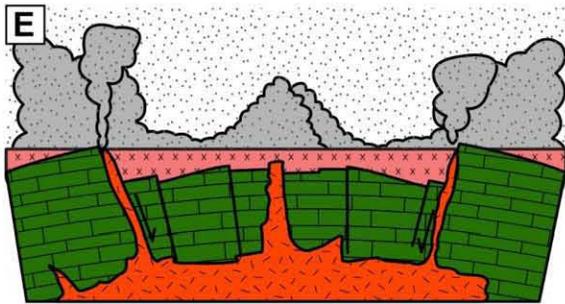
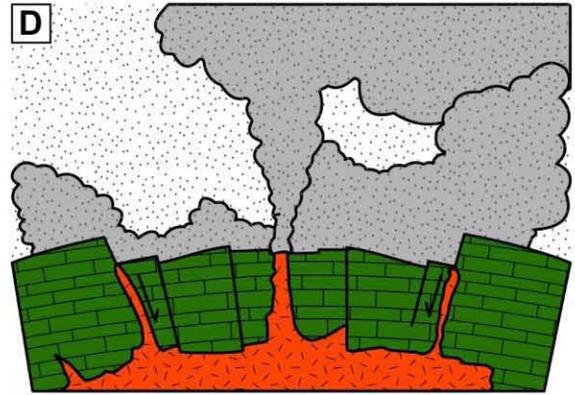
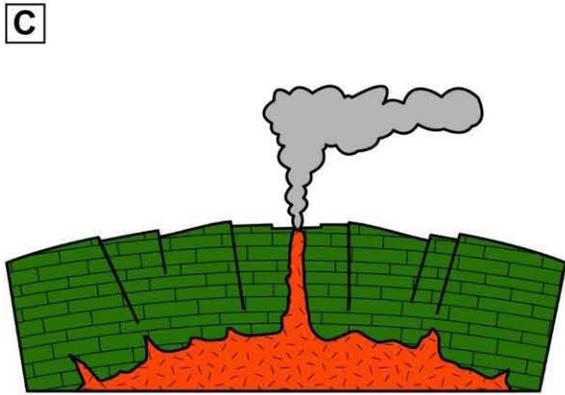
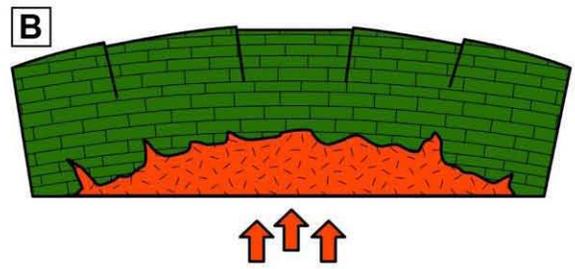
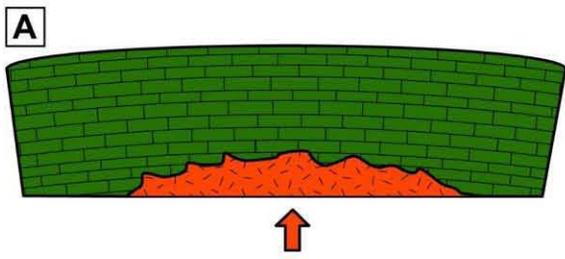
En la sección del Zapote, las lavas poseen composiciones que oscilan entre las andesíticas y las dacíticas y son consistentes con las analizadas previamente por Mori *et al.* (2013). La diferencia principal entre las dos secciones es la ausencia de ignimbritas intercaladas en la sección expuesta en el camino a El Salto. Si se compara la estratigrafía general observada en esta sección con la expuesta en el camino de ascenso al Zapote, se puede inferir un acuñamiento de la ignimbrita Rodarte-Atopula hacia el NNW de la caldera, lo que pone en contacto directo a la Ignimbrita Tilzapotla con la Formación el Salto, en la sección del camino a El Zapote.

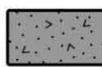
La formación El Gallego fue descrita originalmente por Morán-Zenteno *et al.* (2004) como una sucesión de ignimbritas reomórficas intercaladas con vitrificados y flujos de lavas que sobreyacía a la Ignimbrita Rodarte. Sin embargo, es conveniente agruparla dentro de las sucesiones volcanoclásticas de la Formación El Salto por las similitudes estratigráficas y composicionales que presenta con esta formación. Las ignimbritas descritas dentro de la formación El Gallego pueden ser correlacionadas satisfactoriamente con las reportadas en la sección del camino de ascenso al poblado de El Zapote.

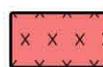
5.2 Evolución volcánica

Las unidades descritas representan diferentes episodios volcánicos en la historia de La caldera de Tilzapotla. De esta manera, la ignimbrita Tilzapotla es el emplazamiento directo de materiales piroclásticos expulsados durante el principal evento de colapso de la caldera; mientras que la ignimbrita Rodarte-Atopula representa una emisión posterior poscolapso de materiales piroclásticos con un mayor contenido de cristales. Por su parte, las unidades de la formación El Salto reflejan el magmatismo de resurgencia en la zona, propiciado por nuevas

Figura 36 (siguiente página). Modelo simplificado de la evolución volcánica de la caldera de Tilzapotla. A) Ascenso y emplazamiento somero de magmas, deformando ligeramente las rocas hospedantes (Formación Morelos). B) Fracturamiento y tumescencia. C) Expulsión de los primeros materiales volcánicos acompañados de fracturas y fallas radiales. D) Evento eruptivo principal, colapso del techo de la cámara y expulsión de materiales piroclásticos por las zonas de debilidad. E) Depósito de la ignimbrita Tilzapotla y expulsión de los materiales de poscolapso por la presión extra ejercida en la cámara. F) Depósito de la ignimbrita Rodarte-Atopula. G) Emplazamiento de nuevos magmas con menor contenido de volátiles en zonas profundas de la cámara magmática. H) Nuevos eventos de tumescencia. I) Expulsión de los materiales de resurgencia; y J) Depósito de la Formación El Salto.



 Formación El Salto
 Ignimbrita Rodarte-Atopula

 Ignimbrita Tilzapotla
 Formación Morelos

inyecciones de magmas en la cámara y por fenómenos secundarios como la detumescencia. Esto queda evidenciado por el carácter menos diferenciado y de menor contenido de volátiles de la Formación el Salto y por sus contrastes isotópicos con la Ignimbrita Tilzapotla. La síntesis de la evolución volcánica de la caldera de Tilzapotla se ilustra en la *Figura 36*.

