



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Caracterización morfológica y geoquímica del
cono Santa Martha, Campo Volcánico Sierra
Chichinautzin, Estado de México**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Edgar Iván Pérez Mendoza

DIRECTOR DE TESIS

Dr. José Luis Arce Saldaña



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2023

Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer a Dios por estar siempre conmigo y darme la salud para poder realizar la presente tesis.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, le agradezco por el privilegio de caminar a través de sus pasillos, entrar a sus aulas y ser mi segundo hogar por varios años. Además, de formarme como estudiante y ser humano. Me llena de orgullo pensar que estoy “Hecho en C.U.”.

Agradezco infinitamente a mi asesor y amigo el Dr. J.L. Arce Saldaña, por la confianza que depositó en mi persona al abrirme las puertas de su laboratorio. Además, de la paciencia y dedicación que ha invertido en este trabajo. Es un honor haber realizado esta investigación a su lado, pero también me siento muy privilegiado por todo lo que me ha enseñado durante las clases y salidas a campo. Igualmente agradezco los consejos que ha compartido conmigo porque me han permitido crecer como estudiante y persona, gracias Doc.

Quiero agradecer al M en C. Sergio Salinas Sánchez, por todo el apoyo que me ha brindado a través de las distintas etapas de mi formación, desde las primeras clases de geomorfología y GIS, hasta ahora en algunas salidas de campo. También agradezco su valiosa amistad.

Le doy un agradecimiento muy especial a la Dra. Laura Mori, por las extraordinarias clases de geoquímica y petrología ígnea. Igualmente, por su valiosa disposición para revisar este trabajo. Sus comentarios enriquecieron mucho esta investigación. Gracias Dra.

Muchas gracias a la Dra. Valerie Pompa Mera, por la confianza que siempre transmite a todos los alumnos para resolver algunas dudas respecto a las rocas ígneas y por el valioso tiempo que invirtió en la revisión de este trabajo.

Al Dr. Enrique A. González Torres, le agradezco mucho porque durante las primeras charlas que tuvimos en las sesiones de tutorías, me convirtió en un fanático de los volcanes. También agradezco mucho el tiempo que invirtió en la revisión de esta investigación, gracias Dr.

Le agradezco mucho a la M. en C. Patricia Girón G. por el apoyo con los análisis de fluorescencia de rayos X y a la M en C. Ofelia Pérez Arvizu por los análisis de ICP-MS. También extendo mis agradecimientos al Ing. Teodoro Hernández Treviño por permitirme trabajar en el laboratorio de molienda y al Ing. Carlos Linares López (Charly) por su amable asistencia con los análisis en la microsonda.

Agradezco al proyecto PAPIIT-UNAM IN101620 por el financiamiento para el desarrollo de esta investigación.

Quisiera extender un agradecimiento muy especial para la M en I. Isabel Domínguez Trejo, por todo el apoyo que me ha brindado con la documentación que he requerido desde que me encontraba cursando los créditos de la carrera y ahora durante el proceso de titulación.

A mi padre le agradezco todo el apoyo que me ha brindado a lo largo de mi vida, por estar siempre pendiente de mi bienestar y por amarme tal como soy. Te amo Pa.

Al amor de mi vida, mi madre, por cuidarme de una manera increíble desde el primer segundo de mi existencia, por amarme y apoyarme incondicionalmente. Siempre vas a ser mi persona favorita. Te amo Ma.

A mis hermanas y hermano por cuidarme en todo momento, por el amor y la amistad que me regalan todos los días. Me siento muy feliz de compartir esta vida con ustedes. Los amo.

A las personas conocí en la Facultad de Ingeniería, con quienes viví momentos hermosos e inolvidables, en especial a Marielita y mis hermanos: Macías, Byron, Misa, Checo, Gus y Deivid. También agradezco a las valiosas amistades que pude formar en mi paso por el Instituto de Geología: Sandra, Mike, Memo, Lalo, Félix, Eli, Beto, Isela, los niños, Elías, Richi, Mire y Vania, los estimo mucho. Y a mis amigos y amigas de toda la vida, porque me han apoyado y regalado muchos de los momentos más felices de mi historia, en especial mi hermano Gus.

Me gustaría mencionar a más personas que están implícitas en esta parte final pero no puedo describir a tantos y tantas. Aun así, sé que ustedes son conscientes de lo mucho que los aprecio, por favor nunca lo olviden.

Para mi madre...

Nunca debes perder el valor;

suceda lo que suceda

Ikki

Contenido

Resumen.....	1
1 Introducción	2
1.1 Planteamiento del problema	3
1.2 Localización del área de estudio	6
1.3 Objetivos	7
2 Marco teórico.....	8
2.1 Vulcanismo monogenético.....	8
2.2 Conos de escoria (Características y estilo eruptivo)	11
2.3 Génesis de magmas en zonas de subducción	13
2.4 Evolución magmática	16
3 Marco Geológico	18
3.1 Faja Volcánica Transmexicana.....	18
3.2 Campo Volcánico Sierra Chichinautzin.....	22
3.3 Estratigrafía General	25
4 Metodología	31
4.1 Trabajo de gabinete	32
4.2 Trabajo de campo.....	32
4.3 Trabajo de laboratorio	35
5 Lavas Santa Martha	45
5.1 Flujos de lava del sector sur	48
5.2 Flujos de lava del sector norte	54
5.3 Datación por radiocarbono	61
6 Petrografía y geoquímica	63
6.1 Petrografía y mineralogía.....	63
6.2 Geoquímica	79
7 Discusión	93
7.1 Presión y temperatura del magma.....	93
7.2 Modelo Eruptivo.....	109
7.3 Viscosidad.....	112

7.4	Génesis de magmas.....	119
8	Conclusiones.....	128
	Referencias.....	129
	Anexos.....	146

Resumen

El cono Santa Martha se encuentra en la porción suroeste del Campo Volcánico Sierra Chichinautzin en los límites estatales de Morelos y Estado de México. Este aparato volcánico está constituido por un cono de escoria con ocho flujos de lava, formando un campo de lavas. Los primeros tres flujos de lava que fueron emitidos se emplazaron preferencialmente hacia el sur (6.9 km). Posteriormente, cinco flujos de lava se emplazaron radialmente hacia el norte (4.1 km). En muestra de mano, las rocas de los flujos de lava son de color gris oscuro, poseen una textura porfídica con una mineralogía compuesta por fenocristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno, y microfenocristales de plagioclasa. Los resultados de la geoquímica indican que estas rocas son andesitas calciocalinas con enriquecimientos de LILE comparado con HFSE, y anomalías positivas de Sr, Pb, K y Ba, y negativas de Ti, Nb, Ta. Las relaciones de Ba/Nb-Th/Nb indican que la fuente del manto en donde se originó el magma de STM fue afectada por fundidos derivados de los sedimentos terrígenos y en menor medida por fluidos derivados de los sedimentos pelágicos que se subducen en la trinchera. Además, la presencia de xenolitos corticales de tipo *skarn* y altas concentraciones de Sr sugieren que el magma de STM pudo haber asimilado rocas calcáreas del basamento local. Los resultados de la geotermobarometría indican que la actividad del cono STM fue alimentada por un magma originado en la cuña del manto que se estacionó a 19 km (520 MPa) por debajo del volcán, con una temperatura de 1006°C y 4.8% en peso de H₂O; este magma ascendió hacia la superficie y generó flujos de lava hacia el sur. Una parte de este mismo magma se separó y se estacionó a 16.6 km (440 MPa) con una temperatura y contenido de agua similares; este segundo magma también ascendió hasta la superficie e hizo erupción a través de otro conducto, generando flujos de lava que se emplazaron hacia el norte. El registro estratigráfico del cono parece indicar la actividad comenzó con una erupción explosiva que construyó el cono y a medida que transcurría la erupción, el magma se comenzó a desgasificar, cambiando el estilo eruptivo de explosivo a uno efusivo y generando los diversos flujos de lava traslapados.

1 Introducción

Las rocas volcánicas en México están representadas por diversas provincias, siendo las más importantes por su extensión actual, la Sierra Madre Occidental del Oligoceno-Mioceno (el rango es mayor, y considerando básicamente los grandes pulsos ignimbríticos), la Faja Volcánica Transmexicana del Mioceno-Holoceno (FVTM), el Arco Volcánico Chiapaneco del Pleistoceno-Holoceno y el Arco Volcánico de Centroamérica del Pleistoceno-Holoceno (Demant y Robin, 1975; Demant, 1978; Ferrari *et al.*, 1999). De estas provincias resalta la FVTM por su extensión y porque concentra la mayoría de los volcanes activos, como el Popocatepetl, volcán de Colima, Nevado de Toluca y Pico de Orizaba, entre otros (Fig. 1; Demant y Robin, 1975; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1998). En esta misma provincia volcánica se encuentran estratovolcanes, calderas y campos volcánicos, uno de los campos de vulcanismo monogenético más notable es el Campo Volcánico Sierra Chichinautzin (CVSC) ubicado al sur de la Ciudad de México.

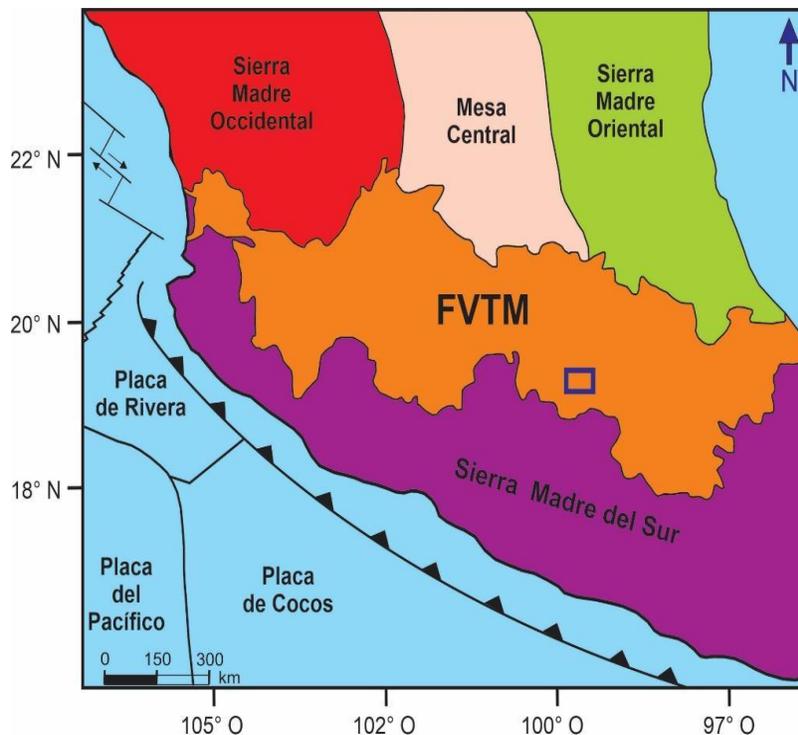


Figura 1. Mapa simplificado de las principales provincias geológicas de México de acuerdo con Gómez-Tuena *et al* (2005). El recuadro representa la ubicación del Campo Volcánico Sierra Chichinautzin.

En el presente trabajo se plantea el estudio de un volcán monogenético ubicado en la porción suroeste del Campo Volcánico Sierra Chichinautzin, aproximadamente a 3 km al oeste del poblado Santa Martha, en el Municipio de Ocuilan, Edo. de México, dentro de la cuenca del Alto Lerma (Fig. 2), denominado en este trabajo como cono Santa Martha, conformado por un cono de escoria y ocho flujos de lava.

Características morfométricas del cono Santa Martha han sido reportadas por Bloomfield (1975), Meriggi *et al.* (2008), y Márquez *et al.* (1999), quienes mencionan que el cono Santa Martha se encuentra a 2900 (msnm), tiene 80 m de altura, 325 m de diámetro de la base del cono, 250 m de diámetro del cráter y un valor de 0.246 de la relación de la altura/base del cono (H_{co}/W_{co}).

En este trabajo se emplean diferentes metodologías como descripciones de campo, análisis petrográfico, química de roca total y análisis con la microsonda electrónica, con el fin de tratar de definir la edad, la composición química y mineralógica, para determinar la génesis y evolución del magma involucrado en la formación de este volcán monogenético y también determinar sus propiedades reológicas.

1.1 Planteamiento del problema

La sobrepoblación y la mala planeación del desarrollo urbano son de los principales fenómenos demográficos que causan mayor preocupación en el mundo, ya que la sociedad se ha visto obligada a edificar ciudades en zonas de alto riesgo geológico pasando por alto la tectónica activa o si el área tiene potencial de presentar actividad volcánica (Booth, 1979). Sin embargo, la mayoría de los estudios vulcanológicos en México se centran en los grandes volcanes como el Popocatépetl, el Volcán de Colima, el Ceboruco, entre otros y en menor medida se enfocan al estudio de los campos volcánicos monogenéticos, a pesar de representar un riesgo potencial para la sociedad (Sieron, 2017).

El Campo Volcánico Sierra Chichinautzin (CVSC) tiene un área de $\sim 2,400 \text{ km}^2$, está limitado al oeste por el volcán Nevado de Toluca y al este por la Sierra Nevada, con

la presencia de algunas de las ciudades más pobladas del país, como Cuernavaca, Ciudad de México y parte zonas urbanas del Estado de México (Fig. 2; Márquez *et al.*, 1999; Meriggi *et al.*, 2008). De acuerdo con el INEGI (2015) la población que se concentra alrededor suma un total de 27,010,072 habitantes, por lo que resulta necesario un estudio del vulcanismo en esta sierra, con el fin de comprender su naturaleza, tipos de erupciones, recurrencia de eventos volcánicos, entre otros.

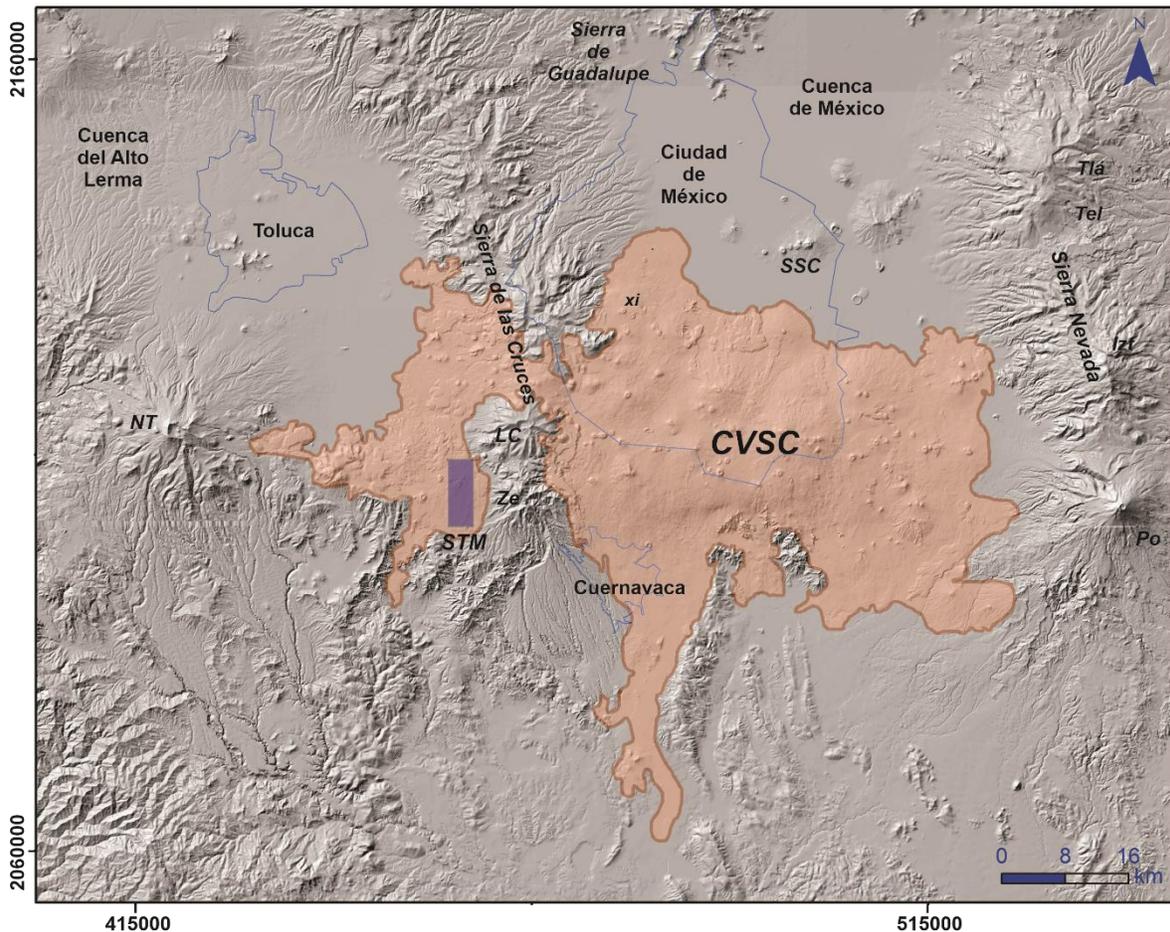


Figura 2. Localización del Campo Volcánico Sierra Chichinautzin (CVSC) y otros rasgos morfológicos como el volcán Nevado de Toluca (NT), la Sierra Nevada constituida por los volcanes Tláloc (Tla), Telapón (Tel), Iztaccíhuatl (Izt), Popocatepetl (Po). También se muestra la localización de la Sierra de Santa Catarina (SSC) y el volcán Xitle (Xi). El recuadro azul representa el área de estudio. Igualmente se representan las principales ciudades que se encuentran en la cercanía del CVSC.

Además, existe infraestructura importante, como la autopista México-Cuernavaca altamente transitada con fines turísticos y mercantiles. Algunos autores sugieren que la erupción más reciente de este campo volcánico ocurrió hace

aproximadamente 1670 ± 35 años antes del presente (A.P.) (Siebe, 2000) por el volcán Xitle (Fig. 2), ubicado al suroeste de la cuenca de México, cuya erupción produjo siete flujos de lava que recorrieron ~12 km, afectaron a la civilización que habitó en las zonas de Cuicuilco y Copilco y cubrieron un área de 70 km². A pesar de que esta erupción es reciente en la escala del tiempo geológico, es probable que se forme otra estructura volcánica en este campo monogenético que puede poner en peligro a las poblaciones que se encuentran en las delegaciones Tlalpan, Coyoacán y Álvaro Obregón de la Ciudad de México (Siebe, 2000; Siebe, 2009).

El CVSC es uno de los campos volcánicos más estudiados del país debido a su ubicación en el centro de México, pero también por sus características geoquímicas, edad y distribución (Bloomfield, 1975; Márquez *et al.*, 1999; Siebe *et al.*, 2004a, b; Meriggi *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2013). A pesar de esto, existen regiones de este campo con escaso conocimiento de las estructuras volcánicas, su edad, alcances y composición, como es el caso del cono Santa Martha, objeto de este estudio.

Con este trabajo se pretende contribuir al conocimiento de la historia eruptiva en el CVSC, ya que se pretende determinar la edad del volcán Santa Martha, su naturaleza geológica, geoquímica y las características de los flujos de lava. Los resultados pueden ser de utilidad para un futuro estudio de peligros volcánicos y mapas de riesgos y composicionales. A pesar de que no se sabe la edad del cono Santa Martha, la morfología bien preservada de los flujos de lava y del cono sugieren una edad relativamente joven. Adicionalmente, la presencia de alineamientos de conos y fallas en el área de estudio, pueden favorecer el ascenso de magmas por lo que el nacimiento de un nuevo volcán podría ocurrir en cualquier parte del CVSC. Un evento de este tipo difícilmente cobraría vidas, sin embargo, los daños materiales podrían ser de gran magnitud sin olvidar que es un riesgo latente para la sociedad, tal es el caso de las erupciones históricas emitidas por los volcanes Jorullo (1759-1774) y Parícutín (1943-1953) en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Gómez-Vasconcelos, 2018; Rowland *et al.*, 2009; Mazzarini *et al.*, 2010).

1.2 Localización del área de estudio

El cono Santa Martha forma parte del CVSC, que a su vez se encuentra dentro de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), provincia geológica constituida por un arco volcánico continental que se desarrolla sobre la margen sur occidental de la placa Norteamericana (Ferrari, 2000a, c).

Regionalmente, el cono Santa Martha se ubica en los límites de los sectores central y oriental de la FVTM y en la porción suroeste del Campo Volcánico Sierra Chichinautzin, entre las coordenadas 14Q 456367.48 m E, 2107322.95 m N, a 300 msnm (Figs. 2 y 3).

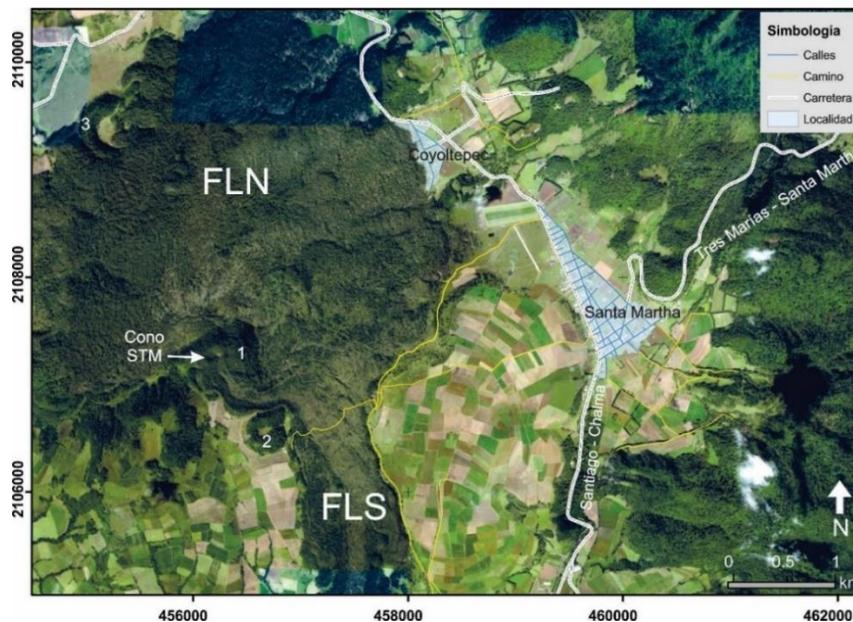


Figura 3. Imagen de satélite del área del cono Santa Martha. El cono principal está representado por el número 1, los conos 2 y 3 fueron previos al 1 e influenciaron la dirección de emplazamiento y la morfología que desarrollaron los flujos de lava hacia el norte (FLN) y hacia el sur (FLS). Las líneas amarillas representan los caminos de terracería.

Localmente se encuentra a ~ 3.6 km hacia el oeste del poblado Santa Martha en el municipio de Ocuilan (Edo. de México) (Fig. 3). Se puede llegar al cono desde el sur de la Ciudad de México por Anillo Periférico hasta la vialidad Tlalpan, posteriormente, se debe tomar la carretera federal México-Cuernavaca y poco antes de la caseta de cobro Tres Marías se debe tomar una desviación hacia la carretera Tres Marías—Santa Martha, la cual llega hasta el poblado de Santa Martha. Desde

este punto, se avanza unos 500 m hacia el norte y se toma un camino de terracería hacia el oeste que conduce hacia la lava NNE y al cráter del cono 2 (Fig. 3). Así mismo, existe un camino de terracería que atraviesa desde el cono principal, hasta los flujos de lava del sector sur (FLS), en el cual se encuentran varios afloramientos de los flujos de lava.

1.3 Objetivos

Objetivos generales

- Caracterizar la morfología del cono Santa Martha y flujos de lava asociados.
- Caracterizar la asociación mineralógica y textural de los productos volcánicos del cono Santa Martha.
- Definir la composición y variación química de las lavas y escorias del cono Santa Martha.
- Determinar la edad del vulcanismo de este cono.

Objetivos particulares

- Identificar y clasificar el cono Santa Martha con base en sus características morfológicas empleando Sistemas de Información Geográfica y definir parámetros morfométricos.
- Estimar las propiedades reológicas de los flujos de lava (viscosidad, temperatura, contenido de agua), los cuales pueden influir en la velocidad del flujo y a su vez en la peligrosidad.
- Caracterizar geoquímica y petrológicamente los productos emitidos por el cono, así como los distintos eventos eruptivos con base en una columna estratigráfica é
- Determinar la edad del cono Santa Martha mediante análisis de radiocarbono y/o ^{36}Cl .

2 Marco teórico

2.1 Vulcanismo monogenético

Un volcán es la evidencia geológica de la llegada de material magmático a un lugar de la superficie terrestre a partir de una ventila y una chimenea central que está conectada a profundidad con una fuente magmática y que puede permanecer en el registro geológico después de finalizar su actividad volcánica (Pujadas *et al.*, 1999).

De acuerdo con su origen, los volcanes pueden ser clasificados en monogenéticos y poligenéticos. Los edificios volcánicos que se desarrollan como resultado de la acumulación de materiales emitidos alrededor de un centro emisor durante un solo episodio de actividad volcánica se denominan monogenéticos, mientras que los volcanes poligenéticos son aquellos edificios que se desarrollan a través de varias fases de actividad por lo que se pueden llegar a formar varios edificios volcánicos superpuestos; de modo que, al edificio resultante se le conoce también como estratovolcán (Rodríguez-González y Fernández-Turiel, 2015).

Németh y Kereszturi (2015) señalan que un volcán monogenético es un edificio volcánico con un volumen acumulado $\leq 1 \text{ km}^3$, construido por una erupción continua o algunas discontinuas, de pequeñas dimensiones y usualmente ocurren en un corto periodo de tiempo (típicamente ≤ 10

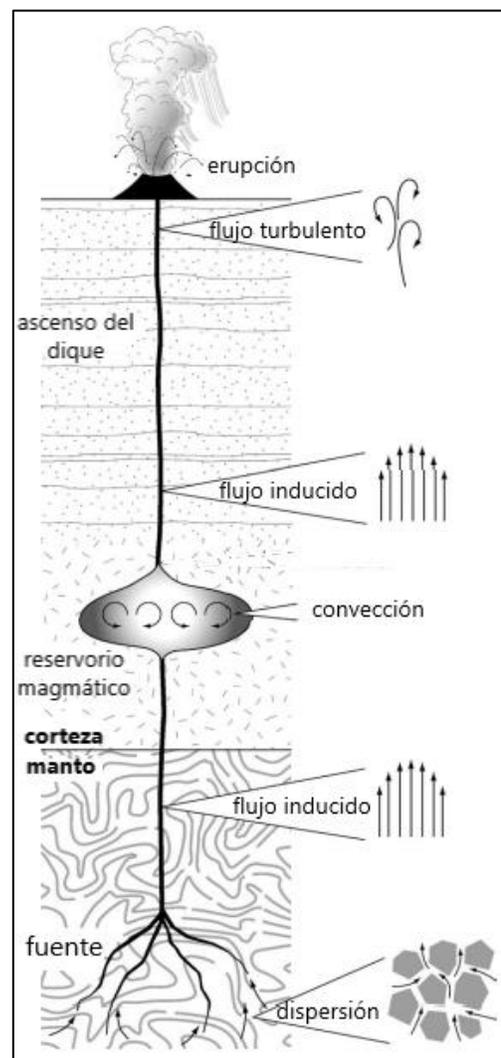


Figura 4. Representación de la dinámica del fundido en diferentes etapas de su ascenso (tomado de Valentine y Gregg, 2008).

años). Los volcanes monogenéticos son alimentados por uno o varios pulsos de magma a través de un sistema simple, compuesto por un dique alimentador, razón por la que no pueden desarrollar una cámara magmática. A su vez, el magma proviene de reservorios profundos sin conexión a cámaras magmáticas someras, por lo que cuando finaliza su descarga también culmina el episodio de erupción y por consiguiente la construcción del edificio volcánico, sin posibilidad de resurgencia (Rodríguez-González y Fernandez-Turiel, 2015). Comúnmente, los edificios monogenéticos son de dimensiones pequeñas, con decenas a centenas de metros de altura y de centenas a pocos kilómetros de diámetro de su base (Fig. 4; Rodríguez-González y Fernandez-Turiel, 2015).

Este tipo de volcanes ocurren generalmente en grupos denominados “campos volcánicos monogenéticos” de los cuales existen varios en México (Sieron, 2017). De igual forma, pueden construir cadenas lineales que siguen estructuras tectónicas como fallas y fracturas (Connor y Conway, 1999), como es el caso de la Sierra de Santa Catarina dentro de la Cuenca de México (Arce *et al.*, 2019).

Por lo tanto, una diferencia simple entre volcán monogenético y poligenético es el tiempo que pueden permanecer activos y el volumen que pueden acumular a través de los distintos pulsos eruptivos, mientras un monogenético está activo por pocos años (≤ 10 años) y típicamente tiene un volumen acumulado pequeño ($\leq 1 \text{ km}^3$), los volcanes poligenéticos se mantienen activos por periodos de tiempo largos que van de miles a millones de años con periodos de quietud y su volumen acumulado es de mayor magnitud ($\geq 5 \text{ km}^3$).

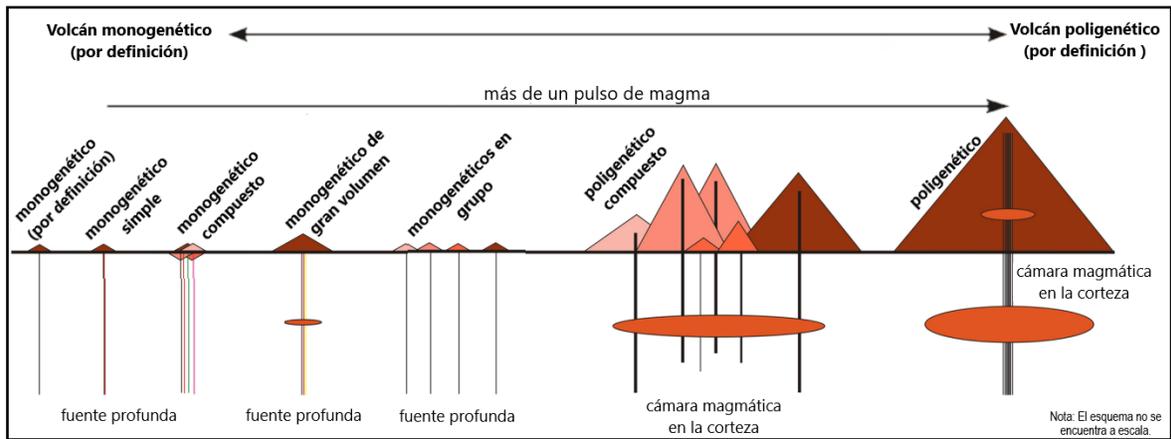


Figura 5. Diagrama que muestra la relación teórica entre volcanes monogenéticos y poligenéticos (tomado de Németh y Kereszturi, 2015).

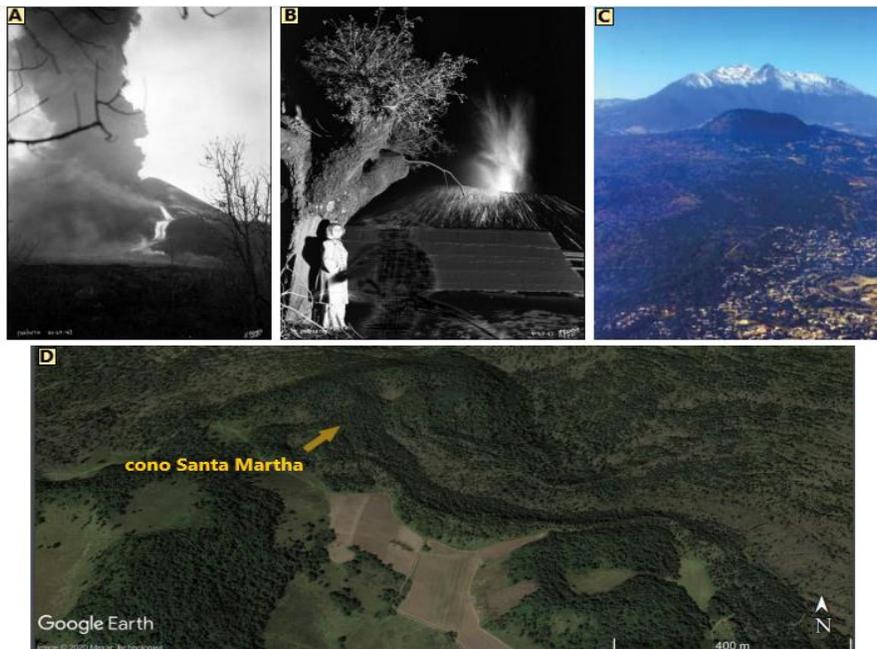


Figura 6. Ejemplos de volcanes monogenéticos en México. A) fotografía del volcán Parícutín tomada por R. García el día 20-06-1943 (tres meses del nacimiento del volcán). B) Fotografía del volcán Parícutín tomada por R. García el día 25-05-1943. C) Fotografía aérea del volcán Xitle y el Volcán Ajusco al fondo, tomada el día 29-12-1994 (Siebe, 2009). D) Imagen de Google Earth del cono STM.

Las estructuras que se pueden desarrollar en los campos volcánicos son diversas: anillo de tobas, maar, conos de tobas, domos de lava, volcanes escudo y principalmente conos de escoria, cada uno producido por una sola actividad volcánica que puede durar desde varios días hasta algunos años (Fig. 7; Connor y Conway, 1999). Los anillos de toba, maares y conos de tobas son construidos a partir de erupciones explosivas por actividad hidromagmática (interacción del magma con agua externa), provocando una fragmentación violenta del magma (Valentine y Gregg, 2008). Así mismo, se ha identificado que la mayoría de los campos volcánicos en la corteza continental están dominados por volcanes monogenéticos de composición basáltica a andesítica (Gill, 1981; Connor y Conway, 1999; Valentine y Gregg, 2008).

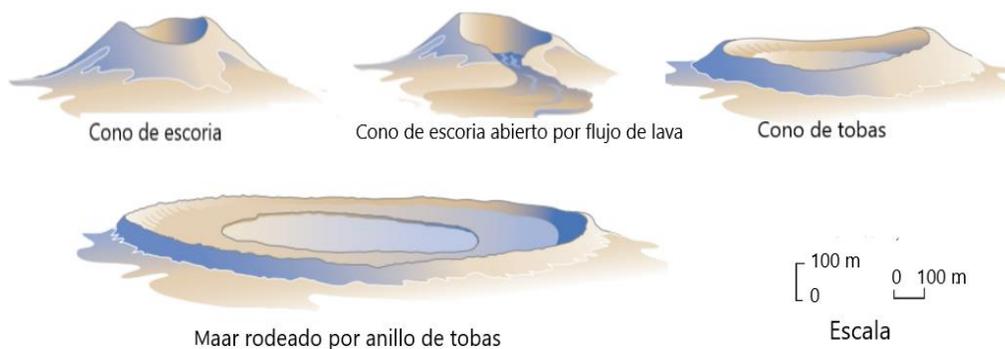


Figura 7. Ejemplos de estructuras comunes en campos volcánicos monogenéticos (tomado de Lockwood y Hazlett, 2010).

2.2 Conos de escoria (Características y estilo eruptivo)

Los conos de escoria son los volcanes más abundantes en los campos volcánicos monogenéticos (Valentine y Connor, 2015). Están compuestos por un edificio de geometría troncocónica usualmente, de forma simétrica, con flancos regulares, pendientes suaves de 26°-33° y típicamente con alturas de ~300 metros (Fig. 8). Sin embargo, el Parícutín es una excepción ya que presenta 424 metros de altura. La forma de estos conos puede ser modificada por cuatro factores principalmente: 1) la energía de la erupción; 2) el tipo y tamaño de los piroclastos; 3) la dirección y

fuerza del viento durante la erupción y 4) la pendiente de la topografía preexistente donde surge el edificio volcánico (Rodríguez-González y Fernández-Turiel, 2015). En ocasiones la porción superior del cráter presenta un color rojizo debido a la oxidación que genera el flujo de gases calientes al entrar en contacto con la atmósfera en la parte central del cono, las paredes exteriores son usualmente de color oscuro y sin oxidación.

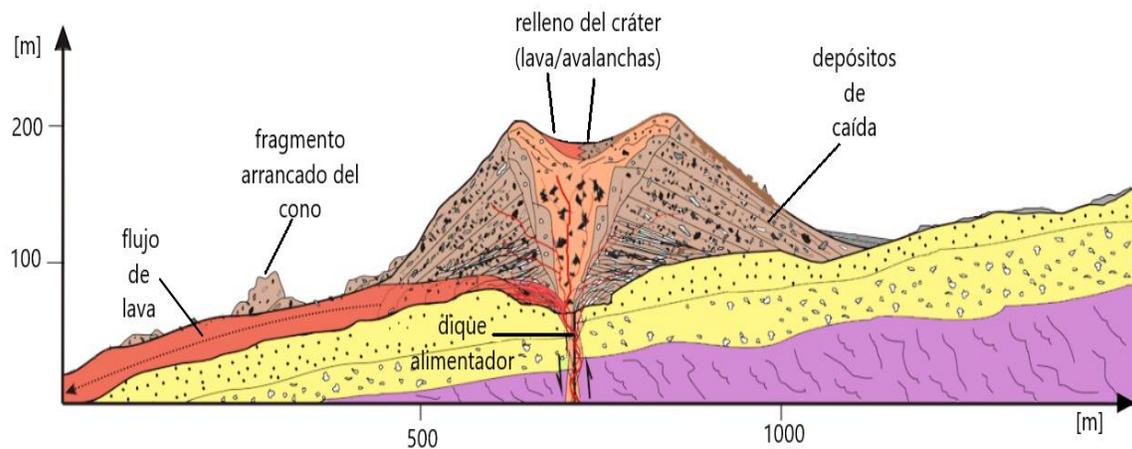


Figura 8. Sección cruzada que muestra la estructura típica de un cono de escoria (tomada de Nemeth y Kereszturi, 2015).

Comúnmente la formación de un cono de escoria inicia con una erupción estromboliana, cuando el magma rico en gases llega a la superficie desde regiones más profundas (Valentine y Gregg, 2008; Valentine y Connor, 2015). Conforme transcurre la erupción, el contenido de gases disminuye lo cual genera el cambio de estilo eruptivo a efusivo, similar a las erupciones hawaianas, dando lugar al emplazamiento consecutivo de flujos de lava (Valentine y Gregg, 2008; Siebe, 2009; De Silva y Lidsay, 2015).

En ocasiones, la construcción de un volcán monogenético es el resultado de dos o más estilos de erupción lo que ocasiona la formación de volcanes compuestos, por ejemplo, maar con un cono de escoria truncado o un cono de toba con uno de escoria dentro del cráter (Kereszturi y Nemeth, 2013), o como los volcanes escudo

que comúnmente están coronados por conos de escoria, es decir actividad efusiva y explosiva en el mismo sitio (Rodríguez-González y Fernández-Turiel, 2015). Los diferentes estilos de erupción son controlados principalmente por diversos procesos y características, como la velocidad de ascenso, composición, viscosidad, tasa de enfriamiento, desgasificación y contenido de volátiles, especialmente H_2O (Kereszturi y Németh, 2013).

Una erupción puede ser originada por descompresión del magma, provocando que los volátiles disueltos se exsuelvan repentinamente formando una gran cantidad de burbujas de gas que bajan la densidad del magma y provocan aceleradamente su ascenso hasta provocar la fragmentación del magma y por ende la erupción volcánica (Kereszturi y Nemeth, 2013). En magmas con bajos contenidos de SiO_2 y por lo tanto baja viscosidad, las burbujas se expanden fácil y rápidamente, logrando erupciones explosivas de leves a moderadas de tipo hawaianas, estrombolianas, y estromboliana violenta (Kereszturi y Nemeth, 2013).

2.3 Génesis de magmas en zonas de subducción

El magma es una masa silicatada compuesta de roca fundida, minerales en suspensión y gases disueltos (Martí y Folch, 1999). Del mismo modo, los magmas pueden contener xenolitos o xenocristales provenientes de rocas encajonantes o del basamento, incorporados durante el ascenso del magma a través de la corteza. En otros casos, contienen cristales heredados provenientes de otros magmas que no necesariamente comparten la misma historia de cristalización pero que son del mismo sistema volcánico (Peña-Alonso, 2014). En general, los magmas se originan en el interior de la Tierra, dentro del manto que posee una composición peridotítica o en la base de la corteza (Gill, 2010). Aunque también pueden generarse en niveles más superficiales, donde las condiciones de presión y temperatura hacen que las rocas sean menos estables en su fase sólida (roca) que en su fase líquida (magma) provocando que se fundan parcialmente (Martí y Folch, 1999); la fusión parcial es un proceso que ocurre debido a que las rocas casi nunca se funden completamente

ya que los minerales que las componen tienen diferentes temperaturas de fusión y cristalización (Earle, 2015).

Los magmas se generan por tres procesos principales, el primero involucra la descompresión del material sólido y caliente del manto, el segundo involucra un incremento anómalo de temperatura combinado con descompresión de las rocas del manto, mientras que el tercero involucra una disminución de la temperatura del *solidus* de las rocas del manto debido a la adición de volátiles, especialmente H_2O (Perfit y Davidson, 1999). El *solidus* se puede definir como la temperatura a la cual un sistema (roca) comienza a fundirse, mientras que el *liquidus* es la temperatura a la cual la roca se vuelve completamente líquida o magma (Asimow, 1999).

En márgenes de placas divergentes, el manto asciende debido a la convección, pero también como respuesta al movimiento de la litosfera que se extiende lateralmente provocando que las rocas del manto asciendan y se fundan parcialmente, como también ocurre en las plumas calientes, donde una porción profunda del manto con temperaturas muy altas, asciende y posteriormente se funde (Perfit y Davidson, 1999; Grove y Till, 2015). Cabe señalar que el magma resultante de estos dos ambientes tectónicos tendrá diferencias en su composición química, pues las plumas calientes se originan en partes profundas del manto mientras que, en los márgenes divergentes, las rocas que se funden son relativamente poco profundas (Perfit y Davidson, 1999).

El magmatismo en zonas de subducción es evidente por la formación de una cadena de volcanes lineal o ligeramente curva denominada arco volcánico (Perfit y Davidson, 1999). En zonas de subducción una de las placas se subduce por debajo de otra, comúnmente la litosfera oceánica comienza a hundirse hacia el manto por debajo de la continental, configurando una región denominada cuña del manto (Fig. 9A).

De esta manera, a la litosfera oceánica que se hunde hacia la cuña del manto también se le denomina "*slab*". Es importante mencionar que el *slab*, además de ser

frío está enriquecido en agua, ya que contiene en su superficie una capa de sedimentos oceánicos que son heterogéneos y que se encuentran compuestos principalmente por detritos terrígenos derivados de las rocas continentales, acumulados biogénicos de carbonato, partes duras de organismos compuestas por ópalo o apatito y arcillas pelágicas (Fig. 9B; Plank, 2014; Zheng, 2019). En zonas alejadas de la trinchera, los sedimentos pelágicos pueden estar compuestos por óxidos ricos en metales (Plank, 2014; Zheng, 2019).

Ambas capas de sedimentos sobreyacen a una corteza basáltica alterada (Verma, 2000; LaGatta, 2003) que posee las características geoquímicas de un Basalto de Dorsal Meso-Oceánica (MORB). Esta roca se encuentra empobrecida en LREE y presenta una anomalía negativa de Ce (Fig. 76; Verma, 2000).

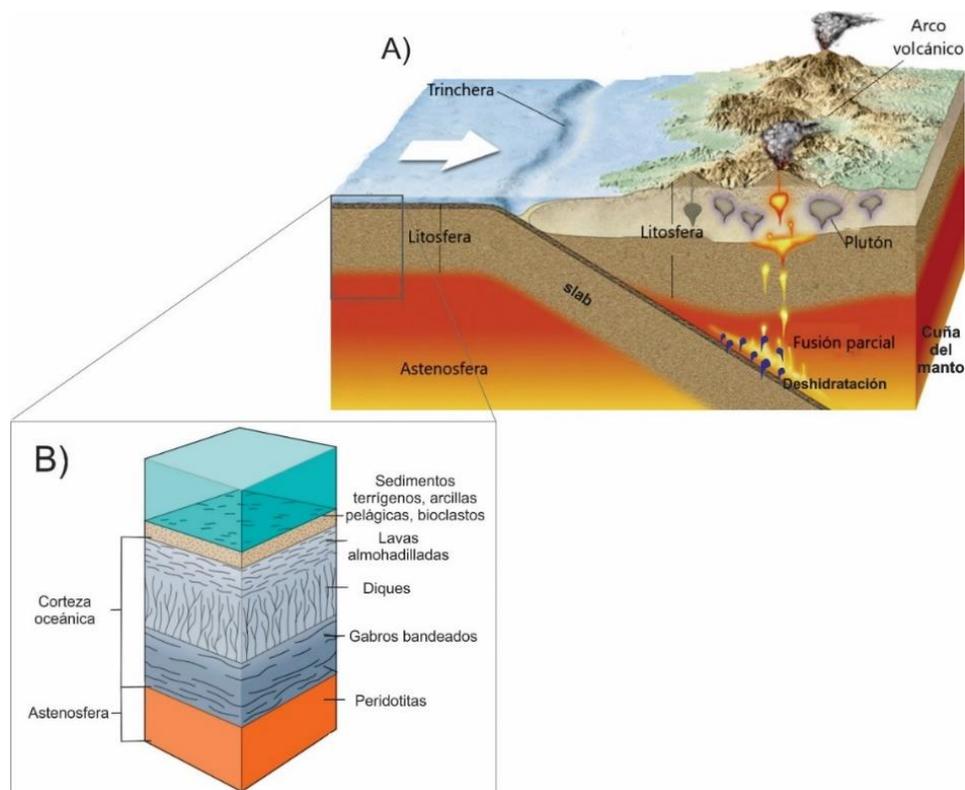


Figura 9. A) Esquema que representa un sistema de subducción y la cuña del manto en donde la placa oceánica (slab) se introduce por debajo de la corteza continental y ocurre la deshidratación del slab y la fusión parcial en la cuña del manto (tomado de LaFemina, 2015). B) Secuencia de sedimentos y rocas que conforman la estructura de la corteza oceánica (tomada de Monroe y Wicander, 2006)

Por debajo de los sedimentos se encuentra la corteza basáltica que ha sido hidratada por alteración e hidrotermalismo, procesos que ocurren cerca de los centros de expansión (Perfit y Davidson, 1999).

Dicha alteración promueve la cristalización de minerales del grupo de las micas (fengita, biotita, paragonita), anfíbol (richterita, y pargasita), lawsonita, zoisita, epidota, clorita, talco y serpentina (Schmidt y Poli, 2014).

A medida que el slab se hunde en el manto, la presión y temperatura aumentan bajo condiciones de metamorfismo, induciendo un efecto de deshidratación en los minerales hidratados, lo cual genera la liberación de fluidos hidratados que posteriormente son transferidos a la cuña del manto y la metasomatizan. Este proceso causa convección y desequilibrio, disminuyendo la temperatura del solidus en las peridotitas que conforman la cuña del manto y eventualmente tiene lugar la fusión parcial (Perfit y Davidson, 1999; Xu *et al.*, 2020). Los magmas generados son conocidos también como magmas parentales ya que, al derivar de la fusión parcial de peridotitas tendrán una composición basáltica y serán magmas ricos en agua, mismos que tienden a ser más explosivos (Perfit y Davidson, 1999). Los fundidos derivados del manto son de composición máfica y son ricos en Si, Al, Ca, Mg, Fe, en los cuales predomina la cristalización de piroxeno, olivino y plagioclasa, mientras que las fracciones de vapor están dominadas principalmente por H_2O , OH^- y CO_2 disuelto (Spera, 2000).

La generación de magmas a causa de la adición de volátiles en la cuña del manto es el principal proceso responsable del magmatismo en zonas de subducción (Perfit y Davidson, 1999).

2.4 Evolución magmática

La composición química de un magma puede cambiar durante su ascenso a través de la corteza hasta llegar a la superficie, debido al enfriamiento que presenta y que provoca la cristalización de algunas fases minerales (cristalización fraccionada)

pero también debido a la interacción con las rocas que atraviesa (contaminación cortical), o bien por la mezcla con otros magmas, lo cual da como resultado una variabilidad composicional ya sea andesítico-basáltico, andesítico y dacítico (Francis y Oppenheimer, 2003).

La cristalización fraccionada es un proceso que representa la consecutiva cristalización de las fases minerales de un magma, algunas fases se encuentran asociadas debido a que poseen temperaturas de cristalización muy similares (Fig. 10A). En una cámara magmática basáltica los minerales que cristalizan tempranamente serán olivino y plagioclasa cálcica. Debido a su densidad, los minerales pueden hundirse lentamente en el fondo de la cámara magmática, llegando a formar bandas de olivino; la pérdida progresiva de componentes ricos en hierro y magnesio (componentes del olivino) harán que la parte superior de la cámara se torne de composición más ácida, es decir, rica en sodio, potasio, aluminio (Earle, 2015).

La asimilación cortical, es un proceso en el cual el magma reacciona con la roca encajonante al estar en contacto por un cierto periodo de tiempo, las rocas que confinan al conducto volcánico o cámara magmática se calientan con el magma adyacente que puede alcanzar temperaturas de hasta 1300 °C (Fig. 10B; Pozo-Rodríguez *et al.*, 2018). Algunas de estas rocas pueden llegar a fundirse parcial o completamente, siempre y cuando su temperatura de fusión sea menor que la del magma, este proceso ocurre comúnmente, ya que las rocas asimiladas raramente tienen la misma composición, una evidencia de este proceso son los xenolitos de la roca encajonante que no se fundieron completamente o que son incorporados al magma durante su ascenso y que pueden ser identificados cuando el magma es emitido (Pozo-Reodríguez *et al.*, 2018).

En sistemas magmáticos a menudo existen repetidas inyecciones de magmas menos diferenciados a través del mismo sistema de bombeo. Los procesos de enfriamiento, cristalización fraccionada y asimilación cortical en magmas basálticos

provocan que evolucione, resultando magmas de composición andesítica (Grove, 1999). Es probable que las inyecciones alcancen al magma andesítico y esto provoque que varíe su composición. A este proceso se le conoce como mezcla de magmas (Fig.10C) y puede ser observado en texturas de desequilibrio que presentan los minerales de la roca resultante (Grove, 1999) o evidenciado por la presencia de enclaves máficos en las rocas de un volcán (Gill, 2010; Martí *et al.*, 2012).

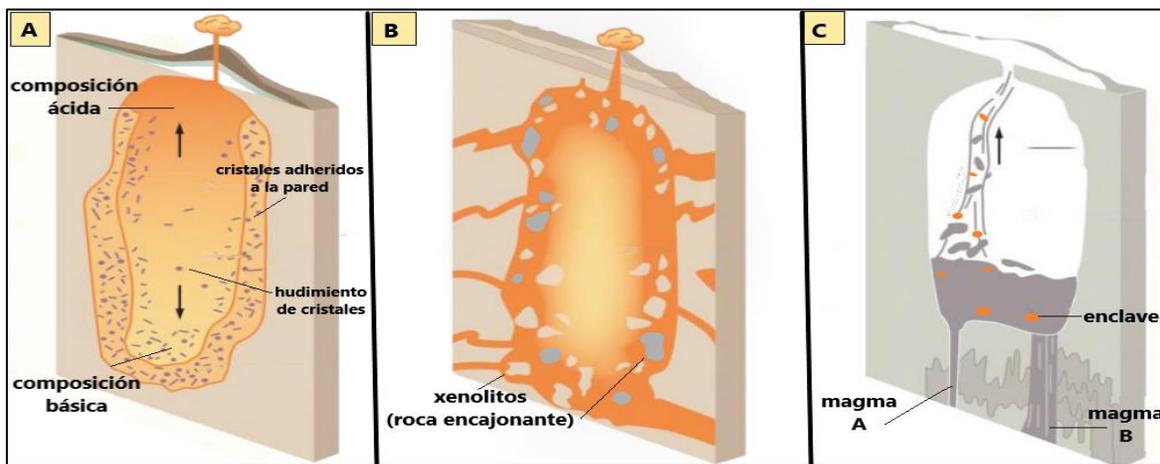


Figura 10. Procesos que involucrados en la diferenciación magmática. A) cristalización fraccionada; B) asimilación cortical; C) Mezcla de magmas (tomado/modificado de Pozo-Rodríguez *et al.*, 2018).

3 Marco Geológico

3.1 Faja Volcánica Transmexicana

El cono de Santa Martha se encuentra dentro del CVSC que a su vez forma parte de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). La FVTM es un arco volcánico, conformado por ~8000 estructuras volcánicas, donde resaltan estratovolcanes, calderas, volcanes escudo, conos de escoria, domos de lava, flujos de lava fisúrales, cuerpos intrusivos, etc., (Demant, 1978; Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

Esta provincia volcánica se distribuye sobre la parte suroccidental de la placa Norteamérica como un rasgo lineal con dirección este-oeste de ~1000 km de

longitud y de ~20 a 200 km de ancho, distribuyéndose desde la costa del océano Pacífico hasta la costa del Golfo de México en Palma Sola, Veracruz, formando un ángulo de ~15° respecto a la Trinchera Mesoamericana (TM) (Demant, 1978; Alaniz *et al.*, 1998; Ferrari, 2000a).

Comúnmente, la FVTM se divide en tres sectores (Fig. 11; Demant, 1978; Pasquaré *et al.*, 1988). El sector occidental, limitado al oeste por la costa del Pacífico y al este por el rift de Colima (Ferrari, 2000a, b). El sector central, limitado al oeste por el rift de Colima y al este por el sistema de fallas Taxco–San Miguel de Allende. En este sector se desarrolla el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Ferrari, 2000a). Por último, el sector oriental se ubica al este del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, donde la mayor parte del vulcanismo está representado por calderas, estratovolcanes, así como campos volcánicos monogenéticos, por ejemplo: Campo Volcánico Sierra Chichinautzin, Cuenca de Serdán Oriental y Campo Volcánico de Xalapa (Ferrari, 2000a; Sieron, 2017).

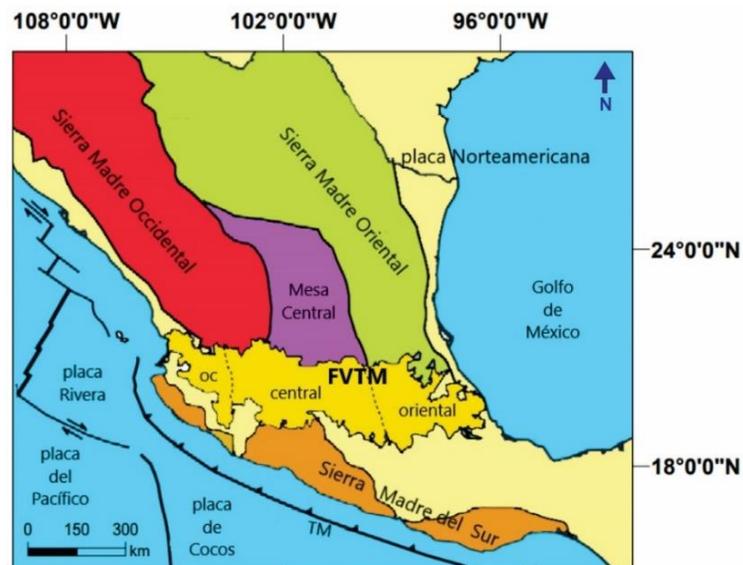


Figura 11. Mapa que representa la distribución de la FVTM y los sectores en los que se subdivide. Tomado y modificado de Gómez-Tuena *et al.* (2005).

