



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**Posgrado en Ciencias de la Tierra
Instituto de Geofísica**

**CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA, GEOQUÍMICA
E ISOTÓPICA DE LAS LAVAS DEL
ESTRATOVOLCÁN TELAPÓN, SIERRA NEVADA,
MÉXICO.**

T E S I S

**Que para obtener el grado de
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(Geoquímica y Petrología)**

presenta

GLORIA PATRICIA GARCÍA TOVAR

Director

DR. RAYMUNDO GERARDO MARTÍNEZ SERRANO.

Junio 2009





Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos.

Agradezco infinitamente al Dr. Raymundo G. Martínez Serrano, por sus valiosas enseñanzas, todo su gran apoyo e interés académico a lo largo de mi estancia en el instituto, pero sobre todo por su confianza y por ser una extraordinaria persona. Muchas gracias, doctor.

Gracias al apoyo de los proyectos DGAPA-PAPIIT No- IN113006 y IN118909-3 que solventaron los gastos de laboratorio y trabajo de campo, así como al apoyo económico brindado por la UNAM a través del fomento a la graduación para la terminación de este trabajo de tesis.

Agradezco a los miembros de mi jurado por su revisión y oportunos comentarios, que sin duda beneficiaron este trabajo. Gracias al Dr. Carles Canet Miquel por su revisión detallada de la parte petrográfica y estratigráfica. A la Dra. Barbara Martiny gracias por su gran apoyo en la discusión de la tesis, así como el tiempo que dedicó a la revisión y proposición de los modelos geoquímicos. Al Dr. Lorenzo Vázquez Selem por sus comentarios enriquecedores y al Dr. Peter Schaaf por cuestionarme sobre diferentes temas geoquímicos pero sobre todo isotópicos.

Muchas gracias al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica del Instituto de Geofísica, en especial a la Maestra Gabriela Solís Pichardo, por la realización de los análisis isotópicos y su ayuda técnica. A Teodoro Hernández Treviño por la ayuda proporcionada en el trabajo de molienda y pulverización. De igual forma agradezco al Laboratorio de Fluorescencia de rayos X del Instituto de Geología, por los análisis realizados de elementos mayores y traza, en especial a la Quím. Patricia Girón García y Santiago Avilés. Gracias a Araceli Chaman y al personal administrativo por la ayuda y disponibilidad en los diferentes tramites de mi estancia en el posgrado. A Armando Rosas Jurado por su ayuda en el material de la Biblioteca Conjunta de Ciencias de la Tierra.

Gracias a Sac Nicté y Karla por su compañía en el trabajo de campo.

A ELISA

Resumen.

El Estratovolcán Telapón (EVT) se localiza en la porción norte de la Sierra Nevada, dentro de los sectores centro-oriental de la Faja Volcanica Trans-Mexicana. En este centro volcánico se efectuaron trabajos geológicos, geoquímicos e isotópicos los cuales permitieron la proposición de un mapa geológico y la caracterización petrográfica y geoquímica de los principales eventos de lava. Así, se identificó la existencia de por lo menos 15 unidades de lava y diversos depósitos piroclásticos, los cuales se emplazaron entre ~ 0.7 y 0.274 Ma, para las unidades de lava y < 0.274 Ma para los depósitos piroclásticos. De acuerdo con las edades disponibles para las distintas estructuras que conforman la Sierra Nevada (volcán Popocatepetl, Complejo Volcánico Iztaccíhuatl y Complejo Tláloc-Telapón), se considera que existió una contemporaneidad de eventos magmáticos a lo largo de esta Sierra.

La mayoría de las unidades de lava y depósitos piroclásticos presentan texturas porfídicas con evidencias de la existencia de procesos de mezcla de magmas como son estructuras de "mingling", fenocristales reabsorbidos y corroídos, y la presencia de enclaves comagmáticos de composición andesítica-basáltica. Las unidades de lava basales muestran una composición andesítica predominante, mientras que las unidades de las cumbres y los depósitos piroclásticos finales presentan una composición de dacita a riolita. La mineralogía presente en las lavas del EVT (plagioclasa \pm ortopiroxeno \pm anfíbol \pm clinopiroxeno y menores cantidades de biotita, cuarzo, olivino y apatito) es relativamente similar a la observada en lavas y productos piroclásticos del Popocatepetl y Complejo Volcánico Iztaccíhuatl.

El comportamiento de los elementos mayores y algunos elementos traza de los productos volcánicos del EVT indican que pertenecen a la serie calcoalcalina con potasio medio. También se determinó en las lavas, la existencia de un enriquecimiento de elementos litófilos de radio iónico grande (LILE: Cs, Rb, Sr, Ba, K) y el Pb, con respecto a los elementos de alto potencial de ionización (HFS: Nb, Ta). Este comportamiento es característico de magmas asociados a procesos de subducción en arcos volcánicos, en los que los elementos LIL son aportados por la deshidratación de la placa en subducción, hacia un manto empobrecido que sufrió fusión parcial y generó magmas primarios. Los patrones de los elementos de tierras raras para todas las lavas son muy similares y poco variables indicando la existencia de una fuente del manto homogénea. Así, existe un enriquecimiento de las tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas confirmando el ambiente tectónico convergente ya señalado.

Las relaciones isotópicas de estroncio y neodimio muestran variaciones con respecto a la composición litológica del EVT. Así se tiene que las andesitas presentan valores de

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd de 0.7040 a 0.7044 y +1.79 a +2.69, respectivamente; las dacitas (SiO_2 entre 63 y 68% en peso) muestran rangos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd de 0.7042 a 0.7046 y +0.98 a +2.36, respectivamente; y las dacitas-riolitas (SiO_2 superior a 68% en peso) tienen rangos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd de 0.7043 a 0.7052 y de -1.27 a +1.17, respectivamente. Tres enclaves ígneos presentan relaciones isotópicas menos radiogénicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7038$ a 0.7039 y $\epsilon\text{Nd} = 3.39$ a 4.86). Estas variaciones isotópicas indican la existencia de procesos de asimilación moderada de una corteza continental antigua. De hecho, las variaciones isotópicas de Sr y Nd de las lavas del EVT son las más radiogénicas que se han encontrado en rocas de la Sierra Nevada.

Los valores isotópicos de plomo no muestran correlación con la composición litológica de las rocas del EVT, teniéndose los siguientes rangos: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.629$ - 18.741 , $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.575$ - 15.628 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.431$ - 38.598 . Estos valores constituyen una línea de mezcla entre un componente tipo MORB y la composición de sedimentos continentales depositados en el océano.

Se encontró que el comportamiento geoquímico de las lavas del EVT, puede ser explicado por un modelo de asimilación - cristalización fraccionada (AFC) en el que se utilizó las relaciones isotópicas de Sr y sus concentraciones. Se propuso como miembro inicial un magma primitivo de composición similar a los enclaves ígneos encontrados en lavas del EVT y un miembro final de composición similar a un xenolito cortical antiguo. Este modelo permitió inferir procesos predominantes de cristalización fraccionada y una moderada asimilación cortical. Aunado a los procesos magmáticos anteriores, se propone también la existencia de fenómenos de mezcla de magmas en cámaras magmáticas emplazadas en la corteza superior.

Índice.

	Páginas
Resumen	i
Capitulo 1.- Introducción	1
1.1 Localización y vías de acceso al área de estudio	2
1.2 Importancia del estudio	3
1.3 Objetivos	5
1.4 Trabajos previos en el área de estudio	5
1.5 Metodología	8
1.5.1 Trabajo de gabinete	8
1.5.2 Trabajo de campo	9
1.5.3 Trabajo de laboratorio	11
Capitulo 2.- Geología	15
2.1 Faja Volcánica Trans-Mexicana	15
2.2 Geología de la Sierra Nevada	20
2.2.1 Basamento de la Sierra Nevada	20
2.2.2 Eventos volcánicos cuaternarios de la Sierra Nevada	22
2.3 Geología del Estratovolcán Telapón	27
Capitulo 3. Resultados Petrográficos y Geoquímicos	52
3.1 Características petrográficas de las rocas	52
3.2 Geoquímica de roca total	60
3.2.1 Elementos mayores	60
3.2.2 Elementos traza	73
3.2.3 Diagramas de multielementos	74
3.3 Resultados isotópicos de Sr, Nd y Pb	80
Capitulo 4. Discusión de Resultados	90
4.1 Estratigrafía y petrografía del EVT	90
4.2 Geoquímica. Cristalización fraccionada, mezcla de magmas y asimilación cortical	93
4.3 Fuente del magma	97
4.4 Proposición de un modelo simple de mezcla	99
Capitulo 5.- Conclusiones	104
Referencias Bibliográficas	106

Relación de Tablas

Tabla 1. Análisis mineralógico modal	59
Tabla 2. Concentración de elementos mayores y traza	62
Tabla 3. Resultados del cálculo de la norma CIPW	70
Tabla 4. Datos isotópicos de Sr, Nd y Pb de las rocas y enclaves	86

Relación de Figuras

Figura 1. Modelo digital de elevación de la Cuenca de México y de las sierras volcánicas que la rodean	2
Figura 2. Localización del área de estudio	4
Figura 3. Localización de la Sierra Nevada y sus principales complejos volcánicos	10
Figura 4. Mapa generalizado de la FVTM	20
Figura 5. Columna estratigráfica	51
Figura 6. Mapa Geológico del Estratovolcán Telapón	Anexo
Figura 7. Diagrama de clasificación TAS	67
Figura 8. Diagrama AFM	68
Figura 9. Diagramas tipo Harker de elementos mayores	72
Figura 10. Diagramas tipo Harker de elementos traza	76
Figura 11. Diagrama de variación multielemental	78
Figura 12. Diagrama de elementos de tierras raras	79
Figura 13. Relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. ϵNd	87
Figura 14. Relaciones isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	89
Figura 15. Diagrama de las relaciones SiO_2 vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$	94
Figura 16. Variaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs SiO_2	96
Figura 17. Modelo isotópico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	100
Figura 18. Modelo AFC	102

Relación de Fotografías

Foto 1. Tratamiento mecánico, espectrómetro de masas Finnigan MAT 262, digestión química y carga de Nd	13
Foto 2. Fotografías del afloramiento del Domo Riodacítico Tlatelpa	28
Foto 3. Panorámica de la Andesita Los Potreros	29
Foto 4. Fotografía flujo de lava Dacita Río Frío	31
Foto 5. Picachos de la Dacita Chichiquil	32
Foto 6. Panorámica del Cerro La Mesa	33
Foto 7. Flujos de lava Francisco Acuatla	33
Foto 8. Panorámica de los cerros Yeloxóchitl y La Sabanilla.	35

Foto 9. Detalles de los afloramientos de los flujos La Sabanilla, La Grupera y Xaltzipizila	36
Foto 10. Flujo de lava de la Dacita Cerro Huiluapan, flujo de lava andesítica no-diferenciada	38
Foto 11. Afloramiento del flujo andesítico Cuescomate	40
Foto 12. Afloramientos de lava en la cima del cerro Torrecillas	41
Foto 13. Vista panorámica del Domo Dacítico Tejolote	42
Foto 14. Fotografías del Estratovolcán Telapón (EVT)	44
Foto 15. Vista de los depósitos piroclásticos de bloques y cenizas	48
Foto 16. Ejemplo de los depósitos piroclásticos en el flanco oriental del Estratovolcán Telapón	49
Foto 17. Cono de escoria El Tezoyo.	50
Foto 18. Características petrográficas	58

Capítulo 1. Introducción

La Cuenca de México se encuentra rodeada por varias centenas de estructuras volcánicas recientemente activas y agrupadas en diferentes sierras (Figura 1). Al sur se encuentra el Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin, compuesto por decenas de aparatos monogénéticos, flujos de lava asociados y secuencias de tefra de composición predominantemente andesita-basáltica, cuyas edades posiblemente son menores a 40,000 años (Siebe y Macías, 2004). Al oeste se encuentra la Sierra de la Cruzes, conformada por ocho estratovolcanes (de sur a norte): El Zempoala, La Corona, San Miguel, Salazar, Chimalpa, Iturbide, La Bufa y La Catedral, así como otras estructuras menores de composición andesítica (Volcán Ajusco) y edades del Plioceno al Pleistoceno (García-Palomo et al., 2008). Al norte de la Cuenca se encuentra la Sierra de Guadalupe de composición andesita y dacita, de edades del Plioceno (Lugo-Hubp et al., 1996). Al NE se identifica la Sierra de Patlachique, que está constituida por domos erosionados y lavas de composición dacítica emplazadas entre el Mioceno Inferior y el Plioceno Inferior (20-21 y 13-18 Ma); así como el Campo Volcánico de Otumba, constituido por conos de escoria, flujo de lava, domos y volcanes tipo escudo con una composición de basaltos, andesitas, dacitas y riolitas de edad Pleistoceno Inferior a inicios del Holoceno (Hernández-Javier, 2007 y referencias citadas). Finalmente, al este-sureste se encuentra la Sierra Nevada (SN) compuesta por algunos de los estratovolcanes más altos del país como el Popocatepetl (5,452 m.s.n.m.), el Iztaccíhuatl (5,230 m.s.n.m.), pero también estructuras como el Tláloc y el Telapón.

La Sierra Nevada, así como las otras sierras volcánicas que rodean a la Cuenca de México, forma parte de la porción centro-oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), la cual es una de las más activas del mundo (Gómez-Tuena et al., 2005). El presente trabajo pretende ser una aportación al conocimiento geológico, petrográfico y geoquímico de las principales unidades volcánicas existentes en la porción norte de la Sierra Nevada, en particular del estratovolcán Telapón (EVT).

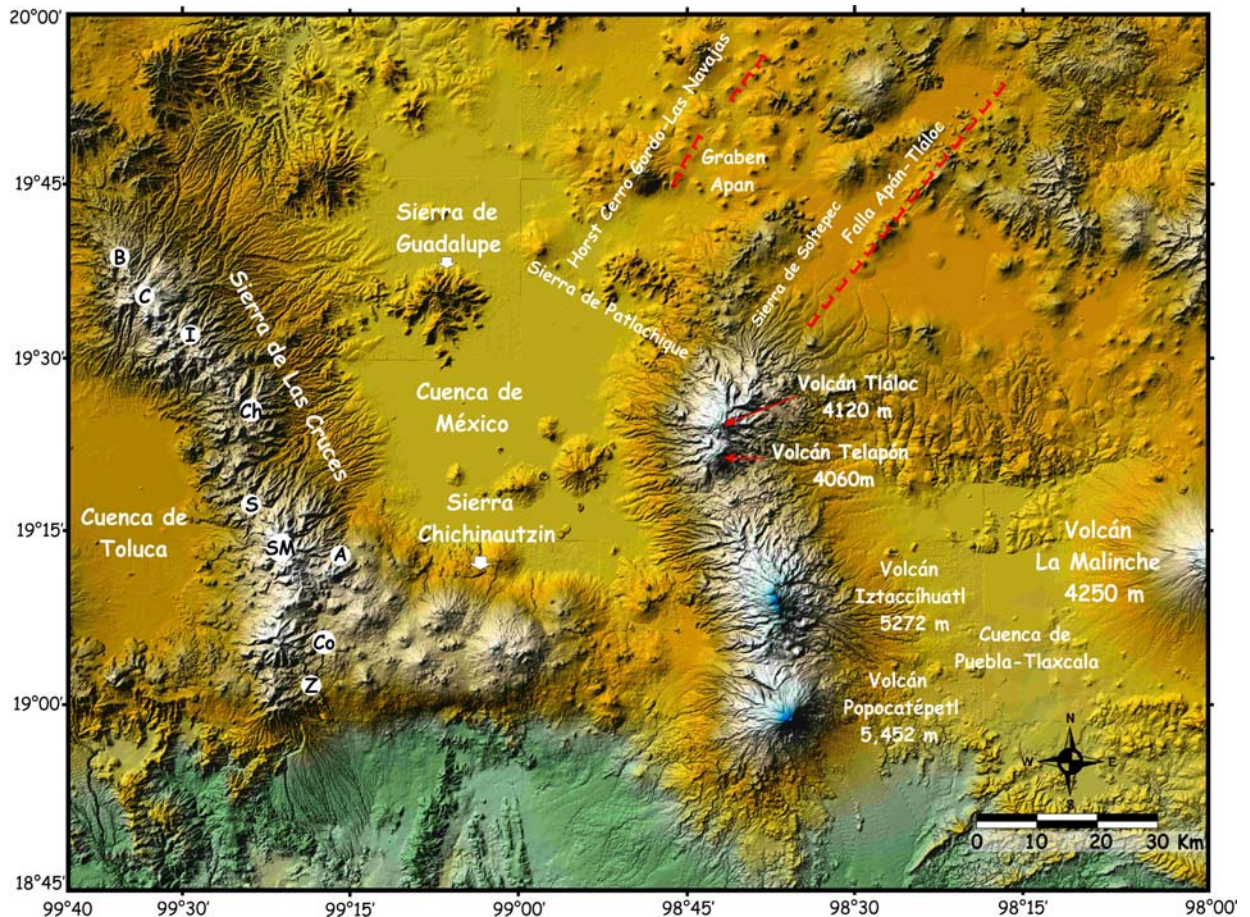


Figura 1. Modelo digital de elevación de la Cuenca de México y de las sierras volcánicas que la rodean. Sierra de Las Cruces (García-Palomo et al., 2008) en la cual se señala volcán Ajusco (A), La Bufa (B), La Catedral (C), Chimalpa (Ch), La Corona (Co), Iturbide (I); San Miguel (SM), Salazar (S), Zempoala (Z), Arreglos morfoestructurales de la región de Apan (García-Palomo et al., 2002); Sierra de Guadalupe (Lugo-Hubp et al., 1996); Sierra Patlachique y Sierra Soltepec (Hernández-Javier, 2007 y referencias citadas); Sierra Chichinautzin y Sierra Nevada con sus elevaciones.

1.1 Localización y vías de acceso al área de estudio

El estratovolcán Telapón tiene una altitud de 4,060 m.s.n.m. y se localiza dentro de la porción norte de la Sierra Nevada, y cuyas coordenadas de la cima son: N19° 22' 13.33", W98° 43' 12.06". La SN se encuentra a una distancia promedio de la Ciudad de México de 60 km hacia el sureste y divide a las cuencas de México al occidente y de Puebla - Tlaxcala al oriente. Las principales vías de acceso al EVT son la carretera federal 190 México - Puebla, así como la autopista 150 que va en la misma dirección. Existen núcleos urbanos relativamente pequeños como son el pueblo General Manuel

Ávila Camacho, Llano Grande y Río Frío, de los cuales surgen diferentes caminos de terracería y veredas hacia su cima. También se puede acceder al estratovolcán por su ladera oriental, desde el pueblo de San Juan Cuauhtémoc, Estado de Puebla, o por la occidental a través de la población de Coatepec, Estado de México (Figura 2).

1.2 Importancia del estudio

La información geológica y de otro tipo existente sobre las diversas estructuras que componen a la SN es muy diversa pero está principalmente concentrada en la porción sur. Así, de las estructuras del Popocatepetl e Iztaccíhuatl se ha publicado información variada que va desde la identificación de eventos volcánicos, proposición de mapas geológicos y de peligros naturales, caracterización petrográfica y estratigráfica, estudios geoquímicos e isotópicos de rocas, minerales y gases, y hasta la proposición de procesos de mezcla de magmas que ocurren en cámaras magmáticas de larga duración (véase referencias citadas en el punto 1.4). Sin embargo, la porción Norte de la SN (estratovolcanes Tláloc y Telapón) ha sido poco estudiada hasta el momento por lo que se desconocen sus características geológicas, estratigráficas, vulcanológicas y geoquímicas que permitan entender su evolución y relación con las estructuras del sur, dentro del contexto del desarrollo de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. Por lo que, en el presente trabajo, se pretende dar respuesta a muchas de las interrogantes enlistadas arriba y contribuir al entendimiento magmático de la Sierra Nevada.

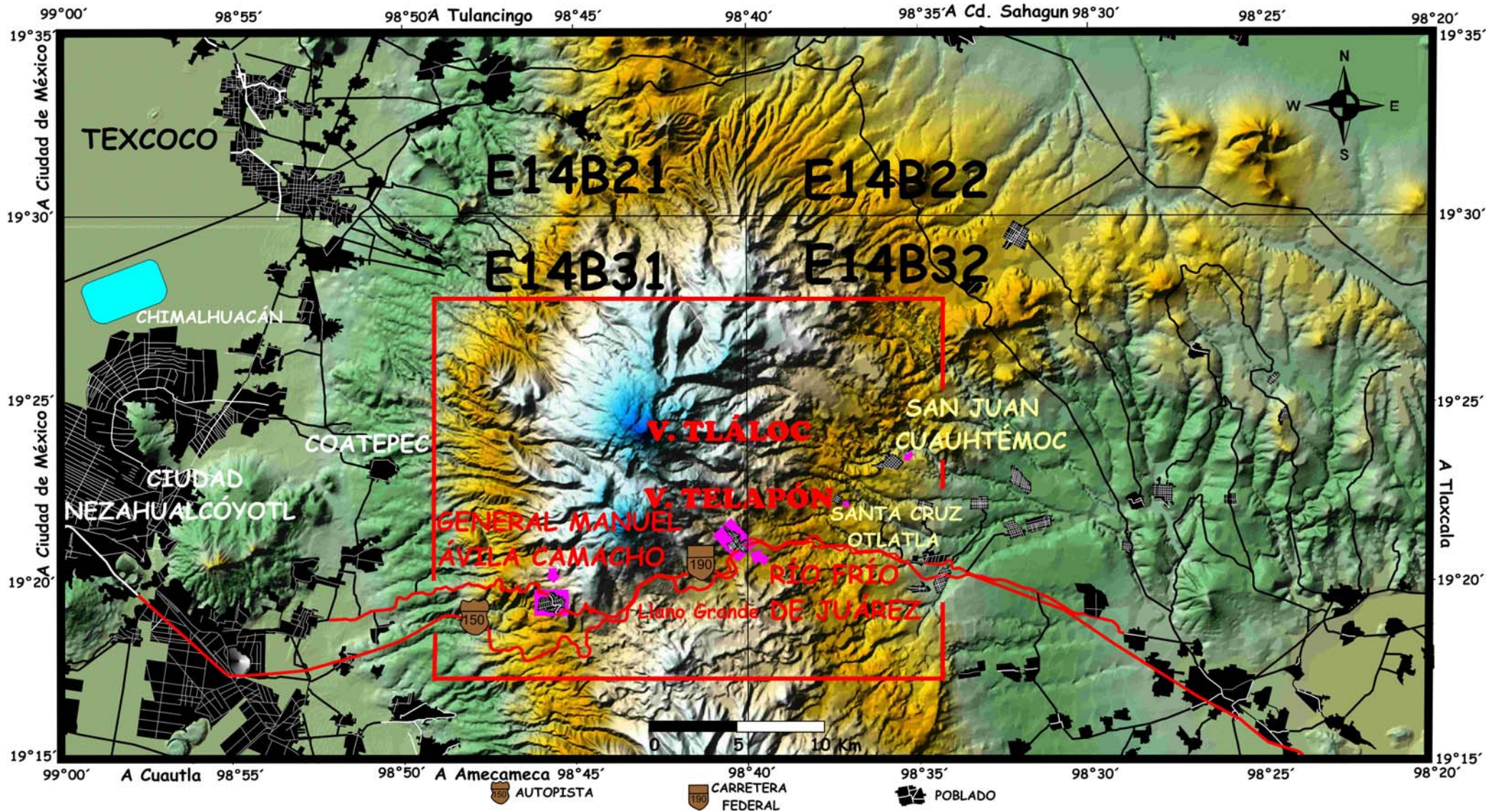


Figura 2. Localización del área de estudio, mostrando las principales vías de acceso y sus poblaciones. Se indican también los números de cartas topográficas del INEGI que cubren el área. Las principales vías de acceso al área de estudio se representan de color rojo.

1.3 Objetivos

El objetivo principal del presente trabajo es determinar las variaciones petrográficas y geoquímicas de las principales lavas identificadas en el Estratovolcán Telapón (EVT) y tratar de relacionarlas con los fenómenos petrogenéticos observados en la Sierra Nevada, dentro del entorno magmático de la Faja Volcánica Trans-Mexicana.

Los objetivos particulares que se pretenden alcanzar en este trabajo son los siguientes:

- Elaborar un mapa geológico de las estructuras del volcán Telapón, con el fin de determinar la distribución de las principales unidades volcánicas y sus edades relativas.
- Determinar las características petrográficas de las rocas emitidas por los centros volcánicos haciendo descripciones de las texturas, mineralogía y clasificación de rocas.
- Determinar las variaciones geoquímicas de elementos mayores y traza de las principales unidades de lavas.
- Determinar relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de las unidades de lavas.
- Proponer un modelo de evolución petrogenética de los magmas y compararlo con el comportamiento de otras estructuras de la Sierra Nevada.

1.4 Trabajos previos en el área de estudio

La Sierra Nevada está conformada por una alineación casi norte-sur de estratovolcanes y complejos volcánicos como son el Tláloc, el Telapón, el Iztaccíhuatl y el Popocatepetl (Figura 3), además de una serie de eventos volcánicos monogenéticos o "parásitos" asociados. A continuación se mencionan algunos de los trabajos más importantes de investigación desarrollados sobre los principales complejos volcánicos de la SN y sus resultados alcanzados.

El volcán Popocatépetl es uno de los mejor estudiados y monitoreados en México. Diversos estudios han permitido identificar la existencia de varias estructuras volcánicas previas como son el Volcán Nexpayantla y el Cerro Ventorillo (Robin, 1984; Boudal y Robin, 1989; Robin y Boudal, 1987). Se desconocen las edades de las rocas que conforman estas estructuras previas, pero Nixon (1989) propone una edad menor a 900,000 años, de acuerdo a datos estratigráficos y edades K-Ar del Iztaccíhuatl. El cono moderno del Popocatépetl, formado por diversos flujos de lava intercalados con depósitos piroclásticos andesítico-dacíticos, inició su construcción hace 23,000 años durante varios ciclos según Siebe y Macías (2004). De este último cono es de donde se ha realizado un gran número de estudios (Cantagrel et al., 1984; Boudal y Robin, 1989) y se han propuesto mapas geológicos y de riesgos naturales (Macías-Vázquez et al., 1995; Capra et al., 2004; Espinasa-Pereña and Martín del Pozzo, 2006). Existen también algunos trabajos geoquímicos e isotópicos realizados por Boudal (1985) y Schaaf et al. (2005) en rocas del volcán, que muestran que los magmas se encuentran relacionados con los fenómenos de subducción entre las placas de Cocos y de América del Norte, lo que produce patrones químicos comúnmente calcoalcalinos. Los datos isotópicos indican que existe una interacción variable de los magmas con rocas de la corteza superior. Sin embargo, dicha interacción no es muy importante, ya que el principal fenómeno deducido es la fusión parcial de una fuente mantélica adicionada con fluidos derivados de la placa en subducción, seguida por procesos de cristalización fraccionada. Se han desarrollado también estudios geoquímicos e isotópicos de gases y minerales de las cenizas (Straub y Martín del Pozzo, 2001; Inguaggiato et al., 2005; Atlas et al., 2006; Martín del Pozzo et al., 2008) con el fin de entender diversos parámetros que pudieran controlar la cristalización de los magmas, sus procesos eruptivos y al mismo tiempo entender su comportamiento en el corto plazo. También existe un monitoreo y estudio constante de la actividad por medio de estudios geofísicos y modelación matemática (De-la Cruz-Reyna et al., 1995).

En lo que concierne a los estudios desarrollados sobre el Complejo Volcánico Iztaccíhuatl (CVI), éstos también han sido diversos. Este complejo se ubica en la parte central de la Sierra Nevada, entre los volcanes Popocatepetl y Telapón. Algunos de los primeros trabajos estratigráficos proponían la existencia de dos grupos de rocas volcánicas que conforman la Sierra Nevada: Grupo Sierra Inferior del Mioceno, y Grupo Sierra Superior del Mioceno - Plioceno (14-4 Ma). Sobre estas rocas se construyeron las estructuras del Iztaccíhuatl y Popocatepetl del Plio-Pleistoceno al Holoceno (Mooser et al., 1958; Mooser et al., 1974). Nixon et al., (1987) y Nixon (1988a, 1988b, 1989) presentan mapas geológicos, datos geocronológicos, y estudios petrográficos y algunos geoquímicos de este importante complejo. En estos trabajos se propone que el CVI está compuesto por dos series de rocas principales: Serie Volcánica Antigua y Serie Volcánica Joven. La primera serie tiene composiciones de andesita a dacita y formaron estructuras como un volcán escudo, un pequeño estratovolcán en el sur y algunos eventos parásitos, cuyas edades varían de ~1.7 a 0.9 Ma (edades de K-Ar, Nixon, 1989). Las cumbres del Iztaccíhuatl están formadas por abundantes derrames de composición dacítica - andesítica conformando domos cuya orientación es NNW - SSE y que Nixon (1988a) denomina como Serie Volcánica Joven. Esta serie tendría edades menores a 600,000 años. En el capítulo 2 del presente trabajo se detallan algunas de las características petrográficas y geoquímicas encontradas en rocas del Iztaccíhuatl.

Para el caso de las estructuras volcánicas ubicadas al norte de la SN, que se pueden agrupar como Complejo Volcánico Tláloc-Telapón (CVTT), se conoce muy poco o casi nada acerca de sus características vulcanológicas, estratigráficas, geoquímicas e isotópicas. Con base en correlaciones estratigráficas, Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) proponían una edad del Mioceno para las rocas de este complejo y asumían que la actividad volcánica de la Sierra se inició aquí para después desplazarse hacia el sur y presentarse actualmente en el Popocatepetl. Sin embargo, no se contaba con fechamientos isotópicos para

confirmarlo. Recientemente, algunos trabajos vulcanológicos realizados en las porciones noroccidental y oriental del estratovolcán Tláloc han encontrado edades de radiocarbono de 31,000 y 37,000 años (Huddart y González, 2004; Rueda et al., 2006), e incluso más recientes, de 23,000 a 16,000 años (Meier et al., 2007) para materiales piroclásticos asociados a este estratovolcán. Como se puede constatar de este pequeño análisis de referencias, este complejo volcánico carece de información geológica y estratigráfica básica, así como de información geoquímica que nos permita entender su formación y evolución para compararla con los demás complejos de la SN.

1.5 Metodología

A continuación se menciona, de manera resumida, la metodología desarrollada a lo largo de un año de trabajo (febrero 2008 a febrero 2009) para alcanzar los objetivos planteados en el presente documento.

1.5.1 Trabajo de gabinete

Los trabajos se iniciaron con la recopilación bibliográfica y análisis de la información existente del área de estudio, además de la adquisición de cartas topográficas 1:50,000: Chalco (E14B31), San Martín Texmelucan (E14B32), Amecameca (E14B41) y Huejotzingo (E14B42) del INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática). Estas cartas sirvieron como base para plasmar los datos de fotointerpretación geológica, el trabajo de verificación de campo, la ubicación de caminos y la localización de muestras. A partir de la conjunción de estas cartas se propuso el mapa geológico (Figura 6) que se discute más adelante.