Las texturas de desequilibrio magmático observadas en algunos minerales pueden explicarse de la siguiente manera: Las texturas tamiz observadas en plagioclasas y feldespatos potásicos reflejan que los magmas de la resurgencia experimentaron cambios en las condiciones de cristalización conforme ascendían a la superficie. Entre estas características pueden señalarse cambios en la presión, en la temperatura o en la fugacidad de oxígeno. Por otra parte, el reemplazamiento de anfíbol por piroxeno observado en algunas muestras indica que los antecristales de hornblenda fueron removidos de las fases hidratadas donde se encontraban en equilibrio. El emplazamiento en la cámara magmática de nuevos batches más calientes y con menor contenido de volátiles produjo una mezcla incompleta de magmas que reactivó la convección. Estos batches anhidros entraron en contacto con los magmas hidratados previos donde los anfíboles permanecían estables, removiéndolos y desplazándolos hacia niveles más someros donde comenzaron a ser inestables. Esto permitió el desarrollo de las texturas de disolución y/o el reemplazamiento por piroxeno. Esta interpretación también es útil para explicar las texturas coroníticas observadas en algunos otros minerales.

Las características de los derrames y unidades piroclásticas de la formación El Salto, descritas en la sección Camino a El Zapote, parecen ser indicadores de la presencia de un volcán emisor del magmatismo de resurgencia en las cercanías del poblado del Zapote. Existe una amplia zona oxidada de alteración hidrotermal que afecta a las brechas lávicas sobre las que está asentado el poblado de El Zapote. Estos rasgos sugieren que en esta zona se puede ubicar el conducto volcánico principal. Los domos del Cerro del Apache y Cerro Frío flanquean parcialmente a la zona de alteración, y poseen cierta geometría radial (*Figura 37*). Los derrames descritos en el Cerro Colorado tienden a extenderse

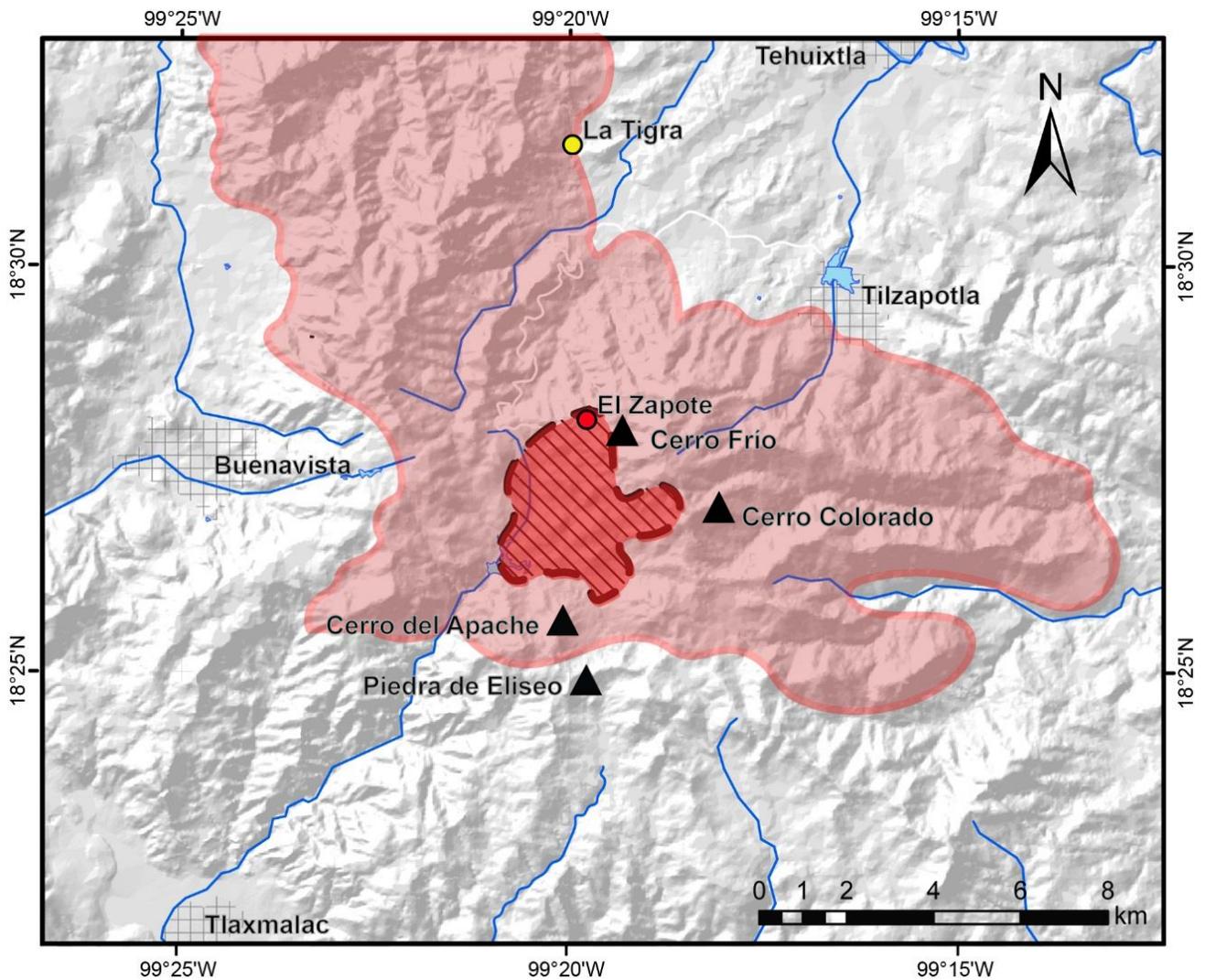


Figura 37. Posible presencia de un volcán erosionado en las inmediaciones del poblado de El Zapote. La zona resaltada al centro representa un intenso brechamiento y alteración hidrotermal.

ampliamente hacia el NNW, partiendo desde las inmediaciones de El Zapote. Los flujos piroclásticos y de escombros representan quizás las primeras etapas del magmatismo de resurgencia, evolucionando paulatinamente hasta convertirse en derrames y domos de carácter más silíceo. Sin embargo, la erosión dificulta hacer una completa reconstrucción de la estructura volcánica.