La construcción y distribución de la FVTM se relaciona a la subducción de las placas oceánicas de Rivera y Cocos por debajo de la placa Norteamericana (Pardo y

Suárez, 1995). La placa de Rivera subduce por debajo de la placa Norteamericana con una velocidad de 4-4.9 cm/año (Kostoglodov y Bandy, 1995), y con un ángulo de 50° (Pardo y Suárez, 1995) a profundidades de 40 y ~120 km. Por otra parte, la placa de Cocos aumenta en edad y la velocidad con la que se subduce hacia el este de la TM de 12.7-16 Ma y ~4.7 a 6.7 cm/año (Gómez-Tuena *et al.* 2005). Su inclinación disminuye del límite con la placa Rivera hasta debajo del sector central de la FVTM, siendo subhorizontal en la región de Guerrero-Oaxaca y al sureste de Palma Sola, vuelve a aumentar en un rango de 45-50° entre el Istmo de Tehuantepec y el Arco Centroamericano (Pardo y Suárez, 1995). Con base en este modelo se intuye que esta placa se subduce bajo la Ciudad de México a una profundidad de ~100 km (Fig. 12; Pardo y Suárez, 1995).

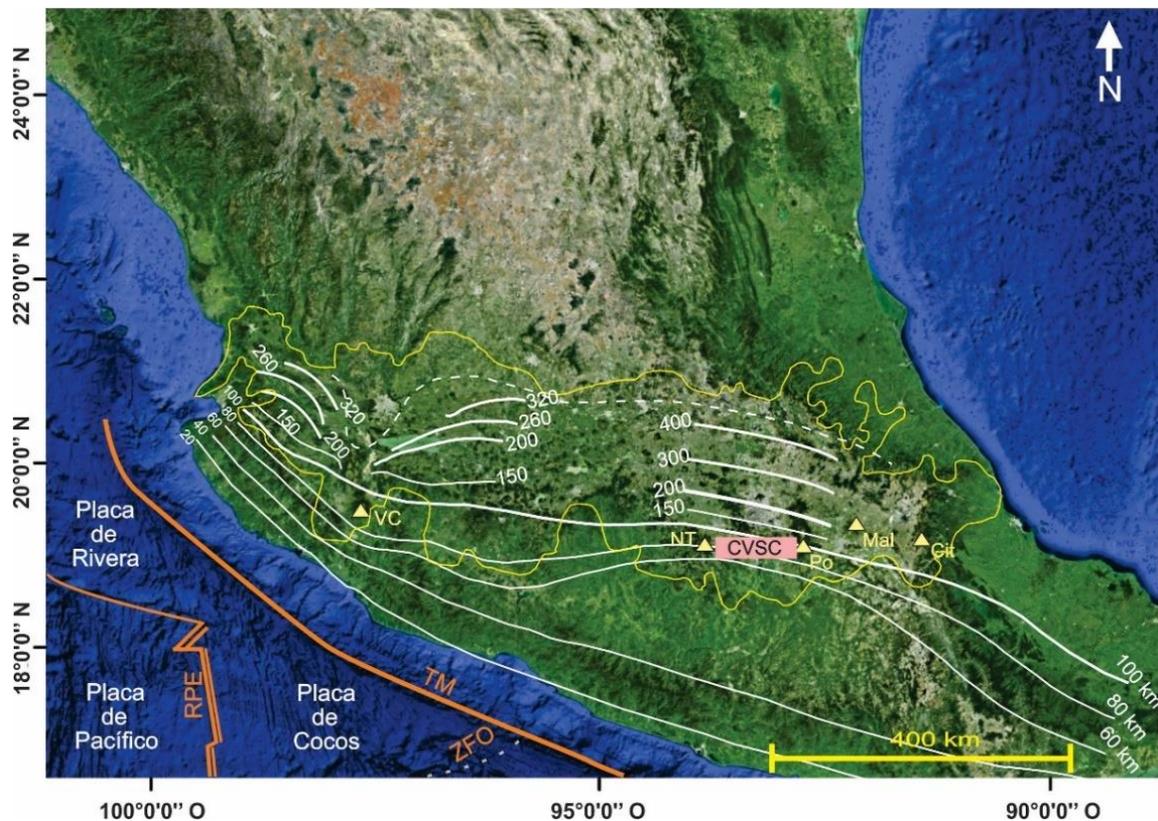


Figura 12. Imagen de Google Earth en donde se representa la distribución de la FVTM, así como la ubicación de los principales volcanes poligenéticos: Colima (VC), Nevado de Toluca (NT), Popocatépetl (Po), Malinche (Ma), Citlaltépetl (Ci) y el Campo Volcánico Sierra Chichinautzin (CVSC). También se representan las geometrías de las placas de Cocos y Rivera que se subducen por debajo de México (modificado de Ferrari *et al.*, 2012). La geometría de las placas fue tomada de Pardo y Suarez, 1995.

Por lo tanto, se ha propuesto que la geometría y diferencias en el ángulo de subducción del slab son una buena explicación para entender disposición de la FVTM, así como la falta de paralelismo respecto a la TM (Pardo y Suárez, 1995; Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

Estudios de anomalías gravimétricas y estudios sísmicos (Ferrari *et al.*, 2012 y referencias ahí citadas) han permitido reconocer que el espesor de la corteza aumenta desde las costas (~15-20 km) hacia el interior del continente (<40 km) siendo mayor en el sector oriental de la FVTM en las cercanías del Valle de México y Valle de Toluca (~47 km).

Los fechamientos isotópicos y la cartografía geológica han demostrado que el vulcanismo inició en el Mioceno temprano (~22 Ma) en dirección este-oeste (Demant, 1978; Ferrari, 2000b; Gómez-Tuena *et al.*, 2005, Lenhardt *et al.*, 2010; Arce *et al.*, 2020), pero es a partir del Plioceno tardío, cuando en el frente volcánico ocurren los campos volcánicos monogenéticos de Mascota, Los Volcanes, San Sebastián, Anteguillo, mientras que en la porción central de la FVTM ocurre el campo volcánico Michoacán-Guanajuato cuyo vulcanismo sigue activo hasta nuestros días (Wallace y Carmichael, 1989; Gómez-Tuena *et al.*, 2005 y referencias ahí incluidas). Por su parte, en el sector oriental, hace ~3.7 Ma se emplazan centros poligenéticos alineados con dirección NNO-SSE como la Sierra de las Cruces (Mora-Álvarez *et al.*, 1991; Osete *et al.*, 2000) así como, algunos centros poligenéticos del campo volcánico de Apan (García-Palomo *et al.*, 2002b). Sin embargo, la mayor parte del vulcanismo del sector oriental de la FVTM se desarrolla durante el Cuaternario y se concentra en los campos volcánicos Sierra Chichinautzin (Márquez *et al.*, 1999; Siebe *et al.*, 20004b), Apan (García-Palomo *et al.* 2002b); y en la región del Pico de Orizaba y Cofre de Perote (Siebert y Carrasco-Núñez, 2002) mientras al oriente de la Ciudad de México se desarrolla la Sierra Nevada (Nixon, 1989).

Slab en México (sedimentos oceánicos y corteza basáltica)

La estructura del *slab* que subduce por debajo de México, ha sido estudiada gracias al Proyecto de Perforación del Océano Profundo (DSDP) que se llevó a cabo en la década de los años 80, e investigaciones geológicas realizadas a principios de los 2000. La perforación se realizó en el sitio 487, aproximadamente a 11 km de la Trinchera Mesoamericana (Verma, 2000; LaGatta, 2003; Mori, 2007; Plank, 2014). En este sitio se perforó una columna compuesta por ~171 m de sedimentos oceánicos, los cuales descansan sobre una corteza basáltica.

Los primeros 100 m consisten de lodo gris hemipelágico o terrígeno, constituido en su mayoría por cuarzo, feldespato y cristales de mica (Verma, 2000; LaGatta, 2003), posiblemente, derivados de la erosión de las rocas continentales. Subyaciendo al horizonte terrígeno se encuentran 70 m de arcillas pelágicas de color rojo o marrón rojizo debido a la alta concentración de óxidos de Fe y Mn (Verma, 2000; LaGatta, 2003).

3.2 Campo Volcánico Sierra Chichinautzin

Ejemplos de campos volcánicos monogenéticos en México son: Mascota, Michoacán-Guanajuato, Chichinautzin, Valle de Bravo, Serdán-Oriental, y Los Tuxtlas (Fig. 13; Sieron, 2017).

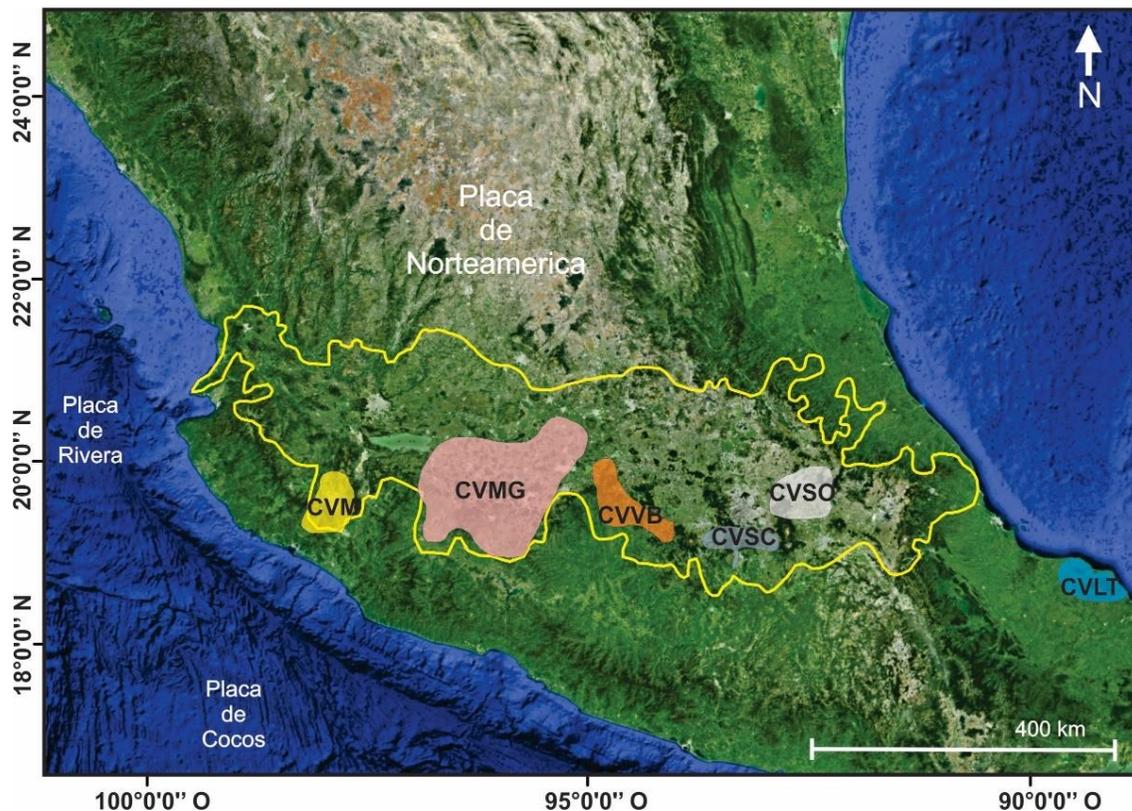


Figura 13. Imagen de Google Earth en donde se muestra la localización de los principales campos volcánicos monogenéticos y su distribución en la FVTM. Campo volcánico Mascota (CVM), Campo volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), Campo volcánico Valle de Bravo (CVVB), Campo Volcánico Sierra Chichinautzin (CVSC), Campo Volcánico de Serdán Oriental (CVSO) y Campo volcánico Los Tuxtlas (CVLT).

El Campo Volcánico Sierra Chichinautzin se ubica en los límites del sector central y oriental de la FVTM (Fig. 13), a ~350 km de la trinchera (Márquez *et al.*, 1999; Meriggi *et al.*, 2008), se conforma por un grupo de volcanes monogenéticos, distribuidos en una dirección preferencial este-oeste (Bloomfield, 1975; Márquez *et al.*, 1999; Siebe, 2000; Mazzarini *et al.*, 2010). Velasco-Tapia y Verma, 2001a, b; Arce *et al.*, 2013).

Todas las estructuras volcánicas suman 221, siendo los más abundantes los conos de escoria (~91%), volcanes tipo escudo (~4.5%), domos (~4.5%) y flujos de lava fisúrales (Márquez *et al.*, 1999; Velasco-Tapia y Verma, 2001b). Las lavas cubren un espectro amplio de tipos, varían desde pahoehoe, aa y en bloque en menor proporción (McGehee, 1976; Martín del Pozzo, 1982; Martín del Pozzo *et al.*, 1997;

Márquez *et al.*, 1999). La parte central del CVSC presenta una densidad de ~ 0.15 conos/km² (Martín del Pozzo, 1982) mientras que la parte occidental, donde se ubica el Cono Santa Martha, la densidad es de ~ 0.10 conos/km² (Bloomfield, 1975).

La determinación de las edades de los volcanes del CVSC se ha realizado por diversos métodos, en su mayoría por radiocarbono en material carbonizado o paleosuelos, datos paleomagnéticos, ⁴⁰Ar/³⁹Ar y recientemente métodos cosmogénicos (³⁶Cl y ¹⁰Be). La actividad volcánica más reciente corresponde a la erupción del volcán Xitle, ubicado al sur de la Ciudad de México, que tuvo lugar hace $\sim 1670 \pm 35$ años, antecedida por el volcán Chichinautzin hace $\sim 1835 \pm 55$ años (Siebe, 2000; Siebe *et al.*, 2004b; Siebe, 2009), así como la actividad del volcán Jumento hace $\sim 2010 \pm 30$ años (Arce *et al.*, 2015b).

Las edades más antiguas obtenidas por el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar son de 1.2, 1.0, 0.9, 0.8 Ma (conos Villa Guerrero, Tenancingo, Juchimilpa y Tlacotepec) (Arce *et al.*, 2013). De modo que la temporalidad del vulcanismo en el CVSC pudo iniciar hace 1.2 Ma hasta el Reciente, por lo que se infiere que en un futuro cercano podría surgir una nueva erupción en este campo volcánico.

Desde el punto de vista tectónico se ha propuesto un sistema de fallas normales E-O que buzan al norte (Fig. 14), constituido por las fallas Xicomulco, Xochimilco y Azteca (Campos-Enríquez *et al.*, 2015). Mientras que en el límite sur se ha deducido un conjunto de fallas normales E-O que buzan al sur, llamado sistema de fallas La Pera (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005; Campos-Enríquez *et al.*, 2015). De manera similar, en la porción oeste se reporta el alineamiento de conos y flujos de lava que han permitido proponer otro sistema de fallas normales E-O que buza hacia el norte, denominado Falla Tenango (García-Palomo *et al.*, 2008).

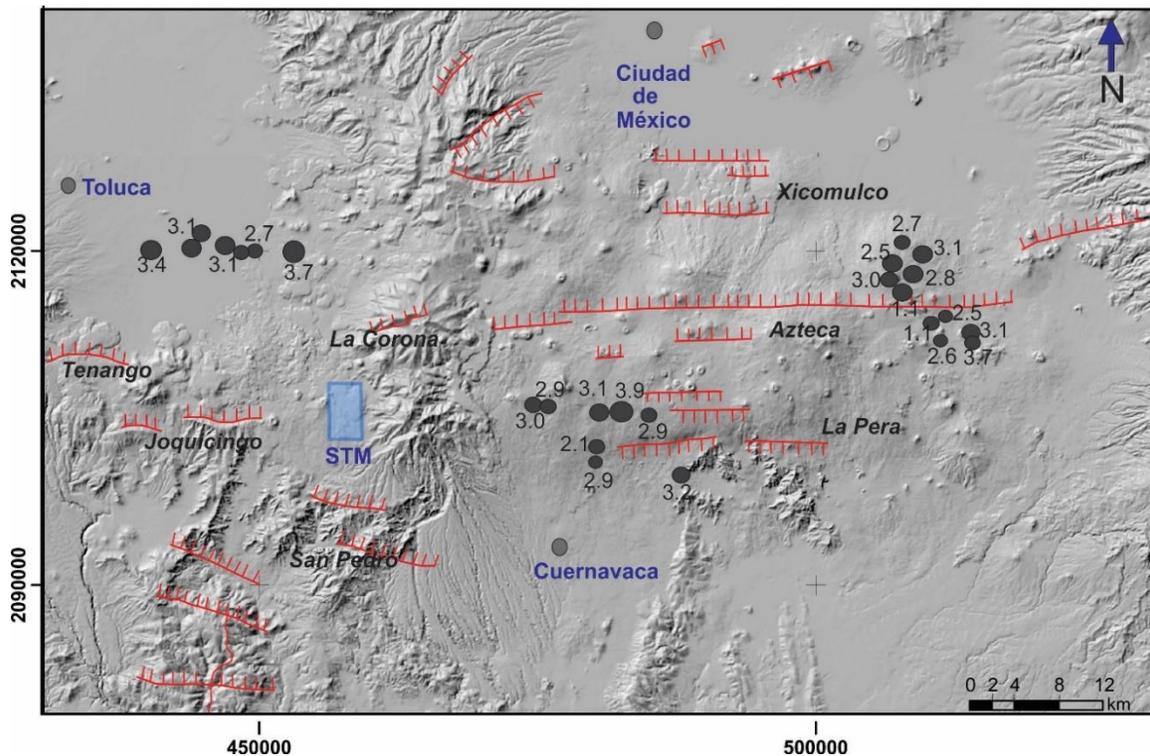


Figura 14. Mapa de los Valles de Toluca y México, donde se representan los principales sistemas de fallas dentro del CVSC. Los círculos representan la ubicación de algunos sismos de baja magnitud que se han detectado (Campos-Enríquez et al., 2015). En el recuadro azul se representa la ubicación del cono Santa Martha.

La actividad sísmica en el área de CVSC ha sido poco estudiada debido a que los sismos son de baja magnitud (<4 Mc) y poca profundidad (<20 km) (Campos-Enríquez et al., 2015). Basado en el registro de la actividad sísmica desde 1970, se ha definido a la zona de Xochimilco-Milpa Alta como la más activa en toda el área de la Cuenca de México (Figuroa, 1971; Prince, 1974; Bravo et al., 1998; Campos-Enríquez et al., 2015), cuyo evento de mayor magnitud fue registrado el 21 de enero de 1995 (UNAM y CENAPRED Grupo Sismológico 1995).

3.3 Estratigrafía General

El Cono Santa Martha, que forma parte de la porción suroeste del CVSC, sobreyace varios tipos de rocas metamórficas, marinas y volcánicas (Fig. 15). Los primeros trabajos que describen la estratigrafía por debajo del CVSC son los de Fries (1956,

1960) además de ser el primero en denominar a este campo como Grupo Chichinautzin. La columna estratigráfica, ordenada de las unidades más antiguas a las más jóvenes lleva la siguiente secuencia:

Terreno Guerrero: (Jurásico superior–Cretácico inferior)

Está caracterizado por una secuencia de rocas volcano-sedimentarias, con edad de Jurásico superior–Cretácico inferior (Centeno-García *et al.*, 1993), conformado principalmente por tres formaciones: Ixtapan-Teloloapan la cual es una secuencia volcano-sedimentaria metamorfizada, que aflora en los alrededores de Ixtapan de la Sal, Zumpahuacán y Coatepec de Harinas (Campa *et al.*, 1974); Acuitlapan que se conforma de una interestratificación de arcillas grises-verdosas con areniscas pobremente seleccionadas, compuestas por cuarzo y feldespato, derivadas de rocas metamórficas y volcánicas (Fries, 1966). La Formación Amatepec consiste de calizas de color gris azulado a negras intercaladas con bandas de calcita, cuarzo y lutitas, con interestratificación de la caliza con bandas de pedernal y pizarra, de edad Albiano-Cenomaniano (De Cserna, 1983).

Plataforma Guerrero-Morelos

El Cretácico está representado por una secuencia sedimentaria plegada de estratos calcáreos de ambiente marino de plataforma continental y se conforma por las Formaciones Xochicalco, Morelos, Cuautla, Mezcala (Fries, 1956; Fries, 1960; De Cserna *et al.*, 1988).

La formación Xochicalco consiste de una sucesión plegada de capas de caliza de espesor variable con estratos muy delgados a medianos con laminación paralela, generalmente, con superficies de estratificación planas (Fries, 1960).

La Formación Morelos consiste de una sucesión de calizas y dolomías interestratificadas que varían de mudstone a boundstone, con nódulos de pedernal, y fósiles silicificados (Fries, 1960; García-Díaz, 2004). La parte más antigua de esta unidad corresponde a una anhidrita de coloración blanco a gris oscuro (Fries, 1960).

El espesor de la Formación Morelos es muy variable de 250 a 1000 metros (De Cserna, 1978). La presencia de *Dicyclina schlumbergeri* y *Nummoloculina heimi* permiten ubicarla dentro del Albiano–Cenomaniano (Juárez-Arriaga *et al.*, 2008).

La Formación Cuautla fue definida por Fries (1956, 1960) y dividida en tres facies principales: la primera facies presenta una estratificación de calizas tipo banco calcáreo, muy similares a la Formación Morelos; en la segunda facies las calizas presentan estratificación mediana a delgada y en la tercera facies la estratificación es aún más delgada. Se calcula que el espesor de esta unidad es de 120 a 750 metros. La edad estimada para esta unidad es del Cenomaniano-Coniaciano (Pérez-Martínez y López-Palomino, 2014).

La Formación Mezcala está compuesta por una interestratificación de areniscas, limolitas y lutitas calcáreas con escasos lentes de caliza (Fries, 1958; Fries, 1960). La parte basal es de naturaleza calcárea y consiste de caliza arcillosa o limolita calcárea, sobreyacida por una sucesión de capas interestratificadas de lutita y limolita calcárea, con menor cantidad de arenisca. Hacia la cima de esta sucesión, se encuentran estratos de areniscas y conglomerados. En el estudio de Guerrero-Suastegui (2004) se documenta que la formación Mezcala consiste de areniscas interestratificadas con lutitas, caliza y pedernal. Debido a la erosión y a la intensa deformación de esta unidad, su espesor original no ha sido medido exactamente en ningún lugar (Fries, 1960), aunque Ontiveros–Tarango (1973) reportó espesores de 67 a 980 m, y una edad Cenomaniano-Maastrichtiano (Ramírez-Garza *et al.*, 2014).

Grupo Balsas

El Grupo Balsas fue definido por Fries (1960) para un grupo de rocas que se presentan en la cuenca del río Mezcala-Balsas, ubicada en el centro sur y suroeste de México. Consta de una sucesión de depósitos continentales, constituida por conglomerados calcáreos y volcánicos, areniscas, limolitas, calizas lacustres, así como depósitos piroclásticos y flujos de lava en menor proporción, con un espesor

de 500 m (Fries, 1960; Schlaepfer, 1968; De Cserna y Fries, 1981; Arce *et al.*, 2019). También incluye a una serie de rocas intermedias-ácidas interestratificadas con conglomerados (Ortega-Gutiérrez, 1980). Algunos estudios reportan edades por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre 60-69 Ma (Cerca *et al.*, 2007; Ortega-Gutiérrez, 1980) pero también se han reportado edades K-Ar entre 31-34 Ma en muestras de pozos profundos perforados por PEMEX (1987).

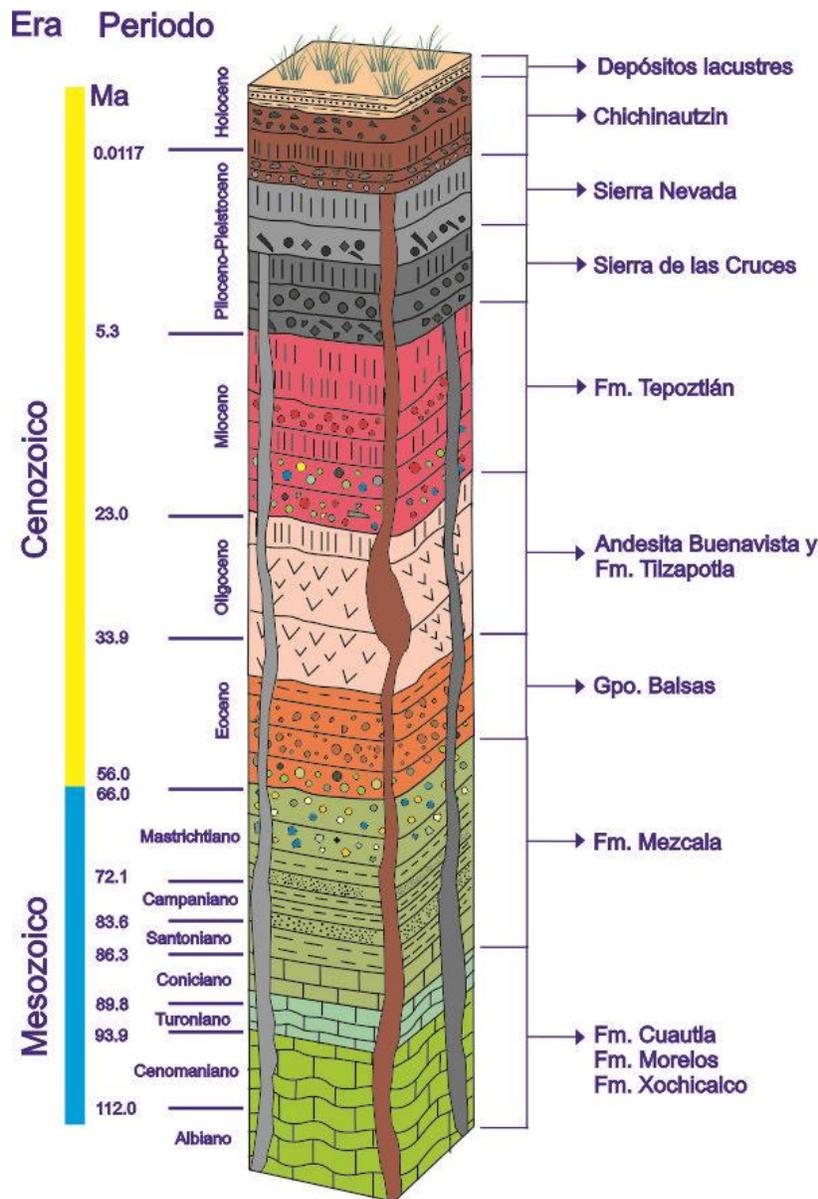


Figura 15. Columna estratigráfica en el área de estudio tomado y modificado de Meza (2020) y Arce *et al.*, (2015a; 2019).

Formación Tilzapotla

Estas rocas fueron inicialmente descritas por Fries (1960) quien las denominó como Rolita Tilzapotla. Posteriormente Morán-Zenteno *et al.* (2004) la nombran como Ignimbrita Tilzapotla (35.5 a 32.6 Ma) y la describen como una ignimbrita vítrea, con masas microcristalinas compuestas por cuarzo y plagioclasa, fantasmas de esferulitas, pequeños cristales de circón y óxidos de Fe-Ti, mientras que la fracción de fenocristales consiste de cuarzo, sandino y biotita euhedral. Esta formación sobreyace discordantemente a las formaciones Morelos, Cuautla, Mezcala y subyace a la Andesita Buenavista (Fries, 1960; De Cserna y Fries, 1981, Morán-Zenteno *et al.*, 1988; Morán-Zenteno *et al.*, 2004).

La Ignimbrita Tilzapotla está sobreyacida por flujos de lava y rocas hipabisales (Morán-Zenteno *et al.*, 2004). Los flujos de lava constituyen a la formación El Salto con composiciones de dacita y andesita intercaladas con depósitos de flujos de escombros, con edades K-Ar de 34.4 a 32.8 Ma. Las rocas hipabisales tienen composiciones de andesitas a riolitas y se sugiere que son los diques alimentadores de la formación El Salto estas afloran en las cercanías de Coxcatlán y Buenavista (Morán-Zenteno *et al.*, 2004).

Formación Tepoztlán

La Formación Tepoztlán está compuesta por una intercalación de depósitos de lahar, depósitos fluviales, flujos piroclásticos y flujos de lava de composición andesítica–dacítica (Fries, 1960; De Cserna y Fries, 1981; García-Palomo *et al.*, 2002a; Lenhardt *et al.*, 2010; Arce *et al.*, 2019). Esta formación se encuentra expuesta en las localidades de Tepoztlán, Cocoyoc y Oaxtepec, Morelos, así como en Malinalco, Estado de México. Los depósitos fluviales muestran una gran variedad de estructuras sedimentarias, fallas sinsedimentarias y diques clásticos, y un espesor que ronda los 200 a 700 m (García-Palomo *et al.*, 2002a). La edad inicialmente fue establecida como del Mioceno por Fries (1960), posteriormente fue

fecha por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre 22.8–18.8 Ma (García-Palomo *et al.*, 2000; Lenhardt *et al.*, 2010).

Sierra de las Cruces

La Sierra de las Cruces presenta una orientación NNO-SSE, separa a la Cuenca de México de la Cuenca de Lerma, está constituida por ocho estratovolcanes traslapados, que de sur a norte son Zempoala, La Corona, San Miguel, Salazar, Chimalpa, Iturbide, La Bufa, y La Catedral, pero también existen otros de menor dimensión como el volcán Ajusco (García-Palomo *et al.*, 2008). Algunos de estos volcanes varían en composición de andesítica a dacítica. Cada volcán se compone de flujos piroclásticos, flujos de lava, depósitos de caída, depósitos de avalanchas de escombros y lahares (García-Palomo *et al.* 2002b; Arce *et al.*, 2008). El volcán más antiguo es La Catedral, ubicado al norte de la sierra, que también se ha llegado a clasificar como una caldera de composición dacítica cuya edad es de 3.7 Ma (Aguirre-Díaz, *et al.*, 2006; García-Palomo *et al.*, 2008). Los demás volcanes ubicados en el centro de la sierra muestran edades de 3.0, 2.0 y 1.9 Ma, mientras que los volcanes más al sur como La Corona y Zempoala presentan edades entre 1.1–0.4 Ma (Mora-Álvarez *et al.*, 1991; Osete *et al.*, 2000; Mejía *et al.*, 2005; Arce *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2015a; Arce *et al.*, 2019).

Adicionalmente, el abanico ubicado al sur de la Sierra de las Cruces, conocido como Formación Cuernavaca, está conformada por una secuencia compleja de depósitos de lahar, fluviales, depósitos piroclásticos y avalanchas de escombros, con espesores de 300 m, aparentemente está asociado a la misma sierra (Arce *et al.*, 2008).

Sierra Nevada

La Sierra Nevada tiene una longitud de ~45 km, está compuesta de sur a norte por los volcanes Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Telapón y Tláloc, los cuales limitan a la Cuenca de México con la Cuenca de Puebla. Los volcanes Telapón y Tláloc

presentan una dirección NE-SO mientras que el Popocatepetl e Iztaccíhuatl N-S (Macías *et al.* 2012). Se ha propuesto que la actividad volcánica migró con el paso del tiempo del volcán Tláloc al Popocatepetl (Cadoux *et al.*, 2011). Sin embargo, nuevas evidencias sugieren que tanto el volcán Tláloc como el Popocatepetl estuvieron activos simultáneamente durante el Pleistoceno tardío (Macías *et al.*, 2012).

Con base en datos bibliográficos, trabajo de campo y datos radiométricos, Macías *et al.* (2012) proponen que la actividad en la Sierra Nevada inició con la construcción del volcán paleo-Tláloc (1.82 Ma). Posteriormente, comenzó la actividad del volcán Telapón con la formación del domo riolítico Tlatelpa (1.4 Ma) y la dacita Río Frío (0.946 Ma). El Complejo Volcánico Iztaccíhuatl comenzó su actividad hace 1.09 Ma (Cadoux *et al.*, 2011), con el desarrollo de los volcanes Pulpito del Diablo, Caldera, Llano Grande y los Pies Ancestrales. Posteriormente, la construcción del Teyotl, La cabeza, El Pecho, Las Rodillas y Los Pies Recientes (0.45-0.34 Ma) (Nixon, 1989) y culminó con la lava Buenavista fechada en 9 000 años (Siebe *et al.*, 1995).

El Popocatepetl comenzó su actividad hace 331 000 años A.P. con la edificación del volcán Ventorrillo compuesto por la andesita Nexpayantla (331 ± 31 Ka) y los domos Yoloxóchitl (267 ± 31 Ka), Microwave (227 ± 6 Ka) (Sosa-Ceballos *et al.*, 2015), la actividad volcánica continuó hasta que dos colapsos (22.8 ± 0.9 Ka y 14.1 Ka) destruyeron el edificio e implementaron columnas eruptivas plinianas y los depósitos de la Pómez Blanca y la Pómez Tutifruti, respectivamente (Sosa-Ceballos *et al.*, 2015).

4 Metodología

La metodología que se siguió para el desarrollo de la presente tesis consistió en las siguientes etapas: trabajo de gabinete, salidas de campo al área de estudio, trabajo de laboratorio y análisis e integración de datos.

4.1 Trabajo de gabinete

Se realizó un mapa del área de estudio utilizando las cartas topográficas del INEGI Tenango de Arista (E14A48) y Tenancingo de Degollado (E14A58), ambas a escala 1: 50,000. Posteriormente, en el mapa topográfico se ubicaron muestras de los productos del cono Santa Martha reportados en trabajos previos (Bloomfield, 1975; Meriggi *et al.*, 2008) para así definir nuevos sitios estratégicos de muestreo y conocer si existen variaciones químicas a lo largo de los productos emitidos. Finalmente, se realizó una recopilación bibliográfica del Campo Volcánico Sierra Chichinautzin (CVSC), en particular de la porción suroeste, relacionados a la estratigrafía, geocronología y composición de las estructuras de esta área. El cono Santa Martha emitió ocho flujos de lava, pero para fines prácticos en esta sección, se agrupan de acuerdo con la dirección preferencial en que se emplazaron siendo sur y norte, de esta manera se tienen a los Flujos de Lavas Sur (FLS) y Flujos de Lavas Norte (FLN) (Fig. 16; ver capítulo VI para la descripción de las diferentes unidades).

En gabinete también se elaboraron figuras y gráficas diversas (con los datos de geoquímica y mineralogía) utilizando los programas Corel draw, Iqpet y Minpet, así como tablas de datos y la redacción del manuscrito.

4.2 Trabajo de campo

Se llevaron a cabo cuatro salidas de campo para realizar descripciones de afloramientos, así como el muestreo de las distintas unidades de lava y depósitos piroclásticos distribuidas alrededor del cono Santa Martha (Fig. 16).

Durante el trabajo de campo se muestrearon seis sitios, desde lo más distal de los Flujos de Lava Sur (como la muestra STM-1901; Fig. 16), como en la parte intermedia de los mismos flujos (STM-1902, STM-1903, STM-1904a, STM-1904B). Mientras que para los Flujos de Lava Norte (FLN) se muestrearon en dos sitios (STM-1905 y STM-1906), en la parte intermedia y distal de los flujos respectivamente.

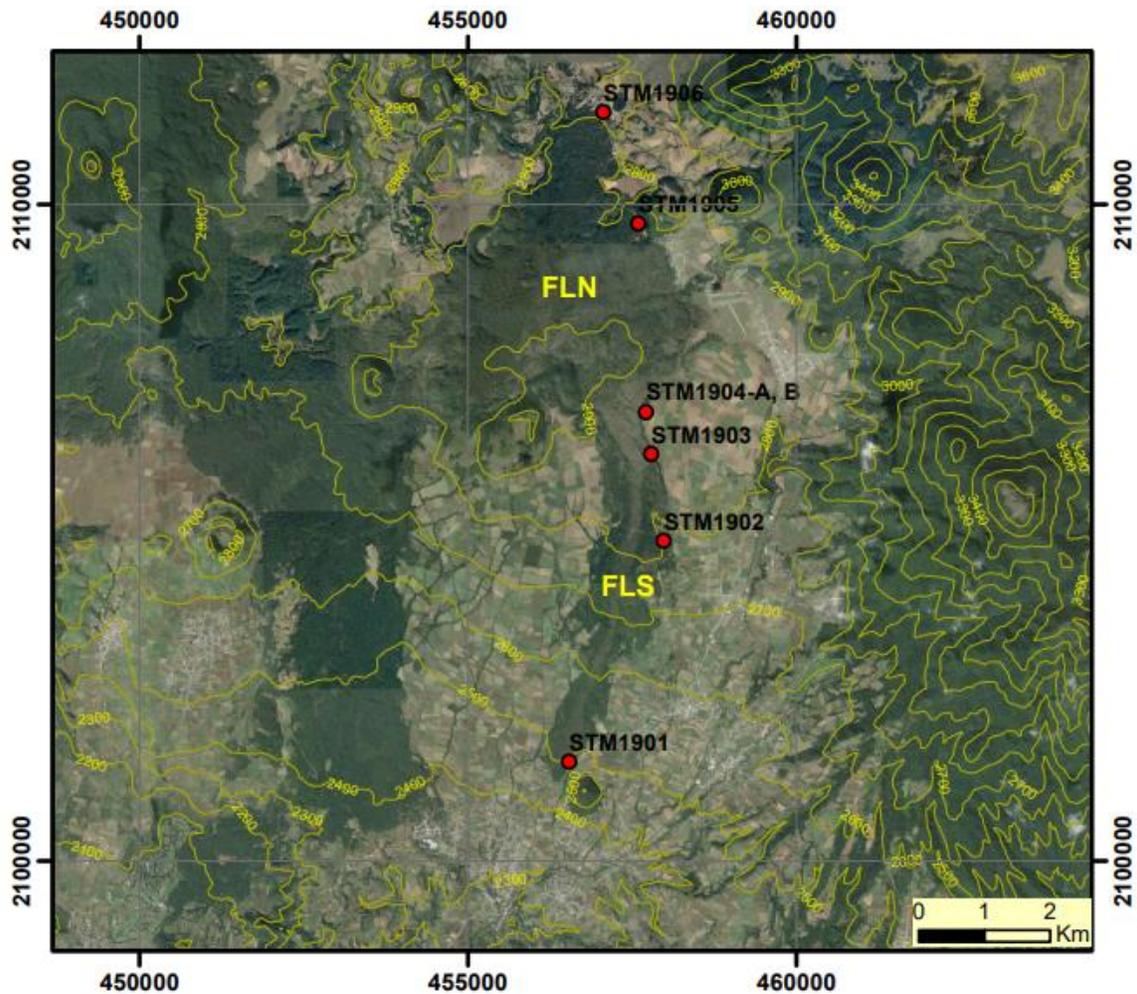


Figura 16. Imagen tomada de Google Earth del área de estudio con la ubicación de las muestras recolectadas en distintos afloramientos. Así mismo, se muestra la distribución espacial de los flujos de lava. FLS= Flujos de lavas sur. FLN= Flujos de lavas norte.

En la parte media de los FLS se encuentra un banco de material que está siendo explotado actualmente (Fig. 17). En este afloramiento, los FLS descansan sobre un paleosuelo de color café-rojizo de ~1 m de espesor (Figs. 17 y 18) en algunas partes llega a ser más delgado de ~50 cm, del cual se recolectó una muestra de fragmentos de carbón (STM-2116-B) así como una muestra de paleosuelo (STM-2004-PS), con el fin de fecharla por el método de radiocarbono y también se muestreó el flujo de lava (STM-1904B), cabe señalar que algunas muestras de esta

lava contenían xenolitos de color blancuzco, los cuales se describen a detalle en el capítulo VI.



Figura 17. Afloramiento STM-1904 correspondiente a un banco de material. Se puede observar la unidad de Flujo de Lava Sur (FLS) con el desarrollo de un suelo moderno en la cima. Las personas en la imagen miden 1.62 m.

Subyaciendo al paleosuelo, se encuentra un depósito de caída constituido por fragmentos de escoria (Fig. 18), del cual se recolectó una muestra (STM-1904A) fresca. Para ambas muestras se realizaron láminas delgadas. La columna estratigráfica de este afloramiento se describe a detalle en el capítulo VI.

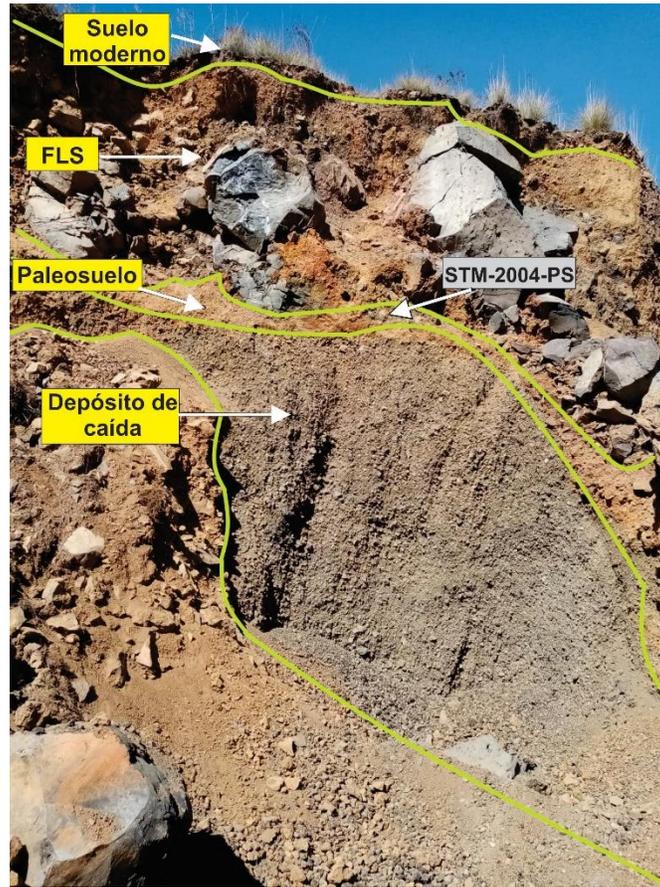


Figura 18. Detalle del afloramiento donde se recolectó una muestra de paleosuelo (STM-2004-PS) y fragmentos individuales de carbón (STM-2116-B). El paleosuelo en esta foto tiene ~40 cm de espesor y se encuentra subyacente por un depósito de caída de escorias y sobreyacido por el Flujo de Lava Sur (FLS).

4.3 Trabajo de laboratorio

Las muestras de roca fueron procesadas en los talleres de preparación de muestras y laminación del Instituto de Geología, UNAM y posteriormente fueron enviadas a distintos laboratorios. Los análisis químicos fueron realizados por fluorescencia de rayos X, en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía, del Instituto de Geología, UNAM, para la determinación de elementos mayores, mientras que para elementos traza, las muestras pulverizadas fueron enviadas al Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, en Juriquilla, Qro. Los análisis con la microsonda electrónica se llevaron a cabo en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica, UNAM.

Taller de laminación

- Las láminas delgadas se elaboraron en el taller de laminación del Instituto de Geología. Se empleó una cortadora para elaborar fragmentos tabulares con dimensiones aproximadas de: 4.5 cm x 3 cm x 3.5 cm (Fig. 19).
- Posteriormente estos fragmentos tabulares fueron pulidos en una superficie con abrasivos de carburo de tungsteno de #400, #600, #1000 y posteriormente fueron pegados a un portaobjetos con resina epóxica.
- Una vez adherido al portaobjetos, se cortó la parte restante del fragmento de roca y se pulió nuevamente con los abrasivos: #320, #400, #600, #1000 hasta conseguir que tuvieran un espesor de 30 μ m, para poder observar los minerales que componen a la roca con un microscopio petrográfico.
- Se pulieron tres láminas delgadas (STM-1903, STM-1904B, STM-1906) para ser analizadas con la microsonda electrónica. Esto se llevó a cabo con alúmina de 5 μ m, posteriormente fueron pulidas utilizando la pulidora Buehler y la suspensión de diamante de 3 μ m y se culminó con pasta de diamante de 1 μ m.
- Después, se empleó nuevamente la pulidora Buehler y la suspensión de diamante de 1 μ observando con un microscopio de luz reflejada que todos los minerales se encontraran correctamente limpios y pulidos. Finalmente, las muestras fueron recubiertas con una capa de grafito para hacerlas conductivas durante los análisis de microsonda electrónica.



Figura 19. Fotografía de fragmentos de las muestras seleccionadas para elaborar láminas delgadas y/o pulidas.

Microsonda electrónica

Con la microsonda electrónica se llevaron a cabo análisis químicos cuantitativos de las distintas fases minerales y vidrio de la matriz de las láminas seleccionadas. Este se obtiene a través de la incidencia de un haz de electrones en una superficie de la muestra, generando la emisión de un espectro de rayos X que a su vez es detectado por un espectrómetro que de acuerdo a la longitud de onda detectada puede identificar y definir la concentración de cada elemento que componen la superficie analizada (Reed, 2005). Además, el equipo permite obtener imágenes a detalle del área que se está analizando en la sección pulida.

Por lo tanto, la alta calidad en los análisis químicos, la excelente resolución espacial (aproximadamente de 1 μm) y la gran profundidad de campo, convierten a este equipo en una herramienta invaluable en muchas ramas de la geología.

El equipo utilizado en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) fue una microsonda JEOL modelo JXA-8900R, el Ing. Carlos Linares López supervisó la realización correcta de los análisis de las muestras.

- El proceso inició con el montaje de las secciones pulidas en un portamuestras (Fig. 20).
- Posteriormente, se definieron las fases minerales que se deseaban analizar para así calibrar el equipo con una serie de estándares y en ocasiones con muestras grabadas en la memoria (Tablas 1, 2, 3).
- El siguiente paso fue ubicar espacialmente con la microsonda, las fases minerales de interés las cuales habían sido previamente identificadas con un microscopio petrográfico.
- Se definió si se deseaba analizar el borde del mineral o el centro-borde.
- Finalmente, se repitió el proceso para cada fase mineral (clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa) y vidrio tanto en el xenolito como en la matriz de la roca.

Tabla 1. Estándares empleados para los análisis de la composición de piroxeno			
Elemento	Estándar	Localidad	Clave
SiO ₂	Diópsido rico en Cr (Mg, Cr)CaSi ₂ O ₆	Batbjerg. Groenlandia	16SPI#2753-AB
TiO ₂	Kaersutita Ca ₂ Na (Mg,Fe) ₄ TiSi ₆ Al ₂ O ₂₂ (OH) ₂	Kangerdlugssuaq. Groenlandia	29SPI#2753-AB
Al ₂ O ₃	Kaersutita Ca ₂ Na (Mg,Fe) ₄ TiSi ₆ Al ₂ O ₂₂ (OH) ₂	Kangerdlugssuaq. Groenlandia	29SPI#2753-AB
FeO	Olivino (Mg,Fe) ₂ SiO ₄	Desconocido	34SPI#2753-AB
Cr ₂ O ₃	Diópsido rico en Cr (Mg, Cr)CaSi ₂ O ₆	Batbjerg. Groenlandia	16SPI#2753-AB
MnO	Olivino (Mg,Fe) ₂ SiO ₄	Desconocido	34SPI#2753-AB
MgO	Olivino (Mg,Fe) ₂ SiO ₄	Desconocido	34SPI#2753-AB
CaO	Diópsido rico en Cr (Mg, Cr)CaSi ₂ O ₆	Batbjerg. Groenlandia	16SPI#2753-AB
Na ₂ O	Plagioclasa (An ₆₅)	Sonora, México	35SPI#2753-AB

Tabla 2. Estándares empleados para los análisis de la composición de plagioclasa
--

Elemento	Estándar	Localidad	Clave
SiO ₂	Plagioclasa (An65)	Sonora, México	35SPI#2753-AB
Al ₂ O ₃	Plagioclasa (An65)	Sonora, México	35SPI#2753-AB
FeO	Ilmenita rica en Mn (Fe, Mn, Mg) TiO ₃	Maiss, Rusia.	NMNH96189
CaO	Plagioclasa (An65)	Sonora, México	35SPI#2753-AB
Na ₂ O	Plagioclasa (An65)	Sonora, México	35SPI#2753-AB
K ₂ O	Biotita rica en K (Mg, Fe) ₃ Al, Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	Localidad desconocida	7SPI#2753-AB

Tabla 3. Estándares empleados para los análisis de la composición de vidrio

Elemento	Estándar	Localidad	Clave
P	Apatito (Ca ₅ (PO ₄) ₃ F)	Ontario, Canadá	4SPI#2753-AB
SiO ₂	Vidrio de silicato de Na, K Al, Fe (Obsidiana)	Desconocida	33SPI#2753-AB
K ₂ O	Sanidino (KAlSi ₃ O ₈)	Hohenfels, Alemania	41SPI#2753-AB
TiO ₂	Kaersutita Ca ₂ Na (Mg,Fe) ₄ TiSi ₆ Al ₂ O ₂₂ (OH) ₂	Kangerdlugssuaq. Groenlandia	29SPI#2753-AB
Al ₂ O ₃	Vidrio de silicato de Na, K Al, Fe (Obsidiana)	Desconocida	33SPI#2753-AB
Cr ₂ O ₃	Diópsido rico en Cr (Mg, Cr)CaSi ₂ O ₆	Batbjerg. Groenlandia	16SPI#2753-AB
CaO	Vidrio de silicato de Na, K Al, Fe (Obsidiana)	Desconocida	33SPI#2753-AB
Na ₂ O	Vidrio de silicato de Na, K Al, Fe (Obsidiana)	Desconocida	33SPI#2753-AB



Figura 20. Montado de los estándares y de las secciones pulidas para su análisis cuantitativo empleando la microsonda electrónica.

Taller de Molienda

Se seleccionaron siete muestras para análisis químicos, las cuales fueron trituradas y pulverizadas en el Taller de Molienda del Instituto de Geofísica-UNAM a cargo del Ing. Teodoro Hernández.

- Cada muestra fue triturada empleando una prensa hidráulica para obtener esquirlas, y posteriormente, las esquirlas se recolectaron en bolsas de plástico para evitar contaminación.
- Para cada muestra se seleccionaron 55 g de esquirlas frescas, de tamaño entre 2-3 cm.
- Las esquirlas fueron lavadas con agua destilada para eliminar cualquier contaminación que pudiera haber preservado durante la trituración y después fueron secadas en un horno a una temperatura de 40°C.

- Posteriormente, se empleó un pulverizador de anillos de acero inoxidable tipo Herzog para pulverizar las esquirlas de cada muestra durante 30 s. El primer polvo que se obtiene se desecha, ya que es para precontaminar los discos, mientras que el polvo obtenido de la segunda molienda se colecta en frascos con su respectiva clave de muestra.
- Empleando una balanza de precisión, se separaron 20 g de cada muestra y fueron enviadas al Centro de Geociencias-UNAM en Juriquilla (Querétaro) para ser analizadas por Espectrometría de Masas y Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS) para la determinación de elementos traza, mientras que la muestra restante fue analizada por Fluorescencia de Rayos X en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía del Instituto de Geología, para determinar la concentración de elementos mayores y algunos elementos traza.

Laboratorio de fluorescencia de rayos X (FRX)

La FRX es una técnica analítica que permite detectar y cuantificar la composición de una muestra al irradiarla con una fuente de rayos X. Cuando la muestra y la radiación entran en contacto, los rayos X se descomponen y se emite un espectro de rayos X fluorescentes con diferentes longitudes de onda y fotones, los cuales representan a los diferentes elementos que componen a la muestra (Taggart *et al.*, 1987; Oyedotun, 2018).

- Una vez pulverizadas las muestras, fueron llevadas al Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología, con la supervisión de la Quím. María Patricia Girón García; el análisis de FRX se realizó para determinar la concentración de elementos mayores (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , P_2O_5) y algunos elementos traza en las muestras. En primer lugar, cada muestra se colocó en crisoles de porcelana para ser secados en un horno durante 4 hrs a 110 °C

- Posteriormente, se pesó 1 g de cada muestra en otro crisol y fueron introducidas en una mufla a una $T \sim 1000 \text{ }^\circ\text{C}$; al cabo de 1 h fueron pesadas nuevamente, obteniendo así la pérdida por calcinación (PxC): $PxC = (\text{peso seco} - \text{peso calcinado}) \times 100$
- Empleando una balanza de alta precisión se pesó 8 g de fundente y 0.4 g de muestra y fueron mezclados utilizando un mortero de ágata
- La mezcla resultante se vertió en un instrumento de fusión tipo Claisse; este instrumento cuenta con crisoles hechos de una aleación de Pt-Au los cuales giran mientras la muestra se funde y homogeniza por 15 min. Posteriormente, la muestra líquida es vaciada en recipientes que mediante unos ventiladores bajan súbitamente la temperatura de la muestra y la cristalizan en un vidrio o perla representativa de la composición de la muestra (Fig. 21).

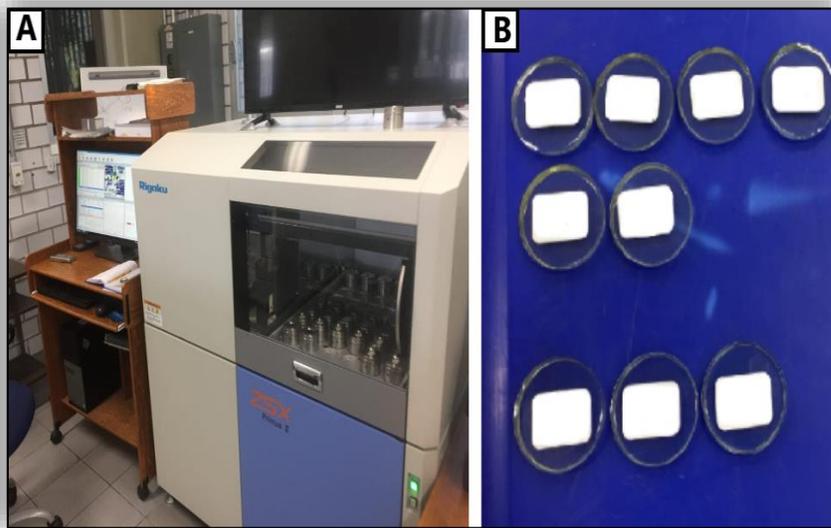


Figura 21. Equipo de fluorescencia de rayos X. A Espectrómetro de rayos X. B vidrios o perlas representativos de las rocas STM.

Elementos traza por FRX

- Para el análisis de elementos traza se pesaron 5.6 g de muestra y 1 g de cera, los cuales se mezclan en un mortero de ágata hasta obtener una mezcla homogénea

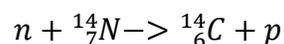
- Posteriormente, esta mezcla se lleva a una prensa hidráulica la cual compacta la muestra aplicándole 20 toneladas de peso por 25 segundos, obteniendo así, una luneta.
- Los vidrios y las lunetas son montados en posiciones estratégicas del espectrómetro de rayos X, después el equipo es calibrado mediante estándares cargados en la memoria del equipo. Finalmente se programa el equipo y se deja operando (Fig. 21).

Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS)

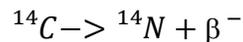
Las muestras pulverizadas se analizaron por la técnica de Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, ICP-MS) para determinar la concentración de elementos traza, a cargo de la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu. Se empleó un instrumento Thermo Series X^{II} en el Laboratorio Ultralimpio del Centro de Geociencias, UNAM en Juriquilla (Querétaro). Detalles de la metodología empleada se encuentran en Mori (2007).

Análisis por radiocarbono

El isótopo radiactivo de carbono-14 (^{14}C) se forma continuamente en la atmósfera superior, como resultado de la interacción entre los neutrones (n) de la radiación cósmica y los átomos de nitrógeno (N) del aire, esta interacción genera una reacción nuclear, formando carbono-14 más protones (p) (Fig. 22; Bernal *et al.*, 2010).



Posteriormente, el carbono-14 reacciona con el oxígeno de la atmósfera y forma $^{14}\text{CO}_2$ que, a su vez, baja a la tropósfera y se mezcla con el $^{12}\text{CO}_2$ y $^{13}\text{CO}_2$, entrando así en el ciclo del carbono (Bernal *et al.*, 2010). Al ser un isótopo radiactivo, el ^{14}C decae de manera espontánea, emitiendo una partícula beta negativa y transformándose en ^{14}N (Bernal *et al.*, 2010). Este proceso de decaimiento ocurre con una vida media de 5,730 años \pm 40 años (Godwin, 1962).



En la biósfera, las plantas asimilan carbono-14 a través de la fotosíntesis y los animales por medio de la alimentación de plantas y tejidos vegetales. Sin embargo, cuando los procesos metabólicos de los seres vivos cesan por la muerte del organismo, la cantidad de carbono-14 comienza a disminuir exponencialmente debido al decaimiento radiactivo (Bernal *et al.*, 2010; Lockwood y Hazlett, 2010). Por esta razón es necesario aplicar una calibración a los datos (Bernal *et al.*, 2010; Lockwood y Hazlett, 2010).

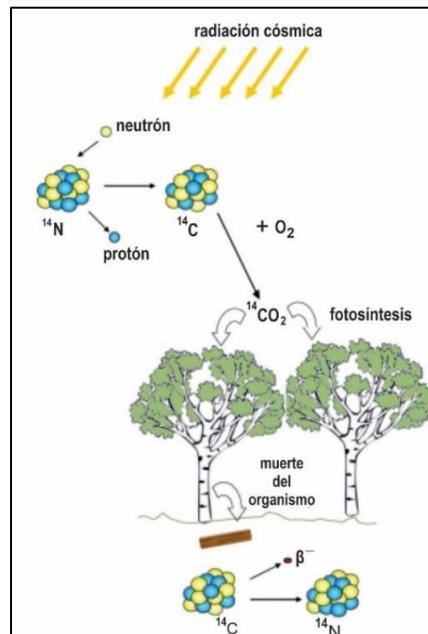


Figura 22. Esquema que representa la formación de carbono-14 en capas altas de la atmósfera y su posterior oxidación formando $^{14}\text{CO}_2$ y su incorporación en la biósfera. Modificado de Bernal *et al.*, 2010.

Para calibrar una edad es necesario conocer los niveles atmosféricos de carbono-14, en la escala temporal del radiocarbono, lo cual es posible gracias al análisis de anillos de crecimiento de árboles, corales y sedimentos varados de origen marino que han sido fechados con métodos alternativos al carbono-14. Esto ha permitido construir curvas de calibración que muestran la relación de las edades de ^{14}C y la edad absoluta a través del patrón de variación de los niveles de carbono-14 atmosférico (Reimer, *et al.*, 2004).

A las edades corregidas se les conoce como edades convencionales y se expresan en años antes del presente (A.P) tomando como presente el año de 1950 (Bernal *et al.*, 2010).

De esta manera, si se mide la concentración de carbono-14 presente en una muestra, se puede calcular el tiempo que ha pasado desde que el organismo dejó de asimilar carbono a través de la ecuación:

$$t = 8033 \ln (A_m/A_0)$$

Donde t es la edad de la muestra, A_m es la actividad del ^{14}C en la muestra, A_0 es la actividad inicial (al momento de la muerte del organismo y en equilibrio con la atmósfera) que, por convención, equivale a la concentración de ^{14}C atmosférico en el año de 1950 (Bernal *et al.*, 2010).

En general, existen tres técnicas para la determinación de carbono-14: el Conteo Proporcional de gases (CPG), la Espectrometría de Centelleo Líquido (LSC) y la Espectrometría de Aceleración de masas (AMS). Para conocer más detalles de las diferentes técnicas analíticas se pueden consultar a Bernal *et al.* (2010) y BetaAnalytic (<https://www.radiocarbon.com/>).

5 Lavas Santa Martha

Durante el desarrollo de la erupción de un volcán monogenético, es común que el estilo eruptivo sea moderadamente explosivo con erupciones de tipo hawaiano, estromboliano, estromboliano violento y en raras ocasiones sub-pliniano (Kereszturi y Németh, 2013).

En México se han realizado algunos trabajos que abordan el estilo eruptivo de conos de escoria y volcanes escudo en campos monogenéticos, como es el caso de las erupciones históricas del Parícutín (Luhr y Simkin, 1993) y Jorullo (Rowland *et al.*, 2009) y de erupciones más antiguas como la del volcán Metate (Chevrel *et al.*, 2016), los conos las Cabras (Guilbaud *et al.*, 2021), y el Malpaís Zacapu (Reyes, 2018), todos ellos localizados dentro del CVMG. En el CVSC también se han

estudiado algunas erupciones como la del Xitle (Siebe, 2000), Pelado (Lorenzo *et al.*, 2018), Pelagatos, Cerro del Agua y Dos Cerros (Flores *et al.*, 2011). En la mayoría de estos trabajos se ha reconocido actividad explosiva en las partes iniciales de la erupción y actividad efusiva en las fases eruptivas finales, aunque en ocasiones también puede ser simultánea.

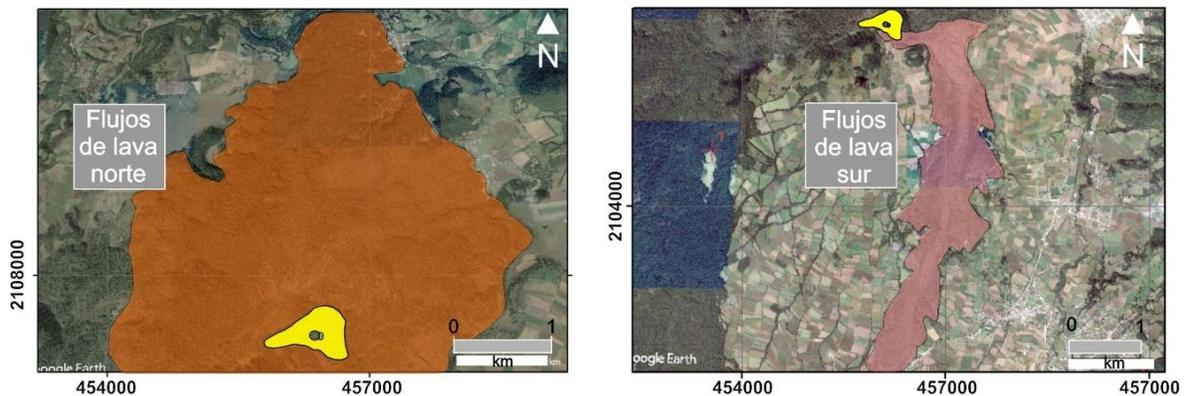


Figura 23. Imágenes de Google Earth del área de estudio en donde se muestra la distribución de los múltiples flujos de lava del cono Santa Martha (STM).

Desafortunadamente no se cuenta con datos LIDAR (*Light Detection and Ranging*) o de resolución comparable para el área de estudio, por lo que se emplearon varios visualizadores de imágenes satelitales y fotografías aéreas de acceso gratuito de Google Earth (Fig. 23) y el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS). También se manejó un modelo de elevación digital de tipo ALOS PALSAR obtenido de las bases de datos de la estación Alaska Satellite Facility (ASF) con una resolución de 12.5 m (Fig. 24A). Además de una ortofoto tomada en el año de 1999 a escala 1:20 000, con una resolución de 1.5 m y una capa de curvas de nivel a cada 50 m de equidistancia, estos dos últimos complementos se obtuvieron de la base de datos del INEGI.

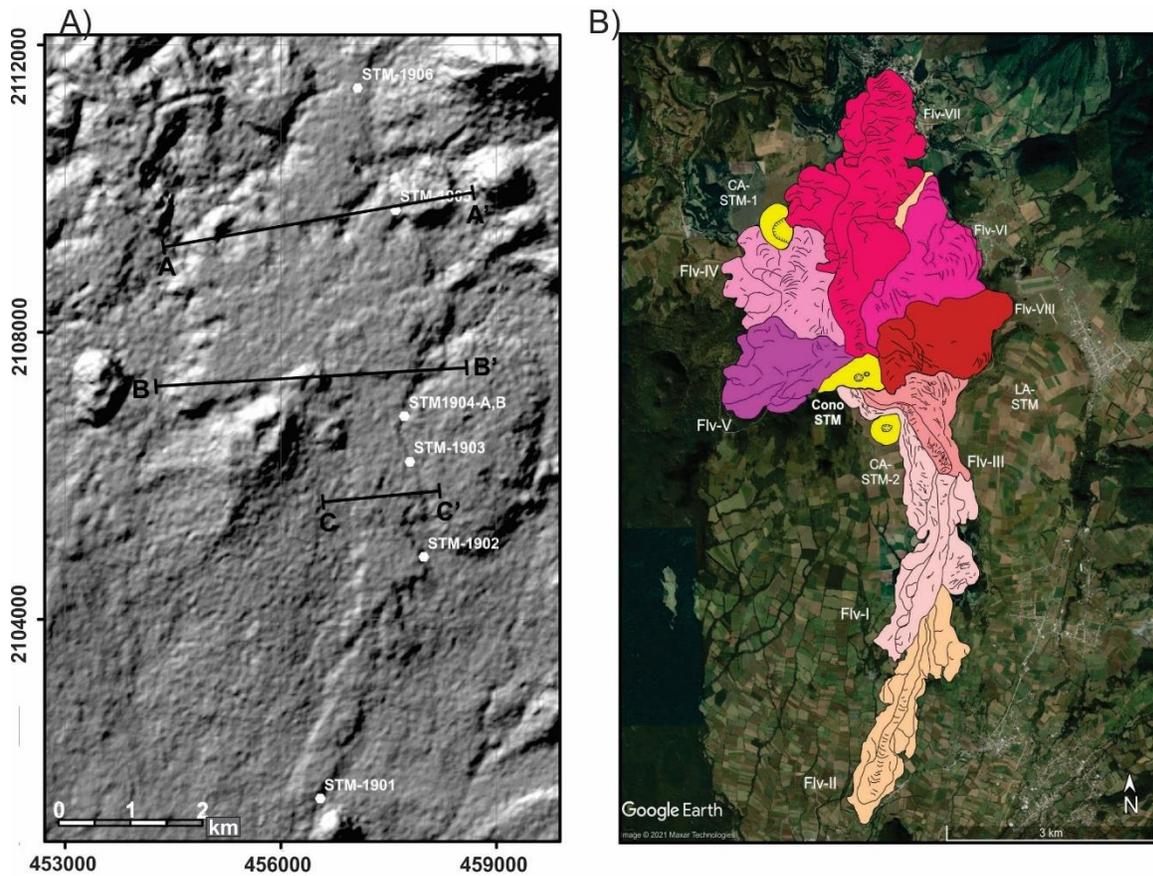


Figura 24. A) Modelo de falso relieve sombreado del área de estudio en donde se observa el relieve producido por el cono STM y sus respectivos flujos de lava. También se muestran las trazas de secciones (A-A', B-B', C-C'). B) Imagen de Google Earth se presentan las distintas unidades de flujo de lava (Flv), el cono STM y conos antiguos (CA-STM).

De esta manera, se pudieron identificar ocho flujos de lava, de los cuales, tres se canalizaron hacia el sur y cinco se emplazaron de manera radial hacia el NO-N-NE (Fig. 24B). A continuación, se describe la secuencia de los flujos de lava, basado en relaciones estratigráficas y resultados geoquímicos.

Descripción de flujos de lava

De acuerdo con el análisis morfológico, los flujos de lava que se desplazaron hacia el sur fueron emitidos desde el cráter del cono Santa Martha, mientras que los flujos de lava del sector norte probablemente fueron emitidos desde una ventila en la base del cono (Fig. 24B).

5.1 Flujos de lava del sector sur

Los flujos de lava del sector sur se conforman al menos por tres unidades: I, II y III. En este sector existe una pendiente continua, por al menos 7.6 km (Figs. 25A y B) de aproximadamente 14° (Figs. 26A y B). Es probable que la pendiente esté asociada con algún evento tectónico, aunque no se tienen evidencias de campo. Pero se observa un alineamiento de estructuras volcánicas con los conos Tezontle, El Castillo, Tepetzingo, la lava antigua STM y el cono STM y el cono antiguo STM (Figs. 26C y 27).

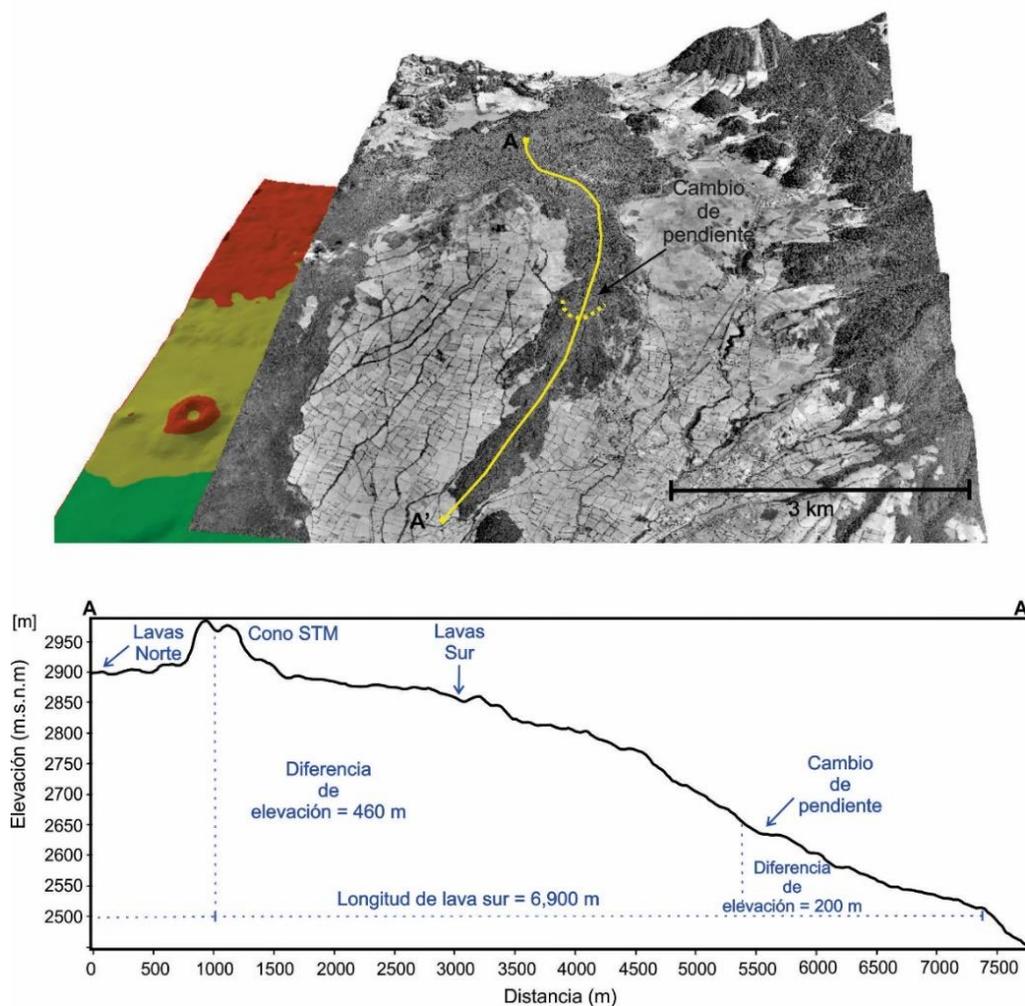


Figura 25. A) Ortofotografía y B) perfil topográfico del cono STM y de los flujos de lava del sector sur. Se puede observar la importante diferencia de elevación del terreno subyacente a 460 m en una distancia de 7 km. También resalta un contraste en la pendiente relativamente plana al N del cono STM y una pendiente pronunciada al sur.

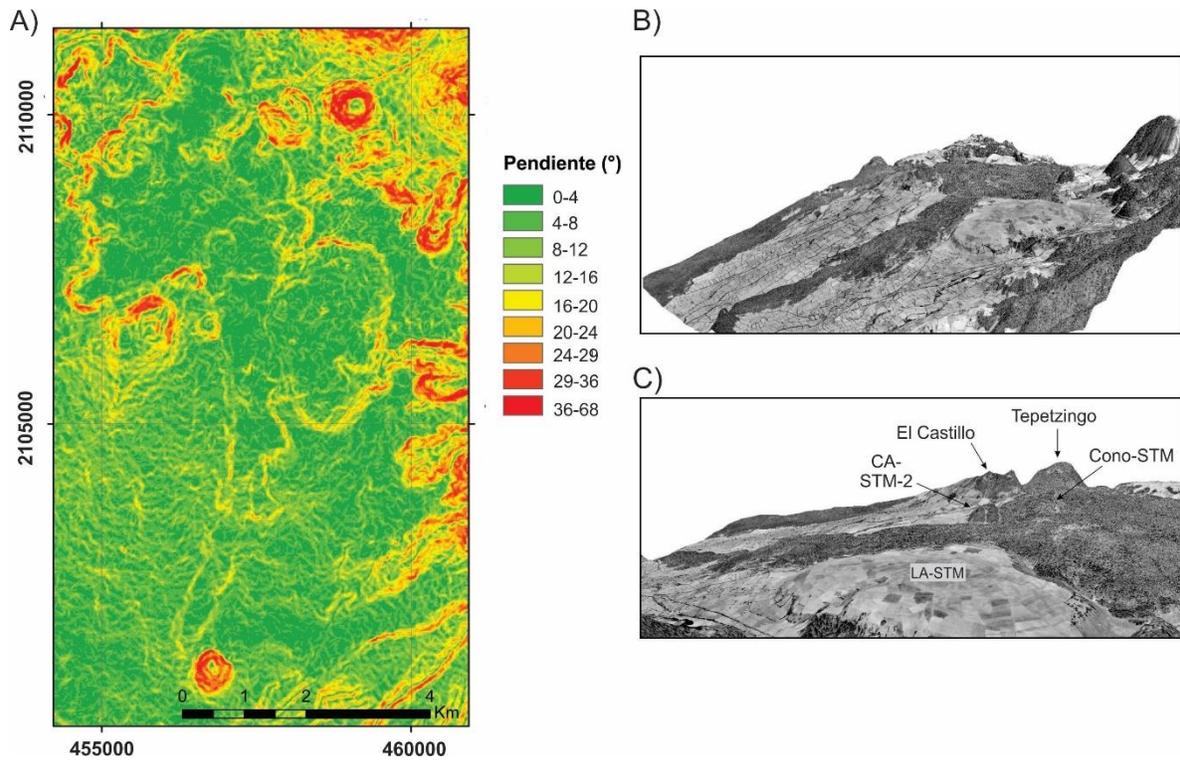


Figura 26. A) Mapa de pendientes del área de estudio. B) y C) Modelos tridimensionales elaborados con el visualizador ArcScene del software ArcGis, en donde resalta la diferencia de elevación del terreno y su relación con el emplazamiento prolongado de los flujos de lava del sector sur (I, II, III).

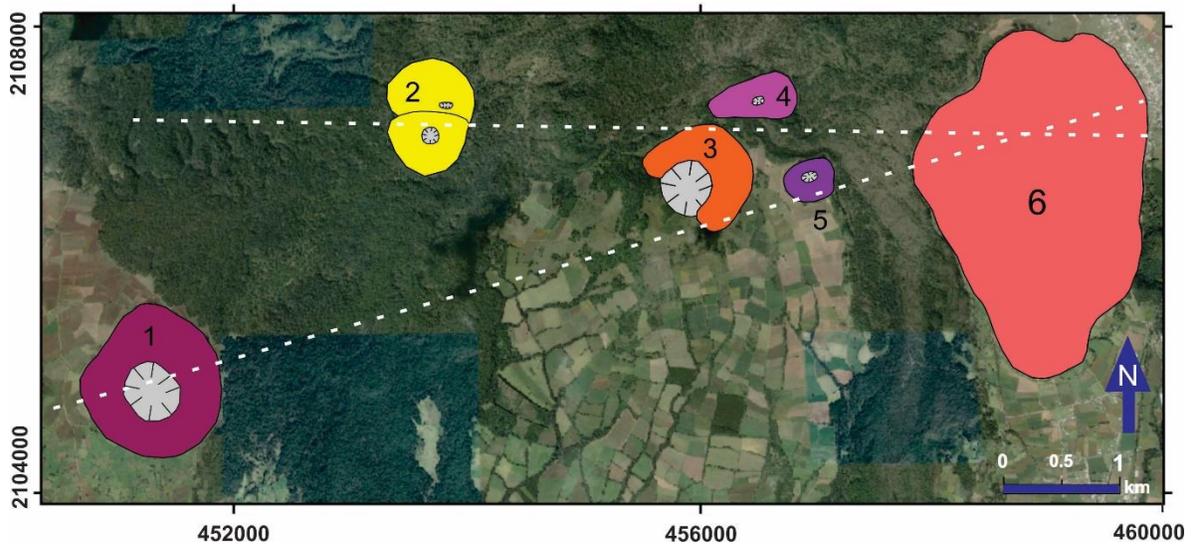


Figura 27. Alineamiento con dirección E-O y SE-SO de las estructuras 1. Tezontle, 2. Tepetzingo, 3. El Castillo, 4. Cono STM, 5. Cono Antigua STM-2 (CA-STM-2), 6. Lava Antigua STM (LA-STM).

El flujo de lava I tiene una longitud de 4.4 km y un espesor promedio de 35 m. Este flujo al inicio se canalizó (Griffiths *et al.*, 2003) a partir de la formación de *levées* bien definidos en su margen O y un poco menos en el E.

De acuerdo con las observaciones morfológicas, este flujo fue emitido desde el cráter del cono STM, y durante su emplazamiento rodeó un cono previo (CA-STM-2) provocando su desplazamiento hacia el SE. Posteriormente, se encontró con la estructura de la lava antigua STM (LA-STM), que generó el confinamiento del flujo a un valle hacia el sur (Fig. 28).

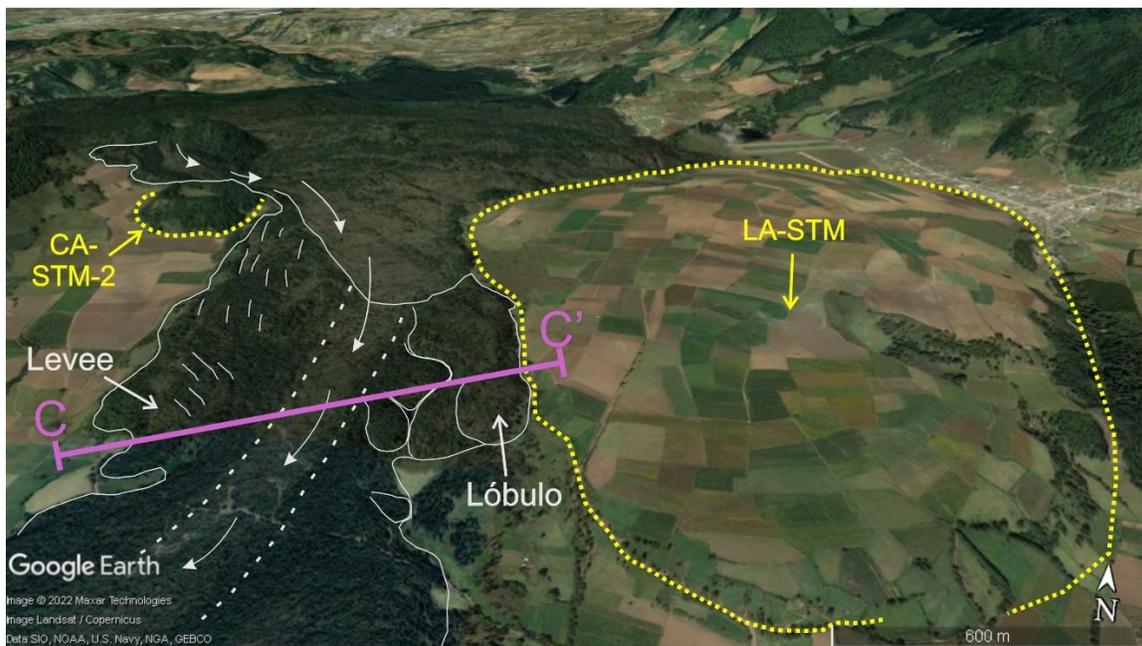


Figura 28. Imagen de Google Earth en donde se muestra el desplazamiento del flujo de lava I que fue confinado en un valle bordeado por la lava antigua STM (LA-STM) y un cono antiguo (CA-STM-2). Así mismo, se observa un lóbulo en su margen E y levées bien desarrollados al O. También se muestra la traza de la sección C-C'.

A pesar de los diferentes cambios en la dirección del flujo, la continuidad de los *levées* en el margen O se mantuvo. De hecho, a medida que el flujo de lava se alejó del CA-STM-2, el *levée* se desarrolló de manera más uniforme, ensanchándose hasta 475 m y con 7 m de espesor (Fig. 29). También se observa un cambio en la

orientación de las estructuras de la superficie del *levée* producto del cambio de dirección del flujo hacia el SO.

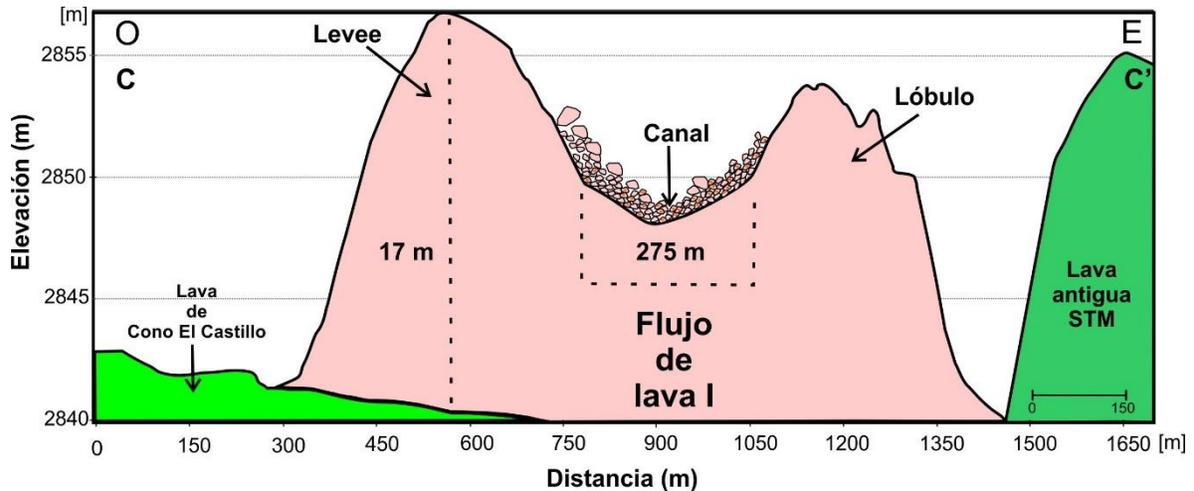


Figura 29. Sección transversal C-C' (proporción 1:30; ver Fig. 24A y Fig. 28) que muestra el emplazamiento del flujo de lava I, en el sector sur. Así mismo, resalta la morfología regular de un canal abierto con un *levée* bien desarrollado en el margen O del flujo.

Posteriormente a 2600 m de la fuente, el *levée* desaparece e inicia el desarrollo de lóbulos en la parte O y en el margen E, que se extienden a los 659 m hacia el SE. Sin embargo, el flujo principal se desplazó hacia el SO hasta alcanzar los 4.4 km. En el margen E del flujo, se desarrolló un lóbulo de 790 m de longitud y 10 m de espesor (Fig. 30).

En la porción distal del flujo de lava I, se formó un lóbulo, que se emplazó hacia el S-SE, con una longitud de 1164 m y espesor de 35 m, cuyo frente desarrolló estructuras de rompimiento o *breakout* (Fig. 30) y también se derivó el flujo de lava II (aparentemente alimentado por el flujo de lava I) (Fig. 30).

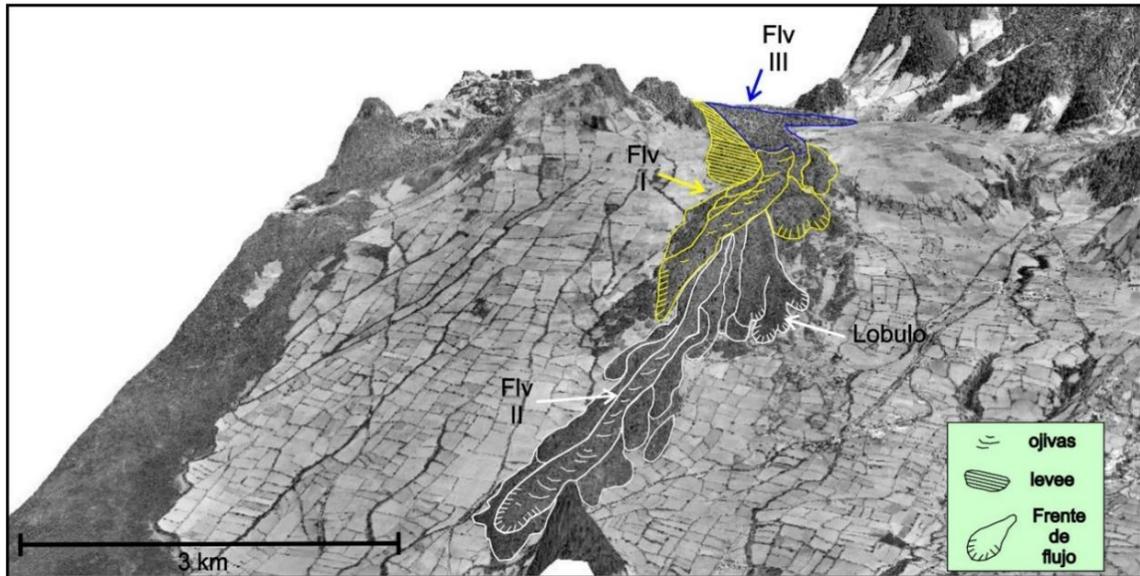


Figura 30. Modelo tridimensional de los flujos de lava de sector sur interpretado sobre una ortofoto. Se puede observar que a partir del flujo de lava I, se formó el flujo de lava II (en forma de lengua) y un lóbulo al SE. Sin embargo, el flujo de lava II fue el que alcanzó una mayor extensión.

Las estructuras de *breakout*, son porciones de lava que emergen al romper la corteza del frente o de los márgenes del flujo, como resultado de una sobrepresión ejercida por la lava que aún permanece fluida en la parte interna del flujo (Walker, 1993; Lockwood y Hazlett, 2010; Maeno *et al.*, 2016).

El flujo de lava II (Figs. 30 y 31), se desplazó a lo largo de 3043 m, tiene un ancho promedio de 597 m y un espesor de 25 m. En general, este flujo se emplazó principalmente hacia S-SO.

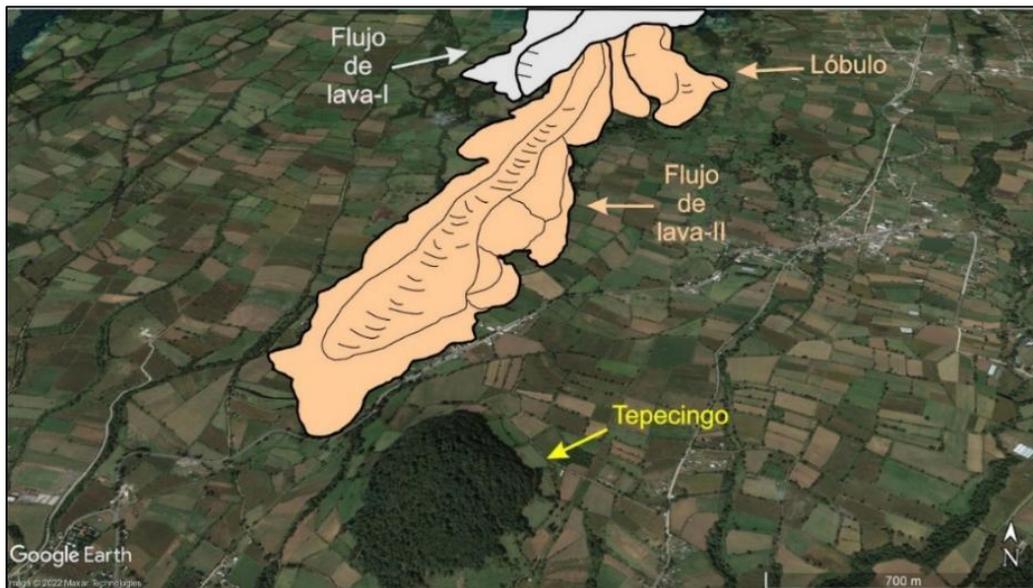


Figura 31. Imagen de Google Earth que muestra la morfología del flujo de lava II (sector sur). Se observa también un lóbulo que se dirigió hacia el SE cuyo frente desarrolló estructuras de rompimiento. El flujo de lava II y el lóbulo se derivaron del flujo de lava I.

Cerca de la fuente de emisión, el flujo de lava II se emplazó con un ancho de 178 m, con levées pequeños de 5 m, lo que permitió que el flujo se desplazara a través de un canal, pero en su parte distal el flujo se expandió alcanzando un ancho de 615 m. También se formaron algunos lóbulos en la margen E, mientras que en el margen O algunos sectores de levées laterales fueron rotos. (Fig. 31).

El flujo de lava III aprovechó el canal construido por el flujo de lava I, debido a que se éste observa por encima de la lava I. En general, el flujo III está constituido por dos lóbulos principales, uno en forma de lengua que se dirigió hacia el S-SE, alcanzó 1918 m de longitud, con un espesor promedio de 8 m, confinado hacia el SE; y otro de forma irregular que se extendió de manera radial hacia el E-SE. En la superficie del lóbulo que se dirigió S-SE, se pueden observar estructuras de tipo ojivas rectas y perpendiculares al desplazamiento principal del lóbulo.

El lóbulo irregular que se dirigió hacia el E, también tiene numerosas estructuras de ojivas, pero con mayor separación entre ellas. Este lóbulo detuvo su avance debido a la presencia de la lava antigua STM, lo que provocó el engrosamiento del frente y

que todo el lóbulo se extendiera hacia el sur. El lóbulo E está sepultado en la porción N-NE por el flujo de lava VIII.

5.2 Flujos de lava del sector norte

Se delimitaron cinco flujos de lava que se emplazaron hacia el sector norte (IV, V, VI, VII, VIII), con base en las características morfológicas se definió que el flujo de lava IV es el más antiguo ya que está cubierto por el flujo de lava V, como se aprecia en su parte proximal y media.

La unidad de lava IV tiene una longitud de 1914 m y un espesor promedio de 80 m, con fracturas de enfriamiento, crestas de compresión con formas semi-parabólicas, las cuales se forman debido a diferencias en la tasa de avance entre la corteza superficial y el interior del flujo (Fink y Fletcher, 1978; Fink, 1980; Griffiths *et al.*, 2003; Lescinsky y Merle, 2005; Applegarth, 2008; Suh *et al.*, 2010). Sin embargo, en las imágenes satelitales (Fig. 32) no se pueden distinguir entre fracturas o crestas de compresión, ya que la morfología de ambas estructuras es muy similar.

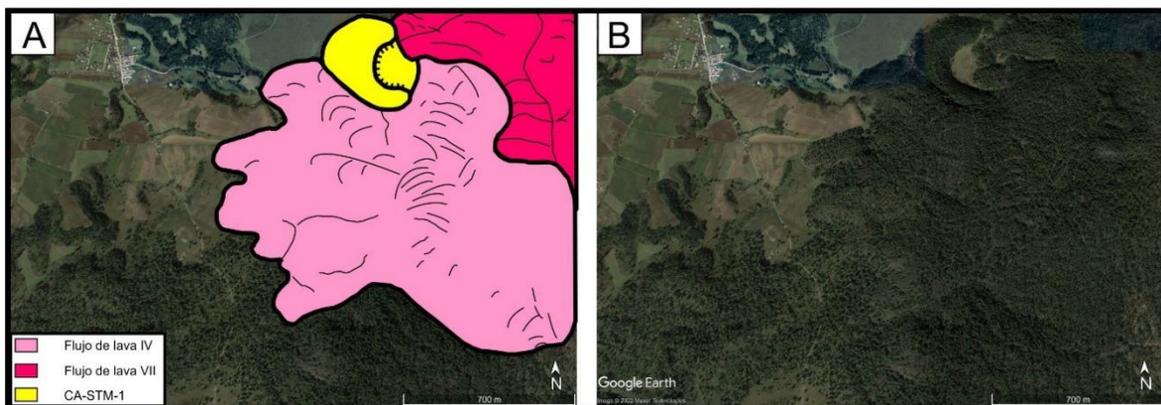


Figura 32. Imagen que muestra la morfología del flujo de lava IV. Este flujo posee estructuras de tipo ojivas y también se aprecia que el frente del flujo sepultó a un cono antiguo (CA-STM-1) en la porción norte.

Otro rasgo importante de la unidad IV, se aprecia en la parte norte, donde aparentemente sepultó la ladera sur de un cono (CA-STM-1; Fig. 33), el cual

funcionó como una barrera para el avance del flujo, provocando la formación de dos lóbulos.

El flujo de lava V se emplazó por encima de la parte proximal del flujo IV, se desplazó 1978 m en dirección SO-O, con un espesor promedio de 95 m. Aparentemente se desarrolló como una sola unidad. Al igual que el primer flujo de este sector, tampoco fue canalizado, ya que no se observan márgenes laterales. Al inicio el flujo se emplazó con un ancho de 274 m, pero a medida que avanzó hacia el O, se expandió hasta que se encontró con el margen SO del flujo de lava IV.

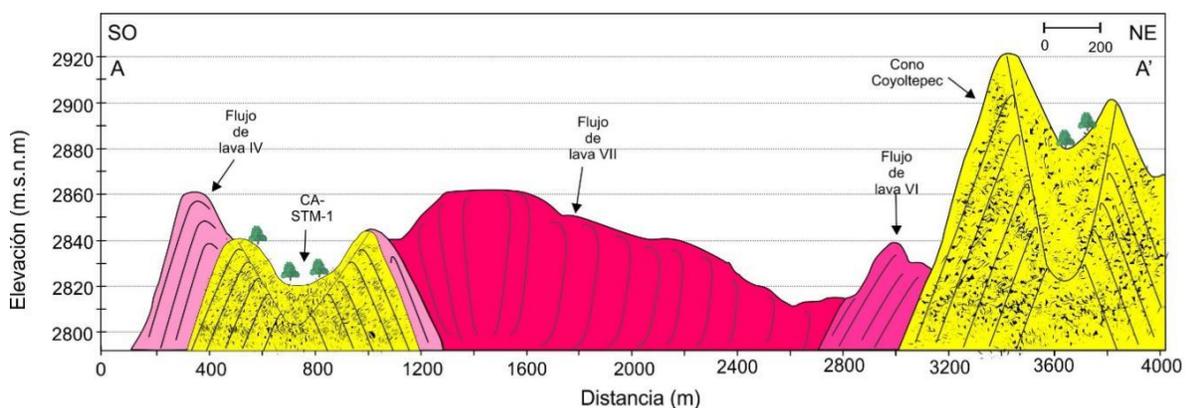


Figura 33. Sección transversal A-B (1:20; ver Fig. 24A) que muestra el emplazamiento de los flujos de lava IV, VII, VI. El perfil está trazado en la Fig. 24A. Además, se muestran los dos lóbulos del flujo de lava IV que se formaron como resultado del emplazamiento sobre el cono antiguo (CA-STM-1)

En la parte superficial de esta unidad se observan algunas estructuras de ojivas, pero desde el frente hacia el interior del flujo resalta un rasgo relativamente lineal de 938 m de longitud, con dirección NE-SO (Fig. 34A), probablemente se trata de un conjunto de fracturas que se desarrollaron en los inicios de la formación de la corteza del flujo. En la intersección entre el cono STM y el flujo de lava V se observa una estructura abombada y alargada de 700 m de longitud, con dirección NE-SO, que puede corresponder con una estructura de inflación (Fig. 34A)

También se observan algunos montículos pequeños de 5-20 m (Fig. 34B) en los márgenes del flujo, constituidos por bloques de lava producidos por el

autobrechamiento, muy común en los frentes de flujos de lava. Estos fragmentos son continuamente volcados hacia el frente del flujo y a medida que el flujo continúa avanzando, los sepulta y comienza a formar una brecha de tracción basal (Lescinsky y Merle, 2005).

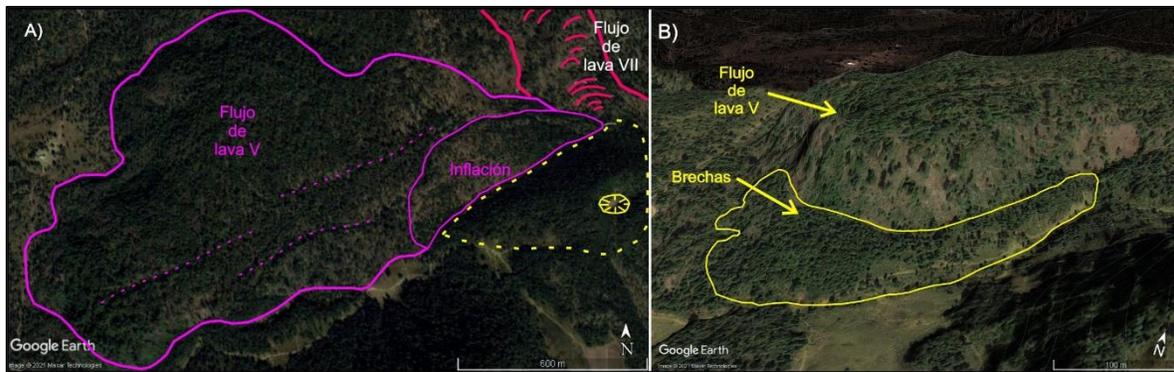


Figura 34. Imágenes de Google Earth donde se observa la morfología del flujo de lava V. A) Resalta un rasgo lineal con dirección SO-NE con apariencia de fracturas. Cerca del conito STM hay una porción del flujo que tuvo un efecto de inflación. B) En esta imagen se aprecian algunos montículos de baja elevación en el frente del flujo de lava V. Estos montículos corresponden con autobrechas.

El flujo de lava VI tiene una longitud de 2350 m. Inicialmente se emplazó como una sola unidad hasta que en un punto se dividió en tres lóbulos principales (Fig. 35A). El más extenso se dirigió hacia el N, otro lóbulo hacia el E-NE y el tercero con dirección E. También se observan dos pequeños *breakouts* en el margen NO del flujo. El lóbulo del norte, tiene una extensión de 1226 m y un ancho de 550 m, con un frente elongado y desviado por el cono Coyoltepec, lo que generó que se extendiera solo unos metros por delante hacia el N (Fig. 35A). El lóbulo E-NE fue alimentado por dos frentes de lava, los cuales, al encontrarse con un cambio en la pendiente, se expandieron de forma radial hasta por 807 m (Figs. 35A, B). En este lóbulo resaltan estructuras de ojivas, principalmente en el frente. El lóbulo E tiene un ancho menor y es elongado. De acuerdo con el mapa de la Fig. 24B, la parte sur del lóbulo E está sepultado por el flujo de lava VIII.

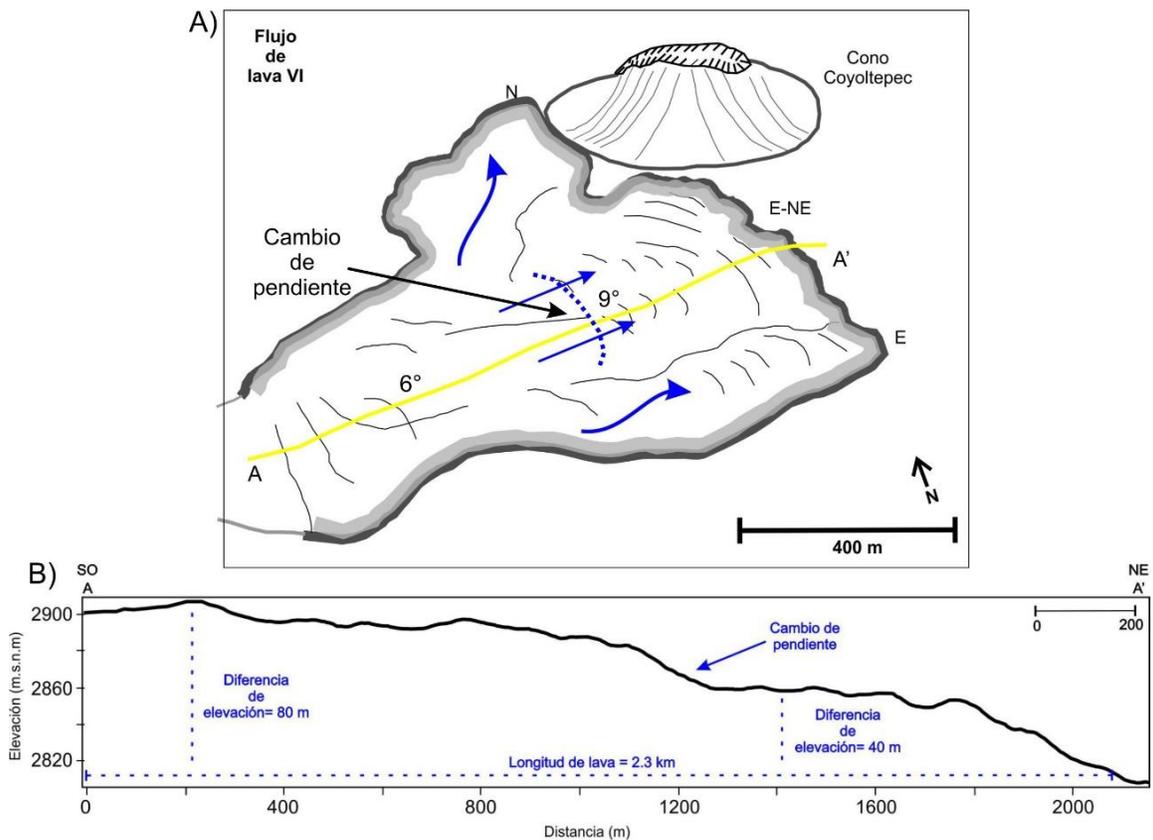


Figura 35. A) morfología del flujo de lava VI, dividido en tres lóbulos principales. También se representa el cono Coyoaltepec el cual influyó en el emplazamiento del lóbulo N. B) Perfil topográfico del flujo de lava VI en donde se observa un cambio en la pendiente, aunque en menor grado comparado con el Flujo de Lava Sur.

El flujo de lava VII es el más extenso del sector norte, con 4312 m de longitud y un espesor promedio de 45 m, cuya dirección de emplazamiento fue hacia el norte. De acuerdo con el análisis morfológico (Fig. 36) este flujo no fue emitido a partir del cráter, más bien se observa una secuencia continua de ojivas, que inician en la parte basal del cono y continúan hasta el frente. Por lo tanto, es probable que haya sido emitido a partir de una ventila en la base del cono, como es común en este tipo de estructuras (Kereszturi y Németh, 2013). En la parte proximal, el flujo de lava se subdividió formando un lóbulo menor que se emplazó hacia el NE, mientras que el flujo principal se desplazó hacia el N.

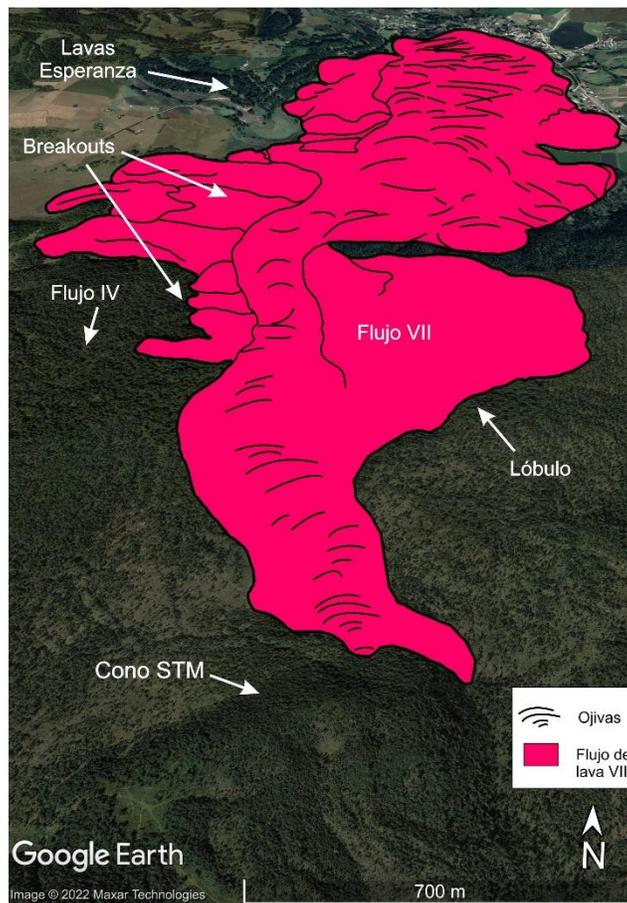


Figura 36. Imagen de Google Earth donde se muestra la morfología del flujo de lava VII. Se aprecia que el flujo fue emitido hacia el norte, desde la base del cono. También se muestra un pequeño lóbulo que se dirigió hacia el NE y una secuencia de ojivas desde la parte proximal hasta la parte distal.

En la parte media del flujo principal (unidad VII), se pueden observar al menos 6 estructuras de *breakout* en su margen O, de 305 m de longitud, los cuales, se encontraron con el primer flujo de lava (IV). Así mismo, parte de la lava emitida a través de los *breakouts* terminó de sepultar parte del cono antiguo (CA-STM-1). Posteriormente, el canal del flujo fue ensanchado (cambió de 242 m a 756 m), permitiendo que el flujo de lava se expandiera hacia el N-NE.

También se observan estructuras de *breakouts* en la margen O del flujo VII, los cuales se extendieron hasta encontrar el relieve producido por las lavas Esperanza

(Fig. 36). Particularmente en este flujo, resaltan las estructuras de ojivas, los cuales son transversales al sentido principal del flujo y son más abundantes en el frente.

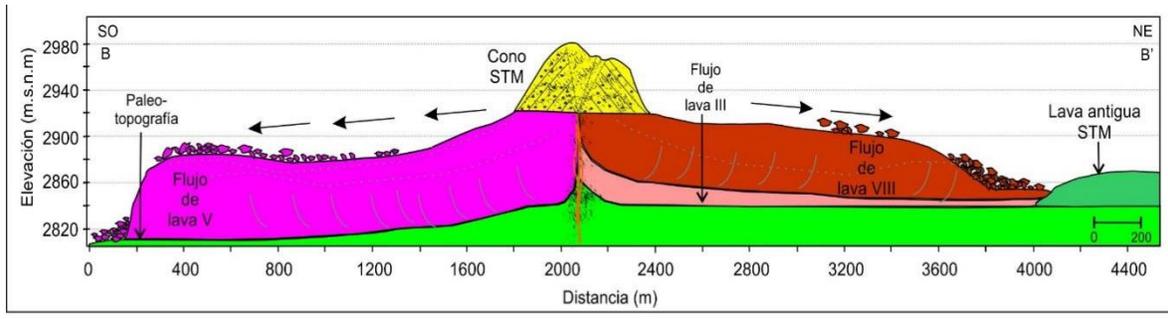


Figura 37. Sección transversal C-C' (1:10; ver Fig.24A) del flujo de lava V, en el sector O. Así mismo, se observa el flujo de lava VIII por encima del flujo de lava III. También resalta la morfología irregular del cono STM.

El flujo de lava VIII aparentemente fue emitido desde la base del cono en la parte E, ya que no se observa su continuación hasta el cráter del cono. Este flujo posee un espesor promedio de 20 m y una extensión de 1911 m, principalmente hacia el E (Fig. 38).

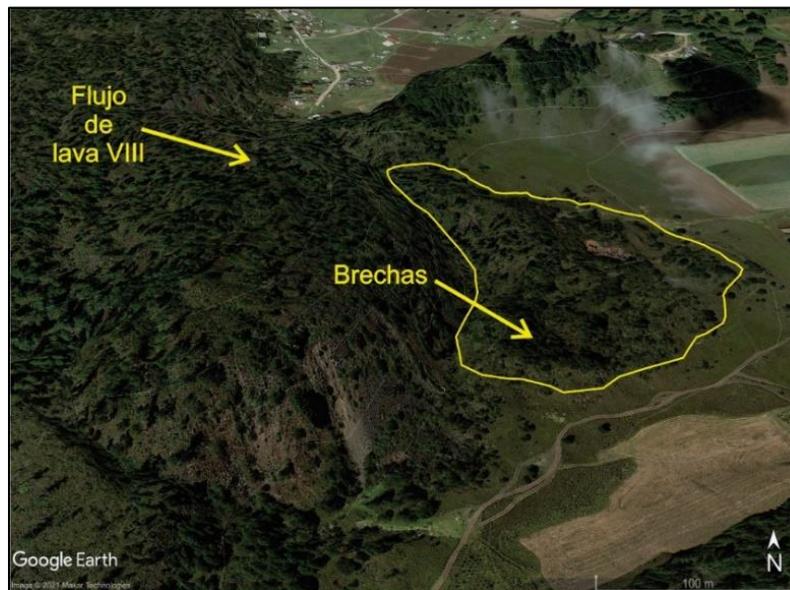


Figura 38. Imagen de Google Earth que muestra montículos de baja elevación en el frente del flujo de lava VIII, los cuales corresponden con brechas de tracción.

El flujo VIII está por encima del flujo de lava III en el sector sur y del flujo de lava VI en el sector norte. Así mismo, en el frente del flujo VIII, resaltan, algunos montículos de 5-10 m en el frente del lóbulo, que representan autobrechas similares a los observados en el flujo de lava V (Fig. 38).