Se desarrolló un trabajo de interpretación fotogeológica de las estructuras volcánicas del Tláloc y Telapón, para lo cual se adquirieron 4 líneas de fotografías aéreas (cada una incluye 11 fotos), escala 1:37,500, obtenidas del INEGI. En la

interpretación se analizó la morfología, las estructuras geológicas y la posible distribución de las unidades volcánicas. En las salidas de trabajo de campo se efectuó la verificación de las unidades foto-interpretadas y se hicieron las correcciones correspondientes. Los datos obtenidos de la fotointerpretación y verificaciones de campo fueron vaciados en cartas topográficas impresas en papel, pero también en formato digital. Se utilizaron los programas *Global Mapper 7* y *Surfer 8* para la ubicación exacta de las muestras utilizando las coordenadas geográficas, obtenidas por *GPS* así como, la elaboración de los modelos digitales de elevación y, posteriormente, se trasladaron a un programa de dibujo (*CorelDraw*) con el fin de poner leyendas y colores de representación.

El tratamiento de los resultados geoquímicos (elementos mayores y traza) fue realizado por medio de hojas de cálculo, pero también utilizando el programa comercial *IGPET* y su dibujo final fue efectuado en *CorelDraw*. Los datos isotópicos de *Sr*, *Nd* y *Pb* fueron tratados y graficados en diversas hojas de cálculo y se terminaron igualmente en un programa de dibujo.

1.5.2 Trabajo de campo

Se desarrolló una etapa de trabajo de campo, la cual se distribuyó en diferentes campañas: 10 al 14 de marzo; 16 y 28 de mayo; 19 al 21 de septiembre; 27 al 29 de noviembre del 2008, y 4 al 8 de febrero de 2009. En cada sitio se efectuó la descripción del afloramiento, se estimaron espesores y se tomaron muestras representativas de las unidades volcánicas observadas. Durante estas campañas de trabajo de campo se realizó la verificación de las unidades volcánicas identificadas en la fotointerpretación. También se identificaron y muestrearon enclaves encontrados en las lavas y productos piroclásticos. Dentro de esta etapa se recolectaron un total de 69 muestras de roca y enclaves, con el fin de efectuar descripciones petrográficas y seleccionar 37 muestras para los estudios geoquímicos e isotópicos.

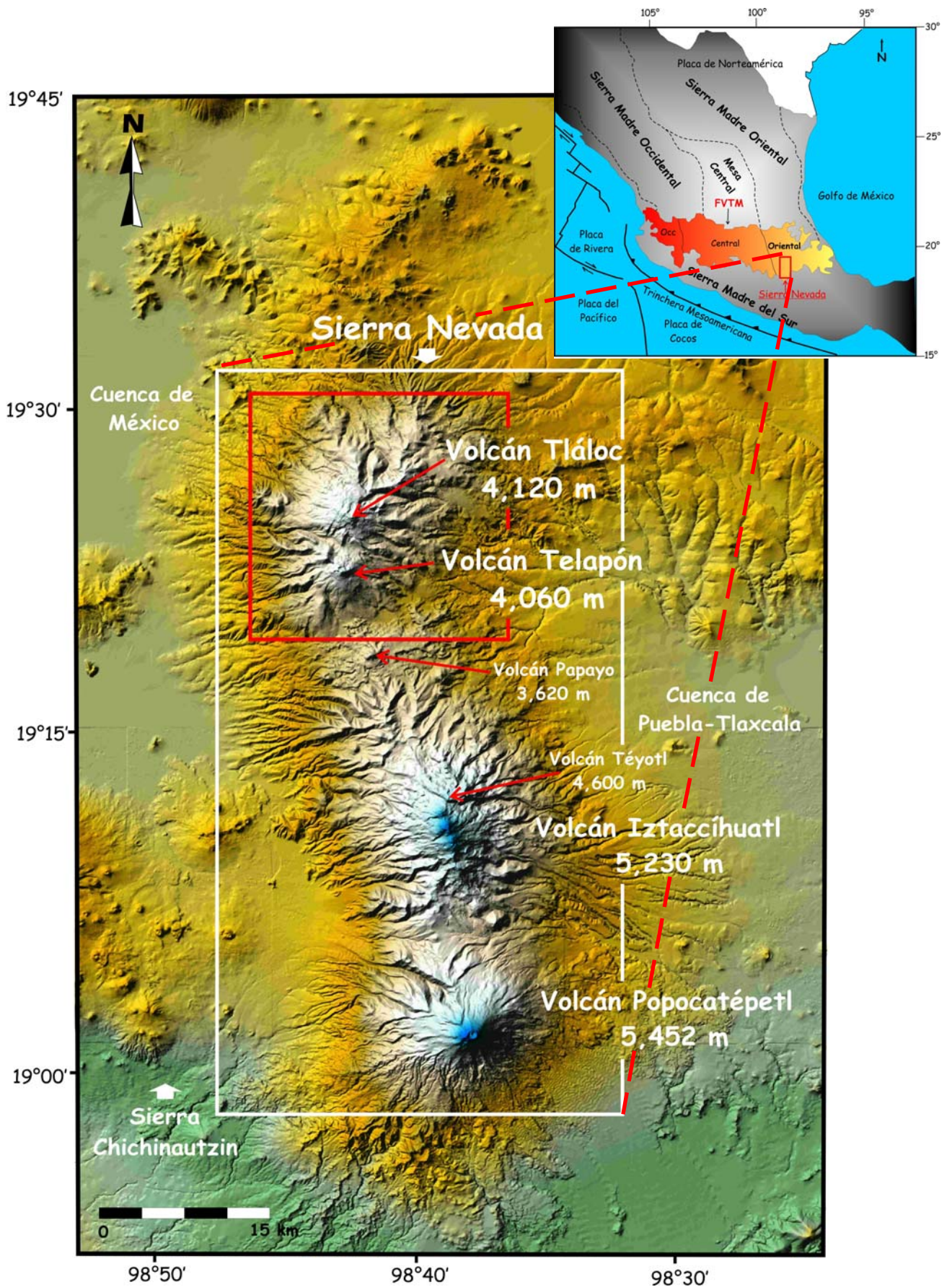


Figura 3. Localización de la Sierra Nevada y sus principales complejos volcánicos. En el recuadro en rojo se muestra la posición de la zona de estudio dentro de las porciones centro-oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana y su entorno tectónico (tomado de Gómez-Tuena et al., 2005).

1.5.3 Trabajo de laboratorio

Para la caracterización petrográfica, geoquímica e isotópica de muestras seleccionadas de las principales lavas y productos piroclásticos del Estratovolcán Telapón (EVT) se desarrollaron las siguientes etapas:

a) Determinación de las características petrográficas de las rocas muestreadas. Este trabajo consistió de lo siguiente: preparación de 37 láminas delgadas, de las muestras recolectadas en trabajo de campo, para la descripción petrográfica. Las muestras de roca se limpiaron de costras y se cortaron en fragmentos más pequeños. Éstos fueron llevados al laboratorio de laminación del Instituto de Geología de la UNAM. Algunas muestras de roca fueron enviadas a los talleres de laminación de Mann-Petrographics en New Mexico, E.U.A, y otras a un taller comercial en México "El Piroxeno". Las descripciones petrográficas se efectuaron con un microscopio petrográfico Olympus del LUGIS. Asimismo, se tomaron fotomicrografías de láminas delgadas mediante una cámara digital montada en el mismo microscopio. Las rocas se clasificaron y se obtuvieron descripciones texturales. La determinación de los porcentajes modales de los minerales se efectuó con un contador de puntos manual. Las descripciones petrográficas sirvieron también para la selección de muestras para los análisis geoquímicos e isotópicos.

b) Para la determinación de las concentraciones de elementos mayores y traza, y las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb, los trabajos analíticos iniciaron con la preparación mecánica de las rocas, siguiendo el manual interno de procedimientos del LUGIS (<http://geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/manual.html>). Las muestras fueron trituradas con masas de acero a un tamaño menor a 2 cm, posteriormente lavadas con agua milli-Q para eliminar impurezas y pulverizarlas a un tamaño menor a 74 micras en un pulverizador de anillos de acero, con lo cual la única posible contaminación significativa hacia la muestra es en pequeñas cantidades de Fe y C. Las muestras fueron cuarteadas para obtener las cantidades necesarias para los

análisis geoquímicos (de 6 a 10 g) e isotópicos (de 110 a 120 mg) (Foto 1a). Para los elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) y algunos elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Ni, Cu, Zn, Th, Pb) se analizaron 25 muestras en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del LUGIS, en el Instituto de Geología, utilizando un espectrómetro secuencial de rayos X, SRS 3000 marca SIEMENS. Cinco muestras se enviaron a los laboratorios del Centre de Recherches Géochimiques et Isotopiques de Nancy, Francia (ver SARM 2007), para obtener la concentración de 54 elementos (mayores y trazas, incluidas las tierras raras), 7 muestras a Activation Laboratories de Ancaster, Canadá (actlabs, [www. Actlabs.com](http://www.Actlabs.com)) y 14 muestras al Laboratorio de Espectrometría de Masas del Centro de Geociencias, campus Juriquilla, con el mismo propósito. El envío de muestras a diferentes laboratorios obedeció a la necesidad de obtener con rapidez los análisis, a la calidad y diversidad analítica, así como a los costos económicos establecidos por los diferentes laboratorios. La calidad analítica de los resultados obtenidos en los cuatro laboratorios es muy buena, ya que los errores para los elementos mayores son menores a 1%, mientras que los errores analíticos en la determinación de elementos traza es relativamente variable (depende del elemento analizado y de su concentración) pero menor a 4%.

c) La determinación de relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de muestras seleccionadas del EVT, se efectuó en las instalaciones del LUGIS del Instituto de Geofísica, usando el espectrómetro de masas Finningan MAT 262 equipado con 8 colectores Faraday y una fuente de doble filamento de renio (Foto 1b). La preparación química de las muestras se desarrolló en el laboratorio de química ultrapura del LUGIS, siguiendo el manual interno del laboratorio y utilizando productos químicos de calidad "supra-pur" (4 veces destilados) (HCl , HNO_3 , HF y HClO_4). De manera resumida, el procedimiento es el siguiente: La digestión de muestras inicia con el pesado preciso de las muestras (entre 100 y 120 mg), continúa con la lixiviación en 6N HCl , con el fin de eliminar impurezas ajenas a las muestras y, posteriormente, se digieren en ácido (HNO_3 y HF). Para poder efectuar los análisis isotópicos se separan los elementos

de interés (Pb, Sr y Nd). Esto se realiza por intercambio iónico entre un ácido diluido y una resina contenida en columnas de teflón (Foto 1c). La separación se logra a partir de una combinación del volumen, tipo y normalidad del ácido siguiendo tres etapas. En la primera etapa se separa el Pb común del Sr y tierras raras (REE) en columnas de intercambio iónico de 3 cm y 300 μ l rellenas de resina aniónica DOWEX AG1-X8 desechable. En la segunda se separa el Sr y REE en columnas de cuarzo rellenas de resina catiónica DOWEX 50WX12. En la tercera, el Nd se separa de las demás tierras raras en columnas de intercambio iónico hechas de cuarzo y rellenas de teflón. Las soluciones recuperadas con los respectivos elementos se ponen a secar bajo luz infrarroja hasta poderse verter en vasos de 2 ml llevándose a la sequedad total. De esta manera, las muestras quedan listas para cargarse sobre filamentos de renio del espectrómetro de masas (Foto 1d).

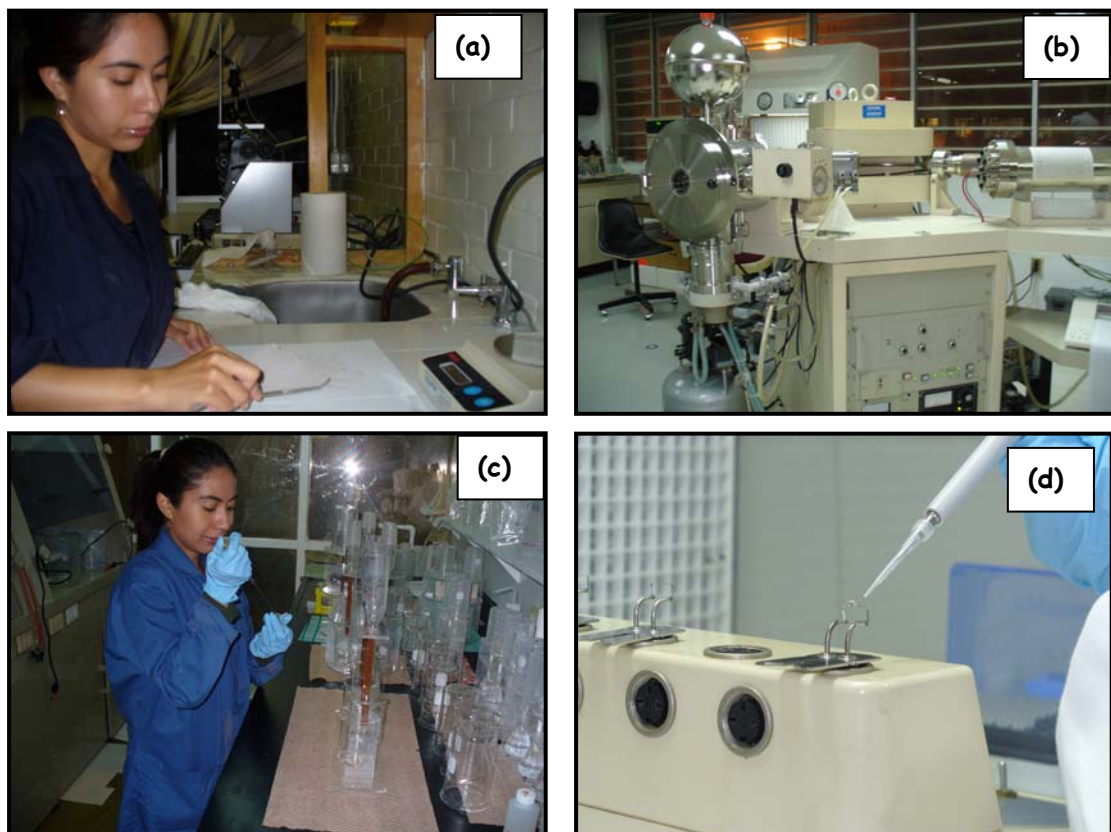


Foto 1. (a) Tratamiento mecánico y cuarteo, (b) espectrómetro de masas Finnigan MAT 262 del LUGIS, (c) digestión química de los polvos de roca y separación de los elementos (Sr, Nd) en columnas de intercambio iónico en el LUGIS del Instituto de Geofísica, (d) procedimiento de carga de una muestra de Nd en un filamento de renio del espectrómetro de masas.

d) Finalmente, se efectuó la corrección de los datos geoquímicos e isotópicos obtenidos para su representación e interpretación en diversos diagramas y hojas de cálculo. En esta misma fase se realizó la redacción del presente manuscrito.

Capítulo 2. Geología

A pesar del gran número de trabajos geológicos, vulcanológicos, geoquímicos, estructurales y geofísicos desarrollados en los últimos 25 años sobre diversas estructuras de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), aún se tiene sin caracterizar un número importante de eventos magmáticos, como lo es sin duda, la parte norte de la Sierra Nevada (Complejo Volcánico Tláloc-Telapón). Es necesario comprender la evolución magmática de toda la sierra con el fin de proponer modelos petrológicos que permitan contribuir al entendimiento de la evolución global de la FVTM. En este sentido, con el fin de poner en un contexto geológico a la zona de estudio, se consideró necesario el presentar un breve resumen y análisis de las principales características de las rocas volcánicas cenozoicas y del basamento existente en la parte central del país.

2.1 Faja Volcánica Trans-Mexicana

La Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) es considerada como un arco magmático continental relacionado con la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de Norte América a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Figura 4). Esta cadena volcánica está conformada por más de 8,000 estructuras, que incluyen grandes estratovolcanes, calderas, campos de conos monogenéticos y algunos cuerpos intrusivos (Gómez-Tuena et al., 2005 y referencias citadas). Tradicionalmente, se ha subdividido a la FVTM en tres sectores en función de su geología y tectónica: Sector Occidental, delimitado entre la costa del Golfo de California y la junta triple de los rifts Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986); Sector Central, entre las estructuras anteriores y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez et al., 2002); y Sector Oriental, ubicado entre las fallas mencionadas y las costas del Golfo de México. La zona de estudio se localiza en el Sector Oriental (recuadro de la Figura 3).

En cuanto a las características estructurales y tectónicas que han dado origen a los eventos de la FVTM, éstas son muy diversas y complejas, y aún no se han podido comprender completamente. Lo que sí se puede identificar es que existen alineaciones de ciertos cuerpos volcánicos que permiten inferir la presencia de estructuras en la corteza, las cuales son contrastantes entre ellas. Un ejemplo de esto es la existencia de un sistema distensivo que posiblemente dio origen a fallas E - W y que permitió la formación del campo volcánico monogenético de la Sierra Chichinautzin (García-Palomo et al., 2000). Ésta contrasta con la alineación casi norte - sur de la Sierra Nevada y de otros centros volcánicos de la FVTM (estratovolcanes Pico de Orizaba y Volcán de Colima, entre otros). No se ha podido aún proponer un modelo global que pueda explicar las relaciones entre estos dos sistemas de estructuras volcánicas, salvo el modelo propuesto por Alaniz-Álvarez et al. (1998). Estos autores asocian la presencia de los grandes estratovolcanes y campos monogenéticos a la existencia de patrones de fallas con orientaciones y velocidades de desplazamiento diferentes. Este modelo ha sido cuestionado por diversos investigadores (Contreras y Gómez-Tuena, 1999, Siebe et al., 1999; Suter, 1999).

El espesor de la corteza continental existente bajo la FVTM ha sido estimado con base a modelos geofísicos de tipo gravimétrico (e.g. Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996) y algunos sísmicos (e.g. Geolimax Working Group, 1994; Campillo et al., 1996), los cuales aún no han cubierto de manera completa todo el arco volcánico, aunque pueden ser consideradas una buena aproximación. El sector oriental de la FVTM parece mostrar un espesor cortical mayor (alrededor de 47 Km debajo de la zona de estudio), mientras que en el central los espesores son ligeramente más variables pero alcanzando los 40 km. Hacia los extremos de la FVTM (costas del Golfo de California y Golfo de México) los espesores de la corteza continental disminuyen considerablemente (entre 15 y 20 km). Justamente, la geología del basamento bajo la FVTM no se conoce directamente debido a las diferentes coberturas de rocas más recientes y a la falta de xenolitos extraídos de la corteza inferior. Sin embargo, se considera que bajo el sector oriental y parte del central existen dos terrenos

tectono-estratigráficos contrastantes, el Oaxaquia y el Mixteco, cuyas edades son Grenvilliana y Paleozoica, respectivamente, mientras que hacia el occidental se encuentra el terreno Guerrero, de edad Mesozoica (Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1995). Es evidente considerar que la presencia de estos diferentes tipos de basamento debe afectar, de alguna manera, las características que presenten los magmas que los atraviesen. En este sentido, el basamento en el área de estudio probablemente este compuesto por rocas corticales antiguas.

Con base en más de 1,000 edades y más de 3,000 datos geoquímicos de rocas de la FVTM, Ferrari et al. (2005) identificaron los primeros vestigios de la actividad volcánica de la FVTM en el sector central, y establecieron que están representados por secuencias de lavas basálticas y andesíticas identificadas en los estados de Michoacán y Querétaro, en el área de Malinalco y Tenancingo, Estado de México y en rocas volcánicas sepultadas en la Cuenca de la Ciudad de México. Las edades determinadas para estas secuencias por Ferrari et al. (2003) y García-Palomo et al. (2000) varían en un rango de 21 Ma y 19.5 - 16 Ma, es decir, Mioceno Temprano. Posteriormente, la actividad magmática parece migrar gradualmente alejándose de la Trinchera Mesoamericana y formando estratovolcanes y conos de lava con edades de 13 a 10 Ma. Durante este período se emplazaron el Complejo Volcánico Palo Huérfino, La Joya y el Zamorano en los estados de Querétaro y Guanajuato (Carrasco-Núñez et al., 1989; Pérez-Venzor et al., 1996; Valdéz-Moreno et al., 1998; Verma y Carrasco-Núñez, 2003), así como la Sierra de Guadalupe y varios centros volcánicos: el Campo Volcánico de Apan en Hidalgo (García-Palomo et al., 2000) y el Volcán Cerro Grande en Puebla (Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000). En el extremo oriental de la FVTM existen también manifestaciones volcánicas dentro de este rango de edades, como es la región de Palma Sola (de 15 a 11 Ma) (Gómez-Tuena et al., 2003; Ferrari et al., 2005). Muchos de los productos emplazados durante este episodio magmático presentan características geoquímicas peculiares, tales como la existencia de rocas adakíticas (Gómez-Tuena et al., 2003). Se ha propuesto que estas rocas derivan del

producto de la fusión parcial de la placa en subducción cuya pendiente se considera de bajo ángulo o subhorizontal (Gómez-Tuena et al., 2003).

Un segundo episodio de actividad volcánica de composición básica fue identificado en la FVTM, de Nayarit a Veracruz, con edades progresivamente más jóvenes del oeste hacia el este: de ~11 y 8.9 Ma en la costa de Nayarit (Richter et al., 1995; Ferrari y Rosas 2000), ~11 y 8 Ma al norte de Guadalajara, Los Altos de Jalisco y Cotija, Michoacán (Nieto-Obregón et al., 1981; Verma et al., 1985; Moore et al., 1994; Rosas-Elguera et al., 1997; Alva-Valdivia et al., 2000; Rossotti et al., 2002; Rosas-Elguera et al., 2003), ~9 y 7 Ma en Querétaro e Hidalgo (Pasquaré et al., 1991) y ~7.5 a 6.5 Ma en Veracruz (Cantagrel y Robin, 1979; López-Infanzón, 1991; Ferrari et al., 2005). Este vulcanismo básico se emplazó al norte de las rocas del arco volcánico del Mioceno Temprano-Medio.

Un tercer episodio de vulcanismo ha sido identificado a finales del Mioceno Tardío y durante el Plioceno Temprano, donde el magmatismo máfico decrece y se vuelve más félsico. Este episodio se caracteriza por el emplazamiento de domos silícicos y grandes volúmenes de ignimbritas silícicas cuyas edades están comprendidas entre ~7.5 y ~3 Ma (Gilbert et al., 1985; Ferrari y Rosas, 2000; Rossotti et al., 2002; Ferrari et al., 2003; Frey et al. 2004). Durante el Plioceno Temprano, se registra la aparición de vulcanismo con características bimodales, es decir, existe la presencia de pequeños afloramientos de basaltos alcalinos de intraplaca asociados con complejos de domos e ignimbritas silícicas calcoalcalinas cuyas edades son de ~5.5 Ma (Moore et al., 1994; Frey et al., 2004; Ferrari, 2004). En la parte norte del rift de Colima y el campo volcánico de Ayutla domina un vulcanismo máfico de composición alcalina con una ligera firma de subducción, con edades del Plioceno Temprano (Allan, 1986; Richter y Rosas-Elguera, 2001). En la porción central de la FVTM dominan grandes calderas como Amazcala, Amealco, Huichapan, Los Azufres, Zitácuaro, Apaseo y Los Agustinos, que produjeron tobas pumicíticas e ignimbritas, con

volúmenes de decenas de kilómetros cúbicos y edades de entre 7.3 y 3.4 Ma (Gómez-Tuena et al., 2005 y referencias incluidas).

Finalmente, el episodio magmático más reciente de la provincia ha ocurrido a partir del Plioceno Tardío y durante el Cuaternario. La actividad magmática se ha manifestado en casi toda la provincia geológica a través de la generación de numerosos campos volcánicos monogenéticos (Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, la región de Maravatío - Zitácuaro - Valle de Bravo, Sierra Chichinautzin, entre otros), volcanes tipo escudo, algunas calderas (Acozulco, Los Humeros), domos riolíticos (Las Derrumbadas) y los principales estratovolcanes observados en la FVTM. En el sector oriental se ha identificado la existencia de un posible hiatus magmático (a excepción de algunos centros volcánicos en Hidalgo y la costa de Veracruz) que ocurrió entre el Mioceno Tardío y el Plioceno Temprano (Gómez-Tuena et al., 2005). En este sector el vulcanismo se reestablece a los 3.7 Ma con la aparición de diferentes centros poligenéticos, como son la Sierra de las Cruces y Campo Volcánico de Apan. La mayor actividad del sector oriental de FVTM se desarrolla durante el Cuaternario, en los campos de la Sierra Chichinautzin (Martín-Del Pozzo, 1982; Márquez et al., 1999; Siebe et al., 2004), de Apan (García-Palomo et al., 2002), en la región del Pico de Orizaba y Cofre de Perote (Carrasco-Núñez, 2000; Siebert y Carrasco-Núñez, 2002), así como en la zona de estudio del presente trabajo, la Sierra Nevada. De hecho, se considera que la mayoría de los estratovolcanes presentes en el sector oriental de la FVTM tales como la Sierra Nevada, la Malinche, el Pico de Orizaba, entre otros, tienen edades menores a un millón de años (Gómez-Tuena et al., 2005 y referencias incluidas).

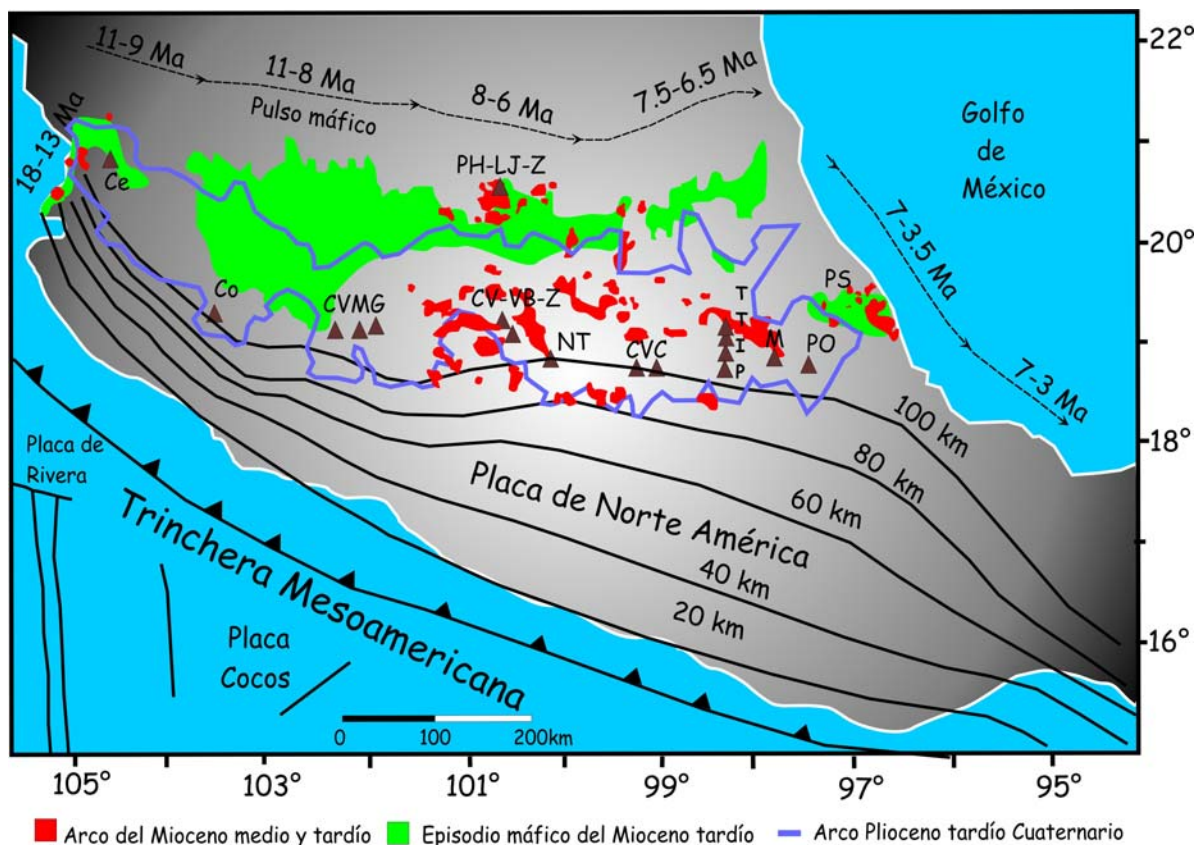


Figura 4. Mapa generalizado de la FVTM (tomado de Gómez-Tuena et al., 2005). Distribución de los principales volcanes Ceboruco (Ce), Colima (Co), Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), Complejo Volcánico Valle de Bravo-Zitácuaro (CV-VB-Z), Nevado de Toluca (NT), Campo Volcánico Chichinautzin (CVC), Popocatépetl, Iztaccíhuatl, Telapón, Tláloc (P,I,T,T), Malinche (M), Pico de Orizaba (PO), Campo Volcánico Palma Sola (PS), Complejo Volcánico Palo Huérfano-La Joya-Zamorano (PH-LJ-Z). Las curvas indican igual profundidad de la placa en subducción tomado de Pardo y Suárez (1995).

2.2 Geología de la Sierra Nevada

2.2.1 Basamento de la Sierra Nevada

Las formaciones geológicas sobre las cuales descansan las estructuras volcánicas de la Sierra Nevada han sido reconocidas a través de algunos afloramientos existentes en la región, perforaciones profundas exploratorias efectuadas en la Cuenca de México (pozos profundos Mixhuca-1, Tulyehualco-1, Roma-1 y Copilco-1. (Pemex, 1988, citado en Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989) y de trabajos geológicos y

geofísicos realizados por algunos autores (Fries, 1962; Mooser, 1975; Pérez-Cruz, 1988; Nixon, 1989 Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

De manera resumida, se considera que las rocas más antiguas identificadas en la región la constituyen una secuencia sedimentaria mesozoica compuesta de la base a la cima por: calcilitas y calcilimitas en capas delgadas de la Formación Xochicalco (Fries, 1960), que se depositaron en el Aptiano en ambientes marinos de cuenca profunda. Concordantemente le sobreyacen evaporitas laminares y una potente secuencia de calizas y dolomías de plataforma con intercalaciones locales de lutitas pertenecientes a las formaciones Morelos (Fries, 1960) y El Doctor (Wilson et al., 1956), del Albiano medio - Cenomaniano temprano. En los pozos Mixhuca-1 y Tulyehualco-1, a profundidades de 2,060 y 2,160 m, respectivamente, se hallaron calizas con microfósiles de ambiente de aguas someras, las cuales fueron descritas por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) como pertenecientes a la formación Morelos. Esta formación probablemente descansa sobre la formación Xochicalco. En los mismos pozos, a profundidades de 1,575 y 2,100 m, se encontró una serie de calizas de banco y litoral del Cenomaniano tardío - Turonianio pertenecientes a la formación Cuautla (Fries, 1960), que descansan discordantemente sobre las formaciones anteriores. También del Cretácico (Coniaciano-Campaniano), se describe la posible presencia de la formación Mezcala (Fries, 1960) en el pozo Mixhuca-1 (Pemex, 1988 citado en Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989), a 1750 - 1850 m, la cual consiste de grauvacas, limolitas y lutitas, estratificadas rítmicamente. Ya del Cenozoico, en el pozo Texcoco-1, se ha identificado una secuencia sedimentaria perteneciente al Grupo Balsas (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989), del Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano. Aquí se observó un conglomerado calcáreo con matriz arcillosa y cemento calcáreo y de óxidos de Fe, que yace discordantemente sobre las unidades del Mesozoico.

