



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Caracterización geológica del
poniente de la zona volcánica de
El Tepehene, Puebla**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

José Alberto Villegas Díaz Disciplina

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Aldo Ramos Rosique



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2023



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS.

Agradezco a mi profesor y asesor de tesis el Dr. Aldo Ramos Rosique, por su ayuda, guía, paciencia e incluso insistencia, los cuales fueron cruciales en la elaboración de este trabajo. ¡Ánimo!

A mis sinodales: Dra. Laura Mori, Dr. Enrique González Torres, Dr. Gilberto Silva Romo, Ing. José Luis Arcos Hernández, por tomarse el tiempo de revisar la tesis y emitir valiosos comentarios y sugerencias que sin duda sirvieron para elevar la calidad del manuscrito.

A toda mi familia, porque todos fueron solidarios conmigo mientras desarrollé mis estudios. En particular a mi mamá, Mónica, por su amor incondicional y apoyo eterno. A mi papá, José y mis hermanos Luis y Ximena por apoyarme de muchas maneras a lo largo de este camino.

A Karen por su amor y compañía.

A mis amigos del presente y el pasado.

En general a todos los que me acompañan en este trayecto que no siempre es fácil. A los que ya no están, porque estuvieron. Y a los que aún no están, porque estarán.

DEDICATORIA

En memoria de mi abuela, la Mtra. y Dra. María del Socorro Díaz Disciplina quien fuera una segunda madre para mí.

Siempre me apoyaste, aunque no tenías que hacerlo.

- Alberto V.D.D.

ABSTRACT

The Sierra Madre del Sur (SMS) is an igneous province that extends for 1,100 km parallel to the current margin of southern Mexico. It is conformed of igneous rocks distributed in two NWN orientation belts that show important petrological and geochronological differences. One of them is a belt of plutonic rocks of granite-granodiorite composition, with some gabbro-diorite intrusives that extend along the Pacific coast. The other is a discontinuous volcanic belt within the continent, which includes volcanic centers that produced silicic and intermediate lava sequences and hypabyssal intrusives, as well as silicic ignimbrite deposits. The El Tepenene volcanic zone is located in the north central portion of the SMS and is part of the discontinuous volcanic belt.

The Tepenene volcanic successions consist of intercalations of andesites with amphibole and plagioclase phenocrysts, at the base, with massive lithic breccias (MLb) and massive lapilli tuffs (MLt), of dacitic composition and plagioclase, amphibole and biotite assemblages, in the top. Which are interpreted as products of sustained pyroclastic density currents, in which a Plinian column was not generated.

Based on petrologic, petrographic and geochemical evidence we interpret the Tepenene volcanic successions, as a part of the voluminous late Eocene–early Oligocene volcanism which is an extensive record of Palaeogene magmatism reflecting subduction of the Farallon plate along the western edge of North American Plate.

RESUMEN

La Sierra Madre del Sur (SMS) es una provincia ígnea que se extiende por 1,100 km paralela al margen actual del sur de México. Está conformada por rocas ígneas distribuidas en dos cinturones de orientación NWN que muestran diferencias petrológicas y geocronológicas importantes. Uno de ellos es un cinturón de rocas plutónicas de composición granito-granodiorita, con algunos intrusivos gabro-dioríticos que se extienden a lo largo de la costa pacífica. El otro se trata de un cinturón volcánico discontinuo dentro del continente, en el que se incluyen centros volcánicos que produjeron secuencias lávicas silíceas e intermedias e intrusivos hipabisales, así como depósitos de ignimbritas silíceas. La zona volcánica El Tepenene se ubica en la porción norte central de la SMS y forma parte de cinturón volcánico discontinuo.

Las sucesiones volcánicas del Tepenene consisten de intercalaciones de andesitas con fenocristales de anfíbol y plagioclasa, en la base, con brechas líticas masivas (MLb) y tobas lapilli masivas (MLt), de composición dacítica y con asociación de plagioclasa, anfíbol, biotita, en la parte superior. Las cuales son interpretadas como productos de corrientes de densidad piroclásticas sostenidas, en las cuales no se generó una columna Pliniana.

Con base en evidencia petrológica, petrográfica y geoquímica, presentadas en este trabajo se interpretan las sucesiones volcánicas de la zona El Tepenene, como parte del voluminoso vulcanismo explosivo del Eoceno tardío-Oligoceno temprano, que, a su vez, es un registro del magmatismo del Paleógeno que refleja la subducción de la placa Farallón a lo largo del margen occidental de la placa norteamericana.

CONTENIDO

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1 El magmatismo de la Sierra Madre del Sur	(01)
1.2 Área de estudio	(03)
1.3 Hipótesis	(03)
1.4 Objetivos	(04)
1.5 Contenido de la tesis	(04)

CAPÍTULO 2. GEOLOGÍA REGIONAL

2.1 Cinturón batolítico continuo de la Sierra Madre del Sur	(05)
2.2 Cinturón volcánico discontinuo de la Sierra Madre del Sur	(06)
2.2.1 Volcanismo silícico explosivo del sector norte central de la SMS	(08)
<i>Centro Volcánico La Muñeca</i>	(08)
<i>Campo Volcánico La Goleta</i>	(09)
<i>Centro Volcánico Tilzapotla</i>	(10)
<i>Campo Volcánico de Huautla</i>	(10)
<i>Campo Volcánico de Oaxaca</i>	(11)
2.3 Basamento pre-Cenozoico	(11)
2.4 Estudios geoquímicos previos	(12)
2.4.1 Geoquímica de la Sierra Madre del Sur	(13)
2.4.2 Geoquímica de los centros volcánicos del sector norte central de la SMS	(16)
2.4.3 Petrogénesis de los centros volcánicos	(18)
2.5 Relación con el presente estudio	(20)

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.1 Trabajo de campo	(21)
3.2 Preparación de muestras	(21)
3.2.1 Petrografía	(21)
3.2.2 Geoquímica de roca total	(21)
<i>Trituración</i>	(21)
<i>Pulverizado</i>	(23)
3.3 Análisis	(23)
3.3.1 Elementos mayores	(23)
3.3.2 Elementos traza	(23)
3.4 Terminología	(25)

CAPÍTULO 4. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

4.1 Estudios previos	(28)
4.1.1 Complejo Acatlán	(29)
4.1.2 Formación Tecomazúchitl	(29)
4.1.3 Formación Cuautla	(29)
4.1.4 Formación Raboso	(30)
4.1.5 Formación Puerto El Gato	(30)
4.1.6 Litodema Tepenene	(31)
4.2 Estratigrafía volcánica del sector poniente de la zona volcánica de El Tepenene	(31)
4.2.1 El Carmen	(32)
<i>Unidad Carmen-A</i>	(32)
<i>Unidad Carmen-B</i>	(32)
<i>Unidad Carmen-C</i>	(34)
<i>Unidad Carmen-D</i>	(34)
<i>Unidad Carmen-E</i>	(35)
<i>Unidad Carmen-F</i>	(35)
<i>Unidad Carmen-G</i>	(38)
<i>Unidad Carmen-H</i>	(38)
<i>Unidad Carmen-I</i>	(40)
<i>Unidad Carmen-J</i>	(40)
4.2.2 Xaltianguis	(40)
<i>Unidad Xaltianguis-A</i>	(40)
<i>Unidad Xaltianguis-B</i>	(41)
4.2.3 El Aguacate	(41)
<i>Unidad Aguacate-A</i>	(41)
<i>Unidad Aguacate-B</i>	(42)
<i>Unidad Aguacate-C</i>	(43)
<i>Unidad Aguacate-D</i>	(44)
4.2.4 Intrusivo hipabisal Tepenene	(44)
<i>Tepenene-A</i>	(44)
<i>Tepenene-B</i>	(45)
<i>Tepenene-C</i>	(45)

CAPÍTULO 5. PETROGRAFÍA

5.1 Flujos de lava	(47)
5.1.1 Xaltianguis-A	(47)

5.1.2 Xaltianguis-A2	(48)
5.1.3 Aguacate-A	(48)
5.2 Rocas piroclásticas	(51)
5.2.1 Carmen-B	(51)
5.2.2 Carmen-G	(52)
5.2.3 Carmen-J	(53)
5.2.4 Xaltianguis-B	(57)
5.2.5 Aguacate-D	(58)
5.3 Intrusivo hipabisal Tepenene	(60)
5.3.1 Tepenene-A	(60)
5.3.2 Tepenene-B	(61)
5.3.3 Tepenene-C	(62)

CAPÍTULO 6. GEOQUÍMICA

6.1 Introducción	(66)
6.2 Geoquímica de las rocas ígneas del área de estudio.	(66)
6.2.1 Elementos mayores.	(72)
6.2.2 Elementos traza.	(75)
6.2.3 Aspectos petrogenéticos del área de estudio.	

CAPÍTULO 7. DISCUSIÓN

7.1 Vulcanismo	(77)
7.2 Brechas piroclásticas en la zona del Tepenene	(78)
7.2.1 Corrientes de densidad	(78)
7.2.2 Litofacies de Tobas de Lapilli Masivas (TLm)	(81)
7.2.3 Litofacies de Brechas Líticas Masivas (BLm)	(81)
7.2.4 Inferencias de las litofacies	(82)
7.3 Geoquímica	(84)

CAPÍTULO 8. CONCLUSIONES

8. Conclusiones	(86)
-----------------	------

BIBLIOGRAFÍA

Bibliografía	(87)
--------------	------

1. Introducción

1.1 El magmatismo de la Sierra Madre del Sur

Durante el Cenozoico, producto de una subducción prolongada de la extinta placa Farallón bajo la margen poniente de la placa Norteamericana, se generaron dos provincias extensas de magmatismo silíceo, la Sierra Madre del Sur (SMS) y la Sierra Madre Occidental (SMO) (Ferrari et al., 2007). A pesar de que se generaron por el mismo evento tectónico, hay diferencias substanciales en estas provincias en términos de la distribución espaciotemporal del magmatismo y del régimen tectónico imperante durante la actividad magmática (Ferrari et al., 2007; Morán-Zenteno et al., 2007; Mori et al., 2012). Estas discrepancias en la distribución del magmatismo sugieren que existieron diferencias locales en la configuración geométrica de la zona de subducción (Nieto et al., 1999; González-Torres et al., 2013). Para la provincia SMO se ha propuesto un proceso de *rollback* del slab subducido (Nieto Samaniego et al., 1999; González-Torres et al., 2013), lo que explica la migración del magmatismo de dicha provincia hacia la trinchera hace 30-15 Ma, y el régimen tectónico de extensión E-W actual. Por otro lado, para explicar el magmatismo de la SMS durante el Eoceno-Oligoceno, se ha sugerido una geometría de bajo ángulo de subducción del slab (Mori et al., 2012; González-Torres et al., 2013) como se muestra en la Figura 2.1.

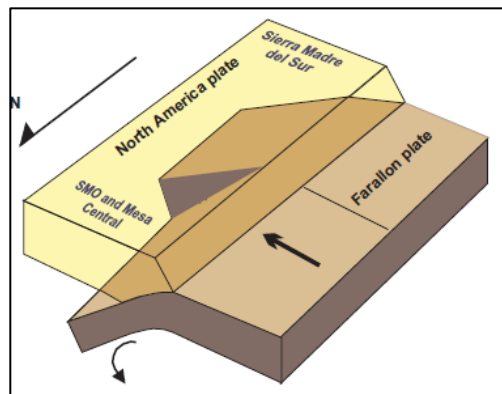


Figura 1.1. Diagrama mostrando la interacción tectónica en la margen pacífica de México durante el Oligoceno. Por un lado, se muestra al slab hundiéndose pronunciadamente debajo de la Sierra Madre Occidental (SMO) y la Mesa Central (MC) y por el otro subduciendo de manera somera debajo de la Sierra Madre del Sur (SMS). Tomado de González-Torres et al. (2013)

La Sierra Madre del Sur (SMS; Figura 1.2) es una provincia ígnea que se extiende por 1,100 km paralela al margen actual del sur de México, está delimitada por la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) al norte, el Istmo de Tehuantepec, la Sierra de Juárez al oriente, y la costa del Pacífico al sur. Está conformada por rocas

ígneas que cubren un área de alrededor de 90,000 km² (Morán Zenteno et al., 2017) y que se encuentran distribuidas en dos cinturones de orientación NWN pero que muestran diferencias petrológicas y geocronológicas importantes. Uno de ellos es un cinturón de rocas plutónicas de composición granito-granodiorita, con algunos intrusivos gabro-dioríticos que se extienden a lo largo de la costa pacífica. El otro se trata de un cinturón volcánico discontinuo dentro del continente, en el que se incluyen centros volcánicos que produjeron secuencias lávicas silíceas e intermedias e intrusivos hipabisales, así como depósitos de ignimbritas silíceas. El cinturón plutónico con rocas que datan del Cretácico tardío al Paleoceno y Paleoceno a Eoceno tardío; el segundo con rocas de edades de dos diferentes periodos: Cretácico tardío al Paleoceno y Eoceno al Oligoceno Temprano (Morán Zenteno et al., 1999; Morán Zenteno et al., 2007; González-Torres et al., 2013).

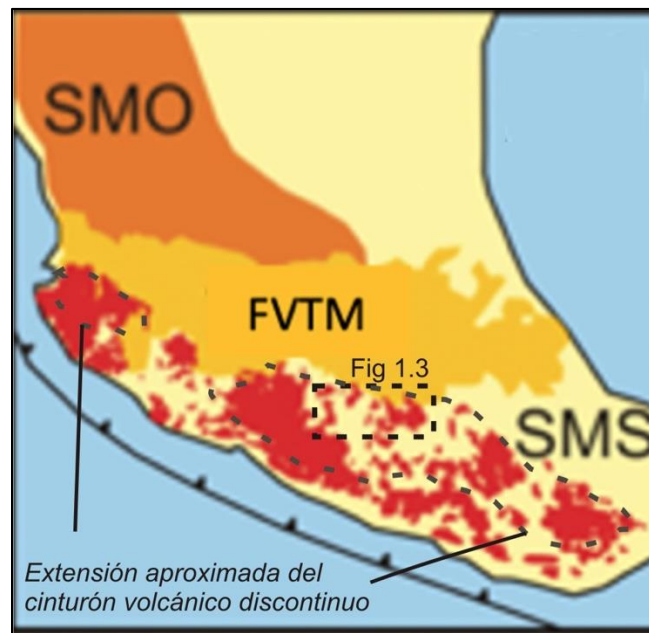


Figura 1.2 La Sierra Madre del Sur (SMS) en el sur de México. Se muestra la extensión del cinturón volcánico discontinuo (línea punteada gris). SMO: Sierra Madre Occidental; FVTM: Faja Volcánica Transmexicana.

En el sector norte central de la SMS, dentro del cinturón volcánico (recuadro en Fig. 1.2), existe una alineación de ~300 km de campos y centros volcánicos importantes que son el registro de un volcanismo explosivo del Eoceno tardío al Oligoceno (Figura 1.3). La edad de los eventos volcánicos se hace más joven desde el poniente hacia el oriente abarcando un periodo de ~34 a ~28 Ma (Morán Zenteno et al., 2007; González-Torres et al., 2013).

1.2 Área de Estudio

El área de estudio El Tepenene (Figura 1.3) forma parte de la SMS y se encuentra al suroeste del estado de Puebla, y toma su nombre de una población homónima que se encuentra dentro de la misma. El área se encuentra en su mayoría dentro del municipio de Izúcar de Matamoros, a 7 km de la cabecera municipal, aunque también abarca partes de los municipios de Tehuiztingo, Ahuatlán y Chiautla.

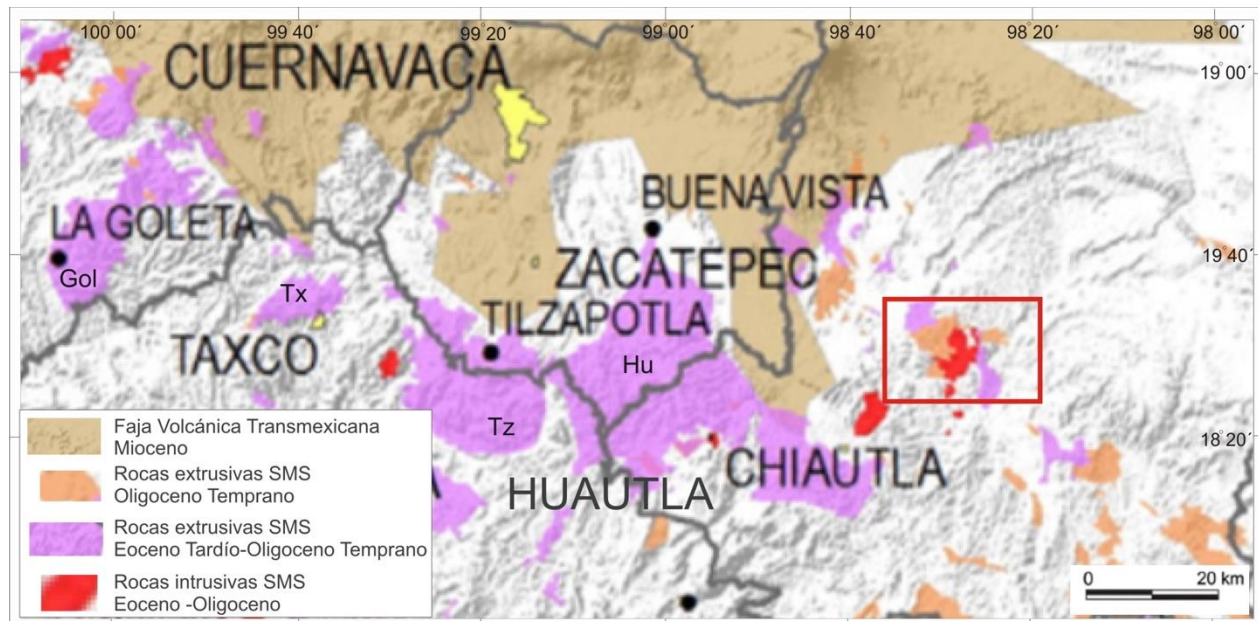


Figura 1.3 Ubicación del área de estudio (encuadre rojo) en el marco del cinturón volcánico ubicado en el sector norte central de la Sierra Madre del Sur (SMS). Se muestran los centros volcánicos de Goleta (Gol), Taxco (Tx), Tilzapotla (Tz) y Huautla (Hu).

En la zona de El Tepenene, hay registro de rocas volcánicas e intrusivas de una naturaleza y edad similar a las de las rocas de la SMS, que no han sido descritas en detalle y que pudieran representar una de las últimas expresiones del vulcanismo silíceo explosivo en el extremo más oriental del sector norte central de la SMS.

1.3 Hipótesis

Se asume que la secuencia volcánica del área de estudio forma parte del mismo episodio de magmatismo silíceo explosivo que formó los centros volcánicos aledaños y que se llevó a cabo en el Eoceno-Oligoceno temprano, formando así parte del cinturón volcánico discontinuo que a su vez es uno de los dos cinturones ígneos que conforman la SMS.

1.4 Objetivos

El objetivo de manera general de esta tesis es coadyuvar en el estudio de la Sierra Madre del Sur, aportando nuevos conocimientos sobre el amplio episodio de magmatismo silíceo y explosivo desarrollado en el sector norte central de la SMS durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano.

De forma particular, los objetivos fueron realizar la caracterización e interpretación de dos secciones de la estratigrafía volcánica dentro de la porción occidental de la zona volcánica del Tepenene, estudiando la petrografía y geoquímica de las rocas ígneas, para poder determinar su relación con los centros volcánicos aledaños en el contexto del magmatismo de la SMS.

1.5 Contenido de la Tesis

C2. Geología regional. Describe la provincia de la SMS, con énfasis en los centros y campos volcánicos ubicados en el sector norte central, dentro del cinturón volcánico discontinuo que la conforma. También, se describirá de manera general la geología que conforma el basamento del área de estudio.

C3. Metodología. Detalla el trabajo de campo y la preparación de muestras para estudios petrográficos y geoquímicos. Se presenta la terminología empleada para la descripción de rocas piroclásticas.

C4. Geología del área de estudio. Presenta los estudios previos locales, para posteriormente mostrar parte de los Resultados del presente trabajo. Se detalla la estratigrafía volcánica, se muestra un mapa y dos columnas geológicas representativas del área de estudio.

C5. Petrografía. Presenta los resultados en forma de descripciones mineralógicas y texturales de las muestras colectadas y que corresponden a unidades definidas en el C4.

C6. Geoquímica. Da cuenta de estudios previos, y presenta resultados en forma de la caracterización geoquímica de rocas ígneas, con apoyo de diagramas geoquímicos de elementos mayores y traza.

C7. Discusión. Integra la totalidad de los resultados de la investigación para proponer una interpretación que buscará explicar de manera satisfactoria y coherente la geología y geoquímica del área de estudio.

C8. Conclusiones. Sintetiza los puntos principales abordados en este trabajo, recapitulando los resultados obtenidos, destaca los hallazgos principales y resalta en qué nivel se resolvieron la hipótesis y objetivos planteados en la Introducción.

2. Geología Regional

2.1 Cinturón batolítico continuo de la Sierra Madre del Sur

La zona más occidental de la Sierra Madre del Sur (SMS) está conformada esencialmente de batolitos y numerosos cuerpos plutónicos de menor tamaño, en una amplia área que comprende los estados de Jalisco, Colima y Michoacán (cinturón color rojo en Figura 2.1). Estas rocas han sido fechadas en un rango de edad que va del Cretácico tardío al Paleoceno y se encuentran intrusionando unidades metasedimentarias y metavolcánicas mesozoicas del Terreno Guerrero (Morán Zenteno et al., 2005; Morán Zenteno et al., 2017). Las rocas que más abundan en esta región son félsicas y varían de granito a tonalita y en donde los principales minerales ferromagnesianos son la biotita y la hornblenda (Morán-Zenteno et al., 2017 y referencias citadas).

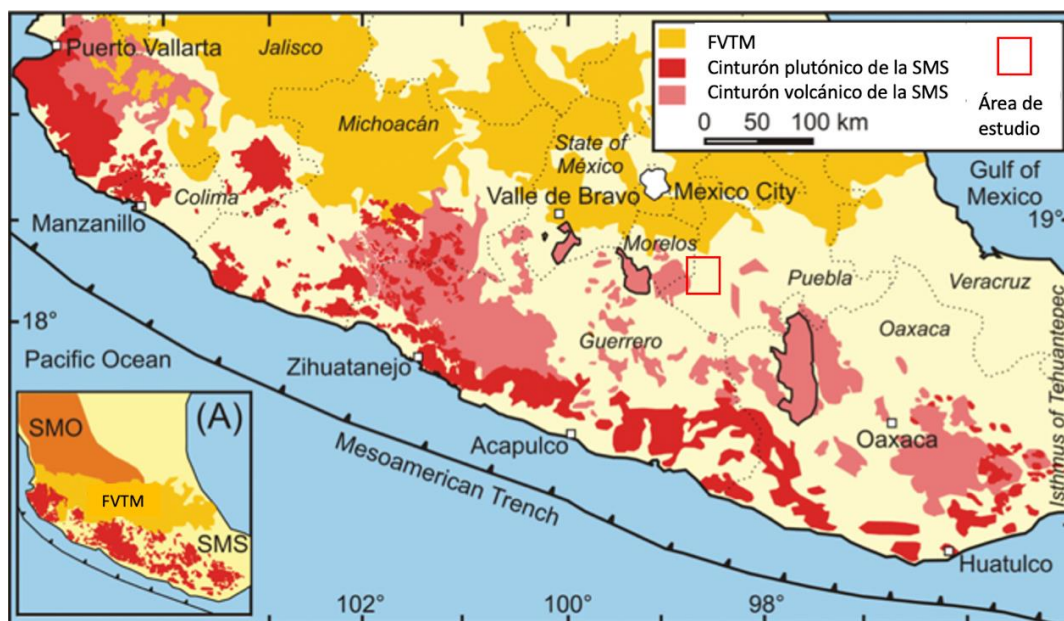


Figura 2.1. Mapa del sur de México mostrando la distribución de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y los cinturones plutónico y volcánico que componen a la provincia magmática de la Sierra Madre del Sur (SMS). La zona de estudio se encuentra en el sector norte-central de la SMS (ver recuadro rojo). Recuadro (A): Margen pacífica de México mostrando la distribución de las provincias volcánicas de la Sierra Madre Occidental (SMO), la FVTM y la SMS. (Modificado de Mori et al., 2012).

En la parte central de la SMS se distribuyen cuerpos plutónicos principalmente a lo largo de la costa pacífica de Michoacán y Guerrero (Figura 2.1), aunque algunos pueden encontrarse hasta 125 km costa adentro (Morán Zenteno et al., 2017). El rango de edad que se ha determinado para estas rocas varía de Paleoceno a Eoceno tardío, con la tendencia a hacerse más jóvenes en dirección al SE y comprenden rocas que varían de granito a granodiorita (Morán-Zenteno et al., 2017 y referencias citadas).

Finalmente, en la parte más oriental de la SMS los cuerpos plutónicos afloran a lo largo del margen continental del estado de Oaxaca (Figura 2.1), cubriendo un área aproximada de 75,000 km² (Morán Zenteno et al., 2017). Las litologías de estos cuerpos varían en composición de granito a tonalita conteniendo cuarzo y hornblenda como principal mineral máfico y varían en edad del Oligoceno al Mioceno (Morán Zenteno et al., 2017).

2.2 Cinturón volcánico discontinuo de la SMS

El cinturón de rocas volcánicas de la SMS (cinturón color rosa en Figura 2.1) fue formado durante dos episodios distintos de actividad. El primero fue del Cretácico tardío al Paleoceno y se ve reflejado en los estados de Jalisco y el sur de Nayarit como sucesiones de ignimbritas, con algunos afloramientos menores de andesitas cubriendo un área aproximada de 9,000 km² (Morán Zenteno et al., 2017). El segundo episodio fue del Eoceno al Oligoceno Temprano y se ve reflejado al noroeste del estado de Guerrero y zonas contiguas en el estado de Michoacán, cubriendo un área de aproximadamente 14,000 km². La parte basal de esta sucesión de rocas volcánicas incluye flujos de lava basálticos a dacíticos, brechas autoclásticas y diques; mientras que la parte superior de la sucesión está conformada de ignimbritas de composiciones riolíticas y dacíticas (Morán-Zenteno et al., 2005, 2017 y referencias citadas).

En la porción norte central de la SMS, que está conformada por las regiones de Michoacán, Estado de México, Morelos, Guerrero y Puebla, existen afloramientos de rocas volcánicas formando un cinturón discontinuo de orientación preferencial WNW con un área total de afloramiento de alrededor de 4,000 km², estos afloramientos incluyen los centros volcánicos de Nanchititla, San Vicente, Valle de Bravo, Muñeca, Paredes, Goleta, Taxco, Tilzapotla, y Huautla (Figura 2.2) (Alaniz-Álvarez et al., 2002; Morán-Zenteno et al., 2004; González-Cervantes, 2007; Martini et al., 2009; Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011; Mori et al., 2012; González-Torres et al., 2013).

Los fechamientos indican que la actividad magmática de esta región se llevó a cabo entre 37 y 29 Ma, con la tendencia a hacerse más reciente en dirección al oriente (Morán Zenteno et al., 2017). En este episodio de magmatismo se generaron diferentes estilos de erupciones, incluyendo erupciones fisurales y de caldera, produciendo estructuras de colapso, complejos de diques piroclásticos, domos riolíticos, cuerpos hipabisales y lavas de intermedias a silíceas (Alaniz-Álvarez et al., 2002; Morán-Zenteno et al., 2004; González-Torres et al., 2013; Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011; Mori et al., 2012; Martiny et al., 2013; Farfán-Panamá et al., 2015).

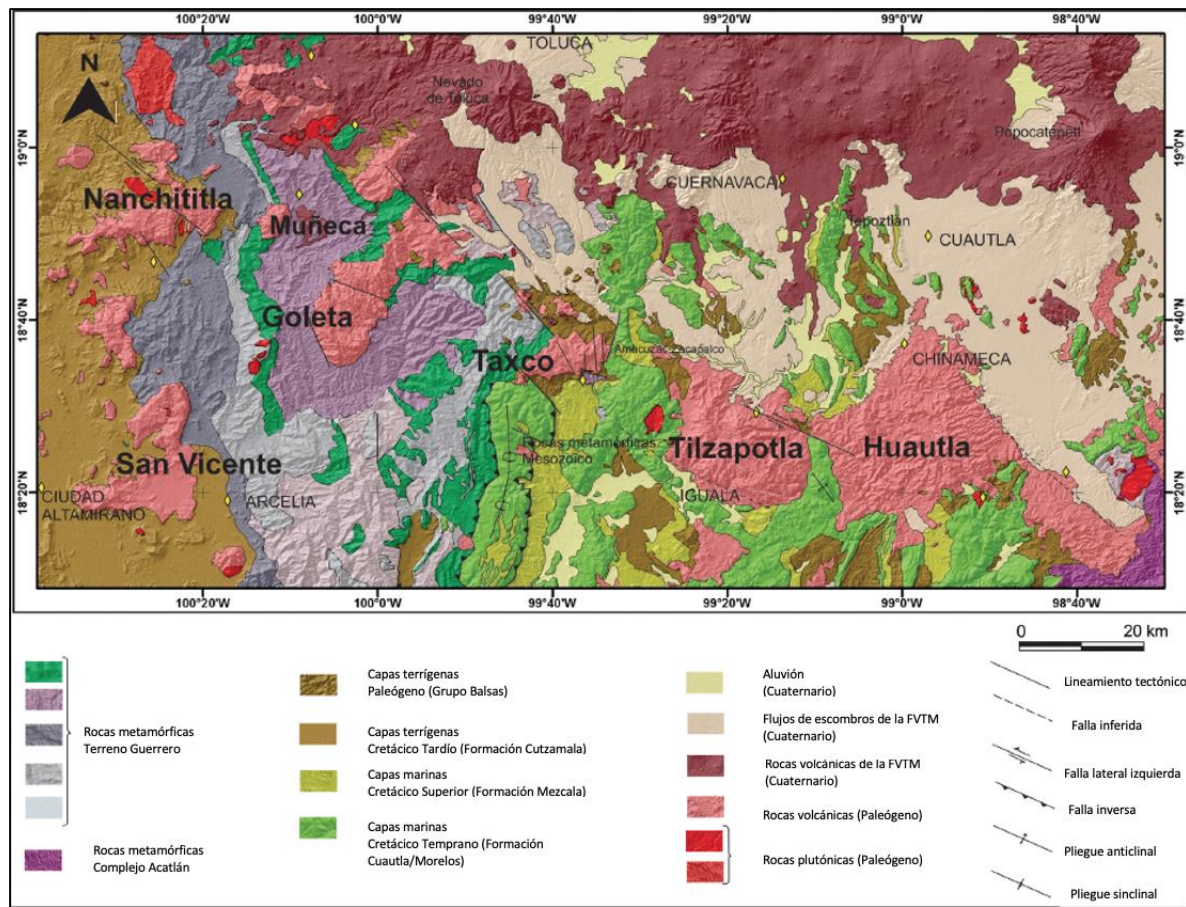


Figura 2.2.; Mapa esquemático de la parte norte central de la SMS en el que se exhibe la ubicación de los centros volcánicos en los estados de Guerrero, Morelos, México y Puebla, estos son de Oeste a Este; Nanchititla, San Vicente, Muñeca, Goleta, Taxco, Tilzapotla, Huautla (Tomado de González-Torres et al., 2013).

De acuerdo con Alaniz-Álvarez et al. (2002) el voluminoso vulcanismo que se desarrolló en este periodo ocurrió en sincronía con una etapa de extensión que generó un sistema de fallas laterales izquierdas de orientación NW que facilitó el ascenso de magmas.