El edificio del cono STM (Fig. 39) posee dos ventilas, una principal con altura promedio de 50 m y otra ubicada al este con 45 m, lo cual permite catalogar a este volcán como un cono compuesto con dos cráteres amalgamados probablemente por una ligera migración de la ventila (Kereszturi y Németh, 2013). El cono principal tiene un cráter de 162 m de diámetro, y una depresión en la parte oeste (Fig. 39).

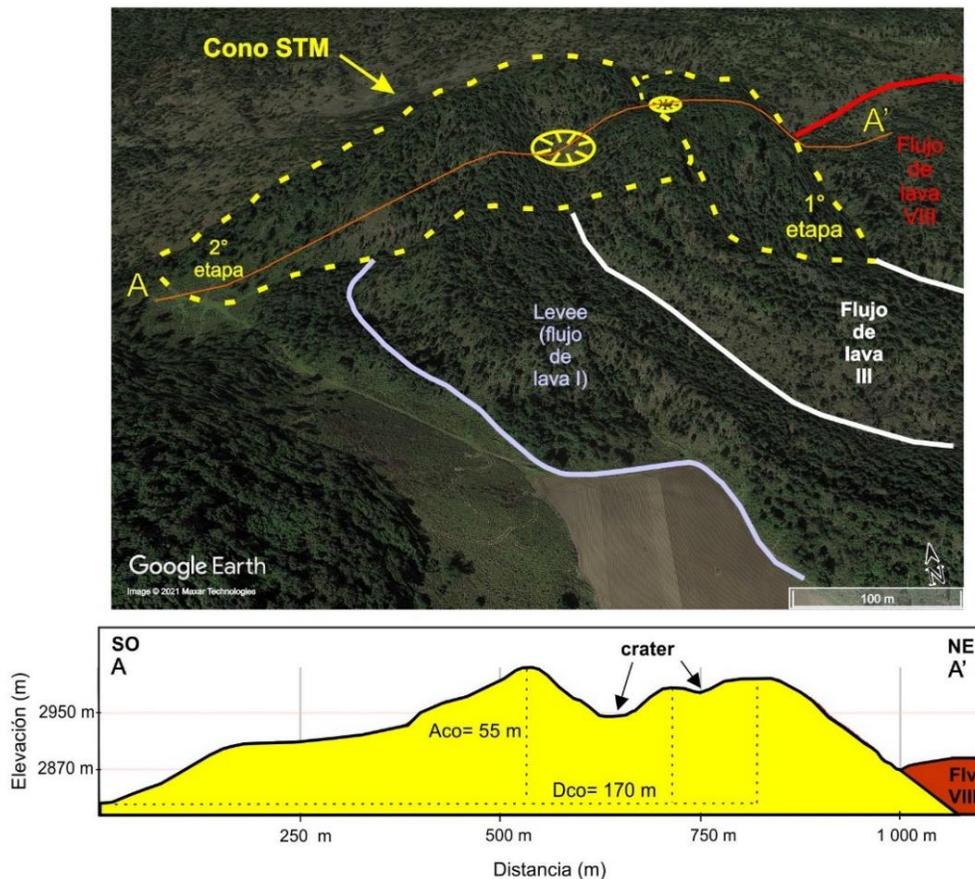


Figura 39. Perfil topográfico del cono STM. En el perfil se puede observar que el cono posee una morfología irregular e incluso se pueden distinguir dos cráteres.

5.3 Datación por radiocarbono

El afloramiento STM-1904 corresponde a una cantera ubicada en el margen E del flujo de lava III, en donde se muestrearon fragmentos de carbón y un paleosuelo (ver Fig. 16 para la ubicación).

En este sitio, se elaboró una columna estratigráfica (Fig. 40) conformada por las siguientes unidades: En la base se encuentra un depósito de caída de color café rojizo y gris rojizo, conformado por fragmentos de escoria, con formas subangulosas de tamaño lapilli a bloques. En general, la escoria tiene una textura afanítica, aunque en algunos fragmentos se observan escasos fenocristales de clinopiroxeno de grano fino, también posee un ~60% de vesículas con formas redondeadas de hasta 1 cm de diámetro.

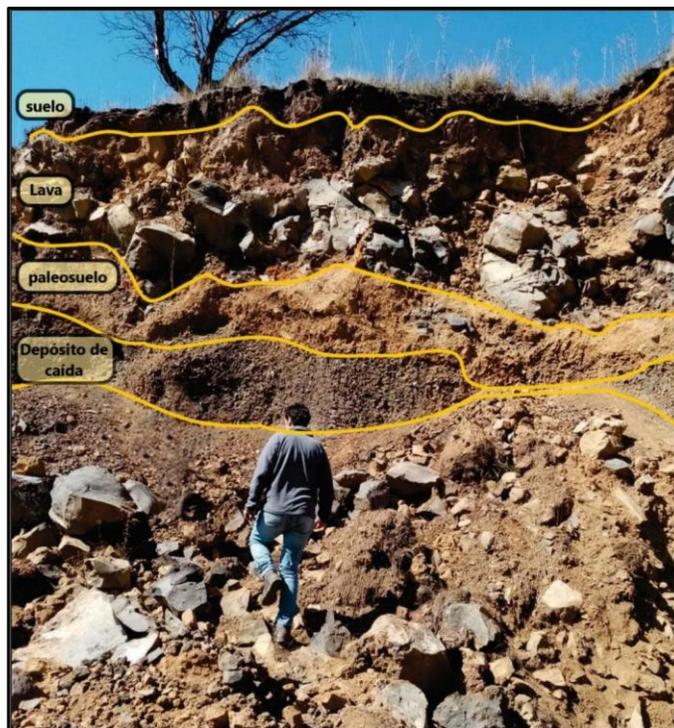


Figura 40. Fotografía del afloramiento STM-1904 (ver Fig. 16 para la ubicación) en donde se observa un depósito de caída de escoria, sobreyacido por un paleosuelo, que a su vez es cubierto por el flujo de lava III y el suelo moderno. La persona de la fotografía mide 1.80 m.

Posteriormente, se encuentra un paleosuelo de color café-rojizo, sobreyaciendo al depósito de caída (Fig. 40). El paleosuelo posee un espesor irregular de 1 m y se extiende de manera continua en la base del flujo de lava. Se tomaron dos muestras de este paleosuelo, una de todo el paleosuelo y otra muestra de fragmentos de carbón que se encontraron justo en el contacto de la lava con el paleosuelo.

Por encima del paleosuelo, se encuentra el flujo de lava III (Fig. 41), el cual posee un espesor promedio de 3 m y está constituido por un núcleo de bloques no meteorizados, densos y fracturados de color gris oscuro. Tanto en la base como en la cima del flujo, se encuentran bloques de lava pequeños (autobrechas) con formas angulosas y subangulosas y oxidadas, por lo que se clasificó como un flujo de lava en bloques. Finalmente, en la cima del flujo de lava III, se encuentra un suelo moderno de color café claro con un espesor aproximado de 1 m.



Figura 41. Detalle del contacto entre el flujo de lava III y el paleosuelo. Resalta una coloración rojiza en el paleosuelo que fue provocada por el emplazamiento de la lava a una alta temperatura.

Las muestras recolectadas de carbón (STM-2116-B) y del paleosuelo (STM-2004-PS) fueron enviadas al laboratorio Beta Analytic con sede en Miami, Florida, E.U.A., donde se realizó la datación por radiocarbono, mediante la técnica de Espectrometría de Masas con Acelerador (AMS).

Los resultados de los análisis de radiocarbono arrojaron una edad convencional (calibrada) de 9710 ± 30 AP (AP: antes del presente) para el paleosuelo y de 8070 ± 30 AP para los fragmentos de carbón. Esto tiene sentido, ya que el paleosuelo pudo haberse desarrollado a lo largo de varias décadas por lo que alberga materia orgánica de distintos tiempos, mientras que los fragmentos de carbón seguramente se formaron cuando el flujo de lava con alta temperatura, se emplazó y carbonizó la materia orgánica al pasar por encima del suelo (Lockwood y Lipman, 1987).

6 Petrografía y geoquímica

6.1 Petrografía y mineralogía

Las lavas emitidas por el cono Santa Martha en muestra de mano son de color gris oscuro e hipocristalinas (Fig. 42A). A pesar de que en general son afaníticas, vítreas y vesiculares, presentan algunos fenocristales subhedrales de ortopiroxeno y clinopiroxeno (<10% en volumen), de 0.5-1 mm de diámetro. Con base en su mineralogía se pueden clasificar a estas rocas como andesitas de ortopiroxeno y clinopiroxeno. Estas lavas también contienen algunos xenolitos con una mineralización de tipo *skarn* subredondeados de color blanco, así como algunos de color marrón claro, los cuales se encuentran muy meteorizados (Figs. 42B y 42C).

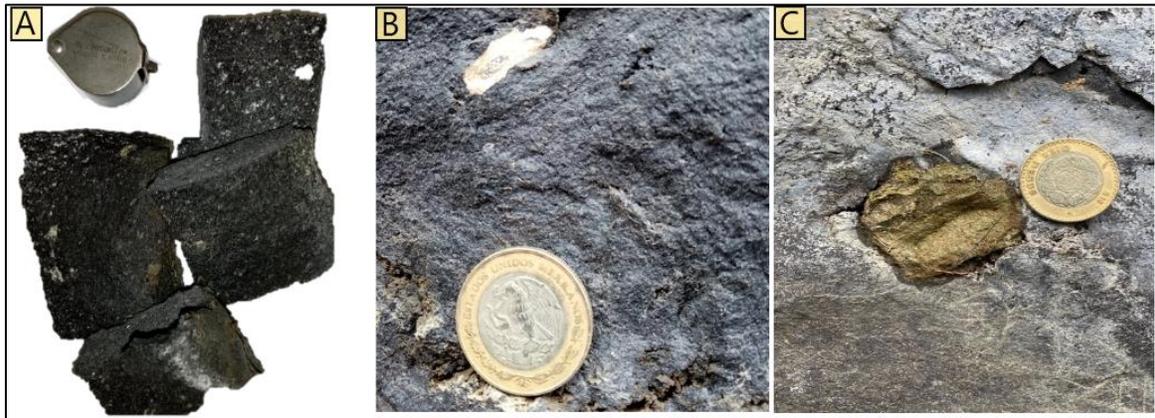


Figura 42. A) Fotografía de muestra de mano de las lavas del cono Santa Martha. La lupa mide 3 cm. B) Xenolito irregular de color blanco. C) Xenolito subredondeado de color café-amarillento. En ninguno de los xenolitos se logró identificar minerales empleando la lupa debido a su grano fino y alto grado de alteración. La moneda mide 3 cm de diámetro.

Para realizar la caracterización petrográfica de las lavas emitidas por el cono Santa Martha se realizaron siete láminas delgadas (STM-1901, STM-1902, STM-1903, STM-1904-A, STM-1904-B, STM-1905, STM-1906) y tres secciones pulidas (STM-1903, STM-1904-B, STM-1906).

Las muestras con clave STM-1901, STM-1902, STM-1903, STM-1904-B corresponden al Flujo de Lava Sur, mientras que las muestras STM-1905, STM-1906 corresponden a los Flujos de Lava Norte. Por otro lado, la muestra STM-1904-A corresponde a un depósito de caída de escoria que subyace a las lavas del cono STM. Cabe señalar que el depósito de caída y el flujo de lava sur están separados por un paleosuelo color café-rojizo (Fig. 40), por lo tanto, este depósito de caída corresponde a otro evento eruptivo, distinto al que dio origen al flujo de lava sur.

Para la descripción petrográfica se utilizó un microscopio Leica con una cámara digital adaptada al ocular. Además, se empleó la escala utilizada por Meriggi *et al.* (2008) que es similar a la de González (2008) para clasificar microlitos (<0.03 mm), microfenocristales (0.3-0.03 mm) y fenocristales (>0.3 mm). Los porcentajes modales fueron determinados mediante una estimación visual cualitativa a partir de varias tomas de cada muestra.

Flujo de Lava Sur

Las muestras son hipocristalinas, porfídicas con una matriz vítrea y microlítica. La fase mineral dominante es la plagioclasa (20 % vol.), se encuentra como microlito (0.006-0.026 mm) y como microfenocristal (0.033-0.141 mm). También se observan microfenocristales (0.035-0.270 mm) y fenocristales (0.326-0.589 mm) de ortopiroxeno (12% vol.) y de clinopiroxeno (8% vol.) (Figs. 43 A y B). Los óxidos de Fe-Ti están en la matriz, son de grano fino y representan menos del 1 % vol. Se observan huecos que pueden corresponder con fenocristales de cuarzo, pero debido al pulido de las muestras éstos no se preservaron.

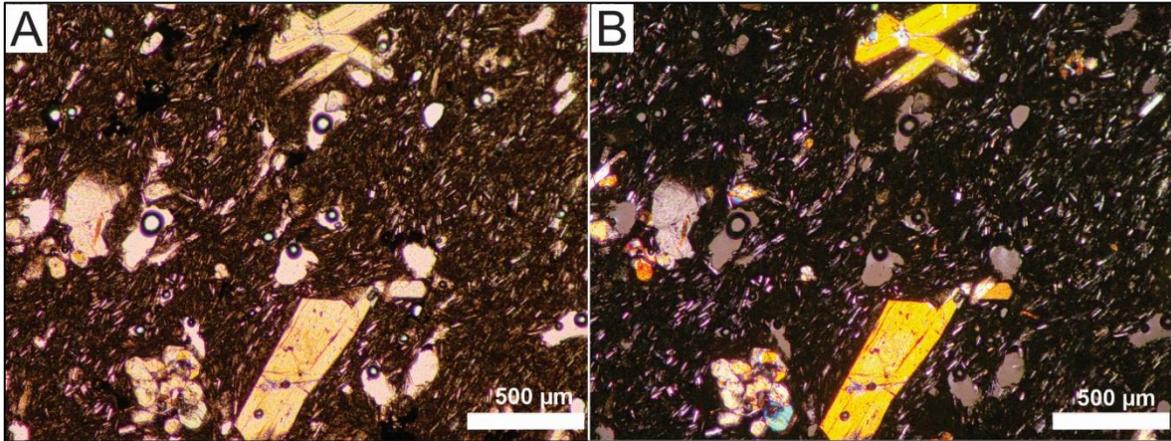


Figura 43. Microfotografías de la muestra STM-1903. A) Nícoles paralelos y B) Nícoles cruzados. Se puede observar la textura porfídica, con la presencia de fenocristales y glomerocristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno.

La plagioclasa presenta macla de tipo carlsbad, con formas tabulares y euhedrales, cuya composición es principalmente labradorita y en menor cantidad andesina (An_{67-41}) (Fig. 44; Anexo I). En todas las rocas se observa que los cristales de plagioclasa se encuentran orientados en la dirección de flujo, incluso rodeando a las coronas de reacción o a fenocristales grandes.

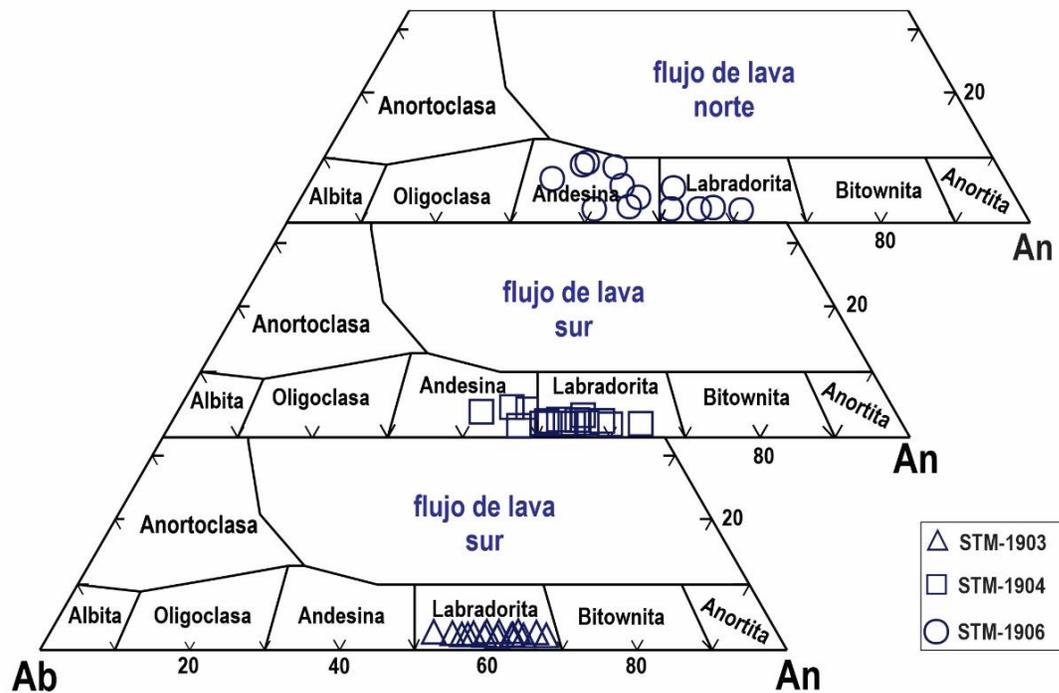


Figura 44. Diagramas de clasificación de plagioclasa para las rocas del cono STM. Abreviaciones: An= Anortita, Ab= Albita.

La composición del ortopiroxeno varía de En_{84-79} en los centros de los cristales y de En_{83-78} en los bordes (Fig. 45; Anexo II). Algunos cristales de ortopiroxeno, están reabsorbidos en la parte interna y en los bordes, llegando a formar bahías de disolución (Fig. 46A, B, C) y otros se presentan zoneamiento (Fig. 46 D). Así mismo, cristales subhedrales de ortopiroxeno también forman glomero-cristales, de grano medio-groeso (0.294-0.602 mm) (Fig. 47A). También resalta la presencia de fenocristales de ortopiroxeno con sobrecrecimiento de clinopiroxeno (Fig. 47B, D), en ocasiones, los bordes de estos ortopiroxenos se observan corroídos (Fig. 47B).

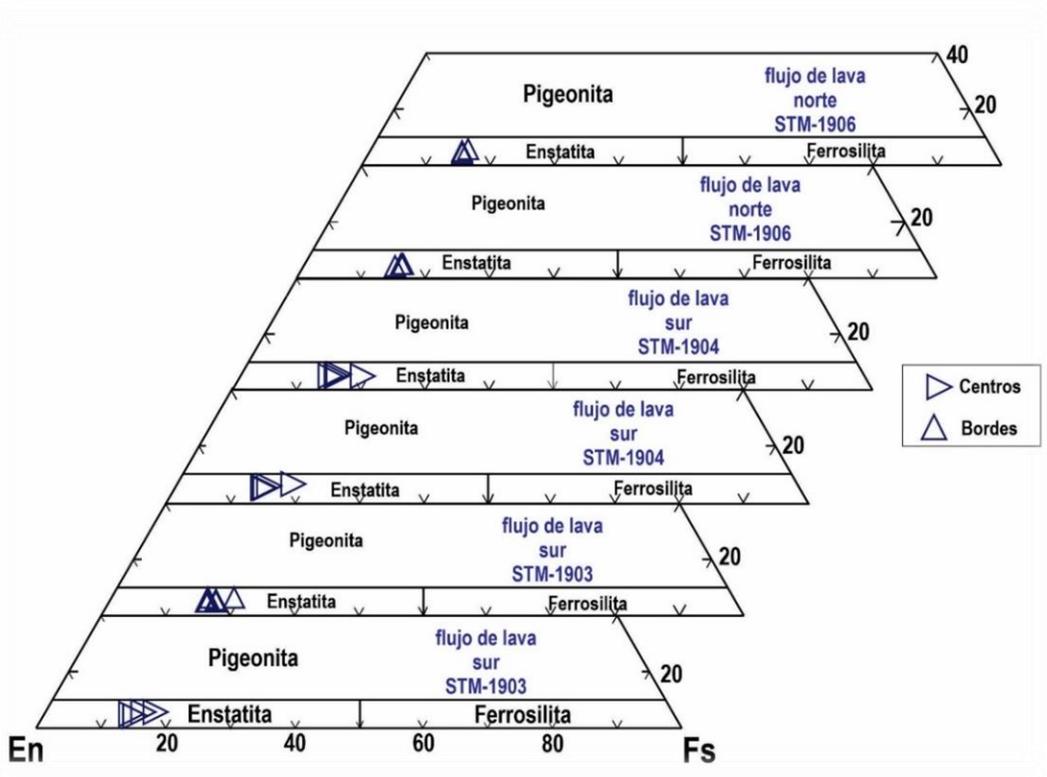


Figura 45. Diagrama de clasificación de ortopiroxeno de las rocas de los conos STM: Abreviaciones: En=Enstatita. Fs= Ferrosilita.

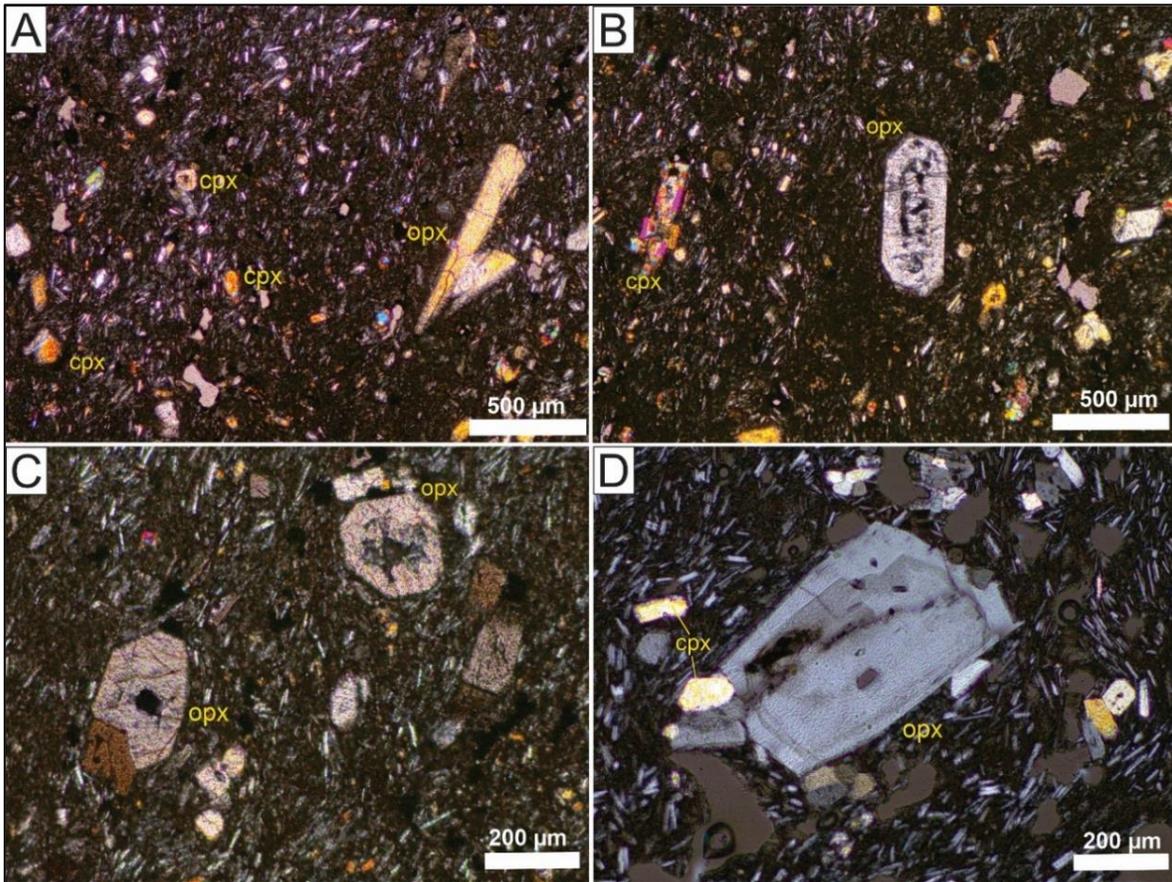


Figura 46. Microfotografías tomadas con nicoles cruzados de muestras del Flujo de Lava Sur. A) STM-1901, se distinguen varios microfenocristales anhedrales de clinopiroxeno (cpx) y ortopiroxeno (opx). Así como la matriz con una proporción importante de vidrio. B) STM-1901, se observa un fenocristal ehedral de ortopiroxeno con disolución en el centro. C) STM-1901 se observan fenocristales subhedrales de ortopiroxeno con bahías de disolución en el centro. D) STM-1903, en la parte central se observa un cristal subhedral de ortopiroxeno con zoneamiento.

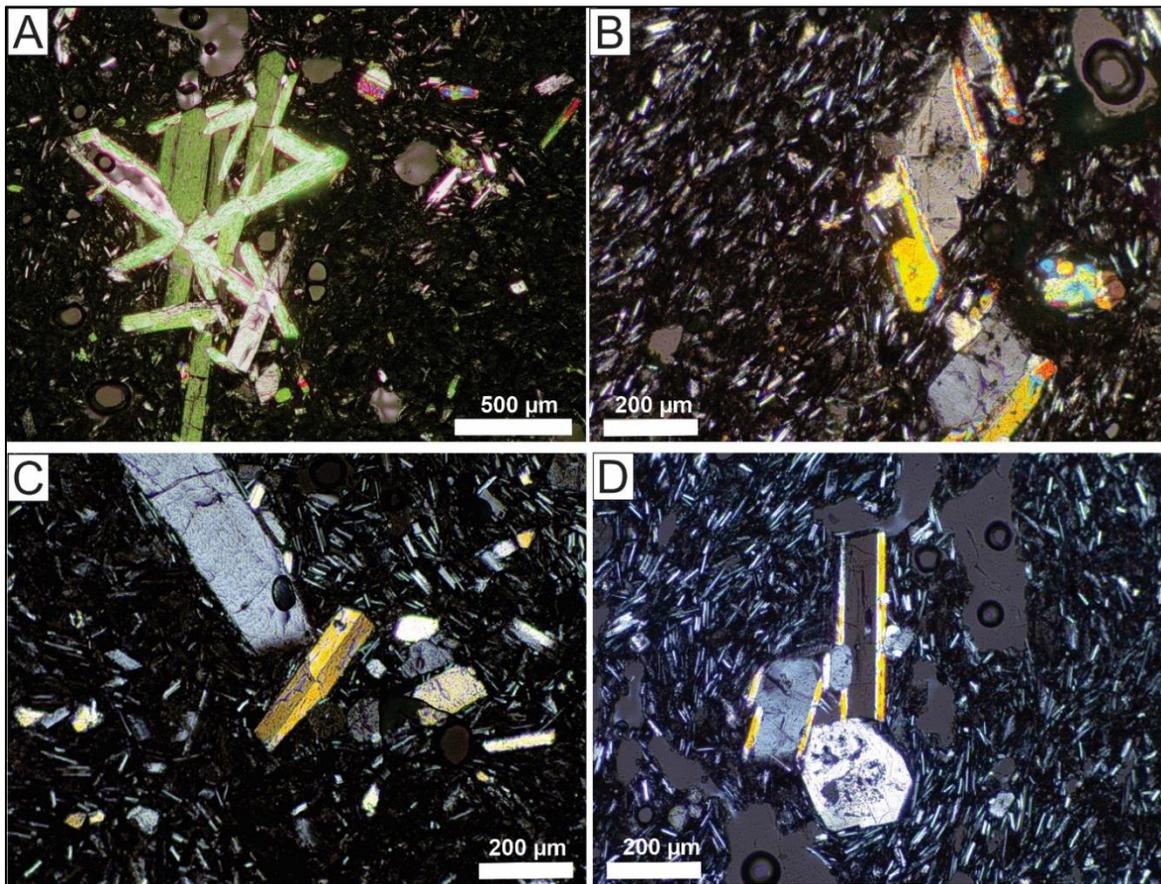


Figura 47. Microfotografías en nicoles cruzados de muestras del flujo de lava sur. A) STM-1904, glomerocrystal constituido por fenocristales de ortopiroxeno. B) STM-1903, microlitos de plagioclasa formando una textura traquítica. También se aprecia un fenocristal de ortopiroxeno rodeado de clinopiroxeno. C) STM-1904, fenocristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno con zoneamiento de tipo reloj de arena. D) STM-1903, fenocristales de ortopiroxeno con sobrecrecimiento de clinopiroxeno.

El clinopiroxeno se encuentra como microlito, microfenocrystal en mayor proporción, y como fenocrystal y representa un 8 % en volumen. En general, los cristales presentan formas subhedrales y anhedrales. Los microfenocristales poseen tamaños de 0.033-0.258 mm, mientras que los fenocristales de 0.320-0.633 mm. Así mismo, el clinopiroxeno también se encuentra formando glomerocristales subhedrales y anhedrales de grano medio, con tamaños que van de 0.205-0.320 mm. La composición química de los cristales de clinopiroxeno varía de

$En_{54-47}Wo_{38-45}$ en los centros y de $En_{47-43}Wo_{44-45}$ en los bordes (Fig. 48. Anexo III) por lo que se clasifica como augita.

Algunos fenocristales presentan macla de tipo simple, así como zoneamiento de tipo reloj de arena. También se observa una menor proporción de cristales con texturas de desequilibrio (bordes reabsorbidos y bahías de disolución) en comparación con los cristales de ortopiroxeno, aunque hay escasos cristales de clinopiroxeno que sí presentan bahías de disolución (Fig. 49A).

Los microfenocristales y fenocristales de clinopiroxeno, a menudo se presentan en los bordes de fenocristales de ortopiroxeno (Fig. 49B). El sobrecrecimiento de clinopiroxeno en los bordes de ortopiroxeno también se ha observado en otras rocas del CVSC como lo ha reportado Bloomfield (1975) y Meza (2020).

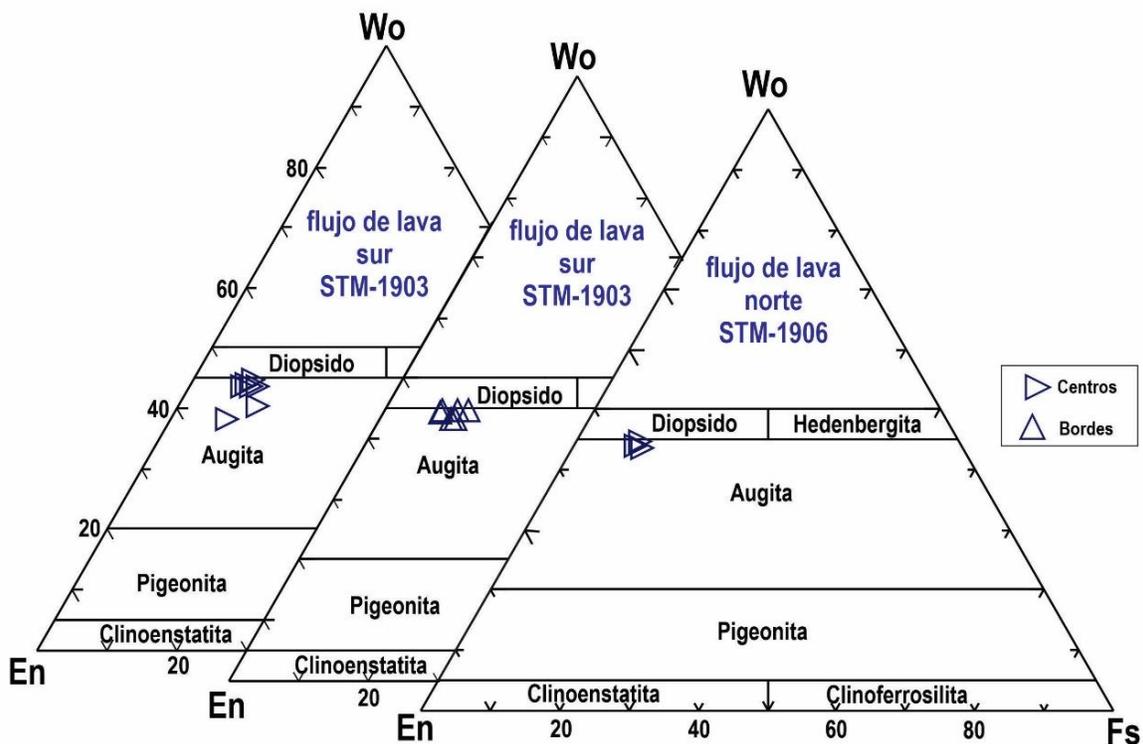


Figura 48. Diagrama de clasificación de clinopiroxeno para las rocas del cono STM. Abreviaciones: En=Enstatita, Fs=Ferrosilita, Wo=Wollastonita.

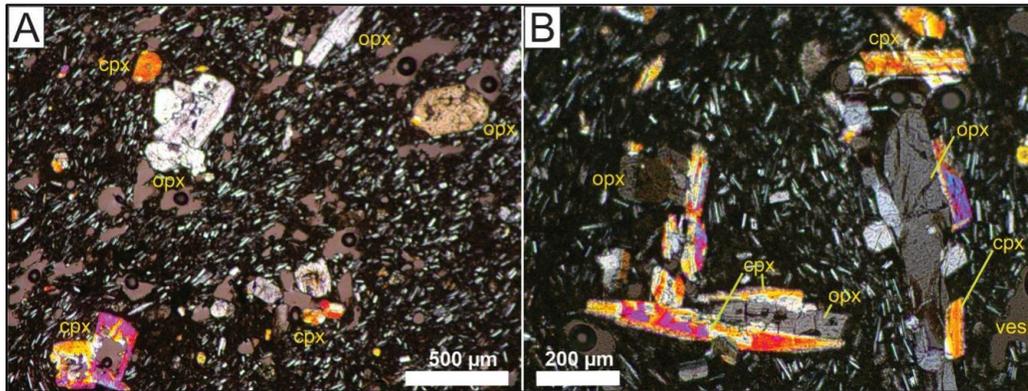


Figura 49. Microfotografías tomadas con niclos cruzados del flujo de lava sur (lámina STM-1903). A) Fenocristales de clinopiroxeno (cpx) con bahías de disolución y ortopiroxeno (opx) con bordes corroídos. B) Fenocristales corridos de ortopiroxeno con sobrecrecimiento de clinopiroxeno.

En las muestras también se observaron coronas de reacción constituidas por cristales de clinopiroxeno, óxidos de Fe-Ti y vidrio. La composición del clinopiroxeno que forma las coronas de reacción es de $En_{47-46}Wo_{43-45}$ en los centros de los cristales y de $En_{47-41}Wo_{44-49}$ en los bordes (Fig. 50. Anexo IV). De manera particular los cristales de clinopiroxeno de estas coronas son euhedrales y subhedrales, de grano medio con tamaños de 0.076-0.653 mm (Fig. 51).

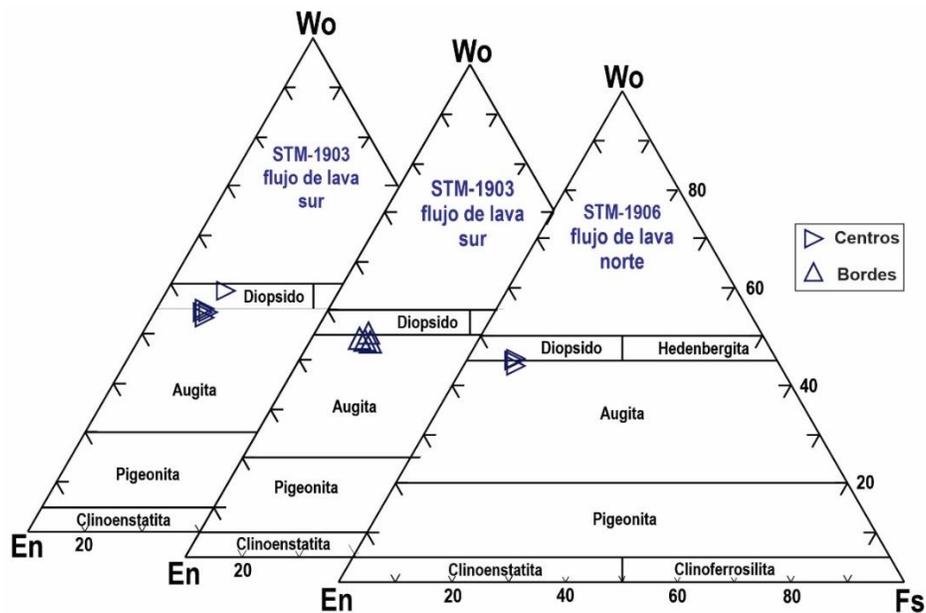


Figura 50. Diagrama de clasificación de clinopiroxeno de las coronas de reacción observadas en las rocas del cono STM. Abreviaciones: En=Enstatita, Fs=Ferrosilita, Wo=Wollastonita.

Cabe señalar, que en otros trabajos del CVSC también se ha descrito la presencia de coronas de reacción conformadas por cristales de clinopiroxeno, las cuales, comúnmente se encuentran rodeando a xenocristales de cuarzo (Márquez *et al.*, 1999; Siebe *et al.*, 2004b; Meriggi *et al.*, 2008; Meza, 2020).

La matriz (75-80% del volumen total de la roca) está constituida principalmente por vidrio en mayor proporción, así como por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno. El vidrio es de color café claro, mientras que los microlitos desarrollan una textura traquítica.

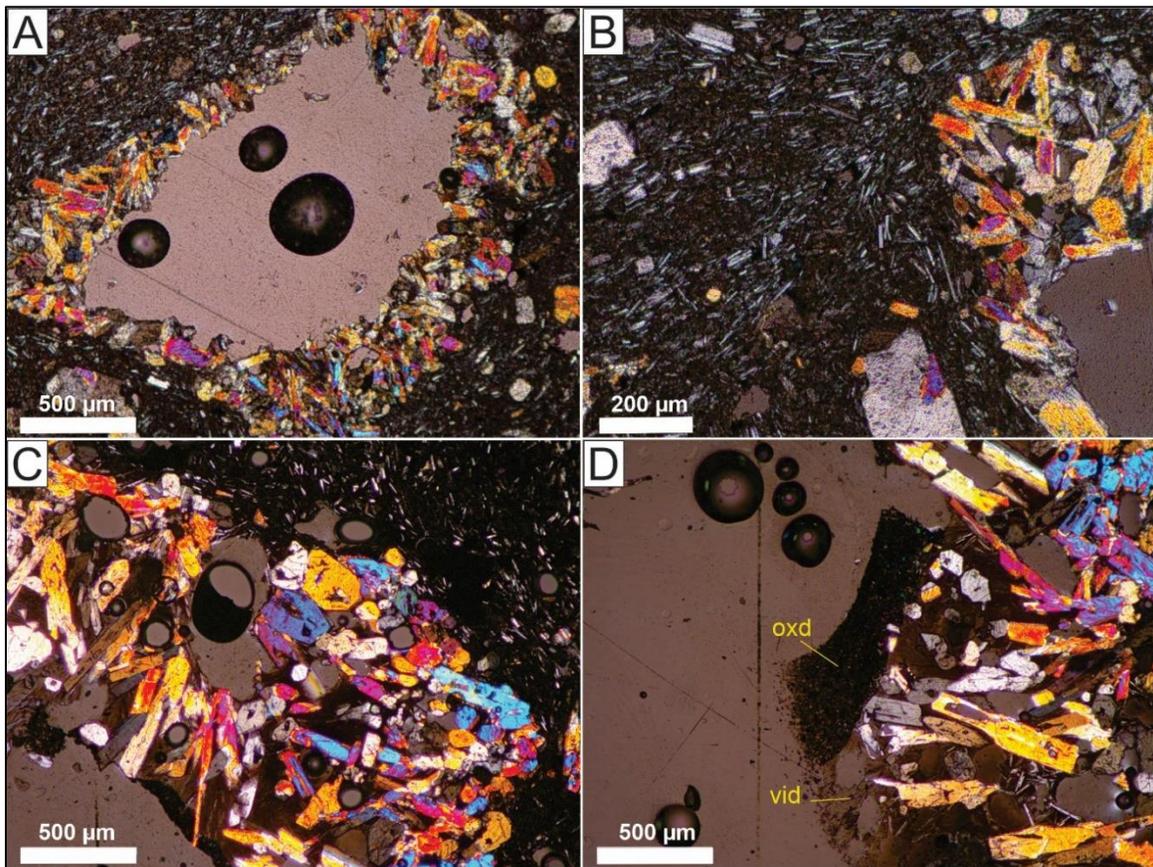


Figura 51. Microfotografías del flujo de lava sur, tomadas con nicoles cruzados. A y B) STM-1901, corona de reacción constituida por microfenocristales y fenocristales subhedrales de clinopiroxeno. C y D) STM-1903, corona de reacción constituida por cristales subhedrales de clinopiroxeno. Además, se observan algunas zonas con vidrio de color café claro (vid) y algunos óxidos (oxd).

También se muestreó un xenolito en la lava del sector sur, de aproximadamente 3 cm de diámetro, de forma ovalada, de color claro y se encuentra muy alterado (Fig. 42B). En lámina delgada, el xenolito presenta una textura porfidoblástica y en orden de abundancia está constituido por epidota, calcita, clinopiroxeno y vidrio.

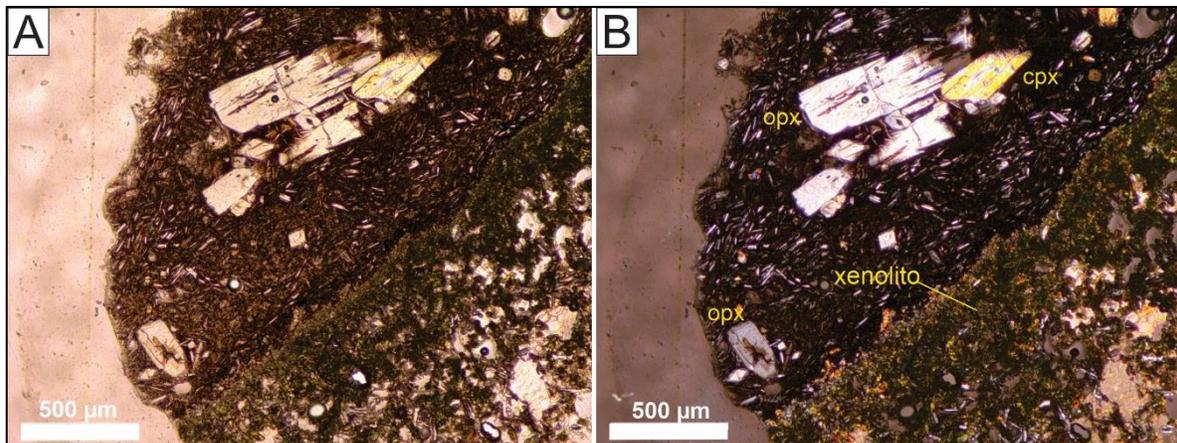


Figura 52. Microfotografía del xenolito contenido en el flujo de lava sur (STM-1904B). A) Nícoles paralelos donde se observa el contacto de la lava huésped y el xenolito; B) Nícoles cruzados donde se aprecia el contacto del xenolito con la lava. Se aprecia una banda de grano fino constituida por cristales de epidota y clinopiroxeno(cpx). En la parte más interna del xenolito se observan cristales de calcita.

La epidota se encuentra como microfenocristal (0.018-0.270 mm) y fenocristal (0.360-0.445 mm). Los cristales poseen un color verde-amarillento, tienen alta birrefringencia y se encuentran dispersos en todo el xenolito, pero también se hallan en forma de glomerocristales con tamaños de hasta 0.154 mm; los cristales poseen formas anhedrales y subhedrales, de grano fino-medio y representa el 40% en volumen (Figs. 53A, B).

La calcita también se encuentra en todo el xenolito, representa un 25% en volumen, con dimensiones de 0.027-0.63 mm y en general los cristales poseen alta birrefringencia. Así mismo, se observa que en algunos sectores la calcita ha sido remplazada por epidota o ha sido disuelta parcialmente (Fig. 53B y C).

El clinopiroxeno en el xenolito se encuentra como agregados, de grano fino (0.027-0.090 mm), con una textura granular y representa el 20% en volumen. Algunos

crisales se encuentran reabsorbidos y en general presentan formas anhedrales y subhedrales (Figs. 53D y 54A). En menor medida, también se encuentra formando glomerocrisales de 0.0921-0.289 mm y 0.315-0.444 mm. Estos glomerocrisales están rodeados por una delgada banda de reacción compuesta principalmente por epidota y óxidos (Fig. 54A).

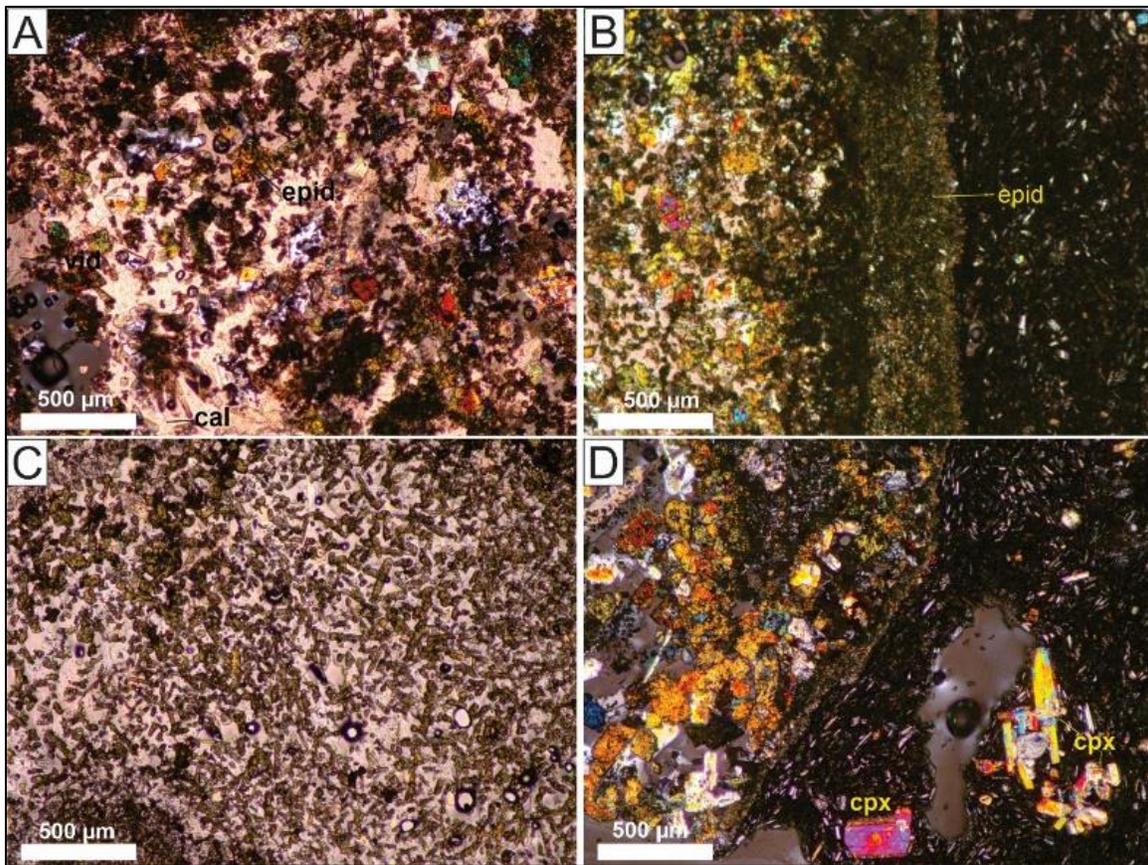


Figura 53. Microfotografías en nicoles cruzados del xenolito de skarn encontrado en el flujo de lava sur (STM-1904). A) Crisales de calcita (cal) con altos colores de birrefringencia, así mismo, se observan áreas sin una estructura definida (probablemente áreas que han sido fundidas). Además, se observan abundantes crisales de epidota (epid). B) Detalle del contacto xenolito-lava, en donde resalta una banda de 0.4 mm, conformada por crisales de epidota y calcita. C) Crisales subhedrales de epidota de grano fino (0.054-0.18 mm) dispersos y en contacto con crisales de calcita. D) Detalle del contacto xenolito-lava. En la porción del xenolito resaltan crisales de epidota y clinopiroxeno. En el sector de la lava se observa un glomerocrystal constituido por fenocrisales de clinopiroxeno.

En la matriz del xenolito predomina la calcita como microlito y microfenocrystal, pero también se observa vidrio de color café claro (15% en volumen) relleno

intersticios, cuyo origen pudo haber sido por la fusión de las fases minerales de baja temperatura del xenolito al entrar en contacto con el magma (Fig. 54B). Con base en la paragénesis del xenolito y la abundante presencia de calcosilicatos, se puede clasificar como una mineralización de tipo *skarn*, formado a partir de metamorfismo de contacto que afectó a un protolito de rocas carbonatadas o lutitas y areniscas calcáreas, similares a las rocas en el basamento regional que corresponden a las formaciones Morelos y Mezcala (ver sección de geología y estratigrafía general, Capítulo 3).

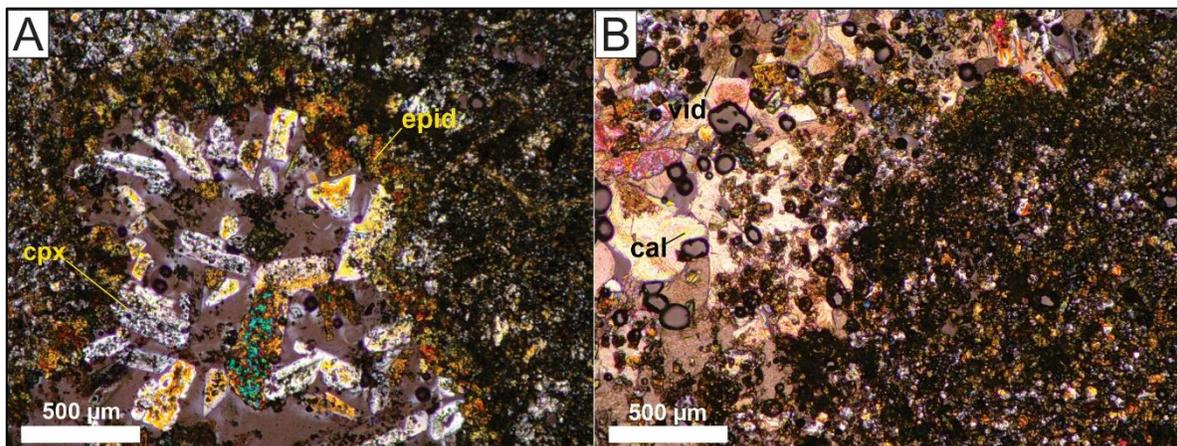


Figura 54. Microfotografías del xenolito del flujo de lava sur (STM-1904), ambas fotografías fueron tomadas con nícoles cruzados. A) Cristales anhedrales de clinopiroxeno, rodeados por una corona de microlitos de epidota. B) Textura granular constituida por pequeños cristales (0.027-0.63 mm) de epidota (epid), clinopiroxeno (cpx) y oxido. En el sector izquierdo de la foto se pueden observar cristales de calcita (cal), epidota y una fracción de vidrio (vid).

Flujo de lava norte

Las rocas de los flujos que se desplazaron hacia el norte son muy similares al flujo de lava del sur, son hipocristalinas, porfídicas, con una matriz vítrea y microlítica. La fase mineral más abundante es la plagioclasa y se presenta como microlitos (0.009-0.027 mm) y microfenocristales (0.031-0.118 mm). Los fenocristales comprenden cerca del 20% y consiste principalmente de fenocristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno. La matriz comprende entre el 77 y 80% en volumen.

Los microfenocristales de plagioclasa tienen formas subhedrales y representan el 25% en volumen, cuya composición química varía de labradorita a andesina An_{60-32} (Fig. 44; Anexo I). De igual manera, los microlitos y microfenocristales de plagioclasa despliegan una textura traquítica y algunos microfenocristales presentan macla polisintética.

El ortopiroxeno se presenta como microfenocristal (0.036-0.295 mm) y fenocristal (0.309-0.727 mm), con formas anhedrales y subhedrales y representan el 14% en volumen. Una buena fracción de los cristales de ortopiroxeno presentan disolución en los bordes y en la parte interna (Fig. 55 C, D). Al igual que en el flujo de lava sur, se presentan cristales de ortopiroxeno con sobrecrecimiento de clinopiroxeno. La composición química de los cristales de ortopiroxeno varía de En_{83-78} en los centros de los cristales a En_{83-82} en los bordes (Fig. 45. Anexo II). En ocasiones el ortopiroxeno forma glomerocristales anhedrales y subhedrales con tamaño promedio de 0.209 mm.

El clinopiroxeno se encuentra principalmente como microlito (0.009-0.027 mm), microfenocristal (0.031-0.254 mm) y en menor proporción como fenocristal (0.4272 mm) y representa un 6% en volumen. Los microlitos y microfenocristales son subhedrales y anhedrales, mientras que los fenocristales son anhedrales. La composición química varía de $En_{47-46}Wo_{44-45}$ en la parte central de los cristales (Fig. 48; Anexo III). También se observaron agregados similares a las coronas de reacción del flujo de la lava sur (Fig. 55 A y B). Estos agregados están constituidos por vidrio de color café claro, así como por microlitos (0.0181-0.027) y microfenocristales (0.036-0.218 mm) de clinopiroxeno con formas euhedrales y subhedrales. La composición química de estos glomerocristales de clinopiroxeno varía de $En_{47-46}Wo_{44-46}$ en los centros de los cristales (Fig. 50. Anexo III).

La matriz (70-80% en volumen) está compuesta principalmente por vidrio, vesículas y microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno. El vidrio que constituye la matriz es de color café y representa un 45% en volumen. En la matriz, los microlitos

de plagioclasa (25% de vol.) poseen formas tabulares, subhedrales con tamaños de 0.009-0.118. Los microlitos de clinopiroxeno presentan tamaños de 0.009-0.022 mm y formas subhedrales. El ortopiroxeno también se encuentra como microlitos anhedrales con tamaños promedio de 0.027 mm.