5.3 Geoquímica y petrogénesis

Respecto a la geoquímica, las tendencias lineales de los diagramas tipo Harker reflejan una típica cristalización fraccionada en la que la distribución de elementos como el hierro y el magnesio disminuyen a medida que el potasio aumenta; indicando que los minerales que fraccionaron principalmente fueron

ferromagnesianos como el piroxeno o el anfíbol y en menor medida minerales félsicos como la plagioclasa. Las distribuciones en los diagramas multielementales poseen un característico patrón de magmatismo de arco y las tendencias planas de las HREE revelan que el proceso de cristalización fraccionada de las fases minerales ocurrió a baja presión y fue dominado por piroxeno y plagioclasa.

Por otra parte, la anomalía negativa de Ce observada en el diagrama de tierras raras puede explicarse como resultado de un intemperismo concéntrico o acebollado de las rocas volcánicas estudiadas. En rocas que presentan este fenómeno, las LREE suelen movilizarse hacia capas donde el grado de intemperismo es menor, enriqueciendo el núcleo inexpuesto de la roca y empobreciendo las zonas superficiales.

En la geoquímica isotópica publicada previamente, se indica que una vez desechado el posible error por contaminación de carbonatos cretácicos en la abundancia relativa de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, las diferencias isotópicas observadas entre la Ignimbrita Tilzapotla y las lavas de resurgencia resultaron elevadas. Esta tendencia también se hizo tangible en las variaciones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre ambas unidades. Para explicar la variabilidad entre las unidades asociadas al colapso y las unidades de la resurgencia, se sugiere que el comportamiento de las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ y $\epsilon(\text{Nd})_i$ respecto a la abundancia de SiO_2 indica que los procesos de cristalización fraccionada fueron acompañados de asimilación cortical en el ascenso de magmas a la superficie. Este fenómeno está documentado petrográficamente por la presencia de antecristales y líticos metamórficos en las rocas volcánicas de la zona. Asimismo, la naturaleza de estos xenolitos y líticos metamórficos evidencian que este proceso ocurrió en condiciones de poca presión en la corteza media superior, y podrían tratarse de paragénesis propias del terreno Guerrero. Los datos publicados previamente por Mori *et al.* (2012) son consistentes con esta observación petrográfica (Figura 38).

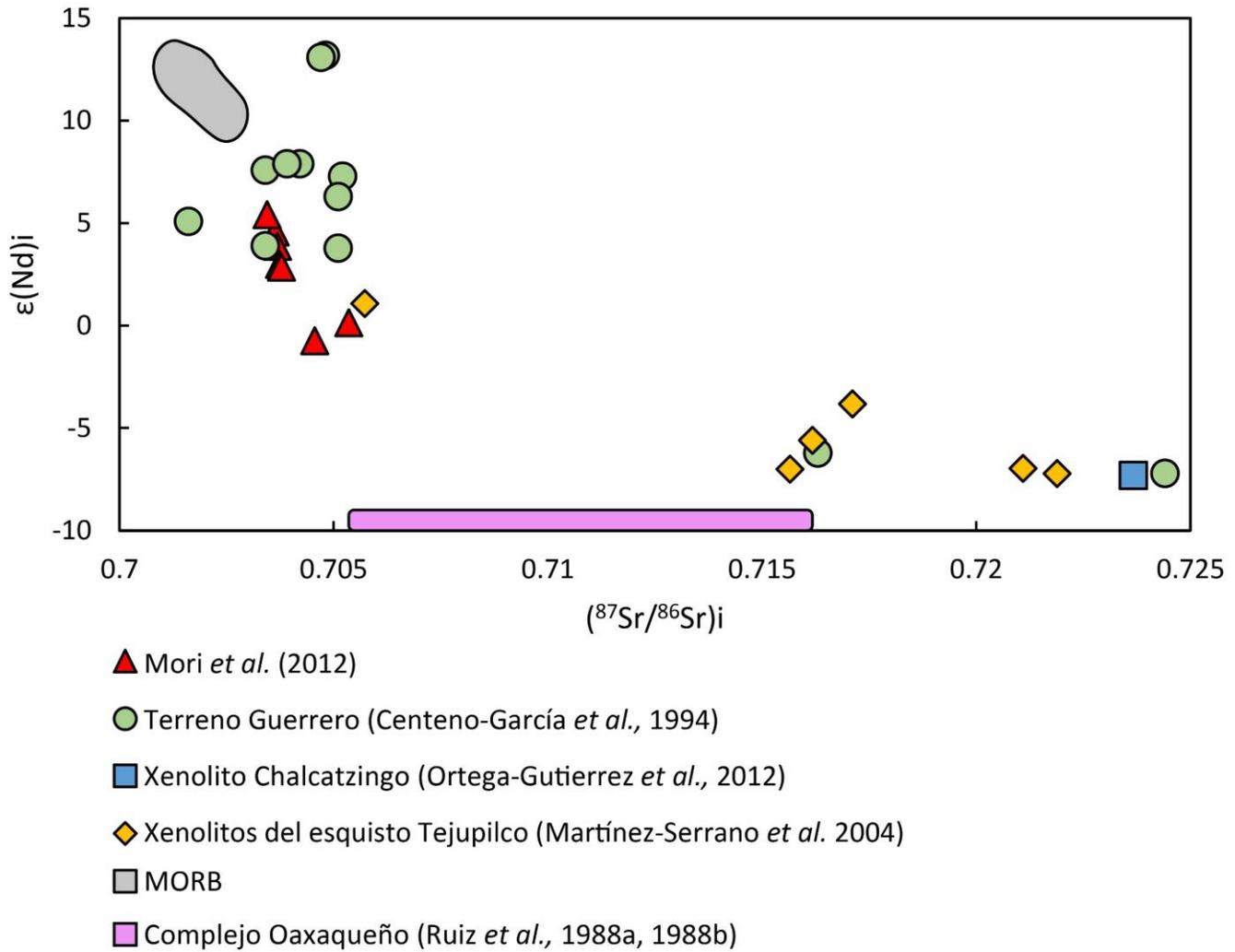


Figura 38. Diagrama comparativo de las relaciones Nd-Sr en las muestras estudiadas por Mori *et al.* (2012) y los posibles basamentos, útiles para inferir el origen de los xenolitos observados en la petrografía. Edades corregidas a 34 Ma.