En la región más oriental de la SMS que corresponde al estado de Oaxaca, se encuentran registros de rocas volcánicas. Una particularidad del noroeste de Oaxaca es el hecho que se identifican dos periodos distintos de actividad volcánica, el más común y el que define un área mayor, de aproximadamente 8,000 km² ocurrió en el Oligoceno temprano y consiste en una unidad de rocas piroclásticas cubiertas por otra unidad de lavas de composición intermedia (Martiny et al., 2000; Morán Zenteno et al., 2017). El otro episodio se desarrolló durante el Eoceno y consiste en escasos afloramientos de cuerpos hipabisales con composiciones de dacíticas a andesíticas (Murillo-Muñetón y Torres-Vargas, 1987; Martiny et al., 2000; Cerca et al., 2007). En

la parte central y oriental de Oaxaca hay registros de vulcanismo en el Mioceno temprano (Iriando et al., 2004).

2.2.1 Volcanismo silíceo explosivo del sector norte central de la SMS.

Uno de los rasgos más importantes en el sector norte central de la SMS, es el extenso registro de magmatismo silíceo del Eoceno tardío al Oligoceno (~38-30 Ma). Este magmatismo se ve reflejado en la existencia de los centros volcánicos que se extienden alrededor de 300 km a lo largo de dicho sector de la SMS (Morán-Zenteno et al. 2007; González-Torres et al., 2013). En los últimos años se han hecho estudios exhaustivos de algunos de los centros volcánicos que conforman esta área, estos son: San Vicente, Nanchititla, La Muñeca, La Goleta, Taxco, Tilzapotla y Huautla (Figuras 2.2 y 2.3) (Alaniz-Álvarez et al., 2002; Morán-Zenteno et al., 1999, 2000, 2004; Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011; González-Torres et al., 2013; Mori et al., 2012; Martiny et al., 2013).

Centro Volcánico La Muñeca.

La Muñeca es un centro volcánico en el que ha preservado un volumen aproximado de rocas ígneas de 25 km³ (Figura 2.3 A). Está conformado por una secuencia de rocas volcánicas y en menor medida por intrusiones someras. Dicha secuencia ha sido interpretada (Mori et al., 2012) como la erupción de una cámara magmática somera, asociada al emplazamiento de diques piroclásticos y la erupción de la Toba el Sáuz (~34 Ma), unidad que representa la base de la sucesión (Chapela-Lara, 2008). Los diques piroclásticos sub verticales están compuestos de ignimbritas con cuarzo, sanidino y en menor proporción plagioclasa y biotita. La unidad El Sáuz tiene un espesor aproximado de 420 m y está compuesta de ignimbritas ricas en pómez que fueron alimentadas por los diques piroclásticos que delimitan al centro volcánico. La Toba El Sáuz se encuentra intrusionada por el Pórfido Tonatilco, el cual es un cuerpo riolítico con cristales gruesos de plagioclasa, sanidino y algunos de biotita. El siguiente miembro en la sucesión volcánica es la Andesita El Potrero y esta cuenta con un espesor aproximado de 500 m y está conformada por flujos de lava andesítica-dacítica con fenocristales de plagicolasa y piroxeno. Sobreyaciendo a estas unidades se encuentra la Autobrecha Muñeca, con un espesor aproximado de 400 m. Los bloques de lava que conforman la autobrecha tienen composiciones intermedias y exhiben texturas porfídicas con fenocristales de plagioclasas, anfíbol y ortopiroxeno. Finalmente se encuentra la Riolita Peña Larga, la cual es una intercalación de flujos de lava riolítica con cristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno con estratos delgados de material vitrofórico (Chapela-Lara, 2008; Mori et al., 2012).

Campo Volcánico La Goleta.

El campo volcánico La Goleta abarca un área de aproximadamente 400 km² y se ha preservado un volumen de rocas ígneas de 200 km³. La formación de este campo se ha interpretado como el resultado del colapso parcial de una caldera debido al patrón de afloramiento curvo de los diques piroclásticos en el flanco sur del campo, en conjunto con el aumento de espesor de la sucesión volcánica en esta área (Figura 2.3B) (Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011).

La unidad más importante de este campo y que a su vez es el miembro basal de la secuencia volcánica, es la Ignimbrita Goleta (~36.5 Ma, Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011), la cual tiene un espesor de 200 m en la zona norte y se engrosa hasta 600 m en la zona sur del campo volcánico. Dicha formación, comprende una sucesión de ignimbritas ricas en cristales de sanidino, cuarzo y en menor cantidad plagioclasas y biotita. Se ha interpretado que los diques piroclásticos en la zona son los vestigios de los conductos que alimentaron esta sucesión (Díaz-Bravo y Morán-Zenteno 2011).

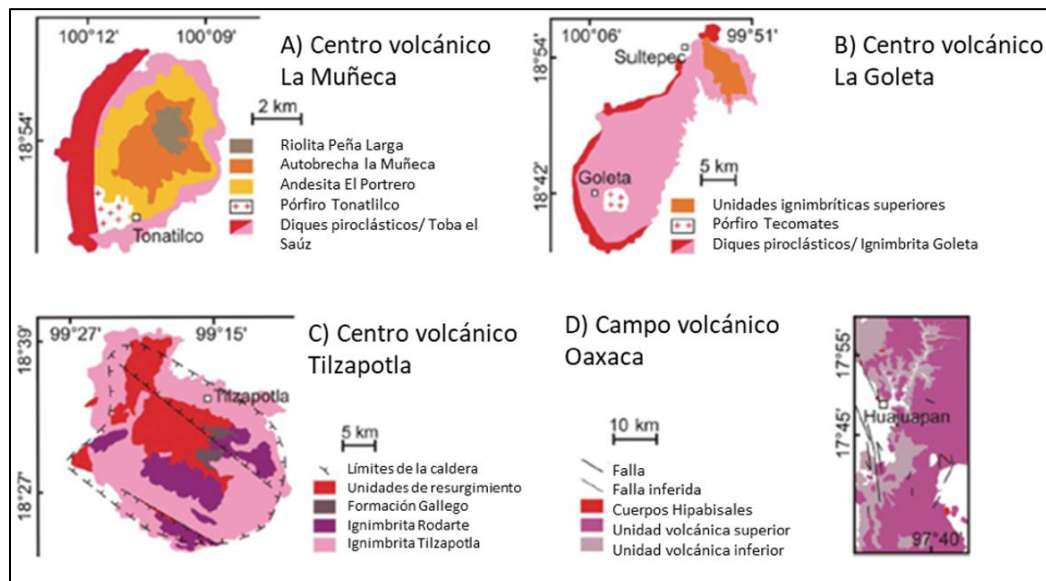


Figura 2.3. Mapas geológicos de algunos de los centros volcánicos de la SMS. (A) Muñeca; (B) Goleta; (C) Caldera Tilzapotla; (D) Campo volcánico Oaxaca. Modificada de Mori et al. (2012 y referencias citadas ahí).

En la parte sur del campo volcánico, la Ignimbrita Goleta se encuentra intruida por el pórfido Tecomates, el cual es un cuerpo riolítico con cristales gruesos de sanidino y cuarzo y que tiene una superficie expuesta de aproximadamente 9 km². Finalmente, sobreyaciendo a la Ignimbrita Goleta, en el área norte del campo

volcánico, se encuentra una serie de ignimbritas ricas en pómez con fenocristales de sanidino, cuarzo, plagioclasa y una cantidad menor de biotita, se especula que hicieron erupción a través de los conductos piroclásticos que afloran en la cercanía del poblado de Sultepec (Díaz-Bravo y Morán-Zenteno 2011).

Centro Volcánico Tilzapotla

La caldera Tilzapotla representa la manifestación magmática de un evento de colapso de caldera (Morán-Zenteno et al., 2004). Es una estructura semielíptica que rodea una gruesa y continua sucesión volcánica (Figura 2.3C). La Ignimbrita Tilzapotla (~34.3 Ma, Morán-Zenteno et al., 2004), es una unidad que tiene al menos un volumen de 600 km³ y un espesor de hasta 600 m; esta unidad es una secuencia masiva de tobas con composiciones dacíticas con cuarzo, plagioclasa, biotita y una cantidad menor de cristales de sanidino (Morán-Zenteno et al., 2004).

Sobreyaciendo a la Ignimbrita Tilzapotla hay una secuencia post-caldera que se conforma de la Ignimbrita Rodarte y la Formación Gallego. La formación Gallego es una secuencia vitroclástica de unidades con fragmentos de pómez y fenocristales de biotita. La Ignimbrita Rodarte es una secuencia de ignimbritas, flujos vitrofíricos, y lavas dacíticas con abundante plagioclasa, sanidino, biotita y cuarzo (Morán-Zenteno et al. 2004).

Dentro de la caldera se encuentra un bloque levantado con orientación NW-SE el cuál ha sido interpretado como un indicador de una etapa de resurgimiento. Los flujos de lava y los diques que sobreyacen e intruyen a la Ignimbrita Tilzapotla y las unidades post-colapso, presumiblemente hicieron erupción durante esta etapa. Existen diques que se encuentran generalmente distribuidos a lo largo de los bordes estructurales del bloque levantado y su composición varía de andesíticos a riolíticos (Morán-Zenteno et al. 2004).

Campo Volcánico de Huautla

La sucesión volcánica en Huautla sobreyace a secuencias cretácicas marinas y rocas continentales del Paleogeno, y está formada por tres grupos de rocas ígneas. Un grupo inferior de flujos de lava andesíticos-dacíticos, un grupo medio de ignimbritas y lavas dacíticas y un grupo superior de unidades andesíticas. En el grupo medio, las rocas silíceas comprenden a la ignimbrita Maravillas sobreyacida por una sucesión potente de lavas dacíticas (ejemplo: Dacita Agua Fría). Toda la secuencia del campo volcánico se emplazó en un periodo entre 33.6 y 28.1 Ma (González-Torres et al., 2013)

Campo Volcánico de Oaxaca

Las secuencias magmáticas del campo volcánico de Oaxaca se han agrupado en dos unidades generales (Martiny et al. 2000) y se muestran en la Figura 2.3D. La unidad inferior consiste en depósitos piroclásticos y epiclásticos. Mientras que la unidad superior, que es además de mayor volumen, consiste en flujos de lavas basálticas y andesíticas con fenocristales de piroxeno, olivino, plagioclasa y una menor cantidad de hornblenda, y autobrechas con composiciones intermedias y alcanza espesores mayores de 400 m en algunas zonas. Existen vestigios de lo que alguna vez fueron aberturas volcánicas y las cuales sugieren que los flujos lávicos surgieron al menos parcialmente de estos conductos (Martiny et al., 2000).

2.3 Basamento pre-Cenozoico

Debido a los contrastes petrológicos, tectónicos y/o geocronológicos de los basamentos en diversas regiones de México, estas se han dividido en terrenos tectonoestratigráficos (Ortega-Gutierrez, 1981; Campa y Coney, 1983). El origen de estos terrenos se ha interpretado en términos de episodios de acreción y deformación que ocurrieron desde el Proterozoico tardío hasta el Mesozoico (Alaniz-Álvarez et al., 2002). Originalmente para la parte sur del país Campa y Coney (1983) propusieron una subdivisión de 5 terrenos tectonoestratigráficos: Oaxaca, Mixteco, Guerrero, Xolapa y Juárez; posteriormente Sedlock et al. (1993) y Keppie (2004), propusieron una subdivisión similar. Para objeto de este trabajo y por motivos de simplicidad se utilizará la subdivisión propuesta por Campa y Coney (1983) en donde el sur de México es interpretado como la conformación de 5 terrenos: El Guerrero, el Mixteco, el Oaxaca, el Xolapa y el Juárez (Figura 2.4).

Los cinco terrenos tectonoestratigráficos que conforman el sur de México constituyen el basamento de toda la provincia ígnea de la Sierra Madre del Sur (SMS), en diferentes sectores (Figura 2.4). Se ha interpretado que bloques afines con el terreno Guerrero (Cerca et al, 2007; Martini et al, 2009, 2011) subyacen a los centros volcánicos de Muñeca, Goleta y Tilzapotla (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997; Elías-Herrera et al, 2000, 2009; Ortega-Gutiérrez et al, 2008). El terreno Guerrero está representado localmente por el Esquisto Tejupilco (Cretácico Temprano) y el Grupo Arcelia-Palmar Chico (Cretácico Superior) (Elías-Herrera et al, 2000). Diques piroclásticos en el centro volcánico de Goleta contienen xenolitos de orto- y para-gneis que también documentan la existencia de facies granulíticas (Jurásico Temprano) a niveles medios de la corteza (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997; Ortega-Gutiérrez et al, 2008; Elías-Herrera et al, 2009).

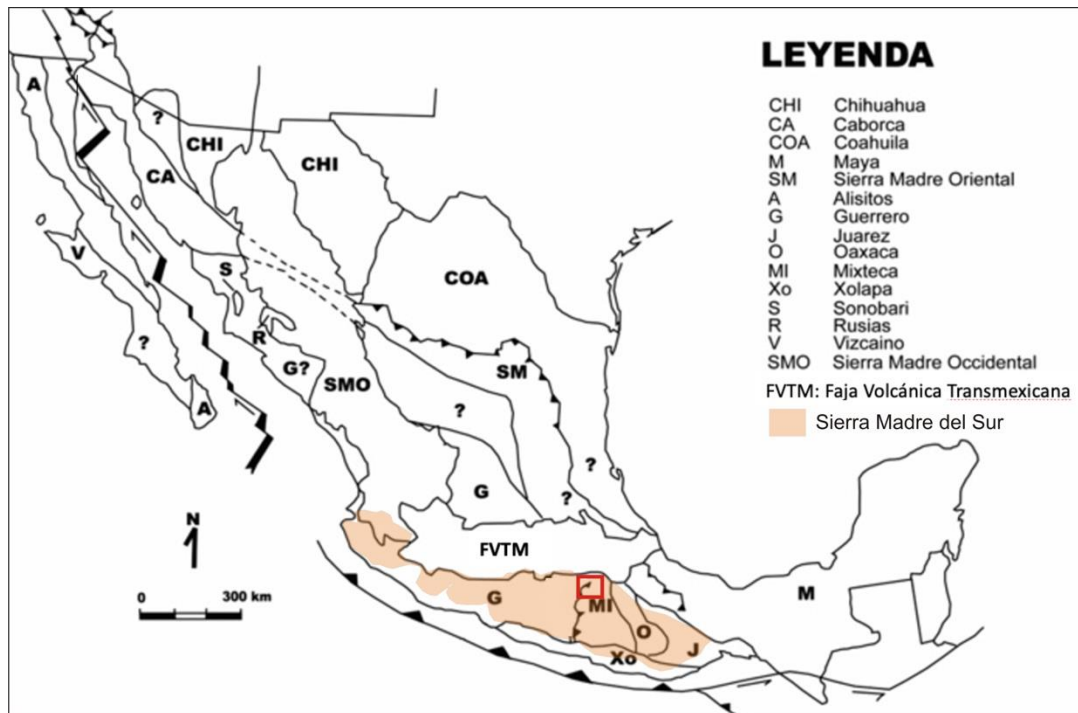


Figura 2.4 Subdivisión de México en los terrenos tectonoestratigráficos que conforman el territorio. Se muestra la extensión de la provincia magmática de la Sierra Madre del Sur, así como la ubicación de la zona de estudio (cuadro rojo) (Modificada de Campa y Coney, 1983).

Aunque no está expuesto en la proximidad de la caldera de Tilzapotla, se considera que el terreno Guerrero está subyaciendo dicha estructura con base en xenolitos reportados a ~50 km al ENE (Ortega-Gutiérrez et al, 2008), que documentan la existencia de litologías granulíticas similares a aquellas reconocidas en Goleta. El campo volcánico de Huautla se ubica al poniente de la falla Papalutla, estructura tectónica límite entre los terrenos Guerrero (al poniente) y el Mixteco (al oriente) (Campa y Coney, 1983), y se considera también que fue emplazado en corteza del terreno Guerrero. Sin embargo, se han reportado escasos circones heredados en rocas de Huautla con edades con afinidad al complejo Acatlán, que conforma el basamento del terreno Mixteco (González-Torres et al., 2013).

2.4 Estudios geoquímicos previos

Se ha mencionado la existencia de un cinturón discontinuo de rocas volcánicas de composición silícica localizado en el sector norte central de la SMS. Uno de los rasgos más característicos de esta provincia es la presencia de centros y campos volcánicos, de los cuales se han realizado estudios geoquímicos en los últimos años. A continuación, se realiza la revisión de la información geoquímica disponible para la SMS,

haciendo énfasis en los estudios que se han realizado para los centros volcánicos del sector norte central de la provincia.

2.4.1 Geoquímica de la Sierra Madre del Sur

Existe amplia información geoquímica disponible de la SMS, la cual se puede utilizar para obtener un panorama general de las composiciones magmáticas, su evolución espaciotemporal y los procesos petrogenéticos que dieron origen a la SMS (Morán Zenteno et al., 2017 y todas las referencias que ahí se incluyen). Toda esa información se puede sintetizar en las Figuras 2.5 y 2.6.

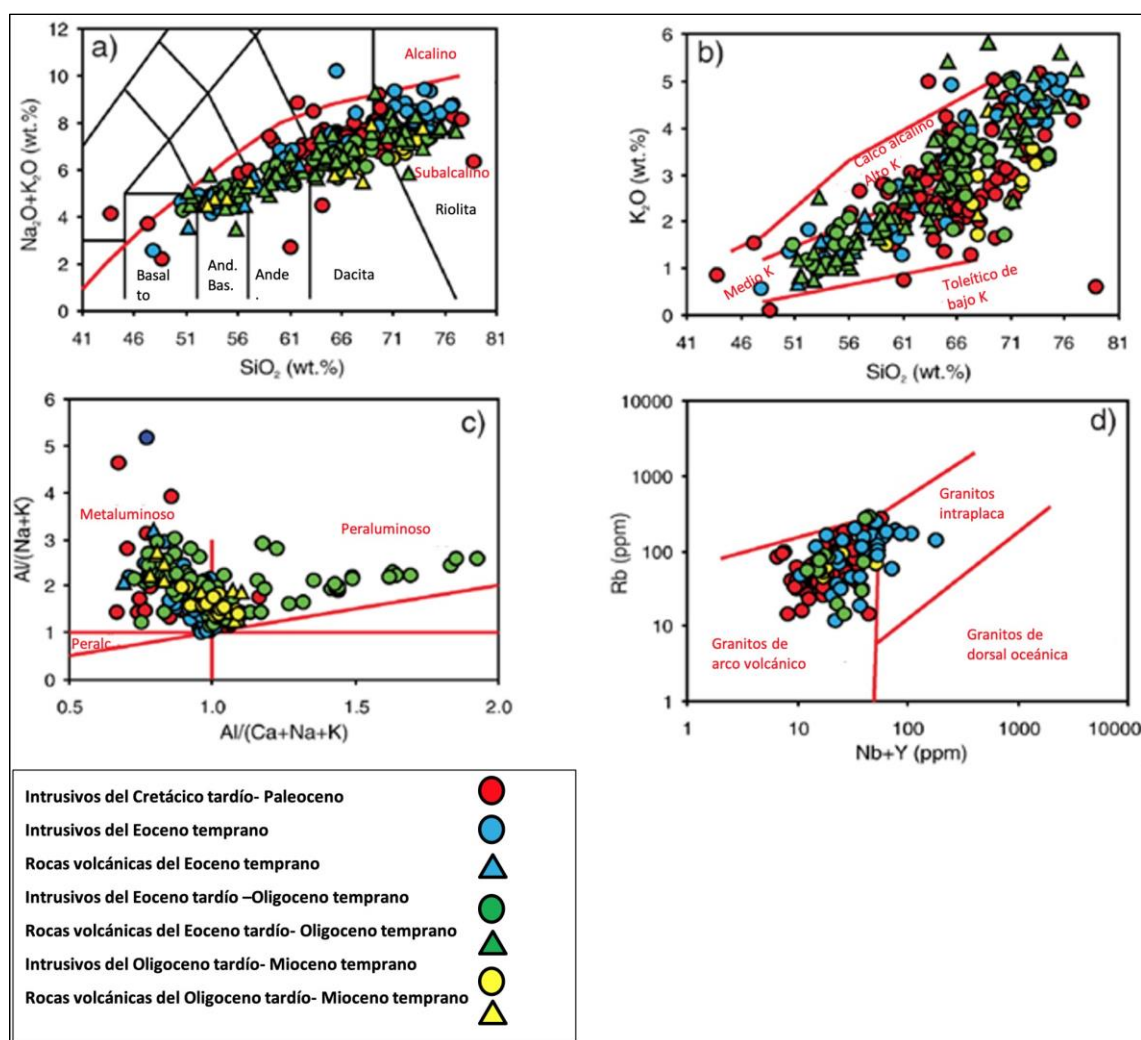


Figura 2.5. Principales características geoquímicas del magmatismo en la Sierra Madre del Sur. a) Diagrama de Álcalis total vs. Sílice (Le Bas et al., 1986); b) Diagrama de K_2O vs. Sílice (Le Maitre et al., 1989); c) Gráfico de Shand (1943) para la discriminación de composiciones metaluminosas, peraluminosas y peralcalinas; d) Gráfico de Pearce et

al. (1984) Rb vs. (Y + Nb) Para discriminar ambientes tectónicos en los que ocurren granitos. Modificada de Morán Zenteno et al. (2017).

En la Figura 2.5 a se puede apreciar todo el espectro composicional de las rocas que conforman la SMS, variando estas desde composiciones basálticas/gabróicas hasta riolíticas/graníticas, las cuales presentan en su mayoría una composición subalcalina. La Figura 2.5 b revela que las muestras más máficas son de medio-K, mientras que las muestras con mayor grado de diferenciación son calcoalcalinas de alto-K. La Figura 2.5 c muestra que la mayoría de los productos magmáticos de la SMS son metaluminosos, pero existen productos peraluminosos, como aquellos cuerpos plutónicos del Eoceno tardío-Oligoceno. Finalmente, el diagrama de discriminación tectonomagmática (Figura 2.5 d) muestra que todos los granitos están dentro del campo de *granitos de arco volcánico* con la excepción del granito de Acapulco que se ubica en el campo de *granitos intraplaca* (Morán Zenteno et al., 2017 y referencias citadas).

En cuanto a los patrones en los elementos traza (Figura 2.6), estos exhiben patrones generalmente uniformes; enriquecimiento en los elementos litófilos de ion grande (*LILE*) en comparación a los elementos de alto campo iónico (*HFSE*), patrones fraccionados de tierras raras (*REE*) con mayor concentración en tierras raras ligeras (*LREE*) que en las tierras raras pesadas (*HREE*) (Morán Zenteno et al., 2017).

El carácter predominantemente calcoalcalino y metaluminoso de los productos magmáticos de la SMS, en conjunto con su composición de elementos traza que exhiben semejanza a las de los magmas formados en márgenes convergentes, sugieren que la SMS representa lo que alguna vez fue un gran arco volcánico continental, formado y desarrollado en una zona de subducción que permaneció activa durante un largo periodo de tiempo (Morán-Zenteno et al., 2007; Ferrari et al., 2014; Morán-Zenteno et al., 2017).

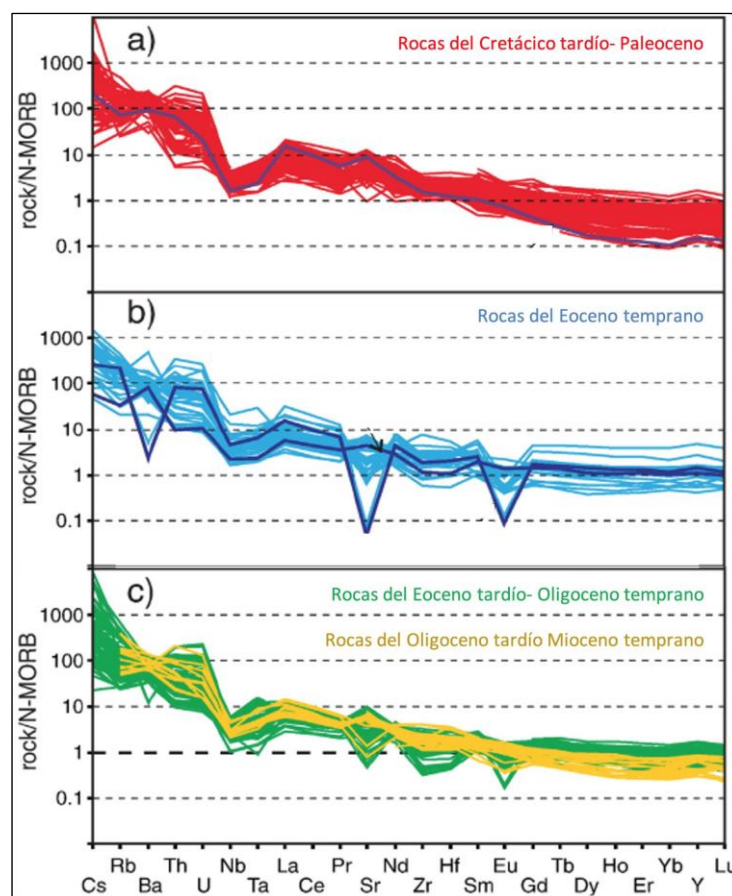


Figura 2.6. Patrones de elementos traza normalizados con respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de la Sierra Madre del Sur; a) Cretácico tardío- Paleoceno; b) Eoceno temprano; c) Eoceno tardío- Mioceno temprano. Modificada de Morán Zenteno et al. (2017).

Algunos autores (González-Partida et al., 2003; Meza-Figueroa et al., 2003; Levresse et al., 2004; Ferrari et al., 2014) han reportado rocas ígneas del Cretácico tardío-Paleoceno, con características geoquímicas afines a las adakitas, para lo cual Ferrari et al. (2014) basado en evidencia geoquímica del área de Tecpan (Línea azul en Figura 2.6 a) propuso que dichos magmas adakíticos fueron generados por fusión parcial de la corteza oceánica subducida, seguido de interacciones entre los fundidos del *slab* y peridotitas del manto.

En el área de Petatlán-Tecpan, hay variaciones geoquímicas importantes en el límite entre el Paleoceno y Eoceno, lo cual sugiere que hubo un cambio en el contexto geodinámico o bien en los procesos petrogenéticos (Ferrari et al., 2014; Morán Zenteno et al., 2017). Esencialmente en el Eoceno el magmatismo de esta área está caracterizado por el emplazamiento de rocas gabróicas con afinidad toleítica (Línea azul sin anomalía negativa de Sr en Figura 2.6 b) y con firmas no características de una zona de subducción (Ferrari et al., 2014; Morán Zenteno et al., 2017). Ferrari et al. (2014) interpreta estas

características toleíticas como el resultado de la fusión del manto astenosférico por descompresión en el área de Petatlán-Tecpan, cuyo ascenso pudo haber sido inducido por el desgarre en la placa de Farallón y al mismo tiempo facilitado por el régimen tectónico transtensional que afectaba a la placa de Norteamérica en ese tiempo.

Para el Eoceno tardío y Oligoceno temprano, la actividad magmática fue muy extensa, y derivó en el emplazamiento de numerosos plutones graníticos a lo largo de la costa pacífica y la generación de ignimbritas silíceas, dentro del continente, en la región norte central de la SMS, así como en la parte noroccidental de Oaxaca, dichos pulsos ignimbríticos están dispuestos en forma de centros volcánicos (Martiny et al., 2000; Morán Zenteno et al., 2017), mismos que son el marco geológico de este estudio (Ver Capítulo 4).

2.4.2 Geoquímica de los centros volcánicos del sector norte central de la Sierra Madre del Sur

La Figura 2.7 muestra la geoquímica de elementos mayores de las rocas que conforman los centros volcánicos aledaños al área de estudio. Se puede apreciar que entre los diferentes centros volcánicos existe una variación composicional amplia, abarcando desde andesitas basálticas en el campo volcánico de Oaxaca, hasta riolitas en La Goleta. Las composiciones de los productos de los centros volcánicos de Muñeca y Tilzapotla son similares, variando de andesitas de medio-K a riolitas de alto-K. Las rocas del campo volcánico de La Goleta son principalmente ignimbritas riolíticas calcoalcalinas de alto-K. Las rocas del campo volcánico de Oaxaca varían de andesita basáltica a andesitas calcoalcalinas de medio-K. A pesar de que el espectro composicional de las rocas de los diferentes centros volcánicos es amplio, todas muestran tendencias similares en los diagramas de elementos mayores, como una correlación positiva entre K_2O y el SiO_2 (Figura 2.7 B); así como una correlación negativa entre TiO_2 , MgO , CaO (Figura 2.7 C), $Fe_2O_3^{tot}$, P_2O_5 y la sílice.

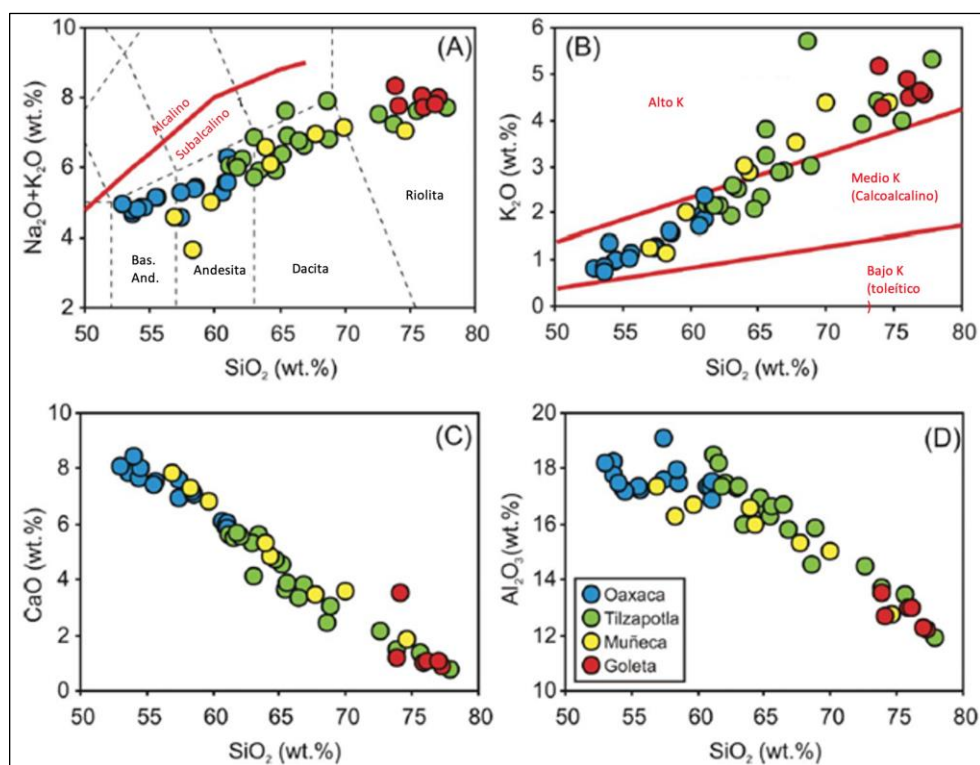


Figura 2.7. Composición de elementos mayores de las rocas de los centros volcánicos del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur (Mari et al., 2012 y referencias citadas). (A) Álcalis total vs. sílice; (B) Diagrama de discriminación K_2O vs. sílice; (C) Diagrama de variación de CaO vs. sílice; (D) Diagrama de variación de Al_2O_3 vs. sílice. wt% = % en peso.