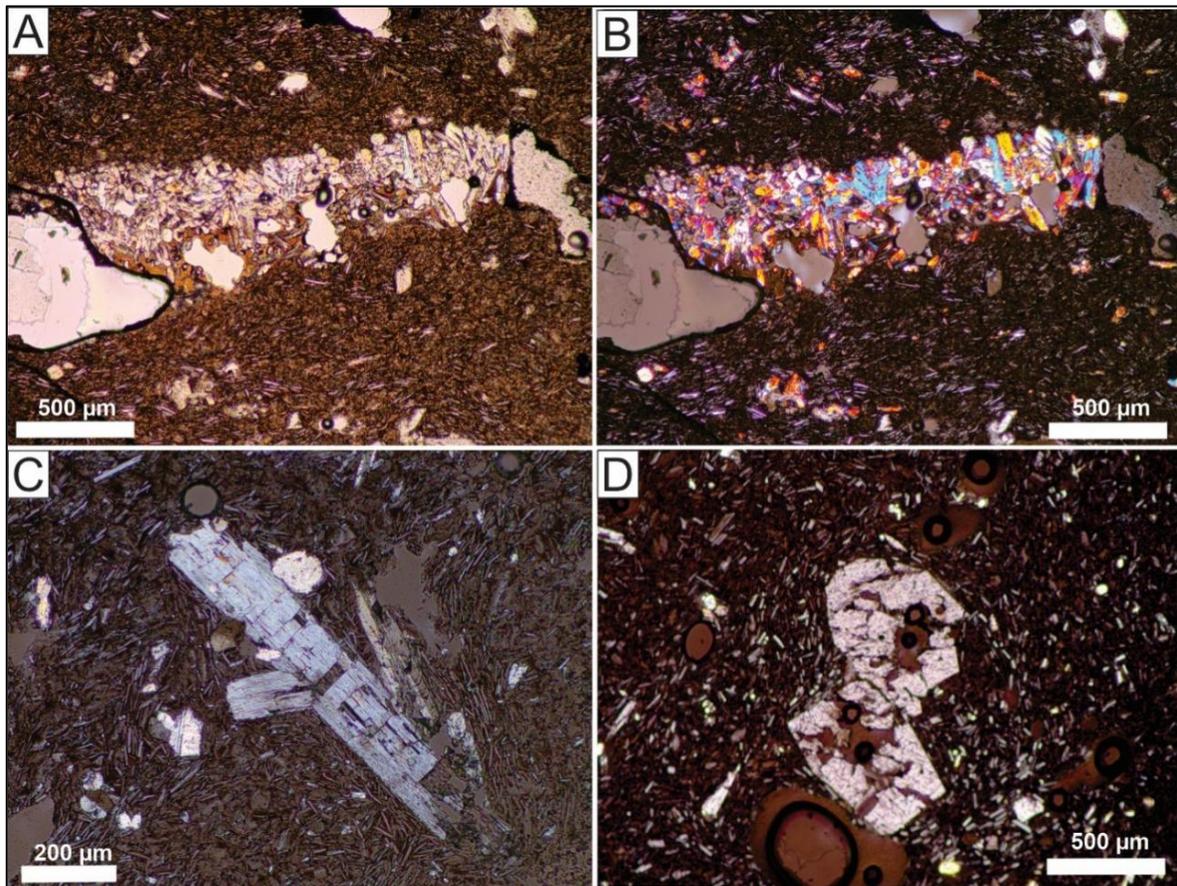


Figura 55. Microfotografías A, B y C pertenecen al flujo de lava norte (STM-1906). La fotografía A) fue tomada con nicoles paralelos y la fotografía B) con nicoles cruzados. Se observa un glomerocrystal constituido por cristales subhedrales de clinopiroxeno. Además, se distinguen fracciones de vidrio de color café claro. C) Fotografía toma con nicoles cruzados. Se observa un fenocristal con disolución en la parte central y con bordes corroídos. D) muestra de flujo de lava sur (STM-1904) con nicoles cruzados. Se observan cristales de ortopiroxeno con disolución en la parte central del cristal.

Depósito de caída de escoria

La muestra de escoria del depósito de caída es hipocristalina, con una matriz vítrea y microlítica. La fase mineral más abundante es la plagioclasa (8% de vol.) y se encuentra como microlitos en la matriz y microfenocristales con tamaños de 0.032-0.075 mm.

Los microfenocristales y fenocristales de ortopiroxeno (5% en vol.) son de grano medio (0.053-0.281 mm) y presentan formas subhedrales y anhedrales. También se aprecian cristales de ortopiroxeno con bordes y bahías de disolución, aunque en una baja proporción. Los microfenocristales y fenocristales de clinopiroxeno (3% en vol.) presentan formas subhedrales, son de grano medio (0.04-0.17 mm). Así mismo, hay cristales de clinopiroxeno que se encuentran formando glomerocristales con tamaños de 0.13 mm.

La matriz está constituida por vidrio de color café claro (17% en vol.) y una proporción importante de vesículas (67% en vol.) con formas subredondeadas, elongadas, aunque la gran mayoría tienen formas irregulares (Fig. 56). En general, la escoria y los flujos de lava sur y norte de STM, poseen una mineralogía muy similar.

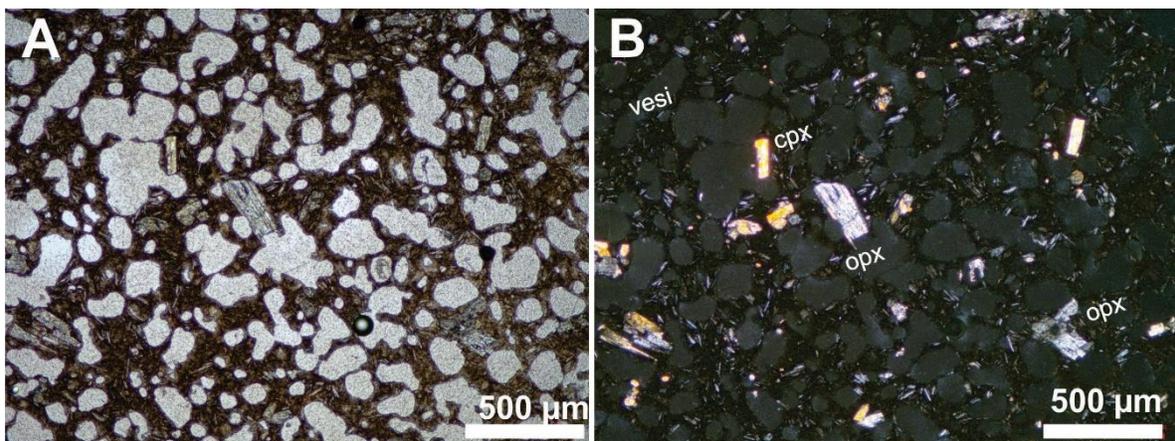


Figura 56. Microfotografía del fragmento de escoria (STM-1904A). Se observa una textura porfídica y vesicular. A) la fotografía A) fue tomada con nicoles paralelos y la fotografía B) con nicoles cruzados. Se observan que cristales de ortopiroxeno (opx) clinopiroxeno (cpx) con formas subhedrales inmersos en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa, vidrio y vesículas (vesi).

6.2 Geoquímica

Los resultados de los análisis químicos de los flujos de lava del cono Santa Martha se compararon con datos de trabajos previos, dos muestras analizadas por Meriggi *et al.* (2008), así como dos más reportadas por Bloomfield (1975). También se consideraron datos geoquímicos de flujos de lava y conos circundantes. Todos los datos considerados en esta tesis fueron recalculados libres de volátiles al 100%.

Por definición, los elementos mayores son aquellos que se encuentran por encima del 1% en peso de la composición de la roca, mientras que los elementos menores se encuentran entre 0.1-1% (Rogers y Hawkesworth, 1999). En general, los elementos mayores y menores son expresados en términos de óxidos y en porcentaje en peso que incluyen al SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , CaO , MgO y Na_2O (mayores) y MnO , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 (menores).

La clasificación química de las rocas se realizó empleando los elementos mayores y con base en las recomendaciones de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS). Los resultados fueron representados en el diagrama de variación $Na_2O + K_2O$ (álcalis) vs SiO_2 (sílice) (TAS; Le Bas *et al.*, 1986).

En el diagrama TAS (Fig. 57), se observa que las rocas del cono STM son andesitas, con concentraciones de sílice entre 59.9-61.7% en peso y concentraciones de álcalis de 5.5-6.9% en peso (Anexo V). Las rocas menos evolucionadas del área corresponden con los productos emitidos por los conos Tepetzingo (LC-1169), El Cerrito (LC-1170) y El Tezontle (219), los tres ubicados al SO del cono STM (ver Fig. 27 para la ubicación de las estructuras).

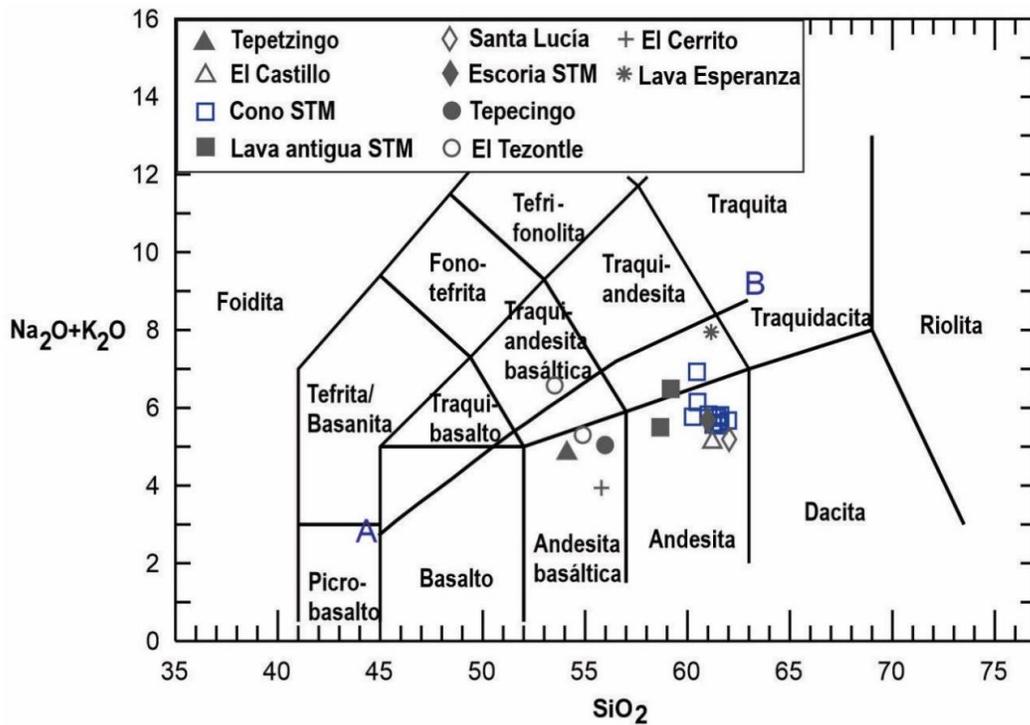


Figura 57. Diagrama de álcalis total vs sílice (TAS) para la clasificación química de las rocas estudiadas (Le Bas et al. 1986). La línea (A-B) divide los campos alcalino y subalcalino para las rocas estudiadas (Irvine y Baragar, 1971). Los datos fueron recalculados libre de volátiles con el factor de corrección: Total del análisis % (total del análisis % - PXC %) (Gill, 2010). Datos de otros volcanes fueron aportados Dr. Arce Saldaña sin publicar.

De acuerdo con la división propuesta por Irvine y Baragar (1971) la mayoría de las rocas, incluyendo las del cono STM se encuentran en el campo de rocas subalcalinas (Fig. 57). Solo una muestra del cono El Tezontle (219) se encuentra en el campo de rocas alcalinas con concentraciones de 6.4% en peso.

Por otra parte, el diagrama de variación SiO_2 vs K_2O (Fig. 58), ampliamente utilizado para caracterizar rocas de arcos volcánicos debido a que usualmente el contenido de potasio incrementa proporcionalmente con la distancia de la trinchera o concretamente con la profundidad a la que se encuentra el slab (Gill, 2010). En los resultados se observa que los productos del cono STM se agrupan en el campo de la serie calcialcalina de medio potasio (1.6-1.9% en peso), solo una muestra del cono STM (205) presenta una concentración de 2.3% en peso, ubicándose en la

serie calcoalcalina de alto potasio. Así mismo, las rocas del cono El Tezontle (219) y la lava Esperanza (202) son las únicas que se encuentran claramente en el campo de alto potasio con contenidos de 1.7 y 2.9%, respectivamente.

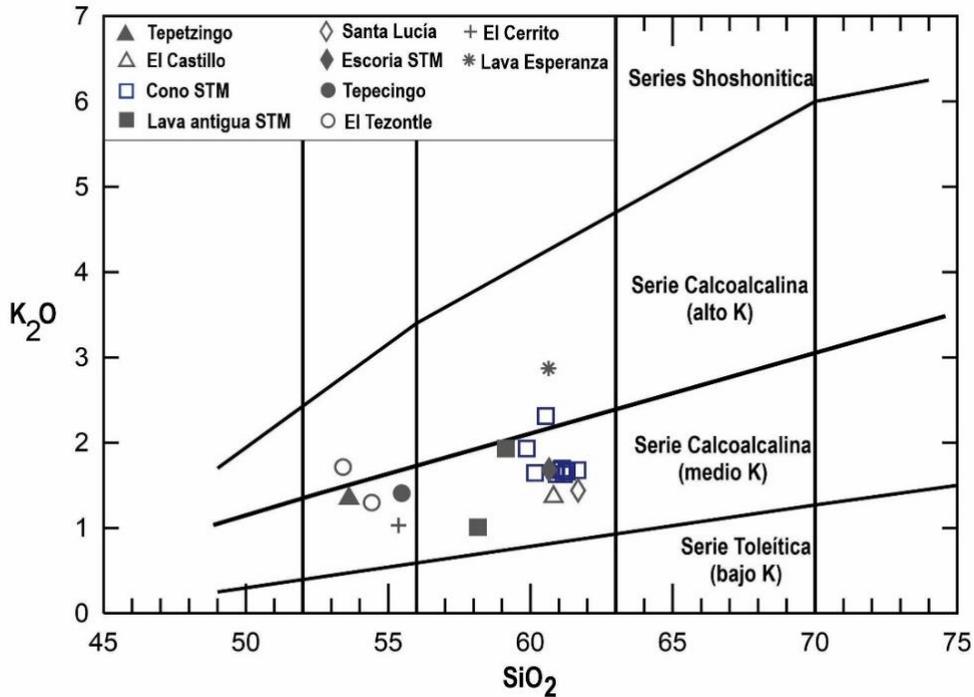


Figura 58. Diagrama de variación K_2O vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976). Se observa que los productos del cono STM pertenecen a la serie calcoalcalina de medio potasio.

En el diagrama álcalis-hierro-magnesio (AFM) se observa que las rocas del cono STM se agrupan siguiendo una sola trayectoria parcialmente calcoalcalina, solo una de las muestras (205) se encuentra en el campo de rocas toleíticas debido a que presenta un mayor enriquecimiento de FeO (Fig. 59). La tendencia desplegada por las muestras del cono STM (Fig. 59) está relacionada con la cristalización temprana de minerales máficos ricos en magnesio como el ortopiroxeno y clinopiroxeno (Frost y Frost, 2014). Sin embargo, no se observa una tendencia clara de disminución de FeO y enriquecimiento en álcalis, esto probablemente se debe a que no fraccionaron fases como anfíbol, biotita y plagioclasa en estas rocas.

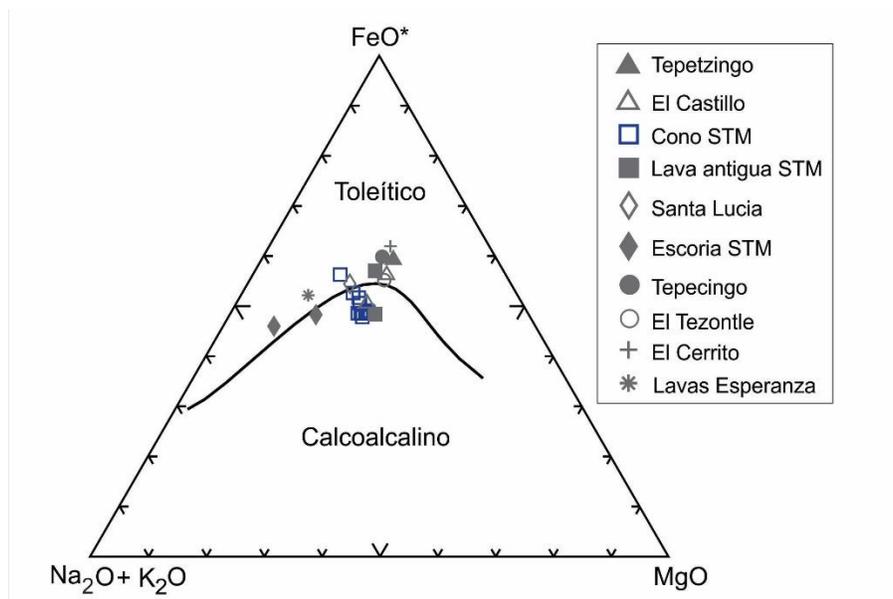


Figura 59. Diagrama ternario AFM empleado para distinguir los campos de rocas toleíticas y calcoalcalinas (Irvine y Baragar, 1971). El contenido de FeO^* es total, $FeO^* = (0.9 * Fe_2O_3t / 1.11)$ o $FeO^* = (0.9 * FeOt)$ (Gill, 2010).

También se realizaron otros diagramas de variación de elementos mayores y menores versus sílice debido a la utilidad del SiO_2 como un óxido monitor de la diferenciación magmática (Frost y Frost, 2014). En general, se observa que elementos como FeO , CaO , TiO_2 , MgO , P_2O_5 , describen una trayectoria con pendiente negativa a medida que se incrementa la sílice (Fig. 60). Mientras que otros elementos como el K_2O y Na_2O , tienden a enriquecerse conforme el contenido de sílice incrementa. En cambio, el Al_2O_3 muestra un comportamiento diferente, ya que los datos se encuentran dispersos.

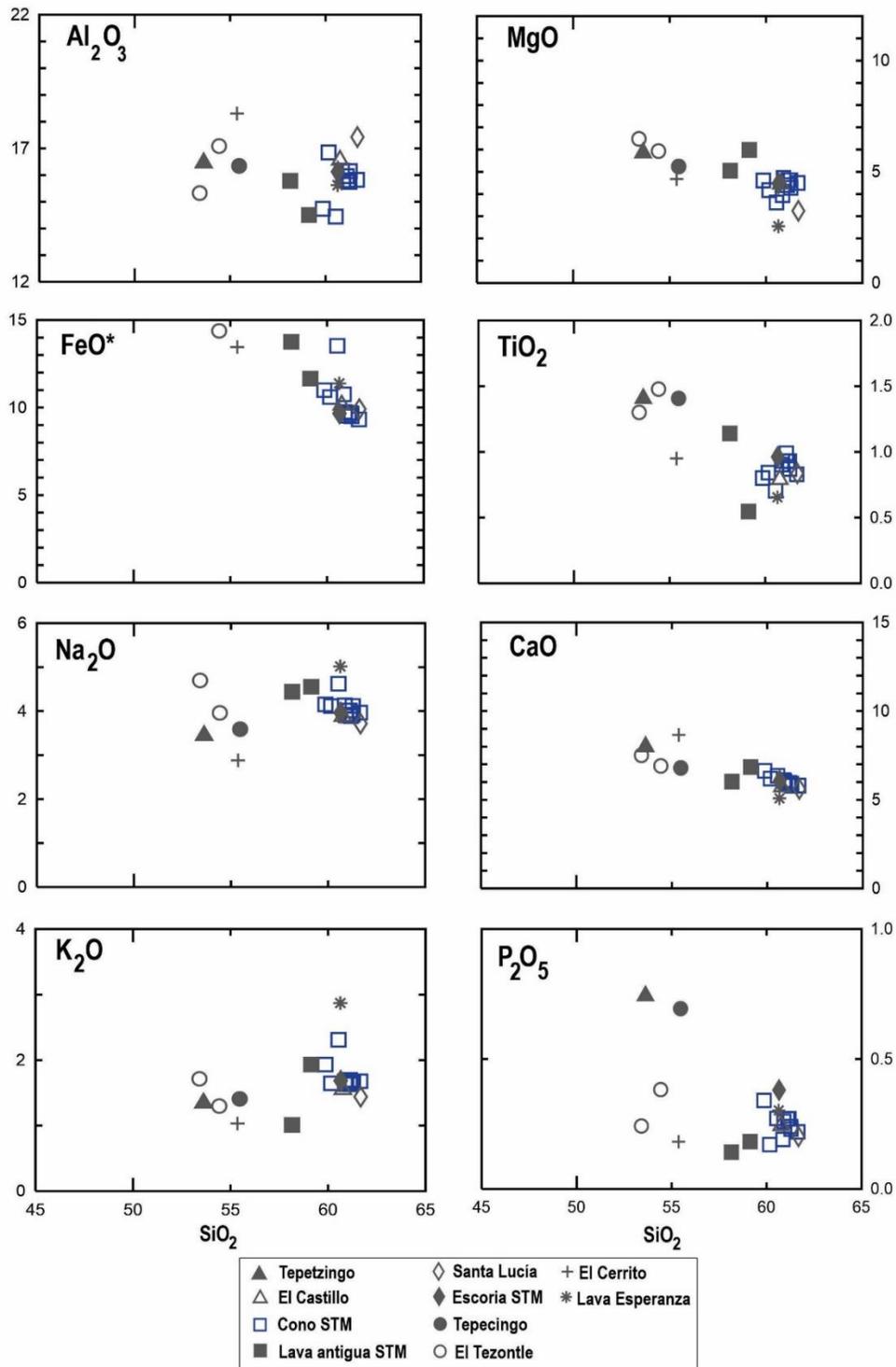


Figura 60. Diagramas de variación de tipo Harker de elementos mayores expresados en óxidos vs sílice de las rocas estudiadas.

De manera general, las rocas del cono STM tienen composiciones homogéneas, sin embargo, cuando se comparan con muestras de otros volcanes aledaños se observa una tendencia negativa en óxidos de MgO , FeO , CaO la cual, se relaciona con la cristalización de clinopiroxeno y ortopiroxeno. Particularmente, se observa que las rocas STM primero comienzan a enriquecerse en TiO_2 , de 0.7%-1.0% en peso. Así mismo, el K_2O presenta un comportamiento de enriquecimiento gradual de 1.6%-2.3% en peso, conforme el contenido de sílice incrementa. El CaO es de los elementos que muestra un empobrecimiento más marcado de 6.6%-5.8% en peso. Al igual que el empobrecimiento marcado de FeO de 7.9%-5.5% peso.

Por otro lado, resaltan los productos del cono El Cerrito (LC-1170), El Tezontle (219) y Tepetzingo (LC-1060), ya que poseen mayores concentraciones de CaO , MgO , TiO_2 a menores concentraciones de SiO_2 en comparación con los productos del cono STM. De la misma manera, se observa que los datos del cono STM y la lava antigua STM presentan comportamientos similares, principalmente en FeO , CaO , P_2O_5 y Na_2O pero hay diferencias en la concentración de TiO_2 y K_2O . En cambio, los productos de las estructuras El Cerrito (LC-1170) y Tepetzingo (LC-1169) presentan enriquecimientos marcados de Al_2O_3 , FeO , CaO en comparación con las demás rocas.

En todos los diagramas se puede observar que los productos de los conos STM, Tepetzingo, El Tezontle, El Castillo, Tepecingo, El Cerrito y Santa Lucía no se encuentran agrupados de manera uniforme ni despliegan tendencias de evolución claras, lo cual es normal ya que se trata de distintos eventos eruptivos, cuya fuente de los magmas puede ser distinta y además los procesos de evolución también pudieron ser diferentes para cada volcán.

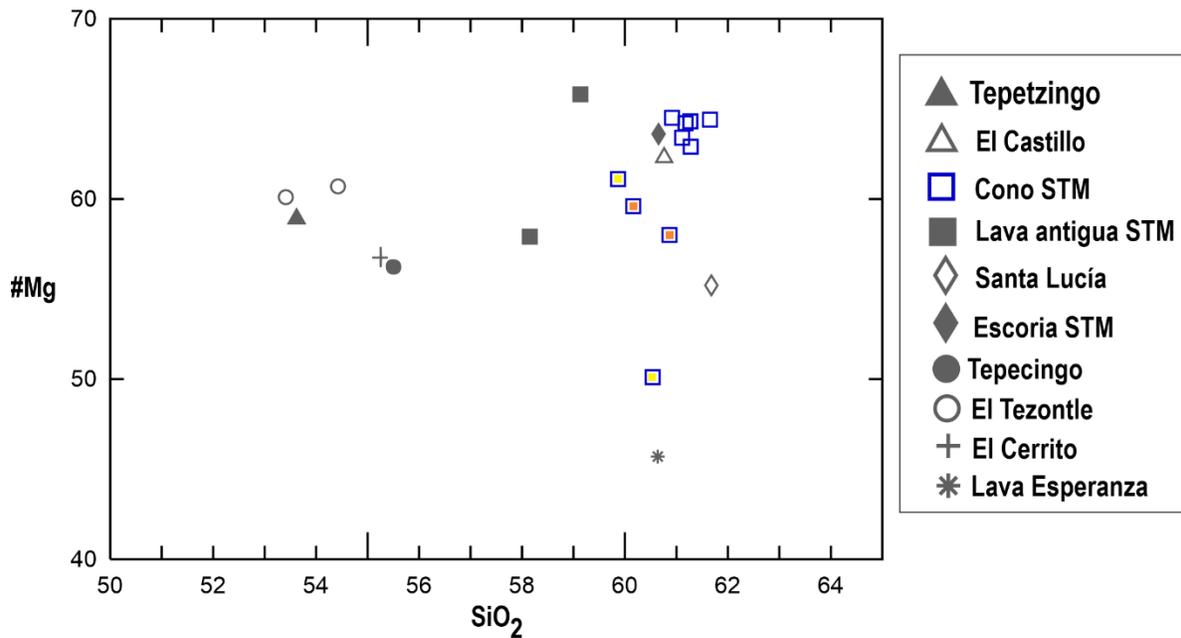


Figura 61. Diagrama de variación de #Mg vs SiO₂ para las rocas estudiadas. Resalta que los productos del cono STM presentan valores altos de #Mg= 61-64. Las muestras de STM que tienen un recuadro de color en el centro fueron tomadas de la bibliografía de Bloomfield (1974) y Meriggi et al., (2008). #Mg= 100*MgO/(MgO + FeO) en fracción molar y el contenido de FeO* es total, FeO*= (0.9*Fe₂O₃t/1.11) o FeO*= (0.9*FeOt) (Gill, 2010).

En el diagrama de #MgO vs SiO₂, se observa que los productos del cono STM son los que presentan valores más altos en comparación con los otros volcanes aledaños con valores promedio de #Mg: 63 (Fig. 61). Sin embargo, hay algunas muestras de STM que fueron tomadas de la bibliografía y poseen valores menores, esto puede deberse a los procesos del laboratorio en donde se llevaron a cabo los análisis o a que las muestras procesadas se encontraban meteorizadas. Algunos petrólogos proponen que los magmas parentales tienen un valor de #Mg de 68, aunque otros autores aceptan 65 (Gill, 2010), por lo que se puede sugerir que los magmas de STM han sido poco modificados.

Elementos traza

Los elementos trazas son componentes de las rocas que se encuentran en concentraciones menores a 0.1% en peso. Por lo tanto, convencionalmente sus concentraciones en las rocas se reportan en partes por millón (ppm). Entre ellos se incluyen los metales de transición: Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu y Zn, los elementos de tierras raras: La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu y otros elementos incluyendo al Ba, Cs, Rb, Sr, Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Pb, Th, U (Frost y Frost, 2014).

La importancia en el estudio de los elementos traza radica en que son altamente sensibles durante procesos como la fusión parcial y la cristalización fraccionada, por lo que pueden registrar la presencia de minerales residuales y la abundancia de elementos en la fuente original. La correcta interpretación de estos elementos puede esclarecer los procesos que originaron a los magmas (Rogers y Hawkesworth, 1999).

La distribución de los elementos traza en un sistema magmático, también se puede describir en términos del coeficiente de partición que se define como: la concentración de un elemento en una fase mineral entre la concentración del mismo elemento en el fundido coexistente.

$$K_i^{A/fundido} = \frac{\text{Concentración del elemento } i \text{ en el mineral } A}{\text{Concentración del elemento } i \text{ en el fundido coexistente}}$$

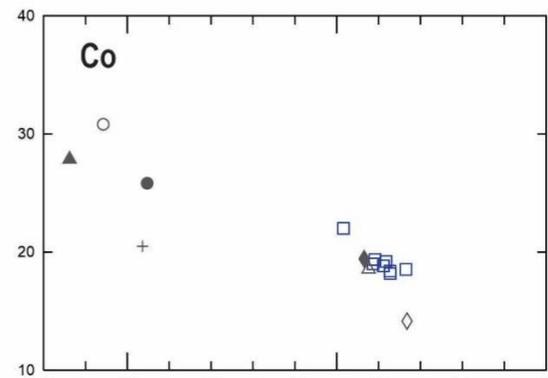
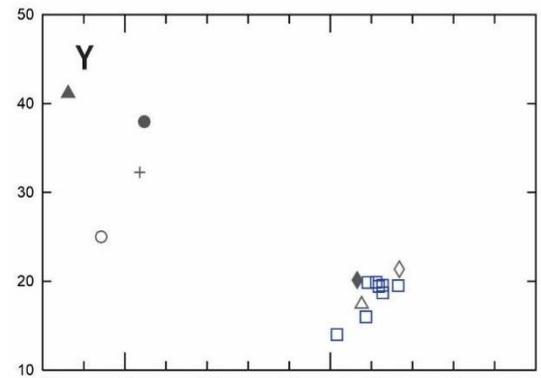
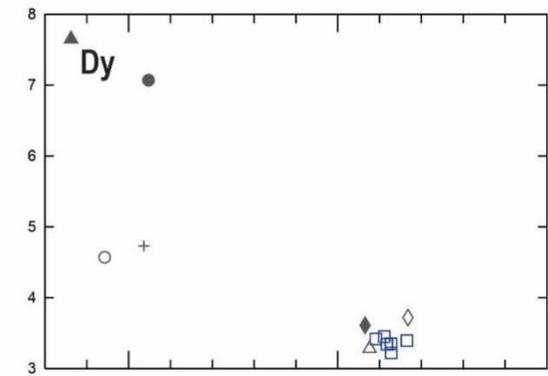
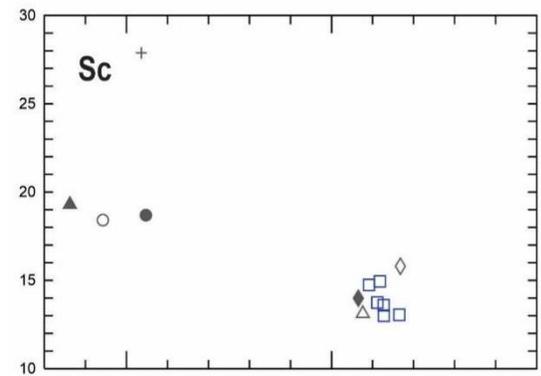
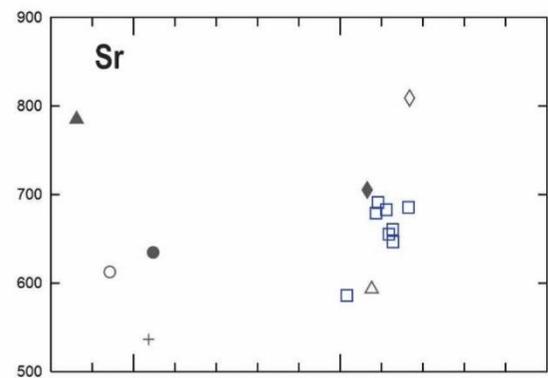
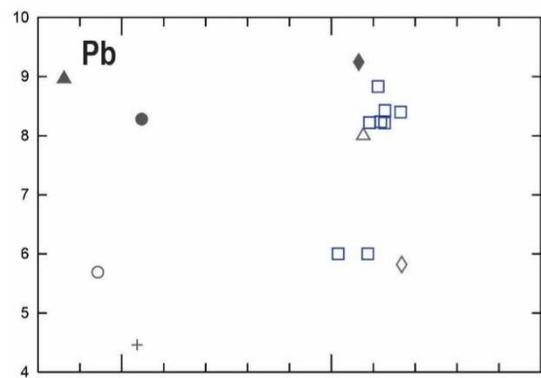
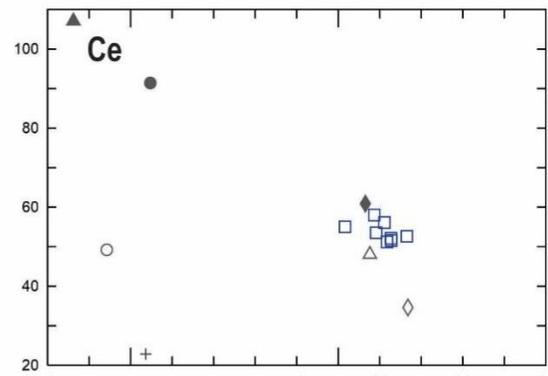
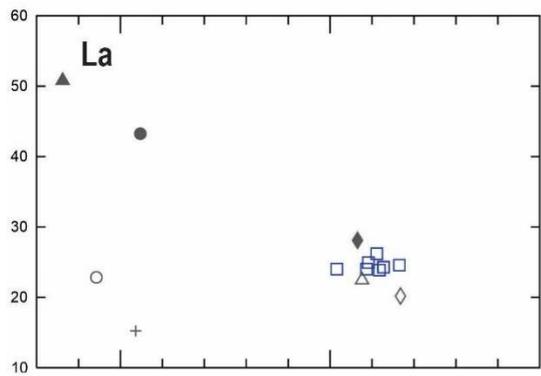
De manera general, los elementos que tienen un valor de coeficiente de partición >1 poseen un comportamiento compatible, por lo que son incorporados en ciertas fases minerales, en cambio, los elementos con valores <1 son incompatibles y tienen una afinidad mayor con el fundido (Rogers, 2015).

Los elementos incompatibles a menudo se clasifican en dos grupos: los “elementos litófilos de ion grande (LILE)” y los “elementos de alta carga iónica (HFSE)”. Los LILE están caracterizados por poseer un radio iónico muy grande por lo que no

pueden ser incorporados fácilmente a la estructura de la mayoría de los minerales formadores de roca, en este grupo se incluye al K, Rb, Cs, Ba, y Sr (Rogers y Hawkesworth, 1999; Gill, 2010). Por otra parte, los HFSE se caracterizan porque su relación carga iónica/radio iónico, crea un intenso campo electrostático provocando que sean inestables en la estructura iónica de los minerales, en este grupo se incluyen los elementos P, Y, Yb, Lu, Zr, Hf, Ti, Th, Sn, Nb, Ta. Cabe señalar que los LILE son más susceptibles a ser disueltos en fluidos acuosos producidos durante el intemperismo, alteración o metasomatismo. En cambio, los elementos HFSE son resistentes a la disolución, siendo menos móviles en fluidos acuosos (Gill, 1981; Gill, 2010; Rogers, 2015).

Con los datos de las muestras del cono STM se realizaron diagramas de variación de elementos traza (Fig. 62; Anexo V). En los cuales se aprecia que el Ce, Sr, Dy, Y, Sc, Cr y Co despliegan una tendencia negativa conforme aumenta el SiO_2 , mientras que el La, Pb, Rb y Ni muestran un enriquecimiento con el aumento en SiO_2 . También resalta que los productos de los conos STM poseen altas concentraciones de Sr (586.0-691.1 ppm), Cr (200-585 ppm) y Ni (74.0-93.2 ppm) y bajas concentraciones de Dy (3.2-3.5 ppm) y Sc (13.0-14.9 ppm) (Anexo V).

Los productos del cono STM despliegan enriquecimientos relativos de Pb (6.0-8.83 ppm), Rb (39.7-46.0 ppm) y Cr (167.0-585.3 ppm) y bajas concentraciones de La (23.9-26.2 ppm), Sc (13.0-14.9 ppm), Dy (3.2-3.5 ppm), e Y (14.0-19.9 pm), en comparación con las estructuras de El Tezontle, El Cerrito, El Castillo y Santa Lucía. Llama la atención que los productos del cono STM y la escoria STM despliegan comportamientos similares en los elementos de La, Ce, Sr, DY, Y, Co, NI y Rb. Así mismo, los productos del cono STM y Tepetzingo, presentan las concentraciones más bajas de Y, Dy y Sc, entre las rocas estudiadas (Fig. 62).



SiO₂

SiO₂

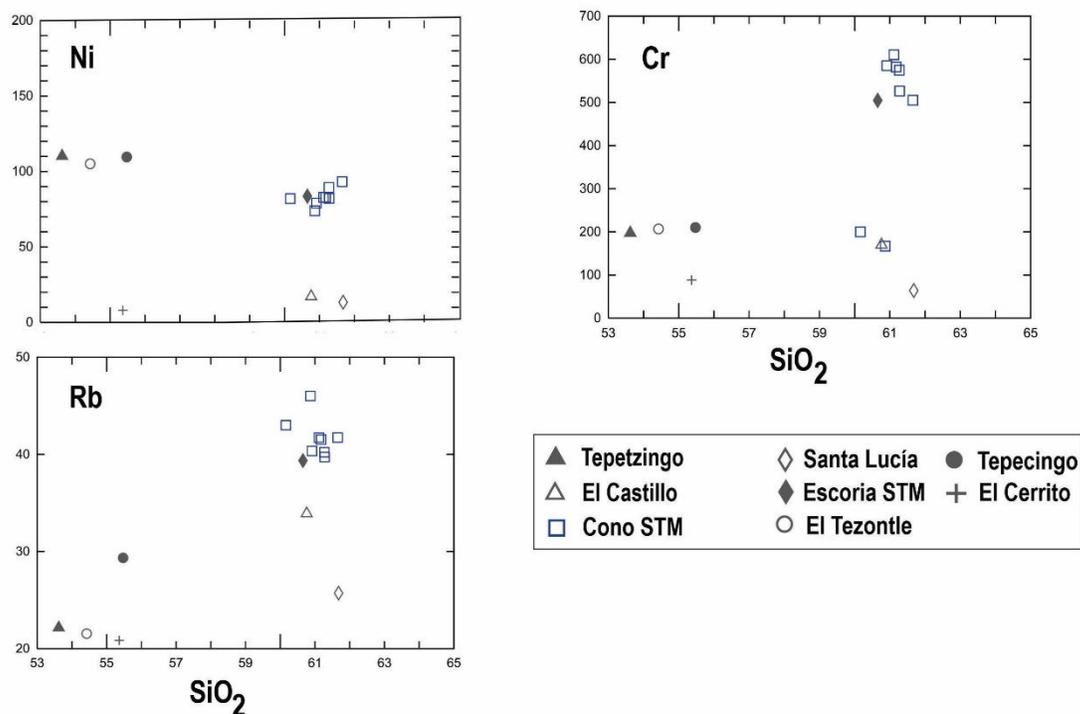


Figura 62. Diagramas de variación de elementos traza (ppm) vs sílice (%peso) de las rocas estudiadas. Resaltan los productos del cono El Castillo, El Cerrito y Tepecingo que poseen las mayores concentraciones en la mayoría de elementos trazas.

Diagramas multielementos

En los diagramas multielementales normalizados con los valores del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) se observa que las rocas del área de estudio presentan patrones típicos de arcos volcánicos continentales (Fig. 63; Pearce, 1983; Saunders *et al.*, 1991; ver capítulo VII: Génesis de magmas). Las rocas presentan altas concentraciones de LILE, altamente móviles como Cs, Rb, Ba, K y Sr, poseen una fuerte anomalía positiva de Pb y enriquecimientos de otros elementos altamente incompatibles como Th, U y Nd. Resalta que los HFSE y REE están en menores proporciones respecto a los LILE, esto es notable en las fuertes anomalías

negativas de Nb, Ta, Ce, P y Ti. Sin embargo, elementos como Ti, Dy, Y, Yb y Lu se encuentran más empobrecidos (Fig. 63).

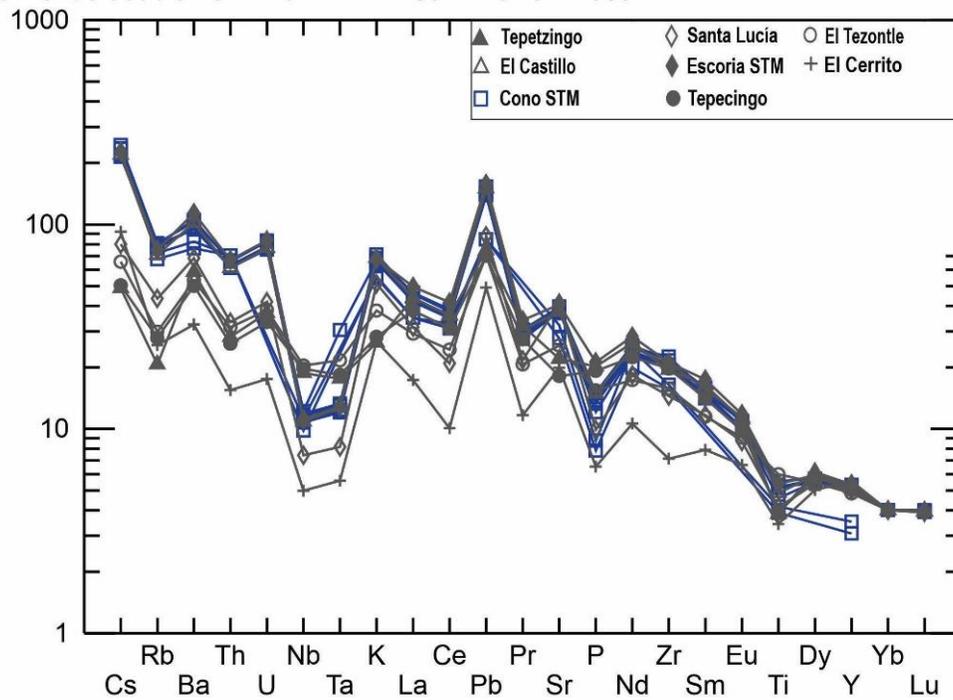


Figura 63. Diagrama de elementos traza normalizados con los valores del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Resalta un enriquecimiento relativo en los LILE para todas las rocas y una prominente anomalía positiva de Pb en las rocas de STM y como El Castillo.

En la figura 63 se aprecia que los productos del cono STM y Tepetzingo son de los que presentan enriquecimientos en los elementos LILE, Th, U y Pb, en cambio, las anomalías negativas de Nb, Ta, Ce y Ti no son tan pronunciadas como lo son para los productos de El Cerrito y Santa Lucía. Sobresale que los productos del cono El Cerrito son los que presentan la menor concentración en la mayoría de los elementos incompatibles con excepción del Y, Yb y Dy. Además, los productos de El Cerrito son los únicos que presentan una anomalía negativa de Zr y una positiva de Y. Las anomalías negativas de Nb y Ta son una característica común de muchos magmas de arcos continentales (Gill, 2010).

Tierras raras

Las tierras raras (REE) son una serie de elementos que comprenden del número atómico 57 al 71 es decir, de lantano (La) a lutecio (Lu) (Fig. 64). A menudo, el itrio (Y) también es considerado dentro de este grupo ya que posee un radio iónico muy similar a las tierras raras de radio iónico grande (Rollinson, 1993; Gill, 2010).

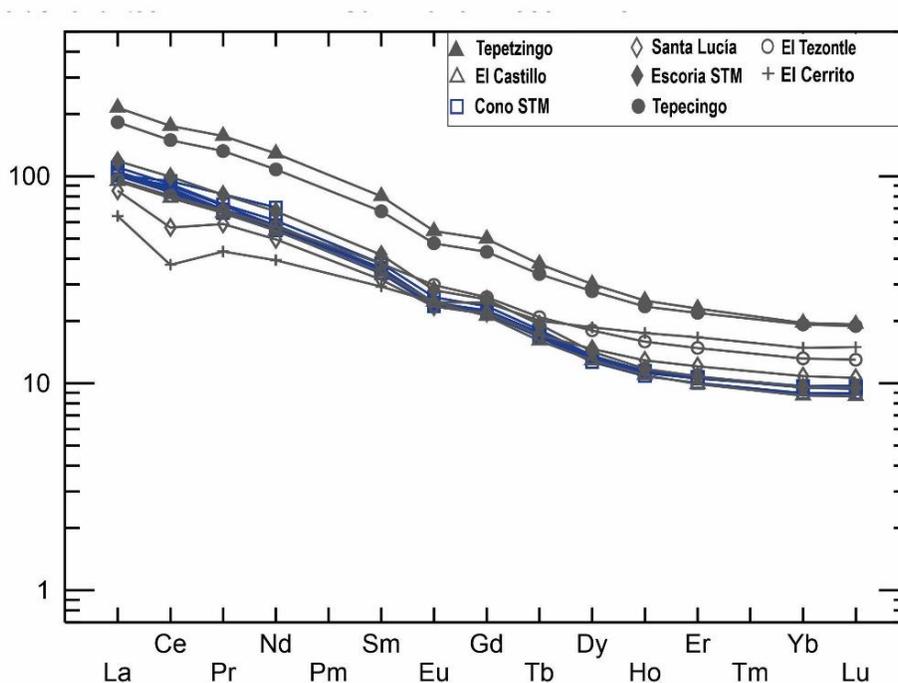


Figura 64. Diagrama de elementos de tierras raras normalizado con los valores de una condrita (Sun y McDonough, 1989) de las rocas estudiadas. Resalta el enriquecimiento de las tierras raras ligeras en comparación con las tierras raras pesadas para todas las muestras.

En general, las REE que poseen un número atómico bajo son denominadas tierras raras ligeras (LREE), mientras que las tierras raras con número atómico más alto son designadas como tierras raras pesadas (HREE), el samario (Sm) es el elemento que marca el término medio entre los dos grupos de tierras raras (Rollinson, 1993). Cabe señalar que los elementos de tierras raras son considerados de los elementos traza los menos solubles, por lo que son relativamente inmóviles durante el

intemperismo, metamorfismo de bajo grado y alteración hidrotermal (Rollinson, 1993).

Para las muestras estudiadas se realizaron diagramas de tierras raras normalizados con los valores de una condrita, debido a que estas rocas primitivas son la mejor representación de las concentraciones medias de elementos no-volátiles durante la formación del sistema solar (Rollinson, 1993; White, 2005). En la figura 64 se observa que todas las rocas exhiben un enriquecimiento relativo en las tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas para los productos del cono STM. En general, todas las rocas graficadas muestran una anomalía negativa en la concentración de Eu, mientras que las tierras raras pesadas exhiben un patrón relativamente plano. Este patrón se observa menos marcado en los productos del cono El Cerrito y El Tezontle, que muestran un patrón más plano en las tierras raras ligeras y un menor empobrecimiento en las concentraciones de tierras raras pesadas.

Por otra parte, resaltan los productos de los conos Tepetzingo y Tepecingo, ya que poseen las concentraciones más altas de tierras raras ligeras y pesadas. Además de comportarse de manera similar, ambos presentan una anomalía negativa en la concentración de Eu.

Llaman la atención los productos de los conos Santa Lucía y El Cerrito, debido a que son los únicos que muestra una anomalía negativa en la concentración de Ce y presenta menores enriquecimientos en las concentraciones de tierras raras ligeras. A su vez El Cerrito posee mayores concentraciones en las tierras raras pesadas, formando un patrón relativamente plano con respecto a las demás rocas. De acuerdo con Patino et al. (2003), la anomalía de Ce en este tipo de rocas puede ser un reflejo de la movilización de REE en fase trivalente durante procesos de intemperismo.

7 Discusión

7.1 Presión y temperatura del magma

Las condiciones de presión y temperatura del magma fueron calculadas mediante el geotermobarómetro de dos piroxenos (Putirka, 2008) y clinopiroxeno-líquido (Putirka *et al.*, 2003; Putirka, 2008; Neave y Putirka, 2017). También se estimó el contenido de H_2O en el magma, empleando los higrómetros propuestos por Putirka (2008) y el de Waters y Lange (2015). Estos modelos se construyen mediante regresiones lineales de datos experimentales de fusión parcial, donde las fases minerales cristalizan en un intervalo de presiones y temperaturas a partir de diferentes fundidos de composiciones químicas conocidas (Putirka *et al.*, 2003).

Para usar estos modelos fue necesario determinar la composición química de las principales fases minerales de las rocas de STM (plagioclasa \pm ortopiroxeno \pm clinopiroxeno) y del vidrio de la matriz. Los análisis de la química mineral se realizaron en tres secciones pulidas empleando una microsonda electrónica JEOL modelo JXA-8900R en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica de la UNAM, bajo la supervisión del Ing. Carlos Linares López.

Las secciones pulidas STM-1903 y STM-1904-B corresponden al flujo de lava III que fue emitido hacia el sector sur y la sección pulida STM-1906 pertenece al flujo de lava VII que se emplazó hacia el sector norte (Ver Fig. 24B para las distintas unidades de lava). Los análisis se realizaron en los centros y bordes de 11 cristales de clinopiroxeno y 17 de ortopiroxeno, con el fin de identificar variaciones composicionales (Fig. 65). También se analizaron microfenocristales y microcristales de plagioclasa.

Así mismo, se analizaron cristales de clinopiroxeno que conforman las coronas de reacción (STM-1903 y STM-1906). Como ya se mencionó en el capítulo de la petrografía, las coronas de reacción en las rocas de STM no se encuentran rodeando ningún cristal, en su lugar presentan un hueco en el centro. Sin embargo,

estos cristales de clinopiroxeno tienen un interés particular, pues en otros volcanes del CVSC se han encontrado coronas muy similares rodeando xenocristales de cuarzo (Wittich, 1919; Bloomfield, 1975; Márquez *et al.*, 1999; Meriggi *et al.*, 2008; Meza, 2020), y su origen se ha atribuido a procesos de asimilación de rocas de la corteza superior.

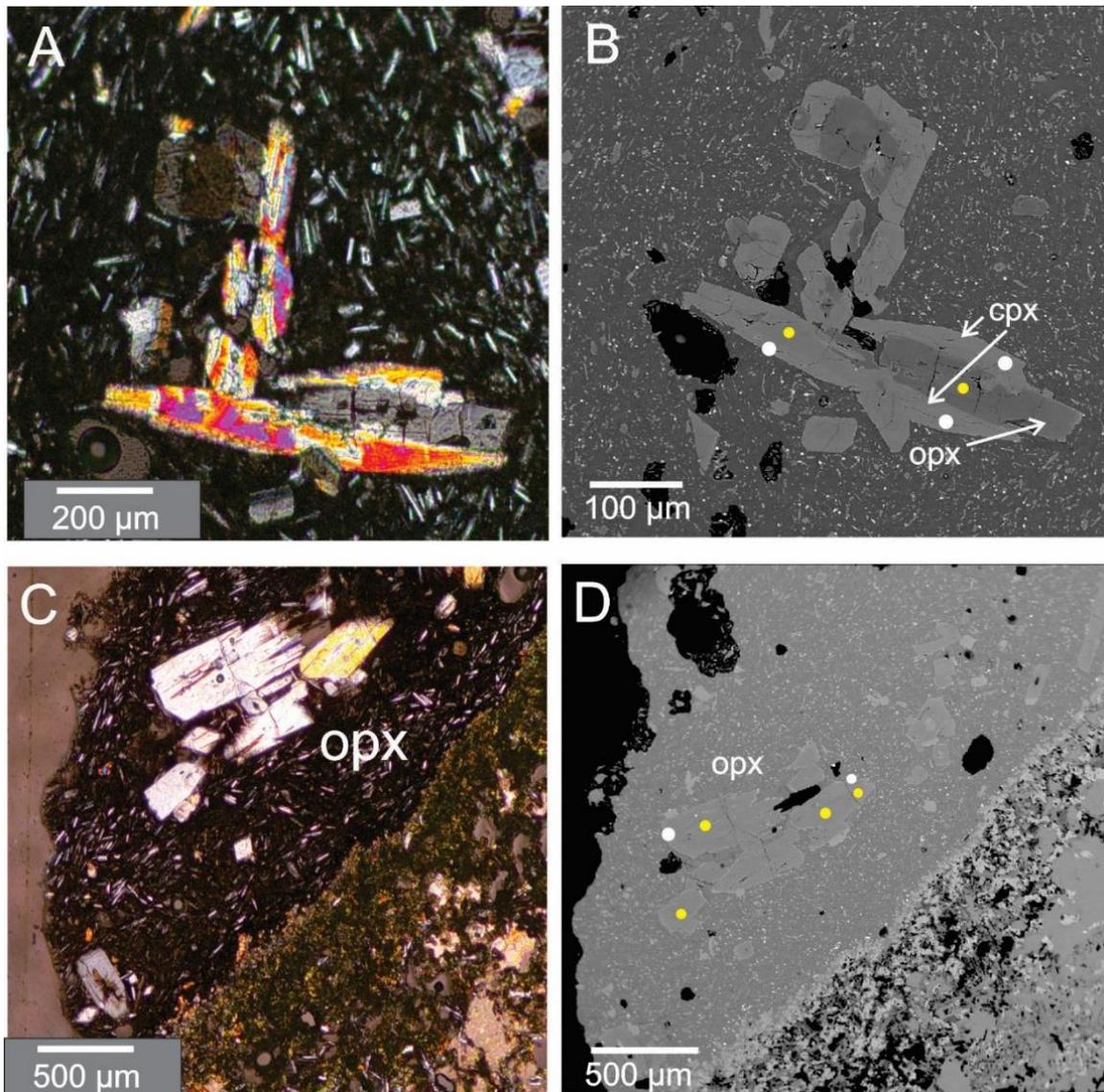


Figura 65. A y C) Microfotografías con nicoles cruzados con microscopio petrográfico; B y D) Fotografías tomadas con la microsonda electrónica. Se pueden observar algunos de los centros (puntos amarillos) y bordes (puntos blancos) que fueron analizados. En A y B se observa un cristal subhedral de ortopiroxeno con disolución en el centro y bordeado por cristales de clinopiroxeno. En C y D se aprecia un aglomerado de cristales de ortopiroxeno subhedrales.

Una vez obtenidos los análisis de la química mineral, se corroboró que los resultados presentaran valores coherentes con las composiciones esperadas de cada mineral y que la suma total de óxidos mayores se encuentre en un rango de 97.5-101.0% en peso.

Dos piroxenos

Debido a que las rocas estudiadas contienen cristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno, es posible aplicar de manera adecuada el geotermobarómetro de dos piroxenos de Putirka (2008). Para ello fue necesario comprobar el equilibrio (K_d) entre los cristales de orto y clinopiroxeno basado en el intercambio de Fe-Mg mediante la siguiente ecuación.

$$K_d(Fe - Mg)^{cpx-opx} = (X_{Fe}^{cpx} / X_{Mg}^{cpx}) / (X_{Fe}^{opx} / X_{Mg}^{opx}).$$

Donde X_{Fe}^{cpx} y X_{Fe}^{opx} es la fracción molar de hierro en clinopiroxeno y ortopiroxeno respectivamente. Los autores determinaron un valor de $K_d = 1.09 \pm 0.14$ para 311 datos experimentales. Por lo tanto, se realizó la misma prueba para los piroxenos estudiados con el fin de descartar aquellos datos que no pasen esta prueba de equilibrio y obtener valores confiables (Fig. 66).