En los pozos Tulyehualco-1, Copilco-1, Texcoco-1 y Roma-1, dentro de la Cuenca de México, se identificaron dos importantes paquetes de rocas volcánicas con derrames de lava, brechas y depósitos piroclásticos de composición variable entre andesitas

basálticas, andesitas, y dacitas que descansan discordantemente sobre el Grupo Balsas. Algunas de estas rocas fueron fechadas por medio de K-Ar (ver Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989 y referencias citadas), permitiendo la identificación de dos períodos: uno de entre 31 y 21.7 ± 1.3 Ma y otro de 15.8 a 8.7 Ma. Ferrari et al. (2003) efectuaron nuevos fechamientos de algunas muestras de rocas volcánicas obtenidas de los mismos pozos (Copilco-1, Tulyehualco-1 y Mixhuca-1), encontrando edades ligeramente más jóvenes que las reportadas en el trabajo de Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989). Es decir, edades de entre 19.6 - 16.7 y 9 Ma, lo que hace necesario reconsiderar los datos geocronométricos de las lavas descritas en los mismos pozos. En la base de la Sierra de Apan, García-Palomo et al. (2002) identificaron una secuencia volcánica basal con edades de 12.7 ± 0.6 y 13.4 ± 0.6 Ma.

Finalmente, sobre estas unidades volcánicas parecen haberse emplazado los primeros eventos volcánicos de la Sierra Nevada, cuyos datos estratigráficos se detallan seguidamente, con edades posiblemente menores a 1 Ma. Por lo tanto, como se mencionó en la primera parte de este capítulo, parece existir un *hiatus* volcánico en la porción centro-oriental de la FVTM y que probablemente se extendió desde hace ~ 12.7 Ma hasta ~ 2.1 Ma. Este *hiatus* fue remarcado en trabajos previos como el de Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), Nixon 1989 y García-Palomo et al. (2002).

2.2.2 Eventos Volcánicos Cuaternarios de la Sierra Nevada

Los primeros estudios geológicos de las estructuras que conforman la Sierra Nevada, como los realizados por White (1956), Mooser (1958), Schlaepfer (1968) y Mooser et al., (1974), permitieron identificar algunas de sus características. Así, el primer autor mencionado establece que la Formación Iztaccíhuatl se emplazó durante el Cuaternario y estaría constituida por eventos que conforman los volcanes Llano Grande, Iztaccíhuatl y Nexpayantla. Estudios más recientes, como los que se

mencionan a continuación, permitieron establecer las características vulcanológicas, geoquímicas y petrogenéticas de algunas de estas estructuras. Sin duda, dos de las estructuras más estudiadas en los últimos 25 años en la Sierra Nevada son el Popocatepetl y el Complejo Volcánico Iztaccíhuatl.

El Popocatepetl, con 5,452 msnm se localiza en el extremo sur de la Sierra Nevada. Recientemente, se publicó un mapa geológico de éste (Espinasa y Martín del Pozzo, 2006), sin embargo, su historia evolutiva no se conoce con detalle, debido principalmente a que las rocas del "paleo"-Popo, se encuentran cubiertas por eventos volcánicos recientes. La evolución geológica del Popocatepetl comienza con la construcción de la paleoestructura denominada volcán Nexpayantla (Schlaepfer, 1968). No se conocen las edades de esta estructura, pero se considera más joven que el emplazamiento de Llano Grande en el Iztaccíhuatl (menor a 900,000 años) por su estratigrafía (Nixon, 1989; Schaaf et al., 2005). Una erupción ocurrida hace 200,000 años produjo el colapso y la formación de una caldera. Al interior de ésta caldera se formó el volcán El Fraile, el cual se colapsó hace 50,000 años (Boudal y Robin., 1989) y generó una avalancha de escombros hacia el S-SW del cráter, seguida por una erupción pliniana que depositó una pómez de caída y flujos piroclásticos hacia el sur del volcán. Después de este evento, se formó el moderno Popocatepetl que comenzó a construirse hace aproximadamente 23,000 años (Siebe y Macías, 2004), a partir de una serie de depósitos piroclásticos y coladas de lava de composición andesítica-dacítica. Durante estos últimos 23,000 años, se han producido al menos 7 erupciones plinianas (la última ocurrió hace 1,100 años), según los depósitos de pómez y ceniza encontrados en los flancos del cono moderno. Una de estas erupciones, ocurrida hace 14,000 años, consistió en una erupción freatoplina, la cual ha sido utilizada como un indicador estratigráfico de la región (denominada como depósito de caída "Tutti Frutti", Siebe et al., 1995) y que además aportó una gran variedad de fragmentos de xenolitos como son granodioritas, skarns, limolitas metamorfizadas y areniscas, entre otros, derivados del basamento somero (Siebe et al., 1996; Siebe y Macias, 2004, Schaaf et al., 2005). La última gran erupción pliniana debió ocurrir entre 675 y 1,095

años antes del presente, según restos arqueológicos encontrados en flujos de ceniza y lahares depositados en la Cuenca de Puebla (Siebe y Macías, 2004). Históricamente, las erupciones del Popocatepetl han sido más modestas, ya que se han observado pequeñas caídas de pómez, flujos de ceniza y formación de domos en el cráter (erupciones de 1919-1927). De igual manera, su actividad más reciente (a partir del 21 de diciembre de 1994) ha sido relativamente baja, con pulsos de emisiones de ceniza freática, formación de domos (al menos 25 veces) y algunas erupciones de pómez y ceniza, y pequeños flujos piroclásticos emitidos hacia el flanco norte del cono (Macías y Siebe, 2005).

Del Complejo Volcánico Iztaccíhuatl, Nixon (1988a, 1988b, 1989) presenta un mapa geológico y propone que dicho complejo se compone de dos series principales de rocas: (1) La Serie Volcánica Antigua, formada por lavas y depósitos piroclásticos andesítico-dacíticos asociados con la formación del volcán escudo Llano Grande, cuya construcción duró de ~1.7 a 0.9 Ma (edades de K-Ar). Dentro de esta misma serie incluye las rocas que forman la estructura cónica volcánica andesítico-dacítica llamada por Nixon et al. (1987) y Nixon (1989) como "Pies antiguos", y otras estructuras "parásitas" como los Cerros La Trampa, de composición dacítica, y el Tlacupaso, con una edad de 0.6 Ma. (2) La Serie Volcánica Joven se emplazó sobre la mayoría de las secuencias anteriores después de un importante proceso erosivo. Durante este evento volcánico se formaron las estructuras actuales de las cumbres conocidas como "Los Pies", "Las Rodillas", "El Pecho" y "La Cabeza", que pertenecen a conductos eruptivos con una orientación NNW-SSE. Estos eventos volcánicos ocurrieron durante un período de tiempo de 600,000 a 20,000 años antes del presente (fechamientos de K-Ar de Nixon, 1989), produciendo abundantes flujos de lava viscosos con espesores de 6 a 60 m, domos, brechas y escasos depósitos piroclásticos. También, se emplazaron en este tiempo algunos eventos "parásitos" como el flujo de andesita La Joya y la dacita Teyótl (Nixon, 1989), y posteriormente el volcán Papayo y el cono de escoria Iztaltetlac.

Estudios mineralógicos y geoquímicos realizados por Nixon (1988a y b) permitieron proponer que la composición de las rocas varían de andesita a dacita (de 58 a 66% en peso de SiO₂), dentro del campo de series calcoalcalinas, con K₂O-medio, como se esperaría para las rocas que se presentan comúnmente en arcos volcánicos. Las relaciones isotópicas iniciales de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, determinadas por Nixon (1989) para algunos flujos de lava de la Serie Volcánica Joven, varían de 0.7040 a 0.7046, indicando la presencia de un manto heterogéneo como fuente del magma y una relativamente baja contaminación de corteza antigua. También se detalla la existencia de fenómenos de mezcla de magmas entre los principales procesos que dieron origen a las lavas del CVI, además de los procesos de cristalización fraccionada.

Estudios geomorfológicos y estratigráficos en el volcán Téyotl (4,660 m), situado en la parte norte del complejo volcánico Iztaccíhuatl, muestran evidencias de tres glaciaciones. La primera glaciación construyó grandes extensiones de morrenas, las cuales fueron cubiertas por una capa de pómez del volcán Popocatepetl con edades entre 14,770 y 12,900 años antes del presente (Mooser et al., 1974). Los depósitos de la segunda glaciación fueron cubiertos por una pómez amarillenta a café, cuya edad se determinó en 4,800 años en las cercanías del Popocatepetl. Finalmente, una tercera glaciación fue identificada por los depósitos de morrenas encontrados a altitudes de 4,060 a 4,240 m sobre el valle Tlacopaso, los cuales no están cubiertos por los depósitos de pómez de 4,800 años, por lo que su edad es más reciente (Vázquez-Selem, 1997).

Las características geológicas de la parte norte de la Sierra Nevada (estructuras del Tláloc y Telapón), no han sido estudiadas detalladamente y no existen mapas geológicos previos de la región. Existen algunos trabajos que hacen una descripción muy general de las rocas y depósitos piroclásticos identificados en ésta parte de la sierra, como el trabajo de Schlaepfer (1968). Este autor describe las rocas de la Sierra de Río Frío como secuencias de coladas de lava. Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) relacionan estas lavas con depósitos de flujos piroclásticos

lobulados, que forman mesetas inclinadas sobre el flanco poniente de la Sierra. En las cañadas El Muerto, El Partidor y Los Pilares, estos autores mencionan la existencia de secuencias de depósitos de flujos piroclásticos y depósitos de caída de composición andesítica-dacítica con espesores de más de 30 m. También mencionan que estos depósitos están cubiertos y a veces intercalados con lavas andesítico-dacíticas con estructura fluidal planar en la cima del Telapón. Las edades establecidas por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) son pleistocénicas (entre 0.6 y 0.7 Ma), a partir de datos estratigráficos y estudios paleomagnéticos de Mooser et al. (1974). Además, estos autores sugieren que la actividad volcánica se inició en la parte norte de la Sierra (durante el Pleistoceno) y migró hacia el sur al Popocatépetl.

Recientemente, se han efectuado trabajos estratigráficos enfocados a la caracterización de depósitos de flujos piroclásticos, de caída de pómez y algunos lahares, localizados en las porciones NW, N y NE del Tláloc (Huddart y González, 2004; Rueda et al., 2006; Meier et al., 2007) que se encuentran emplazados principalmente en cañadas y planicies de los flancos. La composición de estos depósitos piroclásticos es muy característica, ya que es predominantemente riolítica. Estos trabajos han permitido determinar edades que varían de 44,000 a 37,000 años (fechamientos de radiocarbono utilizando materia orgánica como árboles carbonizados encontrados dentro de los flujos piroclásticos y depósitos de pómez y en paleosuelos) (Huddart y González, 2004; Rueda et al., 2006). Hacia la parte norte del Tláloc, Hernández-Javier (2007) realizó fechamientos de radiocarbono en paleosuelos relacionados con depósitos ocasionados por una erupción pliniana del Tláloc de $30,460 \pm 390$ años. También obtuvo una edad de $34,320 \pm 640$ años para la "Pomez Tláloc" que subyace a los depósitos mencionados anteriormente. Estas edades demuestran que la actividad volcánica del Tláloc - Telapón es mucho más reciente de lo que se había propuesto y que la actividad magmática a lo largo de la Sierra Nevada es casi contemporánea.

2.3 Geología del Estratovolcán Telapón

En el presente trabajo se reconocieron diferentes flujos de lava, productos piroclásticos y las estructuras principales que conforman el EVT mediante análisis de fotointerpretación (escala 1:37,500) y descripciones estratigráficas efectuadas en campañas de trabajo de campo. Con estos trabajos se elaboró el mapa geológico de la Figura 6, la cual se usa como base para las descripciones estratigráficas que siguen. Las unidades se describen a continuación de la más antigua a la más reciente, utilizando como principal criterio su posición estratigráfica (columna estratigráfica esquemática en la Figura 5). Los nombres asignados a las unidades son informales desde el punto de vista de la nomenclatura estratigráfica y solamente se utilizan con fines de identificación. Si en el futuro se cuenta con edades radiométricas o isotópicas, es posible que el orden estratigráfico cambie, ya que algunas unidades de lava no se encuentran sobrepuestas una sobre la otra y únicamente se les asignó una edad relativa en función del grado de alteración y erosión de la roca, su posición estratigráfica dentro de toda la estructura del Telapón y composición petrográfica.

Domo Riodacítico Tlatelpa

El cerro Tlatelpa parece estar formado por un antiguo domo de composición félsica, que se encuentra por debajo de las secuencias del volcán Telapón. Este sitio se localiza al SW de la población de Río Frío, en las coordenadas: N19° 21' 11.1", W 98°40' 23.7" a una altitud de 3,020 m.s.n.m (muestra TL-34). Presenta una altura aproximada de 220 m por arriba del valle de Río Frío y no se puede establecer con precisión su distribución, ya que se encuentra por debajo del último evento lávico del Telapón. Petrográficamente puede clasificarse como una riodacita (composición intermedia entre una riolita y una dacita) de color blanca a gris verdosa, de textura porfídica, con un grado de cristalinidad hipocristalino. Presenta fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíboles oxidados, dentro de una matriz microcristalina a criptocristalina félsica (feldespatos y cuarzo), con óxidos de Fe y una ligera

alteración a clorita y minerales arcillosos, lo que le da ese tono verdoso. Presenta enclaves de dimensiones muy variables (desde unos cuantos milímetros hasta 15 cm de diámetro), de composición ígnea con textura afanítica y sin mostrar contornos "quemados". Probablemente se trata de enclaves asociados con el mismo proceso magmático que produjo el domo, ya que muestran una composición relativamente similar. El afloramiento, localizado en una antigua cantera, muestra diaclasamiento y fracturamiento casi vertical, con una orientación preferencial al NW (Foto 2).

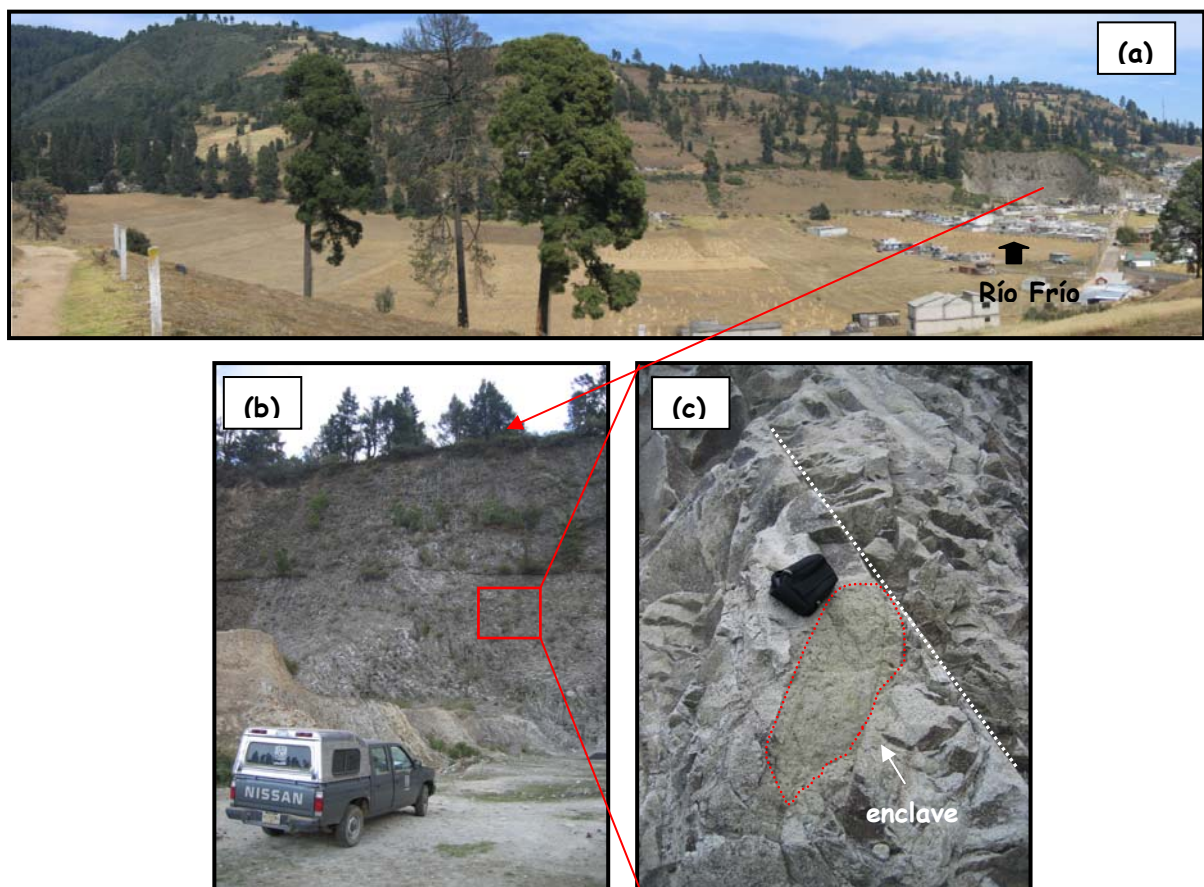


Foto 2. Fotografías del afloramiento del domo riodacítico Tlatelpa, en la localidad de Río Frío. (a) Vista panorámica del Cerro Tlatelpa y de Río Frío, vista del sur hacia el norte, (b) Vista general del afloramiento, y (c) acercamiento donde se aprecia el color de la roca, el diaclasamiento o fracturamiento NW y la presencia de enclaves con tintes verdosos.

Andesita Los Potreros y Andesita Tecalco

El flujo de lava Los Potreros aflora en el flanco SW del denominado Cerro Los Potreros, en el cual se encuentra presente en forma de "coronas", sobre las crestas

de lomas cercanas al poblado General Manuel Ávila Camacho. Sus afloramientos son muy erráticos ya que se encuentran moderadamente erosionados y están bordeados o sepultados por depósitos de lahares que rellenan gran parte de los valles hacia la cuenca de la Ciudad de México (laderas oeste y suroeste del Telapón). Se desconoce sobre qué unidades se encuentra emplazado este flujo, pero sí se puede identificar que subyace discordantemente al flujo de lava denominado como Dacita Los Potreros, el cual se describe más adelante. En un afloramiento localizado sobre una loma, a 600 m al oeste de la carretera federal México - Puebla (muestra TL-42, coordenadas N19° 19' 21.0" W98° 44' 53.7" y altura 3,100 m.s.n.m.), se pudo describir una roca de color gris medio a oscuro, con textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa (< 0.5 cm), piroxenos y anfíboles alterados dentro de una matriz microlítica vitrosa ligeramente alterada. Una característica importante de esta roca es la presencia de abundantes enclaves redondeados, sin contacto "quemado", de texturas microgranudas, de composición andesito-basáltica y gabroica, de diferentes dimensiones (desde unos cuantos milímetros hasta cerca de 30 cm). Otro afloramiento de la misma unidad corona los cerros al NE del poblado Manuel Ávila Camacho (muestra TL-47, N19° 19' 46.9", W98° 45' 06.8" y 3,200 m.s.n.m.) y presenta características muy similares a las descritas anteriormente, pero además se observan bloques de lava con bandeamiento de colores que varían de gris medio rosáceo a gris oscuro, indicando direcciones de flujo sub-horizontal NE-SW 49°. Esto hace suponer la posible ubicación de la fuente eruptiva hacia la posición del actual Telapón (Foto 3).



Foto 3. Panorámica del paisaje sobre la andesita Los Potreros viendo hacia el SW.

En el fondo de la Cañada Tecalco se identificó un flujo de composición andesítica, de color gris medio a oscuro, con un espesor de aproximadamente 15 m, el cual se encuentra en el fondo del valle. Este flujo presenta una textura afanítica en la cual se observan algunos cristales de plagioclasa y ferromagnesianos de talla fina. No muestra una gran alteración, sin embargo, en la base del flujo se observan estructuras de exfoliación en "hojas de cebolla" posiblemente debido al intemperismo. La parte superior del flujo se observa lajeada debido a posibles efectos de enfriamiento. La posición estratigráfica de este flujo no es muy clara, pero al estar en el fondo de la cañada y varios cientos de metros por debajo de rocas dacíticas provenientes del C. Torrecillas, se considera que se emplazó durante las primeras etapas de construcción del Telapón. La muestra TL-74 (N19° 21' 11.3", W98° 45' 44.0", 3,000 m.s.n.m.) fue tomada de este flujo, el cual petrográficamente presenta una textura afanítica, con raros fenocristales de plagioclasa, orto- y clinopiroxeno y escasa hornblenda en una matriz de microlitos y vidrio de posible composición intermedia.

Dacita Río Frío

Este afloramiento de lava denominada así por la localidad de Río Frío, se localiza sobre la carretera federal México-Puebla, pasando el poblado de Llano Grande y cerca del punto marcado como El Guarda (coordenadas de una muestra típica, TL-44, N19°20' 31.0", W98°41'34.6" y 3,080 m.s.n.m.). Es un flujo de lava que consiste de una roca de composición dacítica de color gris medio con tintes rosáceos, de textura porfídica, con fenocristales de feldespato y ferromagnesianos alterados (posibles anfíboles) y raros piroxenos euedrales-subedrales en una matriz microlítica y microcristalina de feldespato y cuarzo. Estratigráficamente, se encuentra por debajo del último evento del Telapón y parece estar cubriendo a la riodacita Tlatelpa cerca del Poblado de Río Frío, pero no se pudo distinguir su contacto por estar cubierto por suelos. No se conoce tampoco su punto de emisión. Tiene un espesor aflorante de aproximadamente 6 m y la posible área expuesta es de 0.96 km² (Foto 4).



Foto 4. Fotografía tomada sobre la carretera federal México-Puebla que muestra parte del afloramiento del flujo de lava Dacita Río Frío.

Dacita Chichiquil

Entre los cerros Tejolote y Los Potreros, y entre el Poblado General Manuel Ávila Camacho y la Cañada Tecalco, se encuentra el Cerro Chichiquil y al menos tres picachos más, los cuales están compuestos por flujos de lava de color gris medio a pardo claro, presentando bandeamiento y vesículas de desgasificación orientadas hacia el S - SW. Esta lava la encontramos en bloques presentando estructuras de pseudo-estratificación causadas por el rápido enfriamiento y bandeamiento (Foto 5). Parte del cerro Chichiquil es cortado por la carretera federal México - Puebla, donde se pueden ver sus características generales. Estos flujos muestran una composición dacítica de textura porfídica, con fenocristales grandes y abundantes de plagioclasa (0.5 a ~1 cm) y anfíbol (0.5 cm), dentro de una matriz fina gris claro de vidrio (muestras TL-50, TI-51, TL-52). En la parte sur de la cañada Tecalco se observan paredes de más de 120 m de espesor compuestas por lavas dacíticas asociadas con el cerro Chichiquil (TL 73, N19°20' 50.3", W98°45' 59.5", 3,090 m.s.n.m.). Estos flujos de lava parecen estar por debajo del cerro El Tejolote al oeste y fueron cortadas por fracturas ENE-WSW.

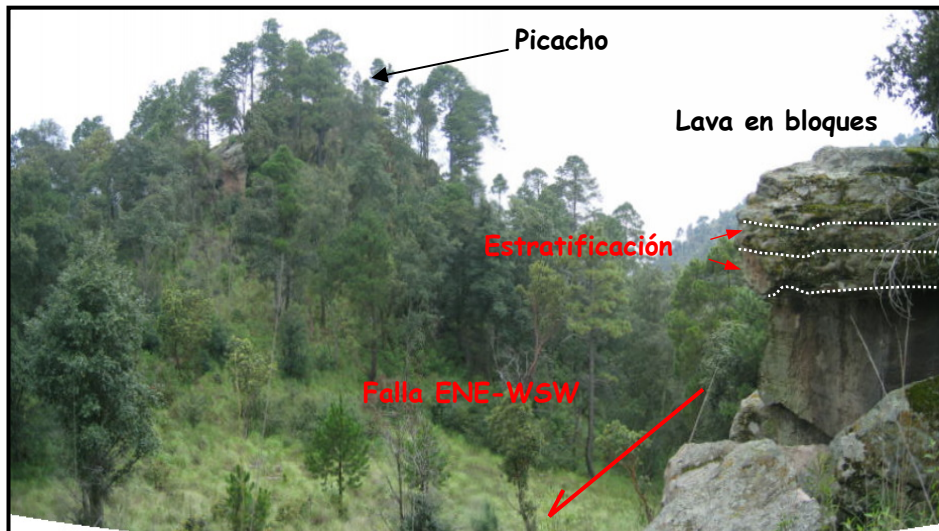


Foto 5. Picachos donde se observa las lavas con bandeamiento y pseudo-estratificación de la Dacita Chichiquil.

Dacita La Mesa y Andesita Francisco Acuatla

Se denominó con el primer nombre a una colada de lava erosionada y cubierta por materiales de lahar, de forma semicircular (Cerro la Mesa, Foto 6), ubicada al oeste del Estratovolcán Telapón. Esta estructura tiene una altura de aproximadamente 140 m y en su base presenta lavas aflorantes con un espesor aproximado de ~80 m y está coronado por un lahar masivo y suelo. De hecho, la cima del cerro La Mesa es una zona de cultivo. La roca volcánica de la base está compuesta por lavas en bloques con bandeamiento de color gris claro - oscuro y textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, mica y piroxenos dentro de una matriz vítrea que presenta textura fluidal y vesículas (TL-55, N 19° 21' 03.1", W 98° 47' 52.7", 2,640 m.s.n.m.). Más hacia el oeste del Cerro La Mesa, cerca del poblado de San Francisco Acuatla, y expuestas frente a la mina María Magdalena, existen afloramientos aislados de flujos de lava (TL-65, N19° 21' 12.2", W98° 49' 53.4", 2,390 m.s.n.m.) de color gris medio a oscuro cubiertos por lahares o depósitos de flujos piroclásticos más recientes. Estas lavas se presentan en bloques o en flujos continuos con espesores de 10 a 15 m (Foto 7). Las texturas son porfídicas a afaníticas con algunos fenocristales de plagioclasa, olivino raro y cuarzo con coronas de reacción de piroxeno, en una matriz fina de microlitos y vidrio intermedio algo alterado a arcillas. Las relaciones estratigráficas

de estas lavas dacíticas - andesíticas con los eventos volcánicos más expuestos y recientes del Estratovolcán Telapón no se pueden determinar debido a su escasa exposición y cobertura. Pero en función de su grado de alteración podrían considerarse como de la parte inferior de la secuencia (Figura 5).

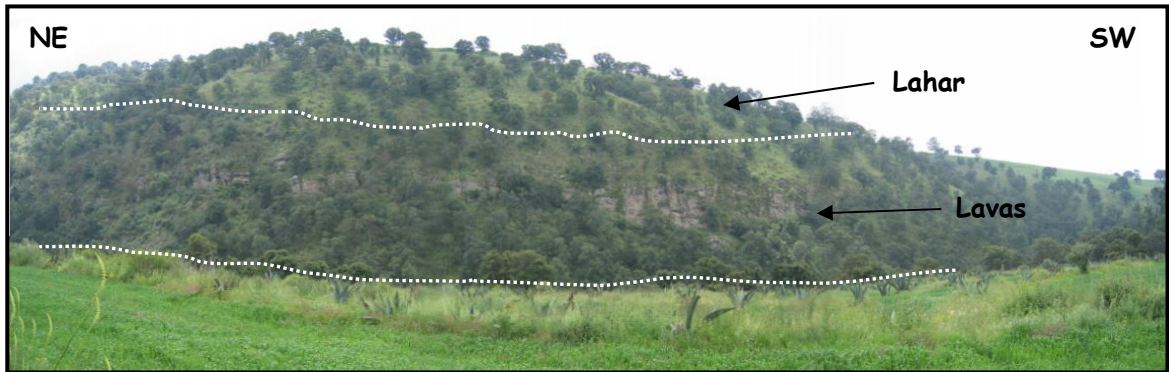


Foto 6. Panorámica del Cerro La Mesa, donde se observan flujos de lava dacíticos en su base y lahares y suelos de cultivo en su cima.

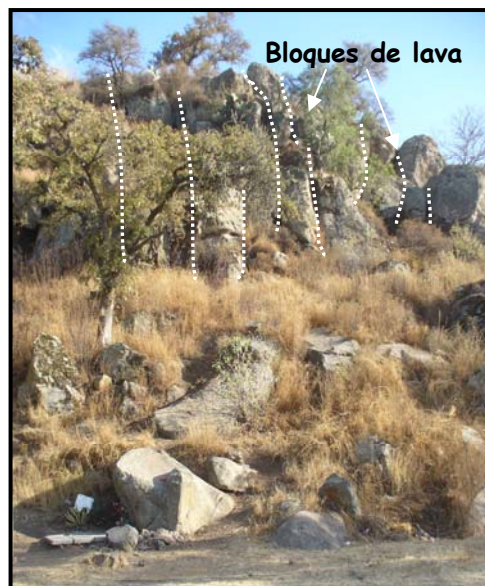


Foto 7. Fotografía tomada frente a la mina María Magdalena, se observan bloques erosionados de los flujos de lava Francisco Acuatla.

Flujos dacíticos Yeloxóchitl, La Sabanilla y la Grupera.

Hacia la parte noroeste del Telapón existe una serie de montañas que tienen elevaciones muy importantes y que destacan por representar en las fotografías aéreas, a primera vista, una zona de colapso del Telapón hacia el occidente. Sin embargo, tal zona de colapso no existe en la realidad. Estos son los cerros Yeloxóchitl

(3,900 m.s.n.m.), La Sabanilla (3,750 m.s.n.m) (Foto 8), La Grupera (3,640 m.s.n.m) y otros dos designados como Xaltzipizila (3,700 m.s.n.m.) y Cabeza de Toro (3,160 m.s.n.m.). Estos cerros se encuentran cortados por fracturas o posibles fallas cuyas orientaciones son E-W (cañada Yeloxóchitl), NW-SE (cañada El Tecolote, la cual forma el contacto entre el vitrificado dacítico de la cima del Estratovolcán Tláloc y rocas de estos cerros), NW-SE (cañada El Muerto) y NE-SW (cañada El Pastor).

En la cima y laderas del cerro Yeloxóchitl se observan afloramientos importantes de flujos de lava continuos o en bloques, los cuales fueron muestreados en tres sitios distintos: TL-67 (N19° 23' 22.2", W98° 43' 45.4" y 3,770 m.s.n.m.), TL-68 (N19° 23' 10.1", W98° 43' 49.5" y 3,890 m.s.n.m.) y TL-69 (N19° 23' 00.2", W98° 43' 51.9" y 3,900 m.s.n.m.). Las rocas de este cerro son muy similares entre sí, presentando colores de gris medio a oscuro con tintes anaranjados a rosados debido al efecto del intemperismo. Presentan textura porfídica con fenocristales de feldespato y anfíbol moderadamente alterados en una matriz fina gris algo oxidada. La roca es una dacita - andesita de anfíbol. Se observan también algunos enclaves ígneos de textura afanítica de contornos redondeados y sin corona de reacción.

En las laderas y cañadas existentes en los cerros La Sabanilla (Foto 9a) y La Grupera (Foto 9b) se observan importantes afloramientos de flujos de lava de gran espesor (en la cañada El Muerto se tienen más de 40 m de espesor de flujos de lava). Estas lavas muestran un diaclasado vertical posiblemente de enfriamiento en el cerro La Sabanilla, lo que hace pensar que este cerro pudo ser una estructura cómica por la que surgieron lavas. En los afloramientos más al oeste, sobre el cerro La Grupera, los flujos de lava del mismo tipo muestran bandeamiento (indicando direcciones de flujo) casi horizontal y se tiene diaclasado subhorizontal. La muestra TL-70 (N19° 23' 36.5", W98° 44' 19.1" y 3,720 m.s.n.m.) y la TL-71 (N19° 23' 38.6", W98° 44' 26.6" y 3,750 m.s.n.m.), tomadas de afloramientos de estos cerros, presentan coloraciones de gris medio a oscuro y tintes anaranjados y rosados debidos al efecto de intemperismo. Presentan textura porfídica con fenocristales de feldespato y anfíbol

relativamente alterados dentro de una matriz afanítica moderadamente alterada a óxidos y algunas arcillas. También presentan enclaves de diversos tamaños (de milímetros a varios centímetros), de origen ígneo y textura afanítica con contornos redondeados.