En cuanto a los patrones que los elementos trazan exhiben (Figura 2.8) se aprecia que las rocas de todos los centros volcánicos muestran enriquecimiento en los elementos litófilos de ion grande y el Pb (K, Rb, Cs, Sr, y Ba, son los elementos que se denominan Large-Ion-Lithophile Elements: LILE), con respecto a los elementos de alto campo iónico (Zr, Hf, Ta y Nb, son los elementos que se denominan High Field Strength Elements: HFSE, a veces se incluyen al Th y U). También se muestra un mayor contenido de tierras raras ligeras (LREE) que de tierras raras pesadas (HREE). La suite de rocas del campo volcánico de Oaxaca se caracteriza por las anomalías positivas de Sr y los contenidos más empobrecidos de HREE (Figura 2.8 A). Las suites de rocas de Tilzapotla y el centro volcánico La Muñeca, despliegan características similares en los diagramas multielementos, salvo por una ligera discrepancia en la concentración de elementos traza incompatibles (Figura 2.8 B y C). Ambas suites tienen una mayor abundancia de LILE en comparación con la suite de rocas de Oaxaca, así como unos patrones de HREE que muestran menos empobrecimiento. Ambas suites muestran anomalías positivas de Sr en las rocas andesíticas, que son similares a las que las muestras de Oaxaca exhiben, mientras que las muestras más diferenciadas muestran empobrecimiento en Sr. Las

ignimbritas de La Goleta se caracterizan por mostrar anomalías negativas de Ba, Sr y Ti en los diagramas multielementos (Figura 2.8 D); los patrones de REE muestran formas de *gaviotas*, con LREE enriquecidos y empobrecido en *HREE*, así como anomalías negativas de Eu.

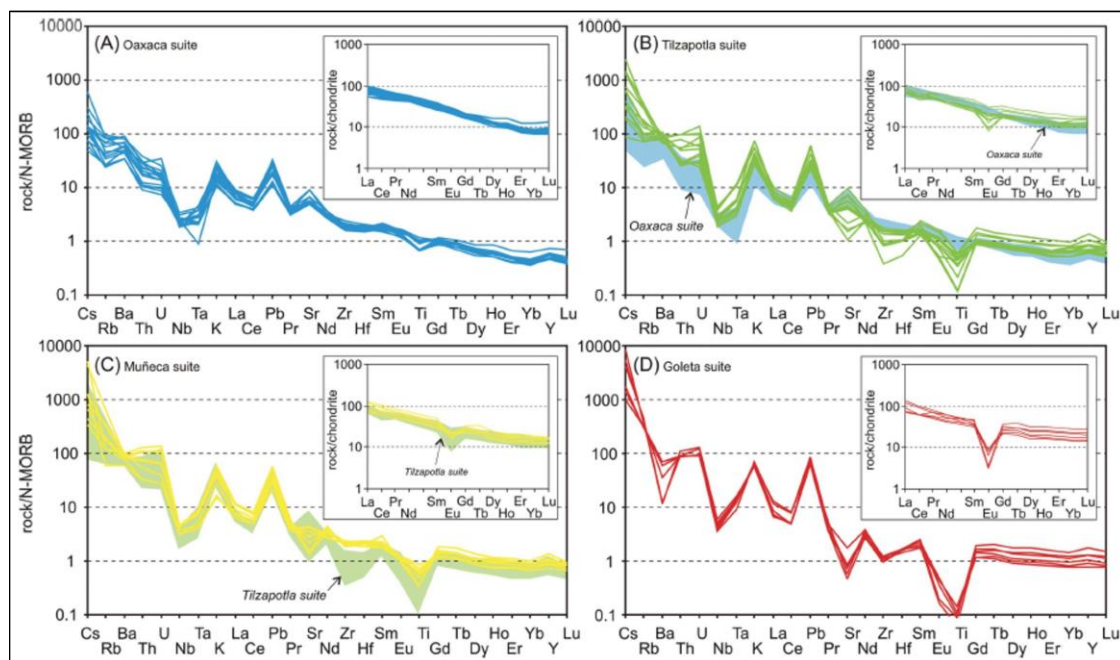


Figura 2.8. Patrones de elementos traza de las rocas de los centros volcánicos estudiados, los valores están normalizados por N-MORB (Sun y McDonough, 1989). Se muestran los patrones de REE normalizados por condrita (Sun y McDonough 1989). (A) Secuencia volcánica de Oaxaca; (B) Grupo Tilzapotla; (C) Rocas de La Muñeca; (D) Suite de rocas Goleta. Figura tomada de Mori et al. (2012).

2.4.3 Petrogénesis de los centros volcánicos

La correlación positiva de entre La/Yb y Sm/Yb vs sílice es un indicador de cristalización fraccionada de granate en un régimen de alta presión, esto solo se observa para la suite de rocas de Oaxaca (Figura 2.9) (Mori et al., 2012). Por otro lado, valores constantes en las tasas de Tierras raras (REE) acompañados de valores decrecientes de Eu/Eu* respecto del sílice (Figura 2.9), como aquellos observados en Tilzapotla y la Muñeca, representan cristalización fraccionada de minerales como la plagioclasa, en un régimen de baja presión (Mori et al., 2012).

Las voluminosas sucesiones silíceas de este periodo, representadas por las secuencias volcánicas de Tilzapotla, La Muñeca y Goleta han sido interpretadas (Mori et al., 2012) con base en sus características geoquímicas, como una expresión superficial de un proceso denominado maduración termomecánica de la

corteza continental. Este proceso es gradual y la energía que requiere proviene del manto que aporta masa y calor.

De acuerdo con Mori et al. (2012), la actividad magmática que se manifestó en esta región desde el Eoceno temprano facilitó la intrusión de fundidos derivados del manto en la corteza, creando de esta manera una zona caliente que se propagó a niveles más superficiales y consecuentemente formó un sistema magmático intracorteza. Esta anomalía térmica que se propaga a niveles muy someros de la corteza es la que se denomina maduración termomecánica de la corteza.

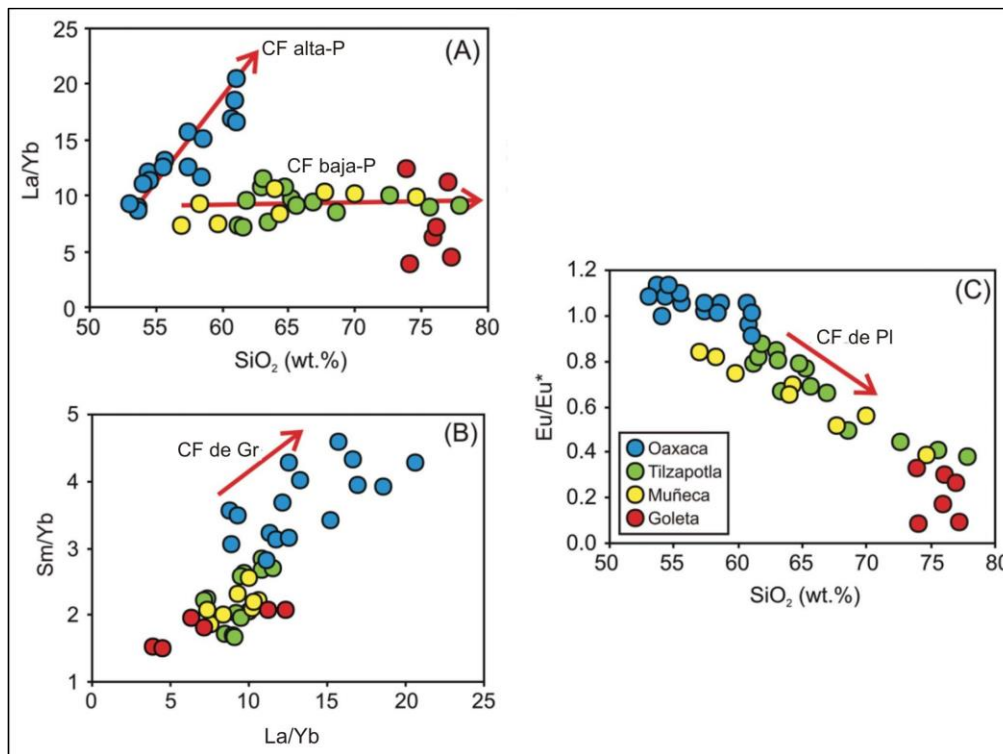


Figura 2.9 Diagramas para la suite de rocas de diversos centros volcánicos de la SMS. A) La/Yb vs SiO₂; B) Sm/Yb vs La/Yb; C) Anomalía de Eu vs SiO₂. CF=cristalización fraccionada; P=presión; Gr=granate; Pl=plagioclasa; wt% = % en peso. Tomada de Mori et al. (2012).

Fue en este contexto que ocurrió el magmatismo de composiciones de intermedias a silíceas de La Muñeca, Tilzapotla y Goleta, bajo un régimen de procesos intracorteza, como la cristalización fraccionada a baja

presión, contaminación cortical en diferentes niveles de la corteza y en algunos casos fusión de la corteza (anatexis) (Mori et al., 2012). La anomalía térmica también causó el debilitamiento de la corteza lo que facilitó la erupción de volúmenes muy grandes de ignimbritas conocidos como *flare-ups*, a través de erupciones formadoras de calderas y fisurales.

En el campo volcánico de Oaxaca hubo una actividad magmática menos sostenida, asimismo la presencia de un basamento de composición granulítica que es más refractario, inhibió la propagación de la anomalía térmica y la limitó a niveles más profundos de la corteza. Los basaltos parentales procedentes del manto, intruyeron la base de la corteza y fueron sujetos a la cristalización fraccionada a mayor profundidad y mayores niveles de presión que aquellas de los otros centros volcánicos, así como contaminación cortical de rocas del basamento como el Complejo Acatlán y Complejo Oaxaqueño (Mori et al., 2012).

2.5 Relación con el presente estudio

La zona del Tepenene (área de estudio) se encuentra en el extremo oriental del vulcanismo silíceo explosivo del sector norte central de la SMS, al este del Campo Volcánico de Huautla (Ver Figura 1.3). La zona engloba una sucesión de rocas piroclásticas, así como un cuerpo hipabisal porfídico de extensión considerable. La zona se ubica cerca de la zona de cizalla ubicada en la transición entre los bloques corticales de los terrenos Guerrero y Mixteco (Silva-Romo, 2010, ver Figura 2.4). Su localización indicaría que el magmatismo que la originó se emplazó en corteza del terreno Mixteco, lo que es soportado por la existencia de afloramientos del Complejo Acatlán circundantes en la zona.

Su ubicación, hace de la zona de El Tepenene una región atractiva para la caracterización de sus rocas ígneas, la evaluación y valoración de afinidades contrastes con campos volcánicos vecinos, así como la contextualización del magmatismo dentro de la evolución de la SMS.

3. Metodología

3.1 Trabajo de campo.

Se realizaron tres jornadas de trabajo de campo durante las cuales se prosiguió a determinar la distribución espacial de las unidades rocosas del área de estudio, mediante la verificación de contactos y estructuras geológicas y la litología de las unidades. Con la información geográfica obtenida haciendo uso del dispositivo de GPS y las observaciones litológicas y de relaciones estratigráficas observadas durante las jornadas de trabajo, se colaboró en la realización de un mapa geológico a semidetalle del área de estudio, el cual se presenta en el Capítulo 4 de este trabajo. Esto fue usando el sistema de información geográfica de código abierto QGis, en conjunto con Google Earth. De igual modo, se construyeron dos columnas geológicas de la zona estudiada. También se recolectaron las muestras que posteriormente fueron preparadas para estudios petrográficos (Capítulo 5) y geoquímicos (Capítulo 6).

3.2 Preparación de muestras

3.2.1 Petrografía

Para la petrografía se elaboraron láminas delgadas de las muestras seleccionadas para su descripción en microscopio petrográfico (Tabla 3.1). La preparación consistió en, una vez seleccionadas las muestras, se cortó una “galleta de roca” que es un prisma rectangular cuyas dimensiones fueron similares o ligeramente menores a las del portaobjetos, se prosiguió a pulir las caras de los prismas con abrasivos de 220, 400, 600 y 1000 μm . Posteriormente las muestras fueron adheridas a los portaobjetos utilizando una resina con un índice de refracción similar al del bálsamo de Canadá ($n=1.55$); finalmente se dejó a las láminas reposar hasta que la resina estuviese por completo solidificada.

3.2.2 Geoquímica de roca total

Para los análisis geoquímicos de elementos traza y elementos mayores, se realizó la trituration y pulverización de las muestras de roca en los laboratorios del Instituto de Geología de la UNAM en Ciudad Universitaria

Trituración

La primera etapa para el preparado de las muestras se realizó en el taller de molienda del Instituto de Geología de la UNAM y consistió en triturar las muestras previamente seleccionadas haciendo uso de una prensa hidráulica y dos platillos de acero inoxidable (Figura 3.1a), una vez trituradas las muestras se prosiguió a guardarlas en una bolsa de plástico rotulada con la clave de la muestra. Previo y posterior al triturado se lavó el cuarto y el equipo de triturado haciendo uso de agua, acetona y aire comprimido con el objeto de remover partículas preexistentes de rocas ajenas al proyecto y así evitar la contaminación de las muestras.

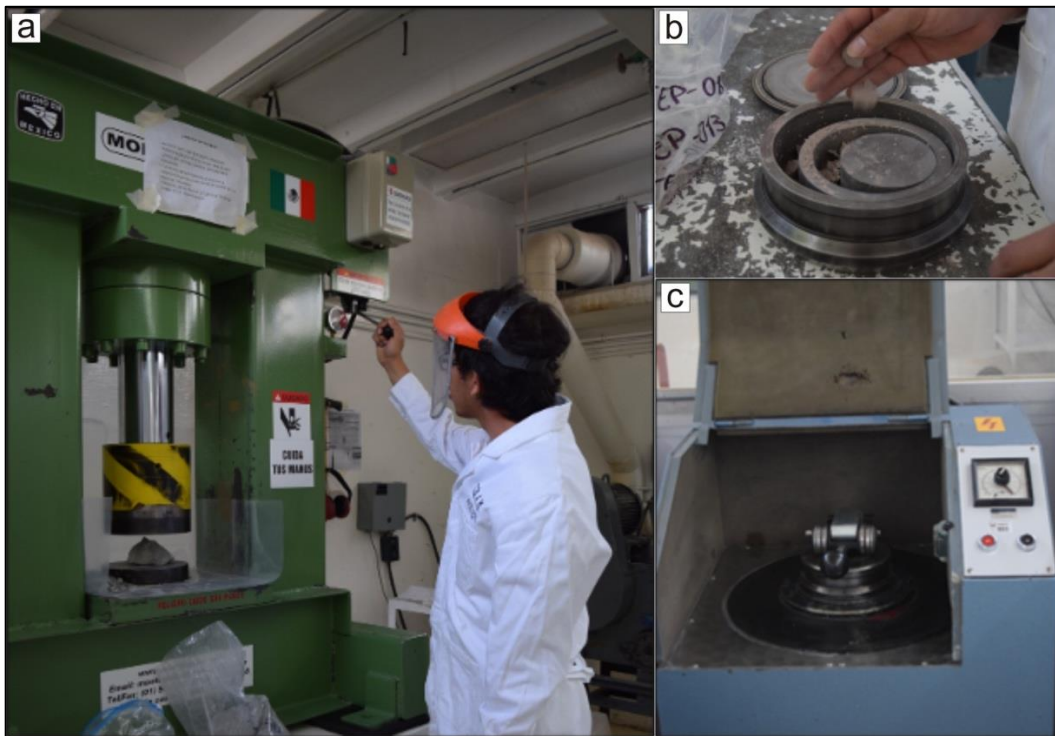


Figura 3.1.(a) Proceso de trituración de las muestras, haciendo uso de una prensa hidráulica y dos platillos de acero inoxidable. (b) Molinillo de alúmina con todos sus componentes, en el que se está vertiendo la muestra triturada. (c) Equipo Herzog con el molinillo con la muestra asegurado.

Pulverizado

Esta etapa del proceso de preparación de muestras también tuvo lugar en el taller de molienda del Instituto de Geología de la UNAM y se hizo uso del equipo Herzog, así como de un molino de alúmina. Consistió en la selección de una pequeña porción de las muestras (20 a 30 gr) que habían sido previamente trituradas en la prensa hidráulica, las cuales fueron depositadas dentro del molino de alúmina (Figura 3.1b), el cual a

su vez se introdujo en el equipo Herzog (Figura 3.1c), se aseguró y se encendió de 2 a 3 min, ese procedimiento se realizó con el objetivo de pre-contaminar el interior y los discos del molino, de tal manera que esta primera tanda fue desechada.

Después de la pre-contaminación se realizó el mismo procedimiento, pero con una duración de 3 a 4 min y el material pulverizado se introdujo en una bolsa previamente rotulada con la clave de la muestra para el posterior análisis de elementos traza y mayores.

3.3 Análisis

Los procedimientos analíticos fueron hechos por personal de laboratorios de la UNAM. La metodología específica para el análisis geoquímico de elementos mayores y traza se resume a continuación.

3.3.1 Elementos mayores

Este proceso de análisis de muestras se llevó a cabo en su totalidad en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Laboratorio Nacional de Geoquímica del Instituto de Geología de la UNAM ubicado en Ciudad Universitaria.

La primera etapa consistió en determinar la pérdida por calcinación, *Loss On Ignition (LOI)*, para lo cual se tiene que pesar 1 g de cada muestra para colocarla en un crisol de porcelana y calentarlo a 950 °C durante una hora. Posteriormente se vuelve a pesar la muestra y se calcula la diferencia entre el peso antes del calentamiento y posterior a esto, el resultado de esa diferencia es el LOI.

La segunda etapa fue aquella en donde se prepararon las pastillas fundidas de cada muestra. Para esto, se tuvo que pesar 1 g de cada muestra y mezclar con 9 g de un fundente compuesto de tetraborato de litio (50%) y metaborato de litio (50%), el resultado de la mezcla fue vertido en un crisol hecho de una aleación de platino y oro previamente lubricado con dos gotas de bromuro de litio. Posteriormente el crisol se colocó en un hornillo marca CLAISSE 2013 y se ajustó la temperatura en 1050 °C durante aproximadamente 13 min, una vez transcurrido el lapso se retiró el molde con un chupón.

Una vez que las muestras estuvieron preparadas se prosiguió a analizarlas mediante la técnica de Fluorescencia de Rayos X (XRF) para la cual se utilizó un espectrómetro marca Rigaku ZSX Primus II.

3.3.2 Elementos traza

Esta parte de los análisis se realizó en el Laboratorio Ultralimpio del Centro de Geociencias de la UNAM en Juriquilla Querétaro.

La primera etapa consistió en el pesado de las muestras, la cual se realizó en un cuarto especializado cuya limpieza nominal es de 300. Haciendo uso de agua desionizada se procedió a limpiar una espátula, posteriormente se encendió y se calibró una micro balanza de alta precisión marco Sartorius, se prosiguió a depositar una base de papel en un vial de fondo redondo hecho de teflón y a dispararle con una pistola electrostática para evitar la dispersión de partículas de las muestras por efectos de la estática. Una vez hecho esto se colocó el vial sobre la micro balanza (Figura 3.2a) y se calibró la misma. Se prosiguió a pesar 0.05 gr (valores entre 0.0495-0.0505 gr son aceptables), por cada muestra y se registraron los valores. Después de pesada cada muestra se le colocaron gotas de agua desionizada para evitar la dispersión de partículas. Finalmente se rotuló cada vial con la clave de la muestra correspondiente.

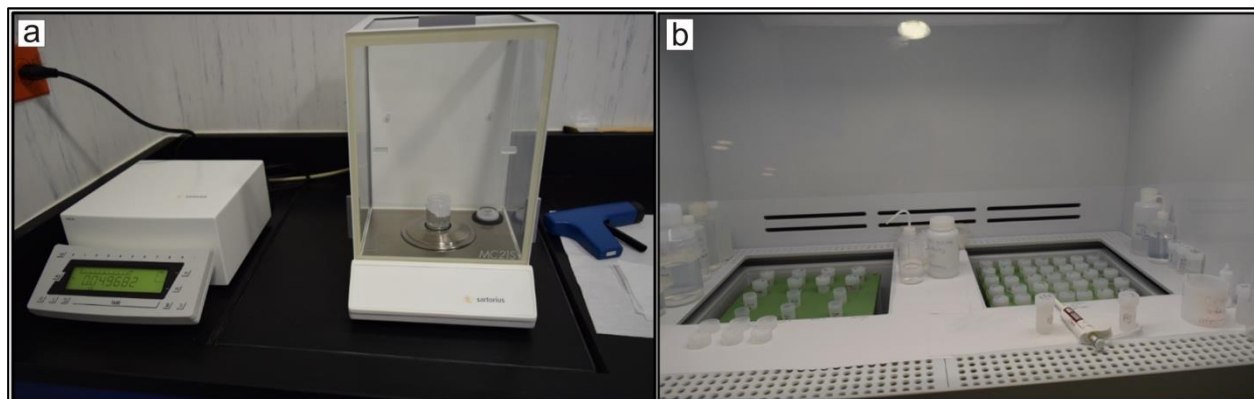


Figura 3.2. (a) Micro balanza de alta precisión a la izquierda con muestra montada (izquierda), pistola anti-estática (derecha). (b) Interior de la campana de extracción con los viales montados, también se muestra la micropipeta con la cual se le añadieron los ácidos del lado derecho de la imagen.

La segunda etapa consistió en el proceso conocido como digestión de roca total en ácidos y consiste en colocar los viales con las muestras previamente pesadas en una campana de extracción de flujo laminar LFE-1200, para después añadirles ácidos INSTRA con una micropipeta (Figura 3.2b).

En el primer día se le colocó a cada vial 1 ml de ácido fluorhídrico concentrado y 0.5 ml de ácido nítrico 8N, y durante la noche se dejaron calentar en una parrilla de cerámica con cubierta de teflón a 100 °C.

En el segundo día los viales se destaparon con la temperatura de la parrilla aún en 100 °C. Al tomar las muestras la apariencia de una pasta blanca se le colocaron 16 gotas de ácido nítrico 16N y se dejó calentando en la parrilla a 100 °C. Una vez que la muestra adquiere nuevamente un aspecto de pasta se le vuelven a agregar 16 gotas de ácido nítrico 16N y se dejó reposando la noche en la parrilla a 100 °C.

En el tercer día se destaparon los viales y se dejaron en la parrilla a 100 °C hasta que las muestras tuvieron una textura de una pasta blanca y no hubo gotas en las paredes de los viales. Después de se colocaron 2 ml de ácido nítrico 8N y se dejaron las muestras reposar una vez más en la parrilla a 100 °C toda la noche.

Una vez terminada la digestión de roca total en ácidos las muestras tuvieron un aspecto de pasta, y se prosiguió a verterlas en un frasco de 125 ml, previamente rotulado con la clave de la muestra correspondiente. Se prosiguió a pesar los frascos con la muestra dentro con una balanza Mettler Toledo para después añadirles 100 g de solución estándar interna.

La solución estándar interna es una solución de ácido nítrico 0.2N que contiene 10ppb de Ge, 5ppb de In, 5ppb de Bi y 5 ppb de Tm. La masa de los elementos que conforman la solución estándar abarca el rango de la masa de los elementos que se pretende analizar (Mori, 2007; Anaya, 2017).

Finalmente se prosiguió a determinar las concentraciones de elementos traza en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la UNAM, mediante una técnica llamada espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo.

3.4 Terminología

Para la nomenclatura de las rocas ígneas piroclásticas identificadas en la zona de estudio, se utilizaron dos esquemas de clasificación, el primero es el esquema de White y Houghton (2006) que a su vez retoma la terminología desarrollada por Fisher (1961) (Figura 3.3, Tabla 3.1), con base en la granulometría de los piroclastos. El otro esquema es el de Branney y Kokelaar (2002) y que se enfoca en las litofacies de las rocas para su nomenclatura, entiéndase litofacies como la combinación de estratificación, tamaño de grano, selección, fábrica y composición (Tabla 3.2). Para la simbología se presentan abreviaciones que consideran los términos en inglés; mientras que, para los nombres de las litofacies, se presentan los términos traducidos.

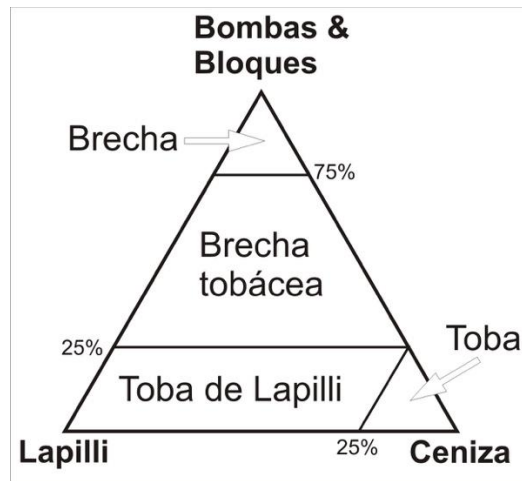


Figura 3.3. Diagrama ternario para nombrar rocas piroclásticas primarias (White y Houghton, 2006). Los bloques son piroclastos de grano grueso angulosos y las bombas son sus equivalentes fluidales.

Tabla 3.1. Terminología para el tamaño de grano de depósitos volcanoclásticos primarios. Modificada de White y Houghton (2006).

Tamaño de Grano (mm)	Deposito volcanoclástico primario	
	No consolidado	Litificado
>1/16	Ceniza extremadamente fina	Toba extremadamente fina
1/16- 1/8	Ceniza muy fina	Toba muy fina
1/8- 1/4	Ceniza fina	Toba fina
1/4- 1/2	Ceniza media	Toba de grano medio
1/2- 1.0	Ceniza gruesa	Toba de grano grueso
1-2	Ceniza muy gruesa	Toba de grano muy grueso
2-4	Lapilli fino	Toba de lapilli fino
4-16	Lapilli medio	Toba de lapilli medio
16-64	Lapilli grueso	Toba de lapilli grueso
<64	Bomba/Bloque	Brecha

Tabla 3.2. Simbología y nomenclatura para la clasificación de litofacies de acuerdo a su disposición y tamaño de grano (Branney & Kokelaar, 2002).

Simbología	Litofacies
<i>mLT</i>	Toba de lapilli masiva
<i>mLT_(nl, ip)</i>	Toba de lapilli masiva con líticos (gradación normal) y pómez (gradación inversa)
<i>mLTf</i>	Toba de lapilli masiva con fabrica direccional
<i>sLT</i>	Toba de lapilli estratificada
<i>dsLT</i>	Toba de lapilli con estratificación difusa
<i>bLT</i>	Toba de lapilli con estratificación delgada
<i>sT</i>	Toba estratificada
<i>//sT</i>	Toba con estratificación paralela
<i>xsT</i>	Toba con estratificación cruzada
<i>//bpL</i>	Pómez (lapilli) con estratificación paralela
<i>lenspL</i>	Lente de pómez (lapilli)
<i>lenspC</i>	Lente de pómez (lapilli grueso)
<i>lenslBr</i>	Lente de brecha rica en líticos
<i>fporrT</i>	Toba pobre en finos
<i>mIBr</i>	Brecha lítica masiva
<i>mscAg</i>	Aglomerado de escoria masivo

4. Geología del área de estudio.

4.1 Estudios previos

En la Figura 4.1 se muestra el mapa geológico de la zona de estudio elaborado por De la Torre y Bonifacio (2016), en donde se puede observar que el área está conformada de sucesiones de rocas sedimentarias cenozoicas en la parte NW del mapa, rocas volcánicas de la Fm. Puerto El Gato presentes en toda el área, así como una serie de afloramientos del Litodema Tepenene (cuerpo intrusivo hipabisal) dispersos en la zona de estudio, en particular en la parte central de la misma.

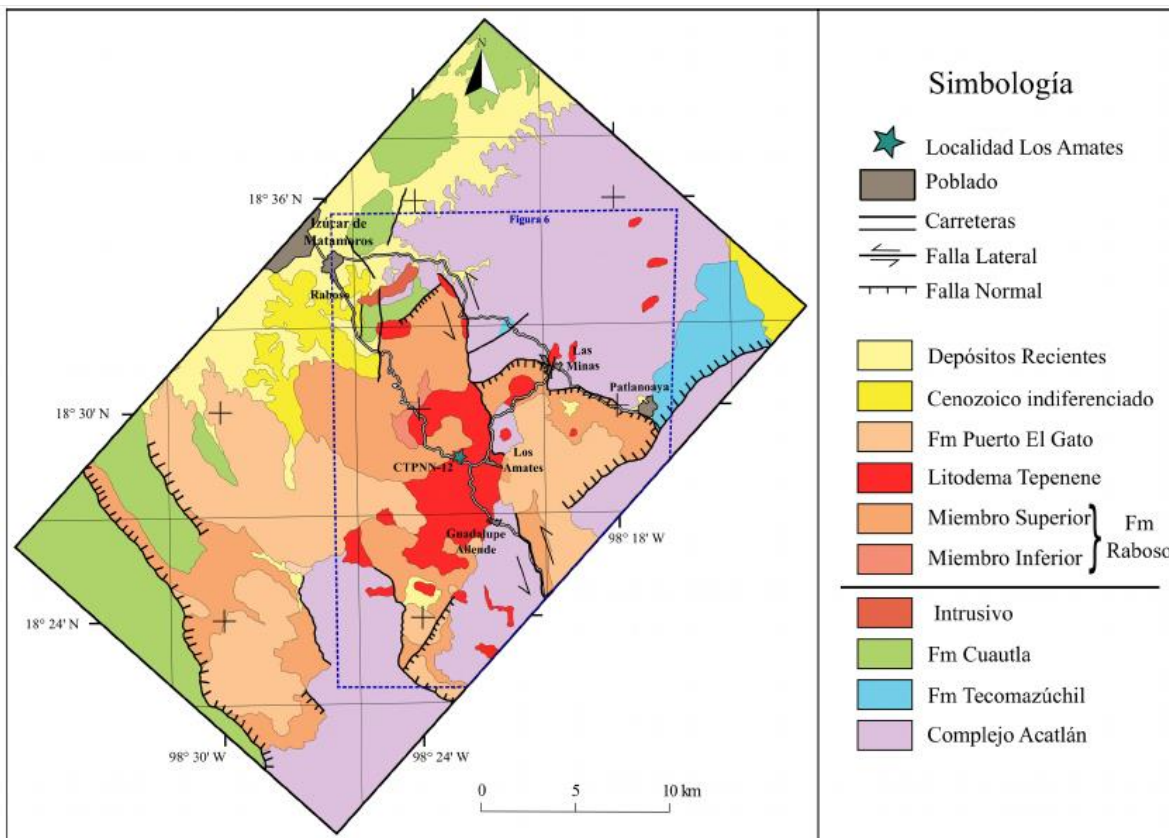


Figura 4.1. Mapa geológico de la zona de El Tepenene. Tomado de De la Torre y Bonifacio, (2016). Este mapa sirvió de base y guía para el trabajo realizado en este proyecto de tesis.

A continuación, se presenta una descripción general de las unidades geológicas que constituyen el área volcánica de El Tepenene tal y como se identifican en el mapa geológico de la Figura 4.1 y en los trabajos previos.

4.1.1 Complejo Acatlán

Ortega-Gutiérrez (1978) define el Complejo Acatlán como la unidad basamental que conforma al Terreno Mixteco, está compuesto mayoritariamente por eclogitas, esquistos verdes, anfibolitas de alta presión y esquistos azules con una edad que corresponde al Paleozoico (Sedlock et al., 1993). El Complejo Acatlán, se encuentra subdividido por los Subgrupos Acateco y Petlalcingo que al mismo tiempo subyacen a las formaciones Tecomate, Matzitzi y Patlanoaya (Sedlock et al., 1993). El subgrupo Acateco se encuentra conformado por la formación Xayacatlán y la suite de Granitoides Esperanza, mientras que el subgrupo Petlalcingo está integrado por las formaciones Cosoltepec, Chazumba y la Migmatita Magdalena (Sedlock et al., 1993).

Por las litologías observadas en el campo, se considera que el Subgrupo que aflora en la Zona de Estudio corresponde en su mayoría al Subgrupo Petlalcingo, y en particular a la Formación Cosoltepec la cual está conformada por esquistos pelíticos de granate y micas, filitas cuarzosas, metapedernal y esquisto calcáreo (Ortega-Gutierrez, 1978).

4.1.2 Formación Tecomazúchitl

Campos-Madrigal et al. (2013) define a la Formación Tecomazúchitl como una sucesión de conglomerado monomítico, arenisca y limolita que en la base está conformada por conglomerado monomítico de rocas metamórficas, intercalado con sublitarenita y subarcosa, y hacia la cima de la unidad la litología cambia a limolita. Esta formación presenta además estratos gruesos y estratificación cruzada y es común observar nódulos de óxidos de hierro.