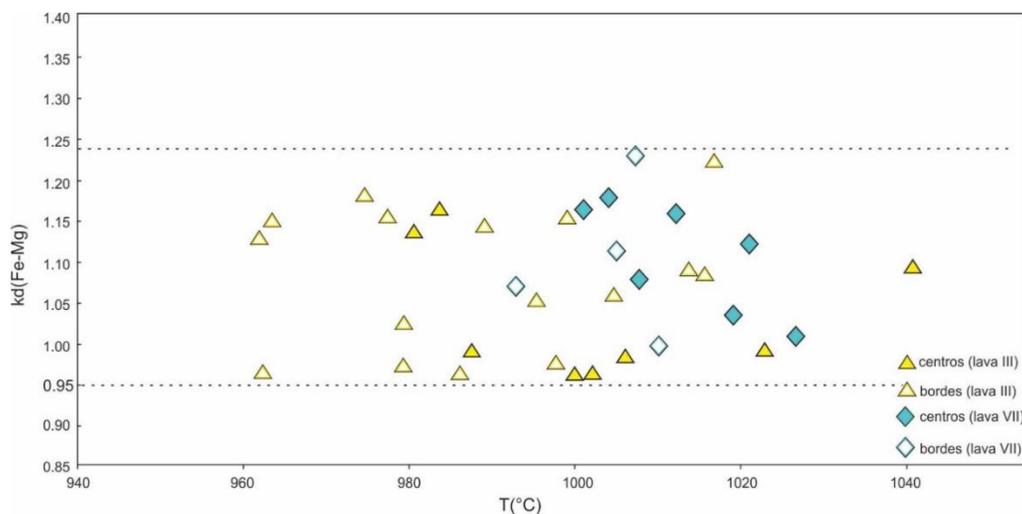


Figura 66. Diagrama de equilibrio para el modelo de dos piroxenos, donde $K_d(Fe-Mg) = 1.09 \pm 0.14$. Los datos dentro del área delimitada por las líneas de incertidumbre están en equilibrio.

Putirka (2008) menciona que, de todos los geotermómetros basados en el modelo de dos piroxenos, el más preciso es el formulado por Brey y Köhler (1990). Por lo que realizó una nueva calibración basada en el coeficiente de partición de enstatita + ferrosilita ($Fm_2Si_2O_6 = EnFs$; $FmO = FeO + MgO + MnO$) entre clinopiroxeno y ortopiroxeno que aumenta la precisión y está definido por la siguiente expresión (ecuación 36 en Putirka, 2008):

$$\frac{10^4}{T(^{\circ}C)} = 11.2 - 1.96 \ln \left(\frac{X_{EnFs}^{cpX}}{X_{EnFs}^{opX}} \right) - 3.3 (X_{Ca}^{cpX}) - 25.8 (X_{CrCaTs}^{cpX}) + 33.2 (X_{Mn}^{opX}) - 23.6 (X_{Na}^{opX}) \\ - 2.08 (X_{En}^{opX}) - 8.33 (X_{Di}^{opX}) - 0.05P(kbar)$$

Como se observa, el geotermómetro es dependiente de la presión, por lo tanto, también se aplicó un geobarómetro que es dependiente de la temperatura, el cual está definido por (ecuación 39 de Putirka, 2008):

$$P(kbar) = -94.25 + 0.045T(^{\circ}C) + 187.7 (X_{Al(VI)}^{opX}) + 246.8 (X_{Fm_2Si_2O_6}^{opX}) - 212.5 (X_{En}^{opX}) \\ + 127.5 (a_{En}^{opX}) - \frac{1.66}{K_f} - 69.4 (X_{EnFs}^{cpX}) - 133.9 (a_{Di}^{cpX})$$

Los términos X_{En}^{opX} es la fracción molar de enstatita en ortopiroxeno, $X_{Al(VI)}^{opX}$ es el contenido de Al (VI) en ortopiroxeno y a_{Di}^{cpX} es la actividad del diópsido en clinopiroxeno definido por:

$$a_{Di}^{cpX} = (X_{Ca}^{cpX}) / (X_{Ca}^{cpX} + 0.5 X_{Mg}^{cpX} + 0.5 X_{Fe^{2+}}^{cpX} + X_{Mn}^{cpX} + X_{Na}^{cpX}).$$

El término K_f está definido por

$$K_f = X_{Ca}^{opX} / (1 - X_{Ca}^{cpX})$$

Para más detalles de las variables en las ecuaciones consultar el trabajo de Putirka (2008).

Ambas ecuaciones se resolvieron simultáneamente mediante cálculos iterativos para estimar la presión y la temperatura. Adicionalmente, todos los clinopiroxenos de las rocas STM, poseen $\#Mg^{cpx} = 78-87$. Esto es importante pues se ha visto que el geotermómetro arroja mejores resultados para sistemas magmáticos con $\#Mg^{cpx} > 0.75$ (Putirka, 2008). De esta manera, los resultados obtenidos (Tabla 4) para el flujo de lava III (sector sur), indican una temperatura de $1006 \pm 17^\circ\text{C}$ y una presión de 5.2 ± 0.4 kbar (~ 19.6 km de profundidad) en los centros de los cristales, mientras que en los bordes se obtuvo una temperatura de $980^\circ \pm 13^\circ\text{C}$ con una presión de 3.7 ± 0.6 kbar (~ 13.9 km de profundidad).

Para el flujo de lava VII (sector norte) la temperatura calculada en los centros fue de $1013 \pm 8^\circ\text{C}$ a una presión de 4.4 ± 0.5 kbar (~ 16.6 km de profundidad), la temperatura en los bordes fue de $1004 \pm 7^\circ\text{C}$, mientras que la presión calculada fue la misma de 4.4 ± 0.5 kbar.

Higrómetro de plagioclasa

Para determinar el contenido de H_2O en el magma se utilizó la composición química de microfenocristales de plagioclasa, sin embargo, solo se realizó un análisis por cada cristal (presumiblemente en los bordes) debido a las pequeñas dimensiones de éstos. El equilibrio en el modelo de Putirka (2008), se basa en el coeficiente de intercambio de anortita–albita con el líquido residual (vidrio) y puede ser calculado mediante la siguiente expresión:

$$K_d(An - Ab)^{pl-liq} = (X_{Ab}^{pl} X_{AlO_{1.5}}^{liq} X_{Ca}^{liq} / X_{An}^{pl} X_{NaO_{0.5}}^{liq} X_{SiO_2}^{liq}).$$

Donde X_{Ab}^{pl} y X_{An}^{pl} es la fracción molar de albita y anortita en la plagioclasa. Putirka (2008) calculó un valor de $k_d = 0.1 \pm 0.05$ para 390 experimentos (la mayoría hidratados) a $T < 1050^\circ\text{C}$. Con base en este valor se calculó el equilibrio para las plagioclasas de las rocas STM (Fig. 67).

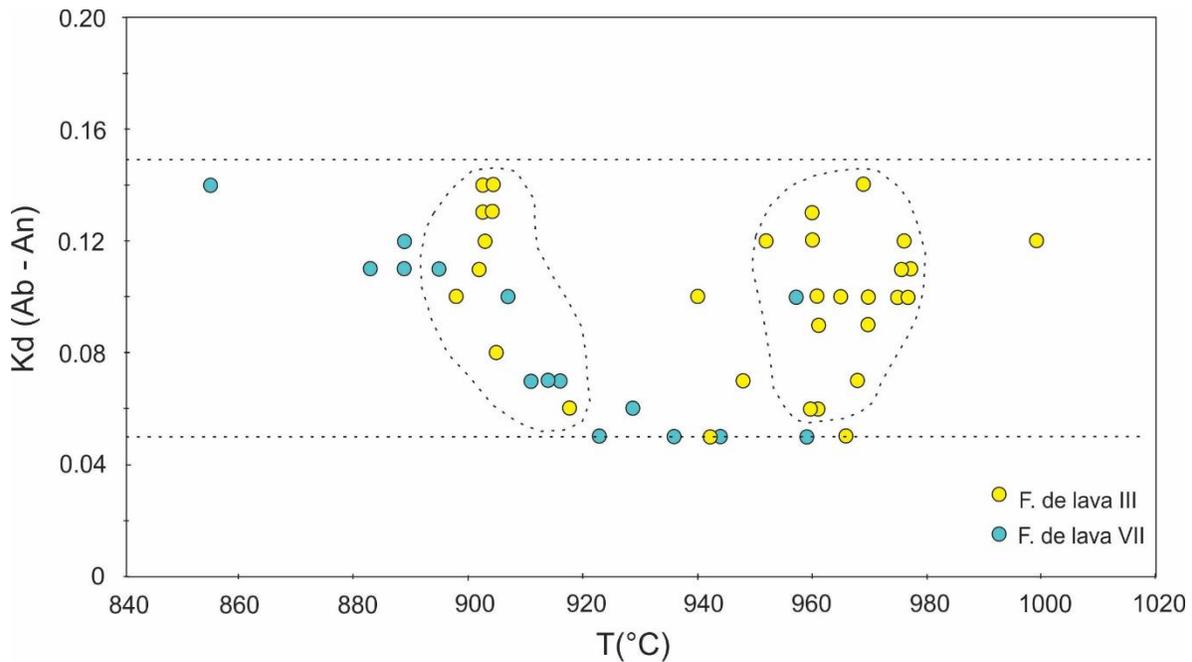


Figura 67. Diagrama de equilibrio para el modelo de plagioclasa-líquido (Putirka, 2008). Se realizó un previo filtrado de los datos para considerar solamente los datos en equilibrio (campo definido por las líneas punteadas). Así mismo, se pueden observar dos posibles poblaciones de microfenocristales de plagioclasa, la primera muestra un rango de temperatura de 890-920°C y la otra de 960-980°C.

De esta manera, el higrómetro de plagioclasa (ecuación 25b en Putirka 2008) considera la siguiente expresión:

$$H_2O(\% \text{ en peso}) = 25.95 - 0.0032T(^{\circ}C) \ln \left(\frac{X_{An}^{pl}}{X_{CaO}^{liq} (X_{AlO_{1.5}}^{liq})^2 (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right) - 18.9(X_{K_{0.5}}^{liq})$$

$$+ 14.5(X_{MgO}^{liq}) - 40.3(X_{CaO}^{liq}) + 5.7(X_{An}^{pl})^2 + 0.108 P(kbar)$$

Es importante notar que el higrómetro es dependiente de la temperatura y de la presión. Por lo tanto, se empleó la presión obtenida en los bordes de los cristales con el método de dos piroxenos (3.7 kbar y 4.4 kbar). La ecuación del higrómetro se solucionó simultáneamente con el geotermómetro plagioclasa-líquido que a su vez es dependiente del contenido de agua y está definido por (ecuación 23 en Putirka, 2008):

$$\frac{10^4}{T(K)} = 6.12 - 0.257 \ln \left(\frac{X_{An}^{pl}}{X_{CaO}^{liq} (X_{AlO_{1.5}}^{liq})^2 (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right) - 3.166 (X_{CaO}^{liq}) - 3.137 \left(\frac{X_{AlO_{1.5}}^{liq}}{X_{AlO_{1.5}}^{liq} + X_{SiO_2}^{liq}} \right) \\ + 1.216 (X_{Ab}^{pl})^2 - 2.475 \times 10^{-2} (P(kbar)) + 0.2166 (H_2O^{liq})$$

Donde $X_{An}^{pl} = X_{CaO}^{pl} / (X_{CaO}^{pl} + X_{NaO_{0.5}}^{pl} X_{KO_{0.5}}^{pl})$ y $X_{Ab}^{pl} = X_{NaO_{0.5}}^{pl} / (X_{CaO}^{pl} + X_{NaO_{0.5}}^{pl} X_{KO_{0.5}}^{pl})$ es la fracción molar de anortita y albita en la plagioclasa.

Ambas ecuaciones fueron resueltas simultáneamente mediante cálculos iterativos para obtener los valores de temperatura y contenido de agua. Los resultados obtenidos muestran una temperatura de $948^\circ\text{C} \pm 28^\circ\text{C}$ y un contenido de H_2O de $4.8 \pm 1.6\%$ en peso para el flujo de lava III (sector sur). Para el flujo de lava VII (sector norte) se obtuvo una temperatura de $915 \pm 27^\circ\text{C}$ y un contenido de H_2O de $4.0 \pm 1.5\%$ en peso (Tabla 4).

Waters y Lange (2015) y Lange *et al.* (2009) también propusieron un higrómetro con base en 214 experimentos, de los cuales 107 fueron hidratados y 107 anhidros con un error de 0.35% en peso. Para el modelo, la constante de equilibrio está definida por la expresión:

$$\ln(kd) = \ln \left(\frac{a_{CaAl_2Si_2O_8}^{liquido}}{a_{NaAlSi_3O_8}^{liquido}} \right) + \ln \left(\frac{a_{NaAlSi_3O_8}^{cristal}}{a_{CaAl_2Si_2O_8}^{cristal}} \right)$$

Donde $\left(\frac{a_{CaAl_2Si_2O_8}^{liq}}{a_{NaAlSi_3O_8}^{liq}} \right)$, $\left(\frac{a_{NaAlSi_3O_8}^{crist}}{a_{CaAl_2Si_2O_8}^{crist}} \right)$ son términos que relacionan la fracción molar de anortita y albita y los coeficientes de actividad. En ambos términos los coeficientes de actividad fueron determinados por las autoras con el programa THERMOCALC (Waters y Lange, 2015).

Por otra parte, el higrómetro también está basado en la reacción de intercambio de anortita-albita con el líquido magmático y está definido por la siguiente ecuación:

$$H_2O (\% \text{ en peso}) = m'x + a'' + \frac{b''}{T} + \sum x_i d_i''$$

Donde $a, b, y d_i$ son parámetros ajustables durante los experimentos del modelo plagioclasa-líquido, x_i es la fracción molar de los componentes (SiO_2, Al_2O_3 , etcétera), “ i ” está definido por $i = 1$ a n , donde n es el número de componentes. El término b/T es un factor que agrega la dependencia del H_2O con la temperatura y el factor “ m ” está definido por $m = -\frac{1}{d_{H_2O}}$. Para más detalles de las variables consultar a Waters y Lange (2015).

Dado que el higrómetro de Waters y Lange (2015) requiere una presión y una temperatura como datos de entrada, se emplearon las condiciones calculadas en los bordes de los cristales con el método de dos piroxenos (Putirka, 2008). Es decir, 3.7 kbar y 980°C para el flujo de lava III (sur), así como 4.4 kbar y 1004 °C para el flujo de lava VII (norte). Los resultados arrojaron un contenido de H_2O de 4.0 ± 1.9 % en peso para el flujo de lava III y de 1.8 ± 0.7 % en peso para el flujo de lava VII.

Tabla 4. Condiciones de P y T del magma STM

Flujo de lava	# Datos	Textura	Condiciones			Modelo
			T (°C)	P (kbar)	H ₂ O (%peso)	
III (Sur)	12	Centros	1006 ±17	5.2 ±0.4		Dos piroxenos (Putirka, 2008)
	14	Bordes	980 ±13	3.7 ±0.6		
	12	Centros	932 ±6	4.6 ±1.0		Clinopiroxeno- líquido (Putirka, 2008)
	10	Bordes	929 ±4	4.3 ±0.6		
	39		948 ±28		4.8 ±1.6	
39					4.0 ±1.9	Higrómetro de plagioclasa (Waters y Lange, 2015)

	11	Corona de reacción	912 ±15		2.8 ±1.0	Clinopiroxeno-líquido (Putirka, 2008)
VII (norte)	7	Centros	1013 ±8	4.4 ±0.5		Dos piroxenos (Putirka, 2008)
	4	Bordes	1004 ±7	4.4 ±0.5		
	-	-	-	-		Clinopiroxeno-líquido (Putirka, 2008)
	16		915 ±27		4.0 ±1.5	Geotermómetro-Higrómetro de plagioclasa (Putirka, 2008)
	16				1.8 ±0.7	Higrómetro de plagioclasa (Waters y Lange, 2015)

Recapitulando, para el flujo de lava III, se obtuvieron contenidos de H_2O similares con ambos métodos 4.8 ± 1.6 % en peso (higrómetro de Putirka, 2008) y 4.0 ± 1.9 % en peso (higrómetro de Waters y Lange, 2015). En cambio, para el flujo de lava VII los resultados fueron muy distintos, con el modelo de Putirka (2008) se obtuvo 4.0 ± 1.5 % en peso, mientras que con el modelo de Waters y Lange (2015) resultó 1.8 ± 0.7 % en peso (Tabla 4).

A pesar de que ambos higrómetros se basan en el coeficiente de intercambio de anortita–albita, las ecuaciones fueron calibradas con diferentes bases de datos. Así mismo, el modelo de Waters y Lange (2015) fue calibrado con datos cuyas presiones máximas corresponden a 3.5 kbar, siendo una presión menor a la obtenida para el flujo de lava VII con el método de dos piroxenos (4.4 kbar) y que fue empleada como un dato de entrada para el cálculo del agua con este modelo. Por lo tanto, estos factores pueden ser la razón de las discrepancias en el contenido

de H_2O en el flujo de lava VII. Por lo anterior, se considera que los resultados obtenidos mediante Putirka (2008) son los más precisos para este trabajo.

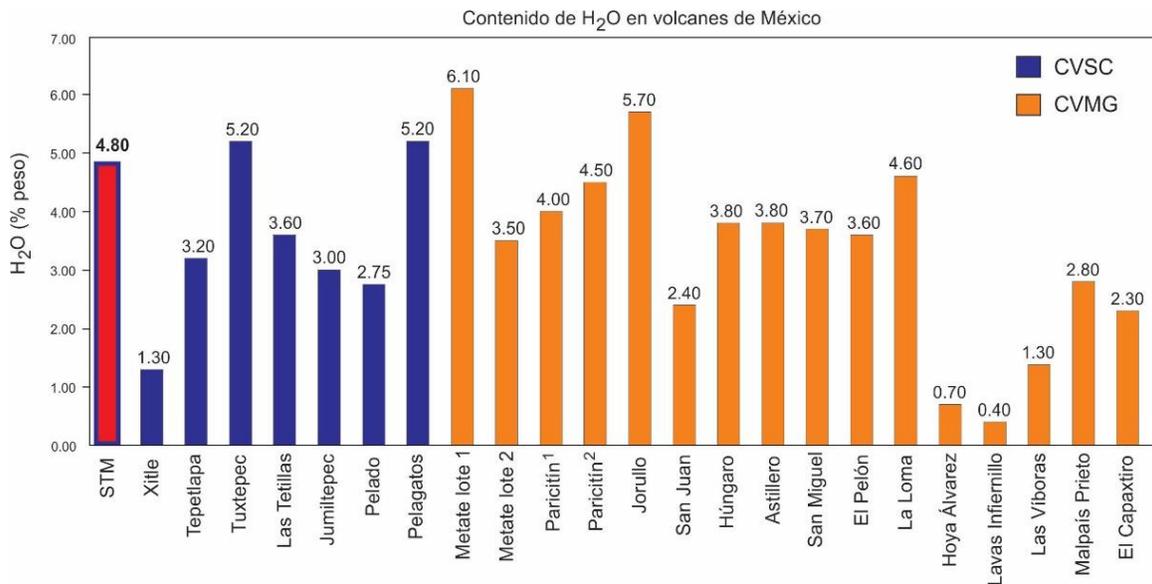


Figura 68. Gráfica de barras que muestra el contenido de H_2O en diferentes volcanes monogenéticos del centro de México. Particularmente, dentro de los Campos Volcánicos Sierra Chichinautzin (CVSC) y Michoacán-Guanajuato (CVMG). Las referencias de los datos de cada volcán se encuentran en la tabla 5.

En la figura 68, se muestra una comparación de datos de contenido de H_2O en diferentes volcanes monogenéticos del Campo Volcánico Sierra Chichinautzin (CVSC) y Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). Cabe destacar que el resultado obtenido en este trabajo es consistente con otros valores obtenidos en volcanes del CVSC como el cono Tuxtepec y Pelagatos o con el Metate, Jorullo, La Loma y Parícutín del CVMG, algunos de ellos incluso obtenidos mediante otra metodología como las inclusiones de vidrio (Tabla 5).

Tabla 5. Condiciones de presión, temperatura y H₂O para distintos volcanes

Volcán	P (kbar)	T (°C)	H₂O (% peso)	Mineralogía	Método	Fuente
STM	5.2	1006.00	4.80	Opx ± Cpx ± Pg	Higrómetro-pg	
Xitle	-	-	1.30	Ol ± Pg	I. Vidrio-ol	Cervantes y Wallace, 2003
Tepetlapa	-	-	3.20	-	I. Vidrio-ol	Cervantes y Wallace, 2003
Tuxtepec	-	-	5.20	-	I. Vidrio-ol	Cervantes y Wallace, 2003
Las Tetillas	-	-	3.60	-	I. Vidrio-ol	Cervantes y Wallace, 2003
Jumiltepec	-	-	3.00	-	I. Vidrio-ol	Cervantes y Wallace, 2003
Pelado	1.70	1175.00	2.75	Ol ± Pg ± Aug ± Hip	I. Vidrio-ol	Vázquez, A. 2017
Pelagatos	6.00	1200.00	5.20	Ol ± Cpx ± Pg	I. Vidrio-ol	Guilbaud <i>et al.</i> , 2009
Metate lote 1	6.10	972.00	6.10	Hbl ± Pg	Higrómetro-hbda	Chevrel <i>et al.</i> 2016
Metate lote 2	8.00	1176.00	3.50	Ol ± Opx ± Cpx ± Pg	Higrómetro-plg	Chevrel <i>et al.</i> 2016
Parícutín 1	2.45	1160.00	4.00	Ol ± Pg ± Cpx ± Opx	I. Vidrio-ol	Luhr, 2002
Parícutín 2	-	-	4.50	Ol ± Pg ± Cpx ± Opx	I. Vidrio-ol	Johnson <i>et al.</i> 2009
Jorullo	-	-	5.70	Pg ± Ol ± Cpx	I. Vidrio-ol	Johnson <i>et al.</i> 2009
San Juan	-	-	2.40	-	I. Vidrio-ol	Johnson <i>et al.</i> 2009
Húngaro	-	-	3.80	-	I. Vidrio-ol	Johnson <i>et al.</i> 2009
Astillero	-	-	3.80	-	I. Vidrio-ol	Johnson <i>et al.</i> 2009
San Miguel	-	-	3.70	-	I. Vidrio-ol	Johnson <i>et al.</i> 2009
El Pelón	-	-	3.60	-	I. Vidrio-ol	Johnson <i>et al.</i> 2009
La Loma	-	-	4.60	-	I. Vidrio-ol	Johnson <i>et al.</i> 2009
Hoya Álvarez	-	-	0.70	-	I. Vidrio-ol	Johnson <i>et al.</i> 2009
Lavas infernillo	8.00	1186.00	0.40	Ol ± Hip ± Aug ± Pg ± Hbl	Higrómetro-pg	Reyes, N (2020)
Malpaís Las Víboras	2.40	1017.20	1.38	Hip ± Aug ± Pg	Higrómetro-pg	Reyes, N. (2020)
Malpaís Prieto	4.60	1092.00	2.80	Opx ± Pg ± Opac	Higrómetro-pg	Reyes, N. (2020)
El Capaxtiro	5.00	1065.00	2.30	Hip ± Aug ± Pg	Higrómetro-pg	Reyes, N. (2020)

Ol=olivino; Aug=augita; Hip=hiperstena; Pg=plagioclasa; Cpx=clinopiroxeno; Opx=ortopiroxeno; I. Vidrio= inclusiones de vidrio

Clinopiroxeno-líquido

Recientemente, Neave y Putirka (2017) calibraron un barómetro de clinopiroxeno-líquido, con base en 113 experimentos con datos saturados en clinopiroxeno ± olivino ± plagioclasa ± ortopiroxeno ± espinela. Este modelo se basa en la incorporación de jadeíta dentro de clinopiroxeno, ya que la jadeíta es un mineral fuertemente dependiente de la presión (Putirka *et al.*, 1996)

El geobarómetro es aplicable para composiciones que van desde ultrabásicas a intermedias, en un rango de presiones de 0.001-20 kbar y temperaturas de 950-1400°C, así como para fundidos anhidros e hidratados. El barómetro está definido por la siguiente expresión:

$$P(\text{kbar}) = -26.27 + 39.16 \frac{T(k)}{10^4} \ln \left(\frac{X_{Jd}^{Cpx}}{X_{NaO_{0.5}}^{liq} X_{AlO_{1.5}}^{liq} (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right) - 4.22 \ln(X_{DiHd}^{Cpx}) \\ + 78.43 X_{AlO_{1.5}}^{liq} + 393.81 (X_{NaO_{0.5}}^{liq} X_{KO_{0.5}}^{liq})^2$$

Dado que el barómetro es dependiente de la temperatura, se puede combinar con un termómetro que sea dependiente de la presión. De acuerdo con Neave y Putirka (2017) el termómetro más preciso de clinopiroxeno-líquido está definido por la ecuación 33 de Putirka (2008):

$$\frac{10^4}{T(K)} = 7.53 - 0.14 \ln \left(\frac{X_{Jd}^{Cpx} X_{CaO}^{liq} X_{Fm}^{liq}}{X_{DiHd}^{Cpx} X_{Na}^{liq} X_{Al}^{liq}} \right) + 0.07 (H_2O^{liq}) - 14.9 (X_{CaO}^{liq} X_{SiO_2}^{liq}) \\ - 0.08 \ln(X_{TiO_2}^{liq}) \\ - 3.62 (X_{NaO_{0.5}}^{liq} + X_{KO_{0.5}}^{liq}) - 1.1 (\#MgO^{liq}) - 0.18 \ln(X_{EnFs}^{Cpx}) - 0.027 P(\text{kbar})$$

Para el flujo de lava III, los resultados en los centros de cristales despliegan una presión de 4.6 ± 1.0 kbar (~ 17.3 km) y una temperatura de 932 ± 6 °C, valores parecidos a los obtenidos con el geotermobarómetro de dos piroxenos. En los bordes se calculó una temperatura de 929 ± 4 °C y una presión de 4.3 ± 0.6 kbar

(~16.2 km). Al aplicar las fórmulas a los datos de clinopiroxeno-vidrio para el flujo de lava VII, no se obtuvieron condiciones de presión y temperatura coherentes por lo que fueron descartados.

Las condiciones de P y T calculadas con clinopiroxeno-líquido son ligeramente inferiores a las obtenidas con el método de dos piroxenos (Tabla 4). Es posible que estas discrepancias se deban a dos factores: el primero es que de acuerdo con las observaciones petrográficas los clinopiroxenos cristalizaron después de los ortopiroxenos. Esto es evidenciado porque los cristales de ortopiroxeno presentan un sobrecrecimiento en los bordes de cristales de clinopiroxeno. Así mismo, los cristales de clinopiroxeno generalmente no muestran texturas de disequilibrio, mientras que los cristales de ortopiroxeno, frecuentemente presentan bahías de disolución y bordes corridos, que sugieren un disequilibrio con las etapas finales del magma mientras, que los clinopiroxenos probablemente eran estables. La segunda razón, y tal vez la más importante, es que los pares de cristal-líquido empleados no se encuentren en equilibrio (Fig. 69).

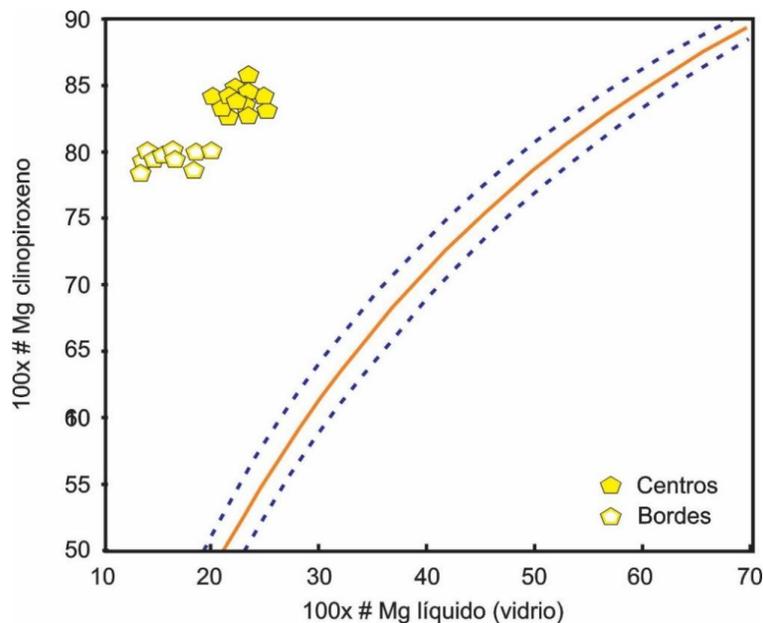


Figura 69. Diagrama de equilibrio para el modelo de clinopiroxeno-líquido. $K_d(Fe-Mg) = 0.28 \pm 0.08$. Se observa que los datos de clinopiroxenos del flujo de lava III (sur) no se encuentran en equilibrio con el líquido residual. Los datos del flujo de lava VII no se consideraron porque arrojaron errores grandes en los resultados.

Neave y Putirka (2017) proponen que los datos a menudo están en desequilibrio porque los clinopiroxenos pueden ser muy primitivos para estar en equilibrio con las etapas finales del líquido residual (vidrio). Además, el magma pudo haber presentado procesos de mezcla (o contaminación) provocando un cambio en la composición original. A pesar de eso, los autores también mencionan que si la suma de todos los componentes (DiHd: Dióxido + Hendenbergita, EnFs: Enstatita + Ferrosilita, CaTS: Ca-Tschermakita, Jd: Jadeíta, CaTi: $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$) arroja un valor cercano a 1, se puede inferir que los datos están en equilibrio (Putirka *et al.*, 2003; Neave y Putirka, 2017). En ese sentido, todos los datos empleados en este método sí cumplen con ese requerimiento.

Sin embargo, dado que el método de dos piroxenos considera el equilibrio entre cristal-cristal (clinopiroxeno-ortopiroxeno) y todos los datos considerados se encuentran en equilibrio, se asume que las condiciones obtenidas por el método de dos piroxenos son más robustas para las etapas iniciales del magma (Fig. 70; Tabla 4).

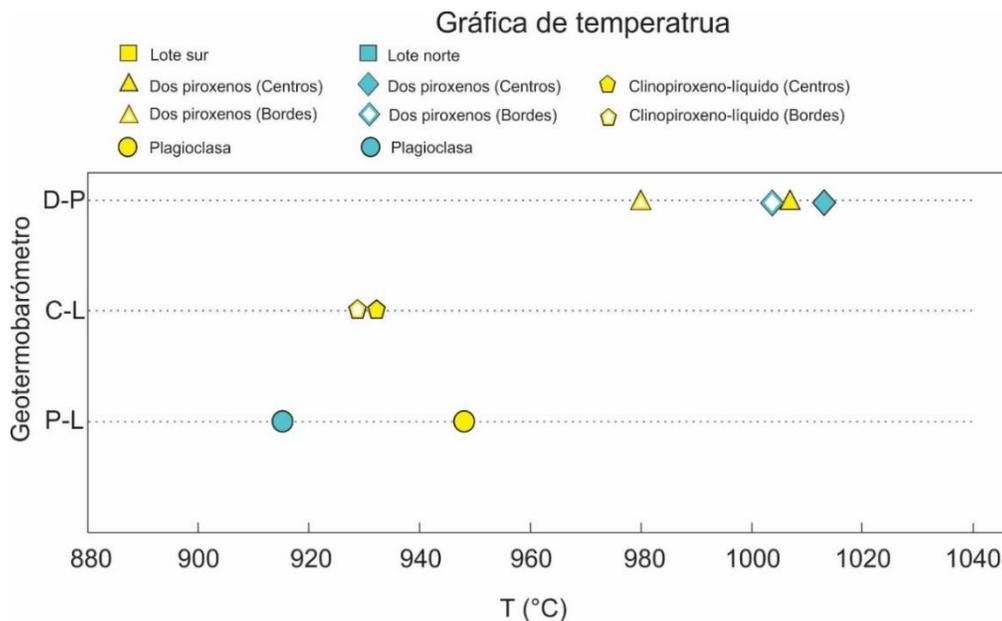


Figura 70. Gráfica de temperaturas calculadas con los diferentes geotermómetros. Se observa que el lote de magma-2 (norte) tiene un rango ligeramente mayor que el lote de magma 1 (sur). D-P: Dos piroxenos, C-L: Clinopiroxeno-líquido, P-L: Plagioclasa-líquido.

El método de clinopiroxeno-líquido (Neave y Putirka, 2017) también se aplicó a cristales de clinopiroxeno que conforman las coronas de reacción (Fig. 71 B, C, D). Por desgracia, la mayoría de los cristales no se encontraron en equilibrio, sólo algunos que arrojaron una temperatura de 912 ± 15 °C y una presión de 2.76 ± 1.0 kbar (~ 10.1 km; Tabla 4).

Como ya se mencionó anteriormente, estas coronas han sido observadas en otras rocas del CVSC alrededor de xenocristales de cuarzo (Fig. 71 E y F), pero en las rocas de STM todas estas coronas presentan un hueco en el centro, sin rastro de algún tipo de xenocristal. Aun así, es claro que estos cristales de clinopiroxeno nuclearon como resultado de una reacción entre el magma y un componente externo (xenocristal).

Por ello, lo más probable es que si estos xenocristales fueron de cuarzo o fases de baja temperatura, se pudieron haber disuelto por completo debido a la alta temperatura del magma STM ($1006 - 1013$ °C temperatura calculada en los centros de los cristales de piroxeno).

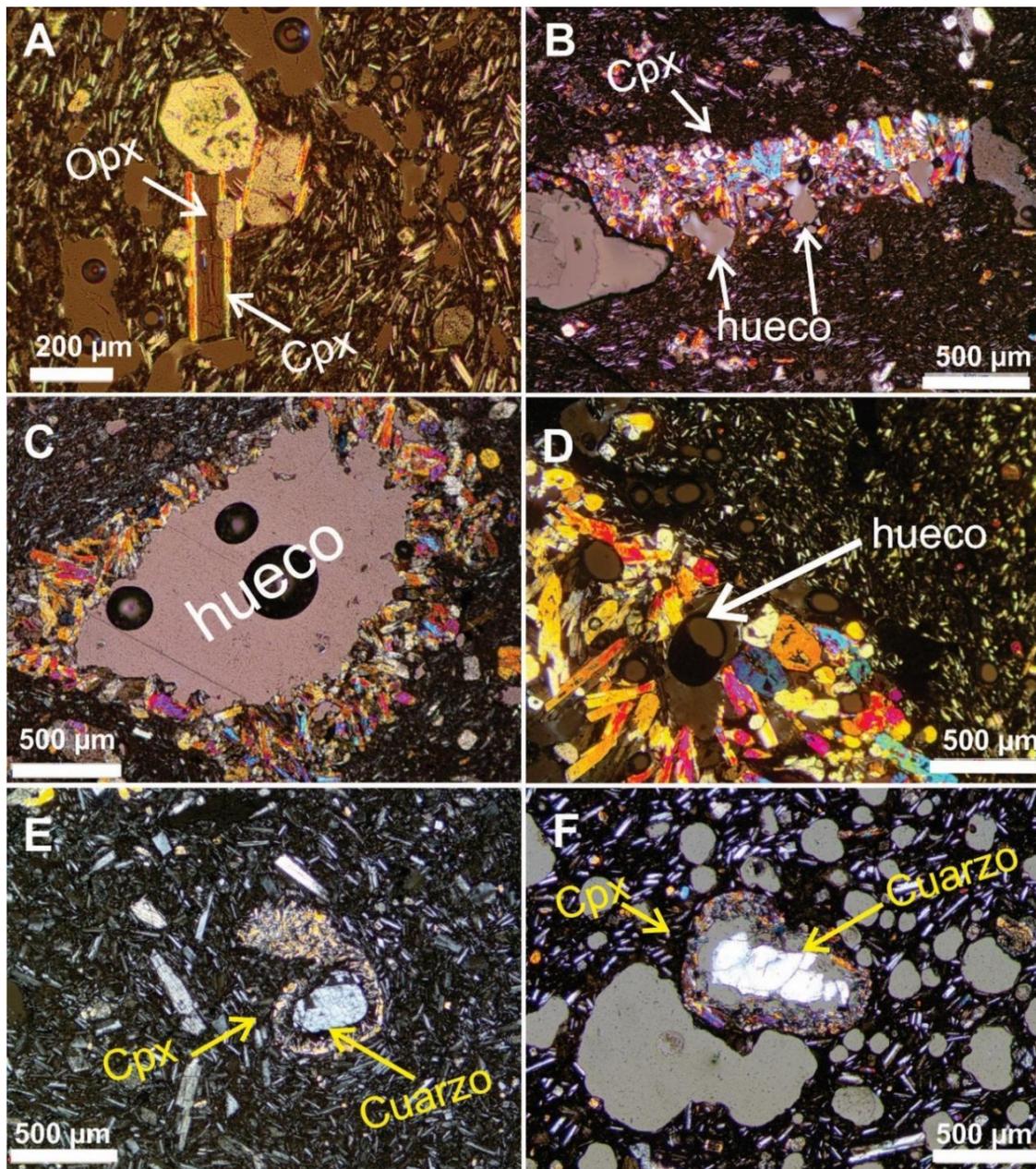


Figura 71. Microfotografías tomadas con el microscopio petrográfico. A) Cristales de ortopiroxeno con sobrecrecimiento en los bordes de clinopiroxeno (lámina STM-1904-B). B) Aglomerado de cristales de clinopiroxeno (lámina STM-1906) muy similar a las coronas de reacción observada en otras rocas de las lavas STM, resaltan unos huecos subredondeados con fragmentos de vidrio de color café claro, probablemente debido a la fusión de fases de baja temperatura. C) Corona de reacción constituida por cristales de clinopiroxeno (lámina STM-1901), resalta que el centro de la corona está vacío, a diferencia de algunas coronas encontradas en otras rocas del CVSC que se encuentran rodeando cristales de cuarzo. D) Aglomerado de cristales de clinopiroxeno, se observa que también hay un hueco con forma subredondeada donde probablemente hubo un xenocristal (lámina STM-1903). E y F láminas delgadas tomadas de Meza (2020). Ambas son muestras de lava del cono Tezontepec en el CVSC. En ambas microfotografías se observan xenocristales de cuarzo rodeados por una corona constituida por cristales de clinopiroxeno.

En la figura 72 se graficaron las condiciones de P y T calculadas con los geotermómetros y geobarómetros mencionados. Resalta que los datos correspondientes con el flujo de lava III (sur) registra un intervalo de 4.3-5.2 kbar y de 929-1006 °C. Mientras que el flujo de lava VII tiene un solo intervalo de presión restringido a 4.4 kbar, con un intervalo corto en temperatura de 1004-1013 °C (Tabla 4).

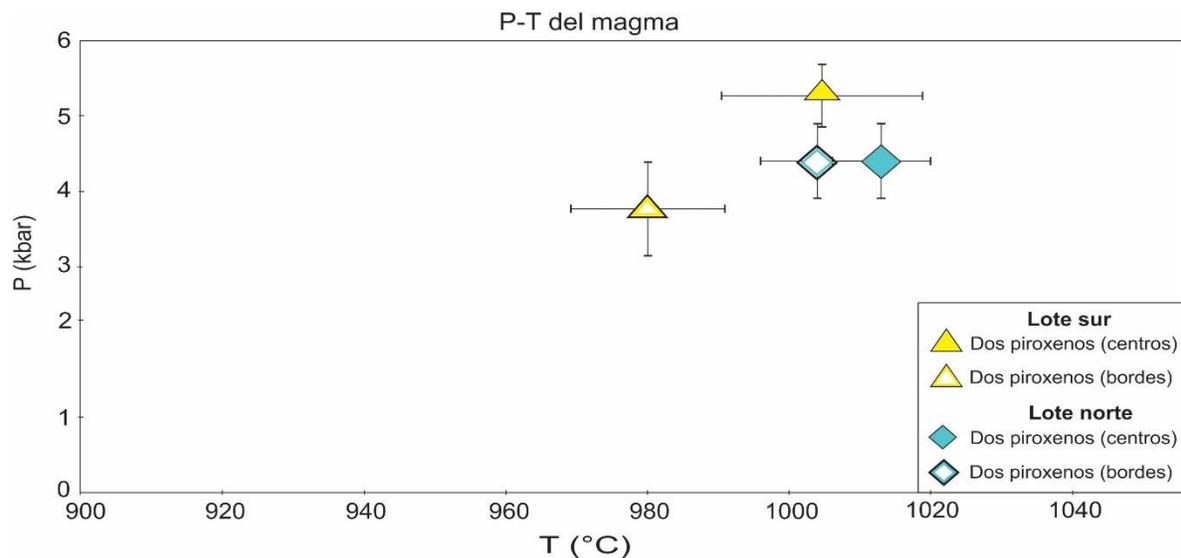


Figura 72. Diagrama de presión y temperatura calculados con los distintos geotermobarómetros. Los símbolos de color amarillo son datos del flujo de lava III (sur), mientras que los símbolos de color azul representan los datos del flujo de lava VII (norte).

7.2 Modelo Eruptivo

Empleando los resultados de los geotermobarómetros se calcularon las profundidades del magma con la ecuación de la presión litostática.

$$P_m = \rho gh$$

Donde P_m es la presión del reservorio, ρ es la densidad promedio de las rocas sobre el reservorio o lote de magma (en este trabajo se consideró una densidad promedio de la corteza superior de 2700 kgm^{-3} ; Roberge *et al.*, 2009), g es la aceleración

gravitatoria de 9.807 ms^{-2} y h es la profundidad de emplazamiento (m) siendo equivalente al espesor de las rocas sobreyacentes (Jaupart, 2000; Gill, 2010).

El cono Santa Martha fue alimentado por un magma generado en la cuña del manto, que se estacionó dentro de la corteza y cristalizó piroxenos. Este magma se encontraba a una profundidad de 19 km (5.2 ± 0.4 kbar) con una temperatura de $1006 \pm 17^\circ\text{C}$ (condiciones calculadas en los centros de los piroxenos; Fig. 73-1). Posteriormente, este magma se separó en dos lotes, uno de los lotes ascendió hasta una profundidad de 13.9 km (3.7 ± 0.6 kbar) en donde continuaron creciendo los cristales de piroxeno a una temperatura de $980 \pm 13^\circ\text{C}$ (valores calculados en los bordes de los cristales; Fig. 73-2). Desde esta profundidad el magma ascendió hasta la superficie con un contenido de H_2O de $4.8 \pm 1.6\%$ en peso y con la disminución de la temperatura inició la cristalización de plagioclasa a $948 \pm 28^\circ\text{C}$, posiblemente también como un evento previo a la erupción que produjo a los flujos de lava del sector sur (FLS: I, II, III) (Fig. 73-3).

El segundo lote que magma se estacionó a 16.6 km (4.4 ± 0.5 kbar), en donde cristalizaron piroxenos a una temperatura de $1013\text{-}1004 \pm 8^\circ\text{C}$ (condiciones calculadas en centros y bordes de los cristales; Fig. 73-2, 3). Es probable que este magma haya hecho erupción en un tiempo diferente, separado por un tiempo considerable (meses o años). Así mismo, se trató de un magma que ascendió hacia la superficie por otro conducto y se encontraba más somero y más desgasificado con un contenido de H_2O de $4.0 \pm 1.5\%$ en peso (Fig. 73-2, 3). La temperatura, obtenida de los cristales de plagioclasa indica que estos cristalizaron a una temperatura de $915 \pm 27^\circ\text{C}$ por lo que es posible que igualmente se hayan formado momentos antes de la erupción, cuando el magma ascendió hacia la superficie y originó a los flujos de lava del sector norte (IV, V, VI, VII, VIII; Fig. 73-4).

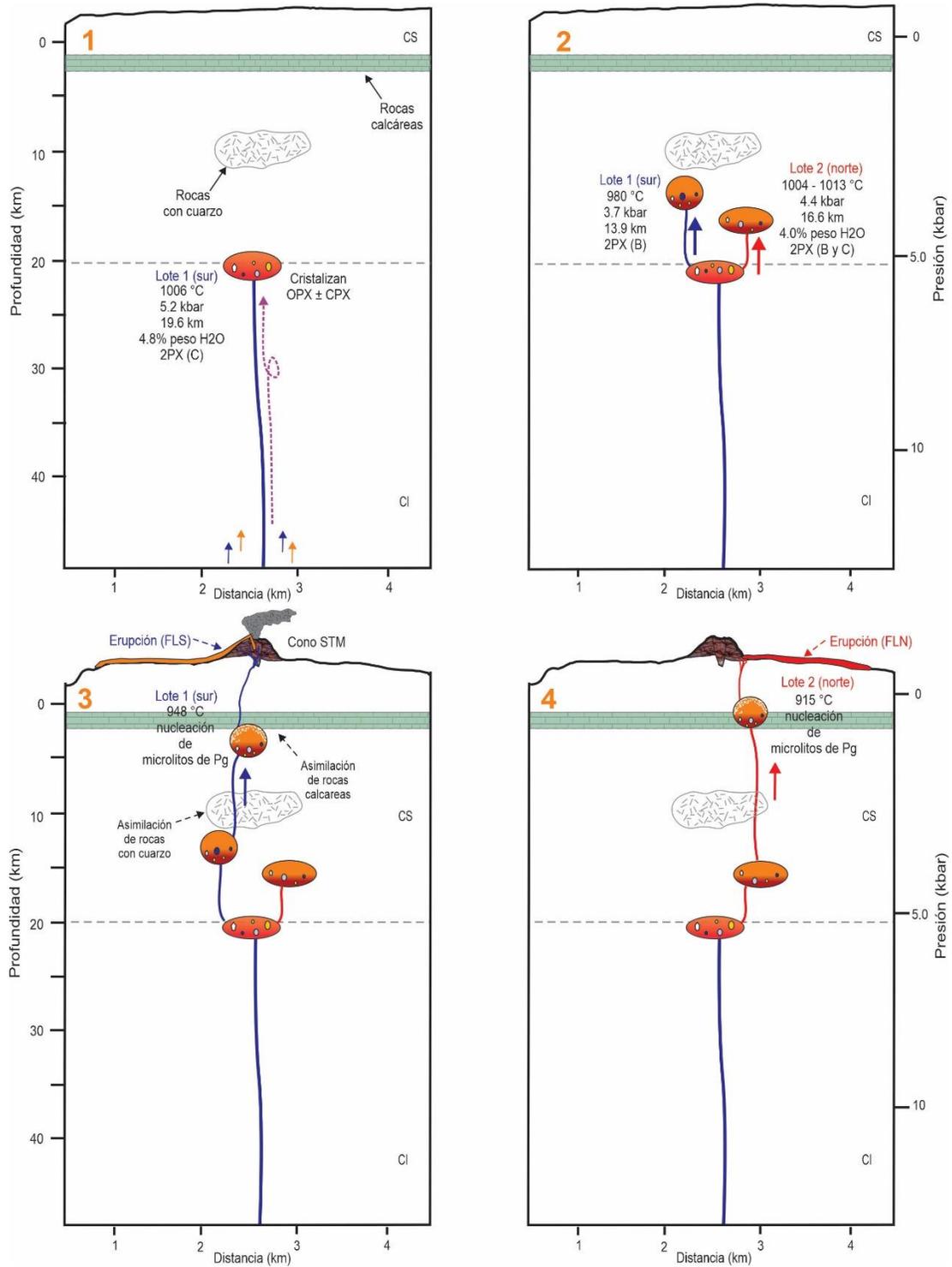


Figura 73. Modelo esquemático para el magma (flujos de lava sur y norte). Así mismo, se muestra la secuencia de ascenso del magma y las profundidades en las que se encontraba, de acuerdo con los resultados de geotermobarometría. El Recuadro verde representa la posible profundidad de rocas carbonatadas del basamento cuya evidencia fue el xenolito de skarn encontrado en un flujo de lava del sur (STM-1904B) (modificado de Murcia et al. 2019).

En ambos lotes de magma se observa que hubo procesos de asimilación de la corteza evidenciado por xenolitos y coronas de reacción constituidas de cristales de clinopiroxeno. Sin embargo, solamente en el lote de magma sur se logró determinar la profundidad de las rocas asimiladas, las cuales son ricas en cuarzo y se encuentran a una profundidad cercana a los ~10 km. Esto con base en los resultados obtenidos al aplicar el geotermobarómetro de clinopiroxeno-líquido en los cristales que constituyen las coronas de reacción.

7.3 Viscosidad

La viscosidad de un magma es una de las propiedades físicas más importantes, ya que controla procesos como el transporte, la cristalización y el comportamiento explosivo o efusivo de una erupción (Russell *et al.*, 2002; Giordano y Dingwell, 2003a).

Se han propuesto algunos modelos para calcular la viscosidad de fundidos silicatados (η_{liq}), aunque calibrados con una base de datos limitada (menos de 2600 experimentos) y la mayoría a altas temperaturas (Shaw, 1968; Bottinga y Weill, 1972; Russell *et al.*, 2002). Con base en estos primeros modelos, se determinó que la viscosidad posee una dependencia de la temperatura de tipo Arrhenius, es decir que la relación $\log(\eta)$ vs $1/T$, describe un comportamiento lineal (Shaw, 1968; Bottinga y Weill, 1972).

El desarrollo de modelos más robustos (Hess y Dingwell, 1996; Giordano y Dingwell, 2003b) han permitido visualizar que la viscosidad de los fundidos silicatados, en realidad describe un comportamiento no-Arrhenius (Dingwell *et al.*, 2004) por lo tanto, los modelos previos tienen un error importante cuando se calculan valores de viscosidad para bajas temperaturas (Giordano y Dingwell, 2003b).

El modelo de Giordano *et al.* (2008) es multicomponente y se basa en múltiples mediciones experimentales que abarcan un rango amplio de temperaturas y composiciones, incluyendo componentes volátiles como el H_2O y F . Para esto, se

utilizaron 1774 experimentos (Giordano *et al.*, 2008) y la viscosidad fue calculada mediante la ecuación de Vogel-Tammann-Fulcher (VTF; Vogel, 1921; Fulcher, 1925; Tammann *et al.*, 1926; Giordano *et al.*, 2008).

$$\log \eta = \left(A + \frac{B}{T(K) - C} \right)$$

El modelo acomoda el efecto de la composición a través de parámetros empíricos denominados “modificadores de estructuras o redes” (Giordano y Dingwell, 2003b; Dingwell *et al.*, 2004). La ecuación de VTF introduce tres parámetros ajustables que dependen de la composición (Russell *et al.*, 2002), donde A es el “factor de cambio” y representa la viscosidad en el valor límite de alta temperatura (infinita), B es la pseudo-energía de activación y C es la temperatura absoluta (Russell *et al.*, 2002; Giordano *et al.*, 2004; Giordano *et al.*, 2008). Así mismo, los parámetros B y C son expresados como ensambles lineales que comprenden diferentes combinaciones de los componentes de óxidos mayores (Giordano *et al.*, 2008) y están definidos por:

$$B = \sum_{i=1}^7 [b_i M_i] + \sum_{j=1}^3 [b_{1j} (M_{11j} M_{21j})]$$

$$C = \sum_{i=1}^6 [c_i N_i] + [c_{11} (N_{11} N_{21})]$$

donde M_s y N_s son combinaciones de componentes calculados en porcentaje molar (Tabla 6). Este novedoso modelo incluye diez coeficientes en el parámetro B y siete coeficientes para el parámetro C, todos los coeficientes son dependientes de la composición y además dos de los coeficientes involucran el logaritmo del contenido de volátiles (Giordano *et al.*, 2008).

Tabla 6. Coeficientes para calcular los parámetros B y C a partir de la composición del fundido expresada en % molar de los componentes

Coeficientes	Comp. Óxidos	Valores	Coeficientes	Comp. Óxidos	Valores
b1	SiO ₂ + TiO ₂	159.6 (7)	c1	SiO ₂	2.75 (0.4)
b2	Al ₂ O ₃	-173.3 (22)	c2	TA (c)	15.7 (1.6)
b3	FeO(T) + MnO + P ₂ O ₃	72.1 (14)	c3	FM (d)	8.3 (0.5)
b4	MgO	75.7 (13)	c4	CaO	10.2 (0.7)
b5	CaO	-39.0 (9)	c5	NK (e)	-12.3 (1.3)
b6	Na ₂ O + V (b)	-84.1 (13)	c6	Ln (1 + V)	-99.5 (4)
b7	V + Ln (1 + H ₂ O)	141.5 (19)	c11	(Al ₂ O ₃ + FM + CaO - P ₂ O ₅) *(NK + V)	0.30 (0.04)
b11	(SiO ₂ + TiO ₂) *(FM)	-2.43 (0.3)			
b12	(SiO ₂ + TA + P ₂ O ₅) *(NK + H ₂ O)	-0.91 (0.3)			
b13	(Al ₂ O ₃) *(NK)	17.6 (1.8)			

(a) Los números en paréntesis indican el 95% de los límites de confianza en valores de los coeficientes del modelo

(b) Suma de H₂O + F₂O-1

(c) Sum de TiO₂ + Al₂O₃

(d) Suma de FeO(T) + MnO + MgO

(e) Suma de Na₂O + K₂O

Para el cálculo de la viscosidad de los magmas STM se emplearon las condiciones de temperatura más altas que se calcularon en este trabajo con el método de dos piroxenos (Ver Tabla 4). También se empleó el contenido de H₂O calculado con el higrómetro de Putirka (2008) debido a que el contenido de agua calculado en ambos lotes de magma (flujos de lava sur y norte) es consistente (ver Tabla 4).

Estas condiciones se interpolaron a los otros flujos de lava de los mismos sectores, con el objetivo de calcular la viscosidad del magma que alimentó a las diferentes unidades de lava. De modo que las condiciones de *T* y H₂O del flujo de lava III se emplearon también para calcular la viscosidad del magma que alimentó a los flujos

de lava I, II y las condiciones del flujo de lava VII se emplearon también para la magma que alimentó al flujo de lava VI (Fig. 74).

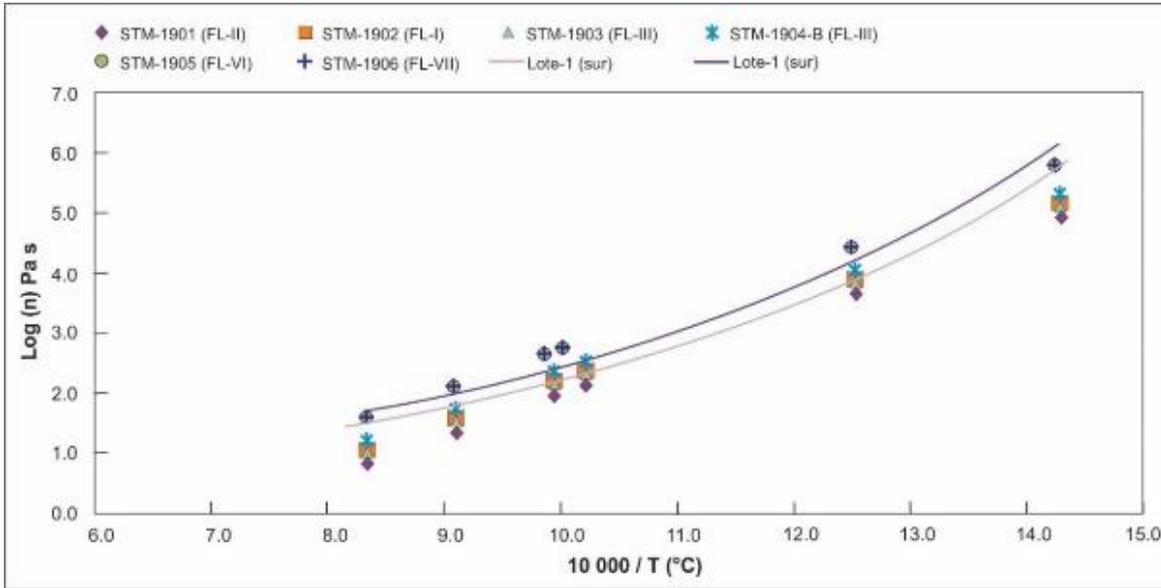


Figura 74. Gráfica de viscosidad vs temperatura. Se observa el comportamiento de la viscosidad para ambos lotes de magma. Como era de esperarse, los valores de viscosidad son menores a mayor temperatura, siendo las lavas del sur las que registran menor viscosidad en comparación con los del norte. También se representan las líneas de tendencia de los datos, los cuales describen claramente un comportamiento no Arrhenius como los postuló Dingwell et al. (2004). Las letras FL representan las muestras en los diferentes flujos de lava.