Los cerros Xaltzipizila (Foto 9c) y Cabeza de Toro presentan afloramientos compuestos por flujos de lava con bandeamiento de color gris medio a oscuro con tintes rojizos y diaclasado paralelo (la dirección del bandeamiento SW-NE apunta en ambos casos hacia los cerros La Sabanilla y Yeloxóchitl). Las muestras TL-72 (N19° 23' 22.7", W98° 44' 44.5" y 3,750 m.s.n.m.) y TL-72A (N19° 23' 16.1", W98° 44' 49.4" y 3,680 m.s.n.m.), así como la TL-38 (N19° 22' 30.9", W98° 46' 26.5" y 2,990 m.s.n.m.) presentan características texturales y petrográficas muy similares: textura porfídica con fenocristales de feldespato y anfíbol moderadamente alterados dentro de una matriz fina de color gris medio algo alterada a óxidos.

Finalmente, como se puede observar de las descripciones anteriores, las lavas que conforman a este grupo de cerros presentan características estructurales y texturales muy semejantes, además del mismo grado de alteración, lo que permitió agruparlas en una sola unidad: dacitas - andesitas de anfíbol. Además, por el grado de alteración observado en las rocas y su composición, en comparación con rocas expuestas en las cimas del Tláloc y Telapón, se considera que estas rocas son antiguas y pertenecieron a eventos primarios de todo el estratovolcán.

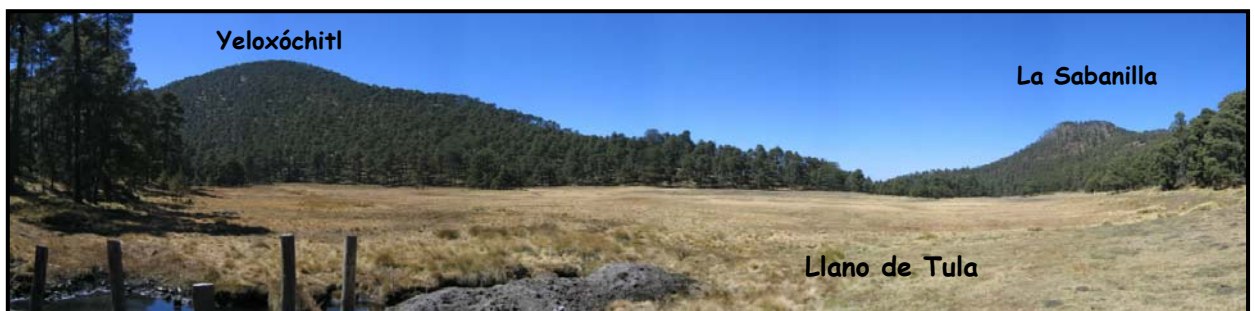


Foto 8. Panorámica tomada desde Llano de Tula, se observan los cerros Yeloxóchitl y La Sabanilla.

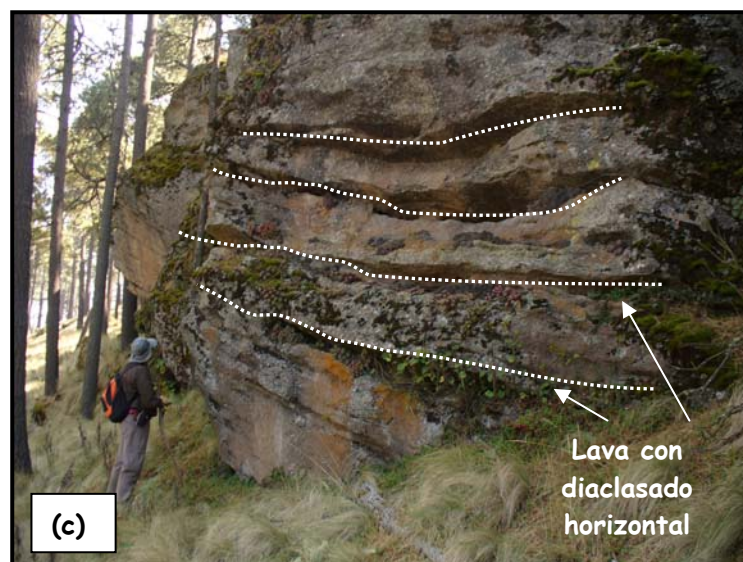
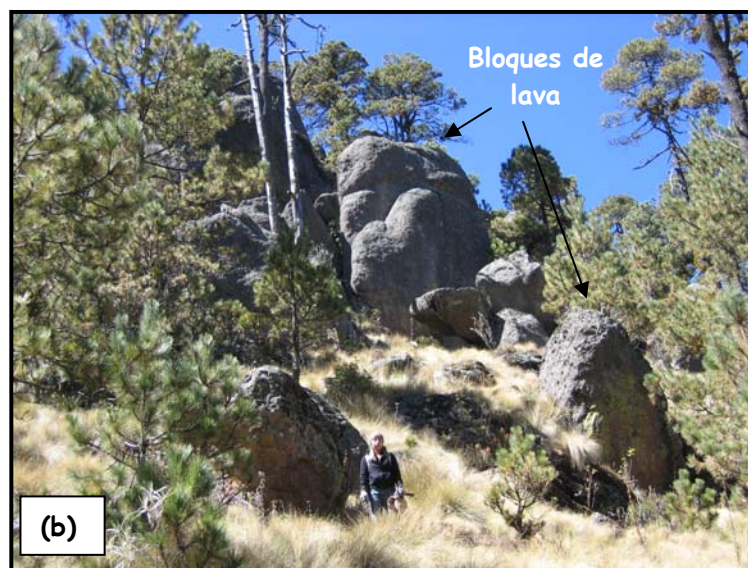


Foto 9. Detalles de los afloramientos de flujos de lavas observados en los cerros (a) La Sabanilla con diaclasamiento vertical, (b) La Grupera y (c) Xaltzipizila con pseudo-estratificación formada por diaclasas horizontales

Dacita Cerro Huiluapan

El flujo de dacita Cerro Huiluapan se encuentra delimitado hacia el este por el flujo dacítico Torrecillas que parece cubrirlo, por las cañadas El Pastor y Tecalco (al norte y sur, respectivamente) y por la estructura aislada La Mesa al oeste (Figura 6). Este flujo dacítico está cubierto por suelo, salvo algunos afloramientos en cortes de caminos, que permitieron identificar sus características. En la fotointerpretación se puede estimar que este flujo tiene una dirección hacia el oeste, con una distancia de ~4 km contados a partir del Cerro Huiluapan. En un pequeño afloramiento, localizado en las coordenadas N19° 21' 42.3", W98° 45' 24.1" y 3,420 m.s.n.m., se describe la presencia de bloques de roca pertenecientes a un flujo de lava gris claro con textura porfídica (muestra TL-45). Ésta presenta abundantes fenocristales de plagioclasa (30%) de gran tamaño (de 0.8 a 1 cm de largo), anfíboles (15%) con tamaños de 0.7 a 0.8 cm y piroxenos euhedrales dentro de una matriz afanítica de color gris. Al igual que en otros flujos de lava del Telapón, se observa la presencia de abundantes enclaves de texturas ígneas microlíticas y microgranudas, sin contornos "quemados" y con diámetros muy variables (desde unos cuantos milímetros a varias decenas de centímetros). En otro afloramiento localizado hacia el oeste del Cerro Huiluapan (Foto 10a); Punto TL-54, (Figura 6), se presenta una serie de bloques de roca con características muy similares a las descritas arriba, pero con un importante efecto de alteración de los minerales debido a procesos de intemperismo. Este efecto de intemperismo y erosión produce la disgregación de la roca y la formación de concentrados naturales de minerales ferromagnesianos en los alrededores.

Flujo Andesítico no-diferenciado

En los trabajos de verificación de campo se identificó un pequeño flujo de lavas andesíticas con estructura en lajas y de textura afanítica que cubre localmente las rocas del cerro Chichiquil y la Andesita Los Potreros, descrita anteriormente (Figura 5). Esta unidad subyace a la Dacita Los Potreros que forma la mayor parte del cerro

del mismo nombre (Figura 6). En un afloramiento localizado en las coordenadas (muestra TL-53) N19° 20' 26.0", W98° 45' 50.5" y 3,070 m.s.n.m., se describe una lava con lajas delgadas (<10 cm de espesor) debidas al enfriamiento diferencial, que presentan una orientación general de la inclinación NE-SW 50° (Foto 10b). Esta roca es gris medio a gris oscuro con textura afanítica, con escasos fenocristales de feldespatos incluidos en una matriz de vidrio gris oscuro. La distribución de este flujo no ha sido identificada con exactitud debido a que es una zona con densa vegetación.

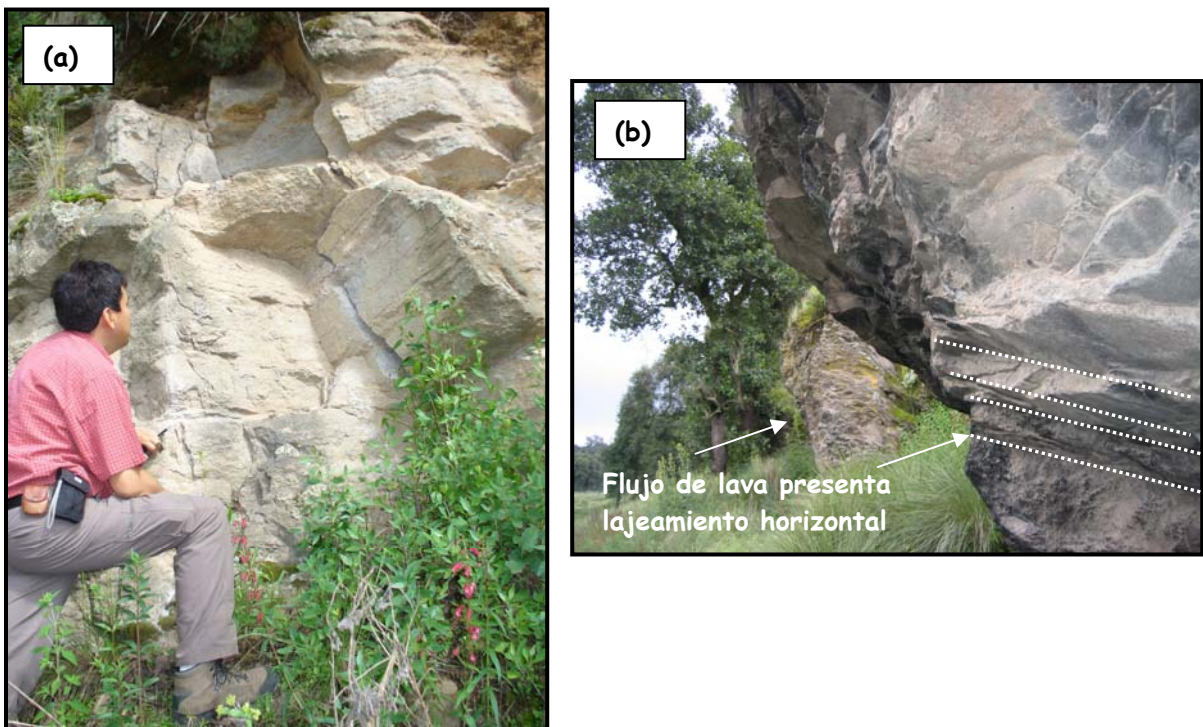


Foto 10. (a) Fotografía del flujo de lava de la dacita Cerro Huiluapan; (b) Fotografía del flujo de lava andesítica no-diferenciada que cubre localmente el cerro Chiquiquil observándose lajeamiento horizontal debido al enfriamiento diferencial.

Dacita Los Potreros

El Cerro Los Potreros, con una altura de 3,610 m.s.n.m., se localiza al SW del Telapón y es una de las estructuras más altas, y al parecer independiente de los eventos lávicos derivados de la estructura principal. Este cerro, al menos de manera superficial, está cubierto por flujos de lava de composición dacítica, de color gris claro con tintes rosáceos, representados por grandes bloques y peñascos que afloran

en su cima y en algunas cañadas. Este evento dacítico sobreyace a la Andesita Los Potreros y al Flujo Andesítico no-diferenciado, descritos en puntos anteriores (Figura 5), pero tiene un contacto recto con el Vitrófico Dacítico Telapón, en la Cañada el Quesero, al cual subyace. En los afloramientos identificados por las muestras TL-48 (N19° 20' 49.2", W98° 44' 08.3" y 3,610 m.s.n.m.) y TL-48B (N19° 21' 03.6", W98° 44' 05.6" y 3,520 m.s.n.m.) se identificaron rocas con textura porfídica y abundantes fenocristales de feldespato (0.5 a 0.7 cm), anfíboles (0.2- 0.3 cm) y menor piroxenos dentro de una matriz fina de color gris medio compuesta por vidrio esferulítico ligeramente alterado, con algunos cristales de cuarzo y mica diseminados. Existe también la presencia de enclaves pertenecientes a rocas ígneas con texturas microlítica a microgranuda, sin coronas de reacción y de tamaños milimétricos. La dirección del flujo de lava es predominantemente hacia el sur.

Andesita Cuescomate

Flujo de lava identificado en las fotografías aéreas, el cual desciende desde la cima de los cerros Tlalocto y Cuescomate (3,660 m.s.n.m), en la ladera nororiental del Telapón, llegando hasta las cercanías del valle de Río Frío (Figura 6). Su longitud es posiblemente superior a los 6 km y en el punto donde se tomó la muestra TL-57 (N19° 22' 17.5", W98° 39' 53.7" y 3,030 m.s.n.m.) su espesor varía entre 9 y 15 m (Foto 11a). En este punto se observa la presencia de al menos un flujo de lava masiva en su base con lajas de enfriamiento en su parte superior. La lava es de color gris medio a oscuro con textura porfídica de fenocristales de feldespato y escasos ferromagnesianos, en una matriz fina de color gris medio. Existen abundantes enclaves de origen ígneo con textura afanítica y contornos redondeados "sin quemar". La roca se puede clasificar como una andesita. Existen fallas o fracturas NW-SE que cortan al flujo de lava dentro de los arroyos encontrados (Foto 11b). La muestra TL-58 tomada sobre el frente del flujo pero en otra localidad (N19° 22' 46.5", W98° 39' 25.8" y 3,060 m.s.n.m.) presenta características similares a las descritas líneas arriba.

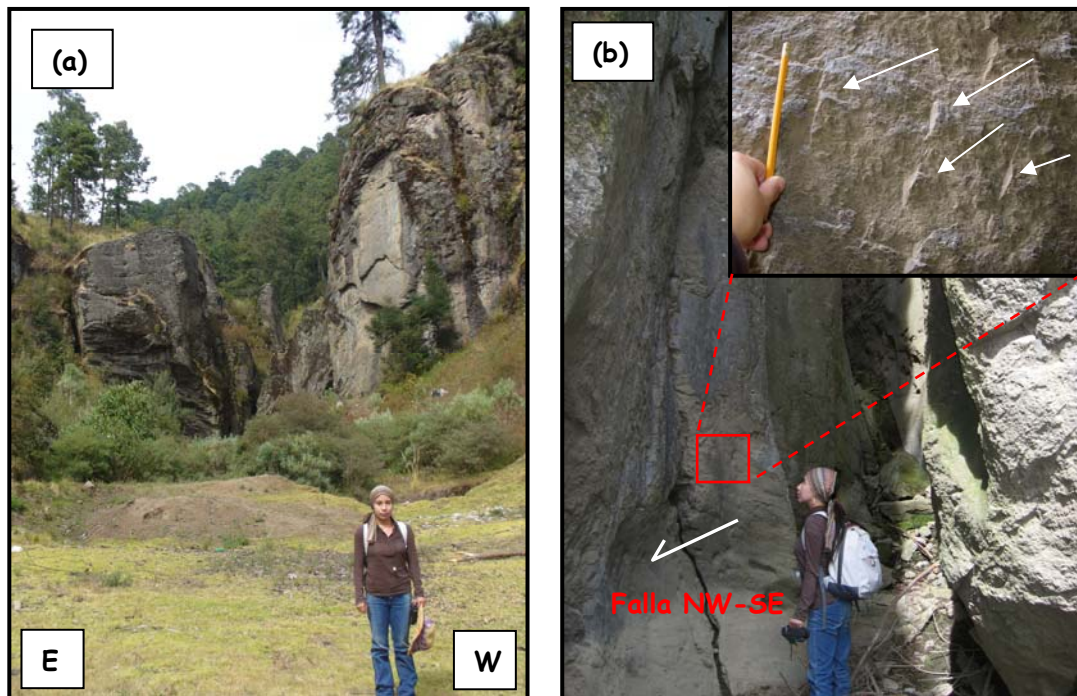


Foto 11. Afloramiento del flujo andesítico Cuescomate en las cercanías de Río Frío. (a) identificación del frente de lava y espesor observado. (b) El frente es cortado por una falla lateral con un pequeño desplazamiento lateral derecho. En el recuadro de la foto (b) se muestran con las flechas los indicadores cinemáticos.

Dacita Torrecillas

El cerro Torrecillas (3,680 m.s.n.m) se localiza en la parte oeste del Telapón, presentándose como una protuberancia compuesta por un flujo de lava dacítico que cubre localmente al cerro Huiluapan al oeste. Parte de sus derrames son cortados por las cañadas Tecalco y Pastor, al sur y norte respectivamente, según la fotointerpretación efectuada (Figura 6), pero no se conocen bien sus relaciones estratigráficas con las unidades vecinas. Lo que sí se ha establecido es que se emplazó anteriormente al flujo vitrofírico dacítico del Telapón, corriendo hacia el SW y alcanzando una distancia de aproximadamente 3.2 km.

En la cima del cerro Torrecillas existen grandes bloques y peñas (Foto 12a) de los cuales se tomaron muestras (TL-46: N19° 22' 04.8", W98° 44' 30.9" y 3,680 m.s.n.m.). Las lavas presentan una coloración gris medio a oscuro, con textura porfídica y abundantes fenocristales de feldespato (0.5 a 0.7 cm) y anfíbol (0.2- 0.3

cm) embebidos en una matriz fina sin alteración. Una característica peculiar de esta lava es la gran abundancia de enclaves ígneos de diversos tamaños y formas pero de contornos redondeados (Foto 12b). Como un ejemplo de la abundancia de enclaves, en una superficie de 0.50 x 1 m, se cuantificaron a simple vista alrededor de 35 enclaves de diversos tamaños. Los enclaves que se pudieron observar presentan texturas afaníticas y composiciones de andesitas-basálticas, muy similares a las observadas en otros sitios.

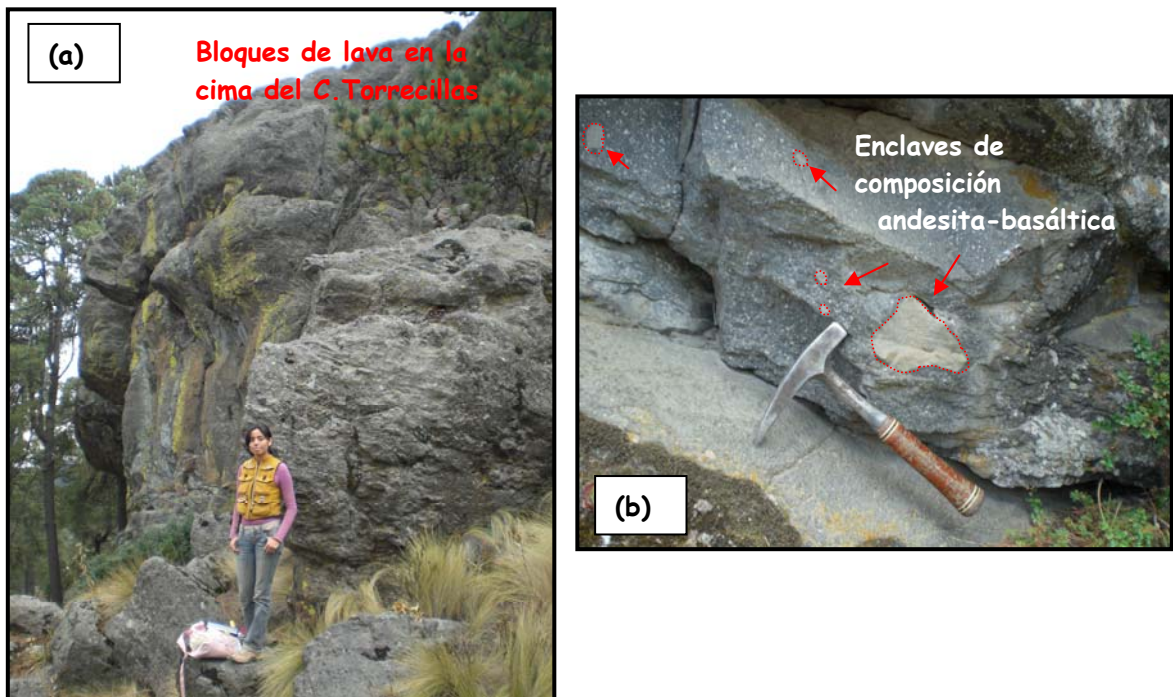


Foto 12. (a) Afloramiento de lava en la cima del cerro Torrecillas; (b) Flujo de lava de la cima del cerro Torrecillas donde se observa la abundancia de enclaves.

Domo Dacítico Tejolote

Esta localidad se encuentra sobre la carretera federal México - Puebla, a 1,800 m hacia el noroeste del poblado General Manuel Ávila Camacho. En este lugar se puede observar el cerro Tejolote, el cual presenta una estructura dómica bien definida y redondeada (Foto 13). Su geometría en planta es circular, con un área de 1.32 km² y una altura de aproximadamente 280 m. Este cerro está constituido por flujos de lava masivos principalmente, aunque existen zonas en la base y en la parte media que

presentan lavas en bloques. No se conoce la edad de emplazamiento de este domo pero, por el bajo grado de alteración de la roca y su forma bien conservada, así como por sobreyacer a eventos del cerro Chichiquil al noreste, se consideró relativamente reciente. En el punto donde se tomó la muestra TL-32 (N19° 19' 52.9", W98° 46' 43.5" y 2,800 m.s.n.m.) se pudo describir la existencia de una lava masiva de color gris medio - oscuro, de textura porfídica, con abundantes fenocristales de feldespato (> 0.5 mm a 1 cm) y anfíbol (<0.5 mm) bien conservados, dentro de una matriz afanítica de color gris medio a oscuro. Se puede clasificar esta roca como una dacita de anfíbol, la cual presenta pequeños enclaves de rocas ígneas diseminados con textura traquítica y contornos redondeados. La alteración de la roca es muy baja, por lo que, como ya se mencionó, se estimó que fue emplazada recientemente.



Foto 13. Vista panorámica desde el este, sobre la carretera federal México - Puebla, donde se observa la forma dómica y las lavas masivas del Domo Dacítico Tejolote.

Vitrófico Dacítico Telapón

De acuerdo a la interpretación fotogeológica y a observaciones de campo en diferentes afloramientos, la última gran erupción efusiva del Estratovolcán Telapón está representada por un flujo de lava de color gris oscuro - negro, muy rico en vidrio, definido como vitrófico dacítico (Foto 14a, b, c). Este flujo de lava se extiende desde la cima del Telapón (4,060 m.s.n.m.) hacia su ladera sur, pasando posiblemente por debajo de los flujos dacíticos de la estructura El Papayo, perteneciente al Complejo Volcánico Iztaccíhuatl (Figura 6). Este flujo de vitrófico es muy similar al que se encuentra en la cima del Estratovolcán Tláloc, el cual también es un vitrófico.

En diferentes puntos que se visitaron, se pudieron observar estructuras características de flujo como lavas cordadas, pseudo-pliegues, estructuras pahoehoe y hasta evidencias de un posible "mingling" o mezcla de magmas (Foto 14d). Los espesores de este flujo en diferentes sitios varían entre 4 y 20 m de altura. Las muestras de los sitios TL-33 (N19° 20' 30.6", W98° 41' 38.1" y 3,040 m.s.n.m.), TL-39 (N19° 22' 54.0", W98° 43' 11.6" y 3,550 m.s.n.m.), TL-40 (N19° 22' 12.9", W98° 43' 11.5" y 4,080 m.s.n.m.), TL-43 (N19° 20' 08.3", W98° 42' 24.9" y 3,200 m.s.n.m.) y TL-49 (N19° 21' 21.3", W98° 44' 02.6" y 3,570 m.s.n.m.) presentan estructuras y texturas muy similares entre sí, tales como; textura porfídica con escasos fenocristales de feldespatos, anfíbol y raros cristales de mica y cuarzo, dentro de una abundante matriz vítrea (~75%) que presenta estructuras de flujo de vidrio de dos coloraciones: gris oscuro y gris claro a pardo. En algunas muestras, la matriz de vidrio mostraba textura perlítica producida por procesos diferenciales de enfriamiento. Existe la presencia de escasos enclaves con texturas traquíticas ígneas. También, se identificaron raros xenocristales tabulares intercrecidos compuestos por minerales metamórficos como sillimanita. Petrográficamente se clasifica a la lava como vitrófido dacítico - riódacítico.

La matriz vítrea de la muestra TL-40, localizada en la cima del Telapón, fue fechada por medio de K-Ar en el Laboratorio del LSCE, CEA-CNRS, Gif-sur-Yvette de Francia, obteniéndose una edad de $274,000 \pm 6,000$ años antes del presente (datos del fechamiento pertenecientes al Proyecto DGAPA-PAPIIT No. IN113006). Por lo tanto, se puede confirmar que, al menos, el último evento efusivo del Telapón es relativamente joven y comparable en edad a los eventos volcánicos existentes en otras estructuras de la Sierra Nevada.

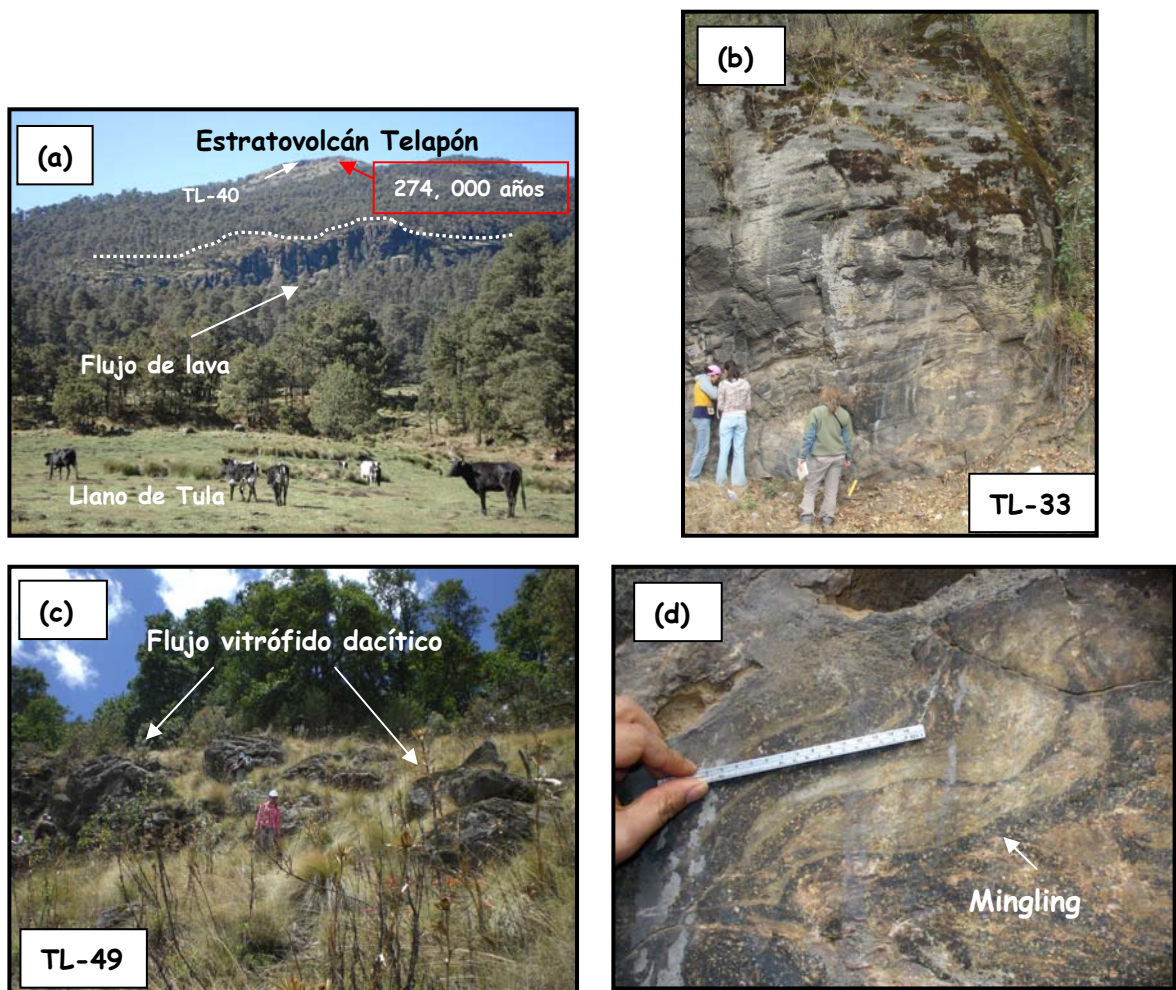


Foto 14. (a) Fotografía del Estratovolcán Telapón (EVT) tomada desde Llano de Tula, flanco SW del volcán Tláloc; (b) flujo de lava masivo sobre la carretera México-Puebla presenta evidencias de mingling (c) afloramiento de lava del vitrificado proveniente del Telapón, flanco suroeste; (d) Detalle de las estructuras de flujo de la lava como posible evidencia de "mingling" o mezcla de magma.

Depósitos de Flujos Piroclásticos de bloques y ceniza

Sobre el mapa geológico de la Figura 6, se representaron importantes depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza no-diferenciados (se establece no-diferenciados por la complejidad de los eventos y por lo tanto, necesitan una mayor caracterización). Estos depósitos son cubiertos por depósitos de lahar, emplazados a ambos flancos de las estructuras del Tláloc-Telapón. Sobre las fotografías aéreas resulta muy difícil distinguir estos depósitos, por lo que fue necesaria la realización de diversos puntos de verificación y muestreo en varios sitios. En trabajos previos,

como ya se mencionó en la sección 2.2.2, algunos autores reportan la presencia de estos depósitos pero sin indicar mayores detalles (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

En el presente trabajo, se visitaron zonas o regiones como minas o bancos de materiales y algunos cortes hechos por ríos donde se identificaron estos depósitos. En la mina El Milagro (Figura 6), localizada al suroeste de la cima del Telapón, se encuentra un importante depósito de bloques y cenizas (Foto 15a). Este depósito está compuesto predominantemente por bloques de varias decenas de centímetros "flotando" en una matriz arenosa moderadamente consolidada, con tamaño de grano medio a fino, aunque se puede observar la presencia de bloques de grandes dimensiones (2 - 3 m de diámetro) incluidos en éste. La composición predominante de los bloques es de vitrófido dacítico, muy similar al encontrado en las cumbres y, en menor proporción, de bloques de dacita porfídica gris medio. La matriz está compuesta por una gran cantidad de fenocristales sueltos de feldespato, ferromagnesianos, posible cuarzo, y ceniza de color gris claro a blanco. Se observan chimeneas de desgasificación de estos depósitos piroclásticos, lo que confirmaría su origen. En el punto donde se tomó la muestra TL-61 (N19° 19' 06.2", W98° 47' 39.4" y 2,480 m.s.n.m.) se estimó un espesor aproximado de 60 m para el depósito, el cual disminuye drásticamente hacia el occidente sin embargo, no se pudo determinar su contacto inferior. El depósito piroclástico parece haberse emplazado en un solo evento (se ve homogéneo) dentro de un paleo-valle limitado por flujos de lava andesítica, y después fue cubierto por algunos materiales de lava más recientes y depósitos de lahar de algunos metros de espesor (de 5 a 10 m), y suelos recientes (Foto 15a).