La Formación Tecomazúchitl aflora en la parte oriente del área de estudio, encontrándose su localidad tipo entre los poblados de Acatlán, Puebla y Yosocuta, Oaxaca, en la cual su espesor es de 457 m, mismo espesor que se adelgaza hacia el sudeste (Campos-Madrigal et al. 2013).

4.1.3 Formación Cuautla

Esta aflora al poniente del área de estudio, y es una sucesión de calizas depositadas durante el Cenomaniano tardío, cuyo espesor alcanza los 750 m (Fries, 1960). Consiste en tres facies principales: 1) una sucesión gruesa de capas de calizas de estratificación mediana a gruesa en facies de banco calcáreo, similar a la Formación Morelos, pero con diferente biota; (2) otra sucesión más delgada de capas de calizas laminadas

de estratificación delgada a mediana y, por último, (3) una sucesión muy delgada de capas de caliza intraclásticas y bioclásticas con estratificación delgada a mediana. Descripciones más recientes (Hernández-Romano, 1999) presentan a la Formación Cuautla compuesta de dos facies representadas por los miembros Huitziltepec (basal) y Zotoltilán (superior). El miembro Huitziltepec consiste en *packstone-grainstones* con intercalaciones de *floatstone-rudstones*. De acuerdo con la descripción se le puede asociar a la tercera facies descrita por Fries (1960). El miembro Zotoltilán está conformado por calizas arcillosas nodulares intercaladas con lutitas calcáreas, y lutitas con abundantes fósiles de mar abierto (Hernández-Romano, 1999). La edad asignada a la formación es de Cenomaniano tardío con base en la evidencia fósil encontrada en las calcarenitas del miembro Huitziltepec (Hernández-Romano, 1999).

4.1.4 Formación Raboso

Hernández Marmolejo (2017) define a la Formación Raboso como una sucesión clástica, conformada en su totalidad por conglomerados con una matriz arenosa color rojo. Esta se conforma de dos miembros cuyas diferencias radican en la composición y el tamaño de los clastos. El miembro basal aflora en un área relativamente pequeña y está en contacto con el Litodema el Tepenene, los clastos que conforman al conglomerado son cuarzo lechoso de tamaños que van de 1 a 6 cm, la matriz es arenosa y de color rojo. El miembro superior tiene un espesor mayor y al mismo tiempo un área de afloramiento más extensa, los clastos se conforman principalmente de caliza tipo *mudstone* y *packstone*, con tamaños que oscilan entre los 2 y los 50 cm. Aunque en menor proporción, los clastos también son de cuarzo lechoso, pedernal, arenisca e ígneos. La matriz es similar a la del miembro basal. Los lentes arenosos son una característica común de ambos miembros. De acuerdo con la relación de corte con el litodema el Tepenene, se ha establecido que la edad de esta formación corresponde al Eoceno tardío (Hernández-Marmolejo, 2017).

4.1.5 Formación Puerto el Gato

Esta formación ha sido denominada de diversas formas, inicialmente fue considerada como Unidad El Gato (Rodríguez-Torres, 1970), parte de la Formación Amatitlán (Calderón-García, 1956). Posteriormente, España-Pinto (2001) la describió a la Unidad El Gato como una sucesión volcanoclástica. Más recientemente, se denomina a la secuencia volcanoclástica expuesta en el puerto El Gato sobre la carretera 190 entre Izúcar de Matamoros y Tehuiztzingo, como Formación Puerto El Gato y parte del Grupo Tehuiztzingo (Silva-Romo, 2010; De la Torre-González y Bonifacio-Serralde, 2016; Silva-Romo et al., 2018). Dicha secuencia consiste, de la base hacia la cima, de tobas, brechas piroclásticas soldadas, depósitos piroclásticos brechoides, con

pómez. Hacia la cima, se encuentra un paquete de estratos laháricos bien consolidados. Características comunes en esta formación es la presencia de meteorización esferoidal, así como una coloración en tonos pálidos de verde, rosa y amarillo (Silva-Romo, 2010). En el puerto El Gato, el espesor es de 749 m (España-Pinto, 2001; Silva-Romo, 2010). Se ha interpretado que la secuencia representa un paquete de flujos de bloques y ceniza e ignimbritas (Silva-Romo et al., 2010). Rocas volcánicas parte de esta secuencia también han sido denominadas como Formación Tepexco (Fries y Rincón-Orta, 1965; Silva-Romo et al., 2018). De acuerdo con un fechamiento U-Pb de zircones se determinó una edad de 29.96 ± 0.48 Ma (Silva-Romo et al., 2018) correspondiente al Oligoceno temprano.

4.1.6 Litodema Tepenene

Este cuerpo ha sido estudiado previamente por diversos autores y ha tenido distintas nomenclaturas a lo largo del tiempo. Ha sido denominado Granodiorita Tepenene (Rodríguez Torres, 1970); Pórfido Tepenene (Sabanero-Sosa et al., 1996); Litodema Tepenene (granodiorita, De la Torre Bonifacio, 2016) y Pórfido Tepenene (hipabisal dacítico, Silva-Romo, 2018). Ha sido descrito como un cuerpo intrusivo hipabisal, con característica meteorización esferoidal y diaclasas distribuidas en numerosas apófisis del cuerpo ígneo (Rodríguez Torres, 1970). También se ha descrito como un tronco de coloración gris verdoso y textura porfídica, que presenta fenocristales de plagioclasa y cuarzo, en mesostásis afanítica (Sabanero-Sosa et al., 1996). Igualmente se ha caracterizado como un conjunto de cuerpos intrusivos con el carácter de litodema (un cuerpo intrusivo de homogeneidad lítica) formado por cuerpos con textura porfídica con morfologías elongadas y elípticas de orientaciones preferenciales NE-SW y con fenocristales de cuarzo, feldspatos embebidos en una matriz afanítica de color gris verdoso (De la Torre y Bonifacio, 2016). Finalmente, Silva-Romo et al. (2018) lo describen como un cuerpo hipabisal dacítico, emplazado en forma de diques con orientaciones preferenciales E-W, en múltiples pulsos, con cristales de oligoclasa, anfíbol y biotita en una matriz microcristalina gris verdoso. Se han reportado edades U-Pb de circones de 32.1 ± 0.51 Ma y 31.2 ± 1.3 Ma (Silva-Romo et al., 2018) para esta unidad.

4.2 Estratigrafía volcánica del sector poniente de la zona volcánica de El Tepenene

En esta sección se muestran el mapa geológico (Figura 4.2), columnas estratigráficas (Figuras 4.3, 4.5) descripciones litológicas y fotografías de campo (Figuras 4.4, 4.6, 4.7) de cada unidad. En el siguiente capítulo (Capítulo 5) se presentan las descripciones petrográficas.

4.2.1 El Carmen (Figura 4.3)

Unidad Carmen-A.

Sobreyaciendo a la formación Raboso (Subsección 4.1.1), se encuentra un pequeño afloramiento de una roca ígnea afanítica máfica correspondiente a la unidad Carmen A (Tep-60, Tep-61, Tep-62). Consiste en una roca coherente de color rojizo a verdoso y una marcada y característica meteorización esferoidal. Se trata de una roca esencialmente afírica (sin fenocristales), con 95% de matriz afanítica y 5% de fenocristales. Los fenocristales son de anfíbol en forma anédrica, de 2-3 mm, que se encuentran oxidados y se ven rojizos. La matriz es afanítica, oscura, muy pobre en vesículas (<1mm). La alteración es muy marcada, se aprecian múltiples y abundantes fracturas delgadas rellenas de hematita y clorita, además de que la matriz se ve rojiza, café y verdosa. Los fenocristales están afectados por óxidos de Fe y se ven de color rojo. También se aprecian delgadas vetillas de calcita afectando a toda la roca. Todo esto en conjunto con el marcado intemperismo esferoidal (Figura 4.4a). El nombre de campo asignado a esta roca es de una *lava intermedia*, aunque como se verá en el Capítulo 6, un análisis geoquímico determinó que se trata de una *andesita*.

Unidad Carmen-B.

Cubriendo a la andesita de la unidad Carmen-A se encuentra una roca ígnea piroclástica rica en ceniza y lapilli y pobre en bloques correspondiente a la unidad Carmen B (Tep-13). Es una roca compuesta del 82% de una matriz de ceniza muy fina, color beige con tonalidades rosadas y con una cantidad de cristales de biotita de subédricos a anédricos de aproximadamente 15% de abundancia y con tamaños de 0.25 – 1.5 mm. Una cantidad de feldespato de subédricos a anédricos que oscila el 3% y con tamaños de 0.12 – 0.5 mm. También presenta una pobre cantidad de cuarzo. De tamaño fino (<1 mm). En términos de la granulometría de sus clastos, se trata de una *toba muy fina* (White y Houghton, 2006; Figura 4.3). En cuanto a la litofacies, debido a que su granulometría promedio se encuentra en el rango de la ceniza, está mal seleccionada, no presenta estratificación o alguna orientación preferencial linear o planar, se trata de una *toba de lapilli masiva* (Branney y Kokelaar, 2002).

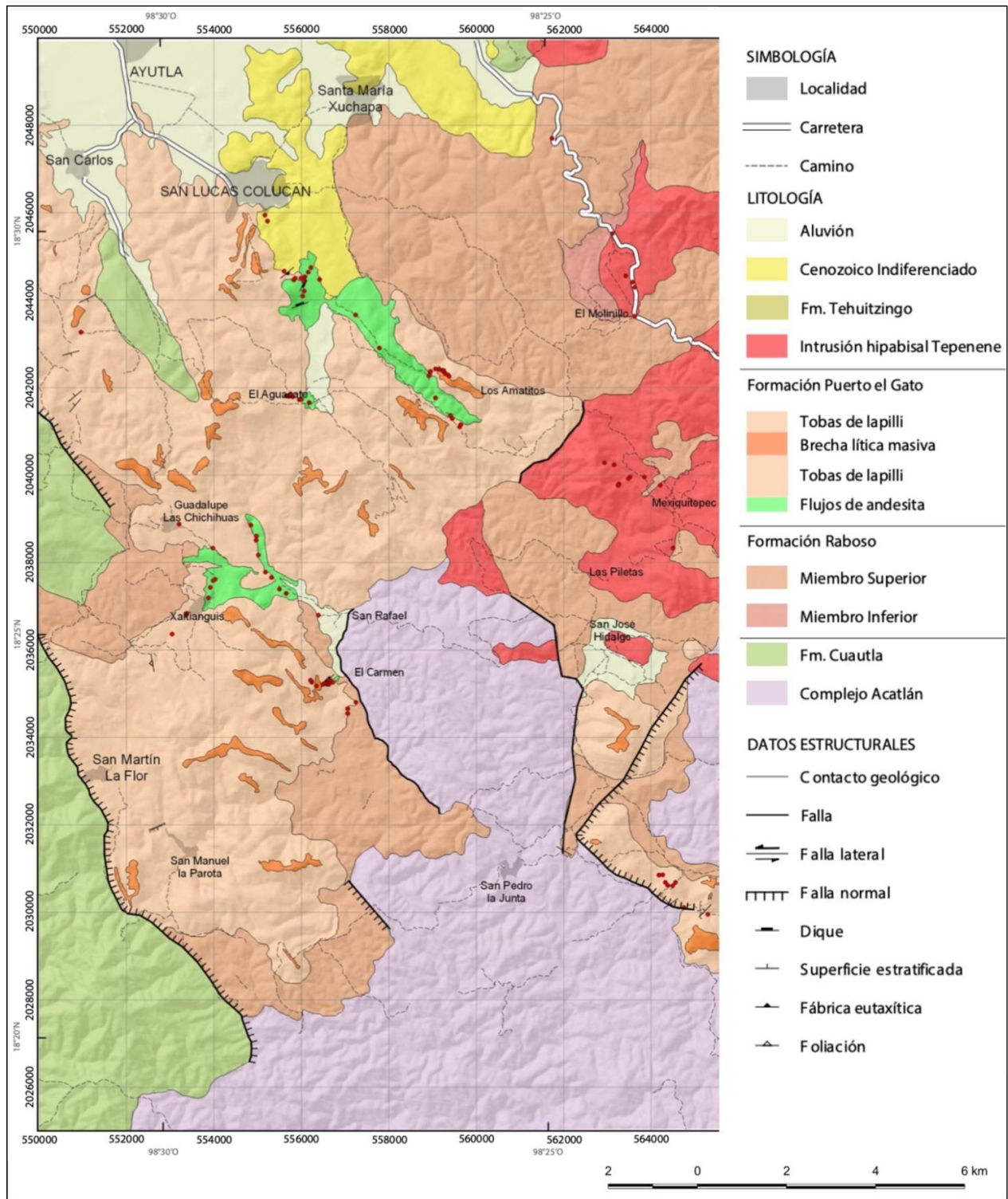


Figura 4.2 Mapa geológico del área de estudio. Los puntos rojos indican las zonas donde se realizaron descripciones y recolectaron muestras. Modificado de De la Torre-González y Bonifacio-Serralde, (2016).

Unidad Carmen-C.

Por encima de la toba de la unidad Carmen-B, se encuentra un depósito (TEP-10) dominado por bloques de fragmentos líticos que constituyen un 80% del depósito (Figura 4.4b). Los bloques alcanzan tamaños de hasta 70 cm y son redondeados y subredondeados, aunque también es posible encontrar algunos angulosos y de formas irregulares. Los bloques son de rocas ígneas porfiríticas presentando una cantidad abundante de fenocristales de feldespatos (de hasta 4mm) junto con una cantidad menor de ferromagnesianos de grano más fino y que son interpretados como fragmentos de basalto-andesita. El depósito tiene un carácter monomítico, ya que todos los fragmentos de roca son de basalto-andesita. La matriz de la roca que rodea a los bloques es de ceniza fina a media, representa el 20% del depósito, tiene un color rojizo característico y está compuesta por fragmentos líticos y cristales de feldespato anédricos de tamaños que varían de ceniza media a gruesa (15%) a lapilli medio (5%). El depósito es rico en bloques y pobre en matriz, aunque presenta niveles en que está soportado por matriz y en otros soportado por los clastos. El color rojizo es producto de una oxidación principalmente de la matriz. Granulométricamente se trata de una *brecha piroclástica* (White y Houghton, 2006; Figura 4.3). Los bloques llegan a exceder la decena de cm y son generalmente de angulosos a subredondeados, con una matriz mal seleccionada que puede variar de tamaños de ceniza a tamaños de lapilli, adicionalmente no presentan algún indicio de estratificación o de una orientación lineal o planar en los elementos que conforman la roca. Por lo que, en términos de litofacies, se trata de una *brecha lítica masiva* (Branney y Kokelaar, 2002).

Unidad Carmen-D.

Cubriendo a la brecha de la unidad Carmen-C, se encuentra una roca piroclástica (TEP-12) conformada de una matriz verdosa de ceniza fina que conforma el 25-30% de la roca (Figura 4.4c). La matriz contiene cristales de minerales ferromagnesianos y feldespatos de tamaños similares de ceniza gruesa a lapilli fino (0.5 - 2 mm) siendo la mayoría del tamaño de lapilli fino. También contiene fragmentos líticos oscuros del tamaño de lapilli fino a grueso. Probables fragmentos de pómez se observan alargados, delgados y atenuados (1-3 cm). Principalmente soportado por la matriz, el depósito contiene fragmentos líticos (70%) del tamaño de bloques (2-60 cm) de diferentes características litológicas. Se identificaron 3 familias principales de clastos; clastos de color verde pálido, los cuales son más abundantes que el resto de los clastos, son alargados y redondeados y suelen presentar un mayor tamaño; clastos color gris con tonalidades verdosas, que son fíricos y tienen abundantes cristales de feldespato y de minerales

ferromagnesianos; clastos color rojo, que tienen virtualmente las mismas características de los clastos color gris, por lo que se asume que se tratan de la misma litología pero alterada por oxidación. Se interpreta a todos los fragmentos líticos como fragmentos de andesita. Bajo el esquema de clasificación de White y Houghton (2006), el depósito es una *brecha tobácea* (Figura 4.3). El depósito está compuesto por clastos del tamaño de bloques que son generalmente angulosos a subredondeados, en una matriz mal seleccionada de granulometría variable (tamaños de ceniza a tamaños de lapilli), y adicionalmente no presentan algún indicio de estratificación o de una orientación lineal o planar en los elementos que la conforman. De hecho, en algunas porciones el depósito es soportado por clastos y en otras por matriz. En términos de litofacies se trata de una *toba de lapilli masiva rica en líticos* con variaciones caóticas a *brecha lítica masiva* (Branney y Kokelaar, 2002).

Unidad Carmen-E.

Por encima de la brecha tobácea de la unidad Carmen-D, aflora un depósito rico en fragmentos líticos (50-80%) (TEP-65), con matriz (50-20%) de color rojizo (Figura 4.4d). En algunas porciones el depósito es matriz-soportado, pero en algunas otras es clasto-soportado. La matriz es rojiza, formada por fragmentos del tamaño de ceniza gruesa a lapilli fino, incluyendo cristales de feldespatos (1-2 mm), ferromagnesianos (1 mm) y menor cantidad de cuarzo (<1 mm); así como fragmentos líticos oscuros del tamaño de lapilli fino. Los fragmentos líticos (2-50 cm) observados son de andesitas con fenocristales de anfíbol y feldespatos; así como de fragmentos de tobas con biotita. En términos de su granulometría el depósito piroclástico representa una variación entre *brecha tobácea* y *brecha piroclástica* (White y Houghton, 2006) (Figura 4.3). Al no presentar estratificación clara o una fábrica direccional, se trata de una variación de la litofacies de *toba de lapilli masiva rica en líticos* a la de *brecha lítica masiva* (Branney y Kokelaar, 2002).

Unidad Carmen-F

Sobreyaciendo concordantemente a la unidad Carmen-E se encuentra una roca fragmentaria rica en lapilli y ceniza, moderadamente lítica caracterizada por un elevado número de oquedades (TEP-66) (Figura 4.4e). Está compuesta por granos líticos subredondeados y tanto el tamaño de los granos como el tamaño de las oquedades son similares y varían de ceniza gruesa (25%) a lapilli medio (70%) (2 mm - 2 cm) por lo que se asume que las oquedades son resultado de la caída de los granos. Adicionalmente, también presenta minerales ferromagnesianos oxidados de hábito tabular del tamaño de ceniza muy gruesa (1 mm) y feldespatos subédricos de tamaño similar, entre ambos minerales componen alrededor de un 5%. El

depósito es una *toba de lapilli* (White y Houghton, 2006) (Figura 4.3). Las características de esta unidad se ajustan a las características que Branney y Kokelaar (2002) describe para las litofacies de *toba de lapilli masiva moderadamente rica en líticos*, debido a que su granulometría se encuentra en el rango de la ceniza/lapilli, está mal seleccionada, no presenta estratificación o alguna orientación preferencial linear o planar.

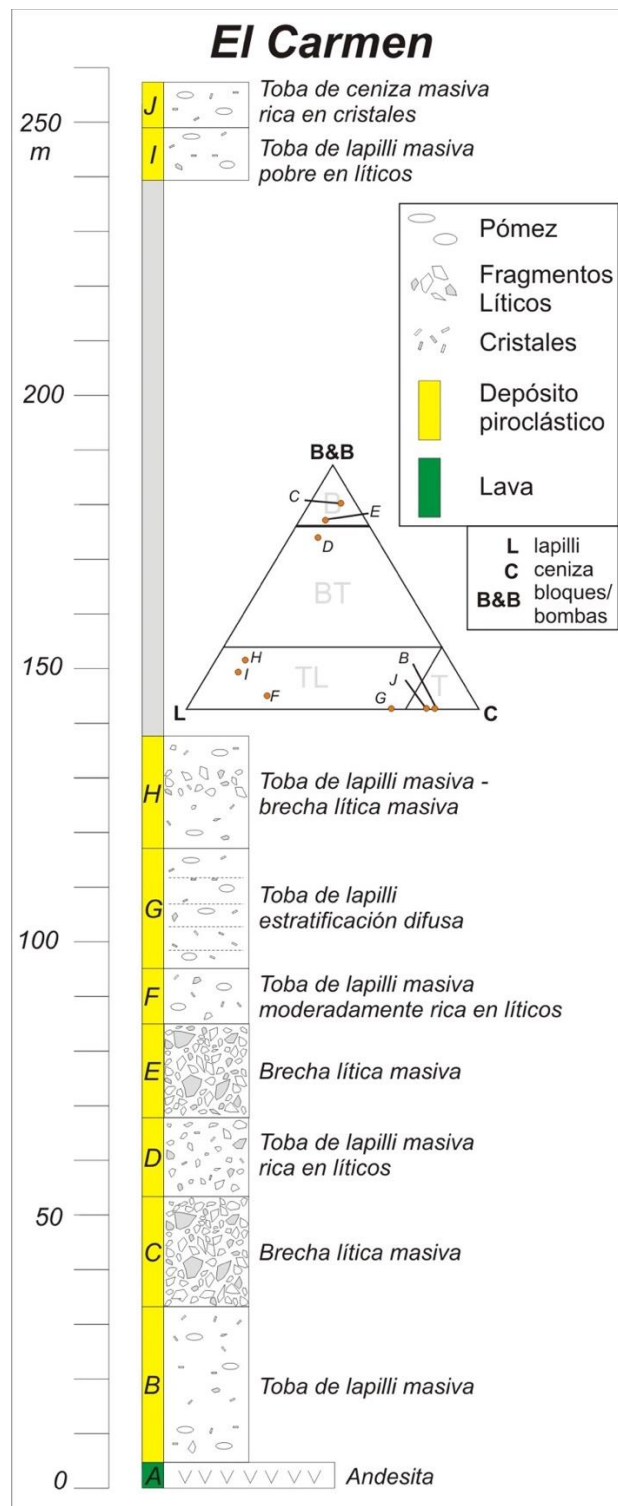


Figura 4.3 Columna estratigráfica de la zona de El Carmen.

Unidad Carmen-G.

Esta unidad está caracterizada por la muestra TEP-67, se trata de una roca piroclástica de color gris con tonalidades rosadas, rica en fragmentos del tamaño del lapilli (30%) y ceniza (70%) que sobreyace a la unidad Carmen-F. Está compuesta por abundantes cristales de minerales ferromagnesianos que son de subédricos a anédricos y de un tamaño promedio de ceniza muy gruesa (2 mm), así como cristales de feldespato de un tamaño similar (Figura 4.4f). Sin embargo, es destacable la presencia de cristales del tamaño de lapilli fino (15%). Al mismo tiempo, la roca es rica en pómez (15%) de tamaño de lapilli grueso, que se encuentra atenuada, indicando que el depósito está soldado. La orientación de los fragmentos de pómez define una textura eutaxítica de rumbo N 35°E y con echado de 15° SE. En términos de su granulometría el depósito piroclástico representa una *toba de lapilli* (White y Houghton, 2006) (Figura 4.3). Debido a que su granulometría se encuentra en el rango de la ceniza/lapilli, está mal seleccionada, y presenta una estratificación resaltada por la textura eutaxítica, se trata de una litofacies de *toba de lapilli con estratificación difusa* (Branney y Kokelaar, 2002).

Unidad Carmen-H.

Cubriendo en forma concordante a la unidad Carmen-G, se ubica un depósito moderadamente rico en clastos de fragmentos líticos gruesos (20%), con matriz (80%) de lapilli y ceniza, soportado por matriz y en algunas zonas por clastos (TEP-68) (Figura 4.4g). La matriz es de tonalidades verdosas y rojizas y está compuesta de cristales de feldespato (5%) y de biotita (2%) subédricos, de tamaños de lapilli medio, así como de fragmentos líticos de tamaño de ceniza media (8%). Los fragmentos líticos del tamaño de bloques son de subangulosos a subredondeados y consisten en tobas con cristales de feldespato, anfíbol y algo de cuarzo; también hay fragmentos oxidados que parecen ser de lava máfica ricos en fenocristales de plagioclasa. En cuanto a su granulometría, el depósito se trata de una *toba de lapilli* con variaciones a *brecha tobácea* (White y Houghton, 2006) (Figura 4.3). Tomando en cuenta que el depósito no presenta estratificación clara o una fábrica direccional, se trata de una facies de *toba de lapilli masiva* que varía a *brecha lítica masiva* (Branney y Kokelaar, 2002).

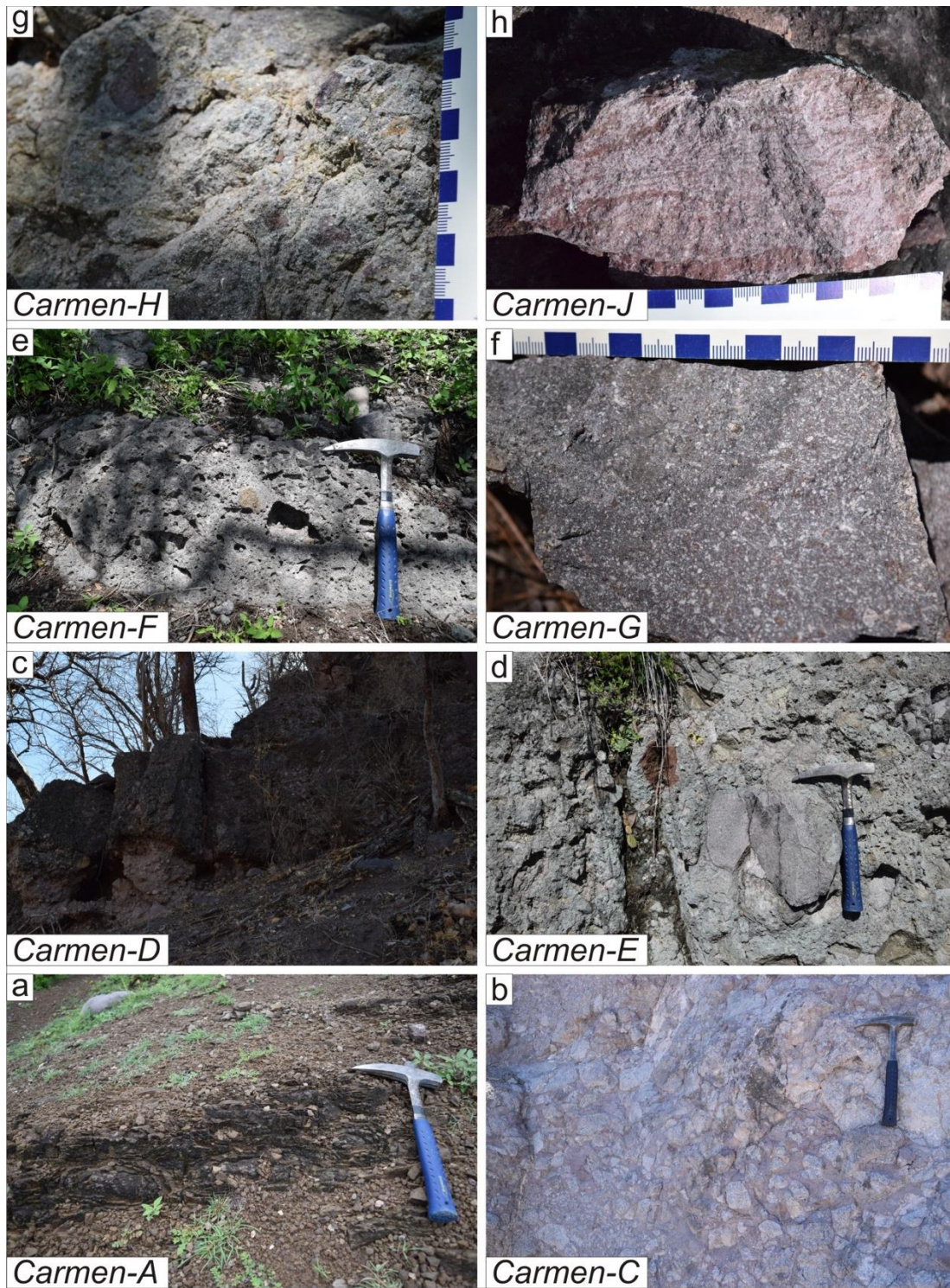


Figura 4.4 Fotos de campo en la localidad de El Carmen. (a) Intemperismo esferoidal en lava andesítica. (b) Brecha lítica masiva. (c) Afloramiento de toba de lapilli masiva. (d) Detalle de brecha lítica masiva. (e) Afloramiento de ignimbrita oquerosa. (f) Detalle de textura de toba de lapilli. (g) Afloramiento de brecha lítica masiva, (h) Detalle de toba con textura fluidal.

Unidad Carmen-I.

Entre la unidad Carmen-H y Carmen-I no hay afloramientos ya que están cubiertos por vegetación y numerosos cantos rodados de tobas de lapilli tanto pobres como ricas en líticos, así como brechas tobáceas, cubriendo una distancia vertical de aproximadamente 80 m. Por encima de la zona sin afloramientos, se encuentra el depósito de la unidad Carmen-I, que consiste de un depósito dominado por lapilli y ceniza (85%) con bloques de fragmentos líticos (15%) (TEP-70). De acuerdo con su granulometría, el depósito es una *toba de lapilli* (White y Houghton, 2006) (Figura 4.3). Los bloques son fragmentos que llegan a exceder la decena de cm y que son generalmente de angulosos a subredondeados de rocas ígneas porfídicas ricas en fenocristales de plagioclasa. Debido a que el depósito no presenta algún indicio de estratificación o de una orientación lineal o planar en los elementos que lo conforman se trata de una litofacies *de toba de lapilli masiva pobre en líticos* (Branney y Kokelaar, 2002).

Unidad Carmen-J.

Representa la parte superior de la columna estratigráfica de esta zona (TEP-72) y se trata de una roca formada esencialmente de ceniza y lapilli, que corresponde a una *toba de ceniza* bajo el esquema de clasificación de White y Houghton (2006) (Figura 4.3). Contiene cristales de minerales ferromagnesianos de subédricos a anédricos de tamaño de lapilli fino y cuya mayoría son biotita y anfíboles y que representan un total del 15% de la muestra, también contiene feldespatos que varían en tamaño de ceniza media a ceniza gruesa (0.2 – 1mm) y que representan alrededor del 2% de la muestra. El resto de la roca presenta un aspecto de grano muy fino, vítreo y con flujo bandeado (Figura 4.4h) en la que los cristales se encuentran embebidos. Las características de esta unidad se ajustan a las características que Branney y Kokelaar, (2002) describen para las litofacies de *toba de ceniza masiva rica en cristales* debido a que su granulometría se encuentra en el rango de la ceniza/lapilli, está mal seleccionada, no presenta estratificación o alguna orientación preferencial lineal o planar.

4.2.2 Xaltianguis (Figura 4.5)

Unidad Xaltianguis-A.

En la zona de Xaltianguis, en la base de la columna de rocas volcánicas, se encuentran varios afloramientos de lava de composición intermedia (TEP-77, TEP-85) (Figura 4.6a). Esta unidad presenta una textura porfídica variable de fenocristales (5-10-15%) en una matriz afanítica oscura. Se observan fenocristales de anfíbol euédricos de tamaño fino a medio notablemente afectados por oxidación y cristales euédricos de plagioclasa de tamaño fino a medio. La roca presenta una característica alteración que provoca una coloración de rojiza a verdosa, además de un intenso fracturamiento e intemperismo esferoidal que en algunos afloramientos es más marcado que en otros. Las fracturas están resaltadas por rellenos delgados de hematita y clorita. El nombre de campo asignado a esta roca es de una *lava intermedia*, aunque como se verá en el Capítulo 6, un análisis geoquímico determinó que se trata de una *andesita*.

Unidad Xaltianguis-B.