Los valores de viscosidad (η_{liq}) obtenidos para el fundido que alimentó a los flujos de lava sur fue de $10^{2.37}$ Pa s ($4.8 H_2O$, $1006 \text{ }^\circ\text{C}$) y la viscosidad del fundido que alimentó a los flujos de lava norte fue mayor con un valor de $10^{2.55}$ Pa s ($4.0 H_2O$, $1013 \text{ }^\circ\text{C}$).

Cabe señalar, que por definición el magma es una “masa silicatada” con cristales suspendidos y burbujas en una matriz fundida, por lo que, si la fracción de cristales incrementa, la viscosidad relativa a los cristales (η_r) y la viscosidad del fundido (η_{liq}) también tenderá a incrementar (Spera, 2000; Takeuchi, 2011; Lesher y Spera, 2015). Esto se puede apreciar en la siguiente ecuación:

$$\eta_{mezcla} = \eta_r \eta_{liq} \quad (1)$$

Es por ello que para calcular la viscosidad relativa a la fracción sólida (cristales) se empleó la ecuación de Krieger y Dougherty (1959) quienes consideran el efecto de la viscosidad con base en el empaquetamiento de las partículas sólidas y su volumen en la porción fundida (Müller *et al.*, 2010):

$$\eta_r = \left(1 - \frac{\varphi}{\varphi_m}\right)^{-B\varphi_m} \quad (2)$$

Donde η_r es la viscosidad relativa al contenido de cristales, φ el volumen de cristales en el fundido, φ_m es la “fracción máxima de empaquetamiento” es decir, la fracción de volumen donde ya no se pueden acomodar más partículas, y B es el coeficiente de Einstein.

Para emplear la ecuación 2, se consideró una familia de cristales conformada por “esferas” de clinopiroxeno y ortopiroxeno con su respectiva fracción de volumen en el fundido (Takeuchi, 2011; Chevrel *et al.*, 2016; Reyes, 2020; Ramírez-Uribe *et al.*, 2022) y los parámetros calculados por Müller *et al.* (2010) cuyos valores son de $\varphi=0.641$ y $B= 3.27$ para partículas esféricas. Los resultados de la viscosidad relativa a los cristales se encuentran en el anexo VI.

Es importante señalar que sólo se consideraron los cristales de piroxeno para calcular la viscosidad relativa (η_r). Ya que, con base en los resultados de la geotermobarometría, los microfenocristales y microlitos de plagioclasa cristalizaron a menores temperaturas que los piroxenos (948° en el flujo de lava sur y 915°C en el flujo de lava norte, temperaturas calculadas con termómetro de plagioclasa de Putirka, 2008). Por lo tanto, si existían algunos microfenocristales o microlitos de plagioclasa entre 1006-1013°C no debieron influir de manera importante en la viscosidad relativa. Sin embargo, no se descarta que hayan existido microlitos de plagioclasa en el reservorio magmático antes de la descompresión como se han reconocido en volcanes poligenéticos como en el Monte Pelée (Martel *et al.*, 2000) pero lo más posible es que la gran mayoría hayan nucleado durante la

descompresión antes de la erupción y a medida que el magma se enfriaba después de la erupción (Couch *et al.*, 2003; Andrews y Befus, 2020).

De esta manera, la viscosidad del magma como una mezcla de fundido + cristales fue calculada mediante la ecuación 1, con la que se obtuvo una viscosidad de $10^{2.61}$ Pa s para el magma que alimentó a los flujos de lava sur y una viscosidad mayor de $10^{2.70}$ Pa s para el magma que alimentó a los flujos de lava norte (Anexo VI).

Estos valores de viscosidad son consistentes, ya que se han observado que los magmas andesíticos en particular tienen un rango amplio de viscosidades que va de 10^2 - 10^7 Pa s (Anexo VII; Takeuchi, 2011), debido a un rango amplio en el contenido de fenocristales de 0 (fundido andesítico libre de fenocristales) a 50% (50% de fundido riolítico + 50% fenocristales) (Takeuchi, 2011).

En la figura 75, se muestran algunos valores de viscosidad de magmas en diferentes volcanes del mundo (Anexo VII). También se observa que existe una ligera tendencia negativa de la viscosidad a medida que aumenta el contenido de agua (incluyendo los magmas de STM), esto tiene sentido pues el agua es un despolimerizador. Una excepción son los productos del cerro Pelagatos que posee contrastantes valores de viscosidad con contenidos de agua similares, pero la alta viscosidad se debe al alto grado de cristalinidad que pudo experimentar el magma (Guilbaud *et al.*, 2009). Igualmente resalta que la viscosidad del magma STM es relativamente baja entre los magmas andesíticos, probablemente también por el alto contenido de agua. Finalmente, la viscosidad del magma de STM es muy similar al del volcán Pelagatos (andesítico basáltico), El Metate (andesítico), Infiernillo (andesítico) y Capaxtiro (andesítico) siendo todos volcanes monogenéticos.

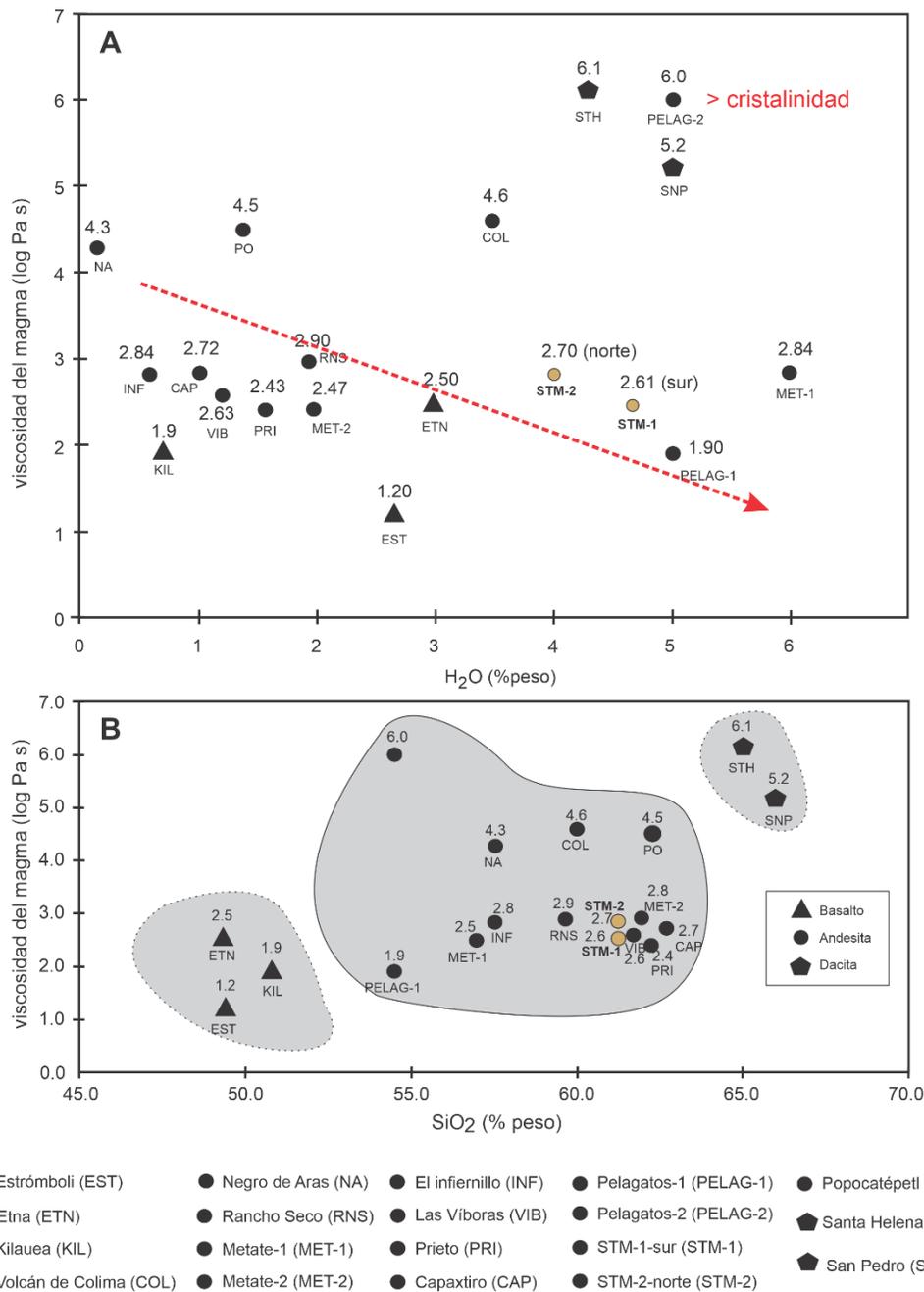


Figura 75. A. Gráfica de viscosidad vs contenido de agua. B. Gráfica de viscosidad vs contenido de sílice. A Se observa que la viscosidad tiene un comportamiento independiente en relación con el contenido de agua, entre volcanes monogenéticos y volcanes poligenético, a pesar de no ser una excelente comparación. B En cambio, el contenido de sílice tiene un efecto más importante en la viscosidad, ya que los volcanes con composiciones similares tienden a tener viscosidades equivalentes, como se observa en los basaltos y dacitas. Sin embargo, resalta que el grupo de andesitas es ampliamente variable según su rango de viscosidad. Por lo tanto, el contenido de sílice y la cristalinidad tienen un efecto más importante en la viscosidad que el contenido de agua. Así mismo, las viscosidades del cono STM (2.6-2.7 Pa s) son muy similares con otros volcanes monogenéticos como El Pelagatos, Rancho Seco, El Infiernillo o las lavas del CV(CV) Negro de Aras. Los datos y referencias de cada trabajo están en el Anexo VII.

7.4 Génesis de magmas

En el capítulo I, se describió de una manera breve el proceso de generación de magmas en márgenes convergentes. Está claro que la zona de subducción puede ser vista como una fábrica donde las materias primas principales son el *slab* y el manto debajo del arco volcánico. Por esta razón, es conveniente centrar una mayor atención en la información que podemos adquirir a partir de la composición química de las rocas de STM, el manto que se encuentra por debajo del CVSC y la estructura del *slab* que subduce en México.

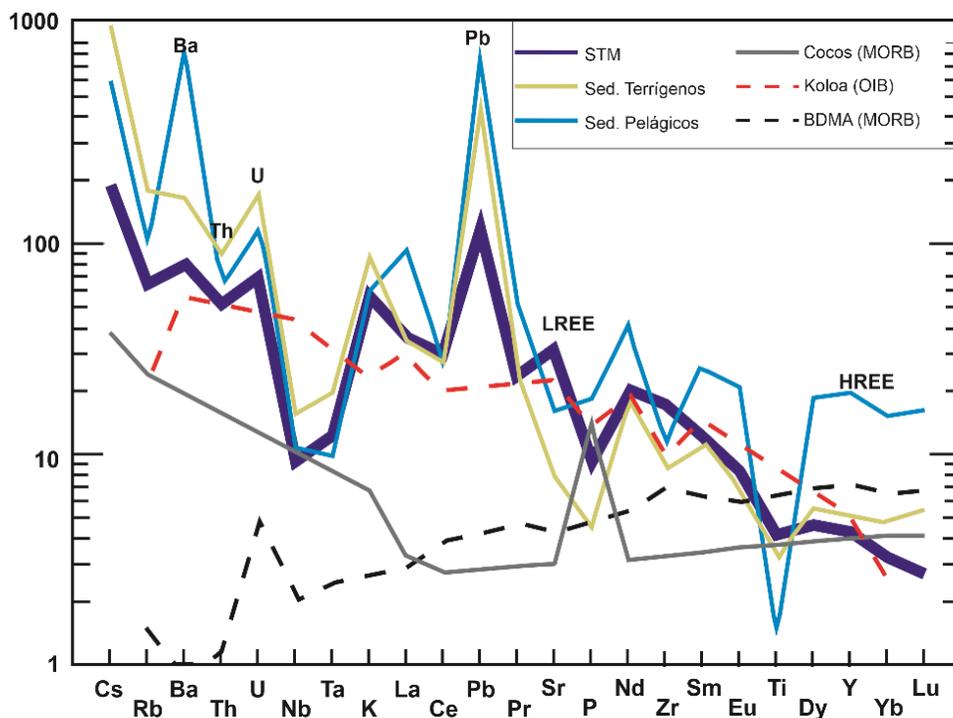


Figura 76. Diagrama multielemental normalizado con los valores del manto primitivo de Sun y McDonoughm (1989). En el diagrama se representan las concentraciones de elementos traza en los sedimentos oceánicos y corteza basáltica que subducen en la TM. Datos de los sedimentos y placa de Cocos (Verma, 2000; LaGatta, 2003); Koloa (Maaloe et al., 1992 en Gill, 2010); Basalto de Dorsal Meso-Atlántico (BDMA; LaGatta, 2003).

Así mismo, en el capítulo III, también se describieron algunas características petrológicas de los sedimentos y la corteza oceánica que subducen por debajo de México. En la figura 76 podemos observar la composición química de estas secuencias, donde se observa que los sedimentos terrígenos poseen relativamente altas concentraciones de LILE (Rb, Cs, Li, U, K) y bajas concentraciones de REE (LaGatta, 2003). Mientras que los sedimentos pelágicos están enriquecidos en algunos elementos traza en comparación con los sedimentos terrígenos, en especial en Ba, Pb, Sr y REE (Fig.77; LaGatta, 2003; Mori, 2007). Por ejemplo, la unidad pelágica posee concentraciones de Ba: 5716 ppm, mientras que los sedimentos terrígenos alcanzan 1154 ppm (LaGatta, 2003).

Las rocas del cono Santa Martha muestran en el diagrama de multielementos normalizado con los valores del manto primitivo (Fig. 76), un enriquecimiento importante en LILE (Rb, Cs, Ba, K, Sr), Pb y algunos LREE (La, Ce, Pr), así como bajas concentraciones de HFSE (Nb, Ta, Ti) y HREE (Dy, Y, Yb, Lu), con anomalías negativas de Nb y Ta. Este comportamiento es comúnmente referido como un “patrón típico de arco volcánico continental” (Pearce, 1983; Tatsumi *et al.*, 1986; Zheng, 2019).

El paradigma actual que busca explicar el magmatismo en márgenes convergentes, propone que a medida que el *slab* subduce hacia la cuña del manto, la presión y la temperatura comienzan a incrementar bajo condiciones de metamorfismo. Esto genera que la estabilidad de los minerales hidratados en el *slab* sea rebasada y se liberen fluidos acuosos, primero de los sedimentos y después de la corteza basáltica, los cuales metasomatizan y enriquecen a la cuña del manto en elementos incompatibles (Pearce, 1982; Pearce, 1983; Tatsumi *et al.*, 1986; Saunders *et al.*, 1991; Perfit y Davidson, 1999; LaGatta, 2003; Zheng, 2019; Xu *et al.*, 2020). Dichos fluidos acuosos ascienden a la cuña del manto a través de los bordes de los cristales del manto, fracturas o en forma de diapiros (Spandler y Pirard, 2013 citado en Xu *et al.*, 2020). De esta manera, la liberación de fluidos y la introducción de un *slab* frío dentro de la cuña del manto, baja las isothermas del *solidus* de las peridotitas del

manto, provocando su fusión parcial y la generación de magmas (Fig. 77; LaGatta, 2003).

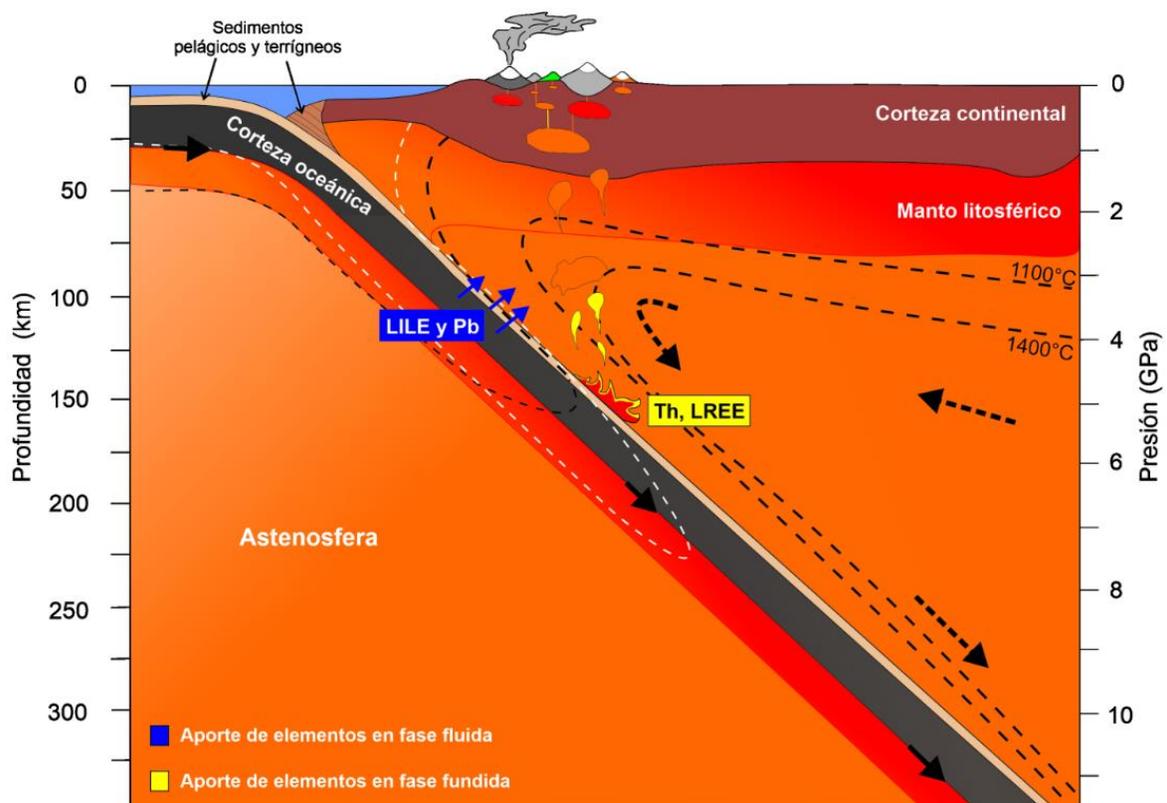


Figura 77. Representación de la cuña del manto y el proceso de deshidratación del slab. Además, se muestra la transferencia de elementos móviles en fluidos a la cuña del manto. (Tomado y modificado de Xu et al., 2020).

Este proceso explica los enriquecimientos observados en las rocas del cono Santa Martha, ya que los fluidos acuosos que provienen del slab transportan preferencialmente LILE (Rb, Cs, Ba, K, Sr) y Pb (Saunders et al., 1980; Pearce, 1983; Gill, 1981 en Saunders 1991; Zheng, 2019). Por lo tanto, se puede concluir que la alta movilidad de estos elementos en fluidos acuosos enriqueció a la cuña del manto en donde los magmas STM fueron generados (Saunders et al., 1980; Pearce, 1983).

En los diagramas de multielementos, se aprecia que las rocas STM también exhiben un enriquecimiento importante en Pb (Fig. 63 y 77). Este elemento es altamente soluble en fluidos acuosos (Zheng, 2019) y se encuentra enriquecido en los sedimentos pelágicos y terrígenos con valores promedio de 30-50 ppm, a diferencia de la corteza oceánica y continental que apenas alcanzan concentraciones de 0.5 y 10 ppm, respectivamente (Sun y McDonough, 1989; Rudnick y Fountain, 1995 citado en LaGatta, 2003).

Por lo tanto, es probable que las altas contribuciones de Pb en las rocas del cono STM, también hayan sido controladas por la adición de fluidos derivados de la cubierta sedimentaria del slab (Gómez-Tuena et al., 2003; Schaaf *et al.*, 2005; Zheng, 2019), aunque vale la pena señalar que las rocas STM no exhiben una anomalía de Pb tan pronunciada en comparación con las otras rocas estudiadas en este trabajo (Fig. 63 Capítulo V: Geoquímica).

Las rocas del cono STM también muestran enriquecimientos importantes en Th y LREE, los cuales se consideran como elementos inmóviles en fluidos acuosos (Brennan *et al.*, 1995; Plank y Langmuir, 1998 en Gómez-Tuena *et al.*, 2003). Sin embargo, los experimentos de Johnson y Plank (1999 en Gómez-Tuena *et al.*, 2003) han demostrado que conforme el slab subduce hacia el manto y las condiciones de temperatura incrementan, los sedimentos oceánicos pueden llegar a fundirse, transfiriendo fundidos que enriquecen a la cuña de manto en estos elementos.

Para comprobar si la fuente del manto en donde se generaron los magmas de las rocas STM fue afectada por fluidos y/o fundidos provenientes de los sedimentos del slab, se construyó la gráfica: Th/Nb vs Ba/Nb. Esta gráfica describe el comportamiento de Ba que es considerado un elemento altamente móvil en fluidos acuosos, mientras que Th es un elemento inmóvil en fluidos acuosos pero móvil en fundidos, ambos elementos están normalizados por Nb debido a que este elemento no es fraccionado de una manera importante durante la fusión o cristalización fraccionada (Pearce, 1982; Pearce, 1983; LaGatta, 2003; Zheng, 2019).

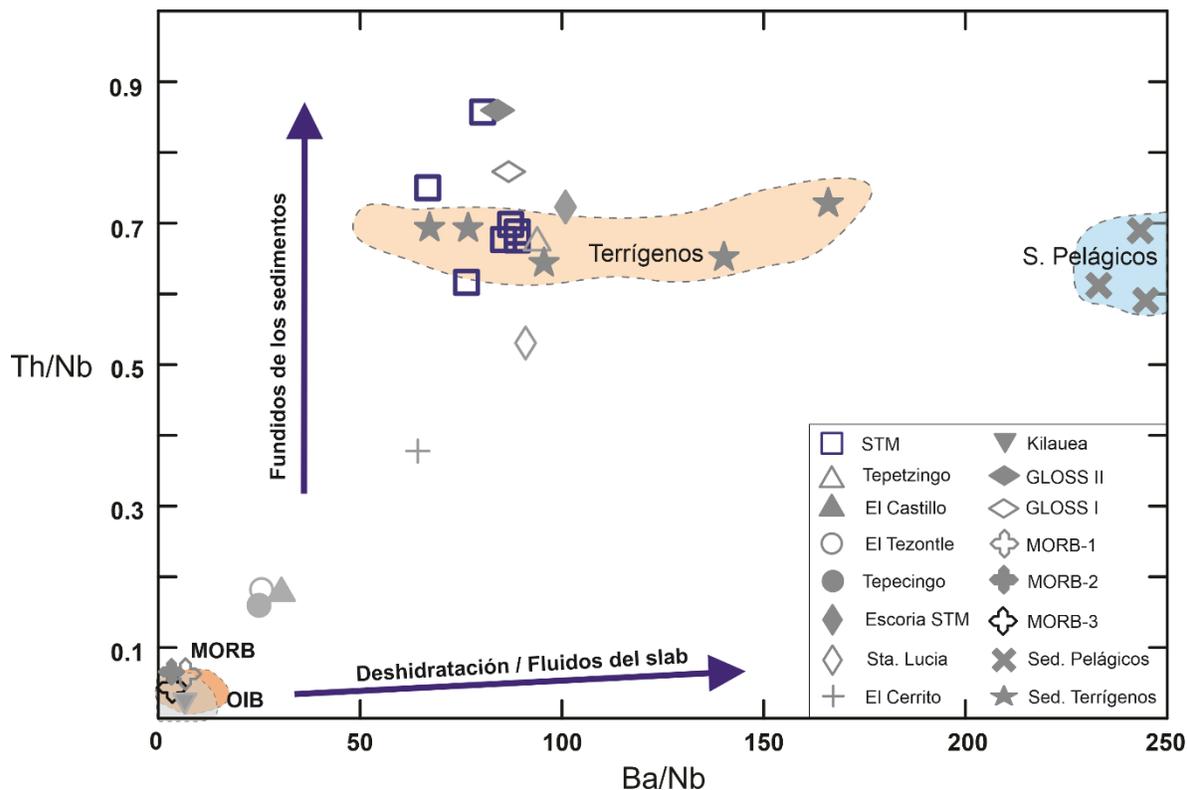


Figura 78. Diagrama Th/Nb vs Ba/Nb. Donde se observan dos tendencias. Una conformada por las rocas de los conos El Tezontle, El Castillo y Tepecingo, El Cerrito y Santa Lucia. Otra tendencia se observa conformada por las rocas del cono STM, Escoria STM y Tepetzingo con altas relaciones de Th/Nb. Resalta que las rocas del cono STM se encuentran completamente en el campo de los sedimentos terrígenos. Datos de MORB-1 es la composición promedio de la placa de Cocos (Verma, 2000b), MORB-2 es un basalto de Dorsal Meso-Oceánica tomada de LaGatta (2003), MORB-3 (N—MORB tomado de Sun y Mcdonough, 1989). Kilauea tomado de Basaltic Volcanism Study Project (1981 citado en Gill, 2010).

En el diagrama 78 se pueden discriminar de una manera eficiente las relaciones de Th/Nb y Ba/Nb en los sedimentos terrígenos y sedimentos pelágicos, siendo estos últimos los que están más enriquecidos en Ba/Nb. También se muestra que las rocas STM, así como las demás rocas estudiadas en este trabajo, poseen enriquecimientos de Ba/Nb y Th/Nb mayores a los Basaltos de Dorsal Meso-Oceánica (MORB) y Basaltos de Islas Oceánicas (OIB).

En realidad, las bajas o casi nulas concentraciones de las relaciones de elementos Ba/Nb y Th/Nb en los MORB y OIB refleja que su fuente mantélica no fue afectada por estos elementos, los cuales comúnmente se encuentran hospedados en los

sedimentos oceánicos, mientras que los enriquecimientos observados en las rocas estudiadas son el reflejo de un manto que ha sido modificado continuamente por el proceso de subducción.

También se muestra que las rocas del presente estudio despliegan dos tendencias relativas. Por un lado, las rocas de los conos Tepecingo, El Castillo, El Tezontle y Sta. Lucia, presentan mayores relaciones de Ba/Nb y ligeramente de Th/Nb en comparación con los MORB y OIB, lo que sugiere que la fuente del manto en donde se generaron dichos magmas fue afectada por componentes en forma de fluidos acuosos.

Por otro lado, la tendencia desplegada por las rocas del cono STM, la escoria STM y el cono Tepetzingo, presentan una tendencia de enriquecimiento en Th/Nb y ligeramente de Ba/Nb, probablemente debido a la adición de fundidos y fluidos derivados de la cubierta sedimentaria hacia la fuente en donde se generaron estos magmas.

De hecho, las rocas STM exhiben las mismas relaciones de Th/Nb y Ba/Nb que los sedimentos terrígenos (Fig. 78) lo que sugiere que la región del manto de los magmas de STM fue afectada por componentes en fase fundida provenientes de los sedimentos terrígenos en lugar de los sedimentos pelágicos. Sin embargo, es probable que los magmas de STM también hayan sido afectados en menor medida por fluidos acuosos, de acuerdo con la relación Ba/Nb >50 (Fig. 78).

En el diagrama de multielementos, también se aprecia que las rocas del cono STM exhiben claras anomalías negativas de HFSE, en especial las de Nb y Ta (Fig. 63 en Capítulo V: Geoquímica). Estas anomalías son una consecuencia del alto potencial iónico que poseen los HFSE, provocando que estos elementos no puedan ser movilizados en fluidos acuosos (Saunders *et al.*, 1991).

Sin embargo, el slab posee concentraciones relativamente importantes de Nb y Ta, por ello algunos autores sugieren que los HFSE pueden ser retenidos en minerales

accesorios del slab. Por ejemplo, el Nb y Ta en rutilo, fengita o clinohumita (Gómez-Tuena *et al.*, 2011; Zheng, 2019), mientras que Zr, Hf, P y HREE tienden a ser retenidos en clinopiroxeno, granate, circón y apatito (Saunders *et al.*, 1991). Cabe señalar que todos estos minerales pueden llegar a ser estables en el slab a profundidades importantes (Saunders *et al.*, 1991; Gómez-Tuena *et al.*, 2011; Zheng, 2019).

Las rocas STM también presentan una anomalía negativa de Ti. Sin embargo, es probable que sea menos primitiva y se encuentre relacionada a la cristalización temprana de magnetita (Pearce, 1982; Pearce, 1983) o piroxeno (Saunders *et al.*, 1991).

Por lo tanto, se concluye que el manto fue la fuente primordial en donde se generaron los magmas de STM recibiendo un aporte importante de elementos (Fe, Mg, Ca, Ti, Ta, Nb, Hf, Zr, Ti, Y, Yb), sin embargo dicha fuente fue afectada en menor medida por fluidos y fundidos provenientes del slab (Si, K, Na, P, Sr, Rb, Ba, Th, Ce, P, Sm, Al) como una consecuencia natural del proceso de subducción (Pearce, 1983; Straub *et al.*, 2013).

Aunque la presencia de xenolitos calcáreos con características de *skarn* (STM-1904-B; ver capítulo VI: Petrografía) en las lavas de STM, pudo haber enriquecido a los magmas en Sr, como ha sido propuesto para el volcán Popocatepetl (Schaaf *et al.*, 2005). Por lo tanto, los altos contenidos de Sr en las rocas de STM puede ser un reflejo de que el magma asimiló parcialmente rocas carbonatadas o metasedimentarias durante su ascenso.

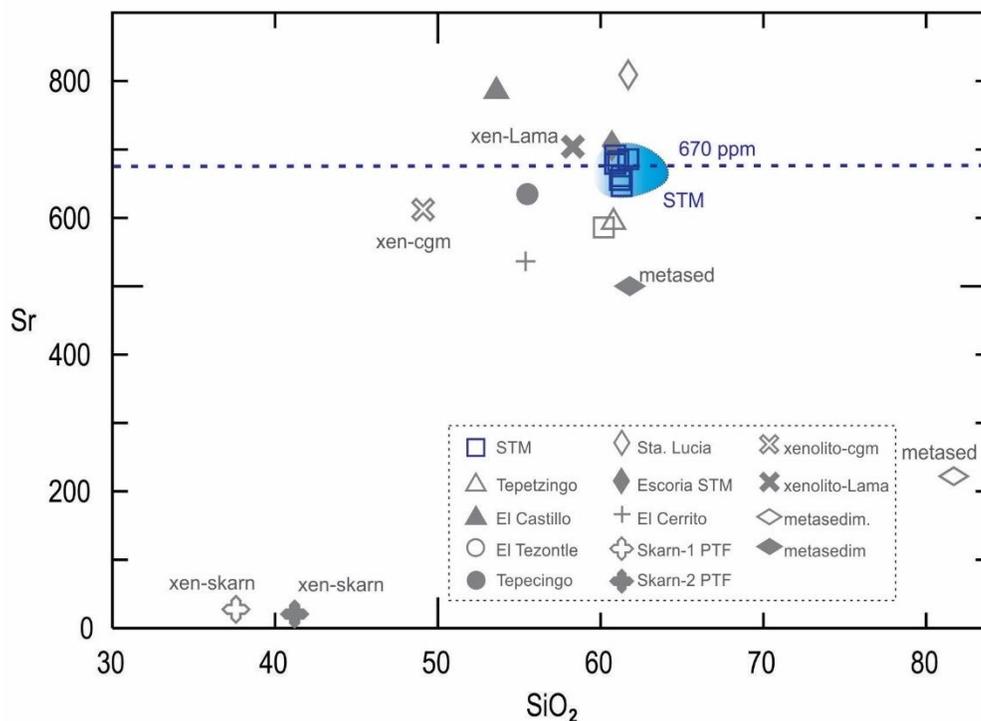


Figura 79. Diagrama Sr vs SiO₂. Se representan las concentraciones de las rocas STM, xenolitos de skarn y metasedimentos encontrados en rocas del volcán Popocatepetl (Schaaf et al., 2005) y dos xenolitos encontrados en rocas del CVSC (Meriggi et al., 2008). La línea punteada muestra la concentración promedio de Sr en las rocas STM.

En el diagrama de Sr vs SiO₂ (Fig. 79), llama la atención que los xenolitos de skarn encontrados en las rocas del volcán Popocatepetl se encuentran muy empobrecidos en Sr (20-27 ppm) y son extremadamente ricos en MgO (22-31 % en peso; Anexo V), Sin embargo, también se han encontrados xenolitos de rocas metasedimentarias con altas concentraciones de Sr (9490C, 95142A: 200-500 ppm) (Schaaf et al., 2005). Por otra parte, los xenolitos reportados por Meriggi et al. (2008) en rocas del CVSC (XTN y L2) tienen concentraciones de Sr muy similares a las rocas STM, incluso la mineralogía del xenolito clasificado como conglomerado por Meriggi et al. (2008) es similar a la observada en el xenolito de las rocas STM constituida por cristales de piroxeno, calcita y epidota.

Es importante señalar que las rocas del cono STM tienen altos valores de #Mg (~64) lo que sugiere que derivaron de fundidos primitivos (Gill, 2010). Por lo que el carácter andesítico de estas rocas probablemente es un reflejo de la mezcla entre fundidos silicatados derivados de los sedimentos subducidos y fundidos de la cuña del manto (Straub et al., 2008; 2013). La idea de que las andesitas de STM sean primitivas no debería ser descartada, pues anteriormente se ha propuesto que algunas andesitas de la parte central de la FVTM pueden representar fundidos directos de la cuña del manto (Wallace y Carmichael, 1999; Blatter y Carmichael, 2001; Blatter *et al.*, 2001).

8 Conclusiones

El volcán Santa Martha se encuentra al suroeste del Campo Volcánico Sierra Chichinautzin, cuya erupción ocurrió durante el Holoceno hace $8,070 \pm 30$ años A.P. Su actividad volcánica inició con fases explosivas que construyeron el cono; posteriormente, la actividad cambió debido a la desgasificación del magma, siendo principalmente efusiva y emitiendo ocho flujos de lava desde diferentes ventilas.

El análisis petrográfico indica que todos los flujos de lava poseen una textura porfídica con una mineralogía constituida por cristales de ortopiroxeno (Wo_{3-2} ; Fs_{18-13} ; En_{84-79}), clinopiroxeno (Wo_{45-38} ; Fs_{11-8} ; En_{54-47}) y plagioclasa (An_{67-41}). También se encontraron xenolitos subredondeados de *skarn* con cristales de epidota, calcita, clinopiroxeno, óxidos y porciones de vidrio, evidenciando que el magma asimiló rocas del basamento.

El cono STM fue alimentado por un magma se encontraba a una profundidad de ~ 19 km (520 MPa) con una temperatura de $1006 \pm 17^\circ\text{C}$ y contenidos de H_2O : 4.8% en peso, este magma ascendió hacia la superficie e hizo erupción, generando tres flujos de lava que se emplazaron hacia el sur; posiblemente en su ascenso una parte del mismo magma se separó y permaneció estacionado a una profundidad de ~ 16 km (440 MPa) con temperaturas y contenidos de agua similares (1013°C y 4.0% en peso de H_2O , respectivamente), este magma también ascendió por otro conducto hacia la superficie y generó cinco flujos de lava que se emplazaron radialmente hacia el norte.

Las rocas de STM son andesitas calcialcalinas. En los diagramas multielementales, los elementos traza muestran anomalías positivas de Pb, Sr, K, Ba y negativas de Nb y Ta. Además, las relaciones Th/Yb vs Ba/Yb son muy similares a los sedimentos terrígenos del slab, lo que indica que el magma se generó en un ambiente de subducción cuya fuente del manto fue afectada por fundidos y fluidos derivados del slab.

Referencias

- Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., Rendón-Márquez, G. (2006). La Caldera de La Catedral, Sierra de Las Cruces, una caldera al norponiente de la Ciudad de México (resumen), Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco, México. *GEOS*, 26, 160-161.
- Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, Á. (2005). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 65-82.
- Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A., Ferrari, L. (1998). Efectos de la tasa de esfuerzos en la distribución de volcanismo monogenético y poligenético en la Faja Volcánica Transmexicana. *Geology*, 26(7), 591-594.
- Andrews, B.; Befus, K. (2020). Supersaturation Nucleation and Growth of Plagioclase: a numerical model of decompression-induced crystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 175(23), 1-20.
- Applegarth, L. (2008). *Complexity in lava flows: surface features and structural morphology*. Tesis doctoral, Lancaster University, Department of Environmental Sciences.
- Arce, J., Ferrari, L., Morales-Casique, E., Vasquez-Serrano, A., Arroyo, S., Layer, P., Benowitz, J., López-Martínez, M. (2020). Early Miocene arc volcanism in the Mexico City Basin: Inception of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 408(15).
- Arce, J.L., Layer, P., Lassiter, J.C., Benowitz, J.A. (2013). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, geochemistry, and isotopic analyses of the quaternary Chichinautzin volcanic field, south of Mexico City: implications for timing, eruption rate, and distribution of volcanism. *Bulletin of Volcanology*, 75.
- Arce, J.L., Layer, P., Martínez, I., Salinas, J.I., Macías-Romo, M.C., Morales-Casique, E., Benowitz, J., Escolero, O., Lenhardt, N. (2015a). Geología y estratigrafía del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y de sus alrededores, sur de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 123-143.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Macías, J.L., Morales-Casique, E., García-Palomo, A., Jiménez-Domínguez, F.J., Benowitz, J., Vásquez-Serrano, A. (2019). Geology and stratigraphy of the Mexico Basin (Mexico City), central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Maps*.
- Arce, J.L., Macías, R., García-Palomo, A., Capra, L., Macías, J.L., Layer, P., Rueda, H. (2008). Late Pleistocene flank collapse of Zempoala Volcano (Central Mexico) and the role of fault reactivation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177, 944-958.

- Arce, J.L., Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., Salinas, I. (2015b). The ~ 2000 yr BP Jumento volcano, one of the youngest edifices of the Chichinautzin Volcanic Field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Research*, 208, 30-38.
- Asimow, P.D. (1999). Melting the mantle . En H. Sigurdsson, *Encyclopedia of volcanoes* (págs. 55-69). Academic Press.
- Basaltic Volcanism Study Project. (1981). *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*. New York: Pergamon Press.
- Bernal, J., Beramendi, L., Lugo, K., Walter, L. (2010). Revisión a algunos geocronómetros radiométricos aplicables al Cuaternario. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(3), 305-323.
- Blatter, D., Carmichael, I., Deino, A., Rene, P. (2001). Neogene volcanism at the front of the central Mexican volcanic belt: Basaltic andesites to dacites, with contemporaneous shoshonites and high-TiO₂ lava. *Geological Society of America Bulletin*, 113(10), 1324-1342.
- Blatter, D., Carmichael, S. (2001). Hydrous phase equilibria of a Mexican high-silica andesite: A candidate for a mantle origin? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(21), 4043-4065.
- Bloomfield, K. (1975). A late Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. *Geologische Rundschau*, 6, 476-497.
- Booth, B. (1979). Assessing volcanic. *Journal Geological Society London*, 9, 331-340.
- Bottinga, Y., Weill, D. (1972). The viscosity of magmatic silicate liquids: a model for calculation. *American Journal of Science*, 272, 438-475.
- Bravo, H., Ponce, L., Suárez, G., Zúñiga, R. (1988). El potencial sísmico de México. En *Estudios sobre sismicidad en el Valle de México*. D.F./UNESCO, 1° parte, Capítulo 1.
- Brennan, J., Shaw, H., Ryerson, F., Phinney, D. (1995). Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 GPa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 3331-3350.
- Brey, G., Kohler, T. (1990). Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, 31, 1353-1378.
- Cadoux, A., Missenard, Y., Martínez-Serrano, R.G., Guillou, H. (2011). Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of the Sierra Nevada Range: *Geological Magazine*. 148, 492-506.

- Campa, M.F., Campos, M., Flores, R., Oviedo, R. (1974). La secuencia Mesozoica volcanosedimentaria metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Mexico-Teloloapan, Guerrero. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 35, 7-28.
- Campos-Enríquez, J.O., Lermo-Samaniego, J.F., Antayhua-Vera, Y.T., Chavacán, M., Ramón-Márquez V.M. (2015). El sistema de fallas Aztlán: Control en el emplazamiento del volcanismo de la Sierra Chichinautzin, sur de la cuenca de México. Caracterización sísmica y gravimétrica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 315-335.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., Ortega-Gutierrez, F. (1993). Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, 21, 419-422.
- Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., Iriondo, A. (2007). Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean–North America plate interaction. *Tectonic*, 26, TC3007. doi:10.1029/2006TC001981.
- Cervantes, P., Wallace, P. (2003). Role of H₂O in subduction-zone magmatism: New insights from melt inclusions in high-Mg basalts from central Mexico. *Geological Society of America*, 31(3), 235-238.
- Chevrel, M., Guilbaud, M., Siebe, C. (2016). The ~AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico): magma source, crustal storage, eruptive dynamics, and lava rheology. *Bulletin of Volcanology*, 78(32).
- Connor, C. B. y Conway, F. M. (1999). Basaltic Volcanic Fields. En H. H. Sigurdson, *Encyclopedia of Volcanoes* (págs. 331-345). Academic press.
- Costa, F., Scaillet, B., Pichavant, M. (2004). Petrological and experimental constraints on the pre-eruption conditions of Holocene dacite from Volcán San Pedro (36 S, Chilean Andes) and the importance of sulphur in silicic subduction-related magmas. *Journal of Volcanology*, 45, 855-881.
- Couch, S., Harford, C., Sparks, R., Carroll, M. (2003). Experimental Constraints on the Conditions of Formation of highly Calcic Plagioclase Microlites at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat. *Journal of Petrology*, 44(8), 1455-1475.
- De Cserna, Z. (1978). Notas sobre la geología de la región comprendida entre Iguala, Ciudad Altamirano y Temascaltepec, Estado de Guerrero y México. en *Libro guía de la Excursión Geológica a Tierra Caliente, México, Sociedad Geológica Mexicana*, 25 p.

- De Cserna, Z. (1983). Resumen de la geología de la hoja Tejupilco, estados de Guerrero, México y Michoacán. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de Mexico serie 1:100 000, map with explanatory o the reverse.*
- De Cserna, Z., Aranda-Gómez, J. J., Mitre-Salazar, L. M. (1988). Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM, México, 104, 1-71.*
- De Cserna, Z., y Fries, C. (1981). Resumen de la geología de la Hoja Taxco 14Q-h(7), Estados de Guerrero, México y Morelos. *Universidad Nacional Autónoma de México, Carta Geológica de México, Serie de 1: 100,000, 47 p.*
- De Silva, S., Lidsay J. M. (2015). Primary Volcanic Landforms. En H. H. Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes* (2° ed., págs. 280-293).
- Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*(2), 172 -187.
- Demant, A. y Robin, C. (1975). Las fases del vulcanismo de México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el cretácico. *Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, 75*(1), 66-79.
- Dingwell, D., Courtial, P., Giordano, D., Nichols, A. (2004). Viscosity of peridotite liquid. *Earth and Planetary Science Letters, 226, 127-138.*
- Earle, S. (2015). *Physical Geology*. Canadá: BCcampus.
- Ferrari, L. (2000a). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53, 84-92.*
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G. (1999). Patrones de espacio-tiempo de vulcanismo de arco Cenozoico en México central: de la Sierra Madre Occidental a la Faja Volcánica Transmexicana. *Geology, 27*(4), 303-306.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics, 522, 122-149.*
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S., Romero, F. (2000b). Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block. en *Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J. (eds.), Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special paper, 334, 65-84.*

- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M. T., Petrone, C., Jacobo-Albarrán, J., López-Martínez, M. (2005). Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: the Eastern Alkaline Province revisited. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146, 284-306.
- Ferrari, L., Vaggelli, G., Petrone, C., Manetti, P., Conticelli, S. (2000c). Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 161-185.
- Figueroa, J. (1971). Sismicidad en la Cuenca del Valle de México. *México, Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México*, Informe No. 289.
- Fink, J. (1980). Surface folding and viscosity of rhyolite flows. *Geology*, 8(5), 250–254.
- Fink, J. y Fletcher, R. (1978). Ropy pahoehoe: surface folding of viscous fluid. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4, 70-151.
- Flores, J., Siebe, C., Guilbaud, M. (2011). Geology and geochemistry of Pelagatos, Cerro del Agua, and Dos Cerros monogenetic volcanoes in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field, south of México City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201, 143-162.
- Francis, P., Oppenheimer, C. (2003). *Volcanoes*. USA: Oxford University Press, USA.
- Fries, C. (1956). Bosquejo geológico de la región entre México D.F. y Taxco, Guerrero. *Congreso Geológico Internacional n.20, México, D.F., Excursiones A-4 and C-2*, 11-35.
- 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.
- Fries, C. (1966). Hoja Cuernavaca 14Q-h(8), con resumen de la geología de la hoja de Cuernavaca, estados de Morelos, México, Guerrero y Puebla. *Universidad Nacional Autónoma de México, serie 1:100 000, map with explanatory text on the reverse*.
- Frost, B., Frost, C. (2014). *Igenous and Metamorphic Petrology*. United States: Cambridge University Press.
- Fulcher, G. (1925). Analysis of recent measurements of the viscosity of glasses. *Journal of the American Ceramic Society*, 8, 339-355.
- García-Díaz, J. (2004). Étude Géologique de la Sierra Madre del Sur aux environs de Chilpancingo et d' Olinalá, Gro.: une contribution a la connaissance de l'évolution geodynamique de la marge pacifique du Mexique depuis le Jurassic. *France, Université de Savoie, tesis doctoral, 148p*.

- García-Palomo, A., Macías, J. L., Garduño, V. H. (2000). Miocene volcano region, central Mexico. *Tectonophysics*, 318, 281-302.
- García-Palomo, A., Macías, J., Tolson, G., Valdez, R., Mora-Chaparro, J. (2002b). Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Transmexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 41, 133-150.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H., Espíndola, J.M. (2002a). Geology of Nevado de Toluca Volcano and surrounding areas, Central Mexico. *Geological Society of America, Map and Chart Series, MCH089*.
- García-Palomo, A., Zamorano, J.J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R., Macías, J.L.,. (2008). El arrelgo morfoestructural de la Sierra de las Cruces, México Central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 158-178.
- Gill, J. B. (1981). *Orogenic andesites and plate tectonics*. Berlin: Springer-Verlag.
- Gill, R. (2010). *Igneous rocks and processes: a practical guide*. Oxford-UK: Wiley-Blackwell.
- Giordano, D., Dingwell, D. (2003a). Viscosity of hydrous Etna basalt: implications for Plinian-style basaltic eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 65, 8-14.
- Giordano, D., Dingwell, D. (2003b). Non-Arrhenian multicomponent melt viscosity: a model. *Earth and Planetary Science Letters*, 208, 337-349.
- Giordano, D., Romano, C., Papale, P., Dingwell, D. (2004). The viscosity of trachytes, and comparison with basalts, phonolites, and rhyolites. *Chemical Geology*, 213, 49-61.
- Giordano, D., Russell, J., Dingwell, D. (2008). Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters*, 271, 123-134.
- Godwin. (1962). Half-Life of Radiocarbon. *Nature*, 195, 984-97.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C., Goldstein, S., Ortega-Gutiérrez, F., Carrasco-Núñez, G. (2003). Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contribution, and crusta contamination. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(8). doi:10.1029/2003GC000524
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Goldstein, S., Pérez-Arvizu, O. (2011). Magmatic diversity of western Mexico as a function of metamorphic transformations in the subducted oceanic plate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 213-241.
- Gómez-Tuena, A., Teresa Orozco-Esquivel, Ma., Ferrari, L. (2005). Petrogénesis Ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227-283.

- Gómez-Vasconcelos, M. (2018). El volcán Parícutín en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato: Una revisión. *Ciencia Ciencia Nicolaita*, 74, 15-30. Obtenido de http://paricutin.umich.mx/Documentos/CN74_GomezVasconcelos.pdf
- Griffiths, R., Kerr, R., Cashman, K. (2003). Patterns of solidification in channel flows with surface cooling. *Journal of Fluid Mechanics*, 496, 33-62.
- Grove, T. (1999). Origin of Magmas. En H. Sigurdsson, *Encyclopedia of Volcanoes* (págs. 133-147). Oxford-U.K.: Academic Press.
- Grove, T., Till, C. (2015). Melting the Earth's Upper Mantle. En H. Sigurdsson, *The Encyclopedia of Volcanoes* (Segunda edición ed., págs. 36-47). Academic Press.
- Guerrero-Suástegui, M. (2004). *Depositional and tectonic history of The Guerrero Terrane, Sierra Madre del Sur; with emphasis on sedimentary successions of the Teloloapan area, southwestern Mexico*. Newfoundland, Canada, University of Newfoundland, tesis doctoral, 332 p.
- Guilbaud, M., Hernández, A., Siebe, C., Salinas, S. (2021). Las Cabras volcano, Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, México: Topographic, climatic, and shallow magmatic controls on scoria cone eruptions. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 38(2), 101-121.
- Guilbaud, M., Siebe, C., Agustín-Flores, J. (2009). Eruptive style of the young high-Mg basaltic-andesite Pelagatos scoria cone, southeast of México City. *Bulletin of Volcanology*, 71, 859-880.
- Hess, K., Dingwell, D. (1996). Viscosities of hydrous leucogranitic melts: a non-Arrhenian model. *American Mineralogist*, 81, 1297-1300.
- Irvine, T., Baragar, W. (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.
- Jaupart, C. (2000). Magma Ascent at Shallow Levels. En H. Sigurdsson, *Encyclopedia of Volcanoes* (1 era. ed., págs. 237-249). Academic Press.
- Johnson, E., Wallace, P., Delgado, H. Manea, V., Kent, A., Bindeman, I., Donegan, C. (2009). Subduction-related Volatile Recycling and Magma Generation beneath Central Mexico: Insights from Melt Inclusions, Oxygen Isotopes and Geodynamic Models. *Journal of Petrology*, 50(9), 1729-1764.
- Johnson, M., Plank, T. (1999). Dehydration and melting experiments constrains the fate of subducted sediments. *Geochemical Geophysical*, 1(1999GC000014).

- Juárez-Arriaga, E., Zamudio-Ángeles, J.D. y López-Palomino, I. (2008). Morelos, Formación. Cretácico Temprano. En S. G. Mexicano, *Léxico Estratigráfico de México* (págs. 1-7).
- Kereszturi, G., Németh, K. (2013). Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic classification, growth, geomorphology and degradation. En IntechOpen, & K. Nemeth (Ed.), *Updates in Volcanology - New Advances in Understanding Volcanic Systems* (Vol. 2, págs. 3-89).
- Kostoglodov, V., Bandy, W. (1995). Seismotectonic constraints on the convergence rates between the Rivera and North American plates. *Journal of Geophysical Research*, 100(B9), 17977-17989.
- Krieger, I., Dougherty, T. (1959). A mechanism for non-Newtonian flow in suspensions of rigid spheres. *Transactions of the Society of Rheology*, 3, 137-152.
- LaFemina, P. (2015). Plate Tectonics and Volcanism. En H. H. Sigurdsson, *The Encyclopedia of Volcanoes* (2 ed., págs. 66-91).
- Lange, R., Frey, H., Hector, J. (2009). A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer. *American Mineralogist*, 94, 494-506.
- Le Bas, J., Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Lenhardt, N., Böhnel, H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I. S., Hornung, J., Hinderer, M. (2010). Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán formation: Implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico). *Bulletin of volcanology*, 72, 817-832.
- Lescinsky, D., Merle, O. (2005). Extensional and compressional strain in lava flows and the formation of fractures in surface crust. *Geological Society of America*, 163-179.
- Leshner, C., Spera, F. (2015). Thermodynamic and Transport Properties of Silicate Melts and Magma. En H. Sigurdsson, *The Encyclopedia of Volcanoes* (2.nda ed., págs. 113-141). Academic Press.
- Lockwood, J., Lipman, P. (1987). Holocene eruptive history of Mauna Loa. En R. W. Decker, *Volcanism in Hawaii* (Vol. 1350, págs. 36-509). US Geological Survey.
- Lockwood, J.P. y Hazlett, R. W. (2010). Effusive Volcanic Eruptions and Their Products. En *Volcanoes: Global Perspectives* (págs. 127-172). UK: Wiley BlackWell.
- Lorenzo, A., Guilbaud, M., Roberge, J. (2018). The violent Strombolian eruption of 10 ka Pelado shield volcano, Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 80(27), 1-17.

- Luhr, J. (2001). Glass inclusions and melt volatile contents at Paricutin Volcano, México. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142, 261-283.
- Luhr, J. (2002). , Petrology and geochemistry of the 1991 and 1998–1999 lava flows from Volcán de Colima, México: Implications for the end of the current eruptive cycle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 117, 169-194.
- Luhr, J. y. (1993). Paricutin. The volcano born in a Mexican cornfield. *Geoscience Press, Inc.*, 427 p.
- Maaloe, S., James, D., Smedley, P., Petersen, S., Garmman, L. B. (1992). The Koloa volcanic suite of Kauai, Hawaii. *Journal of Petrology*, 761-784.
- Macías, J.L., Arce, J.L., García-Tenorio, F., Layer, P.W., Rueda, H., Reyes-Agustín, G., López-Pizaña, F., Avellán, D. (2012). Geology and geochronology of Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl, and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, central Mexico. *The Geological Society of America, Field Guide*, 25, 163-193.
- Macías, J.L., García, P.A., Arce, J.L., Siebe, C., Espíndola, J.M., Komorowski, J.C., Scott, K. (1997). Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, Central México. *en Limk, K.P. y Kowahis, B.J., eds. Proterozoic to Recent stratigraphy, tectonics and volcanology of Utah, Nevada, Southern Idaho and Central Mexico: Bring ham Young University, Geological Studies*, v. 42, p. 493-528.
- Maeno, F., Nakada, S., Kanenko, T. (2016). Morphological evolution of a new volcanic islet sustained by compound lava flows. *The geological Society of America*, 44(4), 259-262.
- Márquez, A., Verma, S., Anguita, F., Oyarzun, R., Brandle, J.L. (1999). Tectónica y Vulcanismo de la Sierra Chichinautzin: Extensión en el frente central de la Faja Volcánica Transmexicana. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93, 125-150.
- Martel, C., Bourdier, J., Pichavant, M., Traineau, H. (2000). Textures, water content and degassing of silic andesites from recent plinian and dome-forming eruption at Mount Peleé volcano (Martinique, Lesser Antilles arc). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 96, 191-206.
- Martí, J., Folch, A. (1999). El porqué de los volcanes. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 7(3), 194-199.
- Martí, J., Pujadas, A., Ferrés, D., Planagumá, L., Mallarach, J. (2012). Las rocas y los magmas. En *El vulcanismo. Guía de campo de la Zona Volcánica de La Garrotxa* (págs. 49-57). Cataluña: Parque Natural de la Zona Volcánica de La Garrotxa.
- Martín del Pozzo, A. (1982). Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, México. *Bulletin of Volcanology*, 45, 9-24.