6 Conclusiones

Con la realización de las secciones geológicas descritas en este trabajo, fue posible reconocer nueve unidades litológicas no descritas hasta ahora. Esto no solo permitió realizar una versión actualizada del mapa geológico de la zona, sino que fueron clave para refinar las interpretaciones estratigráficas y petrogenéticas.

Las unidades de ignimbrita que sobreyacen a la ignimbrita Tilzapotla indican emisiones volcánicas posteriores al colapso principal de la caldera. Estas dan testimonio de emisiones tardías que aún presentaron un elevado contenido de volátiles, así como de la expulsión de pómez con abundantes cristales.

Las texturas de desequilibrio magmático presentes en casi todas las muestras estudiadas de la Formación el Salto, son indicadores de la inyección de magmas tardíos con diversas composiciones, temperaturas y contenido de volátiles durante el volcanismo de resurgencia.

Las muestras colectadas en la Formación el Salto poseen características petrográficas y geoquímicas consistentes con las de los estudios previos, y sus composiciones revelan la evolución magmática que va desde las rocas andesíticas hasta las riolíticas.

El proceso de diferenciación magmática dominante para las muestras estudiadas fue la cristalización fraccionada que convivió con una clara asimilación cortical, fenómeno evidenciado por la presencia de antecristales y líticos metamórficos parcialmente absorbidos. Este proceso también se ve reflejado en la geoquímica.

7 Referencias

Amelung, F., Jonsson, S., Zebker, H., Segall, P., 2000, Widespread uplift and 'trapdoor' faulting on Galapagos volcanoes observed with radar interferometry: *Nature*, 407(6807), 993-996.

Branney, M. J., Kokelaar, P., 1994, Volcanotectonic faulting, soft-state deformation, and rheomorphism of tuffs during development of a piecemeal caldera, English Lake District: *Geological Society of America Bulletin*, 106(4), 507-530.

Campa, M. F., Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040-1051.

Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P. J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern, Cordillera from new geochemical data: *Geology*, 21(5), 419.

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 Papers*, 436, 279-308.

Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., Iriondo, A., 2007, Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean-North American plate interaction: *Tectonics*, 26(3), TC3007.

Cerca, M., Ferrari, L., Corti, G., Bonini, M., Manetti, P., 2010, Analogue model of inversion tectonics explaining the structural diversity of Late Cretaceous shortening in southwestern Mexico: *Lithosphere*, 2(3), 172-187.

Chang, W.-L., Smith, R. B., Farrell, J., Puskas, C. M., 2010, An extraordinary episode of Yellowstone caldera uplift, 2004-2010, from GPS and InSAR observations: *Geophysical Research Letters*, 37(23), 1-6.

Cole, J. W., Milner, D. M., Spinks, K. D., 2005, Calderas and caldera structures: a review: *Earth-Science Reviews*, 69(1-2), 1-26.

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(Serie de 1:100,000), 47.

DePaolo, D. J., 1981, Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization: *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2), 189-202.

Díaz-Bravo, B. A., Morán-Zenteno, D. J., 2011, The exhumed Eocene Sultepec-Goleta Volcanic Center of southern Mexico: record of partial collapse and ignimbritic volcanism fed by wide pyroclastic dike complexes: *Bulletin of Volcanology*, 73(7), 917-932.

Flores-Huerta, D., 2012, Litofacies, emplazamiento y procedencia de la ignimbrita Tilzapotla en el sector Tilzapotla-Santa Fe Tepetlapa, Estado de Morelos, Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, 61 pp.

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, Boletín del Instituto de Geología, 60, 236.

Hernández-Álvarez, E., González-Hernández, G., Morton-Bermea, O., 2004, Manual de preparación de muestras para análisis por espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS): Instituto de Geofísica, UNAM, Reportes Internos 2004-02, 10-13.

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(5), 661-686.

Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., 1971, A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523-548.

Kawakami, Y., Hoshi, H., Yamaguchi, Y., 2007, Mechanism of caldera collapse and resurgence: Observations from the northern part of the Kumano Acidic Rocks, Kii peninsula, southwest Japan: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167(1-4), 263-281.

Kennedy, B., Stix, J., 2003, Igneous rock associations of Canada 2. Stages in the temporal evolution of calderas: *Geoscience Canada*, 30(3), 129-140.

Kennedy, B., Wilcock, J., Stix, J., 2012, Caldera resurgence during magma replenishment and rejuvenation at Valles and Lake City calderas: *Bulletin of Volcanology*, 74(8), 1833-1847.

Keppie, J. D., 2004, Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion year Odyssey: *International Geology Review*, 46(9), 765-794.

Le Bas, M. J., Maitre, R. W. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram: *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750.

Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R., Zanettin, B., 1989, *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*: Oxford, Blackwell Scientific, 236 pp.

Linares, E., Urrutia-Fucugauchi, J., 1981, K-Ar age of the Riolita Tilzapotla volcanic activity, Guerrero State, Mexico and its stratigraphic implications: *Isochron/West*, 32, 5-6.

Lipman, P. W., 1997, Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry: *Bulletin of Volcanology*, 59(3), 198-218.

Lipman, P. W., 2000, Calderas, en Sigurdsson, H. (ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*: San Francisco, Academic Press, 643-662.

Lockwood, J. P., Hazlett, R. W., 2010, *Volcanoes: Global Perspectives*: Chichester, 552 pp.

Lozano-Santa Cruz, R., Bernal-Uruchurtu, J. P., 2005, Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3), 329-344.

Marsh, B. D., 1984, On the mechanics of caldera resurgence: *Journal of Geophysical Research*, 89(B10), 8245.

Marti, J., Folch, A., Neri, A., Macedonio, G., 2000, Pressure evolution during explosive caldera-forming eruptions: *Earth and Planetary Science Letters*, 175(3-4), 275-287.

Martínez-Serrano, R. G., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, M. d. S., Hernández-Treviño, T., Julio Morales-Contreras, J., Macías, J. L., 2004, Sr, Nd and Pb isotope and geochemical data from the Quaternary Nevado de Toluca volcano, a source of recent adakitic magmatism, and the Tenango Volcanic Field, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138(1-2), 77-110.

Martini, M., Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Cerca-Martinez, M., Valencia, V. A., Serrano-Duran, L., 2009, Cretaceous-Eocene magmatism and Laramide deformation in southwestern Mexico: No role for terrane accretion: *Geological Society of America Memoirs*, 204(0), 151-182.