Cubriendo a la andesita de la Unidad Xaltianguis-A se encuentra una roca piroclástica rojiza, rica en ceniza que por su granulometría se clasifica como una *toba* (TEP-76) (White y Houghton, 2006) (Figura 4.5). Es una roca masiva y muy dura, lo que muestra su alto grado de soldamiento. No contiene fragmentos líticos de ningún tamaño, contiene un escaso contenido de fragmentos de pómez del tamaño de lapilli muy alargada, lo que también indica el alto grado de soldamiento. Contiene cristales (3%) de feldespato y de algún mineral ferromagnesiano, muy remplazados por hematita. El color rojizo (Figura 4.6b) de la toba puede deberse a una hematización general de la roca. Las características de esta unidad se ajustan a las características de la litofacies de *toba de ceniza masiva pobre en cristales* (Branney y Kokelaar, 2002), debido a que su granulometría se encuentra en el rango de la ceniza/lapilli y no presenta estratificación o alguna orientación preferencial linear o planar.

4.2.3 El Aguacate (Figura 4.5)

Unidad Aguacate-A.

En el pequeño poblado de El Aguacate, existe otro afloramiento masivo (Figura 4.6c) de lava intermedia TEP-54, de textura porfídica, aunque muy pobre en fenocristales (1-2 %) con una matriz afanítica pobremente vesicular. Los fenocristales de tamaño fino son de plagioclasas y algunos anfíboles. Como en otros afloramientos de lava intermedia, la unidad presenta una típica coloración rojiza causada por una hematización irregular, que le da un aspecto pseudo fragmentario. Múltiples fracturas rellenas de calcita

forman vetillas con halos rojizos afectan a la roca; así como un Intemperismo esferoidal que está pobremente desarrollado pero presente. Cuando la roca se ve más fresca es oscura. Como se verá en el Capítulo 6, con un análisis geoquímico se determinó que se trata de una *andesita*.

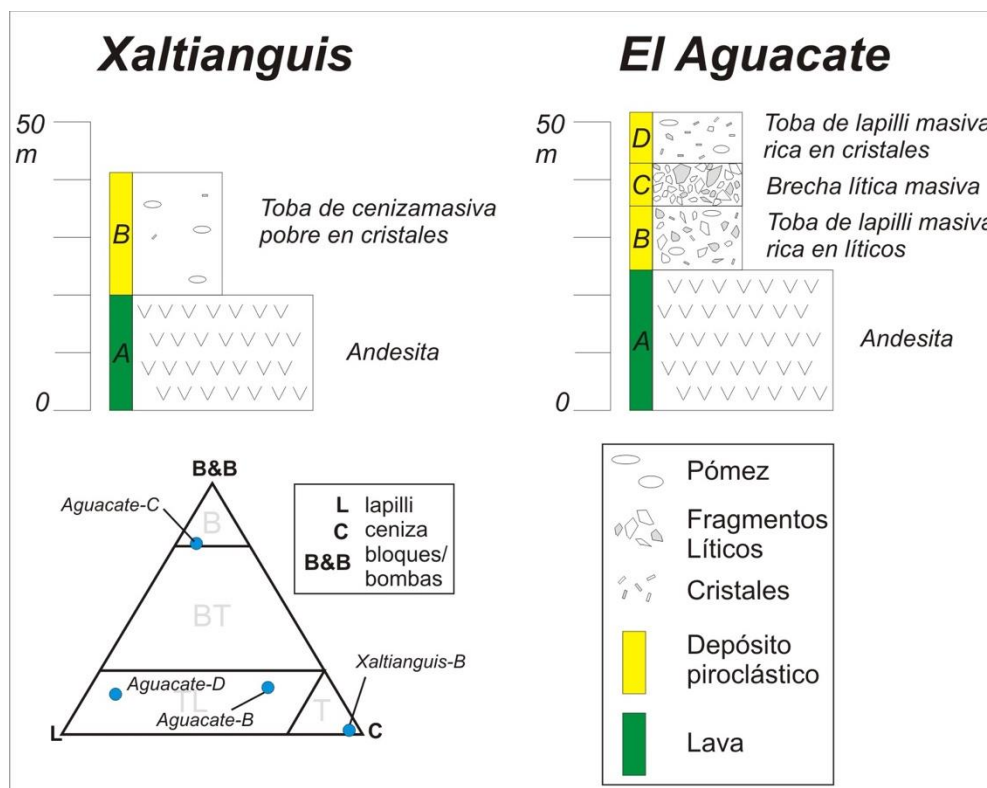


Figura 4.5 Columnas estratigráficas de las zonas de Xaltianguis y El Aguacate

Unidad Aguacate-B.

Cubriendo a la unidad Aguacate-A se encuentra una roca piroclástica (TEP-48) rica en lapilli y ceniza que granulométricamente se clasifica como una *toba* (White y Houghton, 2006) (Figura 4.5). El depósito es relativamente rico en fragmentos líticos (5-10%) y cristales (10%). Los líticos son andesíticos; la mayoría son rojizos, angulosos a subangulosos, de finos a gruesos (5 mm-2 cm) y contienen fenocristales de feldespatos. Otros fragmentos líticos son oscuros a verdosos, angulosos a subangulosos, de tamaño fino a grueso (hasta 2 cm), con fenocristales de plagioclasa. Los fragmentos de cristales son de feldespato (5 %), subédricos, finos a medios (2-5 mm). También están presentes anfíboles (3%), euédricos, finos a medios (2-4 mm), oxidados; así como biotita subédrica (2%), fina a media (2-5 mm), alterada (oxidación). Debido a que su

granulometría se encuentra en el rango de la ceniza/lapilli, está mal seleccionada, no presenta estratificación o alguna orientación preferencial linear o planar, le corresponde una facies de *toba de lapilli masiva, rica en líticos* (Branney y Kokelaar, 2002).



Figura 4.6 Fotos de campo de las zonas de Xaltianguis y El Aguacate. a) Afloramiento de lava andesítica. (b) Afloramiento de toba de ceniza masiva. (c) Afloramiento masivo de lava andesítica. (d) Contacto entre brecha lítica masiva (abajo) y toba de lapilli (arriba).

Unidad Aguacate-C.

Cubriendo a la unidad Aguacate-B se encuentra un depósito (TEP-49) rico en fragmentos líticos (>50%), de tamaños variables desde lapilli a bloques (1-20 cm) (Figura 4.6d). Dichos fragmentos están envueltos en una matriz de lapilli/ceniza, aunque el depósito es en general soportado por clastos. Algunos (2 %) cristales del tamaño de lapilli fino-medio de feldespatos y anfíboles están dispersos en la matriz. Granulométricamente,

el depósito piroclástico se trata de una *brecha piroclástica* (White y Houghton, 2006) (Figura 4.5). Los líticos parecen ser fragmentos tobas con cristales de feldespato y anfíbol. Debido a que la roca está compuesta por clastos del tamaño de bloques que llegan a exceder la decena de cm y que son generalmente de angulosos a subredondeados, a que está mal seleccionada y que adicionalmente no presenta algún indicio de estratificación o de una orientación lineal o planar en los elementos que la conforman, se trata de una facies de *brecha lítica masiva* (Branney y Kokelaar, 2002).

Unidad Aguacate-D.

Cubriendo a la unidad Aguacate-C se encuentra un depósito piroclástico (TEP-49b) (Figura 4.6d) de color gris claro verdoso que granulométricamente se trata de una *toba de lapilli* (White y Houghton, 2006) (Figura 4.5), ya que está dominado por ceniza. El depósito es masivo y rico en cristales (15-20%) con tamaños variables de ceniza a lapilli y hacia la base es rico en fragmentos líticos de tamaño variable entre lapilli y bloques. Los cristales son de feldespatos (10%) euédricos a subédricos, <1-5mm; de biotita (2%) euédricos, <1-3-5mm; de anfíbol (<1%) acicular, <1-4mm y en menor medida de cuarzo (<<1%) anédrico, 2mm. El color verdoso del depósito puede deberse a una cloritización. Debido a que su granulometría se encuentra en el rango de la ceniza/lapilli, está mal seleccionada, no presenta estratificación o alguna orientación preferencial lineal o planar, se trata de una facies de *toba de lapilli masiva rica en cristales* (Branney y Kokelaar, 2002).

4.2.4 Intrusivo hipabisal Tepenene (Figura 4.7)

En la zona central de la zona volcánica de El Tepenene se localizan la mayoría de los afloramientos del intrusivo hipabisal Tepenene (Figura 4.2). Se describen tres puntos de control donde se observó dicha unidad.

Tepenene-A

Esta unidad se trata de una roca coherente (no fragmentaria), de textura porfídica, con 15-20 % de fenocristales embebidos en una matriz (75-80 %) de grano fino a medio (TEP-02). Es notable un color verde claro a lo largo de todos los afloramientos de esta unidad. Los afloramientos son masivos (Figura 4.7a, f) con un marcado fracturamiento vertical además de en otras direcciones, en algunas zonas se observa que

los planos verticales son planos de falla. La mineralogía de los fenocristales incluye feldespatos (plagioclasas y feldespatos alcalinos), biotita, anfíbol y algo de cuarzo. Los feldespatos son euédricos a subédricos, de tamaño medio a grueso y con un 15 % de abundancia. La biotita es euédrica a subédrica, de tamaño medio a grueso y con abundancia de 2 %. Los cristales de anfíbol son euédricos a subédricos, alargados, varían de tamaño de fino a medio con una abundancia del 2 %. El cuarzo es menos abundante (<1 %), de forma redondeada anédrica y de tamaño fino (Figura 4.7b, c). En el contacto de la unidad Tepenene con la Formación Raboso se observa como el cuerpo intrusivo forma pequeños diques y venas dentro de la unidad clástica. Esto a veces se aprecia como una brecha en la que hay clastos de la unidad Raboso embebidos en el magma solidificado del intrusivo formando xenolitos. El contacto también se caracteriza por una alteración arcillosa. Con base en su mineralogía, textura y sus relaciones de corte, la roca se trata de un *intrusivo dacítico*.

Tepenene-B

La unidad tiene el aspecto usual de color verde claro, de textura porfídica, con una cantidad de fenocristales entre 10 a 20 % en una matriz de grano fino a medio (80-90 %) (TEP-101). Los fenocristales incluyen feldespatos (plagioclasa y feldespato alcalino), biotita, anfíbol y cuarzo. Los feldespatos (8%) son de grano medio a grueso (1mm-1cm), euédricos a subédricos. La biotita (1 %) es de grano medio a grueso (1-5 mm). Los anfíboles (1-3 %) son de tamaño fino a medio (1-2 mm hasta 5 mm), tienen forma fibrosa y acicular, están notablemente oxidados. Los cristales de cuarzo (2-3 %) son redondeados, de tamaño fino en general pero algunos cristales llegan a ser de tamaño grueso (hasta 5mm). La matriz es cristalina y varía entre grano fino a medio en la que se pueden Tepenene: observar microlitos de feldespato con la lupa. El contacto con esquistos del complejo Acatlán (Figura 4.7d), es abrupto, ondulado, vertical (163/90; Rumbo/Echado), semi paralelo a la foliación del esquisto, con aspecto de brecha en algunas zonas. Con base en su mineralogía, textura y sus relaciones de corte, la roca se trata de un *intrusivo dacítico*.

Tepenene-C

La unidad, en esta localidad, tiene el color verde claro característico, con textura porfídica y algo de intemperismo esferoidal (TEP-21) (Figura 4.9e). Los fenocristales de feldespato (10 %) son subédricos a euédricos, de tamaño medio a grueso; los de anfíbol (3 %) son euédricos de tamaño fino a medio; los de cuarzo (2 %) son redondeados y subédricos, de tamaño fino y los de biotita (1 %) son euédricos a subédricos

y de tamaño medio a fino. La matriz (85 %) es cristalina, gris verdosa, de granulometría fina a media. Con base en su mineralogía y textura la roca se trata de un *intrusivo dacítico*.



Figura 4.7 Fotos de campo de la intrusión hipabisal Tepenene. a) Afloramiento de intrusivo hipabisal. (b y c) Detalle de textura porfídica. (d) Contacto entre intrusivo dacítico (abajo) y esquistos del complejo Acatlán (arriba con la pica). (e) Intemperismo esferoidal en afloramiento masivo. (f) Cantera donde actualmente se explota la unidad hipabisal

5. Petrografía

Se describieron un total de 15 láminas delgadas de las unidades que componen la porción occidental de la Zona Volcánica de El Tepenene y que conforman la estratigrafía descrita en el Capítulo 4 (Ver Figuras 4.3, 4.5, 4.7). A continuación, se muestran las descripciones petrográficas de las muestras seleccionadas que corresponden a flujos de lavas, rocas piroclásticas y al intrusivo hipabisal Tepenene.

No se realizaron descripciones petrográficas de las unidades piroclásticas muy ricas en líticos (facies de *brecha lítica masiva*, Branney y Kokelaar, 2002), por la dificultad de obtener una lámina delgada representativa de la matriz.

5.1 Flujos de lava

5.1.1 Xaltianguis A (Figura 5.1)

Fenocristales:

Plagioclasa (2%). Se presentan como cristales prismáticos tabulares de cuyas dimensiones modales son 0.4 mm de largo y 0.1 mm de ancho, hay algunos más grandes que llegan a medir hasta 0.8 mm de largo y 0.3 mm de ancho, se encuentran maclados, aunque en la mayoría de los casos es difícil de apreciar por su alto grado de alteración.

Piroxeno y/o anfíbol (1%). Se presentan con un grado de alteración elevado lo cual hace que el mineral original sea difícil de distinguir, sin embargo, el color de alteración rojo evidencia el contenido de Fe en su estructura química. Tienen formas anhedrales irregulares, generalmente redondeadas y tamaños modales de 0.7 mm

Matriz:

Conforma más del 90% de la muestra, está compuesta por microlitos, contiene minerales opacos finos, es ligeramente vesicular, y está intensamente alterada.

Alteración:

Intensa. Fenocristales de plagioclasa con formación de sericita, carbonatos y clorita; fenocristales ferromagnesianos hematizados; matriz afectada por hematita y parches de calcita.

Nombre petrográfico:

Lava andesítica, esencialmente sin fenocristales, con matriz microlítica, vesicular, alteración de carbonatos, sericita, clorita y hematita.

Interpretación:

La roca se interpreta como parte de un flujo de lava masivo. El análisis geoquímico confirma que se trata de una andesita.

5.1.2 Xaltianguis A2 (Figura 5.2)

Fenocristales:

Muy pobre en microfenocristales de plagioclasa (2%) de anhedral a euhedral, muestra formas prismáticas alargadas, el tamaño modal es de 0.3 mm sin embargo hay cristales más grandes que llegan a medir aproximadamente 0.6 mm, algunos de estos presentan maclado de albita, pero son escasos. Intensamente alterados.

Matriz:

La matriz de esta roca es microlítica, con vesículas, y está intensamente alterada.

Alteración:

Los escasos fenocristales están casi completamente remplazados por sericita y clorita. Matriz intensamente alterada a hematita. Cuarzo-sericita-calcita relleno de vesículas.

Nombre petrográfico:

Lava andesítica, prácticamente sin fenocristales (afírica), rica en matriz microlítica, vesicular, con alteración intensa de sericita, clorita, hematita y calcita.

Interpretación:

La roca se interpreta como parte de un flujo de lava masivo. El análisis geoquímico confirma que se trata de una andesita.

5.1.3 Aguacate A (Figura 5.3)

Fenocristales:

La roca contiene abundantes fenocristales de plagioclasa y en menor proporción de piroxeno, de tamaño fino (20%) con algunos de tamaño medio menos abundantes (1-2%). Las plagioclasas tienen textura de tamiz, están zonificadas concéntricamente y son euédricas.

Matriz:

Se aprecian microlitos de plagioclasa y piroxeno, con algo de vidrio entre ellos, también es rica en minerales opacos de tamaño fino.

Alteración:

La roca se encuentra moderadamente alterada, con hematita alterando a la matriz y alojada en fracturas que afectan a los fenocristales. La clorita está afectando a la matriz y a cristales. La sericita se encuentra alterando a los fenocristales de plagioclasa.

Nombre petrográfico:

Lava andesítica rica en micro-fenocristales, microlítica, vítrea, moderadamente alterada.

Interpretación:

La roca se interpreta como parte de un flujo de lava masivo. El análisis geoquímico confirma que se trata de una andesita.

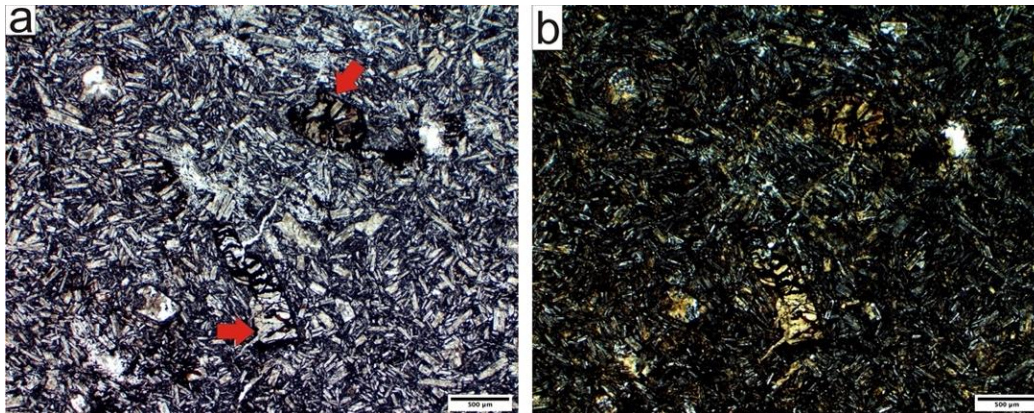


Figura 5.1. Xaltianguis A. Matriz microlítica rodeando a fenocristales de piroxeno oxidados (flechas rojas). (a) nícoles paralelos; (b) nícoles cruzados. Escala de 500 µm.

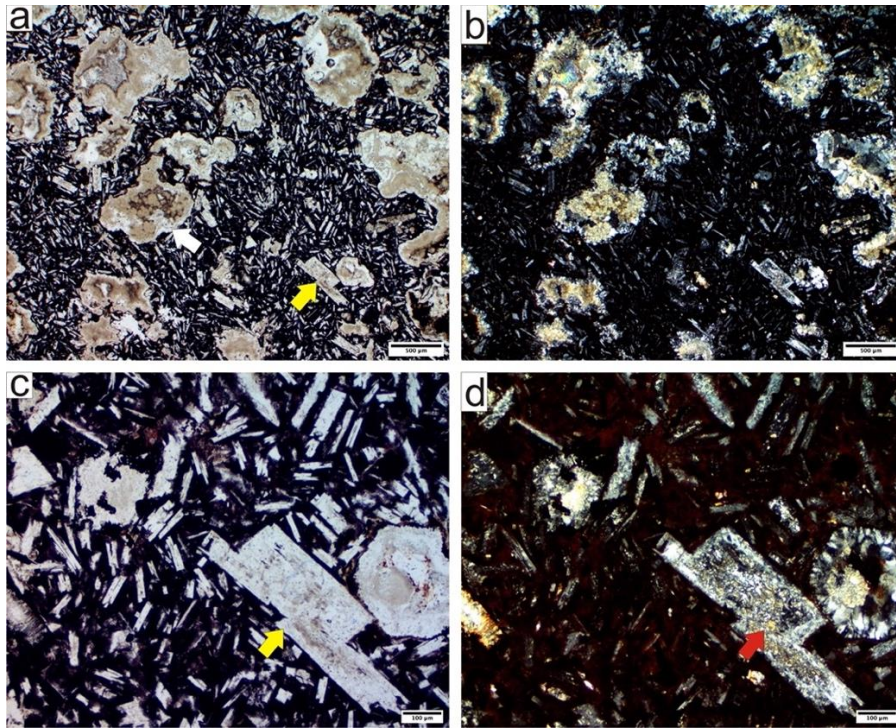


Figura 5.2. Xaltianguis A2. (a), (b) Microfenocristales de plagioclasa (flecha amarilla) intensamente alterados por sericita, rodeados de matriz microlítica y vesicular. Las vesículas están rellenas formando amígdalas de cuarzo-sericita calcita (flecha blanca). Escala de 500 μm . (c), (d) Detalle de cristal de plagioclasa (flecha amarilla) alterado a sericita (flecha roja). La alteración a hematita de la matriz es evidente en su color rojizo en (d). Escala de 100 μm .

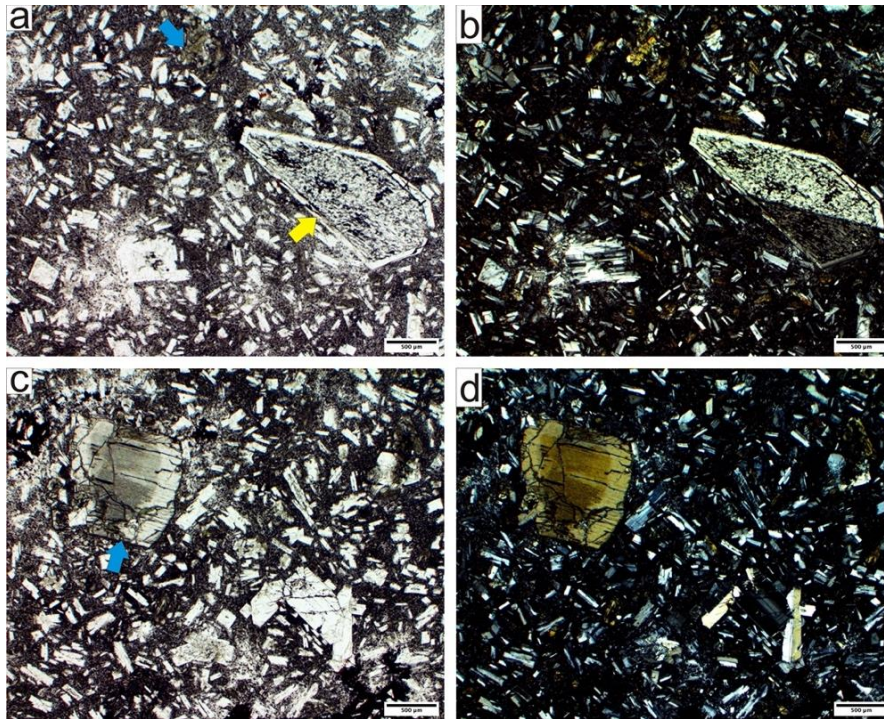


Figura 5.3. Aguacate A. (a), (b) Fenocristales de plagioclasa (flecha amarilla) con textura de tamiz y de piroxeno (flecha azul) en una matriz vítrea con microlitos de feldespato. (c), (d) Fenocristal de ortopiroxeno (flecha azul) embebido en matriz vítrea y microlítica. Escala de 500 μm

5.2 Rocas piroclásticas

5.2.1 Carmen B (Figura 5.5)

Mineralogía:

La roca contiene entre 3-5% de fenocristales.

Feldespatos (1%, plagioclasa y feldespato alcalino). Son cristales subédricos a anédricos, algunos están redondeados, otros conservan una forma tabular, algunos muestran textura esquelética, el maclado no es común.

Biotita (1%). Se muestran cristales euédricos, tabulares, cuyo tamaño modal es de 0.07 mm.

Cuarzo (3%). Se conservan en tamaños que llegan a los 2.25 mm siendo el tamaño modal de estos de 0.08 mm; ocurren como cristales anédricos con bordes redondeados, aunque se aprecian un par de ellos en sección hexagonal.

Fragmentos de pómez:

Posibles fragmentos de pómez (<1%) de color castaño oscuro, subredondeadas de alrededor de 0.4 mm de longitud; estas son afíricas.

Fragmentos líticos:

Muy poco abundantes (<1%). Muestran un amplio rango de tamaños (0.2-0.7 mm) y formas, la moda sin embargo es de 0.3 mm. La mayoría tienen forma subredondeada. Son fíricos y contienen microfenocristales de feldespato de grano muy fino embebidos en una matriz microlítica, también presentan cristales de biotita anédrica. Otros parecen haber sido casi completamente alterados por arcillas.

Matriz:

Representa > 90% de la roca. Se encuentra devitrificada, ya que es anisotrópica y está compuesta de un mosaico difuso de cuarzo-feldespato que indica que la matriz fue vítrea y esta devitrificada. Sin embargo, se logran apreciar espículas (antes de vidrio) en formas de “y” y otras que son curvadas. Dichos “fantasmas” de espículas están devitrificadas y transformadas en un micro-mosaico cuarzo-feldespático.

Alteración:

Fenocristales de feldespatos con una intensa alteración a sericita. Algunos líticos parecen estar alterados casi completamente a sericita.

Nombre petrográfico descriptivo:

Ignimbrita pobre en cristales, con cuarzo, feldespato y biotita; pobre en líticos, pobre en pómez, moderadamente soldada; con alteración selectiva afectando principalmente a los fragmentos líticos. De composición riolítica (con base en mineralogía).

Interpretación:

Esta roca se interpreta como una ignimbrita producto de un flujo piroclástico.

5.2.2 Carmen G (Figura 5.6)

Mineralogía:

Plagioclasa (10%). Algunas con macla polisintética, se presenta con zoneamiento oscilatorio y con cristales que van de anédricos a subédricos, muy pocos se encuentran en forma euédrica. De un tamaño modal de alrededor de 0.4 mm, los cristales con formas más tabulares tienden a ser de un mayor tamaño de hasta unos 6 mm.

Feldespato alcalino (2%). Presenta en ocasiones macla simple (de albita) y probablemente se trate de sanidino; con formas euédricas a subédricas y tamaño medio a fino.

Anfíbol (2%). De tamaño medio a fino, en formas anédricas a subédricas y notablemente oxidados.

Biotita (1%). Se presenta subédrica a euédrica, de tamaño fino y notablemente oxidada.

Fragmentos de pómez:

Están totalmente remplazados un mosaico fino feldespático y son alargados y de bordes redondeados

Fragmentos líticos:

No se apreciaron fragmentos de roca.

Matriz:

Constituye un 85% de la muestra, carece de vidrio y contiene microlitos de plagioclasa y feldespato alcalino. También contiene alta cantidad de minerales opacos (óxidos de Hierro o Titanio) de tamaño fino en la matriz.

Alteración:

Moderada. Las plagioclasas están parcialmente alteradas a sericita y clorita, así como también los microlitos de la matriz. Los cristales de anfíbol y biotita están alterados a hematita y a minerales opacos.

Nombre petrográfico:

Ignimbrita rica en fenocristales de plagioclasa y feldespato alcalino, con fragmentos de pómez remplazados totalmente por feldespatos, con alteraciones de hematita y clorita afectando tanto a fenocristales como matriz.

Interpretación:

Esta roca se interpreta como una ignimbrita producto de un flujo piroclástico.

5.2.3 Carmen J (Figura 5.7)

Mineralogía:

Plagioclasa (3-5%). De anédrica a euédrica, de 1-2 mm, aunque el tamaño modal es de 0.5 mm y estos cristales suelen ser tabulares y presentar macla de albita; el zoneamiento concéntrico es una característica común, así como la textura de tamiz.

Feldespato alcalino (3-5%). Presentan macla simple, con un tamaño modal de 0.5 mm, de forma euédrica a subédrica.

Anfíbol (2%). De anédrico a subédrico, el tamaño modal es de 0.3 mm y se encuentra en formas tabulares elongadas también son comunes los cortes basales en forma de hexágono.

Biotita (<1%). Muy escasa como cristales tabulares elongados con crucero en una dirección, tiene un tamaño modal de 4mm, se distingue de los cristales tabulares de anfíbol por que los de biotita conservan cierto grado de pleocroísmo intenso característico de la misma.

Fragmentos de pómez:

No se aprecian, sin embargo, probablemente sea debido a la alta devitrificación de la roca.

Fragmentos líticos:

No se observaron fragmentos líticos.

Matriz:

Conforma el 85% de la muestra, y se aprecia como un mosaico cristalino difuso en el que no se aprecia nada vítreo.

Alteración:

Los cristales de anfíbol y biotita se encuentran intensamente alterados a un mineral color rojizo y presentan bordes de un mineral opaco, muchos también presentan minerales de alteración dentro de su estructura. Probablemente se trate de hematita en cuanto al mineral de alteración, o algún otro óxido.

Nombre petrográfico:

Ignimbrita moderadamente rica en cristales, devitrificada.

Interpretación:

Esta roca se interpreta como una ignimbrita producto de un flujo piroclástico.

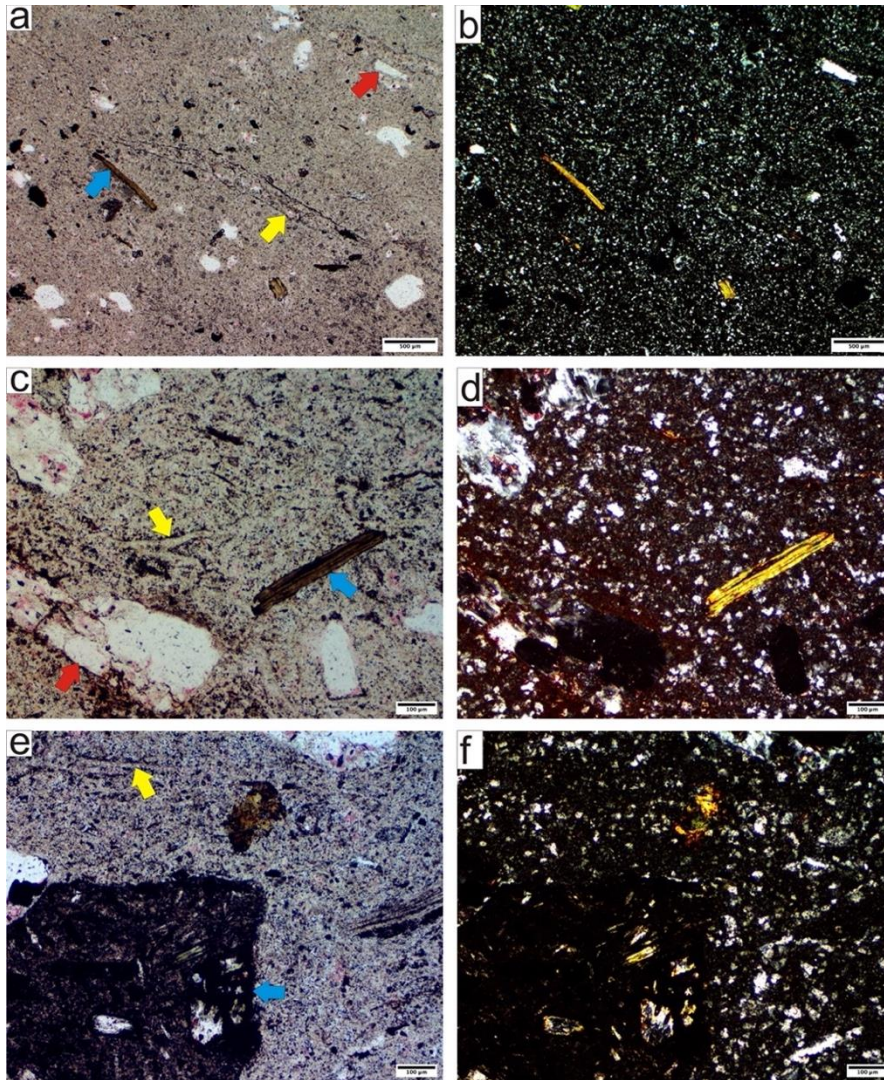


Figura 5.5. Carmen B. (a), (b) Fenocristales de biotita (flecha azul) y feldespato (flecha roja), fragmento de pómez alargado (flecha amarilla), en una matriz más fina y completamente devitrificada, compuesta por un mosaico muy fino difuso cuarzo-feldespático. Escala de 500 µm. (c), (d) Detalle de fenocristales de biotita (flecha azul) y feldespato (flecha roja) en una matriz en la que se aprecian espículas de vidrio (flecha amarilla) devitrificadas. Escala de 100 µm. (e), (f) Detalle de espículas (flecha amarilla) en matriz y de un fragmento lítico de carácter ígneo (flecha azul). Escala de 100 µm.