- Martín del Pozzo, A., Córdoba, C., López, J. (1997). Volcanic impact on the southern basin of Mexico during the Holocene. *Quaternary International*, 43/44, 181-190.
- Mazzarini, F., Ferrari, L., Isola, I. (2010). Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacan–Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 486, 55-64.
- McGehee, R. (1976). Structures of the Xitle Volcano and lavas of the Pedregal de San Angel, México, D.F. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, P. 55. (Abstract).
- Mejía, V., Böhnell, H., Opdyke, N. D., Ortega-Rivera, M. A., Lee, J. K. W., Aranda-Gómez, J.J. (2005). Paleosecular variation and time-averaged field recorded in late Pliocene-Holocene lava flows from Mexico. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6, 1-19.
- Meriggi, L., Macías, J.L., Tomasini, S., Capra, L., Coticelli, S. (2008). Heterogeneous magmas of the Quaternary Sierra Chichinautzin volcanic field (central Mexico): The role of an amphibole-bearing mantle and magmatic evolution processes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(2), 197-216.
- Meza, M. (2020). *Geología y geoquímica del volcán Tezontepec, Campo Volcánico Chichinautzin*. Taxco el viejo, Guerrero: Universidad Autónoma de Guerrero.
- Monroe, J., Wincander, R. (2006). Plate Tectonics: A Unifying Theory. En J. W. Monroe, *The Changing Earth: Exploring Geology and Evolution* (págs. 2-54). USA: Books/Cole.
- Mora-Álvarez, G., Caballero-Miranda, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Uchiumi, S. (1991). Southward migration of volcanic activity in the: Sierra de Las Cruces, basin of Mexico? - a preliminary K-Ar dating and paleomagnetic study. *Geofísica Internacional*, 30, 61-70.
- Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Martínez-Serrano, R.G., Reyes-Salas, M.A., Corona-Esquível, R., Ángeles-García, S. (1988). Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the tertiary volcanic sequences of the Taxco-Quezalapa region, southern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(2), 167-180.
- Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Solé, J., Iriondo, A. (2004). A major caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136(97), 97-119.
- Mori, L. (2007). *Origen del magmatismo miocénico en el sector central de la FVTM y sus implicaciones en la evolución del sistema de subducción mexicano*. Tesis Doctoral. Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Mueller, S., Llewellyn, E., Mader, H. (2010). The rheology of suspensions of solid particles. *Proceedings of The Royal Society*, 466, 1201-1228.

- Murcia, H., Borrero, C., Németh, K. (2019). Overview and plumbing system implications of monogenetic volcanism in the northernmost Andes volcanic province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 283, 77-87
- Neave, D., Putirka, K. (2017). New clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones. *American Mineralogist*, 102, 777-794.
- Németh, K., y Kereszturi, G. (2015). Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal Earth Sci (Geol Rundsch)*, 104, 2131-2146.
- Nixon, G. T. (1989). The geology of Iztaccíhuatl Volcano and adjaent areas of The Sierra Nevada and Valley of Mexico. *Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper*, (219), 58 p., 1 mapa.
- Ontiveros-Tarango, G. (1973). Estudio estratigráfico de la porción noroccidental de la Cuenca Morelos-Guerrero. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 25(4-6), 190-234.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1980). Rocas volcánicas del Maestrichtiano en el área de San Juan Tetelcingo, Estado de Guerrero. *Libro-Guía, Excursión Geol., vol. III. Reunión Nacional Geotectónica-Geotermia (pp. 34–38). México.*
- Osete, M., Ruiz-Martínez, V., Cabellero, C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Tarling, D. (2000). Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de las Cruces, Mexico: paleomagnetic and radiometric evidence. *Tectonophysics*, 318, 201-215.
- Oyedotun, T. D. (2018). X-ray fluorescence (XRF) in the investigation of the composition of earth materials: a review and an overview. *Geology, Ecology, and Landscapes*, 2(2), 148-154.
- Pardo, M., Suárez, G. (1995). Forma de las placas Rivera y Cocos en el sur de México: implicaciones sísmicas y tectónicas. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7), 12357-12373.
- Pasquare, G., Garduno, V., Tibaldi, A., Ferrari, M. (1988). Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 146, 353-364.
- Patino, L., Velbel, M., Price, J., Wade, J. (2003). Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala. *Chemical Geology*, 202, 343-364.
- Pearce, J. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plates boundaries. En R. Thorpe, *Andesites* (págs. 525-548). John Wiley and Sons.
- Pearce, J. (1983). Role of the Sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En C. N. Hawkesworth, *Continental Basalts and Mantle xenoliths* (págs. 230-250).

- Peccerillo, A., Taylor, S., (1976). Geochemistry of Eocene Calci-Alkaline Volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58., 63-81
- PEMEX. (1987). Informe geológico de los pozos Mixhuca-1, Tulyehualco-1, Copilco-1 y Roma. (*Internal Report*).
- Peña-Alonso, T. A. (2014). Revisión documental sobre la dinámica de los magmas. *GEOS (Unión Geofísica Mexicana)*, 34(2), 303-328.
- Pérez-Martínez, M., López-Palomino I. (2014). Formación Cuautla. Cretácico Tardío (Cenomaniano-Coniaciano). En S. G. Mexicano, *Léxico Estratigráfico de México* (págs. 1-3).
- Perfit, M.R., Davidson, J.P. (1999). Plate Tectonics and Volcanism. En H. Sigurdsson, *Encyclopedia of Volcanoes* (págs. 89-115). Oxford-U.K.: Academic-Press.
- Plank, T. (2014). The Chemical Composition of Subducting Sediments. En K. H. Turekian, *Treatise on Geochemistry* (2nd ed.). Elsevier.
- Plank, T., Langmuir, C. (1998). The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145, 325-394.
- Pozo-Rodríguez, M., Cardenas-Fernandez, M. B., Giner-Robles, J. L., Gonzalez-Yelamos, J. (2018). *Geología*. Madrid-España: Paraninfo.
- Prince, J. (1974). *Los temblores de julio de 1974 en el sur de la Ciudad de México*. México: Instituto de Ingeniería UNAM, Informe IPS-1.
- Pujadas, A., Brusi i Belmonte, D. y Pefrinaci, E. (1999). ¡Los volcanes han cambiado! Nuevos enfoques de terminología volcánica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 7(3), 200-209.
- Putirka, K. (2008). Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 61-120.
- Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J., Walker, D. (1996). Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0–30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 92-108.
- Putirka, K., Mikaelian, K., Ryerson, F., Shaw, H. (2003). New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist*, 88, 1542-1554.

- Ramírez-Garza, B.M., López-Palomino, I., Zamudio-Ángeles, D. (2014). Mexcala, Formación. Cretácico tardío (Cenomaniano-Maastrichtiano). En S. G. México, *Léxico Estratigráfico de México* (págs. 1-7).
- Ramírez-Uribe, I. Siebe, C., Oryaelle, C., Ferres, D., Salinas, S. . (2022). The late Holocene Nealtican lava-flow field, Popocatepetl volcano, central Mexico: Emplacement dynamics and future hazards. *The Geological Society of America*, 1-22.
- Ramírez-Uribe, I., Siebe, C., Chevrel, M., Fisher, C. (2021). Rancho Seco monogenetic volcano (Michoacán, Mexico): Petrogenesis and lava flow emplacement based on LiDAR images. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 411, 2021.
- Reed, S. (2005). *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology* (Segunda ed.). USA: Cambridge University Press.
- Reimer, P., Baillie, M., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J., Bertrand, C., Blackwell, P., Buck, C., Burr, G., Cutler, K., Damon, P., Edwards, R., Fairbanks, R., Friedrich, M., Guiderson, T., Hogg, A., Hughen, K., Kromer, B., Manning, S., Reimer, R., Talamo, S. (2004). IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 Cal kyr BP. *Radiocarbon*, 46, 1029-1058.
- Reyes, N. (2020). *Reología de los flujos de lava del malaís de Zacapu (Michoacán)*. Tesis de maestría , Ciudad de México.
- Reyes, N., Siebe, C., Chevrel, M., Guilbaud, M., Salinas, S. (2018). Geology and radiometric dating of Quaternary monogenetic volcanism in the western Zacapu lacustrine basin (Michoacán, México): implications for archeology and future hazard evaluations. *Bulletin of Volcanology*, 80(18), 1-20.
- Rodríguez-González, A. y Fernandez-Turiel J.L. (2015). Volcanic Landforms and their Morphometric Modeling with Geographic Information Systems (GIS). (U. d. Girona, Ed.) *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23(1), 40-48. Obtenido de <http://hdl.handle.net/10261/123858>
- Rodríguez-Lara, V. (1997). *Evolución del conjunto volcánico Guespalapa y del volcán Chichinautzin, Distrito Federal - Morelos, México: Mexico, D.F.*, Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis Profesional, 124 p. (Inédita).
- Rogers, N. (2015). The composition and origin of Magmas. En H. Sigurdsson, *Encyclopedia of Volcanoes* (págs. 93-112). Academic Press.
- Rogers, N., Hawkesworth, C. (1999). Composition Magmas. En H. Sigurdsson, *Encyclopedia of Volcanoes* (págs. 115-131). Academic Press.
- Rollinson, H. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation* . Singapore: Longman, Scientific y Technical.

- Rowland, S., Jurado-Chichay, Z., Ernst, G., Walker, G.P.L. (2009). Pyroclastic deposits and lava flows from the 1759 - 1774 eruption of El Jorullo, México: aspects of "violent Strombolian" activity and comparison with Parícutin. (L. I. Geological Society, Ed.) *Studies in Volcanology: The Legacy of George Walker. Special Publication of IAVCEI.*, 2, 105-128.
- Rudnick, R., Fountain, D. (1995). Nature and Composition of the Continental-Crust—a Lower Crustal Perspective. *Reviews of Geophysics*, 33(3), 267-309.
- Russell, J., Giordano, D., Dingwell, D., Hess, K. (2002). Modeling the non-Arrhenian rheology of silicate melts: Numerical considerations. *European Journal of Mineralogy*, 14, 417-427.
- Saunders, A., Norry, M., Tarney, J. (1991). Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas. (págs. 151-166). Great Britain : The Royal Society .
- Saunders, A., Tarney, J., Weaver, S. (1980). Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth Planetary Sciences Letters*, 46, 344-360.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J. (2005). Geochemical Evidence for Mantle Origin and Crustal Processes in Volcanic Rocks from Popocatepetl and Surrounding Monogenetic Volcanoes, Central Mexico. *Journal of Petrology*, 46(6), 1243-1282.
- Schlaepfer, C. (1968). Resumen de la geología de la hoja México, Distrito Federal y estados de México y Morelos: México, D.F. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1: 100,000.*
- Schmidt, M., Poli, S. (2014). Devolatilization during subduction. En K. Turekian, *Treatise on Geochemistry* (págs. 669-697). Oxford: Elsevier.
- Servicio Sismológico Nacional. (2017). *Sismo del 19 de septiembre de 2017, Puebla-Morelos.* Universidad Nacional Autónoma de México.
- Shaw, H. (1972). Viscosities of magmatic silicate liquids: an empirical method of prediction. *American Journal of Science*, 272, 870-893.
- Shaw, H. R., Wright, T. L., Peck, D. L., Okamura, R.,. (1968). The viscosity of basaltic magma: an analysis of field measurements in Makaopuhi lava lake, Hawaii,. *American Journal of Science*, 266, 225-264.
- Siebe, C. (2000). *Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico-City Journal of volcanology and geothermal research*, 104, 45-64.

- Siebe, C. (2009). (C.-S. Z., Ed.) *La erupción del volcán Xitle y las lavas del Pedregal hace 1670 ± 35 años AP y sus implicaciones.*, *Biodiversidad del ecosistema del pedregal de San Angel*, 43-50.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M. (2004a). Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of exico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130, 197-226.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M. (2004b). Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, suth of Mexico City: implications for archaeology and future hazards. *Bulletin of Volcanology*, 66, 203-225.
- Siebert, L., Carrasco-Núñez, G. (2002). Late Pleistocene to precolumbian behind the arc mafic volcanism in the eastern Mexican Volcanic Belt; implications for future hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115, 179-205.
- Sieron, K. (2017). El Campo Volcánico Xalapa: una revisión y análisis. *UVserva*, 4. Recuperado el 16 de 04 de 2020, de https://www.google.com/search?sxsrf=ALeKk01H9D97qS2y_C68VwK2TKtBIIWdVQ%3A1587088425163&ei=KQyZXtzLCY3GsAWa-pzAAw&q=el+cmapo+volcanico+xalapa+sieron&oq=el+cmapo+volcanico+xalapa+sieron&gs_lcp=CgZwc3ktYWlQAzoECAAQR0oJCBcSBTEyLTU3SggIGBIEMTItM1CYCFiYCGCYHWgA
- Spandler, C., Pirard, C. (2013). 2013. Element recycling from subducting slabs to arc crust: A review. *Lithos*, 170-171, 208-223.
- Spera, F. (2000). Physical Properties of Magma. En H. Sigurdsson, *The Encyclopedia of Volcanoes*. (1 ed., págs. 171-190). Academic Press.
- Straub, S., Gómez-Tuena, A., Zellmer, G., Espinasa, R., Stuart, F., Cai, Y., Langmuir, C., Martin del Pozzo, A., Mesko, G. (2013). The Processes of Melt Differentiation in Arc Volcanic Rocks: Insights from OIB-type Arc Magmas in the Central Mexican Volcanic Belt. *Journal of petrology*, 54(4), 665-701.
- Straub, S., LaGatta, A., Martin del Pozzo, A., Langmuir, C. (2008). Evidence from high-Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite source for orogenic andesites from the central Mexican Volcanic Belt. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems: The Earth Sciences*, 9(3), 1-33.
- Suh, C., Stansfield, S., Sparks, R., Njome, M., Wantim, M., Ernst, G. (2010). Morphology and structure of the 1999 lava flows at Mount Cameroon Volcano (West Africa) and their bearing on the emplacement dynamics of volume-limited flows. *Geological Magazine*, 148(1), 22-34.

- Sun, S., McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society: Special Publications*, 42, 313-345.
- Taggart, J., Lindsay, J., Scott, B., Vivit, D., Bartel, A., Stewart, K. (1987). Analysis of Geologic Materials by Wavelength-Dispersive X-Ray Fluorescence Spectrometry. En U. G. Bulletin, & P. Baedeker (Ed.), *Methods for Geochemical Analysis* (Vol. 1770, págs. E1-E18).
- Takeuchi, S. (2011). Preeruptive magma viscosity: An important measure of magma eruptibility. *Journal of Geophysical Research*, 116, 1-19.
- Tammann, G., Hesse, W. (1926). Die Abhängigkeit der Viskosität von der Temperatur bei unterkühlten Flüssigkeiten. *Journal of inorganic and general chemistry*, 156, 245-257.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D., Nesbitt, R. (1986). Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29, 293-309.
- Valentine, G. A. y Connor, C. B. (2015). Basaltic Volcanic Fields. En H. H. Sigurdsson, *Encyclopedia of Volcanoes* (págs. 423-438). ELSEIVER.
- Valentine, G.A. y Gregg, T.K.P. (2008). Continental basaltic volcanoes - Processes and problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Reserch*, 177, 857-873.
- Vazquez, A. (2017). *Inicio de la actividad explosiva del volcán Pelado, Sierra Chichinautzin, México: cuantificación de volátiles y evolución magmática*. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Vázquez-Sánchez, E. y Jaimes-Palomera, R. (1989). Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 28, 133-189.
- Velasco-Tapia, F., P. Verma, S. (2001b). First Partial Melting Inversion Model for a Rift-Related Origin of the Sierra de Chichinautzin Volcanic Field, Central Mexican Volcanic Belt. *International Geology Review*, 43, 788-817.
- Velasco-Tapia, F., Verma, S. (2001a). Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin: análisis de información y perspectivas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18, 1-36.
- Verma, S. (2000). Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America, Special Paper 334*, 195-222.

- Vogel, D. (1921). Temperaturabhängigkeit Gesetz der Viskosität von Flüssigkeiten. *Physikalische Zeitschrift*, 645-646.
- Walker, G. P. (1993). Basaltic-volcano systems. *Geological Society, Special Publications*, 76(1), 3-38.
- Wallace, P., Carmichael, I. (1989). Minette lavas and associated leucitites from the western front of the Mexican Volcanic Belt: petrology chemistry and origin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103, 470-492.
- Wallace, P., Carmichael, I. (1999). Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135, 291-314.
- Waters, L., Lange, R. (2015). An updated calibration of the plagioclase-liquid hygrometer-thermometer applicable to basalts through rhyolites. *American Mineralogist*, 100, 2172-2184.
- White, W. (2005). Trace Elements in Igneous Processes . En W. White, *Geochemistry* (págs. 258-311). Cornell University.
- Wittich, E. (1919). Los fenómenos microvolcánicos en el Pedregal de San Ángel. *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate*, 38, 101-120.
- Xu, Y.G., Wang, Q., Wang, J., Zhou, J. (2020). The origin of arc basalts: New advances and remaining questions. *Science China Earth Sciences*, 1-23.
- Zheng, Y. (2019). Subduction zone geochemistry. *Geoscience Frontiers*, 10, 1223-1254.

Anexos

- I. Composición química y fórmula mineral de microfenocristales de plagioclasa de las rocas del cono STM (CVSC) con base en 8 oxígenos.**
- II. Composición química y formula mineral de microfenocristales de ortopiroxeno de las rocas del cono STM (CVSC), con base en 8 oxígenos.**
- III. Composición química y formula mineral de microfenocristales de clinopiroxeno de las rocas del con STM (CVSC) con base en 6 oxígenos.**
- IV. Composición química y formula mineral de microfenocristales y fenocristales de clinopiroxeno de las coronas de reacción de las rocas del cono STM (CVSC) con base en 6 oxígenos**
- V. Análisis químicos de roca total. Elementos mayores y traza de las rocas estudiadas.**
- VI. Resultados de la viscosidad del líquido, la viscosidad relativa a los cristales y viscosidad del magma.**
- VII. Viscosidades de diferentes magmas en algunos volcanes poligenéticos y monogenéticos en el mundo.**

Anexos

Anexo I. Composición química y fórmula mineral de microfenocristales de plagioclasa de las rocas del cono STM (CVSC), con base en 8 oxígenos

Muestra:	STM-1903													
Flujo de lava	Sur													
Roca	Andesita													
Textura	mf													
SiO ₂	57.2	52.1	54.4	56.5	52.7	55.0	55.7	51.9	54.7	54.3	54.5	55.2	55.3	54.9
Al ₂ O ₃	26.9	28.3	28.1	25.7	28.6	26.8	25.9	28.9	27.5	27.7	28.8	28.0	26.9	27.9
FeO	1.0	0.6	0.7	0.9	0.8	0.6	0.7	0.6	0.6	0.6	0.7	0.7	1.2	0.8
CaO	11.0	13.1	12.0	10.1	12.9	11.9	10.9	13.4	11.7	11.8	12.5	15.8	10.8	11.7
Na ₂ O	4.3	3.6	4.2	4.9	4.1	4.2	4.8	3.6	4.4	4.3	4.0	4.4	4.5	4.4
K ₂ O	0.5	0.1	0.2	0.4	0.2	0.2	0.3	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3
Total	100.7	97.8	99.6	98.6	99.3	98.7	98.3	98.3	99.2	99.0	100.6	104.3	98.9	100.0
Si	10.2	9.6	9.9	10.3	9.6	10.0	10.2	9.6	10.0	9.9	9.8	9.7	10.0	9.9
Al	5.6	6.2	6.0	5.5	6.1	5.8	5.6	6.3	5.9	6.0	6.1	5.8	5.7	5.9
Fe ₂	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1
Ca	2.1	2.6	2.3	2.0	2.5	2.3	2.1	2.6	2.3	2.3	2.4	3.0	2.1	2.3
Na	1.5	1.3	1.5	1.7	1.5	1.5	1.7	1.3	1.6	1.5	1.4	1.5	1.6	1.5
K	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1
Ab	40.4	33.1	38.0	45.8	36.2	38.8	43.4	32.2	40.0	39.3	36.3	33.0	42.4	39.9
An	56.7	66.0	60.7	51.8	62.6	60.0	55.0	67.1	58.8	59.4	62.7	65.9	56.1	58.6
Or	2.9	0.8	1.3	2.4	1.2	1.2	1.6	0.7	1.3	1.3	1.0	1.1	1.5	1.5

Las concentraciones de elementos mayores están en porcentaje en masa (%). Ab, An, Or están en fracción molar. Abreviaciones: STM=Santa Martha, mf= microfenocristales, CVSC=Campo Volcánico Sierra Chichinautzin. Ab=Albita, An=Anortita, Or=Ortoclasa.

Anexo I (continuación)

Muestra:	STM-1904														
Flujo de lava	Sur														
Roca	Ande														
Textura	mf														
SiO2	60.0	55.6	55.0	57.0	56.1	56.9	55.0	57.0	55.4	60.1	55.8	59.6	56.1	53.6	55.2
Al2O3	22.4	24.2	26.6	25.8	26.5	25.5	26.3	25.3	26.6	22.3	28.5	24.9	27.3	28.7	27.2
FeO	1.4	1.1	0.7	0.7	0.7	0.9	0.9	1.1	0.8	1.4	0.8	0.9	0.8	0.7	0.8
CaO	8.3	9.6	10.8	9.7	10.8	9.7	10.6	10.2	11.4	7.6	11.7	9.0	10.9	12.6	10.8
Na2O	5.3	5.0	5.0	5.2	4.7	5.9	4.7	4.8	4.5	5.8	4.3	5.2	4.9	3.9	4.6
K2O	0.7	0.4	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.6	0.3	0.7	0.3	0.2	0.3
Total	98.0	95.9	98.4	98.6	99.0	99.2	97.8	98.8	98.8	97.7	101.3	100.3	100.3	99.7	98.9
Si	10.9	10.4	10.1	10.3	10.2	10.3	10.1	10.3	10.1	10.9	9.9	10.6	10.1	9.7	10.0
Al	4.8	5.3	5.7	5.5	5.7	5.4	5.7	5.4	5.7	4.8	6.0	5.2	5.8	6.1	5.8
Fe2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Ca	1.6	1.9	2.1	1.9	2.1	1.9	2.1	2.0	2.2	1.5	2.2	1.7	2.1	2.4	2.1
Na	1.8	1.8	1.8	1.8	1.6	2.1	1.7	1.7	1.6	2.0	1.5	1.8	1.7	1.4	1.6
K	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.0	0.1
Ab	51.0	47.4	45.0	48.1	43.2	51.6	43.6	45.0	40.8	55.5	39.4	49.0	43.9	35.4	42.4
An	44.6	50.2	53.4	49.7	55.0	46.6	54.4	52.9	57.8	40.6	59.1	46.9	54.5	63.5	55.8
Or	4.5	2.5	1.6	2.1	1.8	1.8	2.0	2.1	1.4	3.9	1.5	4.1	1.6	1.1	1.8

Anexo I (continuación)

Muestra :	STM-1906													
Flujo de lava	Norte													
Roca	Andesit a													
Textura	mf													
SiO2	54.4	60.5	61.5	57.5	56.3	61.1	61.8	57.1	63.0	58.1	56.4	55.3	60.0	63.8
Al2O3	27.9	22.4	22.9	25.2	27.2	21.6	22.0	26.3	20.9	24.2	25.5	26.2	24.5	21.4
FeO	0.6	1.2	1.0	2.5	0.8	1.5	1.1	0.9	1.5	0.8	1.0	0.9	1.3	1.0
CaO	12.1	7.8	7.3	8.7	10.9	6.8	6.5	10.2	6.4	9.1	10.2	11.2	9.0	6.1
Na2O	4.2	5.3	5.2	5.4	4.8	5.4	5.7	5.3	5.4	5.9	5.2	4.6	4.5	6.4
K2O	0.2	0.9	1.3	0.6	0.3	0.3	1.4	0.4	1.4	0.4	0.3	0.3	0.8	1.1
Total	99.5	98.1	99.2	99.8	100.3	96.6	98.4	100.1	98.6	98.6	98.6	98.5	100.1	99.7
Si	9.9	10.9	11.0	10.3	10.1	11.1	11.1	10.3	11.3	10.6	10.3	10.1	10.7	11.3
Al	6.0	4.8	4.8	5.3	5.7	4.6	4.7	5.6	4.4	5.2	5.5	5.7	5.1	4.5
Fe2	0.1	0.2	0.1	0.3	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1
Ca	2.4	1.5	1.4	1.7	2.1	1.3	1.3	2.0	1.2	1.8	2.0	2.2	1.7	1.2
Na	1.5	1.9	1.8	1.9	1.7	1.9	2.0	1.8	1.9	2.1	1.9	1.6	1.6	2.2
K	0.1	0.2	0.3	0.1	0.1	0.1	0.3	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2
Ab	38.1	51.9	51.5	50.8	43.7	57.5	55.7	47.3	54.7	52.5	47.2	41.7	45.3	61.1
An	60.5	42.5	40.1	45.6	54.6	40.3	35.2	50.6	35.9	44.9	50.8	56.4	49.3	32.3
Or	1.4	5.6	8.5	3.7	1.7	2.2	9.1	2.1	9.3	2.6	2.0	1.8	5.4	6.6

Pg=plagioclasa, Opx=ortopiroxeno, Cpx=clinopiroxeno; Prom= promedio.

Anexo II.

Composición química y fórmula mineral de microfenocristales y fenocristales de ortopiroxeno de las rocas del cono Santa Martha (CVSC) con base en 6 oxígenos

Muestra:	STM-1903	STM-1904	STM-1904	STM-1904	STM-1904	STM-1904	STM-1904											
Flujo de lava	Sur																	
Textura	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Borde	Centro	Borde	Borde	Centro	Centro	Borde	Centro	Centro	Centro	Centro	Borde	Borde
SiO ₂	55.7	54.5	55.2	55.2	53.8	56.1	56.5	56.1	55.4	55.5	56.0	54.2	55.7	55.4	53.6	55.4	55.1	
TiO ₂	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	
Al ₂ O ₃	0.9	2.0	1.2	1.3	2.1	1.4	1.1	1.3	1.5	0.5	1.2	1.3	1.5	1.6	2.8	1.3	1.2	
FeO	9.8	9.2	9.7	11.0	12.3	10.0	8.6	10.8	10.8	10.1	9.2	9.1	9.3	8.7	11.6	9.7	10.1	
Cr ₂ O ₃	0.4	0.8	0.3	0.2	0.0	0.4	0.5	0.2	0.3	0.1	0.2	0.5	0.6	0.6	0.3	0.5	0.3	
MnO	0.3	0.2	0.3	0.3	0.4	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	
MgO	31.0	31.1	30.8	29.2	28.7	30.7	31.3	30.2	30.2	31.1	30.5	30.4	31.3	30.7	28.6	30.5	30.7	
CaO	1.6	1.2	1.3	1.4	1.6	1.3	1.2	1.3	1.5	1.4	1.5	1.1	1.2	1.3	1.6	1.2	1.3	
Na ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	
Total	99.8	99.1	98.9	98.6	99.2	100.3	99.7	100.3	100.1	99.2	99.1	97.0	99.9	98.7	98.9	99.0	99.2	
TSi	2.0	1.9	2.0	2.0	1.9	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	1.9	2.0	2.0	
M1Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
M1Fe ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
M1Mg	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.9	0.9	1.0	1.0	
Ca	3.0	2.2	2.6	2.7	3.1	2.4	2.4	2.5	2.9	2.7	2.9	2.2	2.3	2.5	3.1	2.4	2.5	
Mg	82.0	83.6	82.4	80.0	77.7	82.2	84.2	80.9	80.6	82.0	82.7	83.4	83.5	83.8	78.6	82.5	82.0	
WO	3.0	2.2	2.6	2.7	3.1	2.4	2.4	2.5	2.9	2.7	2.9	2.2	2.3	2.5	3.1	2.4	2.5	
EN	82.0	83.6	82.4	80.0	77.7	82.2	84.2	80.9	80.6	82.0	82.7	83.4	83.5	83.8	78.6	82.5	82.0	
FS	15.0	14.2	15.1	17.3	19.2	15.4	13.4	16.6	16.5	15.2	14.4	14.4	14.3	13.7	18.3	15.1	15.5	
#Mg	84.9	85.8	84.9	82.6	80.6	84.5	86.6	83.3	83.3	84.6	85.5	85.6	85.7	86.3	81.4	84.9	84.5	

Las concentraciones de elementos mayores están en porcentaje en masa (%). Wo, En, Fs están en fracción molar. Abreviaciones: STM=Santa Martha, CVSC=Campo Volcánico Sierra Chichinautzin. WO=Wollastonita, EN=Enstatita, FS=Ferrosilita. #Mg= $100 \cdot (\text{MgO}) / (\text{MgO} + \text{FeO})$ con óxidos en fracción molar.

Anexo II (continuación)

Composición química y fórmula mineral de microfenocristales y fenocristales de ortopiroxeno de las rocas del cono STM (CVSC) con base en 6 oxígenos.

Muestra:	STM-1906						
Flujo de lava	Norte						
Roca	Andesita						
Textura	Centro	Borde	Borde	Centro	Centro	Borde	Centro
SiO ₂	55.9	55.5	56.5	55.5	55.2	55.6	55.5
TiO ₂	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1
Al ₂ O ₃	1.9	1.7	1.2	1.9	1.7	1.3	1.7
FeO	12.5	9.2	10.1	9.8	9.7	9.4	8.9
Cr ₂ O ₃	0.1	0.5	0.4	0.6	0.6	0.4	0.6
MnO	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3
MgO	29.5	30.1	31.0	30.3	30.8	31.0	30.3
CaO	1.3	1.2	1.4	1.4	1.2	1.2	1.2
Na ₂ O	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0
Total	101.7	98.7	101.0	100.0	99.7	99.3	98.6
TSi	2.0	2.0	2.0	2.0	1.9	2.0	2.0
M1Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
M1Fe ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
M1Mg	1.0	0.9	1.0	0.9	1.0	1.0	0.9
Ca	2.5	2.4	2.7	2.8	2.4	2.2	2.3
Mg	78.4	83.0	81.9	81.9	82.6	83.2	83.5
WO	2.5	2.4	2.7	2.8	2.4	2.2	2.3
EN	78.4	83.0	81.9	81.9	82.6	83.2	83.5
FS	19.0	14.6	15.4	15.3	15.0	14.5	14.2
#Mg	80.8	85.4	84.5	84.6	84.9	85.4	85.8

Las concentraciones de elementos mayores están en porcentaje en masa (%). Wo, En, Fs están en fracción molar.

Anexo III.

Composición química y fórmula mineral de microfenocristales y fenocristales de clinopiroxeno de las rocas del cono STM (CVSC) con base en 6 oxígenos

Muestra:	STM-1903												
Flujo de lava	Sur												
Roca	Andesita												
Textura	Centro	Centro	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Borde	Borde	Centro	Centro	Borde
SiO ₂	52.8	53.3	53.0	52.8	53.5	52.0	52.7	51.7	51.0	52.5	60.2	52.9	52.7
TiO ₂	0.5	0.4	0.3	0.2	0.3	0.4	0.3	0.6	0.7	0.6	0.3	0.5	0.4
Al ₂ O ₃	2.2	2.1	1.1	1.2	1.1	1.6	1.8	2.5	3.4	2.7	1.7	2.4	2.3
FeO	7.0	5.3	4.9	5.2	4.7	5.2	5.4	6.8	7.3	6.4	5.5	6.1	6.2
Cr ₂ O ₃	0.1	0.5	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.1	0.0	0.0	0.2	0.4	0.2
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
MgO	17.1	16.6	17.3	17.1	17.4	16.7	16.9	16.3	15.1	15.7	21.5	16.6	16.5
CaO	20.2	22.1	22.1	22.4	21.7	22.3	21.5	21.4	21.9	22.0	21.3	21.5	21.4
Na ₂ O	0.3	0.4	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3
Total	100.5	100.8	99.4	99.6	99.4	98.9	99.6	99.8	100.1	100.4	111.2	100.9	100.3
TSi	1.9	1.9	1.9	1.9	2.0	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	2.0	1.9	1.9
M1Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
M1Fe ₂	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1
M1Mg	0.9	0.9	0.9	0.9	1.0	0.9	0.9	0.9	0.8	0.9	1.0	0.9	0.9
Ca	40.6	44.7	44.1	44.4	43.7	44.9	43.6	43.2	44.9	44.8	38.3	43.5	43.3
Mg	48.0	46.6	47.9	47.3	48.6	46.8	47.6	45.8	43.1	44.7	53.7	46.7	46.5
WO	40.6	44.7	44.1	44.4	43.7	44.9	43.6	43.2	44.9	44.8	38.3	43.5	43.3
EN	48.0	46.6	47.9	47.3	48.6	46.8	47.6	45.8	43.1	44.7	53.7	46.7	46.5
FS	11.4	8.7	8.0	8.4	7.7	8.3	8.9	11.0	12.0	10.6	8.0	9.8	10.2
#Mg	81.3	84.7	86.2	85.4	86.8	85.3	84.7	81.0	78.7	81.4	87.4	83.0	82.6

Las concentraciones de elementos mayores están en porcentaje en masa (%). Wo, En, Fs están en fracción molar. Abreviaciones: STM=Santa Martha, CVSC=Campo Volcánico Sierra Chichinautzin. WO=Wollastonita, EN=Enstatita, FS=Ferrosilita. #Mg= $100 \cdot (\text{MgO}) / (\text{MgO} + \text{FeO})$ con óxidos en fracción molar.

Anexo III (continuación)

Composición química y fórmula mineral de microfenocristales y fenocristales de clinopiroxeno de las rocas del cono STM (CVSC) con base en 6 oxígenos

Muestra:	STM-1906	STM-1906	STM-1906
Flujo de lava	Norte	Norte	Norte
Roca	Andesita	Andesita	Andesita
Textura	Centro	Centro	Centro
SiO ₂	52.1	52.8	51.8
TiO ₂	0.5	0.5	0.5
Al ₂ O ₃	2.3	2.5	2.4
FeO	5.4	5.7	6.2
Cr ₂ O ₃	0.7	0.7	0.2
MnO	0.2	0.2	0.2
MgO	16.6	16.4	16.6
CaO	21.7	22.2	21.6
Na ₂ O	0.3	0.3	0.3
Total	99.7	101.3	99.9
TSi	1.9	1.9	1.9
M1Ti	0.0	0.0	0.0
M1Fe ₂	0.0	0.1	0.1
M1Mg	0.9	0.9	0.9
Ca	44.0	44.7	43.5
Mg	47.1	46.0	46.3
WO	44.0	44.7	43.5
EN	47.1	46.0	46.3
FS	8.9	9.3	10.2
#Mg	84.5	83.6	82.6

Las concentraciones de elementos mayores están en porcentaje en masa (%). Wo, En, Fs están en fracción molar.

Anexo IV.

Composición química y fórmula mineral de microfenocristales y fenocristales de clinopiroxeno de las coronas de reacción de las rocas del cono STM (CVSC) con base en 6 oxígenos

Muestra:	STM-1903	STM-1906	STM-1906	STM-1906									
Flujo de lava	Sur	Norte	Norte	Norte									
Roca	Andesita												
Textura	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Borde	Borde	Centro	Borde	Borde	Centro	Centro	Centro
SiO ₂	54.5	54.3	54.0	54.2	54.4	54.3	52.1	53.4	53.3	51.7	54.9	53.8	54.4
TiO ₂	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.6	0.3	0.3	0.6	0.1	0.1	0.1
Al ₂ O ₃	0.3	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	2.6	2.1	1.6	3.2	0.1	0.2	0.2
FeO	5.3	5.4	5.4	5.9	5.9	6.1	6.7	5.7	5.3	6.5	5.4	5.2	6.0
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2
MgO	16.9	17.0	16.9	16.4	16.8	16.8	16.2	16.8	16.7	14.5	16.8	16.9	17.1
CaO	22.4	22.4	22.9	23.1	22.7	22.4	21.7	21.3	21.9	24.1	23.3	22.9	22.4
Na ₂ O	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.5	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2
Total	99.9	99.9	99.8	100.2	100.4	100.3	100.4	100.2	99.8	101.0	101.0	99.6	100.5
TSi	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	1.9	1.9	1.9	1.9	2.0	2.0	2.0
M1Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
M1Fe ₂	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1
M1Mg	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8	0.9	0.9	0.9
Ca	44.5	44.4	45.1	45.6	44.6	44.2	43.8	43.4	44.2	48.8	45.6	45.2	43.9
Mg	46.9	46.9	46.3	45.0	46.1	46.2	45.3	47.4	47.0	40.7	45.9	46.5	46.6
WO	44.5	44.4	45.1	45.6	44.6	44.2	43.8	43.4	44.2	48.8	45.6	45.2	43.9
EN	46.9	46.9	46.3	45.0	46.1	46.2	45.3	47.4	47.0	40.7	45.9	46.5	46.6
FS	8.6	8.7	8.6	9.4	9.4	9.7	10.8	9.3	8.8	10.5	8.5	8.3	9.5
#Mg	85.0	84.8	84.7	83.1	83.6	83.1	81.2	83.9	84.8	79.8	84.8	85.3	83.6

Las concentraciones de elementos mayores están en porcentaje en masa (%). Wo, En, Fs están en fracción molar. Abreviaciones: STM=Santa Martha, CVSC=Campo Volcánico Sierra Chichinautzin. WO=Wollastonita, EN=Enstatita, FS=Ferrosilita. #Mg= 100*(MgO) / (MgO+FeO) con óxidos en fracción molar.

Anexo V.

Análisis químicos de roca total. Elementos mayores y traza de las rocas estudiadas

Muestra:	STM-1901	STM-1902	STM-1903	STM-1904A	STM-1904B	STM-1905	STM-1906	MX-42	MX-46	211	LC-1167	202
Flujo de lava	Sur	Sur	Sur	Escoria	Sur	Norte	Norte	Norte	Norte	Sur	-	-
Estructura	STM	Tepecingo	Esperanza									
Lat N	19°00'20"	19°02'10"	19°02'53"	19°03'13"	19°03'13"	19°04'47"	19°05'42"	19°04'31"	19°04'30"	19°00'13"	18°59'59"	19° 5'50"
Long W	99°24'46"	99°23'57"	99°24'04"	99°24'06"	99°24'06"	99°24'11"	99°24'29"	99°23'56"	99°25'52"	99°24'53"	99°24'43"	99°26'4"
SiO2	61.2	60.9	61.3	60.6	61.7	61.2	61.3	60.6	60.0	59.9	55.5	60.2
TiO2	0.9	0.9	0.9	1.0	0.8	1.0	0.9	0.9	0.8	0.8	1.4	0.7
Al2O3	15.8	15.8	15.8	16.1	15.8	16.0	16.2	16.1	16.8	14.7	16.3	15.5
Fe2O3t	5.7	5.7	5.6	5.6	5.5	5.6	5.6	6.3	6.2	6.4	8.9	6.6
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2
MgO	4.6	4.7	4.6	4.5	4.5	4.4	4.3	3.9	4.2	4.6	5.2	2.5
CaO	6.0	6.0	5.9	6.1	5.8	5.9	5.8	6.1	6.2	6.6	6.8	5.0
Na2O	3.9	3.9	3.9	4.0	4.0	4.0	4.1	4.1	4.1	4.2	3.6	5.0
K2O	1.6	1.6	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.6	1.9	1.4	2.9
P2O5	0.3	0.3	0.2	0.4	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.7	0.3
LOI	-0.1	0.1	-0.1	0.1	-0.1	-0.1	-0.1	0.4	0.3	-	-	-
Total	100.1	99.9	100.1	99.9	100.2	100.2	100.1	99.9	100.2	99.6	100.0	98.8
#Mg	64.2	64.5	64.3	63.6	64.4	63.4	62.9	58.0	59.6	61.1	56.3	45.7
Li	19.4	19.4	18.9	19.0	20.1	20.1	19.6	-	-	-	12.6	-
Be	1.4	1.4	1.4	1.5	1.5	1.5	1.5	-	-	-	2.1	-
B	11.8	11.9	11.4	12.4	12.2	13.0	12.0	-	-	-	-	-
P	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	-	-	-	-	-
Sc	14.9	14.7	13.6	14.0	13.1	13.7	13.0	-	-	-	18.7	-
Ti	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	-	-	-	-	-
V	115.0	116.6	110.2	102.0	103.7	106.3	102.7	103.0	110.0	-	132.7	-
Cr	582.1	585.3	574.8	504.7	505.1	610.6	526.4	167.0	200.0	-	210.1	-
Co	19.2	19.4	18.4	19.4	18.5	18.8	18.2	19.0	22.0	-	25.8	-
Ni	83.0	79.0	89.4	83.6	93.2	82.8	82.1	74.0	82.0	-	109.6	-

Cu	26.1	27.0	27.5	31.4	27.3	27.4	27.0	26.0	28.0	-	36.4	-
Zn	69.7	70.5	68.9	69.9	69.4	69.8	69.2	79.0	78.0	-	102.9	-
Ga	19.5	19.5	19.1	19.5	19.8	19.5	19.6	-	-	-	21.2	-
Rb	41.5	40.3	40.2	39.4	41.7	41.7	39.7	46.0	43.0	-	29.3	-
Sr	655.3	691.1	660.7	705.2	685.6	682.8	646.4	679.0	586.0	-	634.6	-
Y	19.4	19.9	19.5	20.1	19.5	19.9	18.7	16.0	14.0	-	38.0	-
Zr	190.4	192.1	191.1	195.0	190.7	199.1	195.5	184.0	176.0	-	366.3	-
Nb	6.3	6.4	6.5	6.5	7.3	6.8	6.5	7.0	8.0	-	23.2	-
Mo	4.2	4.6	3.9	3.9	3.9	4.6	3.9	-	-	-	1.2	-
Sn	1.3	1.3	1.3	1.6	1.5	1.4	1.3	-	-	-	1.6	-
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	-	-	-	0.2	-
Cs	1.5	1.4	1.4	1.5	1.5	1.5	1.5	-	-	-	0.7	-
Ba	550.1	569.4	555.6	655.9	557.6	605.0	556.2	577.0	534.0	-	580.1	-
La	23.9	24.9	24.3	28.1	24.5	26.2	24.3	24.0	24.0	-	43.2	-
Ce	51.2	53.5	52.1	60.9	52.6	56.1	51.6	58.0	55.0	-	91.4	-
Pr	6.3	6.6	6.5	7.7	6.5	6.9	6.3	-	-	-	12.6	-
Nd	25.6	27.1	26.6	31.6	26.3	28.5	26.0	33.0	27.0	-	50.4	-
Sm	5.2	5.5	5.4	6.4	5.4	5.8	5.2	-	-	-	10.4	-
Eu	1.4	1.4	1.4	1.6	1.4	1.5	1.4	-	-	-	2.8	-
Tb	0.6	0.7	0.6	0.7	0.7	0.7	0.6	-	-	-	1.3	-
Gd	4.4	4.6	4.6	5.2	4.5	4.8	4.4	-	-	-	8.9	-
Dy	3.3	3.4	3.3	3.6	3.4	3.5	3.2	-	-	-	7.1	-
Ho	0.6	0.6	0.6	0.7	0.6	0.6	0.6	-	-	-	1.3	-
Er	1.8	1.8	1.8	1.8	1.7	1.8	1.7	-	-	-	3.6	-
Yb	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.5	-	-	-	3.3	-
Lu	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	-	-	-	0.5	-
Hf	4.3	4.4	4.4	4.5	4.5	4.5	4.4	-	-	-	7.2	-
Ta	0.4	0.4	0.4	0.4	1.0	0.4	0.4	-	-	-	1.2	-
W	0.2	0.2	0.2	0.2	0.6	0.2	0.2	-	-	-	0.7	-
Tl	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	-	-	-	0.1	-
Pb	8.2	8.2	8.2	9.2	8.4	8.8	8.4	6.0	6.0	-	8.3	-
Th	4.4	4.4	4.4	4.7	4.5	4.6	4.4	6.0	6.0	-	3.7	-

U 1.3 1.3 1.3 1.4 1.4 1.4 1.4 - - - 1.2 -

Las concentraciones de elementos mayores están en porcentaje en masa (%). Las concentraciones de elementos traza están en partes por millón (ppm). Abreviaciones: Lat: latitud, Long=longitud, STM=Santa Martha. #Mg=100*MgO/(MgO+FeO).

Anexo V (continuación)

Análisis químicos de roca total. Elementos mayores y traza de las rocas estudiadas

Muestra:	205	LC-1060	LC-1061	209	220	LC-1166	LC-1169	219	LC-1170
Flujo de lava	Norte	-	Sur	-	-	-	-	-	-
Estructura	STM	Tepetzingo	El Castillo	Lava anti. STM	Lava anti. STM	Sta. Lucia	Tezontle	Tezontle	El Cerrito
Lat N	19°04'56"	19°03'27"	19°00'51"	19°02'39"	19°02'10"	19°01'42"	19°02'10"	19°02'10"	18°58'52"
Long W	99°24'13"	99°26'15"	99°25'33"	99°23'34"	99°23'26"	99°22'50"	99°27'44"	99°27'44"	99°25'15"
SiO ₂	60.3	60.8	53.6	57.6	58.5	61.7	54.4	53.0	55.4
TiO ₂	0.7	0.8	1.4	1.1	0.5	0.8	1.5	1.3	0.9
Al ₂ O ₃	14.4	16.6	16.5	15.6	14.3	17.4	17.1	15.2	18.3
Fe ₂ O _{3t}	7.9	5.9	9.0	8.0	6.8	5.8	8.4	9.4	7.8
MnO	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	3.6	4.5	5.9	5.0	5.9	3.2	5.9	6.4	4.7
CaO	6.3	5.7	8.0	6.0	6.8	5.6	6.9	7.5	8.7
Na ₂ O	4.6	3.9	3.4	4.4	4.5	3.7	4.0	4.7	2.9
K ₂ O	2.3	1.5	1.3	1.0	1.9	1.4	1.3	1.7	1.0
P ₂ O ₅	0.3	0.2	0.7	0.1	0.2	0.2	0.4	0.2	0.2
LOI	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	100.5	100.0	100.0	99.0	99.5	100.0	100.0	99.5	100.0
#Mg	50.1	62.3	58.9	57.9	65.8	55.2	60.7	60.1	56.7
Li	-	17.1	13.8	-	-	9.0	12.5	-	5.6
Be	-	1.4	2.1	-	-	1.2	1.8	-	1.0
B	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Sc	-	13.1	19.3	-	-	15.8	18.4	-	27.9
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	-	95.5	138.5	-	-	113.5	131.3	-	209.8
Cr	-	170.0	197.6	-	-	63.8	206.6	-	88.4
Co	-	18.6	27.8	-	-	14.2	30.8	-	20.5
Ni	-	17.1	110.1	-	-	13.4	105.1	-	8.0
Cu	-	28.1	36.9	-	-	15.0	35.9	-	19.1
Zn	-	72.4	108.5	-	-	67.7	77.3	-	76.7
Ga	-	19.4	21.6	-	-	20.4	18.7	-	19.4
Rb	-	33.9	22.2	-	-	25.7	21.5	-	20.9
Sr	-	593.3	785.0	-	-	809.0	612.6	-	536.4
Y	-	17.4	41.1	-	-	21.4	25.0	-	32.3
Zr	-	175.4	367.5	-	-	151.2	200.4	-	102.2
Nb	-	5.8	22.6	-	-	4.9	16.5	-	4.5
Mo	-	1.2	1.2	-	-	0.9	1.6	-	0.9
Sn	-	1.1	1.6	-	-	0.8	1.2	-	0.9
Sb	-	0.1	0.1	-	-	0.1	0.1	-	0.1
Cs	-	1.3	0.7	-	-	0.6	0.6	-	0.9
Ba	-	533.6	690.3	-	-	446.0	422.3	-	289.4
La	-	22.4	50.8	-	-	20.2	22.8	-	15.2
Ce	-	48.0	107.1	-	-	34.6	49.2	-	22.9
Pr	-	6.3	14.9	-	-	5.6	6.5	-	4.1
Nd	-	25.5	60.2	-	-	23.1	26.7	-	18.4
Sm	-	5.3	12.3	-	-	4.8	5.8	-	4.5
Eu	-	1.4	3.2	-	-	1.4	1.7	-	1.4
Tb	-	0.6	1.4	-	-	0.6	0.8	-	0.8
Gd	-	4.4	10.2	-	-	4.5	5.4	-	5.0
Dy	-	3.3	7.7	-	-	3.7	4.6	-	4.7
Ho	-	0.6	1.4	-	-	0.7	0.9	-	1.0
Er	-	1.6	3.8	-	-	2.0	2.5	-	2.8
Yb	-	1.5	3.3	-	-	1.8	2.2	-	2.5
Lu	-	0.2	0.5	-	-	0.3	0.3	-	0.4

Hf	-	4.2	7.3	-	-	3.6	4.5	-	2.6
Ta	-	0.4	1.2	-	-	0.3	1.0	-	0.3
W	-	1.3	0.8	-	-	1.0	1.5	-	1.2
Tl	-	0.2	0.2	-	-	0.1	0.1	-	0.1
Pb	-	8.0	9.0	-	-	5.8	5.7	-	4.5
Th	-	3.9	4.0	-	-	2.6	3.0	-	1.7
U	-	1.2	1.3	-	-	0.8	0.9	-	0.5

Las concentraciones de elementos mayores están en porcentaje en masa (%). Las concentraciones de elementos traza están en partes por millón (ppm). Abreviaciones: Lat: latitud, Long=longitud, STM=Santa Martha. #Mg=100*MgO/(MgO+FeO).

Anexo VI. Resultados de la viscosidad del líquido (Giordano *et al.*, 2008), la viscosidad relativa a los cristales (Krieger y Dougherty, 1959; Müller *et al.*, 2010) y la viscosidad del magma (Spera, 2000; Takeuchi, 2011)

Muestra	flujo de lava	Volumen (%)		Composición química normalizada												n líquido (log Pa s)	nr cristales (log Pa s)	n magma (log Pa s)
		Mineralogía	Esferas	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	H2O	Total			
STM 1901	sur	Pg+Opx+Cpx	15	61.18	0.93	15.80	5.66	0.09	4.62	5.94	3.89	1.63	0.27	4.80	100.0	2.29	0.24	2.63
STM 1902	sur	Pg+Opx+Cpx	15	60.91	0.93	15.80	5.71	0.09	4.72	6.04	3.90	1.63	0.26	4.80	100.0	2.36	0.24	2.60
STM 1903	sur	Pg+Opx+Cpx	15	61.27	0.93	15.74	5.63	0.10	4.62	5.91	3.92	1.67	0.24	4.80	100.0	2.37	0.24	2.61
STM 1904A	sur	Pg+Opx+Cpx	15	60.65	0.96	16.12	5.63	0.09	4.47	6.07	3.97	1.68	0.38	4.80	100.0	2.33	0.24	2.57
STM 1904B	sur	Pg+Opx+Cpx	15	61.66	0.83	15.82	5.47	0.09	4.47	6.07	3.97	1.68	0.38	4.80	100.4	2.38	0.24	2.62
																	Prom	2.61
STM 1905	norte	Pg+Opx+Cpx	10	61.12	0.99	15.96	5.58	0.10	4.39	5.89	4.01	1.70	0.27	4.00	100.0	2.55	0.15	2.70
STM 1906	norte	Pg+Opx+Cpx	10	61.28	0.87	16.14	5.55	0.10	4.28	5.79	4.12	1.66	0.23	4.00	100.0	2.54	0.15	2.69
																	Prom	2.70

Anexo VII. Viscosidades de diferentes magmas en algunos volcanes poligenéticos y monogenéticos en el mundo

Volcán	Contenido de H2O (% peso)	Temperatura (°C)	Contenido de sílice (% peso)	Contenido de fenocristales (% vol.)	Viscosidad de fundido (log Pa s)	Viscosidad de magma (log Pa s)	Ubicación	Referencias
Estrómboli	2.6	1150.0	49.4	11.0	1.0	1.2	Italia	di Carlo <i>et al.</i> (2006)
Etna	3.0	1010.0	49.3	10.0	2.3	2.5	Italia	Goepfert y Gardner (2010)
Santa Helena	4.3	870.0	65.0	46.0	4.5	6.1	EUA	Gardner <i>et al.</i> (1995)
Kilauea	0.7	1190.0	50.8	30.0	1.2	1.9	Hawái	Wallace y Anderson (1998)
Volcán de Colima	3.5	985.0	60.0	40.0	3.4	4.6	México	Luhr (2002)
Popocatépetl	1.4	1125.0	62.3	39.0	-	4.5	México	Ramírez-Uribe <i>et al.</i> (2022)
Volcán San Pedro	5.0	850.0	66.0	29.0	4.5	5.2	Guatemala	Costa <i>et al.</i> (2004)
CV-Negros de Aras	0.1	1071.0	60.0	7.0	-	4.3	Chile	Vilches <i>et al.</i> (2022)
Rancho Seco	1.9	1094.0	59.64	6.0	5.5	2.9	CVMG-México	Ramírez-Uribe <i>et al.</i> (2021)
Metate lote 1	6.0	972.0	62.0	19.0	-	2.8	CVMG-México	Chevrel <i>et al.</i> (2016)
Metate lote 2	1.9	1176.0	57.0	19.0	-	2.5	CVMG-México	Chevrel <i>et al.</i> (2016)
El Infiernillo	0.6	1176.0	57.5	5.0	2.7	2.8	CVMG-México	Reyes (2020)
Las Víboras	1.2	1083.0	61.8	10.0	2.4	2.6	CVMG-México	Reyes (2020)
Prieto	1.6	1092.0	62.2	2.6	3.0	2.4	CVMG-México	Reyes (2020)
Capaxtiro	1.1	1091.0	62.6	6.0	4.8	2.7	CVMG-México	Reyes (2020)
Pelagatos lote 1	5.0	1200.0	54.5	10.0	-	1.9	CVSC-México	Guilbaud <i>et al.</i> (2009)

Pelagatos lote 2	5.0	1200.0	54.5	40.0	-	6.0	CVSC-México	Guilbaud <i>et al.</i> (2009)
STM lote 1 (sur)	4.8	1006.0	61.3	35.0	2.4	2.6	CVSC-México	Este trabajo
STM lote 2 (norte)	4.0	1013.0	61.3	35.0	2.6	2.7	CVSC-México	Este trabajo

CVMG=Campo Volcánico Michoacán Guanajuato; CVSC=Campo Volcánico Sierra Chichinautzin.