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(1-4), 71-98.

Martiny, B. M., Morán Zenteno, D., Solari, L., López Martínez, M., de Silva, S. L., Flores Huerta, D., Zúñiga Lagunes, L., Luna González, L., 2013, Caldera formation and progressive batholith construction: Geochronological, petrographic and stratigraphic constraints from the Coxcatlán-Tilzapotla area, Sierra Madre del Sur, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30(2), 247-297.

Matsumoto, T., 1943. The four gigantic caldera volcanoes of Kyushu, Japan. *The Japanese Journal of Geology and Geography*, 19 (Publicación Especial): 1-57.

Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. A., Martínez-Serrano, R., 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(2), 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., Solís-Pichardo, G. N., 1999, Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of South American Earth Sciences*, 12(6), 513-535.

Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R., Schaaf, P., Silva-Romo, G., 2000, Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 27-58.

Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. A., Sole, J., Iriundo, A., 2004, A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136(1-2), 97-119.

Morán Zenteno, D. J., Monter-Ramírez, A., Centeno-García, E., Alba-Aldave, L., Solé, J., 2007a, 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(1), 68-80.

Morán-Zenteno, D. J., Cerca, M., Keppie, J. D., 2007b, The Cenozoic tectonic and magmatic evolution of southwestern México: Advances and problems of interpretation: *Geological Society of America Special Papers*, 422, 71-91.

Mori, L., Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B. M., González-Torres, E. A., Chapela-Lara, M., Díaz-Bravo, B. A., Roberge, J., 2012, 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*, 54(13), 1475-1496.

Nance, R. D., Miller, B. V., Keppie, J. D., Murphy, J. B., Dostal, J., 2006, Acatlán Complex, southern Mexico: Record spanning the assembly and breakup of Pangea: *Geology*, 34(10), 857.

Ortega-Gutiérrez, F., 1980, Rocas volcánicas del Maestrichtiano en el área de San Juan Tetelcingo, Estado de Guerrero: Sociedad Geológica Mexicana, Libro guía de la excursión geológica a la parte central de la Cuenca del alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla, 34-38.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., López, R., 1999, Late Ordovician–Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections: *Geology*, 27(8), 719.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Gómez-Tuena, A., Mori, L., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., Solari, L. A., 2012, 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*, 54(14), 1597-1634.

Pearce, J. A., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, en Thorpe, R. S. (ed.), *Orogenic andesites and related rocks*, Volume 8: Chichester, England, John Wiley and Sons, 525-548.

Pearce, J. A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, en Hawkesworth, C. J. a. N., M.J. (ed.), *Continental basalts and mantle xenoliths*: Nantwich, Cheshire, Shiva Publications, 230-249.

Ruiz, J., Patchett, P. J., Arculus, R. J., 1988, Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths ? Evidence for the origin of mid-tertiary felsic volcanics in Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99(1), 36-43.

Ruiz, J., Patchett, P. J., Ortega-Gutierrez, F., 1988, Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies: *Geological Society of America Bulletin*, 100(2), 274-281.

Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R. C., 1993, Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico, 278, 1-153.

Smith, R. L., 1960, Ash Flows: Geological Society of America Bulletin, 71(6), 795-841.

Smith, R. L., 1979, Ash-flow magmatism: Geological Society of America Special Papers, 180, 5-28.

Smith, R. L., Bailey, R. A., 1968, Resurgent Cauldrons: Geological Society of America Memoirs, 116, 613-662.

Sun, S. s., McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313-345.

Swanson, E. R., McDowell, F. W., 1984, Calderas of the Sierra Madre Occidental Volcanic Field western Mexico: Journal of Geophysical Research, 89(B10), 8787-8799.

Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Gehrels, G. E., Lopez-Martinez, M., de la Cruz-Vargas, J. C., 2007, Pressure-temperature-time evolution of Paleozoic high-pressure rocks of the Acatlan Complex (southern Mexico): Implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: Geological Society of America Bulletin, 119(9-10), 1249-1264.

Walker, G. P. L., 1988, Three Hawaiian calderas: An origin through loading by shallow intrusions?: Journal of Geophysical Research, 93(B12), 14773.

Walker, J. A., Williams, S. N., Kalamarides, R. I., Feigenson, M. D., 1993, Shallow Open-System Evolution of Basaltic Magma beneath a Subduction Zone Volcano - the Masaya Caldera Complex, Nicaragua: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 56(4), 379-400.

Whitney, D. L., Evans, B. W., 2009, Abbreviations for names of rock-forming minerals: American Mineralogist, 95(1), 185-187.

Williams, H., 1941, *Calderas and their Origin*: Berkeley, University of California Press, 108 pp.

8 Anexos

Tabla 1. Análisis químicos de roca total, elementos mayores.