En las minas o bancos de material localizados muy cerca de los poblados de Coatepec y Francisco Acuatla, flanco occidental del Telapón (Foto 15b), hay importantes depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas con características relativamente similares. Por ejemplo, en las minas El Tezoyo (TL-62: N19° 20' 19.9",

W98° 48' 22.1" y 2,470 m.s.n.m.) y en La Magdalena (TL-64: N19° 21' 22.0", W98° 49' 44.5" y 2,360 m.s.n.m.) encontramos depósitos con espesores superiores a 80 y 60 m, respectivamente, los cuales disminuyen hacia el occidente (Foto 15c). Están formados por bloques de vitrófido y dacita porfídica de algunos decímetros de diámetro, junto con algunos fragmentos accidentales de rocas alteradas, dentro de una matriz fina compuesta por granos de feldespato, ferromagnesianos y ceniza gris claro. También hay bloques de lava de grandes dimensiones (> 4 m de diámetro) inmersos en el depósito, en el que se ven también chimeneas de desgasificación. La consolidación de los depósitos es moderada y parece ser que fueron emplazados en un solo evento. Los depósitos piroclásticos están, de igual manera, cubiertos por depósitos de lahar de color ocre de varios metros de espesor (de 5 a 10 m) y el suelo actual. En la mina El Olivar, al oriente de Coatepec (TL-37: N19° 48' 09.8", W98° 22' 19.6" y 2,590 m.s.n.m.) se tiene también un depósito de flujo piroclástico que parece tener al menos 30 m de espesor y está compuesto también por bloques monolitológicos de dacita porfídica de varios decímetros de diámetro y algunos bloques de varios metros (<5 m) dentro de una matriz de arena moderadamente consolidada. Igualmente, existe una cubierta de materiales de lahar de color ocre sobre los depósitos.

Las edades de estos depósitos se desconocen hasta el momento ya que no se cuenta con fechamientos de ningún tipo. Sin embargo, por el bajo grado de alteración de estos, por el tipo de bloques que los conforman (vitrófidos y dacitas similares a las presentes en las cumbre) y por la cubierta de lahares y suelos poco consolidados, se estima que son relativamente recientes, menores a 274,000 años, que es la edad del vitrófido dacítico de la cima del Telapón.

En lo que concierne a los depósitos piroclásticos detectados en el flanco oriental de las estructuras Telapón - Tláloc, éstos no muestran grandes afloramientos y los bancos de materiales son escasos. Sólo en el punto TL-35 (N19° 22' 10.5", W98° 37' 58.6" y 2,830 m.s.n.m.), cerca del poblado de Santa Cruz Otatla, se encontró una

pequeña cantera en la que se describió una secuencia de depósitos piroclásticos (Foto 15d). Estos materiales están compuestos, de la base a la cima, por un depósito de flujo piroclástico (con un espesor mínimo de 3 m), con líticos de diferente composición, que incluyen vitrófido dacítico, andesitas y pómez blancas riolíticas densas, con tamaños de 10 a 5 cm de diámetro, dentro de una matriz arenosa fina. Le sobreyace un pequeño depósito de caída de 30 cm de espesor de pómez y ceniza repartidos en al menos 7 capas. Las pómez son finas y de color blanco. Le sobreyace a su vez, un depósito de materiales piroclásticos retrabajados, de aproximadamente 5 m de espesor, con materiales de diversos tamaños (de gravas a arenas finas) y composiciones de pómez riolíticas. Este depósito está cubierto por una alternancia de al menos 7 paleosuelos y lahares combinados. La edad de estos depósitos se desconoce, pero por la presencia de materiales piroclásticos con baja alteración se consideran relativamente recientes.

Existen informes de trabajos previos como el de Nixon (1989) que señala la existencia de depósitos piroclásticos en las cercanías de la localidad de Río Frío. Sin embargo, estos no son fáciles de identificar por la presencia de materiales como suelos o depósitos de lahar que los cubren. Un ejemplo de esto es el cerro el Salto, al noreste de Río Frío, el cual forma una meseta de contornos lobulados delimitada por cañadas profundas, que parece estar cubierta por depósitos piroclásticos y lahares. Otras localidades donde se observaron depósitos piroclásticos se encuentran en las cercanías de San Juan Cuauhtémoc e Ignacio Manuel Altamirano (sitios de las muestras TL-59: N19° 24' 12.0", W98° 40' 11.7" y 3,310 m.s.n.m., TL-60: N19° 23' 32.0", W98° 37' 09.3" y 2,850 m.s.n.m.). En estos sitios se identificaron algunos depósitos de flujos piroclásticos de espesor variable, compuestos por pómez blanca, bloques y cenizas riolíticas cubiertos por lahares y suelos (Foto 16). Sin embargo, no se pudo determinar con certeza si estos materiales fueron producidos por el Telapón, ya que se encuentran más cercanos a la estructura del Tláloc.

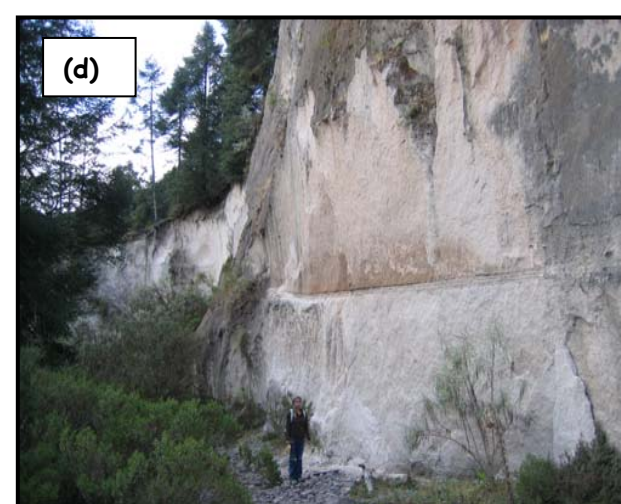
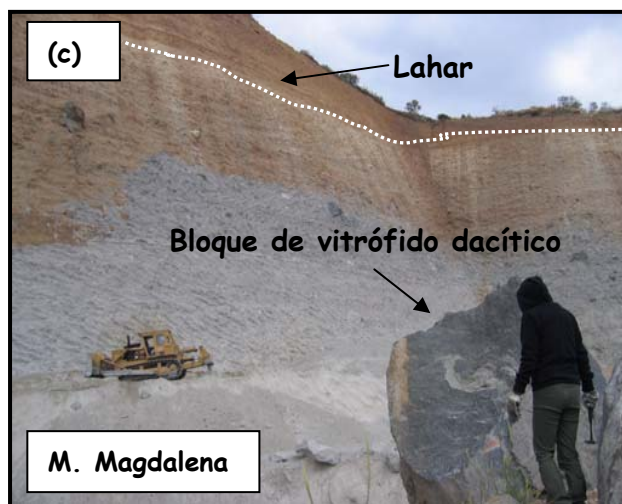
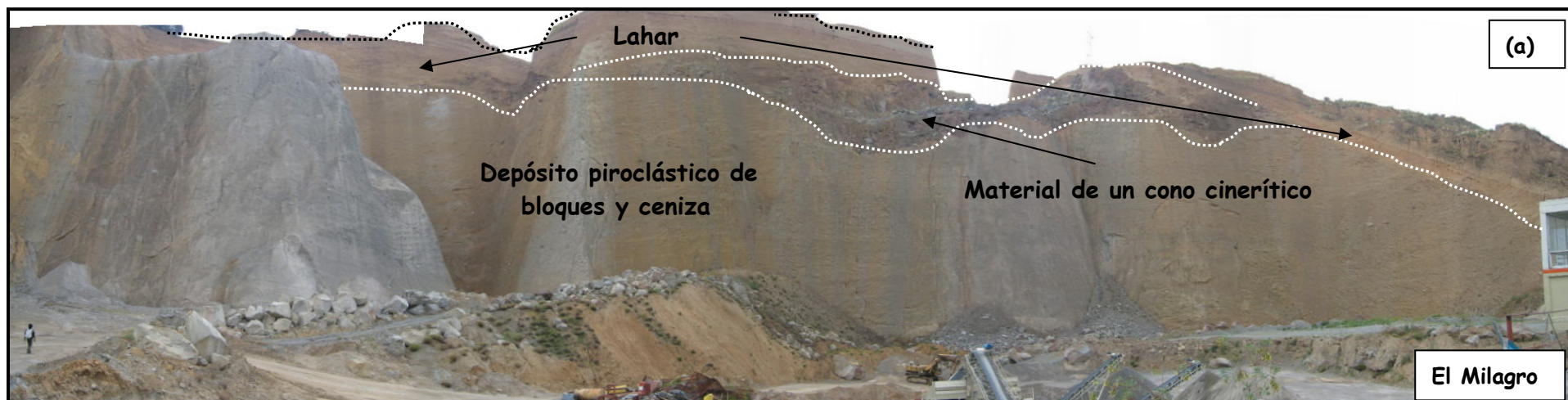


Foto 15. Vista de los depósitos piroclásticos de bloques y cenizas determinados en los bancos de material (a) El Milagro, (b) El Tezoyo y (c) La Magdalena. En la foto (d) se muestran depósitos piroclásticos emplazados en el flanco oriental del Telapón - Tlálóc: camino a Sta. Cruz Oatla.

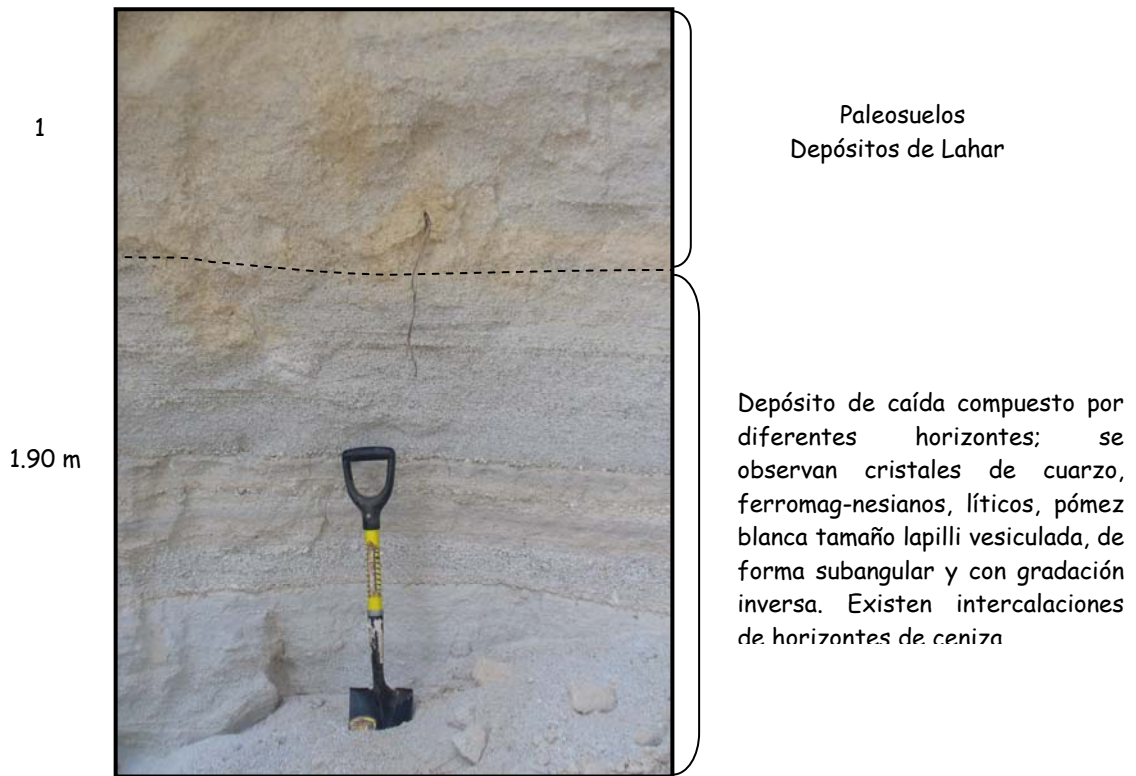


Foto 16. Ejemplo de los depósitos piroclásticos observados en el flanco oriental del Telapón - Tláloc a ~ 1 km del poblado de S. J. Cuauhtémoc.

Cono Cinerítico El Tezoyo

En el flanco oriental de la estructura Telapón se puede identificar la presencia de pequeños aparatos volcánicos monogenéticos, relativamente diferentes a los eventos registrados en los estratovolcanes, tales como el cono cinerítico El Tezoyo. Este es un pequeño aparato no mayor a 700 m de diámetro de su base, compuesto por escoria volcánica y bombas de color gris oscuro a rojizo (Foto 17), con estratificación delgada e inclinada radialmente. Actualmente, es un banco de materiales en explotación lo que ha modificado su morfología. Se localiza a un lado de la carretera federal México - Puebla y se encuentra rodeado por un lahar de color ocre claro.



Foto 17. Cono de escoria El Tezoyo.

Lahares no-diferenciados y Aluviones

Otro de los importantes depósitos que aparecen en los flancos del Telapón (bordes oeste, suroeste y este) está compuesto por lahares. Son de gran extensión y en algunos lugares es difícil establecer su espesor. La mayoría de las estructuras volcánicas se encuentran cubiertas de lahar. En el flanco sur-poniente del Telapón, se localiza el poblado de M. Ávila Camacho el cual se encuentra asentado en un lahar. Estos depósitos de lahar bordean estructuras volcánicas como el Tejolote, Los Potreros y El Tezoyo, y cubre a otros cerros como La Mesa, el Ventorrillo y cerro Huiluapan (Figura 6), además de cubrir los depósitos de flujos piroclásticos ya descritos. En los diferentes cortes encontrados en el área se puede apreciar que está constituido por una matriz areno-limosa compuesta por ceniza de color beige a gris medio, con clastos subangulares de tamaño arena hasta bloques decimétricos, mal seleccionado y consolidados. En algunos sitios, los lahares están cubiertos por un paleosuelo marrón limo-arcilloso donde se localiza material orgánico.

En las laderas y pequeños valles intermontanos se encuentran sedimentos aluviales formados por materiales volcánicos alterados y redepositados. Por ejemplo, en las áreas de Llano Grande, el Guarda, Río Frío, Llano de Tula (cerca de la cimas Tláloc-Telapón), Manantiales y Llano de Tlalocto.

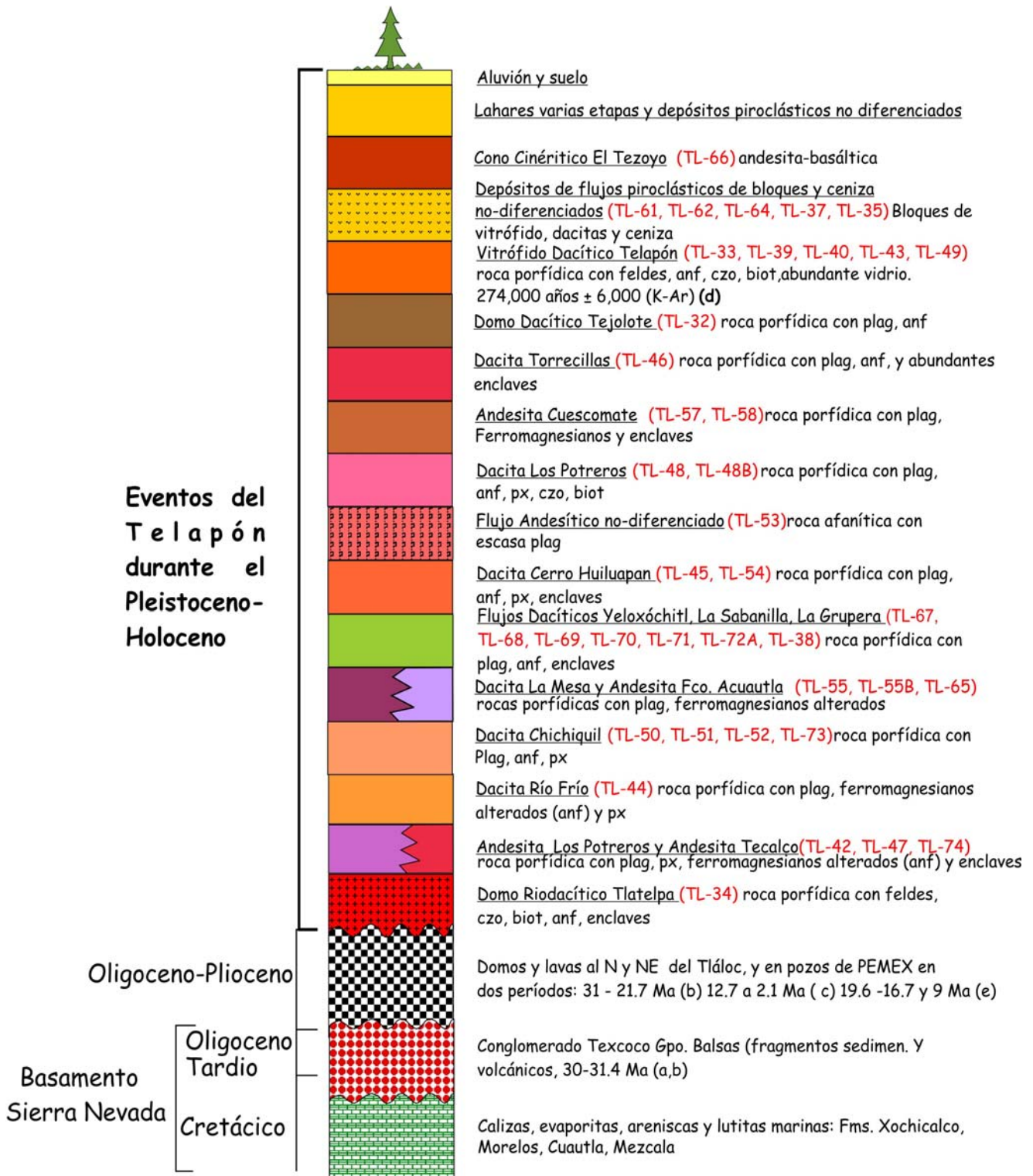


Figura 5. Columna estratigr3fica esquem3tica del Estratovolc3n Telap3n. Las edades son de: (a) = Oviedo (1970), (b) = V3zquez- S3nchez y Jaimes- Palomera (1989) y referencias citadas (c) Garc3a-Palomo et al. (2002), (d) este trabajo y (e) Ferrari et al. (2003). Abreviaciones: feldes=feldespato, anf=anf3bol, czo=cuarzo, biot=biotita, px= piroxeno, plag=plagioclasa.

Capítulo 3. Resultados Petrográficos y Geoquímicos

3.1 Características petrográficas de las rocas

Se determinaron las características petrográficas de muestras de roca representativas de las unidades de lava y depósitos piroclásticos identificados en el área de estudio, con el objetivo de establecer la paragénesis mineral de la roca, clasificarla e identificar posibles procesos magmáticos. Los porcentajes mineralógicos modales de diversas muestras (Tabla 1) fueron calculados utilizando un contador de puntos manual. El número de puntos contados por cada lámina fue mayor de 600. Las características petrográficas de las 37 láminas delgadas descritas, pertenecientes a las diferentes unidades de lava del EVT, se presentan a continuación de manera agrupada en andesitas y dacitas con el fin de evitar repeticiones.

Grupo de andesitas: Los Potreros, Cuescomate, Tecalco, San Francisco Acuatla, Flujos no-diferenciados y un Flujo Yeloxóchitl

La mayoría de las lavas andesíticas presentan texturas hipocristalinas porfídicas, con porcentajes de fenocristales muy variables. La excepción son las muestras TL-53 (Flujo Andesítico no-diferenciado) y TL-74 (Andesita Tecalco) que presentan textura afanítica y raros fenocristales de plagioclasa. En la mayoría de las muestras de andesita se presentan dos generaciones de fenocristales de plagioclasa, identificada como oligoclasa-andesina (5 - 27% modal), en dos diferentes tamaños. Los fenocristales grandes, con tamaños de entre 4.08 y 6.3 mm, presentan formas euhedrales-subhedral, con maclas polisintéticas y zoneamiento concéntrico. Algunos presentan textura de tamiz formada por inclusiones de vidrio y, en algunos casos, de apatito, anfíbol, zircón y piroxeno. Los fenocristales pequeños (de 1.60 a 3.36 mm) presentan formas euhedrales-subhedral y ocasionalmente presentan texturas de tamiz derivadas de procesos de reabsorción y posterior crecimiento del cristal, sucesivo a

la formación de textura de tamiz. También se observan evidencias de desequilibrio al final de la cristalización de la plagioclasa, evidenciado por bordes de reabsorción.

Todas las muestras presentan fenocristales de ortopiroxeno (hiperstena), con dimensiones variables entre 0.36-0.96 mm, presentando formas variables, desde euhedral-anhedral. Se reconocen sin analizador por su pleocroismo débil en los tonos de verde a rosa claro, y con nícoles cruzados presentan extinción recta y colores de birrefringencia del primer orden. Algunos presentan maclas y en los fenocristales grandes se observa textura de tamiz. Los porcentajes modales son variables, entre 2 y 10%, pero en la muestra TL-65 solo se tiene en cantidades accesorias. En la muestra TL-68 se observa alteración en los cristales de hiperstena presentando clorita y serpentina en trazas.

Existen fenocristales de clinopiroxeno, representados por augita-diópsida; tienen grano fino medio (0.24-1.2 mm) y formas generalmente euhedrales-anhedrales, aunque se han observado algunos fenocristales con bordes corroídos o formas irregulares causadas por reabsorción. La augita presenta un color café claro con luz natural, mientras que exhibe colores de birrefringencia altos en las observaciones con nicoles cruzados. En algunas muestras solo se encontró en trazas asociadas a la matriz.

En todas las muestras se observan fenocristales de anfíbol (hornblenda) de tamaños variables, desde 0.5 mm a 1.2 mm, euhedrales-subhedrales. Se reconocen por el pleocroismo característico en las tonalidades del verde y café. Todos los cristales de hornblenda presentan bordes oxidados, sin embargo, muchos se encuentran completamente remplazados por óxidos de hierro, formando pseudomorfos o "fantasmas" que aún conservan la forma típica del anfíbol.

Se encuentran minerales opacos en trazas, como inclusiones en anfíbol, diseminados en la matriz o formando pseudomorfos de ferromagnesianos. Por la forma que

presentan (pequeños cristales en rombos o cubos agrupados), se trata de óxidos de Fe-Ti.

En las muestras TL-53 (Flujo Andesítico no-diferenciado) y TL-65 (Andesita Francisco Acuautla) se observaron cristales aislados de olivino exhibiendo formas euhedrales-subhedrales y evidencias de reabsorción. Su tonalidad varía de pardo claro a incolora sin analizador, mientras que presentan birrefringencia alta y exhiben extinción recta en las observaciones con nícoles cruzados. Este mineral es relativamente abundante en la muestra TL-53 con 2% modal (Foto 18a).

Todas las muestras descritas, a excepción de la andesita Tecalco (TL-74), presentan cristales de cuarzo, los cuales en luz paralela son incoloros, mientras que en nicoles cruzados presentan su birrefringencia de primer orden. Todos muestran bordes engolfados y particularmente, la muestra TL-58 y TL-65 presenta cuarzo con una corona de reacción formada por clinopiroxeno (Foto 18c). La cantidad de cristales de cuarzo es baja. La presencia de cristales de cuarzo y olivinos en algunas muestras pueden indicar la existencia de una mezcla de magmas (uno de posible composición basáltica con olivino y otro de composición riolítica) o bien la asimilación de rocas silíceas preexistentes por un magma basáltico.

En todas las muestras de andesita se observa una matriz formada por microlitos o microcristales de plagioclasa, piroxenos y minerales opacos, con la presencia de cantidades variables de vidrio de color pardo claro y composición intermedia. Los microlitos presentan una cierta orientación debido a la dirección de flujo.

Finalmente, las andesitas Los potreros (TL-42 y TL-47), Yeloxóchitl (TL-68) y Tecalco (TL-74) presentan agregados de cristales o aglomerados, compuestos por cristales de plagioclasa, ortopiroxeno, minerales opacos, en algunas anfíbol y en otras olivino. Estos agregados parecen ser restos de enclaves magmáticos, los cuales son abundantes en las lavas.

Grupo de rocas dacíticas: Flujos Yeloxóchitl, Dacita Torrecillas, Dacita Huiluapan, Dacita Chichiquil, Dacita Río Frío, Dacita Tejolote, Dacita Los Potreros, Dacita La Mesa, Vitrófido Dacítico Telapón y Domo Riodacítico Tlatelpa.

En general, estas rocas presentan una textura hipocristalina porfídica, con porcentajes variables de fenocristales. La mayoría de los fenocristales están representados esencialmente por plagioclasa de composición oligoclasa - andesina, que se determinó por el método Michel-Levy. Los cristales generalmente se encuentran en dos generaciones: cristales de tamaños grandes (de 3.5-5.6 mm) presentan formas euhedrales-subhedrales, con extinción compuesta, es decir, maclas polisintéticas y zoneamiento concéntrico. En la mayoría de los flujos se observan fenocristales con textura de tamiz, formada por inclusiones de vidrio y un sobrecrecimiento sano. En algunos casos se observan también inclusiones de apatito y zircón. Los fenocristales pequeños (de 2.0-3.5mm) son euhedrales a anhedrales, algunos con evidencias de desequilibrio dentro de los cristales (textura de tamiz) y posteriormente observándose crecimiento normal del cristal. Algunos cristales de plagioclasa se encuentran intercrecidos con hornblenda y cuarzo.

Como minerales menores se observan fenocristales de anfíbol de forma euhedral a subhedral que se clasifica como hornblenda. Existen flujos dacíticos (Dacita Huiluapan, Dacita Chichiquil, Dacita La Mesa y el Vitrófido Dacítico Telapón) en los que este anfíbol se presenta sano, sin bordes de oxidación; pero en la mayoría de los flujos se observa con bordes oxidados o completamente reemplazado por óxidos de hierro pero conservando su forma cristalina típica (seudomorfos o "fantasmas" de anfíbol). En algunos cristales se observan inclusiones de piroxenos o bien en los fenocristales más grandes existe textura de tamiz con inclusiones vítreas.

Todas las muestras, con excepción del Domo Riodacítico Tlatelpa (TL34), presentan fenocristales de ortopiroxeno (hiperstena). La abundancia modal de este mineral varía

de 7 a 2 % en volumen y muestran formas de euhedral a subhedral. Algunos cristales se presentan como inclusiones o intercrecimientos con anfíbol y plagioclasa, y otros tienen un borde de óxido debido a alteración.

Los cristales de clinopiroxeno se presentan en menor proporción en todas las rocas en comparación al ortopiroxeno y corresponden a augita-diópsido. Tienen tamaños menores a 0.5 mm y con formas subhedrales - anhedrales. Están presentes en la mayoría de las rocas como accesorios y asociados a la matriz.

Como minerales accesorios se puede encontrar biotita de color café oscuro sin analizador y con colores de interferencia enmascarados de segundo orden, con tamaños variables de 0.5 a 2 mm, euhedral-subhedral. Este mineral se encuentra presente únicamente en las rocas más silíceas. De igual manera, se observan cristales de cuarzo, con tamaños de hasta 2 mm, de contornos engolfados o intercrecido con plagioclasa en las rocas más silíceas como el Vitrófido Dacítico Telapón. En raras ocasiones (Flujo Dacítico Huiluapan), se presentan cristales de cuarzo con bordes corroídos y rodeados por una corona de piroxeno. En algunas rocas se presenta feldespato potásico (sanidino) en trazas, reconocido por su birrefringencia débil y figura de interferencia casi uniáxica. Se presentan minerales opacos como cristales diseminados en la matriz o como pseudomorfos de anfíbol en un porcentaje modal inferior a 4 % en volumen. Estos se componen de óxidos de Fe-Ti.

En general, los fenocristales se encuentran embebidos en una matriz relativamente abundante (~65 % en volumen) que se puede describir como una pasta de vidrio que incluye microlitos y microcristales de cuarzo, feldespatos y piroxenos orientados por la dirección de flujo, y óxidos diseminados. El vidrio es de color pardo claro y de composición intermedia a silícica. La matriz de las siguientes muestras presenta ciertas diferencias que se detallan a continuación: La Dacita Los Potreros (TL-48B) presenta una matriz formada por vidrio con estructuras características como esferulitas de feldespato y cuarzo distribuidos de forma radial y acompañados por

algunos microcristales de feldespato(Foto 18f). Existen algunas fracturas en el vidrio rellenas de óxidos de Fe. La Dacita Chichiquil (TL-50) presenta una pasta de vidrio de color pardo claro a oscuro, con estructuras perlíticas y microcristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol diseminados(Foto 18b). En las rocas que conforman el último evento lávico del Telapón (TL-33, TL-39, TL-40, TL-43 y TL-49), los fenocristales se encuentran embebidos en una matriz de vidrio muy abundante (de 71 a 79 % en volumen) que presenta estructuras de dirección de flujo representadas por vidrio de dos coloraciones (bandas de vidrio casi incoloro junto a bandas de vidrio pardo claro) que alinean a los cristales en la misma dirección (Foto 18d). Finalmente, en el Domo Riódacítico Tlatelpa los fenocristales de feldespato, cuarzo, anfíbol y biotita se encuentran incluidos en una matriz compuesta por abundantes microlitos de feldespato y cuarzo, existe una ligera alteración a clorita y sericita. Una característica general de la matriz de las dacitas es la presencia en trazas de minerales arcillosos de alteración.

Por último, es necesario mencionar la presencia de enclaves de tamaños muy variables (desde unos cuantos milímetros a varias decenas de centímetros), que presentan en general características de rocas ígneas. Es decir, hay fragmentos con texturas microfaneríticas de cristales de plagioclasas macladas y zoneadas, hornblenda, piroxeno y minerales opacos, con algo de vidrio intersticial de color pardo oscuro(Foto 18e). También, se observan abundantes fragmentos de rocas ígneas de textura microlítica a traquítica compuestos por plagioclasa, piroxeno y anfíboles. Se pueden encontrar raros xenocristales de posibles minerales metamórficos (andalucita) incluidos en el Vitrófido Dacítico Telapón.