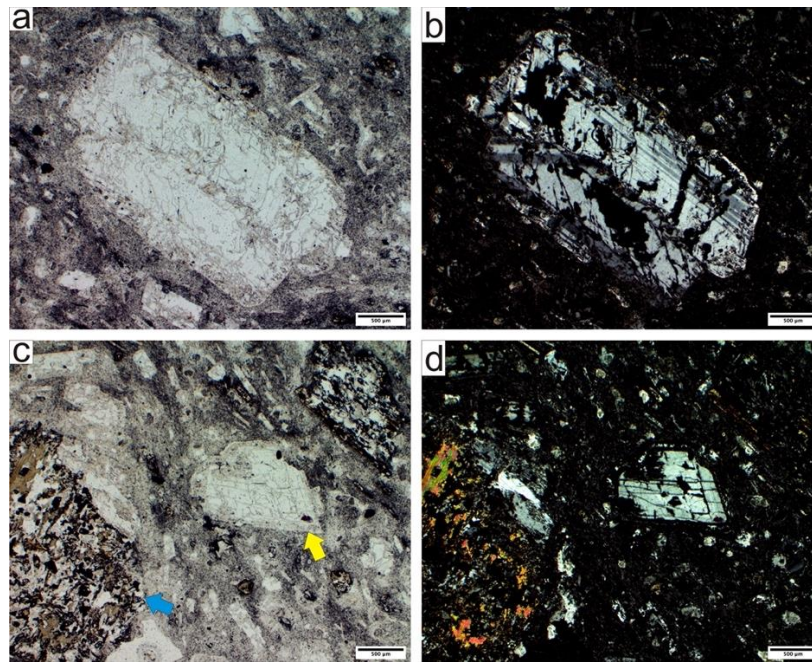


Figura 5.6. Carmen G. (a), (b) Detalle de fenocristal de plagioclasa presentando macla polisintética, fracturado y con textura de tamiz. Escala de 500 μm . (c), (d) Fenocristales de plagioclasa (flecha amarilla) y de anfíbol (flecha azul), los anfíboles tienen un amplio desarrollo de un opacita en todo el cristal. Escala de 500 μm .

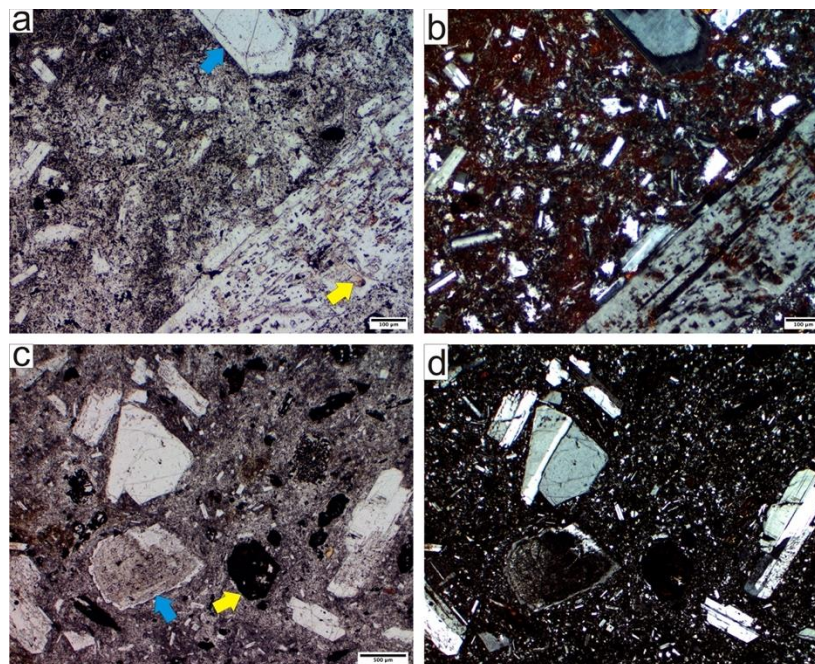


Figura 5.7. Carmen J. (a), (b) Detalle de fenocristales plagioclasa con zoneamiento concéntrico (flecha azul) y con textura de tamiz (flecha amarilla). En (b), usando el condensador, la alteración de hematita de la matriz es evidente.

Escala de 100 μm . (c), (d) Fenocristales de feldespato (flecha azul) y anfíbol (flecha amarilla) en una matriz de aspecto fluidal. Los cristales de anfíbol están completamente remplazados por opacita. Escala de 500 μm .

5.2.4 Xaltianguis B (Figura 5.8)

Mineralogía:

Plagioclasa (5%). Intensamente alteradas; tienen tamaños de alrededor de 0.7 mm son prismáticos tabulares y delgados muestran cierta orientación, pocas muestran maclas.

Sanidino (3%): Intensamente alterados; con tamaños <1 mm a 2 mm, de forma euédrica a subédrica y con macla simple.

Anfíbol (2%): Intensamente alterados; euédricos a subédricos de 1-2 mm.

Fragmentos de pómez:

Intensamente alteradas; con bordes redondeados y de forma alargada.

Fragmentos líticos:

No se observaron fragmentos líticos.

Matriz:

La matriz está intensamente alterada; se aprecian fantasmas de espículas; también contiene microlitos de feldespato y minerales opacos.

Alteración:

Intensa. Los cristales de feldespato están alterados por sericita y carbonatos y algunos cristales están completamente remplazados por dichos minerales de alteración. Los anfíboles están parcial a totalmente remplazados por hematita y minerales opacos, muchos tienen gruesos bordes opacos. Los fragmentos de pómez están completamente remplazados por hematita y calcita y fueron reconocidos por su forma y disposición. La matriz está completamente remplazada por hematita y en menor proporción calcita, sericita y clorita; las espículas (inicialmente de vidrio) están completamente remplazadas por calcita y se reconocen por su forma y disposición.

Nombre petrográfico:

Ignimbrita con feldespatos y anfíbol, con pómez, intensamente alterada a hematita y carbonatos que afectan a cristales, pómez, y matriz.

Interpretación:

Esta roca se interpreta como una ignimbrita producto de un flujo piroclástico.

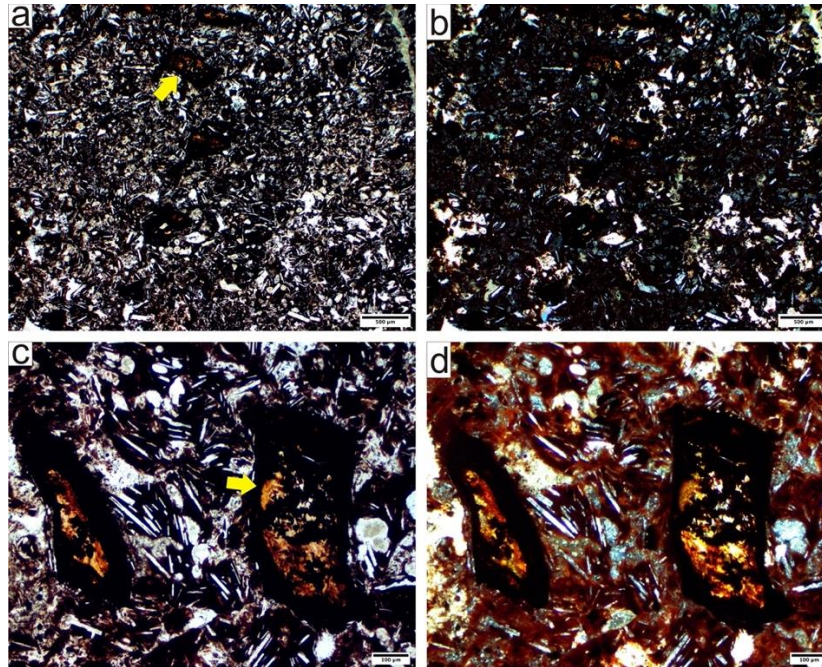


Figura 5.8. Xaltianguis B. (a), (b) Fenocristales de anfíbol (flecha amarilla) completamente remplazados por hematita. Escala de 500 μm . (c), (d) Detalle de fenocristales de anfíbol completamente remplazados por hematita (flecha amarilla) en matriz igualmente alterada por hematita y calcita. Escala de 100 μm .

5.2.5 Aguacate D (Figura 5.9)

Mineralogía:

Plagioclasa (7%). Con tamaños <1mm hasta 5mm y regularmente de 2mm, de forma euédrica a subédrica, con macla polisintética y moderadamente alterados.

Sanidino (7%). Con tamaño promedio de 2mm, euédricos a subédricos, con macla simple, moderadamente alterados.

Anfíbol (3%). Con tamaños promedio de 0.5mm, de forma euédrica a subédrica, están fuertemente alterados.

Fragmentos de pómez:

No se apreciaron fragmentos de pómez.

Fragmentos líticos:

No se apreciaron fragmentos de roca.

Matriz:

Devitrificada. Se trata de un mosaico muy fino difuso feldespático, con presencia microlitos-cristalitos que le aportan un aspecto plumoso. Se observaron muy pocos “fantasmas” de espículas originalmente de vidrio, reconocibles por su forma, que ahora forman parte de la matriz con devitrificación.

Alteración:

Moderada. Los cristales de feldespato están alterados a sericita y los de anfíbol están parcial a totalmente remplazados por hematita, clorita y minerales opacos. La matriz está alterada por sericita y calcita.

Nombre petrográfico:

Ignimbrita rica en cristales de feldespato y menor cantidad de anfíbol, devitrificada, con fantasmas de espículas (antes de vidrio), moderadamente alterada a hematita, sericita, carbonatos y sericita que afectan tanto a cristales como a la matriz.

Interpretación:

Esta roca se interpreta como una ignimbrita producto de un flujo piroclástico.

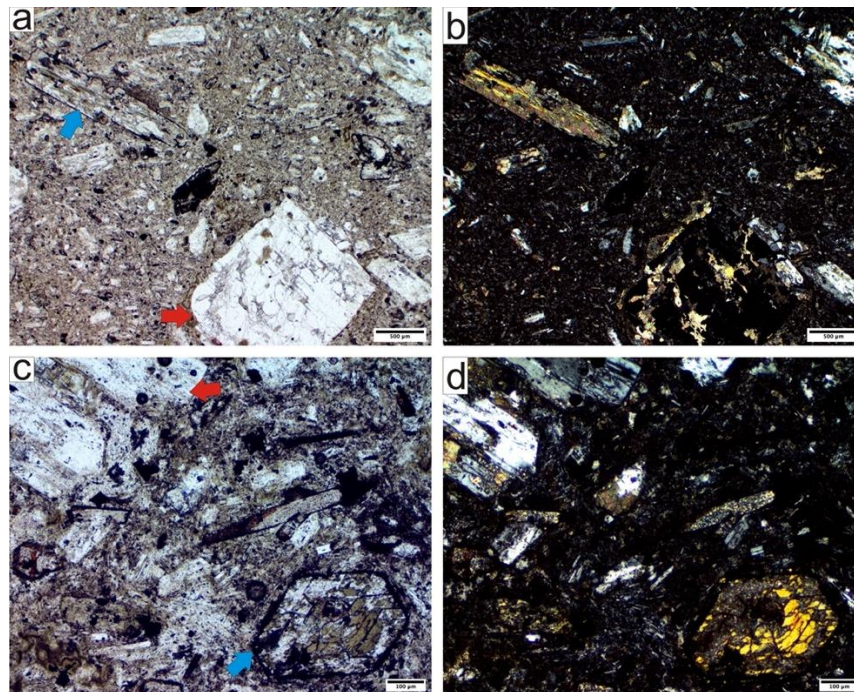


Figura 5.9. Aguacate D. (a), (b) Fenocristales de anfíbol (flecha azul) y feldespato (flecha roja) en matriz devitrificada. Escala de 500 µm. (c), (d) Detalle de fenocristales de anfíbol (flecha azul) con borde de opacita y alterados por clorita; y de feldespato (flecha roja) alterados por sericita. Escala de 100 µm.

5.3 Intrusivo hipabisal Tepenene

5.3.1 Intrusivo hipabisal Tepenene A (Figura 5.13)

Fenocristales:

Feldespatos (sanidino y plagioclasa, 15%). Se presentan en forma euédrica a subédrica, el rango de tamaños es variable siendo la media de 0.5 mm y llegando a medir hasta 3.5 y 4.0 mm, conformando una textura seriada. Se puede distinguir macla simple en los cristales de sanidino y la macla polisintética en los de plagioclasa. El feldespato alcalino (10%) es más abundante que la plagioclasa (5%). Se presentan algunos glomero-cristales de feldespatos junto con una menor proporción de cristales de biotita. Cabe destacar la ausencia de zoneamiento oscilatorio en esta muestra.

Minerales opacos (5%). Muy comunes de tamaño < 0.1 mm, dispersos, de formas cuadrangulares.

Anfíbol (2-3%). Se presenta euédrico a subédrico, con bordes de opacita muy delgados y no tan continuos, sino que granulares. Los cristales varían en tamaño desde <1mm hasta los 3 mm conformando una textura seriada.

Biotita (< 1%). Se encuentran siempre incompletas, anédricas y con bordes de opacita, tienen un tamaño de 0.5 mm llegando a haber una biotita hasta de 2 mm.

Cuarzo (<<1%). Se presentan anédricos y redondeados, el tamaño más común es de 0.3 mm habiendo un cristal que llega a medir 4 mm, con la presencia de una bahía de exsolución.

Matriz:

Aproximadamente el 75% de la muestra. Es esencialmente microcristalina de composición feldespática, en conjunto con minerales opacos de grano fino. Se observa como un micro-mosaico fino feldespático.

Alteración:

Muestra una gran cantidad de calcita secundaria, reemplazando parcialmente a cristales de feldespato y anfíbol, en otras partes parece que la calcita ha cristalizado en oquedades de la roca. Además de la abundante calcita también presenta una fuerte alteración a sericita y clorita en la matriz. La sericita también afecta a los cristales de feldespato.

Nombre petrográfico:

Dacita porfírica de matriz microcristalina rica en fenocristales de feldespato alcalino, plagioclasa, y anfíbol con bordes de opacita, con trazas de biotita y cuarzo. Con alteración a sericita en cristales de feldespato y en matriz.

Interpretación

Esta roca se interpreta como parte de un conjunto de Intrusiones hipabisales. El análisis geoquímico indica que tiene composición dacítica.

5.3.2 Intrusivo hipabisal Tepenene B (Figura 5.14)

Fenocristales:

Feldespatos (sanidino y plagioclasa, 20%). Con formas euédricas a subédricas, el rango de tamaño es amplio habiendo fenocristales y también microfenocristales, la moda en el tamaño es de 0.3 mm aproximadamente, pero con algunos que llegan a medir ligeramente más de 4 mm. La variación de tamaño es seriada. Se aprecia que domina el sanidino sobre la plagioclasa, por la presencia de macla de Carlsbad en más cristales que aquellos con macla polisintética, interpretados como plagioclasas. El zoneamiento oscilatorio es una característica muy común en todos los feldespatos. Se observaron agregados de cristales de feldespatos (glomerocristales), en ocasiones también junto con anfíboles, aunque en menor proporción.

Anfíbol (10%). Están tanto euédricos como subédricos, su tamaño modal esta entre 0.5 a 1 mm, aunque la variación de tamaño es seriada, a gran mayoría tienen bordes opacíticos, en ocasiones forman glomerocristales entre ellos y también con los feldespatos.

Minerales opacos (2-3%). Dispersos, de tamaño fino, de formas cuadrangulares a irregulares.

Matriz:

Representa el 65% de la muestra, es microcristalina y su composición es de feldespato. Es como un mosaico de grano muy fino y formado por cristales de feldespato. Se encuentra levemente alterada.

Alteración:

Baja. Muestra una moderada cantidad de sericita secundaria, reemplazando parcialmente a cristales de feldespato. La matriz presenta alteración moderada a sericita y clorita.

Nombre petrográfico:

Dacita porfírica rica en fenocristales de feldespatos y anfíbol, con matriz microcristalina feldespática, y con alteración moderada a sericita en fenocristales de feldespato y en matriz.

Interpretación

Esta roca se interpreta como parte de un conjunto de Intrusiones hipabisales. El análisis indica que tiene composición dacítica.

5.3.3 Intrusivo hipabisal Tepenene C (Figura 5.15)

Fenocristales:

Feldespatos (sanidino y plagioclasa, 15%). Son mayoritariamente euédricos a subédricos y presentan comúnmente la macla de Carlsbad, lo que nos permite inferir que la composición esencial de los feldespatos corresponde al sanidino. También se observaron plagioclasas con macla polisintética, en menor proporción. El tamaño modal es de 1.2 mm, presentan un zoneamiento concéntrico común.

Anfíbol (5-7%). Se encuentra como cristales euédricos a subédricos, su tamaño modal es de 1 mm, la mayoría tienen bordes opacíticos, que consisten en halos de muchos minerales opacos mezclados. Se observa también que algunos cristales han sido reemplazados en su totalidad por la opacita de tal manera que conserva la forma de los cristales de anfíbol.

Minerales opacos (1-2%). Euédricos (cuadrangulares) a irregulares, de tamaño fino.

Cuarzo (<<1%). Es muy escaso en la muestra y se encuentra como microfenocristales usualmente de tamaños menores a 1 mm, algunos muestran bahías de exsolución, son anédricos y redondeados.

Matriz:

Conforma el 75% de la muestra, es microcristalina de grano fino y su composición es feldespática. Se trata de un mosaico de cristales de feldespato de tamaño fino (0.1 mm por cristal), junto con algunos minerales opacos.

Alteración:

Esta roca presenta un fuerte grado de alteración sericítica en los feldespatos que constituyen la matriz y los fenocristales

Nombre petrográfico

Dacita porfírica de matriz microcristalina, rica en fenocristales de feldespato alcalino, plagioclasa y anfíbol con bordes de opacita. Con alteración a sericita en cristales de feldespato y en matriz.

Interpretación

Esta roca se interpreta como parte de un conjunto de Intrusiones hipabisales. El análisis geoquímico de esta muestra indica que tiene composición dacítica.

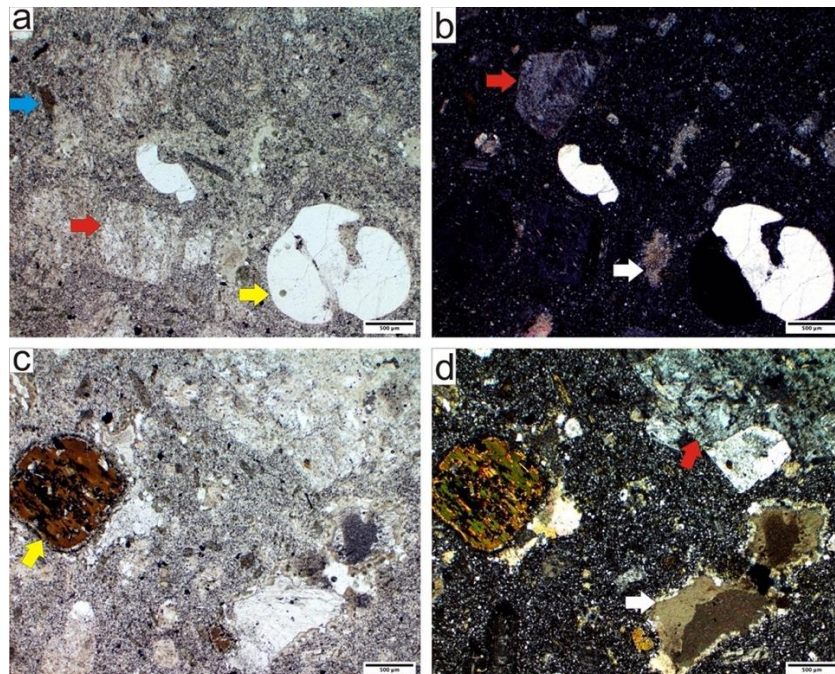


Figura 5.13. Intrusivo hipabisal Tepenene A. (a), (b) Fenocristales de sanidino (flecha roja), biotita (flecha azul), y cuarzo (flecha amarilla) en una matriz microcristalina feldespática. Escala de 500 µm. (c), (d) Fenocristales de biotita (flecha amarilla) con borde de opacita y feldespato alterado por sericita (flecha roja), en una matriz microcristalina feldespática. Algunos cristales están completamente reemplazados por calcita (flecha blanca). Escala de 500 µm.

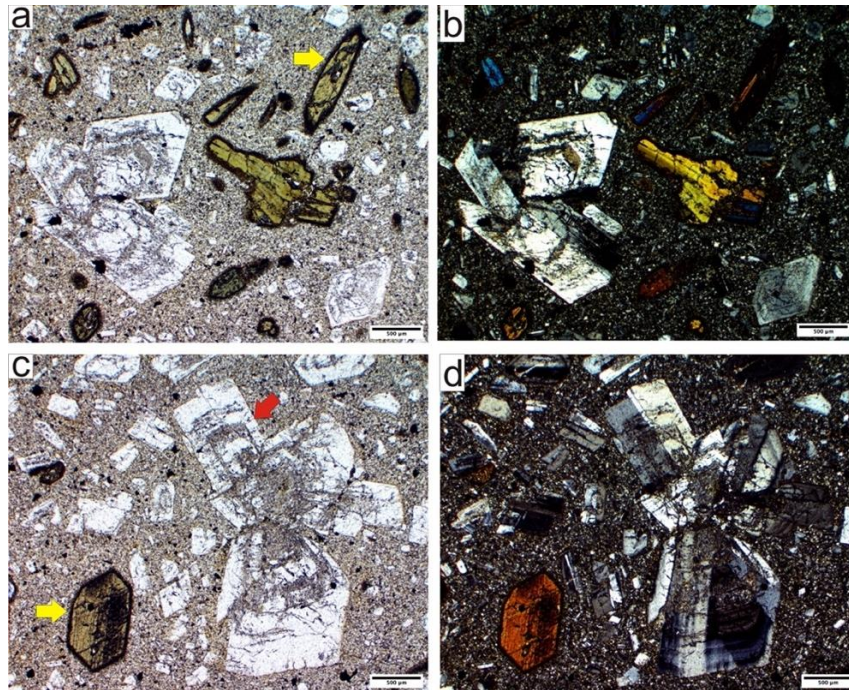


Figura 5.14. Intrusivo hipabisal Tepenene B. (a), (b) Fenocristales de plagioclasa, sanidino y anfíbol con bordes de opacita (flecha amarilla), en una matriz microcristalina feldespática. Escala de 500 μm . (c), (d) Fenocristal de anfíbol con borde de opacita (flecha amarilla) y glomerocristal de feldespatos con zonificación concéntrica (flecha roja). Escala de 500 μm .

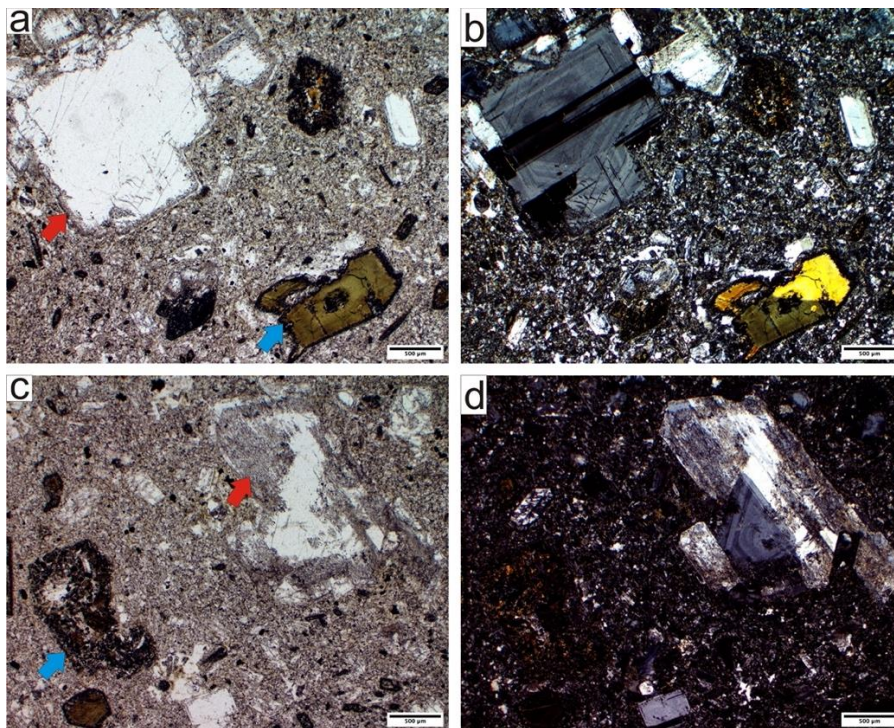


Figura 5.15. Intrusivo hipabisal Tepenene C. (a), (b) Fenocristales de plagioclasa (flecha roja) y anfíbol (flecha azul) en matriz microcristalina feldespática. Los cristales de anfíbol tienen bordes delgados de opacita, pero algunos están completamente remplazados Escala de 500 μm . (c), (d). Fenocristales de anfíbol completamente remplazados por opacita (flecha azul) y de plagioclasa afectados por sericita (flecha roja). Escala de 500 μm .

6. Geoquímica

6.1 Introducción

Los estudios geoquímicos en muestras de rocas ígneas son importantes para poder clasificarlas y reconocer los procesos que las formaron. En un sistema dado, los elementos mayores son los más abundantes, con concentraciones mayores a 0.1% en peso; mientras que los elementos traza presentan concentraciones de partes por millón (ppm) o incluso partes por billón (ppb). Los elementos mayores se usan principalmente para clasificar a las rocas ígneas y para monitorear la evolución química durante algunos procesos magmáticos. Los elementos traza se usan para interpretar la petrogénesis de las rocas estudiadas, para poder comprender los mecanismos de generación del magma y su evolución. Los elementos traza presentan características químicas únicas y sus concentraciones en un sistema son más sensibles a procesos magmáticos que los elementos mayores (Gill, 2010). Por estas razones en este trabajo se presenta un estudio geoquímico del área de estudio, cuyos resultados serán comparados con aquellos obtenidos por diferentes autores que han estudiado las secuencias de rocas volcánicas, de edad Eoceno tardío-Oligoceno temprano, que afloran en los alrededores de la zona Volcánica de El Tepenene y que forman parte del sector norte central de la Sierra Madre del Sur (SMS).

6.2 Geoquímica de las rocas ígneas del área de estudio.

A continuación, se presentan los resultados de los análisis geoquímicos realizados en la elaboración de este trabajo (Tabla 6.1).

6.2.1 Elementos mayores.

El cálculo de los contenidos de los elementos mayores se realizó en base anhidra con la relación Fe_2O_3/FeO (Middlemost, 1989). Esto es el procedimiento descrito con anterioridad para eliminar la pérdida por calcinación (LOI) que es una representación de los volátiles de las muestras (Ver Capítulo 3). Es imperativo llevar a cabo este procedimiento para poder comparar muestras con diferentes abundancias en volátiles, que además no son representativos del magma primario, sino más bien asociados a procesos post-magmáticos (Gill, 2010).

De las Figuras 6.1 y 6.2 a se puede observar que la unidad de lavas máficas descrita en el capítulo 4, que no había sido previamente identificada, composicionalmente corresponde a una andesita de medio-K. La

muestra correspondiente al intrusivo hipabisal Tepenene, corresponde a una roca de composición dacítica; las rocas piroclásticas se ubican, en su gran mayoría en el campo de dacitas (El Aguacate y El Carmen), con excepción de una de composición riolítica (El Carmen) (Figura 6.1). Toda la suite de rocas pertenece a la serie subcalina (Figura 6.1).

Tabla 6.1. Análisis de elementos mayores y traza en rocas de la zona volcánica del Tepenene

Muestra	TEP-002	TEP-013	TEP-067	TEP-072	TEP-49b	TEP-054
	Intrusivo Tepenene	Carmen	Carmen	Carmen	Aguacate	Aguacate
Elementos mayores (% en peso)						
SiO ₂	66.02	72.58	66.94	61.68	62.11	58.55
TiO ₂	0.50	0.44	0.81	0.95	0.77	0.96
Al ₂ O ₃	15.35	12.06	15.79	17.11	16.12	17.30
Fe ₂ O ₃ *	2.86	2.55	4.13	5.07	4.45	6.12
MnO	0.04	0.03	0.04	0.07	0.09	0.11
MgO	1.19	0.33	0.85	1.84	2.52	3.38
CaO	3.27	0.34	2.60	5.00	3.48	6.58
Na ₂ O	4.38	1.96	4.10	4.38	4.37	3.63
K ₂ O	2.33	7.52	2.38	1.67	2.12	1.43
P ₂ O ₅	0.14	0.07	0.19	0.23	0.17	0.19
LOI	3.52	1.72	2.15	2.00	3.31	1.26
Total	99.59	99.60	99.98	99.99	99.50	99.50
Elementos traza (ppm)						
Sc	3.44	6.70	4.90	6.79	6.85	13.36
V	36.06	59.46	73.28	90.48	87.96	129.35
Cr	39.11	36.38	69.93	33.71	21.37	90.56
Co	4.30	1.91	5.28	9.43	8.38	14.74
Ni	3.04	1.58	3.93	4.65	3.98	15.91
Cu	3.03	10.23	7.33	10.26	8.06	18.21
Zn	47.04	18.32	49.64	80.79	72.88	70.92
Li	27.67	15.71	23.41	23.03	68.18	33.61
Be	1.65	1.26	1.85	1.59	1.46	1.12
Rb	57.78	157.10	51.50	31.45	53.70	29.88
Sr	333.30	41.76	322.58	552.16	304.41	616.64
Y	13.74	31.69	14.12	16.90	15.08	17.94
Zr	137.57	257.81	163.04	163.68	127.40	133.55
Nb	6.29	15.49	6.63	6.67	5.72	7.01
Cs	2.02	1.92	1.25	0.81	2.96	0.86
Ba	662.92	552.65	541.59	509.54	498.63	463.16
La	20.62	34.10	22.44	21.34	17.85	15.77
Ce	42.78	82.12	40.25	42.39	36.99	33.60
Pr	5.26	8.51	6.23	6.18	4.83	4.32
Nd	20.69	31.62	24.82	24.89	19.79	18.10
Sm	4.23	6.51	5.22	5.28	4.21	4.01
Eu	1.00	1.20	1.40	1.41	1.14	1.20
Gd	3.40	5.56	4.34	4.57	3.60	3.63
Tb	0.49	0.91	0.58	0.62	0.52	0.56
Dy	2.54	5.29	2.92	3.31	2.76	3.18
Ho	0.48	1.05	0.51	0.61	0.52	0.63
Er	1.26	3.15	1.28	1.57	1.37	1.73
Yb	1.15	3.50	1.07	1.36	1.22	1.65
Lu	0.17	0.55	0.16	0.20	0.18	0.24
Hf	3.55	6.82	4.16	4.17	3.30	3.24
Ta	0.39	1.14	0.51	0.46	0.33	0.31
Pb	8.98	10.05	7.87	5.67	27.66	6.20
Th	5.74	13.40	3.93	3.52	4.11	2.98
U	1.51	3.28	1.24	1.07	1.24	0.68

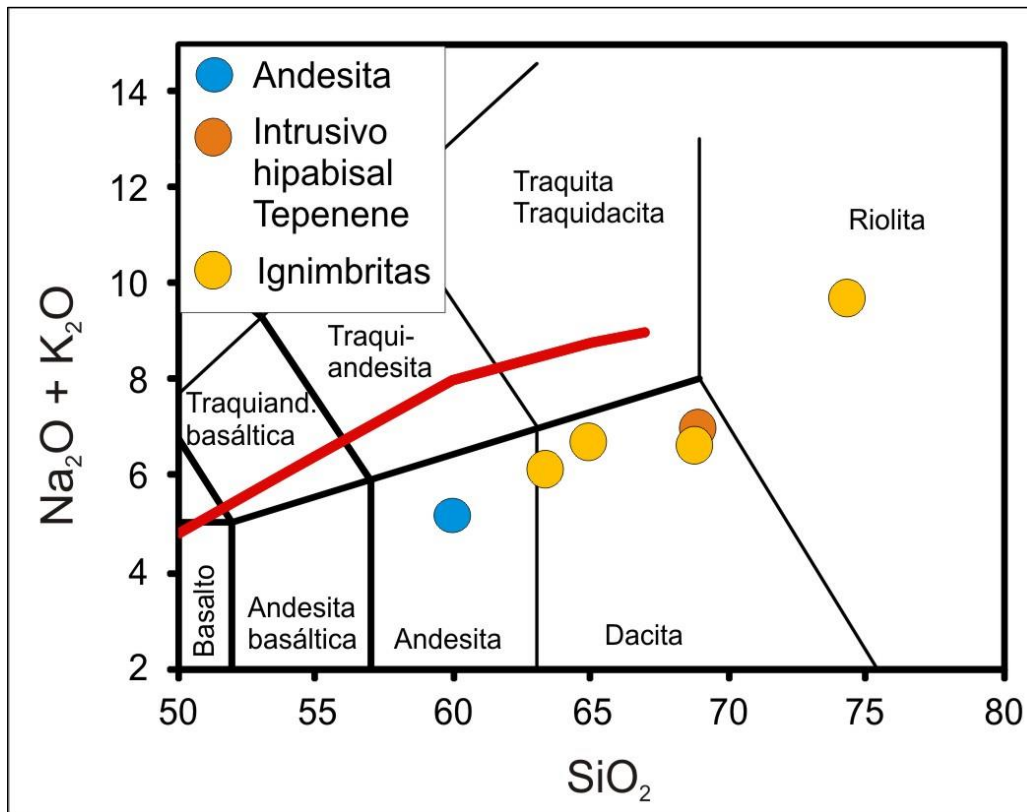


Figura 6.1. Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) para la suite de rocas del área poniente de la zona volcánica del Tepenene. Las composiciones están graficadas en base anhidra. La línea roja indica la separación entre la serie alcalina y subalcalina (Irvine y Baragar, 1971).