	COORDENADAS			% EN PESO											
	Muestra	Latitud N	Longitud W	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PXC	Σ
ESTE TRABAJO	T-20	18.4177	-99.3240	59.99	0.741	17.13	5.835	0.086	2.201	5.592	3.594	1.675	0.247	2.9	99.99
	T-44	18.5000	-99.3353	63.88	0.637	16.8	4.759	0.055	1.179	3.791	4.401	2.33	0.209	1.94	99.98
	T-48A	18.4824	-99.3443	66.76	0.408	13.95	3.441	0.061	1.188	2.578	4.259	1.65	0.122	5.57	99.98
	T-48B	18.4824	-99.3443	65.77	0.386	14.59	3.38	0.054	1.248	3.461	3.896	1.404	0.117	5.68	99.98
	T-50	18.4633	-99.3196	65	0.618	15.61	5.36	0.054	0.816	4.212	3.141	2.363	0.166	2.64	99.98
	T-54A	18.4677	-99.3180	61.8	0.689	16.92	5.367	0.092	2.242	4.96	4.006	2.171	0.183	1.57	100
	T-55	18.4672	-99.3210	61.24	0.73	17.26	5.59	0.098	2.322	5.04	4.244	1.702	0.219	1.54	99.98
Mori et al. (2012)	TZ-01-09	18.4203	-99.4185	61.15	0.58	15.4	5.1	0.07	3.4	5.42	3.28	2.43	0.13	2.46	99.41
	TZ-02-09	18.3020	-99.2807	65.23	0.55	13.83	4.31	0.04	1.61	2.34	2.11	5.42	0.11	4.15	99.7
	TZ-04-09	18.4306	-99.4210	72.48	0.37	13.5	2.83	0.01	0.65	1.45	2.79	4.33	0.08	1.8	100.3
	TZ-05-09	18.4631	-99.2753	64.31	0.62	16.32	4.91	0.06	1.92	4.51	3.97	2.31	0.16	1.59	100.68
	TZ-06-09	18.4673	-99.2751	58.98	0.79	17.82	6.55	0.11	1.32	5.42	3.74	2.1	0.26	2.75	99.84
	TZ-07-09	18.4672	-99.2740	59.59	0.79	17.61	6.51	0.11	1.36	5.31	3.79	2.1	0.26	1.8	99.21
	TZ-17-09	18.4426	-99.2841	61.32	0.66	16.86	5.48	0.08	2.62	5.17	3.7	1.87	0.15	1.48	99.39
	TZ-18-09	18.4428	-99.2851	63.42	0.58	16.6	4.98	0.09	2.24	4.65	3.75	2.03	0.16	1.92	100.42
	TZ-19-09	18.4441	-99.2851	63.94	0.57	15.91	4.65	0.06	1.8	3.57	3.72	3.73	0.15	2.31	100.4
	TZ-20-09	18.4454	-99.2855	60.25	0.69	16.97	5.99	0.08	1.99	5.39	3.98	2.09	0.22	2.23	99.87
	TZ-21-09	18.4449	-99.2890	61.12	0.73	16.81	5.72	0.06	2.16	4.02	4.15	2.5	0.19	2.64	100.1
	TZ-62-09	18.4531	-99.2862	59.7	0.66	16.78	6	0.08	2.55	5.49	3.72	2.09	0.18	2.64	99.89
	TZ-136-09	18.4211	-99.4164	72	0.28	14.37	2.54	0.06	0.47	2.14	3.59	3.89	0.09	1.05	100.47
	BV-12-09	18.4599	-99.3856	63.67	0.47	16.14	3.48	0.07	2.95	3.8	3.55	3.14	0.14	3.12	100.53
	BV-13-09	18.4581	-99.3919	64.83	0.44	15.35	4.72	0.08	1.78	3.73	3.61	2.81	0.13	2.34	99.8
	BV-17-09	18.4561	-99.3937	66.27	0.43	15.29	4.43	0.07	0.67	2.92	3.65	2.91	0.12	2.77	99.53
	BV-30-09	18.4609	-99.3877	64.48	0.48	16.21	5.11	0.04	1.22	3.26	3.78	2.78	0.13	1.94	99.42
GF-17-09v	18.4490	-99.2307	72.56	0.16	12.94	1.47	0.04	0.34	1.32	3.49	3.83	0.06	3.94	100.14	
GF-17-09d	18.4490	-99.2307	77	0.15	11.78	1.4	0.02	0.23	0.78	2.4	5.25	0.05	0.99	100.05	

Tabla 1. Análisis químicos de roca total, elementos mayores (continuación).

Muestra	COORDENADAS		% EN PESO												
	Latitud N	Longitud W	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PXC	Σ	
Bv20	-	-	57.38	1.17	17.87	7.57	0.11	3.63	6.85	3.43	1.38	0.29	1.06	100.74	
Tz17-98	-	-	62.14	0.65	17	5.3	0.08	2.53	5.22	3.66	1.94	0.16	1.49	100.13	
Tz18-98	-	-	63	0.97	15.7	5.62	0.192	2.17	4.99	3.2	2.11	0.159	1.82	99.94	
Tz19-98	-	-	61.87	0.73	16.79	5.56	0.1	2.44	5.21	3.81	1.79	0.18	1.54	100.03	
Tz20-98	-	-	59.91	0.63	17.24	5.98	0.1	2.72	5.61	3.85	2.01	0.16	1.97	100.17	
Tz21-98	-	-	60.39	0.68	18.08	6.34	0.06	1.29	4.21	3.49	2.45	0.15	2.53	99.67	
Tz101-00	-	-	61.09	0.95	18.11	6.75	0.05	1.41	5.29	3.53	1.65	0.25	1.67	100.7	
Tz171-01	-	-	61.33	0.86	16.95	5.78	0.05	2.06	5.01	3.2	2.21	0.32	2.1	99.86	
Tz193-01	-	-	62.73	0.69	16.83	5.4	0.07	2.25	4.94	4.16	2.04	0.19	0.9	100.2	
Tz57-02	-	-	60.66	0.65	17.51	5.72	0.09	2.6	5.77	4.27	1.51	0.2	1.27	100.25	
Tz77-02	-	-	60.73	0.78	17.73	6.69	0.08	1.3	5	3.96	2.07	0.26	1.74	100.34	
Tz80-02	-	-	61.09	0.6	16.32	6.24	0.12	2.41	5.17	3.61	1.95	0.16	2.77	100.44	
Tz62-02	-	-	59.52	0.76	17.35	6.36	0.13	2.29	5.79	4.28	2.05	0.25	1.62	100.4	
Tz17a-02	-	-	57.26	0.72	18.11	6.83	0.1	3.29	5.25	4.28	1.66	0.2	1.83	99.53	
Tz190b-01	-	-	64.96	0.6	16.46	4.88	0.14	1.01	4.05	4.03	2.77	0.17	1.17	100.24	
Tz190c-01	-	-	64.26	0.6	16.33	4.75	0.05	1.2	3.97	3.39	2.85	0.16	2.61	100.17	
Tz4-99	-	-	69.39	0.38	14.47	3.41	0.087	0.636	2.42	2.63	4.71	0.09	2.44	100.68	
Tz135-01	-	-	60.33	0.82	17.38	6.23	0.11	2.6	5.5	3.61	1.65	0.22	1.49	99.93	
Tz136-01	-	-	70.74	0.29	14.56	2.57	0.07	1.11	2.42	3.52	3.59	0.11	1.1	100.07	
Tz75-02	-	-	60.79	0.71	16.89	6.2	0.1	2.24	5.35	4.09	2.05	0.22	1.59	100.23	
Tz28-03	-	-	55.16	0.73	17.97	6.77	0.18	2.55	6.48	3.71	2.11	0.19	3.86	99.71	
Bv12	-	-	61.35	0.44	17.35	5.3	0.1	1.88	3.4	3.53	3.28	0.15	4.57	101.35	
Bv14	-	-	65.69	0.46	14.43	4.49	0.05	1.55	3.05	2.59	1.55	0.17	6.36	100.37	
Bv17	-	-	64.84	0.41	16.81	4.95	0.06	0.69	2.78	3.35	2.84	0.13	3.16	100.02	
Bv21	-	-	66.32	0.64	15.53	4.76	0.09	1.39	3.44	3.54	3.38	0.11	1.17	100.36	
Tz48-99	-	-	68.24	0.51	14.33	4.96	0.06	0.92	3.39	2.1	4.01	0.1	2.2	100.8	
Tz126-01	-	-	69.17	0.36	15.57	3.92	0.02	0.35	2.46	4	3.19	0.08	1.23	100.35	
Tz46b-02	-	-	67.36	0.54	14.29	4.41	0.05	1.75	3.14	3.45	3.53	0.11	1.5	100.13	
Muestra	COORDENADAS		% EN PESO												
	Latitud N	Longitud W	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PXC	Σ	