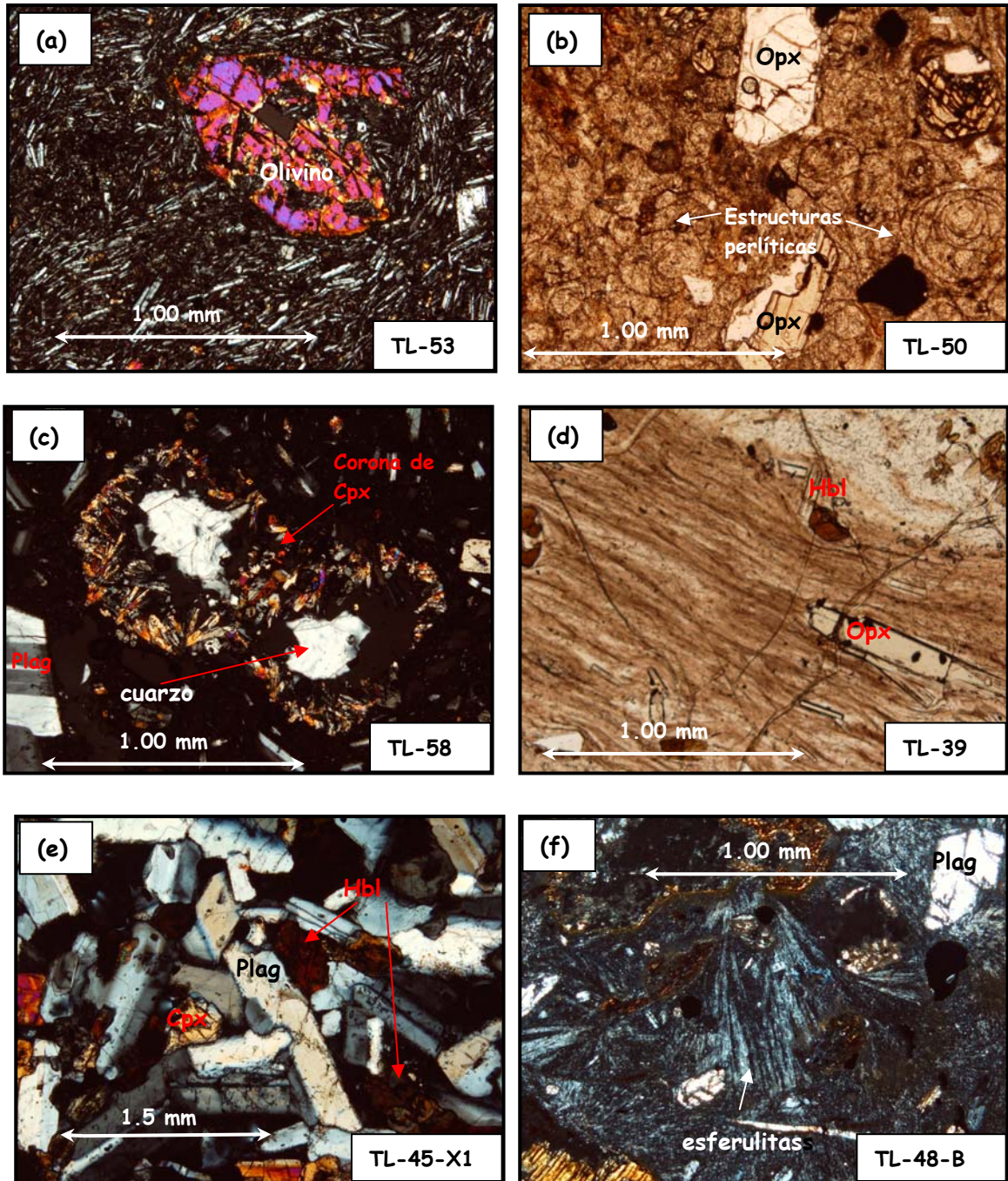


Foto 18. Fotomicrografías que muestran algunas características petrográficas de las lavas encontradas en el EVT (se indica el número de muestra en el recuadro inferior derecho). (a) Fotografía en luz paralela de andesita con textura microlítica de plagioclasa y fenocristales de olivino, (b) fotografía en luz natural de dacita con matriz de vidrio en estructuras perlíticas y fenocristales de ortopiroxeno (Opx), (c) cuarzo con corona de clinopiroxeno (Cpx) y fenocristal de plagioclasa (Plag) en matriz microlítica, (d) matriz vítrea bandeada pardo oscuro-pardo claro con dirección de flujo y fenocristales de ortopiroxeno (Opx) y hornblenda, (e) enclave con textura traquítica de plagioclasas (Plag), hornblenda (Hbl) y clinopiroxeno (Cpx), (f) matriz silícica con textura de esferulitas (intercrecimiento de cuarzo y feldespato).

Tabla 1. Análisis mineralógico modal (conteo de puntos) de muestras representativas de las diferentes unidades del Telapón: DRT=Domo Riodacítico Tlatelpa, AP=Andesita Los Potreros, AT=Andesita Tecalco, DRF=Dacita Río Frío, DCHI=Dacita Chichiquil, DME=Dacita la Mesa, AFCO=Andesita Fco. Acuatla, DCH=Dacita Cerro Huilapan, FAND=Flujo Andesítico no-diferenciado, DP=Dacita Los Potreros, FDY=Flujos Dacíticos Yeloxóchitl-La Sabanilla-La Grupera, DCUES=Dacita Cuescomate, DT=Dacita Torrecillas, DDT=Domo Dacítico Tejolote, VDT=Vitrófido Dacítico Telapón, DBC=Depósitos de Bloques y Ceniza.

Muestra	Unidad	Plag	Feld-K	Hbl	Opx	Cpx	Czo	Bt	Ap	Op	Matriz	OI	Otros
TL-32	DDT	25	Tz	8	5	tz	0	0	tz	6	55	0	enc: 1
TL-34	DRT	26	Tz	1	0	0	5	3	tz	5	48	0	Clo-arc:12
TL-37	DBC	21	0	4	4	2	1	1	tz	14	53	0	
TL-39	VDT	13	0	6	4	tz	2	2	tz	1	71	0	enc: 1
TL-40	VDT	10	0	4	3	tz	1	1	tz	4	76	0	enc: 1
TL-42	AP	14	0	3	2	5	0	0	tz	5	54	0	enc: 17
TL-44	DRF	22	0	3	5	2	1	tz	tz	2	63	0	enc: 2
TL-45	DCH	15	Tz	6	7	2	1	0	tz	3	66	0	
TL-45-X1	Enclave	60	0	12	5	3	0	0	tz	5	15	tz	
TL-46	DT	23	Tz	0	7	1	1	0	tz	4	64	0	enc: Tz
TL-47	AP	16	0	3	2	5	1	0	tz	4	64	2	enc: 3
TL-48	DP	31	0	8	6	3	0	0	tz	2	50	0	
TL-48B	DP	29	0	6	4	1	0	tz	tz	2	58	0	
TL-50	DCHI	26	0	6	4	tz	0	0	tz	2	61	0	enc: 1
TL-51	DCHI	24	0	4	3	1	0	0	tz	3	63	0	enc: 2
TL-53	FAND	4	0	0	1	3	2	0	tz	3	83	4	
TL-55	DME	15	0	5	2	0	tz	2	tz	1	75	0	
TL-58	DCUES	5	0	0	6	4	4	0	tz	3	76	0	enc: 2
TL-61	DBC	15	Tz	6	7	tz	3	5	tz	1	63	0	
TL-65	AFCO	5	0	0	1	3	6	0	tz	2	79	4	
TL-68	FDY	26	0	4	4	tz	2	0	tz	3	61	0	
TL-69	FDY	24	0	3	2	tz	tz	0	tz	3	68	0	
TL-74	AT	5	0	2	6	4	0	0	tz	2	78	0	enc: 3

Abreviaciones utilizadas: plagioclasa (Plag), feldespato potásico (Feld-K), hornblenda (Hbl), ortopiroxeno (Opx), clinopiroxeno (Cpx), cuarzo (Czo), biotita (Bt), apatito (Ap), minerales opacos (Op), olivino (OI), clorita (Clo), minerales arcillosos (arc), tz = trazas, enc = enclaves.

3.2 Geoquímica de Roca Total

Se presentan 37 análisis de elementos mayores y traza (incluyendo 15 análisis de elementos de tierras raras) de las rocas que conforman las unidades de lava y depósitos piroclásticos del EVT (Tabla 2). Se incluyeron los análisis de tres enclaves de origen ígneo recolectados en lavas de las unidades Dacita Cerro Huiluapan y Andesita Los Potreros. Todos los datos químicos de elementos mayores y menores mostrados en las figuras fueron normalizados al 100% en base anhidra.

3.2.1 Elementos Mayores

Los elementos mayores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O y CaO) normalmente superan el 1% en peso y los menores como el TiO_2 , MnO y P_2O_5 tienen concentraciones entre 1 y 0.1% en peso. Todos ellos son los principales componentes de una roca. Su concentración se expresa en por ciento en peso de los óxidos correspondientes y su suma debe ser próxima a 100. Utilizando estos porcentajes en peso y graficándolos en diagramas bidimensionales, por ejemplo el diagrama tipo TAS para rocas volcánicas (Total Alkalis vs. Silica, por sus siglas en inglés; Le Bas et al., 1986), permite clasificar las rocas volcánicas. (Figura 7).

Las muestras analizadas del EVT presentan composiciones que van desde andesita, pasando por dacita y llegando hasta el campo de las riolitas. En el caso de los tres enclaves de origen ígneo analizados, éstos caen en el campo de las andesitas basálticas (Figura 7a). Sin embargo, la mayoría de las muestras de las unidades de lava analizadas se encuentran en el campo de las dacitas, con valores de SiO_2 variables que se pueden agrupar en dos grupos: uno con concentraciones de 63 a 67 % en peso (Dacita Potreros, Dacita Chichiquil, Domo Dacítico Tejolote, Dacita Río Frío, Dacita Cerro Huiluapan, líticos juveniles del depósito de Bloques y Ceniza, Flujos Dacíticos Yeloxóchitl-Sabanilla-Grupera y Dacita Torrecillas), y el otro de 68 a 70 % en peso (Vitrófico Dacítico Telapón, que cubre la cima de éste y alcanza

el campo de las riolitas), Domo Riodacítico Tlatelpa, Dacita La Mesa y el flujo de lava del cerro Cabeza de Toro. Las lavas andesíticas con concentraciones de SiO_2 (base anhidra) de entre 59 y 63% en peso se identificaron en las unidades: Andesita Cuescomate, Flujo Andesítico Yeloxóchitl, Andesita Potrereros, Andesita Tecalco y Flujo Andesítico no-diferenciado. Con fines comparativos de composición, se incluye el análisis de la pómez de San Juan Cuauhtémoc, asociada por Rueda et al. (2006) a eventos piroclásticos del Tláloc, y que cae francamente en el campo de las riolitas (valores de SiO_2 cercanos a 73% en peso). De acuerdo a la columna estratigráfica de la Figura 5, en los primeros eventos del EVT predominan las rocas de composición andesítica, mientras que en los eventos intermedios y finales se produjeron rocas dacíticas a riolíticas. Esto hablaría de una posible evolución magmática de la cámara a través del tiempo.

El mismo diagrama de la Figura 7a fue utilizado para clasificar las rocas del área de estudio como subcalcinas, de acuerdo al criterio de Irvine y Baragar (1971). Además, se puede ver en la misma figura que todas las rocas analizadas se distribuyen linealmente, incluyendo los enclaves ígneos, esto podría indicar que fueron producidas por procesos predominantes de cristalización fraccionada, lo cual se tratará de verificar más adelante.

En la Figura 7b se comparan las variaciones de sílice contra álcalis de las rocas de la zona de estudio con otras rocas de la SN como es el Popocatepetl y el Complejo Volcánico Iztaccíhuatl. En ésta se puede ver que las rocas del EVT muestran una mayor evolución magmática, ya que las lavas varían de andesita a prácticamente riolita, mientras que las lavas del Popocatepetl y del Iztaccíhuatl muestran composiciones de andesita basáltica a dacita (valores de $\text{SiO}_2 < 67\%$ en peso). Sin embargo, se remarca para los tres casos una correlación positiva muy similar.

Tabla 2. Concentración de elementos mayores y traza del EVT

N. Muestra	TL42	TL47	TL53	TL57	TL58	TL65	TL68	TL74
Localización	F. Los Potreros	Flujo Potreros	C. Potreros	C. Cuescomate	C. Cuescomate	M. Magdalena	C. Yeloxóchitl	Cañada Tecalco
Tipo de roca	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
Latitud N	19°19'21.0"	19°19'46.9"	19°20'26"	19°22'17.6"	19°22'46.5"	19°21'12.2"	19°23'10.1"	19°21'11.3"
Longitud W	98°44'53.7"	98°45'06.8"	98°45'50.5"	98°39'53.6"	98°39'27.1"	98°49'53.4"	98°43'49.5"	98°45'44.0"
Altitud (msnm)	3110	3200	3070	3030	3060	2390	3890	3000
% en peso								
SiO ₂	61.6*	<u>59.02</u>	<u>59.89</u>	<u>62.53</u>	<u>61.93</u>	<u>59.66</u>	<u>61.80</u>	<u>60.71</u>
TiO ₂	0.926*	<u>0.96</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.03</u>	<u>0.90</u>	<u>0.92</u>
Al ₂ O ₃	16.24*	<u>17.00</u>	<u>15.81</u>	<u>15.64</u>	<u>15.86</u>	<u>16.21</u>	<u>16.94</u>	<u>16.02</u>
Fe ₂ O ₃	6.02*	<u>6.39</u>	<u>6.38</u>	<u>5.79</u>	<u>5.99</u>	<u>6.29</u>	<u>5.19</u>	<u>5.87</u>
MnO	0.101*	<u>0.11</u>	<u>0.09</u>	<u>0.08</u>	<u>0.08</u>	<u>0.09</u>	<u>0.08</u>	<u>0.08</u>
MgO	3.42*	<u>4.39</u>	<u>4.45</u>	<u>3.27</u>	<u>3.33</u>	<u>4.22</u>	<u>2.76</u>	<u>4.35</u>
CaO	5.55*	<u>6.33</u>	<u>5.81</u>	<u>5.00</u>	<u>5.07</u>	<u>5.94</u>	<u>5.06</u>	<u>5.73</u>
Na ₂ O	3.7*	<u>3.70</u>	<u>3.86</u>	<u>4.07</u>	<u>3.89</u>	<u>3.90</u>	<u>3.95</u>	<u>3.63</u>
K ₂ O	1.88*	<u>1.52</u>	<u>2.07</u>	<u>2.31</u>	<u>2.04</u>	<u>1.99</u>	<u>1.87</u>	<u>2.02</u>
P ₂ O ₅	0.12*	<u>0.18</u>	<u>0.28</u>	<u>0.29</u>	<u>0.27</u>	<u>0.28</u>	<u>0.17</u>	<u>0.23</u>
PF	0.92*	<u>0.37</u>	<u>0.26</u>	<u>0.26</u>	<u>0.63</u>	<u>0.40</u>	<u>1.30</u>	<u>0.82</u>
Total	100.5*	<u>99.98</u>	<u>99.89</u>	<u>100.25</u>	<u>100.09</u>	<u>100.01</u>	<u>100.02</u>	<u>100.38</u>
ppm								
Sc			17	14		16		14
Be	2*		2	2		2		2
V	120*	<u>123</u>	<u>114</u>	<u>83</u>	<u>98</u>	<u>122</u>	<u>108</u>	<u>76</u>
Cr	179*	<u>199</u>	<u>264</u>	<u>170</u>	<u>195</u>	<u>272</u>	<u>153</u>	<u>194</u>
Co	19.7*	<u>28</u>	<u>23</u>	<u>17</u>	<u>20</u>	<u>23</u>	<u>15</u>	<u>13</u>
Ni	38*	<u>56</u>	<u>81</u>	<u>31</u>	<u>42</u>	<u>77</u>	<u>18</u>	<u>15</u>
Cu	18*	<u>19</u>	<u>26</u>	<u>13</u>	<u>17</u>	<u>23</u>	<u>9</u>	<u>12</u>
Zn	58*	<u>71</u>	<u>80</u>	<u>66</u>	<u>75</u>	<u>77</u>	<u>92</u>	<u>54</u>
Ga	13*		19	19		19		19
Rb	52*	<u>30</u>	<u>62</u>	<u>63</u>	<u>52</u>	<u>48</u>	<u>45</u>	<u>67</u>
Sr	432*	<u>445</u>	<u>435</u>	<u>414</u>	<u>428</u>	<u>447</u>	<u>416</u>	<u>362</u>
Y	20*	<u>20</u>	<u>25</u>	<u>24</u>	<u>23</u>	<u>24</u>	<u>21</u>	<u>20</u>
Zr	149*	<u>156</u>	<u>203</u>	<u>222</u>	<u>207</u>	<u>206</u>	<u>159</u>	<u>169</u>
Nb	5.8*	<u>4.00</u>	<u>9.00</u>	<u>11.00</u>	<u>10.00</u>	<u>9.00</u>	<u>6.00</u>	<u>6.00</u>
Mo	< 2*		1.87	1.93		1.71		2.15
Cs	1.5*		2.33	1.51		1.51		1.88
Ba	462*	<u>441</u>	<u>501</u>	<u>591</u>	<u>554</u>	<u>536</u>	<u>461</u>	<u>580</u>
La	23.7*		27.38	26.48		28.75		22.37
Ce	39.8*		53.69	54.83		54.12		47.27
Pr	6.35*		7.20	6.76		7.42		5.86
Nd	21.8*		28.05	26.04		28.97		22.67
Sm	4.59*		5.74	5.29		5.87		4.71
Eu	1.37*		1.51	1.38		1.52		1.31
Gd	4.15*		5.15	4.80		5.29		4.29
Tb	0.64*		0.77	0.72		0.78		0.64
Dy	3.73*		4.43	4.15		4.48		3.71
Ho	0.74*		0.86	0.83		0.87		0.74
Er	2.19*		2.35	2.30		2.37		2.01
Tm	0.33*							
Yb	2.11*		2.24	2.18		2.20		1.94
Lu	0.302*		0.34	0.33		0.33		0.29
Hf	4.2*		4.45	4.11		4.32		4.48
Ta	0.5*		0.78	0.87		0.78		0.68
Pb	7*	<u>8.00</u>	<u>8.00</u>	<u>11.00</u>	<u>10.00</u>	<u>10.00</u>	<u>10.00</u>	<u>13.00</u>
Th	5.3*	<u>4.00</u>	<u>5.00</u>	<u>5.00</u>	<u>4.00</u>	<u>5.00</u>	<u>5.00</u>	<u>7.00</u>
U	2.08*		2.08	2.05		2.11		1.83

Nota: * = Análisis efectuados en ActLabs, Canadá; análisis en itálicas = CRPG, Francia; análisis subrayados = fluorescencia rayos X LUGIS, UNAM y análisis de elementos traza en letra normal = Lab. Geociencias, UNAM.

Tabla 2. Concentración de elementos mayores y traza del EVT (continuación)

N.Muestra	TL32	TL33	TL34	TL38	TL39	TL40	TL43	TL44
Localización	C.Tejolote	Telapón	C.Tlatelpa	Cabeza de Toro	Telapón	Telapón	Telapón	Río Frío
Tipo de roca	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
Latitud N	19°19'52.9"	19°20'34.8"	19°21'11.1"	19°22'30.9"	19°22'54.0"	19°22'12.9"	19°20'08.3"	19°20'31.0"
Longitud W	98°46'43.5"	98°41'40.0"	98°40'23.7"	98°46'26.5"	98°43'11.6"	98°43'11.5"	98°42'24.9"	98°41'34.6"
Altitud (msnm)	2800	3200	3020	2990	3550	4080	3050	3080
% en peso								
SiO ₂	66.1*	69.45	67.81	68.66*	69.20	69.16	69.61*	64.91*
TiO ₂	0.713*	0.48	0.55	0.554*	0.45	0.48	0.494*	0.802*
Al ₂ O ₃	15.37*	15.10	16.32	15.76*	14.97	14.73	14.85*	16*
Fe ₂ O ₃	4.27*	3.00	3.50	3.57*	2.87	3.01	3.17*	4.73*
MnO	0.075*	0.06	0.06	0.068*	0.05	0.06	0.058*	0.08*
MgO	2.25*	1.37	0.47	1.28*	1.30	1.37	1.4*	2.35*
CaO	4.19*	3.19	3.83	3.45*	3.05	2.69	3.01*	4.54*
Na ₂ O	3.92*	3.94	4.50	4.12*	3.87	3.75	3.86*	4.01*
K ₂ O	2.51*	3.05	1.96	2.46*	2.99	3.04	3.03*	2.22*
P ₂ O ₅	0.17*	0.11	0.16	0.14*	0.12	0.12	0.13*	0.19*
PF	0.08*	0.80	1.64	0.9*	0.96	0.82	0.57*	0.77*
Total	99.65*	100.54	100.79	101*	99.83	99.21	100.18*	100.6*
ppm								
Sc								
Be	2*	2	1	2*	2	2	2*	2*
V	80*	45.78	59	54*	42.32	44.27	47*	83*
Cr	175*	242	160	195*	227	183	242*	156*
Co	11.4*	6	7	9.6*	6	6	7.3*	14*
Ni	16*	11	13	11*	13	12	12*	27*
Cu	5*	4	6	10*	6	7	5*	15*
Zn	54*	55	65	52*	53	57	49*	58*
Ga	13*	19	21	13*	19	19	13*	13*
Rb	58*	98	41	55*	98	98	91*	50*
Sr	359*	292	525	383*	279	254	289*	383*
Y	19*	15	11	17*	15	16	15*	17*
Zr	164*	151	142	148*	146	151	154*	158*
Nb	6.5*	7.33	4.47	5.5*	7.08	7.18	6.8*	6.4*
Mo	< 2*	2.52	1.46	< 2*	2.59	2.26	2*	< 2*
Cs	2.5*	5.37	1.21	1.8*	5.31	4.51	5.5*	2.1*
Ba	601*	668	540	625*	634	678	687*	568*
La	23.3*	22.58	16.56	20.3*	21.43	23.09	22.9*	22.4*
Ce	45.7*	44.05	34.18	40.9*	41.35	44.28	46.3*	44.4*
Pr	5.81*	5.35	4.18	5.13*	5.04	5.47	5.76*	5.66*
Nd	19.7*	19.75	15.91	17.6*	18.97	20.80	19*	19.3*
Sm	4.03*	4.04	3.13	3.65*	3.78	4.07	3.75*	3.96*
Eu	1.09*	0.97	1.06	1.04*	0.89	0.94	0.897*	1.14*
Gd	3.59*	3.19	2.50	3.06*	3.14	3.39	3.19*	3.42*
Tb	0.56*	0.48	0.36	0.48*	0.46	0.50	0.49*	0.55*
Dy	3.19*	2.72	1.95	2.83*	2.59	2.85	2.75*	3.16*
Ho	0.66*	0.50	0.37	0.59*	0.49	0.53	0.55*	0.64*
Er	2.01*	1.40	1.01	1.78*	1.39	1.50	1.68*	1.89*
Tm	0.304*	0.22	0.15	0.273*	0.21	0.23	0.258*	0.286*
Yb	1.96*	1.48	1.08	1.76*	1.46	1.57	1.66*	1.78*
Lu	0.299*	0.24	0.17	0.264*	0.23	0.25	0.238*	0.26*
Hf	4.4*	4.27	3.77	4.1*	4.11	4.22	4.5*	4.3*
Ta	0.6*	0.84	0.42	0.5*	0.83	0.86	0.7*	0.6*
Pb	9*	19.13	13.95	7*	19.53	16.90	13*	10*
Th	6.61*	9.61	3.55	5.37*	9.37	9.92	9.35*	5.83*
U	2.62*	3.76	1.42	2.24*	3.73	3.86	3.7*	2.69*

Tabla 2. Concentración de elementos mayores y traza del EVT (continuación)

N. Muestra	TL45	TL46	TL48	TL48-B	TL49	TL50	TL51	TL52
Localización	C. Huilaupan	Torreccillas	C. Potreros	C. Potreros	Telapón	Chichiquil	Chichiquil	Chichiquil
Tipo de roca	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
Latitud N	19°21'42.3"	19°22'04.8"	19°20'49.21"	19°21'3.6"	19°21'21.3"	19°20'00"	19°20'16.00"	19°19'54.5"
Longitud W	98°45'24.1"	98°44'30.9"	98°44'08.3"	98°44'05.6"	98°44'02.6"	98°46'27.3"	98°46'35.3"	98°46'08.4"
Altitud (msnm)	3470	3680	3610	3520	3570	2990	2970	2840
% en peso								
SiO ₂	63.66*	63.44*	<u>65.39</u>	<u>65.87</u>	<u>69.46</u>	<u>64.66</u>	<u>64.94</u>	<u>62.80</u>
TiO ₂	0.851*	0.899*	<u>0.70</u>	<u>0.69</u>	<u>0.46</u>	<u>0.70</u>	<u>0.72</u>	<u>0.65</u>
Al ₂ O ₃	16.32*	16.33*	<u>16.10</u>	<u>15.72</u>	<u>14.92</u>	<u>15.85</u>	<u>15.71</u>	<u>17.28</u>
Fe ₂ O ₃	4.39*	5.32*	<u>4.38</u>	<u>4.29</u>	<u>2.85</u>	<u>4.43</u>	<u>4.42</u>	<u>4.26</u>
MnO	0.087*	0.088*	<u>0.07</u>	<u>0.08</u>	<u>0.07</u>	<u>0.08</u>	<u>0.07</u>	<u>0.08</u>
MgO	3*	3.21*	<u>1.96</u>	<u>1.94</u>	<u>1.40</u>	<u>2.40</u>	<u>2.33</u>	<u>2.25</u>
CaO	5.1*	5.2*	<u>3.80</u>	<u>4.01</u>	<u>2.84</u>	<u>4.21</u>	<u>4.36</u>	<u>3.93</u>
Na ₂ O	3.87*	4.02*	<u>3.97</u>	<u>4.11</u>	<u>3.71</u>	<u>3.75</u>	<u>3.79</u>	<u>3.96</u>
K ₂ O	2.01*	1.82*	<u>2.36</u>	<u>2.32</u>	<u>2.94</u>	<u>2.72</u>	<u>2.63</u>	<u>1.97</u>
P ₂ O ₅	0.16*	0.19*	<u>0.17</u>	<u>0.17</u>	<u>0.10</u>	<u>0.16</u>	<u>0.17</u>	<u>0.15</u>
PF	0.98*	0.39*	<u>0.86</u>	<u>0.47</u>	<u>0.87</u>	<u>0.72</u>	<u>0.69</u>	<u>2.17</u>
Total	100.43*	100.91*	<u>99.77</u>	<u>99.67</u>	<u>99.63</u>	<u>99.68</u>	<u>99.83</u>	<u>99.50</u>
ppm								
Sc			10			11		
Be	2*	2*	2			2		
V	98*	107*	54	58	42	68	82	67
Cr	174*	178*	<u>155</u>	<u>173</u>	<u>287</u>	<u>142</u>	<u>181</u>	<u>195</u>
Co	14.3*	15.2*	<u>13</u>	<u>10</u>	<u>8</u>	<u>13</u>	<u>17</u>	<u>12</u>
Ni	24*	27*	<u>15</u>	<u>15</u>	<u>12</u>	<u>17</u>	<u>22</u>	<u>21</u>
Cu	13*	13*	<u>8</u>	<u>8</u>	<u>6</u>	<u>7</u>	<u>43</u>	<u>6</u>
Zn	59*	57*	<u>56</u>	<u>54</u>	<u>50</u>	<u>53</u>	<u>73</u>	<u>56</u>
Ga	11*	13*	20			19		
Rb	37*	43*	61	59	99	64	64	55
Sr	438*	441*	<u>353</u>	<u>387</u>	<u>268</u>	<u>383</u>	<u>386</u>	<u>355</u>
Y	18*	17*	<u>20</u>	<u>19</u>	<u>21</u>	<u>20</u>	<u>22</u>	<u>17</u>
Zr	141*	149*	<u>159</u>	<u>166</u>	<u>165</u>	<u>175</u>	<u>179</u>	<u>168</u>
Nb	6*	6.6*	<u>5.00</u>	<u>6.00</u>	<u>5.00</u>	<u>7.00</u>	<u>7.00</u>	<u>7.00</u>
Mo	< 2*	< 2*	1.82			2.25		
Cs	1.8*	1.4*	1.57			2.84		
Ba	495*	463*	<u>626</u>	<u>587</u>	<u>644</u>	<u>585</u>	<u>616</u>	<u>555</u>
La	18.9*	17.5*	22.10			25.39		
Ce	39.3*	35.4*	43.57			47.37		
Pr	5.01*	4.59*	5.28			6.19		
Nd	17.1*	16*	20.10			22.95		
Sm	3.67*	3.54*	4.04			4.48		
Eu	1.15*	1.2*	1.11			1.16		
Gd	3.38*	3.24*	3.59			3.92		
Tb	0.52*	0.51*	0.53			0.58		
Dy	3.06*	3.08*	3.00			3.32		
Ho	0.63*	0.65*	0.59			0.65		
Er	1.92*	1.97*	1.61			1.78		
Tm	0.297*	0.303*						
Yb	1.88*	1.91*	1.54			1.71		
Lu	0.276*	0.268*	0.23			0.26		
Hf	3.9*	4.1*	2.04			2.61		
Ta	0.6*	0.6*	0.65			0.71		
Pb	10*	8*	<u>14.00</u>	<u>11.00</u>	<u>15.00</u>	<u>13.00</u>	<u>13.00</u>	<u>13.00</u>
Th	4.44*	4.33*	<u>5.00</u>	<u>5.00</u>	<u>10.00</u>	<u>6.00</u>	<u>7.00</u>	<u>6.00</u>
U	1.75*	1.73*	1.55			2.41		

Tabla 2. Concentración de elementos mayores y traza del EVT (continuación)