De la figura 6.2 se puede observar que las muestras de roca de la zona El Tepenene exhiben patrones de elementos mayores con una correlación positiva entre el K_2O vs SiO_2 (Fig 6.2 a), así como la correlación negativa entre Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO , CaO , P_2O_5 vs Sílice (Fig 6.2 b, c, d, f, g, i) y valores prácticamente constantes de Na_2O vs Sílice (Fig 6.2 h). Sin embargo, una característica distintiva de las muestras de la zona El Tepenene es que la correlación positiva entre K_2O y SiO_2 muestra una pendiente menos pronunciada que las muestras de Tilzapotla, Muñeca y Goleta, y parece ajustarse mejor al patrón exhibido por las muestras de Oaxaca. De igual manera la correlación entre Al_2O_3 vs Sílice, si bien es negativa, parece mostrar una tendencia paralela, similar a los patrones exhibidos en las muestras de Oaxaca, lo mismo ocurre en la correlación de P_2O_5 vs Sílice, dónde las primeras muestras despliegan una correlación positiva, que posteriormente se vuelve negativa.

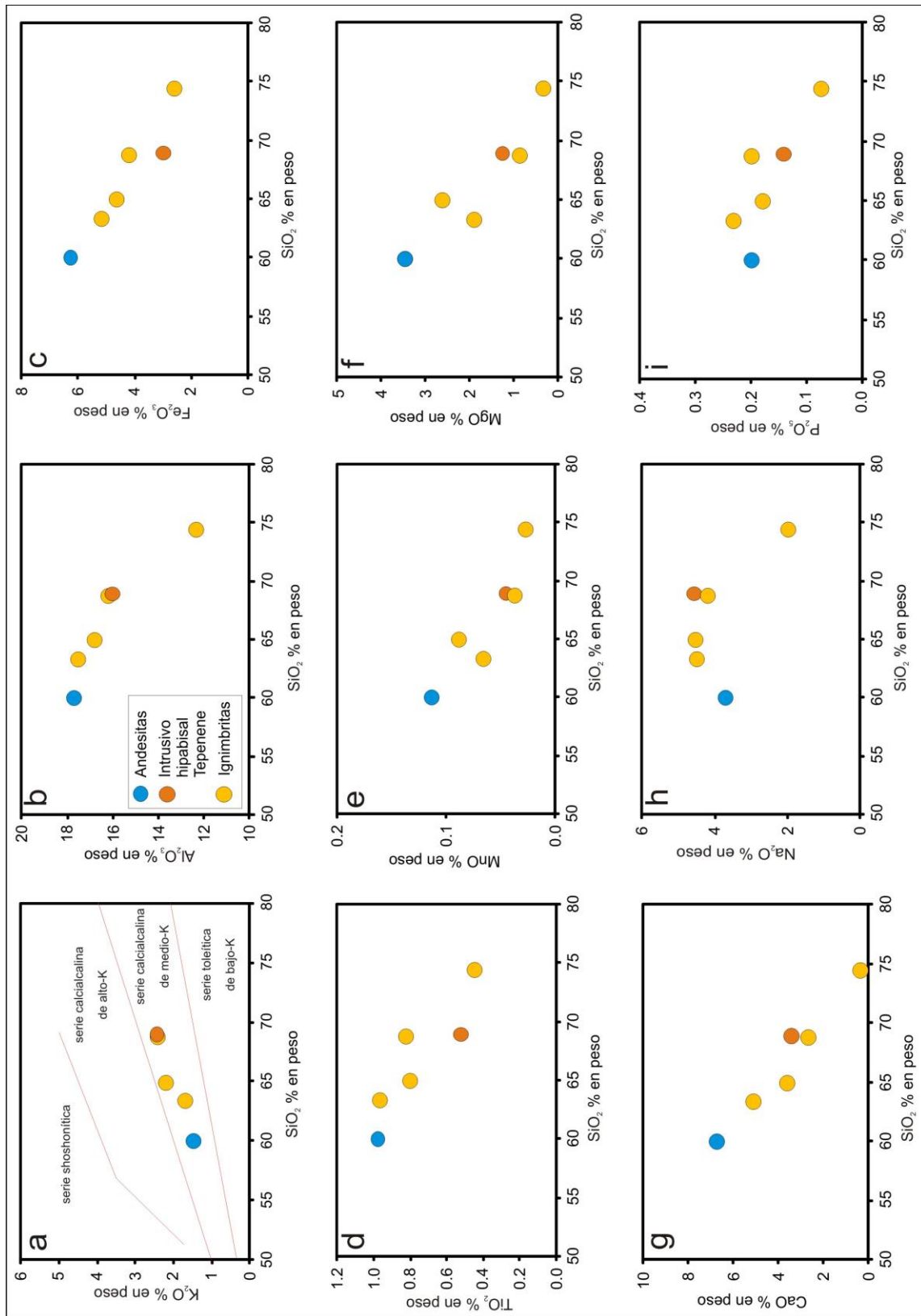


Figura 6.2. Diagramas de variación de elementos mayores con respecto a SiO₂ para las rocas de la zona volcánica del Tepenene. Diagramas de (a) K₂O (Le Maitre et al., 1989); (b) Al₂O₃; (c) Fe₂O₃^{tot}; (d) TiO₂; (e) MnO; (f) MgO; (g) CaO; (h) Na₂O; (i) P₂O₅.n

En la Figura 6.3 a se muestra el diagrama Na₂O+K₂O-CaO vs. SiO₂ (Frost et al., 2001) donde se puede apreciar que la mayoría de las muestras de la suite El Tepenene se grafican en el campo de Calcicalcino, quedando una muestra de andesita en el campo de Cálculo, finalmente se aprecia que una de las ignimbritas es alcalina.

De la Figura 6.3 b, el diagrama Na₂O+K₂O-CaO vs. SiO₂ (Shand, 1943) se aprecia el carácter metaluminoso de la andesita, así como del intrusivo el Tepenene. Tres de las ignimbritas muestran un carácter hiperaluminoso, mientras que una se gráfica en la zona metaluminosa. En términos generales se distingue un carácter hiperaluminoso para las ignimbritas y metaluminoso para las andesitas y el intrusivo Tepenene.

En la figura 6.3 c, se aprecia el diagrama FeO* vs. FeO*/MgO (Miyashiro, 1974) (Fe total expresado como FeO), en este se puede apreciar que la suite de rocas del área de estudio muestra un patrón de evolución calcicalcino con excepción de dos ignimbritas; una graficada cerca del límite entre evolución calcicalcina y toleítica y otra francamente con un patrón toleítico.

Finalmente, en la figura 6.3 d, se puede observar en el diagrama Mg# vs. SiO₂ (Cai et al., 2014) que toda la suite de rocas del área de estudio es de alto SiO₂, mientras que el valor de Mg# es alto para la andesita; el intrusivo Tepenene y dos ignimbritas. Mientras que dos ignimbritas son de bajo # Mg.

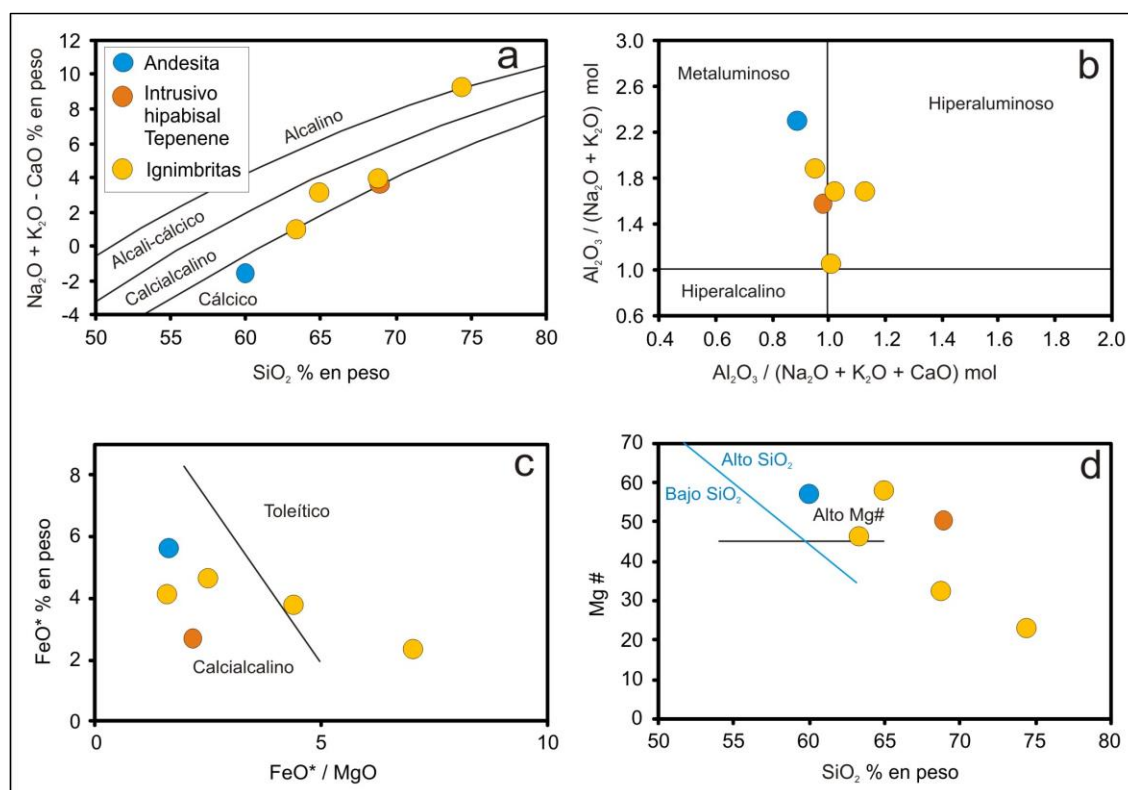


Figura 6.3. Diagramas de (a) Na_2O+K_2O-CaO vs. SiO_2 (Frost et al., 2001); (b) $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ vs. $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ (Shand, 1943); (c) FeO^* vs. FeO^*/MgO , $FeO^*=FeO+(0.8998)Fe_2O_3$, la línea negra separa magmas con evolución calcialcalina de magmas con evolución toleítica (Miyashiro, 1974); (d) Mg# vs. SiO_2 la línea negra delimita andesitas de alto Mg# (Kelemen et al., 2003) y la línea azul separa rocas de alto y bajo sílice (Cai et al., 2014).

6.2.2 Elementos traza.

Los elementos traza, en geoquímica, son aquellos cuya concentración es inferior a 1000 ppm o 0.1% de la composición de una roca. Sin embargo, su estudio resulta importante ya que pueden aportar información que no se podría obtener de las concentraciones de elementos mayores, ya que estos son sensibles a procesos a los que los elementos mayores son indiferentes.

A continuación, se describirán los resultados obtenidos para las muestras de la zona volcánica El Tepenene. En la Figura 6.4 se muestran los diagramas de variación de elementos traza respecto al SiO_2 que es el índice de la diferenciación. En la Figura 6.4 a, se aprecia una marcada correlación negativa entre el Sr y el índice de diferenciación de las rocas que conforman la suite. Para el Nb, Pb, Y, Yb, Zr (Figura 6.4 b, d, e, f, g) se observan valores prácticamente constantes contra el índice de diferenciación, con excepción de la muestra ignimbérica alcalina la cual muestra una anomalía positiva muy evidente en los valores de Nb, Pb, Y, Yb.

Finalmente, los diagramas de Rb y La (Figura 6.4 c, h) muestran patrones paralelos; el primero es más obvio y muestra un empobrecimiento inicial en Rb para después mostrar un enriquecimiento abrupto en Rb; el segundo, muestra un ligero enriquecimiento de La para posteriormente desplegar empobrecimiento.

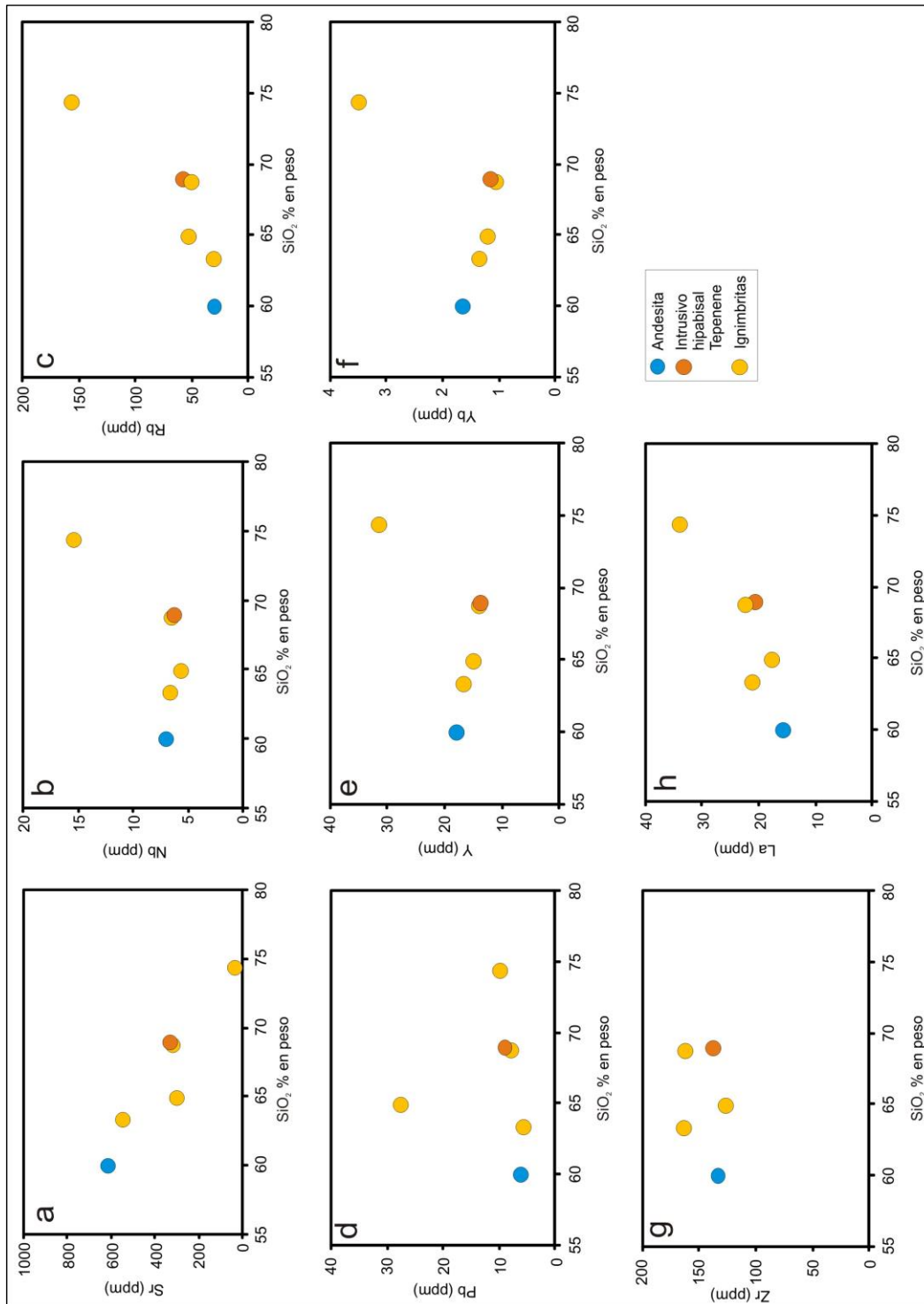


Figura 6.4. Patrones de elemento traza y tierras raras para las rocas de la zona volcánica del Tepenene. Las muestras están normalizadas respecto a basalto de dorsal meso-oceánica (N-MORB; Sun y McDonough, 1989) y respecto a la condrita de McDonough y Sun, 1995.

En la Figura 6.5 se muestran los diagramas de elementos traza y Tierras Raras (REE) de la suite de rocas El Tepenene, normalizados respecto a los valores reportados por Sun y McDonough, (1989) del manto primitivo. La Figura 6.5 a corresponde a la muestra andesítica del área de estudio. Se puede apreciar que existe un enriquecimiento en los LILE y Pb respecto a los HFSE, en particular, muestra una marcada anomalía positiva de Sr lo cual es comparable a las muestras andesíticas de los campos, Tilzapotla y Oaxaca, en las que dicha anomalía también está presente. El patrón de REE muestra una mayor concentración en REE ligeras (LREE) con respecto a las REE pesadas (HREE), estando muy empobrecida en estas últimas, lo cual también es una característica común respecto a las muestras de Oaxaca.

La Figura 6.5 b corresponde al intrusivo hipabisal Tepenene, cuyo patrón es muy similar firma a la que presenta la andesita, desplegando un enriquecimiento de LILE y Pb respecto de los HFSE, y la anomalía positiva de Sr, además las muestras del intrusivo muestran una anomalía más marcada para los valores de K y una ligera anomalía negativa en Ti, que no es tan marcada como en las suites de Tilzapotla o Goleta, pero sí es comparable a la desplegada por la suite de Muñeca. De igual manera las concentraciones de LREE son mayores a las de HREE, estando estas últimas ligeramente más empobrecidas en comparación a la andesita, ajustándose aún mejor al patrón de Oaxaca.

La Figura 6.5 c corresponde a las muestras ignimbríticas recolectadas en la zona de El Carmen y El Aguacate; nuevamente se puede observar enriquecimiento notorio en los (LILE) y Pb (HFSE), con excepción de una muestra perteneciente al área del Carmen (TEP-13) que muestra una anomalía negativa en Sr, misma que podría ser comparable a aquellas anomalías negativas que las muestras más diferenciadas de la Muñeca y Tilzapotla y las ignimbríticas de la Goleta presentaron. Nuevamente se presenta la anomalía negativa en Ti, presente también en el intrusivo hipabisal Tepenene. Los patrones de REE nuevamente muestran enriquecimiento para las HREE y empobrecimiento para las LREE, con la particularidad que TEP-13 presenta contenidos menos empobrecidos de HREE y una anomalía negativa en Eu, causando un patrón en forma de "gaviota", similar a las muestras de Goleta, Tilzapotla y la Muñeca, solo para esa muestra.

Los patrones de tierras raras (REE) muestran un alto contenido en tierras raras ligeras (LREE) respecto a las tierras raras pesadas (HREE), lo cual también es una característica en común con el resto de los centros volcánicos.

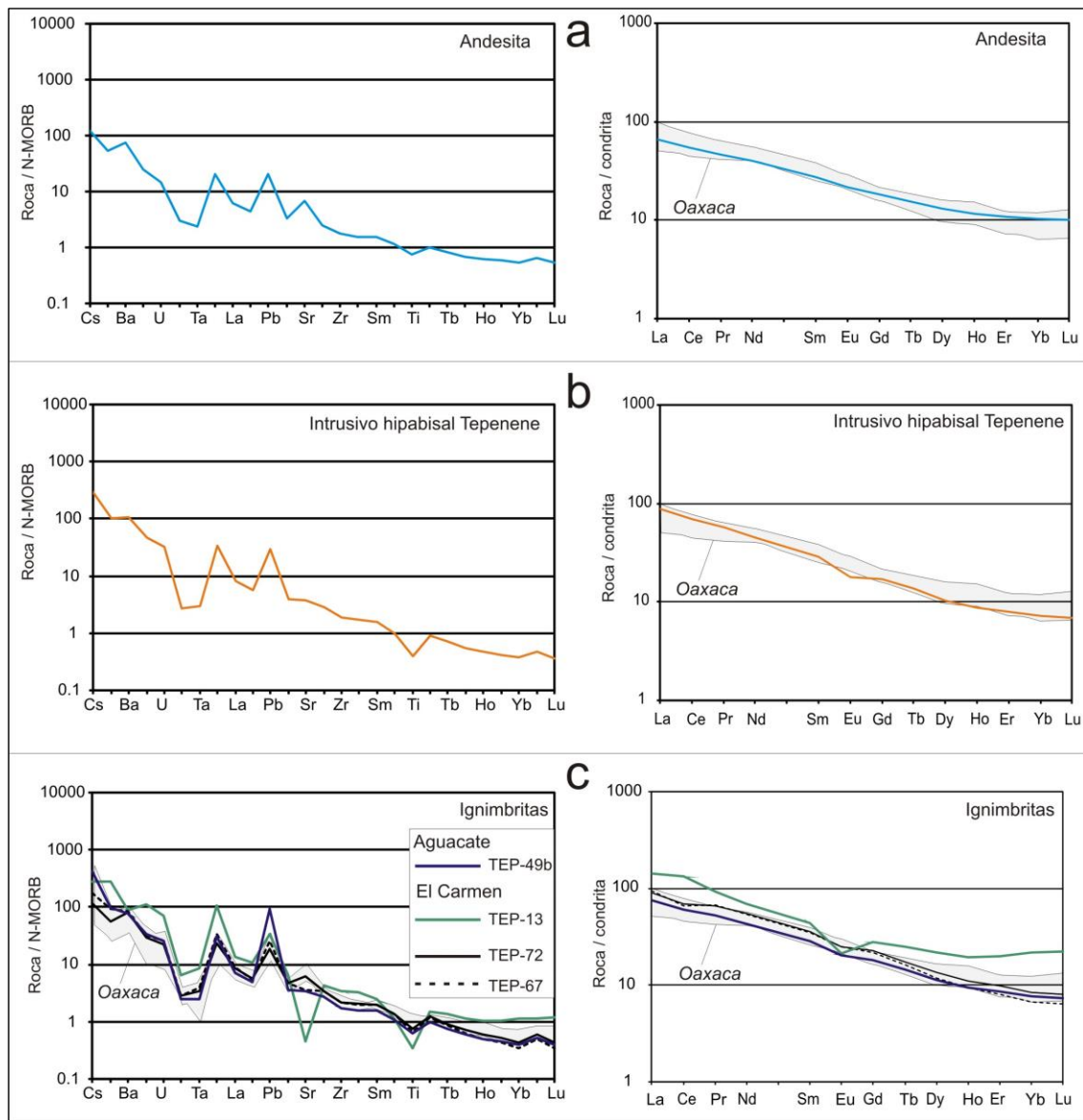


Figura 6.5. Patrones de elemento traza y tierras raras para las rocas de la zona volcánica del Tepenene. Las muestras están normalizadas respecto a basalto de dorsal meso-oceánica (N-MORB; Sun y McDonough, 1989) y respecto a la condrita de McDonough y Sun, 1995.

6.2.3 Aspectos petrogenéticos del área de estudio.

En la Figura 6.6 a se pueden observar valores de La/Yb que incrementan con respecto al sílice, y en la Figura 6.6 b también se observa esa correlación positiva para los valores de Sm/Yb vs La/Yb. Los valores de la anomalía de Eu/Eu* con respecto del sílice, parecen ser constantes sin definir una tendencia negativa clara,

a pesar de los valores empobrecidos de una muestra (TEP-13). Los valores altos de las tasas de La/Yb y Sm/Yb en conjunción con valores empobrecidos de las HREE, son un indicador de una fuente de granate (Gr) (Macpherson et al. 2006; Mori et al. 2009, Mori et al. 2012). Asimismo, estas tasas muestran un aumento notorio con respecto al grado de diferenciación, demostrando que la firma de Gr estuvo dominada por un proceso de cristalización fraccionada, similar a aquel descrito para las muestras del Campo Volcánico de Oaxaca, para el cual se ha propuesto que adquirió la firma del granate mediante un proceso de cristalización fraccionada a alta presión de basaltos provenientes del manto.

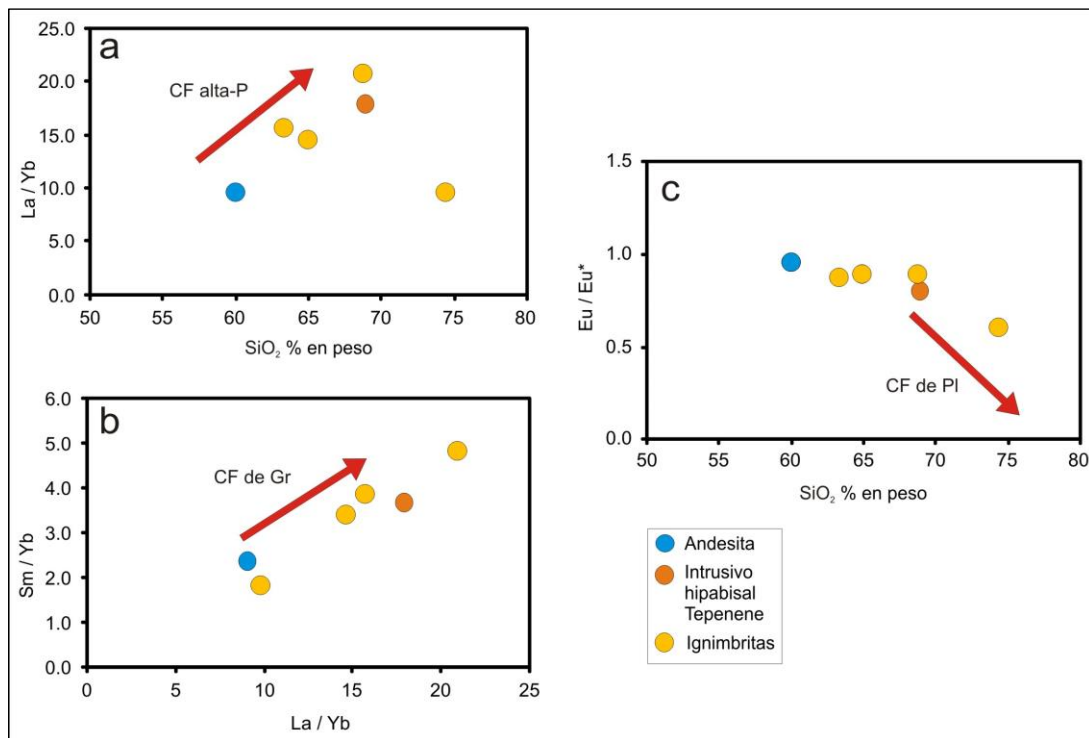


Figura 6.6. Diagramas para la suite de la zona de El Tepenene. a) La/Yb vs. SiO₂; b) Sm/Yb vs. La/Yb; c) Anomalía de Eu vs. SiO₂. CF=cristalización fraccionada; P=presión; Gr=granate; Pl=plagioclasa.

7. Discusión

7.1 Vulcanismo

En cuanto a su edad, el magmatismo de la zona del Tepenene se encuentra dentro del periodo de tiempo correspondiente al del sector norte central de la Sierra Madre del Sur el cual ocurrió entre 37 y 29 Ma (Ver Capítulo 4). La edad reportada para el intrusivo hipabisal Tepenene de 32.1-31.2 Ma y la edad reportada para un depósito piroclástico de la Fm. Puerto El Gato en 29.96 Ma (Silva-Romo et al., 2018), así lo demuestran.

La composición mineralógica de las lavas intermedias en la zona del Tepenene es de fenocristales de anfíbol y plagioclasa. Esta asociación mineralógica es similar a las que presentan las rocas de otros centros volcánicos del sector norte central de la SMS, como las andesitas (plagioclasa+hornblenda) en el campo de Oaxaca o la andesita Potrero (plagioclasa+piroxeno) en el centro volcánico de Muñeca.

El intrusivo hipabisal Tepenene presenta una asociación de plagioclasa, sanidino, biotita, anfíbol y cuarzo, lo que es similar al pórfido Tonatilco (plagioclasa+sanidino±biotita) en el centro volcánico de Muñeca o el pórfido Tercomates (sanidino+cuarzo) en Goleta.

Las ignimbritas de la zona del Tepenene presentan una asociación de feldespato alcalino, plagioclasa, anfíbol, biotita y contenidos traza de cuarzo, con un carácter félsico dacítico, como también lo indica la geoquímica. Estas características son similares a las ignimbritas del campo de Huautla, que llegan a ser dacíticas. Lo anterior contrasta con unidades piroclásticas de los otros centros volcánicos, siendo éstas en general más riolíticas (cuarzo+sanidino±plagioclasa±biotita), como los diques piroclásticos e ignimbritas en Muñeca, Goleta y Tilzapotla.

Características comunes entre la zona del Tepenene y el campo de Oaxaca, Muñeca y Goleta, son la presencia de cuerpos hipabisales. Sin embargo, aunque los diques piroclásticos son comunes en Muñeca y Goleta, no se presentan en la zona del Tepenene. Flujos de andesita se presentan tanto en la zona del Tepenene como en los campos de Oaxaca y Huautla.

El estilo eruptivo en la zona del Tepenene, como en los otros centros y campos volcánicos, fue predominantemente explosivo, produciendo desde tobas de ceniza hasta brechas piroclásticas, con la predominancia de tobas de lapilli y brechas tobáceas. Las brechas piroclásticas representan una

característica de la zona del Tepenene que no es tan común en otros centros y campos volcánicos del sector norte central de la SMS y se discuten más a fondo a continuación.

El origen y conexión del intrusivo hipabisal Tepenene, con las ignimbritas de la zona permanecen inciertos, si bien, de acuerdo con los fechamientos realizados a ambas unidades, estas se encuentran en un rango temporal cercano, las ignimbritas están asociadas a actividad volcánica explosiva mientras que el intrusivo está asociado a actividad magmática en niveles corticales someros.

7.2 Brechas piroclásticas en la zona del Tepenene

Uno de los esquemas de clasificación de las unidades volcánicas usados en el Capítulo 3, fue aquel de Branney y Kokelaar (2002), quienes proponen una serie de interpretaciones a cada litofacies que conforma su clasificación de ignimbritas. Por este motivo resulta conveniente discutir los conceptos claves.

7.2.1 Corrientes de densidad

Las corrientes piroclásticas de densidad son aquellas mezclas heterogéneas de partículas volcánicas y gas, que fluyen de acuerdo a su densidad relativa al fluido que las rodea (la atmósfera generalmente) debido a la gravedad (Branney y Kokelaar, 2002). Los depósitos que resultan de una corriente piroclástica de densidad han sido generalmente categorizados como “ignimbritas”, las cuales, generalmente, son ricas en ceniza y pómez, y predominantemente exhiben una mezcla mal clasificada de pómez y líticos del tamaño de lapilli soportados por una matriz vítrea con fragmentos de cristales (Branney y Kokelaar, 2002).