Tabla 1. Análisis químicos de roca total, elementos mayores (continuación).

Morán-Zenteno et al. (2004)	SOL2	-	-	64.09	0.49	14.06	3.47	0.04	1.04	5.84	3.54	2.74	0.07	5.39	100.75
	SOL 5	18.3258	-99.1992	68.32	0.48	14.34	3.59	0.02	1.4	3.67	1.99	4.14	0.05	4.68	102.68
	Hz1	18.3758	-99.1775	65.56	0.55	14.97	4.61	0.06	1.71	2.35	2.49	5.04	0.06	3.85	101.25
	Hz2	-	-	67.74	0.55	14.84	4.28	0.11	1.55	3.03	3.37	3.55	0.07	1.89	100.96
	Hz3	-	-	64.79	0.52	14.53	4.71	0.07	1.7	3.01	2.29	4.82	0.06	4.63	101.12
	Tz25-98	-	-	68.5	0.37	15.03	3.28	0.036	0.58	2.7	3.02	5.251	0.085	1	99.86
	Tz49-99	-	-	63.32	0.46	13.67	3.98	0.04	0.6	5.12	0.52	5.41	0.09	7.15	100.3
	Tz105-00	-	-	67.48	0.53	14.97	4.54	0.08	1.49	3.78	3.23	3.74	0.17	0.77	100.77
	Tz112-00	-	-	64.01	0.42	13.29	3.92	0.07	1.06	5.43	0.22	3.76	0.09	8.3	100.57
	Tz112V-00	-	-	65.37	0.46	14.69	3.63	0.09	0.4	4.36	0.33	4.12	0.11	7.2	100.75
	Tz145-01	-	-	69.11	0.4	14.66	3.56	0.04	1.19	2.13	2.84	4.05	0.08	2.2	100.25
	Tz53-99	-	-	70.84	0.39	12.49	2.28	0.075	0.976	2.97	2.84	3.99	0.078	3.11	100.04
	Tz185-01	-	-	70.07	0.56	15.51	3.05	0.05	0.43	1.75	4.33	4.1	0.05	0.6	100.5
	Tz187-01	18.4422	-99.2261	69.83	0.4	14.73	3.78	0.05	0.56	2.52	2.66	4.55	0.05	1.1	100.22
	Tz188-01	-	-	68.65	0.58	15.67	3.39	0.06	0.05	2.26	4.31	3.87	0.12	0.7	99.66
	Bv1	-	-	69.05	0.29	14.7	2.35	0.06	0.78	2.44	3.49	3.48	0.11	3.71	100.46
	Tz53-99	-	-	70.84	0.391	12.49	2.28	0.08	0.98	2.97	2.84	3.99	0.08	3.11	100.04
	Tz182-01	-	-	66.42	0.64	16.35	5.14	0.04	0.43	3.09	3.46	3.31	0.16	1.2	100.24
	Tz17b-02	-	-	72.88	0.15	12.72	1.52	0.05	0.4	1.36	3.24	3.91	0.06	3.84	100.13
	Tz17c-02	-	-	74.37	0.16	12.99	1.36	0.04	0.51	0.94	2.38	4.75	0.03	1.74	99.27
Tz27-03	-	-	66.73	0.66	15.28	4.85	0.05	1.09	2.9	3.35	3.22	0.16	2.1	100.34	

Tabla 2. Análisis químicos de roca total, elementos traza y tierras raras.