N. Muestra	TL55	TL69	TL71	TL72-A	TL73	TL37	TL61	TL62
Localización	La Mesa	C.Yeloxóchitl	C.Sabanilla	C.Xaltzipizila	C.Potreros	Mina	El Milagro	El Tezoyo
Tipo de roca	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Bloque	Bloque	Bloque
Latitud N	19° 21' 03.0"	19° 23' 00.2"	19° 23' 38.6"	19° 23' 16.1"	19° 20' 50.3"	19°22'19.1"	19° 19' 06.2"	19° 20' 19.9"
Longitud W	98° 47'	98° 43' 51.9"	98° 44' 26.6"	98° 44' 49.4"	98° 45' 59.5"	98°48'09.4"	98° 47' 39.4"	98° 48' 22.1"
Altitud (msnm)	2640	3900	3750	3680	3090	2600	2480	2550
% en peso								
SiO ₂	<u>66.73</u>	<u>63.12</u>	<u>64.36</u>	<u>63.16</u>	<u>66.17</u>	<u>64.03</u>	<u>64.81</u>	<u>62.77</u>
TiO ₂	<u>0.53</u>	<u>0.82</u>	<u>0.76</u>	<u>0.83</u>	<u>0.74</u>	<u>0.72</u>	<u>0.73</u>	<u>0.88</u>
Al ₂ O ₃	<u>15.24</u>	<u>15.90</u>	<u>15.87</u>	<u>16.20</u>	<u>15.34</u>	<u>15.69</u>	<u>16.25</u>	<u>16.17</u>
Fe ₂ O ₃	<u>3.40</u>	<u>5.15</u>	<u>4.81</u>	<u>4.86</u>	<u>4.51</u>	<u>4.53</u>	<u>4.64</u>	<u>5.28</u>
MnO	<u>0.07</u>	<u>0.07</u>	<u>0.07</u>	<u>0.07</u>	<u>0.06</u>	<u>0.08</u>	<u>0.08</u>	<u>0.06</u>
MgO	<u>1.77</u>	<u>3.47</u>	<u>2.58</u>	<u>2.91</u>	<u>2.06</u>	<u>3.06</u>	<u>2.82</u>	<u>2.71</u>
CaO	<u>3.15</u>	<u>4.92</u>	<u>4.74</u>	<u>4.74</u>	<u>4.05</u>	<u>4.83</u>	<u>4.57</u>	<u>5.18</u>
Na ₂ O	<u>3.76</u>	<u>3.93</u>	<u>4.17</u>	<u>4.00</u>	<u>4.20</u>	<u>4.09</u>	<u>4.04</u>	<u>3.87</u>
K ₂ O	<u>2.86</u>	<u>2.07</u>	<u>2.14</u>	<u>2.15</u>	<u>2.53</u>	<u>2.00</u>	<u>2.16</u>	<u>2.04</u>
P ₂ O ₅	<u>0.06</u>	<u>0.22</u>	<u>0.17</u>	<u>0.17</u>	<u>0.16</u>	<u>0.19</u>	<u>0.17</u>	<u>0.20</u>
PF	<u>1.93</u>	<u>0.68</u>	<u>0.32</u>	<u>0.77</u>	<u>0.35</u>	<u>0.38</u>	<u>0.02</u>	<u>1.00</u>
Total	<u>99.50</u>	<u>100.34</u>	<u>99.99</u>	<u>99.86</u>	<u>100.17</u>	<u>99.59</u>	<u>100.30</u>	<u>100.16</u>
ppm								
Sc	10	14	14	13			12	13
Be	2	2	2	2		1	2	2
V	<u>58</u>	<u>102</u>	<u>84.76</u>	<u>87</u>	<u>85</u>	<u>81.51</u>	<u>73</u>	<u>98</u>
Cr	<u>136</u>	<u>234</u>	<u>145</u>	<u>166</u>	<u>138</u>	<u>186</u>	<u>179</u>	<u>219</u>
Co	<u>11</u>	<u>16</u>	<u>12</u>	<u>13</u>	<u>16</u>	<u>13</u>	<u>14</u>	<u>14</u>
Ni	<u>15</u>	<u>48</u>	<u>15</u>	<u>17</u>	<u>27</u>	<u>34</u>	<u>20</u>	<u>16</u>
Cu	<u>9</u>	<u>16</u>	<u>11</u>	<u>10</u>	<u>13</u>	<u>6</u>	<u>13</u>	<u>13</u>
Zn	<u>49</u>	<u>68</u>	<u>58</u>	<u>56</u>	<u>62</u>	<u>66</u>	<u>57</u>	<u>66</u>
Ga	<u>18</u>	19	19	19		19	19	19
Rb	<u>79</u>	<u>49</u>	<u>54</u>	<u>52</u>	<u>55</u>	<u>43</u>	<u>59</u>	<u>49</u>
Sr	<u>286</u>	<u>407</u>	<u>391</u>	<u>373</u>	<u>389</u>	<u>434</u>	<u>408</u>	<u>380</u>
Y	<u>21</u>	<u>19</u>	<u>18</u>	<u>18</u>	<u>18</u>	<u>16</u>	<u>19</u>	<u>18</u>
Zr	<u>163</u>	<u>189</u>	<u>121</u>	<u>161</u>	<u>167</u>	<u>151</u>	<u>164</u>	<u>182</u>
Nb	<u>6.00</u>	<u>7.00</u>	<u>7.65</u>	<u>5.00</u>	<u>6.00</u>	<u>5.54</u>	<u>6.00</u>	<u>5.00</u>
Mo	2.80	1.82	1.67	1.60		1.49	2.16	2.34
Cs	4.59	1.31	1.27	1.42		1.55	2.15	1.96
Ba	<u>603</u>	<u>541</u>	<u>555</u>	<u>561</u>	<u>577</u>	<u>532</u>	<u>525</u>	<u>538</u>
La	30.24	22.08	17.65	20.75		20.07	18.82	20.71
Ce	44.77	45.98	34.78	41.69		38.82	39.28	44.00
Pr	6.87	5.67	4.37	5.34		5.08	4.78	5.43
Nd	24.30	21.76	17.11	20.33		20.03	18.51	21.25
Sm	4.49	4.40	3.57	4.14		4.03	3.79	4.45
Eu	1.09	1.23	1.12	1.18		1.18	1.09	1.23
Gd	3.76	3.96	3.38	3.70		3.48	3.44	4.05
Tb	0.56	0.59	0.52	0.56		0.50	0.52	0.61
Dy	3.16	3.38	3.04	3.22		2.88	3.02	3.54
Ho	0.62	0.67	0.62	0.64		0.55	0.60	0.71
Er	1.73	1.82	1.70	1.74		1.52	1.65	1.94
Tm						0.23		
Yb	1.74	1.73	1.66	1.68		1.59	1.62	1.86
Lu	0.26	0.26	0.25	0.25		0.24	0.24	0.28
Hf	2.67	2.82	2.94	3.07		3.81	2.45	3.74
Ta	0.85	0.68	0.61	0.65		0.54	0.61	0.62
Pb	<u>15.00</u>	<u>7.00</u>	<u>9.91</u>	<u>9.00</u>	<u>10.00</u>	<u>10.27</u>	<u>11.00</u>	<u>11.00</u>
Th	<u>8.00</u>	<u>4.00</u>	<u>5.29</u>	<u>4.00</u>	<u>3.00</u>	<u>4.83</u>	<u>5.00</u>	<u>5.00</u>
U	3.86	1.77	2.00	1.99		1.85	2.01	1.66

Tabla 2. Concentración de elementos mayores y traza del EVT (continuación)

N. Muestra	TL64	TL60-B	TL-45-X2	TL-45-X5	TL47-X1
Localización	Magdalena	S.J:Cuahutémoc	C. Huilapan	C. Huilapan	Flujo Potrereros
Tipo de roca	Bloque	Pomez	Enclave	Enclave	Enclave
Latitud N	19° 21' 22.0"	19° 23' 32.0"	19°21'42.3"	19°21'42.3"	19° 19' 46.9"
Longitud W	98° 49' 44.3"	98° 37' 09.3"	98°45'24.1"	98°45'24.1"	98° 45' 06.8"
Altitud (msnm)	2360	2850	3470	3470	3200
% en peso					
SiO ₂	<u>65.28</u>	<u>71.35</u>	<u>54.40</u>	<u>55.17</u>	<u>53.18</u>
TiO ₂	<u>0.75</u>	<u>0.09</u>	<u>1.35</u>	<u>1.25</u>	<u>1.13</u>
Al ₂ O ₃	<u>15.71</u>	<u>15.10</u>	<u>17.68</u>	<u>17.60</u>	<u>17.98</u>
Fe ₂ O ₃	<u>4.75</u>	<u>1.38</u>	<u>7.86</u>	<u>7.31</u>	<u>7.91</u>
MnO	<u>0.06</u>	<u>0.07</u>	<u>0.12</u>	<u>0.11</u>	<u>0.13</u>
MgO	<u>2.39</u>	<u>0.28</u>	<u>5.50</u>	<u>5.04</u>	<u>6.14</u>
CaO	<u>4.73</u>	<u>0.78</u>	<u>7.70</u>	<u>7.22</u>	<u>8.18</u>
Na ₂ O	<u>4.06</u>	<u>3.86</u>	<u>3.22</u>	<u>3.65</u>	<u>3.15</u>
K ₂ O	<u>2.10</u>	<u>4.56</u>	<u>0.97</u>	<u>1.00</u>	<u>0.91</u>
P ₂ O ₅	<u>0.18</u>	<u>0.03</u>	<u>0.26</u>	<u>0.24</u>	<u>0.19</u>
PF	<u>0.03</u>	<u>2.73</u>	<u>0.89</u>	<u>1.04</u>	<u>0.76</u>
Total	<u>100.04</u>	<u>100.23</u>	<u>99.93</u>	<u>99.64</u>	<u>99.65</u>
ppm					
Sc	13	6			
Be	2	4			
V	<u>87</u>	<u>10</u>	<u>156</u>	<u>155</u>	<u>150</u>
Cr	<u>186</u>	<u>259</u>	<u>286</u>	<u>238</u>	<u>321</u>
Co	<u>15</u>	<u>6</u>	<u>25</u>	<u>26</u>	<u>33</u>
Ni	<u>32</u>	<u>8</u>	<u>44</u>	<u>40</u>	<u>75</u>
Cu	<u>16</u>	<u>8</u>	<u>22</u>	<u>27</u>	<u>18</u>
Zn	<u>63</u>	<u>53</u>	<u>72</u>	<u>69</u>	<u>81</u>
Ga	20	21			
Rb	<u>47</u>	<u>184</u>	<u>20</u>	<u>21</u>	<u>19</u>
Sr	<u>468</u>	<u>54</u>	<u>522</u>	<u>538</u>	<u>540</u>
Y	<u>17</u>	<u>39</u>	<u>18</u>	<u>19</u>	<u>19</u>
Zr	<u>174</u>	<u>61</u>	<u>163</u>	<u>166</u>	<u>145</u>
Nb	<u>5.00</u>	<u>9.00</u>	<u>8.00</u>	<u>7.00</u>	<u>4.00</u>
Mo	1.66	3.14			
Cs	1.61	14.04			
Ba	<u>620</u>	<u>213</u>	<u>331</u>	<u>387</u>	<u>350</u>
La	20.77	10.25			
Ce	43.52	24.75			
Pr	5.39	3.09			
Nd	21.01	11.81			
Sm	4.22	3.45			
Eu	1.21	0.26			
Gd	3.65	3.51			
Tb	0.53	0.61			
Dy	2.98	3.74			
Ho	0.58	0.72			
Er	1.56	2.00			
Tm					
Yb	1.45	2.17			
Lu	0.22	0.31			
Hf	3.19	1.89			
Ta	0.57	2.13			
Pb	<u>8.00</u>	<u>24.00</u>	<u><5</u>	<u>6.00</u>	<u><5</u>
Th	<u>5.00</u>	<u>12.00</u>	<u><3</u>	<u><3</u>	<u><3</u>
U	2.05	7.22			

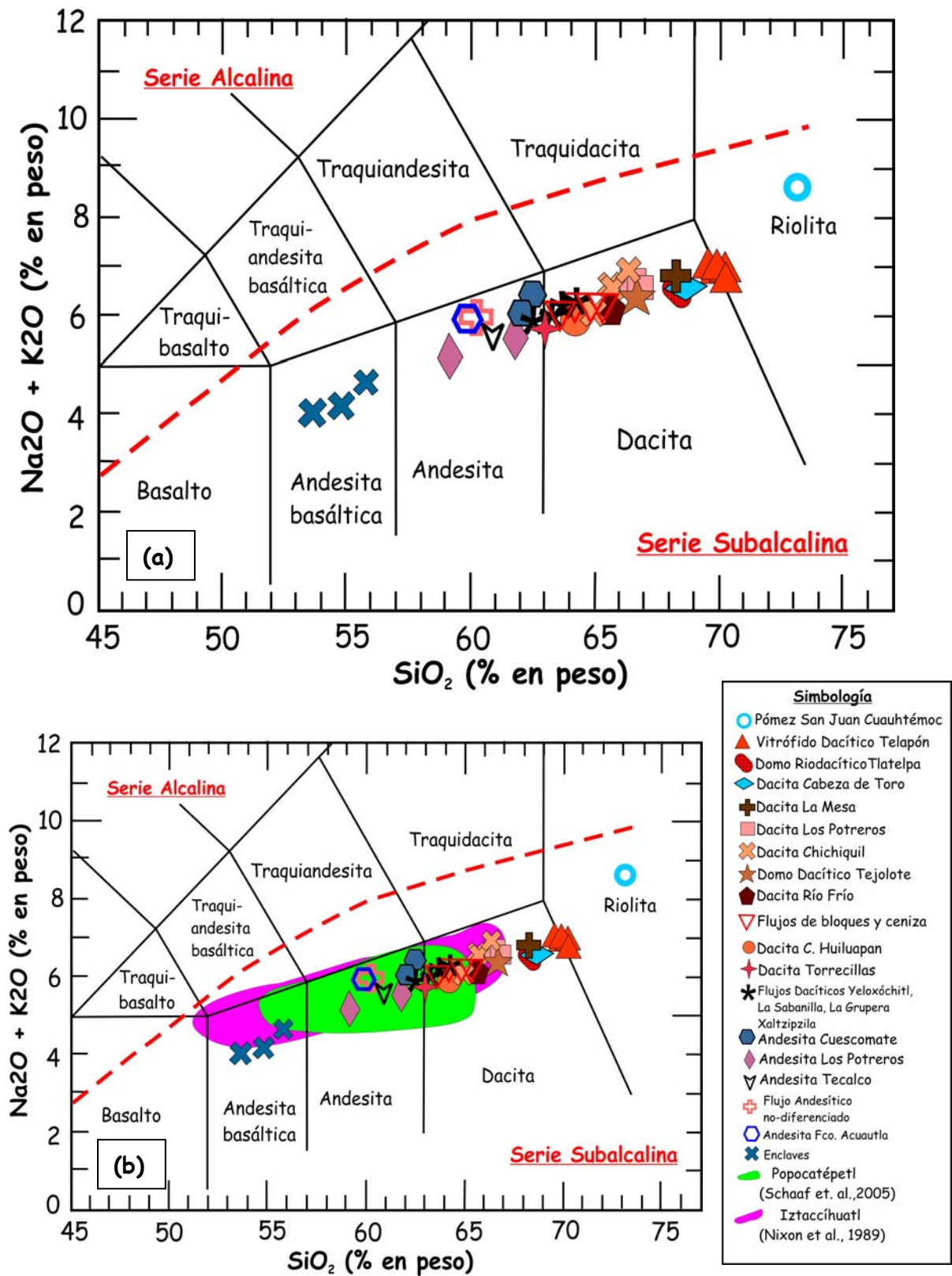


Figura 7. Diagrama de clasificación TAS (Le Bas et al., 1986) mostrando la clasificación de las rocas del Telapón. División entre las series alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971). (a) Rocas volcánicas del área de estudio. (b) Rocas del área de estudio comparadas con datos de los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatépetl.

El diagrama AFM, es un diagrama triangular A= álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$); F= ($\text{FeO}_{\text{total}}$) y M = MgO (porcentaje en peso), que muestra la separación entre las series toleítica y calcialcalina (Irvine y Baragar, 1971) dentro de la serie subalcalina. Así, en la Figura 8 se puede observar que las rocas analizadas de la zona de estudio presentan una tendencia típica dentro de la serie calcialcalina. Una pequeña excepción es el análisis del Domo Riodacítico Tlatelpa que sale un poco fuera de la tendencia general.

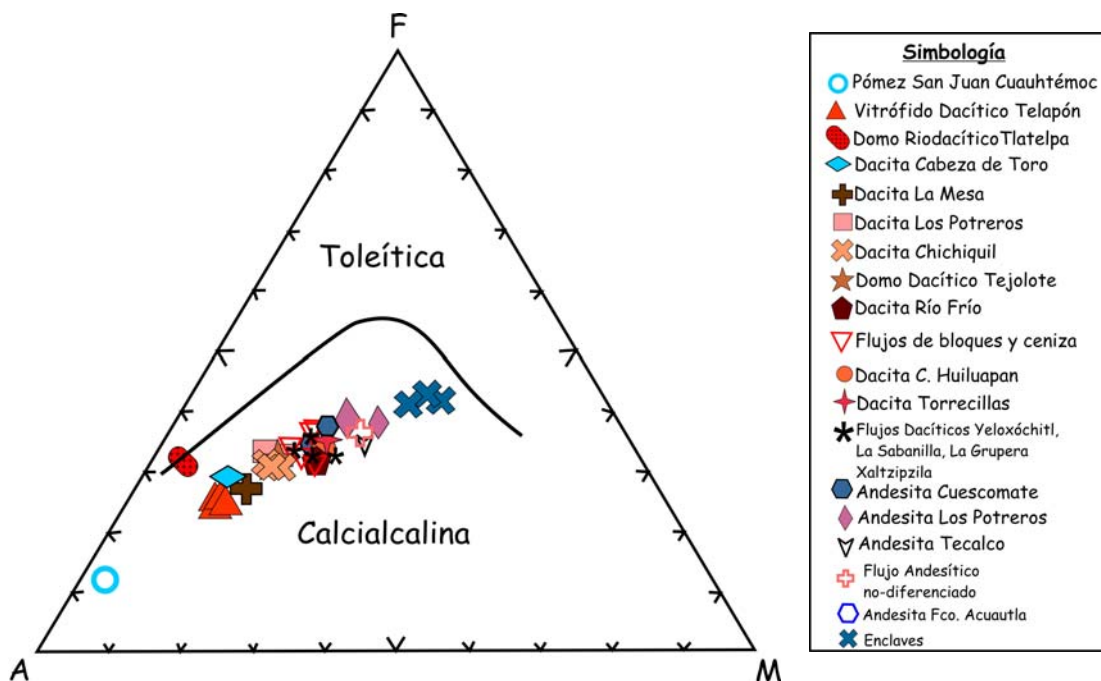


Figura 8. Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971), donde se observa que las rocas volcánicas del Telapón siguen una tendencia típica dentro del campo calcialcalino.

Se calculó la norma CIPW para las rocas del EVT utilizando el programa IGPET (Tabla 3). Los resultados obtenidos son relativamente similares para todas las muestras analizadas, pero de manera más detallada indican lo siguiente: las rocas andesíticas y dacíticas muestran predominantemente albita (27-38%), anortita (16-33%) y cuarzo (13-28%), en menor proporción se determinó ortoclasa (5-20%) e hiperstena (3-14%) normativos. Para el caso de las rocas dacíticas-riolíticas (e.g. Vitrófido Dacítico Telapón) se tiene que predomina la albita (33%), cuarzo (27%),

ortoclasa (18%) y, en menor proporción, anortita (15%) e hiperstena (<4%) normativos. Un caso relativamente diferente es para el Domo Riodacítico Tlatelpa que tiene albita (38%), cuarzo (26%), anortita (18%) e hiperstena baja (1%) normativos. En rocas más silícicas aparece algo de corindón (2%) normativo. Estos valores de la norma son relativamente comunes en rocas volcánicas de la FVTM.

Los elementos mayores también se utilizan para la construcción de diagramas de variación X - Y denominados como tipo Harker. En estos diagramas se grafica el óxido que presenta la mayor variación y que tradicionalmente se ha usado como parámetro indicador del fraccionamiento, el SiO_2 , contra todos los demás óxidos. En los diagramas de Harker se obtiene información sobre las fases minerales involucradas en los procesos de diferenciación de un grupo de rocas relacionadas genéticamente.

En la Figura 9 se presentan diversos diagramas de Harker, en la mayoría de los cuales se observan tendencias químicas lineares coherentes y continuas, sin mostrar cambios en la pendiente. La excepción a estas tendencias la constituyen análisis de rocas pertenecientes al Domo Riodacítico Tlatelpa, que parece ser relativamente más antiguo que las secuencias principales del EVT, y el flujo Cabeza de Toro, que podría no pertenecen al evento magmático principal. A continuación se describen las principales observaciones de los diagramas:

Los óxidos de TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO y P_2O_5 (Figura 9a, b, c, d, e, f, i) muestran una correlación negativa con la sílice en todas las rocas analizadas. El diagrama K_2O muestra una correlación positiva con la sílice (Figura 9h), lo que se ha observado en zonas de subducción (Gill, 1981, Wilson, 1989). El contenido de K_2O varía de 0.91 a 3 % en peso, cayendo en el campo de la serie con potasio intermedio (Figura 9h). Cabe mencionar que el único punto que alcanza el campo alto de K_2O es la pómez de San Juan Cuauhtémoc (4.7 % en peso) de composición riolítica. En los diagramas de Harker se realizó un análisis de regresión lineal de los datos con el

Tabla 3. Resultados del cálculo de la norma CIPW para las rocas del EVT

Muestra	Qtz	Or	Ab	An	Di	Hy	Ilm	Ap	Cor
Andesitas									
TL42	17.31	11.16	31.44	22.25	1.38	7.91	0.22	0.28	
TL47	13.18	9.04	31.45	25.37	1.61	10.23	0.23	0.41	
TL53	12.8	12.29	32.83	19.74	3.29	9.61	0.19	0.65	
TL57	16.38	13.65	34.44	17.61	1.7	7.36	0.17	0.67	
TL58	17.32	12.11	33.09	19.92	0.24	8.23	0.17	0.65	
TL65	12.61	11.82	33.17	20.92	2.74	9.27	0.19	0.65	
TL68	17.62	11.23	33.85	23.26		6.95	0.17	0.39	
TL74	15.03	12	30.8	21.57	2	9.96	0.17	0.53	
Dacitas									
TL32	22.53	14.89	33.31	17	0.44	5.42	0.16	0.39	
TL33	26.52	18.07	33.4	14.5		3.42	0.12	0.26	
TL34	25.89	11.65	38.37	18.09			0.13	0.38	0.23
TL37	19.29	11.93	34.86	18.7	1.54	6.96	0.17	0.45	
TL38	28.36	14.53	34.84	16.19		3.19	0.15	0.32	0.38
TL39	27.42	17.89	33.09	14.54		3.27	0.12	0.27	0.1
TL40	28.99	18.23	32.24	12.17		3.46	0.12	0.49	0.9
TL43	27.5	17.98	32.79	14.14		3.5	0.12	0.3	0.06
TL44	20.9	13.14	33.99	19.13		5.86	0.17	0.44	
TL45	19.27	11.94	32.92	21.34	0.31	7.37	0.19	0.37	
TL46	18.35	10.7	33.84	21.03	0.49	7.72	0.19	0.44	
TL48	19.43	20.02	33.98	16.38		4.94	0.16	0.4	
TL48-B	22.54	13.81	35.02	17.76		4.87	0.18	0.39	
TL49	29.1	17.58	31.81	13.6		3.53		0.24	0.72
TL50	20.86	16.25	32.04	18.58		6.03	0.18	0.38	
TL51	21.24	15.65	32.31	18.28	0.14	5.78	0.16	0.4	
TL52	22.44	11.95	34.41	19.06		5.77	0.18	0.35	1.89
TL55	25.29	17.31	32.66	15.57		4.53	0.17	0.16	0.38
TL60-B	30.19	27.66	33.61	3.77		0.7	0.15	0.07	2.53
TL61	19.9	12.71	34.02	19.84		7.02	0.17	0.39	
TL62	18.86	12.17	33	20.91	0.58	6.53	0.13	0.49	
TL64	21.26	12.41	34.35	18.44	1.15	5.42	0.13	0.42	
TL69	18.01	12.29	33.34	19.69	0.62	8.4	0.15	0.51	
TL71	19.3	12.71	35.45	18.31	1.39	5.81	0.15	0.39	
TL72-A	18.35	12.82	34.19	20.07		7.32	0.15	0.42	
TL73	21.53	15.01	35.62	15.54	0.95	4.69	0.13	0.37	
Enclaves									
TL-45-X2	9.32	5.76	27.48	31.24	1.04	13.35	0.26	0.61	
TL-45-X5	9.14	5.96	31.33	29.12	1.3	12.14	0.25	0.57	
TL47-X1	6.87	5.41	26.97	32.59	2.95	14.1	0.28	0.44	

Nota: Qtz = cuarzo, Or = ortoclasa, Ab = albita, An = anortita, Di = diópsida, Hy = hiperstena, Ilm = ilmenita, Ap = apatito y Cor = corindón.

fin de obtener su correlación (se asume que existe una fuente magmática similar). En cada diagrama (Figura 9) se indica el valor de m = pendiente de la línea y r^2 = coeficiente de correlación, que permite ver el grado de dependencia lineal. El ajuste de correlación lineal puede variar entre 0 y 1, es decir, si se muestra un valor de 1 es una correlación perfecta, en cambio si su valor es cercano a 0 indica que no existe correlación.

Para los óxidos de TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO y CaO la correlación es muy buena (r^2 de 0.92 a 0.97) con una tendencia negativa, lo que podría explicarse por la acción de procesos de cristalización fraccionada o asimilación cortical (fraccionamiento de ferromagnesianos, plagioclasa, y óxidos de Fe y Ti), lo cual se discutirá en el siguiente capítulo. Los óxidos de Al_2O_3 y MnO presentan una correlación mediana (r^2 de 0.63 y 0.73). La disminución del CaO y el incremento de K_2O con respecto del SiO_2 señalan el fraccionamiento de plagioclasas y la formación de feldespato potásico. No se observa una clara correlación entre el SiO_2 y el Na_2O , ni con el P_2O_5 , sin embargo, los valores en general aumentan o se mantienen constantes para el sodio y presentan una ligera disminución para el aluminio. Estos pequeños cambios están posiblemente relacionados con procesos de fraccionamiento. La muestra TL-34 (Domo Riodacítico Tlatelpa) se comporta de manera un poco diferente a la tendencia de las otras muestras, indicando procesos magmáticos ligeramente diferentes. Es necesario destacar que en las líneas de correlación de los diagramas de Harker se incluyeron los análisis de 3 enclaves de origen ígneo presentes en rocas de la unidad Dacita Cerro Huiluapan. Estos enclaves muestran una relación coherente con casi todas las lavas, lo cual estaría hablando de un origen magmático común.

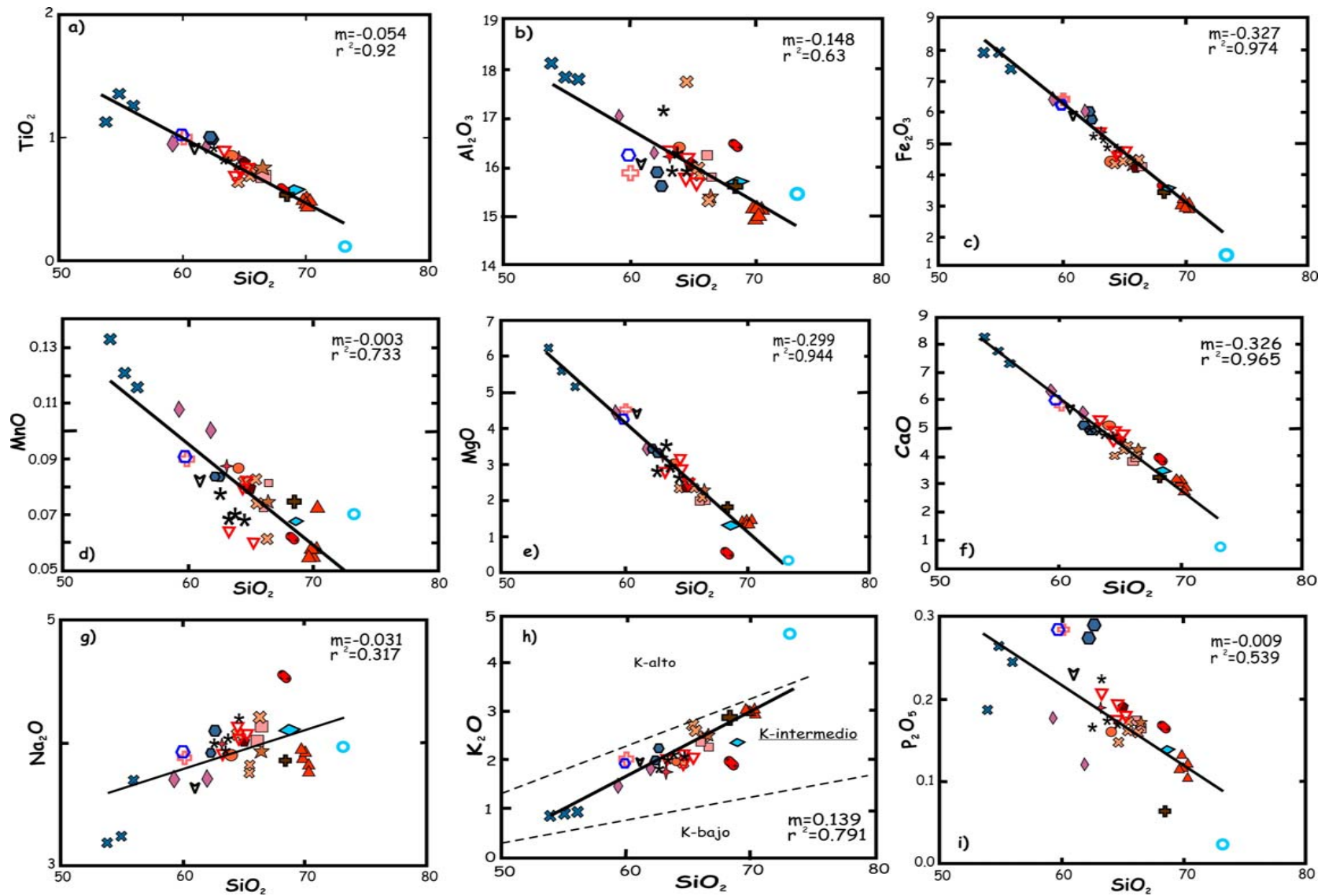


Figura 9. Diagramas de Harker que muestran las variaciones de los contenidos de elementos mayores con respecto a sílice (en % en peso). Los campos de K_2O fueron tomados de Le Maitre et al. (1989). Se muestran las líneas de correlación (m =pendiente y r^2 =coeficiente de correlación) (simbología similar a la Figura 7).

3.2.2 Elementos traza

Los elementos con concentraciones menores a 0.1% en peso (< 1,000 ppm) y que no afectan significativamente las propiedades químicas y físicas de la formación de un mineral son llamados tradicionalmente elementos traza. Las rocas asociadas a arcos magmáticos pueden mostrar una gran variedad de concentraciones en elementos traza. Hawkesworth et al. (1993) clasifican las lavas de arco en empobrecidas o enriquecidas basándose en la concentración de elementos incompatibles. Los elementos incompatibles son aquellos que se encuentran en bajas concentraciones en los silicatos esenciales en comparación con su concentración en el magma fundido del cual cristalizaron. Esto puede deberse a que dichos elementos muestran grandes radios iónicos, diferente carga eléctrica o un alto potencial de ionización. El Ba, Rb, K y Th son elementos con un radio iónico grande (LILE: Large Ion Lithophile Elements), mientras que el Ta, Nb, Y y Ti son elementos que tienen alto potencial de ionización (HFSE: High Field Strength Elements). Estos últimos elementos son poco solubles en fluidos acuosos y durante la alteración química superficial que pueda tener una roca no son fácilmente lixiviados. Por lo tanto, su concentración dependerá del tipo de fuente de donde proceden los magmas. El Ba, Rb, K y Pb junto con el Ce son altamente solubles en fluidos acuosos, por lo que sus altas concentraciones en rocas volcánicas se ha asociado con la presencia de fluidos derivados de la placa subducida durante los procesos de fusión parcial, o bien, también pueden ser indicativos de procesos de contaminación cortical. Así, las rocas de arco magmático asociadas a zonas de subducción muestran una alta relación LILE/HSFE (K, Rb, Ba y Th)/(Ta, Nb, Ce, Zr, P, Ti) con respecto a los magmas de islas intraoceánicas. Estos patrones típicos puede ser afectados o enmascarados por diversos procesos como son: cristalización fraccionada, pérdidas de volátiles o contaminación cortical (Rollinson, 1993).