Branney y Kokelaar (2002) desarrollan la idea de Fisher (1966) que consiste en explicar la formación de las ignimbritas como un proceso de agradación progresiva, el en el cual se infiere que el depósito de estas es sostenido e incremental. El proceso de agradación progresiva de las capas masivas (aquellas donde no se distingue estratificación) generalmente inicia de abajo hacia arriba. El proceso de depósito de ignimbritas se lleva a cabo en la parte basal del flujo piroclástico de densidad, en una zona denominada “zona del límite del flujo”, la cual se define como la superficie entre la corriente y el substrato, por ende, las ignimbritas no son representativas de todo el espesor de las corrientes de flujo piroclásticas (la nube piroclástica), sino únicamente de la parte basal de las mismas en el momento del depósito (Branney y Kokelaar, 2002) (Figura 7.1).

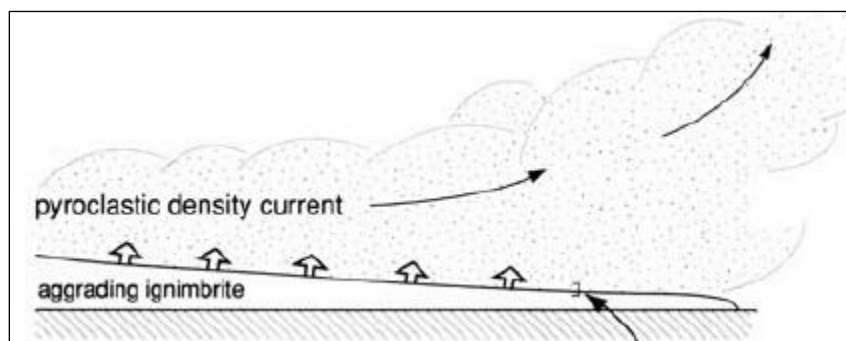


Figura 7.1 Se muestra la posición instantánea de la zona límite de flujo, la cual está compuesta por la parte más basal de la corriente y por la parte más superior del depósito que se forma. Figura modificada de Branney y Kokelaar (2002).

Para distinguir las variaciones en las propiedades de una corriente de densidad resulta imperativo distinguir dos marcos de referencia distintos el Euleriano y el Lagrangiano. El primero se usa para describir las variaciones que ocurren en un punto fijo de la corriente, mientras que el segundo se usa para describir las variaciones que ocurren en un punto que se mueve con la corriente.

Habiendo definido lo anterior, una corriente de flujo de densidad es estable (*steady*) cuando el material que pasa por un punto fijo (marco de referencia Euleriano) mantiene propiedades como la velocidad, temperatura o composición constantes. Hay tres tipos de inestabilidad; crecimiento (*waxing*) es cuando un parámetro incrementa con el tiempo; menguamiento (*waning*) es cuando un parámetro decrece con el tiempo; quasi-estabilidad que es cuando un parámetro fluctúa nula o muy ligeramente alrededor de un valor constante. Que la velocidad de la corriente crezca o mengue de manera abrupta puede ser resultado, respectivamente, de una dilatación en un conducto o ventila o del escape progresivo de volátiles de la cámara magmática o conducto volcánico.

Algunos autores como Walker et al. (1995) han considerado que las corrientes piroclásticas de densidad son de "una sola oleada" (*single-surge current*) esto quiere decir que son pulsos individuales de corta duración que crecen rápidamente y casi inmediatamente comienzan a menguar (Figura 7.2 a la izquierda). Sin embargo, se ha propuesto que algunas corrientes de densidad pueden sostenerse por hasta varias horas (e.g Sparks et al., 1997) y en dichas erupciones es probable que se den las condiciones para que pueda existir un flujo cuasi-estable. A estas corrientes de densidad se les conoce como corrientes sostenidas (*sustained current*) (Figura 7.2 a la derecha).

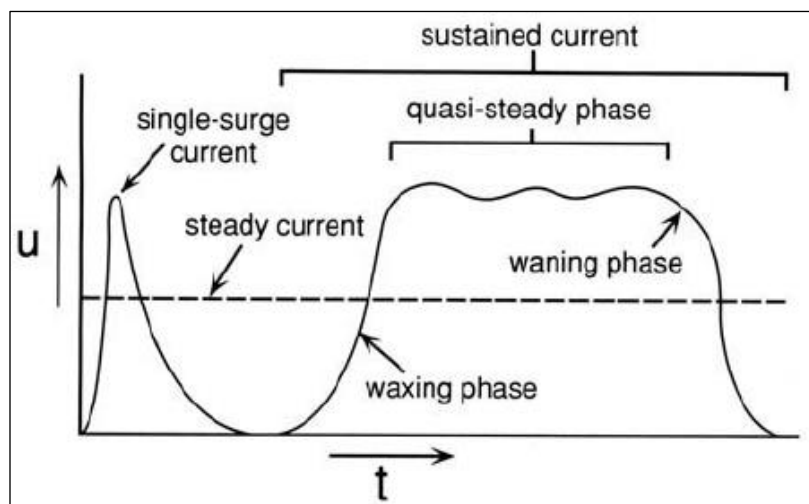


Figura 7.2. Gráfica de velocidad (u) vs tiempo (t). Las corrientes de densidad pueden variar de una sola oleada, que son muy inestables, a sostenidas que son queasi-estables. Figura tomada de Branney y Kokelaar (2002).

Aquellas corrientes definidas como “Uniformes” son aquellas que no presentan variaciones espaciales de sus propiedades (marco de referencia Lagragniano), por ejemplo, condiciones como un cambio en la pendiente, que a su vez aumenta la aceleración de la corriente, son descritas en términos de No Uniformidad. Las corrientes Uniformes *per se*, son inexistentes en la naturaleza, sin embargo, hay partes de algunas corrientes piroclásticas de densidad que son casi uniformes. Las causas de no uniformidad son variables y pueden ser; cambios en la pendiente, sedimentación, ruptura o abrasión de clastos, interacción con el substrato o ingesta de aire. Branney y Kokelaar (2002) usan los términos acumulativa (*accumulative*) y reducida (*depleted*), para hacer referencia a los incrementos y decrementos de un parámetro respectivamente. Por ejemplo, una corriente es acumulativa si acelera debido a un cambio de pendiente.

Habiendo definido los términos anteriores, es importante mencionar que una corriente piroclástica de densidad puede o no puede depositar ignimbritas. Mientras más menguante y reducida sea, será más probable que deposite, sin embargo, si una corriente es, por ejemplo, creciente, pero al mismo tiempo reducida, el depósito también puede llevarse a cabo, lo mismo si es menguante pero acumulativa.

Como se pudo observar la secuencia de rocas piroclásticas de la zona de El Tepenene (Ver Capitulo 4) consiste en una intercalación de ignimbritas de las litofacies *tobas de lapilli masivas* (TLm) y *brechas líticas masivas* (BLm). Si bien existen algunos elementos que hacen ligeramente distintas a una unidad de otra, las dos litofacies mencionadas anteriormente son los dos grupos principales.

7.2.2 Litofacies de Tobas de Lapilli Masivas (TLm)

La mala clasificación de estas ignimbritas y la ausencia de estratificación indican que la zona límite de flujo estuvo dominada por un abundante escape de fluidos, lo que inhibió la segregación de los granos inducida por cizalla y por ende la estratificación. Estas litofacies no ofrecen información sobre la concentración de los granos o el grado de turbulencia en niveles superiores de la corriente de densidad. Branney y Kokelaar (2002) establecen que la abundancia de ceniza fina en la matriz en TLm es un indicador de que, aunque hubo un abundante escape de fluidos, lo cual probablemente causó la elutriación (separación de partículas de diferente densidad y/o peso) de una gran cantidad de ceniza fina, no fue lo suficientemente desarrollado para eliminar toda la ceniza fina. Algunos efectos que pueden explicar el depósito de ceniza fina en un medio dominado por el escape de fluidos, es la aglomeración electroestática (cuando $T > 100^{\circ}\text{C}$) o la aglomeración por humedad (cuando $T < 100^{\circ}\text{C}$) (Simons 1996; Schaafsma et al. 1998). Además, es probable que una porción de la ceniza fina sea producida *in situ* en la zona límite de flujo por efecto de abrasión entre los clastos.

La falta de variación vertical (e.g. gradación normal, gradación inversa) en las unidades de El Tepepene es un indicador que los depósitos se llevaron a cabo en condiciones de cuasi estabilidad en una corriente piroclástica de densidad sostenida.

7.2.3 Litofacies de Brechas Líticas Masivas (BLm)

Branney y Kokelaar (2002) establecen que el mecanismo de depósito de estas litofacies es esencialmente el mismo que el de otras litofacies (e.g. TLm), siendo la mayor diferencia la energía que la corriente piroclástica de densidad tuvo que haber tenido para mover partículas de mayor volumen. Branney y Kokelaar (2002) distinguen tres orígenes posibles para los bloques que conforman estas litofacies: 1) Erosión o colapso de las paredes de algún conducto o ventila volcánica; 2) Avalanchas que convergieron con la corriente de densidad; 3) Erosión del sustrato por la corriente de densidad. Un origen híbrido de los bloques puede sugerir que el depósito se desarrolló en una caldera, particularmente en un escarpe de falla provocado por el colapso de esta, donde se pueden generar conductos fisurales (Branney y Kokelaar; 1994).

Muchos de los clastos de las BLm de El Tepepene presentaban alteraciones hidrotermales tales como oxidación (Capítulo 3), Branney y Kokelaar (2002) interpretan que el origen de estos clastos puede provenir

de zonas metasomatizadas alrededor del conducto de erupción o del interior de la cámara magmática, específicamente de la parte del techo que se desintegra durante el colapso de una caldera.

Como se puede apreciar en el diagrama ternario de Fisher (1961) para la clasificación de rocas piroclásticas por su tamaño de grano las BLM de la zona de El Tepenene (Ver Capítulo 4) son relativamente pobres en lapilli y ceniza lo que es un indicador de que hubo una segregación eficiente entre los bloques y los clastos de menores tamaños. Branney y Kokelaar (2002) explican este fenómeno de diferentes maneras: 1) Una competencia de la corriente reducida (debido a una velocidad reducida) puede ocasionar segregación, porque limita la distancia en la cual una corriente puede transportar bloques grandes; 2) Filtración selectiva, se da cuando el depósito se lleva a cabo en una zona límite de flujo con un abundante escape de fluidos en el cual se genera un ascenso de gas lo suficientemente fuerte para remover no solo ceniza fina pero también pómez o pequeños clastos líticos; 3) El tamaño de los granos suele ser mayor mientras más proximal sea la corriente de densidad.

7.2.4 Inferencias de las litofacies

La interpretación que se le ha dado a cada una de las dos litofacies presentes en la zona de El Tepenene nos lleva a la conclusión de que ambas fueron generadas a partir de una corriente de densidad piroclástica sostenida (Figura 7.2) lo cual explica la ausencia de estratificación y gradación, esto a su vez implica que el depósito fue prolongado y estable (quasi-estable) para ambas litofacies. Una corriente piroclástica de densidad prolongada y quasi-estable se puede dar por una “fuente” piroclástica provocada en una erupción explosiva, en la cual la dispersión de las partículas pierde inercia y no calienta el suficiente aire para flotar por ende sigue trayectorias similares a las de una fuente (Figura 7.3). El anterior escenario puede generar una columna Pliniana o Sub-pliniana sobre la fuente piroclástica (Figura 7.3 A) O puede ser producto de una fuente en la que no se generó una columna alta (Figura 7.4 B).

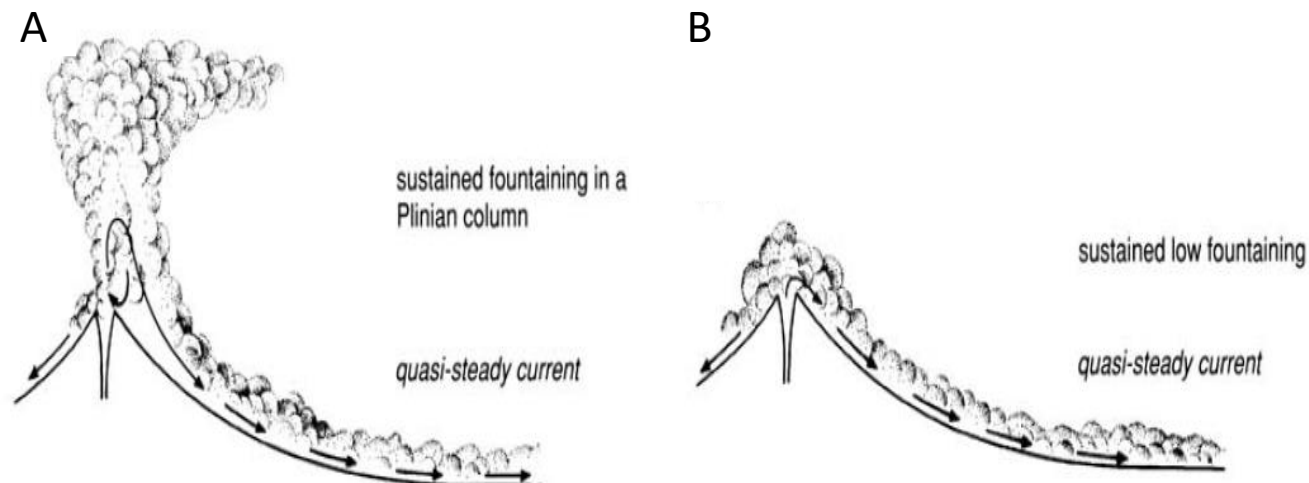


Figura 7.3. Posibles orígenes de corrientes piroclásticas de densidad quasi-estables. (A) Corriente sostenida derivada de una fuente piroclástica sostenida. La altura de la columna puede ser variable y tiende a transicionar a (B) o bien puede nunca formarse. (B) Corriente sostenida derivada de fuente piroclástica sostenida sin columna pliniana.

Debido a que al desarrollo de una columna Pliniana se suele asociar con depósitos de caída de pómez, el cual no se identificó durante las expediciones en el campo, se interpreta que la corriente de densidad que generó la sucesión de la zona de El Carmen no desarrolló una columna pliniana significativa y que más bien fue como se representa en la Figura 7.3 B.

Como se puede observar en la columna, la sucesión de rocas en la zona de El Carmen consiste en intercalaciones de TLm y BLm en todo el espesor de la misma, la manera en la que se puede explicar esto es que esta sucesión se formó a partir de numerosas corrientes piroclásticas de densidad quasi-estables, pero que variaron en el nivel de energía, requiriendo un mayor nivel energético la formación de BLm.

Una característica interesante de algunas BLm de la zona de El Carmen es que algunos de los bloques líticos que las conforman muestran alteración hidrotermal la cual de acuerdo con Branney y Kokelaar (2002) pueden ser derivadas de zonas metazomatizadas alrededor del conducto de la erupción y/o de la cámara mágmatica, específicamente de donde el techo de la cámara se desintegra durante el colapso de una caldera.

7.3 Geoquímica

Las rocas del área de estudio muestran patrones de elementos mayores y elementos traza que son propios del magmatismo de arco volcánicos como lo son un mayor enriquecimiento en LILE, anomalías positivas en el Ba, Pb y Sr, anomalías negativas en Nb, Ta y un mayor enriquecimiento en LREE respecto a HREE. Adicionalmente muestran la misma tendencia que el resto de los campos volcánicos en los diagramas de elementos mayores correlación positiva entre K_2O y el SiO_2 una correlación negativa entre el CaO y el Al_2O_3 vs SiO_2 . También las muestras andesíticas muestran anomalías similares a aquellas encontradas en Muñeca, Tilzapotla y Oaxaca.

Cómo se puede observar en el análisis de elementos mayores (Ver Capítulo 6), toda la suite de rocas del área de estudio pertenece a la serie sub alcalina, y despliega los patrones esperados en el contexto de vulcanismo asociado a un arco volcánico, la disminución en los Óxidos de Mg, Ca, Fe, Al y Ti con respecto del Sílice es coherente con el proceso de diferenciación por cristalización fraccionada de minerales como plagioclasa, piroxeno, óxidos y anfíbol, todos ellos identificados en las rocas de la suite (ver Cap. 5). Además de eso, en los diagramas de Na_2O+K_2O-CaO vs. SiO_2 y FeO^* vs. FeO^*/MgO , muestran un carácter predominantemente calcialcalino para las muestras de la suite, lo que refleja una evolución magmática bajo condiciones oxidantes debido a presencia de H_2O en el fundido (Gill, 2010), lo cual también es una característica de la evolución magmática asociada a una zona de subducción.

Los patrones de elementos traza aportan aún más evidencia que asocia el origen de las rocas del área de estudio a una zona de subducción, como son un mayor enriquecimiento de LREE respecto HREE, asimismo, de LILE respecto a los HSFE. En particular las anomalías negativas de Nb y Ta las cuales son explicadas debido a que, por la insolubilidad de estos elementos, los fluidos acuosos generados durante la deshidratación del slab no pueden transportarlos eficientemente a la zona de generación de magma lo que resulta en un empobrecimiento de estos (White, 2005), por lo que también son una característica diagnóstica de este ambiente tectónico.

Los valores altos de las tasas de La/Yb y Sm/Yb en conjunción con valores empobrecidos de las HREE, son un indicador de granate (Gr) (Macpherson et al. 2006; Mori et al. 2009, Mori et al. 2012). Asimismo, estas tasas muestran un aumento notorio con respecto al grado de diferenciación, demostrando que la firma de Gr estuvo dominada por un proceso de cristalización fraccionada. Existe evidencia experimental de que el Gr es una fase ígnea común en fundidos derivados del manto (*derivative liquids*), asociados a magmatismo

calcialcalino de arco (Macpherson et al. 2006; Mori et al. 2009, Mori et al. 2012). Por lo que al igual que en el Campo Volcánico de Oaxaca, la evidencia geoquímica parece apuntar a que la petrogénesis fue por cristalización fraccionada de granate a alta presión de un precursor basáltico derivado del manto.

8. Conclusiones.

- La evidencia temporal de la concordancia en el tiempo geológico (37-29 Ma), la similitud en las rocas ígneas y el estilo eruptivo inferido permiten concluir que la zona de El Tepenene forma parte del episodio de magmatismo silícico explosivo que formó los centros volcánicos aledaños y que se llevó a cabo en el Eoceno-Oligoceno temprano, formando así parte del cinturón volcánico discontinuo que a su vez es uno de los dos cinturones ígneos que conforman la SMS
- La evidencia litológica en el área de estudio El Tepenene, confirma que las ignimbritas del área y en específico las del área del Carmen, fueron generadas a partir de corrientes de densidad piroclásticas sostenidas, en la que presumiblemente la fuente piroclástica no generó una columna Pliniana, ya que no se identificaron depósitos de caída en la proximidad. La intercalación entre las litofacies de TLm y BLm son un indicador de que estas corrientes de densidad fueron variables en el nivel de energía.
- La evidencia geoquímica apunta a que los productos volcánicos del área de estudio fueron generados en condiciones similares al campo volcánico de Oaxaca, en el que la anomalía térmica no se propagó a niveles superficiales de la corteza, inhibiendo el proceso de maduración termomecánica, generando más bien un ambiente controlado por cristalización fraccionada de granate a alta presión de un precursor basáltico derivado del manto, en niveles corticales más profundos.
- Finalmente, este trabajo contribuye al entendimiento general del magmatismo que generó la SMS y en particular de la zona de El Tepenene, aportando nuevos conocimientos y productos como lo son una descripción detallada de la estratigrafía volcánica en las zonas de El Carmen, Xaltianguis y El Aguacate; así como dos columnas geológicas representativas del área de estudio, en las que se incluye una unidad correspondiente a una lava andesítica, la cual no había sido previamente descrita ni mapeada.

BIBLIOGRAFÍA

- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., Morán-Zenteno, D.J., y Alba-Aldave, L., 2002, Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 118, p. 1–14.
- Branney, M.J., y Kokelaar P., 2002, *Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites*: Geological Society of London, v. 27, p. 1-85.
- Branney, M. J. y Kokelaar, P., 1994, Rheomorphism and soft-state deformation of tuffs induced by volcanotectonic faulting at a piecemeal caldera, English Lake District: *Geological Society America Bulletin*, v. 106, p. 507-530.
- Campa, M.F., y Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040–1051.
- Campos-Madrigal, E., Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C.C., y Silva-Romo, G., 2013, Sedimentología, reconstrucción paleoambiental y significado tectónico de las sucesiones clásticas del Jurásico Medio en el área de Texcalapa, Puebla - Huajuapán de León, Oaxaca: Revisión de las formaciones Ayuquila y Tecmazúchil: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 30, p. 24-50.
- Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., y Iriondo, A., 2007, Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, northern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean-North American plate interaction: *Tectonics*, v. 26.
- De Cserna, Z., 1965, Reconocimiento Geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, estado de Guerrero: *Boletín del Instituto de Geología*, v. 62, p. 1–76.
- De la Torre, A.I. y Bonifacio, C., 2016, Análisis de la deformación temprana del intrusivo Tepenene, Los Amates, Puebla, su implicación tectónica: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de ingeniería. Tesis Profesional.
- Ducea, M.N., Gehrels, G.E., Shoemaker, S., Ruiz, J., y Valencia, V.A., 2004, Geologic evolution of the Xolapa Complex, southern Mexico: Evidence from U-Pb zircon geochronology: *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, p. 1016–1025.
- Elías-Herrera, M., y Ortega-Gutiérrez, F., 1997, Petrology of high-grade metapelitic xenoliths in an Oligocene rhyodacite plug – Precambrian crust beneath the southern Guerrero terrane, Mexico?: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, p. 101–109.

- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Macías-Romo, C., Sánchez-Zavala, J.L., y Solari, L., 2009, Geocronología U-Pb del Esquisto Tejupilco: Implicaciones tectónicas pre- Albianas para el terreno Guerrero, sur de México, en el Simposio: El origen, naturaleza y evolución geológica del Terreno Guerrero y sus conexiones regionales, Taxco, México.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., y Macías-Romo, C., 2000, Geological and geochronological data of Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: New constrains on its tectonic interpretation: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 355–375.
- España-Pinto, A. 2001. Estratigrafía y geología de la cuenca de Tehuizingo, Puebla: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería. Tesis Profesional.
- Farfán-Panamá, J.L., Camprubí, A., Gonzalez Partida, E., Iriondo, A., y González-Torres, E., 2015, Geochronology of Mexican mineral deposits. III: the Taxco epithermal deposits, Guerrero: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v.67, p. 357–366.
- Ferrari, L., Bergomi, M., Martini, M., Tunesi, A., Orozco-Esquivel, T., Lopez-Martinez, M., 2014, Late Cretaceous-Oligocene magmatic record in southern Mexico: the case for a temporal slab window along the evolving Caribbean-North America-Farallon triple boundary: *Tectonics*, v. 33, p. 1738–1765.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., and Bryan, S., 2007, Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of western margin of North America, in Alaniz-Álvarez S.A., and Nieto-Samaniego, A.F., eds., *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of Mexico: Geological Society of America Special Paper*, v. 422, p. 1–39.
- Fisher, R. V., 1966, Mechanism of deposition from pyroclastic flows: *American Journal Science*, v. 264, p. 350-363.
- Fisher, R.V., 1961, Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks: *Geological Society of America Bulletin*, v. 72, p. 1409–1414.
- Fries Jr., C., y Rincón-Orta, C., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronología: *Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, v. 73, p. 57-133.
- Fries, C. 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: *Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, v. 60, 236 p.
- Gill, R., 2010, *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Wiley-Blackwell, Chichester, UK.

- González-Cervantes, N., 2007, Evolución del centro silíceo de la Sierra de Nanchititla Edo. de México y Michoacán: Universidad Nacional Autónoma de México, Programa de posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, Tesis de Maestría.
- González-Partida, E., Levresse, G., Carrillo-Chávez, A., Cheilletz, A., Gasquet, D., y Jones, D., 2003, Paleocene adakite Au–Fe bearing rocks, Mezcala, Mexico: evidence from geochemical characteristics: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 80, p. 25–40.
- González-Torres, E.A., Morán-Zenteno, D.J., Mori, L., Díaz-Bravo, B., Martiny, B.M., y Solé, J., 2013, Geochronology and magmatic evolution of the Huautla volcanic field: last stages of the extinct Sierra Madre del Sur igneous province of southern Mexico: *International Geology Review*, v. 55, p. 1145–1161.
- Hernández-Marmolejo, Y.B., 2017, Sedimentología, procedencia del relleno clástico y evolución tectosedimentaria de la Cuenca Tepenene, sur de Puebla, México: Universidad Nacional Autónoma de México. Programa de posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología. Tesis de Maestría.
- Hernandez-Pineda, G.A., Solari, L.A., Gomez-Tuena, A., Mendez-Cardenas, D.L., y Pérez-Arvizu, O., 2011, Petrogenesis and thermobarometry of the ~50 Ma rapakivi granite-syenite Acapulco intrusive: implications for post-Laramide magmatism in southern Mexico: *Geosphere*, v. 7, p. 1419–1438.
- Hernández-Romano, U. 1999, Facies, stratigraphy, and diagenesis of the Cenomanian-Turonian of the Guerrero-Morelos Platform, southern Mexico: Postgraduate Research Institute for Sedimentology University of Reading. Tesis de Doctorado.
- Herrmann, U.R., Nelson, B.K., y Ratschbacher, L., 1994, The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico): *Tectonics*, v.13, p. 455–474.
- Iriondo, A., Kunk, M.J., y Winick, J.A., CRM, 2004. 40Ar/39Ar Dating Studies of Minerals and Rocks in Various Areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part II). Open-File Report 04–1444, U.S. Geological Survey. on-line ed. (46p).
- White, J.D.L., y Houghton, B.F., 2006, Primary volcanoclastic rocks: *Geology*, v.34, p. 677–680.
- Keppie, D.F., Currie, C.A., y Warren, C., 2009, Subduction erosion modes: comparing finite element numerical models with the geological record: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 287, p. 241–254.
- Le Bas, M.J., Maitre, R.W.L., Streckeisen, y A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, v. 27, p. 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., y Zanettin, B., 1989, *Igneous Rocks: A Classification*

and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific, Oxford, UK.

- Levresse, G., González-Partida, E., Carrillo-Chavez, A., Tritlla, J., Camprubí, A., Cheilletz, A., Gasquet, D., y Deloule, E., 2004. Petrology, U/Pb dating and (C-O) stable isotope constraints on the source and evolution of the adakite-related Mezcala Fe-Au skarn district, Guerrero, Mexico: *Mineralium Deposita*, v. 39, p. 301–312.
- Macpherson, C., Dreher, S., y Thirlwall, M.F., 2006, Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 243, p. 581–593.
- Martini, M., Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Cerca-Martinez, M., Valencia, V.A., y Serrano-Duran, L., 2009, Cretaceous-Eocene magmatism and Laramide deformation in southwestern Mexico: no role for terrane accretion: *Geological Society of America Memoirs*, v. 204, p. 151–182.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., y Centeno-García, E., 2011, Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, central Mexico): Late Jurassic-Early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero terrane: *The Journal of Geology*, v. 119, p. 597–617.
- Martiny, B., Martínez-Serrano, R., Morán-Zenteno, D., Macías-Romo, C., y Ayuso, R., 2000, Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks in western Oaxaca, southern Mexico: *Tectonophysics*, v. 318, p. 71–98.
- Meza-Figueroa, D., Valencia-Moreno, M., Valencia, V.A., Ochoa-Landín, L., Pérez-Segura, E., y Díaz-Salgado, C., 2003, Major and trace element geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Laramide plutonic rocks associated with gold-bearing Fe skarn deposits in Guerrero state, southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, v.16, p. 205–217.
- Middlemost, E., 1989, Iron Oxidation Ratios, Norms and the Classification of Volcanic Rocks: *Chemical Geology*, v. 77, p. 19-26.
- Moore, J.C., Watkins, J.S., Shipley, T.H., McMillen, K.J., Bachman, S.B., y Lundberg, N., 1982, Geology and tectonic evolution of a juvenile accretionary terrane along a truncated convergent margin: synthesis of results from Leg 66 of the Deep Sea Drilling Project, southern Mexico *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 847-861.
- Morán-Zenteno D. J., y Cerca M, Keppie D.J., 2005, La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 3, p. 319-341.
- Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Solé, J., y Iriondo, A., 2004, A major resurgent caldera in southern Mexico: The source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 136, p. 97–119.

- Morán-Zenteno, D., Cerca, M., and Keppie, J.D., 2007, The Cenozoic tectonic and magmatic evolution of southwestern Mexico: Advances and problems of interpretation, in Alaniz-Álvarez, S.A., y Nieto-Samaniego, Á.F., eds., *Geology of Mexico: Celebrating the centenary of the Geological Society of Mexico: Geological Society of America Special Paper*, v. 422, p. 71–91.
- Morán-Zenteno, D.J., Corona-Chávez, P., y Tolson, G., 1996, Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: Pluton geobarometry constraints: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 141, p. 51–65.
- Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M., Solari, L., Mori, L., Luna-González, L., González-Torres, E.A., 2018, Cenozoic magmatism of the Sierra Madre del Sur and tectonic truncation of the Pacific margin of southern Mexico: *Earth-Sciences Reviews*, v.183, p. 85-114.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., Goldstein, S.L., Pérez Arvizu, O., y Solís-Pichardo, G., 2009, Lithospheric removal as a trigger for flood basalt magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of Petrology*, v. 50, p. 2157–2186.
- Mori, L., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M., González-Torres, E.A., Chapela-Lara, M., Díaz-Bravo, B.A., y 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*, v. 54, p. 1475–1496.
- Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., y Rosas-Elguera, J., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, p. 347–363.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978, Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, v. 2, p. 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica Internacional*, v. 20, p. 177–202.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., y Dávalos-Elizondo, M.G., 2008, On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, p. 346–364.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., y Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956–983.
- Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., Labrecque, J., y Haxby, W., 1988, A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution: *Tectonophysics*, v. 155, p. 121–138.

- Rodríguez-Torres, R., 1970, Itinerario geológico México Oaxaca. Libro guía de la Excursión México-Oaxaca: Sociedad Geológica Mexicana, Volumen especial, p. 4 -25.
- Sabanero-Sosa M.H., Salinas-Prieto J.C., Talavera-Mendoza O., Campa-Uranga M.F., y Sánchez- Rojas L.E., 1996, Informe final de la carta geológico-minera y geoquímica de Chiautla, Estado de Puebla, escala 1:50000, hoja INEGI E14B72, Convenio Consejo de Recursos Minerales – Escuela Regional de Ciencias de la Tierra, 105 pp., 1 map, Consejo de Recursos Mineros., Pachuca, México.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., Solís- Pichardo, G., Tolson, G., y Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: *Tectonics*, v. 14, p. 1339–1350.
- Schaafsma, S. H., Vonk, P., Segers, P. y Kossen, N. W. F., 1998. Description of agglomerate growth: *Powder Technology*, v. 97, p. 183-190.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America, Special Paper*, v. 278, p.1–153.
- Shand, S.J., 1943, *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. John Wiley y Sons, New York.
- Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C.C., Campos-Madrigal, E., Hernández-Marmolejo, Y.B., de la Rosa-Mora, O.A., de la Torre-González, A.I., Bonifacio-Serralde, C., López-García, y N., Nápoles-Valenzuela, J.I., 2018, Timing of the Cenozoic basins of Southern Mexico and its relationship with the Pacific truncation process: Subduction erosion or detachment of the Chortis block: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 83, p. 178-194.
- Silva-Romo, G., 2010, Origen tectónico y evolución de la Cuenca Tehuiztingo-Tepexi estado de Puebla: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Tesis Doctoral.
- Simons, S. R. J. 1996, Modelling of agglomerating systems: from spheres to fractals: *Powder Technology*, v. 87, p. 29-41.
- 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*, v. 42, p. 313–345.
- Walker, G. P. L., Hayashi, J. N. y Self, S., 1995, Travel of pyroclastic flows as transient waves - implications for the energy line concept and particle-concentration assessment: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 66, p. 265-282.
- White, W. M., 2013, *Geochemistry*. Wiley-Blackwell, Chichester, UK.