Muestra	PPM																										
	Cs	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	K ₂ O	La	Ce	Pb	Pr	Sr	Nd	Zr	Hf	Sm	Eu	TiO ₂	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Y	Lu
T-20	0.7	17.2	544.2	3.3	1.1	4.9	0.5	1.7	26.6	40.3	6.5	7.2	636.6	28.9	104.0	2.9	6.3	1.7	0.7	5.8	0.8	4.4	0.9	2.4	2.2	24.7	0.3
T-44	2.9	77.3	604.4	4.1	2.0	5.6	0.7	2.3	20.1	33.2	7.9	5.1	525.0	19.5	100.6	2.7	4.2	1.4	0.6	4.1	0.6	3.0	0.6	1.6	1.5	17.7	0.2
T-50	1.2	57.4	924.0	2.4	1.0	4.6	0.4	2.4	23.0	34.1	6.5	5.9	500.3	22.7	102.4	2.7	4.8	1.5	0.6	4.8	0.7	3.4	0.6	1.8	1.5	18.1	0.2
T-54A	0.9	55.8	608.1	2.7	1.4	5.3	0.5	2.2	17.5	33.2	6.8	4.5	471.5	17.7	120.6	3.2	4.1	1.2	0.7	4.3	0.6	3.3	0.7	1.9	1.7	23.5	0.3
T-55	3.2	94.2	683.1	2.6	1.3	5.6	0.5	1.7	16.9	35.3	7.6	4.6	491.7	18.4	124.6	3.2	4.2	1.3	0.7	4.2	0.6	3.0	0.6	1.6	1.5	17.2	0.2
TZ-01-09	4.3	84.0	424.0	6.4	2.9	7.0	0.8	2.4	15.8	33.5	9.4	4.3	352.0	17.1	98.0	2.8	4.0	0.9	0.6	3.9	0.6	3.7	0.8	2.0	2.1	22.3	0.3
TZ-05-09	2.0	53.0	480.0	3.4	2.0	5.5	0.6	2.3	15.3	26.8	7.5	4.3	422.0	18.0	115.0	3.0	4.1	1.0	0.6	3.8	0.6	3.1	0.6	1.6	1.6	17.8	0.2
TZ-06-09	2.3	45.0	521.0	3.5	1.3	5.3	0.5	2.1	21.0	36.2	6.3	6.3	876.0	26.9	73.0	2.2	6.4	1.7	0.8	6.4	1.0	5.9	1.2	3.2	2.9	37.6	0.4
TZ-07-09	0.6	39.0	507.0	3.8	1.1	5.2	0.5	2.1	18.0	34.3	6.6	5.6	676.0	23.6	113.0	3.0	5.6	1.5	0.8	5.3	0.8	4.8	1.0	2.6	2.5	29.9	0.4
TZ-17-09	2.1	57.0	570.0	3.0	1.4	4.8	0.4	1.9	16.8	33.1	7.0	4.8	495.0	19.4	110.0	2.9	4.4	1.2	0.7	3.9	0.6	3.2	0.6	1.6	1.6	17.2	0.2
TZ-18-09	2.8	74.0	612.0	3.3	1.8	5.4	0.5	2.0	17.3	30.5	8.4	4.9	479.0	19.3	120.0	3.0	4.3	1.1	0.6	3.9	0.6	3.3	0.6	1.6	1.6	18.0	0.2
TZ-21-09	1.4	56.0	656.0	3.2	1.5	6.0	0.5	2.5	17.8	31.9	7.5	4.7	377.0	18.9	129.0	3.2	4.2	1.1	0.7	3.9	0.6	3.2	0.6	1.6	1.5	18.5	0.2
TZ-62-09	1.3	41.0	478.0	3.6	1.4	4.3	0.4	2.1	15.3	30.7	7.5	4.4	641.0	18.4	100.0	2.7	4.1	1.1	0.7	3.7	0.5	3.1	0.6	1.6	1.6	18.0	0.2
TZ-136-09	9.1	162.0	561.0	11.4	4.5	10.2	1.4	3.9	24.6	45.4	18.0	6.1	193.0	22.1	61.0	2.1	5.1	0.7	0.3	4.8	0.8	4.5	0.9	2.4	2.5	29.4	0.4
BV-12-09	2.3	97.0	553.0	6.1	4.0	6.3	0.8	3.1	16.4	34.3	9.6	4.3	404.0	16.6	66.0	2.1	3.6	0.8	0.5	3.4	0.5	3.3	0.7	1.8	1.8	19.6	0.3
BV-13-09	4.4	91.0	609.0	5.9	2.5	5.8	0.7	2.8	18.1	34.4	9.9	4.4	516.0	17.1	67.0	2.1	3.7	0.8	0.4	3.7	0.6	3.4	0.7	1.9	1.9	23.0	0.3
GF-17-09V	16.4	185.0	520.0	11.6	6.4	9.4	1.5	3.8	20.8	41.5	17.0	4.9	139.0	17.3	65.0	2.2	3.9	0.5	0.2	3.6	0.6	3.5	0.7	1.9	2.3	23.6	0.4
GF-17-09D	9.8	203.0	510.0	11.5	4.8	8.7	1.5	5.3	20.5	39.9	16.0	4.8	94.0	17.1	60.0	2.1	3.8	0.4	0.2	3.4	0.6	3.5	0.7	2.0	2.3	23.0	0.3
TZ-02-09	5.0	162.0	415.0	9.2	2.6	6.8	0.8	5.4	17.2	35.4	13.0	4.4	149.0	16.0	28.0	1.1	3.5	0.5	0.6	3.1	0.5	3.2	0.7	1.9	2.0	20.0	0.3

ESTE TRABAJO

Mori *et al.* (2012)

Tabla 3. Composiciones isotópicas de Sr y Nd utilizadas en Mori et al. (2012).

Muestra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{87}\text{Sr}/$ ^{86}Sr	1σ abs	$^{87}\text{Rb}/$ ^{86}Sr	$(^{87}\text{Sr}/$ $^{86}\text{Sr})_{\text{ia}}$	$(^{143}\text{Nd}/$ $^{144}\text{Nd})_{\text{m}}$	1σ abs	$^{147}\text{Sm}/$ ^{144}Nd	$(^{143}\text{Nd}/$ $^{144}\text{Nd})_{\text{ia}}$
TZ-04-09	223	141	8.7	39	0.7075	39	4.561	0.70535	0.512631	17	0.135	0.512601
TZ-17-09	53	531	4.1	18.5	0.7037	48	0.291	0.703634	0.512858	17	0.133	0.512828
TZ-18-09	67	457	5.7	28.1	0.7038	38	0.422	0.703685	0.51282	22	0.122	0.512793
TZ-20-09	37	616	4.2	19.7	0.7035	38	0.174	0.70345	0.5129	24	0.13	0.512871
TZ-136-09	143	208	3.4	19.3	0.7055	41	1.982	0.704558	0.51258	17	0.106	0.512556
BV-12-09	98	374	2.4	10.5	0.7040	62	0.758	0.703731	0.512778	19	0.133	0.512748
BV-17-09	89	471	11	51.6	0.7040	55	0.547	0.70378	0.512769	48	0.128	0.51274

Tabla 4. Coordenadas de las muestras citadas en la estratigrafía.

MUESTRA	COORDENADA		Muestra	COORDENADA	
	LATITUD	LONGITUD		LATITUD	LONGITUD
T-01	18.4986	-99.3306	T-40C	18.4672	-99.3232
T-05	18.4940	-99.3385	T-44	18.4964	-99.3351
T-27	18.5018	-99.3339	T-45A	18.4949	-99.3370
T-28	18.4996	-99.3308	T-45B	18.4949	-99.3370
T-29	18.5001	-99.3307	T-45C	18.4949	-99.3370
T-30	18.4987	-99.3307	T-45D	18.4949	-99.3370
T-31	18.4980	-99.3306	T-48	18.4824	-99.3443
T32	18.4977	-99.3308	T-49	18.4639	-99.3203
T-33	18.4964	-99.3351	T-51	18.4656	-99.3213
T-34A	18.4945	-99.3366	T-52	18.4673	-99.3212
T-34B	18.4945	-99.3366	T-54A	18.4677	-99.3180
T-35	18.4891	-99.3408	T-55	18.4672	-99.3210