La Figura 10 muestra las variaciones sistemáticas de algunos elementos traza de las rocas analizadas con respecto al SiO_2 . Se observa un incremento de las concentraciones de algunos elementos tipo LIL (Ba y Rb) respecto al sílice (Figura 10a, b). Al igual que en los elementos mayores, se realizó la determinación de las regresiones lineales para algunos elementos traza. En este sentido, las correlaciones entre el SiO_2 , el Ba y Rb son positivas pero con valores de r^2 relativamente bajos (<0.59), es decir, existe dispersión de estos elementos para todas las unidades. Otros elementos como el V, Co, Sr y Ni presentan una tendencia lineal negativa, con diferentes valores de correlación (Figura 10c, d, e, g). El V, Co, Ni y Cr son elementos compatibles que disminuyen sus concentraciones en los magmas residuales al ocurrir cristalización fraccionada. La concentración de Sr disminuye ligeramente con el SiO_2 (entre 460 a 250 ppm), lo cual hablaría de un relativo fraccionamiento de plagioclasas cálcica del magma residual. Por ejemplo, las rocas del último evento lávico del Telapón se caracterizan por tener un relativo porcentaje modal bajo en plagioclasa. En las láminas delgadas se observó un 85% modal de matriz vítrea y menos de 20% modal de plagioclasa. En estas mismas rocas se encontraron concentraciones de estroncio que varían de 254 a 290 ppm. Un ejemplo similar pero extremo ocurre en la muestra de pómez (Figura 10e), donde casi no existe plagioclasa y las concentraciones de estroncio son las más bajas saliéndose del patrón de correlación. Para el diagrama de Zr contra SiO_2 se observa una tendencia lineal casi horizontal, con un índice de correlación muy bajo (<0.166), considerándose que la concentración de este elemento no tiene relación con la diferenciación de las rocas. Los elementos incompatibles como el Nb e Y no muestran ninguna correlación con la sílice, lo cual es relativamente normal para la mayoría de rocas ígneas asociadas con arcos volcánicos (Figura 10h, i).

3.2.3 Diagramas de multielementos

En este tipo de diagramas es necesario realizar una normalización de los datos obtenidos de las muestras de roca con datos ya establecidos, para estándares

conocidos esto con el fin de poder hacer comparaciones e interpretaciones. Existen tres formas de normalizar los datos de elementos traza para su presentación en diagramas "tipo araña". La primera es considerar las concentraciones de elementos traza de un modelo de la Tierra primitiva no diferenciada, la segunda es la de considerar un manto con composición tipo MORB (Middle Ocean Ridge Basalt) y la tercera es la de utilizar las concentraciones de elementos traza presentes en un cuerpo condrítico promedio. En el presente trabajo, para los elementos traza se usó una normalización con respecto a un manto primitivo. Existen varias composiciones de elementos traza propuestas para el manto primitivo, los cuales no varían sustancialmente (ejemplo Wood et al (1979), Sun y McDonough, 1989). La causa por la cual se emplea esta normalización es para ver las variaciones obtenidas en los elementos al tener una fusión parcial a partir de un manto no modificado. Para el caso de los diagramas de tierras raras se usó como normalización las concentraciones de tierras raras de condritas propuestas por Nakamura (1974). Los arcos volcánicos se caracterizan por tener un enriquecimiento de elementos de radio iónico grande (Sr, K, Rb, Ba, \pm Th) y baja abundancia de elementos de alto potencial de ionización (Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Tb, Sc y Cr) comparado con el manto enriquecido. El enriquecimiento de elementos de bajo potencial de ionización se ha atribuido al metasomatismo de la fuente del manto por fluidos relacionados con la subducción. En contraste, la relativa disminución de elementos de alto potencial de ionización se ha atribuido al alto grado de fusión parcial y a la estabilidad de las fases residuales del manto (Pearce, 1983).

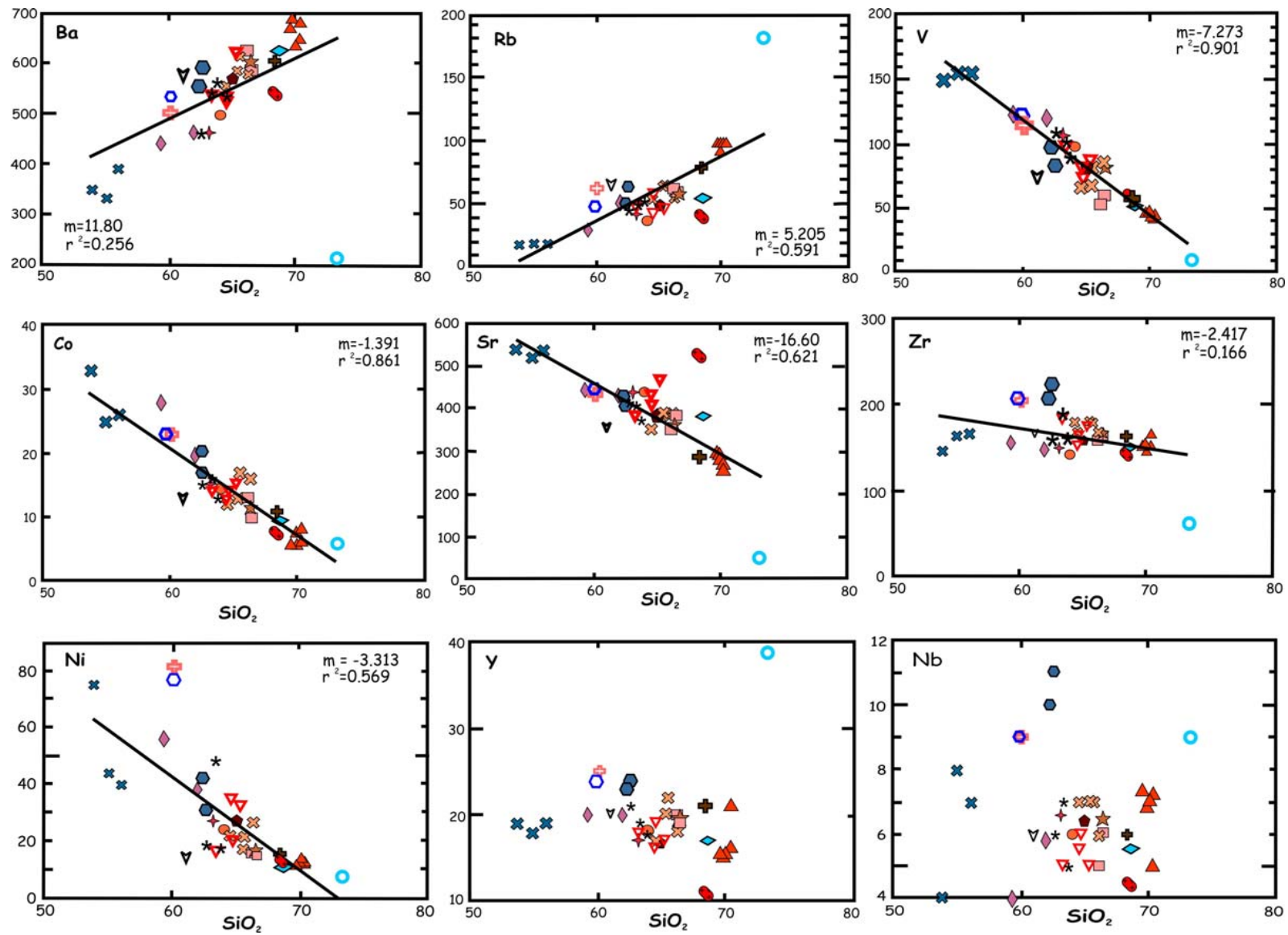


Figura 10. Diagramas tipo Harker mostrando las variaciones de los contenidos de algunos elementos traza (en ppm) con respecto a sílice (en %). Se presentan las líneas de correlación (m =pendiente y r^2 =coeficiente de correlación) (simbología similar a la Figura 7).

En este trabajo se utilizaron las concentraciones de los elementos traza propuestos por Sun y McDonough (1989) y se representan en un diagrama semi-logarítmico, que adicionalmente incluye elementos como Cs, U, La, Pb, Pr, Nd, Eu, Dy y Lu, y que están ausentes en el diagrama propuesto por Pearce (1983). Para facilitar la observación e identificar los efectos de enriquecimiento de los elementos traza debidos a fenómenos de diferenciación, se dividieron las muestras en función del contenido de sílice. Así, se propusieron dos grupos: rocas con contenidos menores a 65% en peso de SiO₂ (triángulos morados, Figura 11) y mayores 65% en peso de SiO₂ (hexágonos azules, Figura 11).

El diagrama multielemental de la Figura 11 se normalizó con respecto al manto primitivo; los elementos traza de todas las muestras analizadas muestran patrones muy similares: enriquecimiento de elementos tipo LIL como Cs, Rb, Ba, K, y Th, así como el Pb, respecto de los elementos HFS o de alto potencial de ionización y tierras raras pesadas (HREE): Dy, Y, Yb y Lu. Esto es característico de las zonas de subducción (Pearce, 1983, Hawkesworth et al., 1993). Cabe señalar que las 5 rocas del Vitrófido Dacítico Telapón, clasificadas como riolitas en el diagrama de TAS (Figura 7), y que tienen valores de SiO₂ de 69 a 70% en peso, son las más enriquecidas en los elementos LIL. La muestra TL-34 del Domo Riodacítico Tlatelpa (hexágonos color verde) presenta ligeros empobrecimientos en las tierras raras pesadas respecto a las demás rocas pero enriquecida en Sr. Esto podría deberse a que pertenece a otro fenómeno magmático, diferente al grupo del Telapón. La muestra TL-55, Dacita La Mesa, muestra una mayor anomalía negativa en P (hexágono naranja) que indicaría un fraccionamiento de apatito. Se excluyó la muestra TL-60B, pómez San Juan Cuauhtémoc, por presentar enriquecimientos y empobrecimientos muy similares a los descritos arriba pero con grandes anomalías.

En el diagrama de tierras raras, normalizado con respecto a la condrita de Nakamura (Figura 12) se observan patrones muy similares y homogéneos para todas las

muestras. Es decir, un enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE). Estas últimas muestran patrones cercanos a la horizontal. Con el fin de expresar numéricamente el enriquecimiento de las LREE con respecto a las HREE se utilizó la expresión $[(La_n/Yb_n)]$, es decir se tomaron los valores de La e Yb de las muestras y se normalizaron con los valores de la condrita de Nakamura (1974). Las rocas con concentraciones mayores a 65 % en SiO_2 presentan valores de $[(La_n/Yb_n)] = 8 - 10$ mientras que las rocas con concentraciones de SiO_2 menores a 65 % en peso, tienen $[(La_n/Yb_n)] = 6 - 8$. Como se puede ver de estos valores, no existe una fuerte diferencia para los dos grupos de rocas, pero existe un ligero incremento de las tierras raras ligeras en las rocas más silíceas en comparación con las menos silíceas, lo que es explicado por procesos de fraccionamiento.

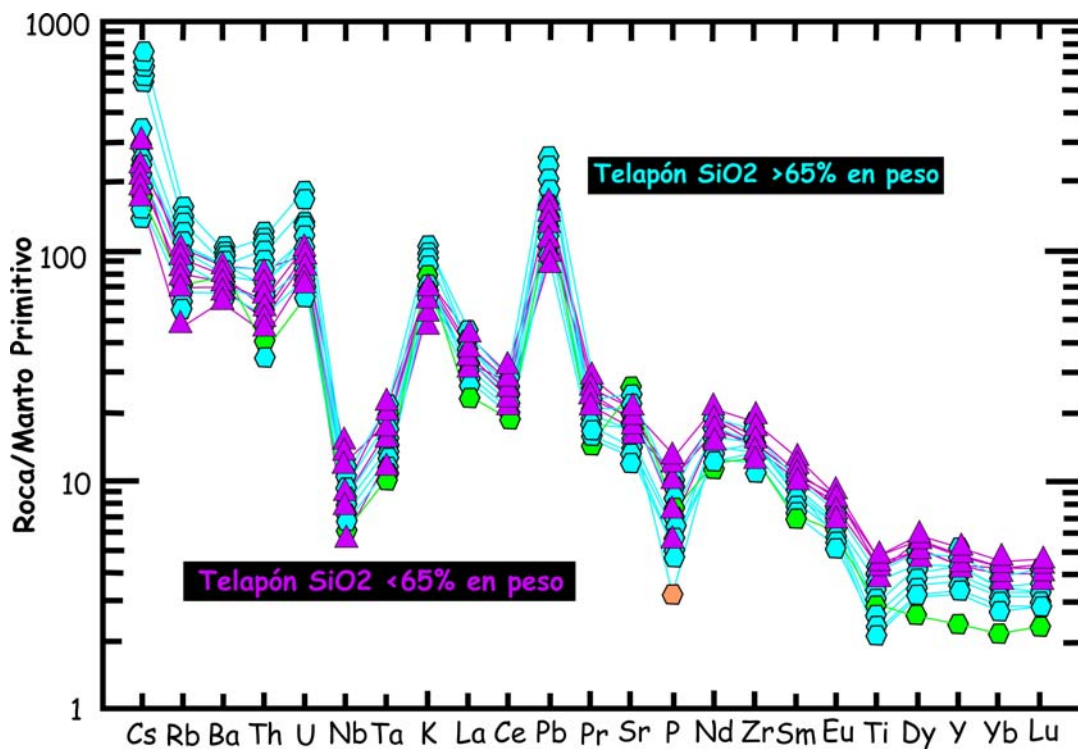


Figura 11. Diagrama de variación multielemental para las rocas de Telapón normalizados con respecto al manto primitivo de Sun y McDonough (1989). Nótese anomalías negativas de Ta, Nb y Ti para todas las muestras.

Otra característica que se puede observar en la Figura 12 es la casi ausencia de anomalías de Eu. Utilizando la relación Eu/Eu^* de Taylor y McLennan (1985), que dice que $Eu/Eu^* = E_{u_n} \div \sqrt{[(Sm_n \times Gd_n)]}$, se obtienen valores de ~ 1 para las rocas con $SiO_2 < 65\%$ en peso y de 0.78 a 1.16 para las que tienen más de 65% en SiO_2 . En el primer caso no se tiene ninguna anomalía, ya que se tienen valores muy cercanos a la unidad, mientras que para el segundo grupo de rocas existen muy ligeras anomalías negativas (valores < 1) pero también muy ligeras anomalías positivas (valores > 1). En resumen, de acuerdo a los resultados anteriores, se puede afirmar que el fraccionamiento de plagioclasa no fue importante en la evolución de las rocas y por lo tanto no existió un fuerte empobrecimiento o enriquecimiento de europio.

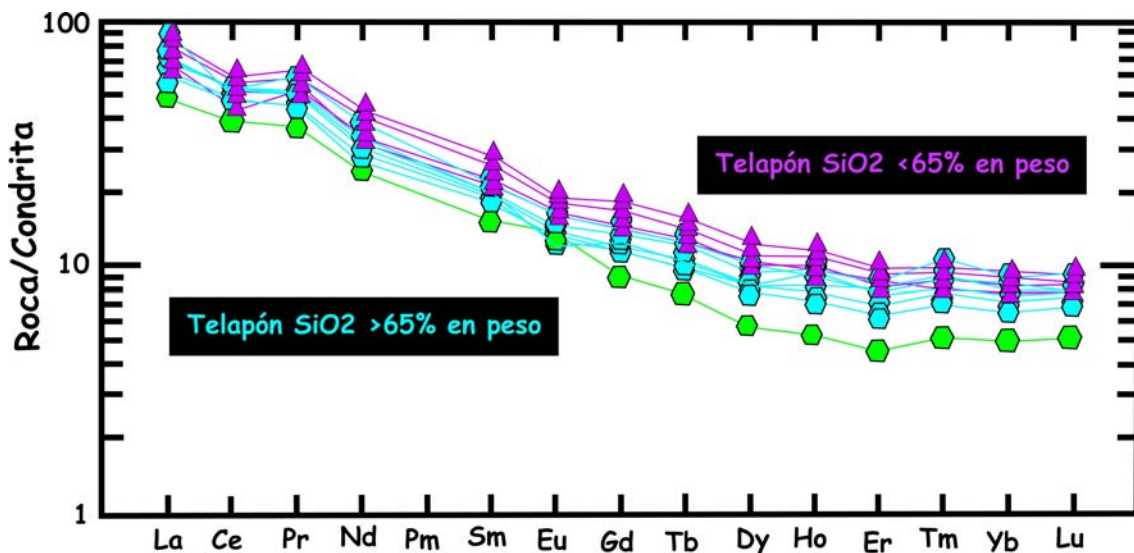


Figura 12. Diagrama de elementos de tierras raras para las rocas volcánicas del Telapón. Concentraciones normalizadas con respecto a la condrita de Nakamura (1974) y a valores de Haskin et al. (1968) para el Pr, Tb, Ho y Tm.

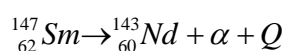
3.3 Resultados isotópicos de Sr, Nd y Pb.

Los isótopos radiogénicos son de especial importancia en las rocas volcánicas puesto que dan la posibilidad de conocer el origen de los magmas que generaron las rocas, así como los posibles procesos de contaminación a los cuales son sometidos algunos magmas. El papel que representan los diferentes sistemas isotópicos para identificar procesos magmáticos, fuentes y procesos de contaminación, está fundamentado en la gran variabilidad de las propiedades físicas y químicas que presentan los elementos que conforman estos sistemas. Así, por ejemplo, el estroncio puede reemplazar al calcio en muchos minerales como plagioclasa, apatito y carbonatos.

El estroncio tiene cuatro isótopos naturales (^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr , ^{84}Sr), 3 de los cuales son estables y el ^{87}Sr es radiogénico, y se pueden encontrar de manera natural en cualquier roca. Las abundancias isotópicas relativas son 82.53%, 7.04%, 9.87% y 0.56%, respectivamente. Estas abundancias son variables debido a la formación de ^{87}Sr radiogénico por el decaimiento natural de ^{87}Rb , debido a la emisión de una partícula beta negativa: $^{87}_{37}\text{Rb} \rightarrow ^{87}_{37}\text{Sr} + \beta^- + \bar{\nu} + Q$. Por esta razón, la composición isotópica precisa de estroncio en una roca o mineral que contiene rubidio depende de la edad y de la relación Rb/Sr de la roca o mineral. Esto es geológicamente aprovechado, ya que mediante el decaimiento de ^{87}Rb a ^{87}Sr se puede fechar rocas y minerales (Faure, 1986).

Durante la cristalización fraccionada de un magma, el estroncio tiende a concentrarse principalmente en la plagioclasa y en otros minerales que contengan calcio. Mientras que el rubidio, cuyo radio iónico es más grande que el estroncio, se mantiene en la fase líquida pero se concentrará en minerales que presenten concentraciones altas en potasio, por lo que también participará en fenómenos de cristalización fraccionada. Consecuentemente, la relación Rb/Sr del magma residual (magmas en la corteza) se incrementará gradualmente en el curso progresivo de la cristalización. Mientras que el manto se tendrán bajas concentraciones de Rb.

El Nd tiene 7 isótopos naturales (^{142}Nd , ^{143}Nd , ^{144}Nd , ^{145}Nd , ^{146}Nd , ^{148}Nd y ^{150}Nd , siendo el más abundante (con un 27.1%) el ^{142}Nd . El radio iónico para el Nd^{3+} es de 1.08 Å y para Sm^{3+} es de 1.04 Å, por lo tanto, tienden a concentrarse en minerales como piroxenos, anfíboles y granates entre otros. En general, el Nd se encuentra relativamente más concentrado que el Sm en los minerales durante el curso de la cristalización fraccionada de un magma, y como consecuencia, las rocas de la corteza tienen una relación menor de Sm/Nd que las rocas derivadas del manto superior, como las toleitas. El Sm decae a Nd como muestra la siguiente ecuación:



Los isótopos de Sm y Nd no son fraccionados de manera significativa en la corteza continental por procesos sedimentarios o metamórficos y por lo tanto preservan la relación padre-hijo de la región que generó el magma, hecho por el que difiere marcadamente de los sistemas de Pb y del Rb-Sr. El Sm y el Nd son relativamente inmóviles bajo condiciones hidrotermales y por lo tanto su composición isotópica en una roca refleja las proporciones actuales de roca o magma involucrados en procesos petrológicos específicos.

La evolución isotópica del sistema Sm/Nd en la Tierra se describe en términos del modelo llamado Reservorio Condritico Uniforme (CHUR) propuesto por DePaolo y Wasserburg (1976). Este modelo asume que el Nd terrestre ha evolucionado en un reservorio uniforme cuya relación Sm/Nd es igual al de las condritas. El valor de la proporción $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para el CHUR actual es de 0.512638. La notación para representar estos datos isotópicos es ϵNd , en donde el parámetro ϵ es una medida de la diferencia entre la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de una muestra o serie de muestras y un valor de referencia, que en este caso es el valor de la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de las condritas (CHUR = reservorio condritico), multiplicado por 10^4 . Es por esta razón que se puede conocer la cantidad de la proporción inicial de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, si se conoce la edad de los diferentes conjuntos de rocas, con respecto del CHUR. Un valor positivo

de ϵ_{Nd} para las rocas ígneas indica que el magma que las formó provino de una fuente con una relación Sm/Nd más grande que el CHUR, por ejemplo el manto empobrecido, mientras que un valor negativo implica una fuente con una relación Sm/Nd más baja que el CHUR, por ejemplo el manto enriquecido o la corteza. Si el valor es cero, entonces la composición isotópica del Nd en las rocas es indistinguible con respecto del CHUR y se puede concluir que las rocas son generadas directamente de este reservorio condrítico.

Además de poder determinar edades de diferentes eventos geológicos por medio de la utilización de los métodos isotópicos de Rb - Sr y Sm - Nd, las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ pueden ser utilizadas como indicadores de procesos genéticos. Por ejemplo, las relaciones isotópicas de Sr y Nd de un magma son características de la región de la cual fue extraído el magma. Se ha demostrado que dichas relaciones isotópicas se mantienen sin cambios cuando el magma sufre fraccionamiento. Esto se debe a que la diferencia relativa de masas entre cada par de isótopos arriba mencionado es tan baja que no pueden ser fraccionados por procesos controlados por el equilibrio entre líquido y cristal. Por lo tanto, durante la fusión parcial, un magma va a tener el mismo carácter isotópico que la región que lo generó. La utilidad de los isótopos en los estudios petrogenéticos de rocas ígneas son: a) detectar las diferentes regiones que puedan alimentar un magma, pudiendo ser reconocidas por su firma isotópica característica, b) Reconocer la mezcla de los magmas gracias a que su firma isotópica se sale de los parámetros establecidos, y c) Inferir la contaminación de los magmas por asimilación de corteza continental (Faure, 1986).

Estos sistemas isotópicos son utilizados para inferir las características isotópicas de los diferentes reservorios magmáticos como son el manto superior empobrecido, manto enriquecido y corteza continental, así como los basaltos que se generan a partir de estos. Los basaltos tipo MORB presentan los valores más bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y más altos en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ comparados con los obtenidos en rocas de la corteza continental.

Por lo tanto, el manto que da origen a los MORBs tiene relaciones de Rb/Sr bajas y relaciones de Sm/Nd altas relativas a la corteza continental. Los MORBs y la mayoría de los OIBs tienen valores positivos en ϵ_{Nd} , ya que el Nd y las demás tierras raras ligeras son incompatibles en el manto. El Rb es más incompatible que el Sr y el Nd lo es más que el Sm. Por lo tanto, el manto ha sido afectado por procesos de fusión parcial y extracción del fundido que remueve los elementos más incompatibles. La extracción de fundido rico en elementos incompatibles, que forma la corteza continental, deja al manto empobrecido en estos elementos. Entonces el proceso dominante que afecta la composición del manto parece ser la fusión parcial.

Los basaltos continentales muestran mayor variabilidad en sus valores isotópicos de Sr y Nd, reflejando la asimilación de la corteza en los magmas provenientes del manto superior. Así las rocas de la corteza continental presentan valores mucho más altos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ y valores mucho más bajos de $^{143}Nd/^{144}Nd$ que el manto superior, ya que la corteza está enriquecida en Rb y Nd en comparación al Sr y Sm.

La mayoría de los isótopos de plomo son hijos o radiogénicos del uranio y del torio. El uranio y el plomo son relativamente móviles en procesos corticales, por lo que son muy importantes en los procesos magmáticos continentales, mientras que el torio es menos móvil e insoluble. La producción de isótopos radiogénicos de plomo depende de tres sistemas de decaimiento: el ^{235}U decae en ^{207}Pb , mientras que el ^{238}U decae a ^{206}Pb de una manera relativamente lenta con respecto al anterior. El ^{232}Th produce finalmente el ^{208}Pb . Por lo tanto, la diferencia en comportamiento entre los diferentes isótopos de plomo permite la identificación de diferentes reservorios isotópicos, ya sean derivados del manto o la corteza continental (Rollinson, 1993).

La Tabla 4 muestra los resultados isotópicos de Sr, Nd y Pb de las rocas volcánicas del EVT, así como de algunos enclaves recolectados en la Dacita Cerro Huiluapan y Andesita Los Potreros. Considerando que las rocas del EVT son relativamente jóvenes (edades menores a un millón de años, según consideraciones geomorfológicas y edades

estimadas por paleomagnetismo de Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989, para el complejo Tláloc-Telapón), se puede asumir que las relaciones isotópicas medidas son las relaciones isotópicas iniciales de emplazamiento. Así, las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd para las rocas de composición andesítica muestran una variación limitada de 0.7040 a 0.7044 y +1.79 a +2.69, respectivamente. Las dacitas con concentraciones de SiO_2 entre 63 y 68% en peso muestran los siguientes rangos para el $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd : de 0.7042 a 0.7046 y +0.98 a +2.36, respectivamente. Finalmente para las rocas que muestran concentraciones de SiO_2 superiores a 68% en peso se tienen las siguientes variaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd : de 0.7043 a 0.7052 y de -1.27 a +1.17, respectivamente. Datos isotópicos de tres enclaves de origen ígneo (muestras TL45X2, TL45X5 y TL47X1) que se analizaron muestran relaciones isotópicas menos radiogénicas que las encontradas en las lavas mencionadas arriba ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7038$ a 0.7039 y $\epsilon\text{Nd} = 3.39$ a 4.86). Como información adicional, se cuenta con valores isotópicos de Sr y Nd de muestras de pómez riolíticas asociadas a eventos piroclásticos recientes del estratovolcán Tláloc (Proyecto DGAPA-PAPIIT No. IN113006), cuyos valores varían como sigue: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7050 a 0.7051 y ϵNd de -0.96 a -0.02. Estos valores se discutirán más adelante.

En la Figura 13a, que muestra el diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. ϵNd , los datos de las rocas analizadas caen dentro de la zona del arreglo del manto, mostrando una correlación negativa continua en el diagrama e indicando un origen más radiogénico que las rocas del MORB. Se observa también, que conforme aumenta la cantidad de SiO_2 de las lavas las relaciones isotópicas se vuelven más radiogénicas. Una excepción es nuevamente la muestra TL-34 que pertenece al Domo Riodacítico Tlatelpa que como ya se mencionó, parece ser más antiguo que las unidades volcánicas del EVT y podría no tener relación genética con éste.

En la Figura 13b se comparan los datos isotópicos de Sr y Nd obtenidos de rocas del área de estudio con otros centros volcánicos importantes como el Popocatepetl,

Nevado de Toluca y la Malinche. Se puede apreciar que los valores isotópicos de las lavas del EVT son más altos en Sr y menores en ϵNd que los determinados en los otros centros volcánicos. Mientras que los valores de los enclaves del Telapón son similares a los encontrados en los eventos del Nevado de Toluca. Estos resultados confirmarían la existencia de procesos magmáticos en el EVT que involucran una mayor interacción de los magmas con rocas de la corteza continental superior, en comparación con los centros volcánicos arriba citados.

Tabla 4. Datos isotópicos de Sr, Nd y Pb de las rocas y enclaves del EVT.

Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm\sigma$	ϵNd	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma\%$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma\%$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma\%$
TL32	0.704612	29	0.512703	19	1.27	18.7111	0.031	15.5968	0.03	38.492	0.03
TL33	0.705157	39	0.512573	22	-1.27	18.7325	0.018	15.6059	0.022	38.559	0.028
TL34	0.704308	39	0.512685	57	0.92	18.6291	0.038	15.5751	0.044	38.36	0.049
TL37	0.704523	41	0.51273	16	1.79	18.6844	0.026	15.586	0.033	38.443	0.039
TL38	0.704583	30				18.6778	0.022	15.5876	0.023	38.442	0.022
TL39	0.705217	36	0.512599	17	-0.76	18.7413	0.026	15.6181	0.026	38.598	0.026
TL40	0.705157	39	0.512579	28	-1.15	18.7305	0.029	15.6053	0.036	38.555	0.044
TL42	0.704081	36	0.512776	19	2.69	18.7099	0.04	15.5945	0.042	38.475	0.049
TL43	0.705096	36	0.51263	20	-0.16	18.7325	0.023	15.6067	0.023	38.558	0.024
TL44	0.704646	36	0.512696	23	1.13	18.7293	0.029	15.6215	0.035	38.573	0.047
TL45	0.704282	35	0.512759	24	2.36	18.6935	0.028	15.5939	0.032	38.467	0.038
TL46	0.704191	28	0.512759	20	2.36	18.684	0.021	15.5842	0.027	38.431	0.032
TL47	0.703996	31	0.512738	26	1.95	18.7035	0.033	15.5901	0.034	38.459	0.033
TL48	0.704593	39	0.512688	25	0.98	18.7084	0.039	15.6094	0.042	38.522	0.048
TL48	0.704563	36	0.512757	25	2.32	18.7019	0.036	15.6012	0.041	38.493	0.05
TL49	0.70512	36	0.512639	26	0.02	18.7216	0.048	15.5954	0.05	38.53	0.063
TL50	0.70463	39	0.512721	21	1.62	18.7357	0.051	15.6275	0.074	38.591	0.101
TL51	0.704587	37	0.512714	19	1.48	18.7154	0.02	15.604	0.019	38.517	0.019
TL52	0.704617	37	0.512723	19	1.66	18.705	0.023	15.6061	0.024	38.508	0.025
TL53	0.704415	39	0.51273	18	1.79	18.7288	0.021	15.6023	0.021	38.516	0.02
TL55	0.704718	34	0.512698	16	1.17	18.7142	0.027	15.596	0.028	38.487	0.031
TL45X2	0.703798	32	0.512887	36	4.86	18.689	0.018	15.5902	0.021	38.447	0.019
TL45X5	0.703917	45	0.512846	20	4.06	18.71	0.032	15.6234	0.035	38.554	0.039
TL47X1	0.703795	33	0.512812	20	3.39	18.698	0.021	15.5909	0.024	38.458	0.027

Se analizaron 60 relaciones isotópicas para Nd y Sr y 100 relaciones para Pb. Los errores ($\pm 1\sigma$) se refiere a los dos últimos dígitos. Valores del LUGIS para los estándar NBS 987 (Sr) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710235 \pm 18$ ($\pm 1 \sigma_{\text{abc}}$, n = 264), para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511877 \pm 21$ (n = 138) y para el estándar NBS 981 (Pb): $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.89 \pm 0.04\%$ ($\pm 1\sigma_{\text{rel}}$), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.43 \pm 0.06\%$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.51 \pm 0.08\%$ (n = 82). Las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió con la comparación al valor promedio del laboratorio para el estándar Pb NBS 981.

Los blancos analíticos durante los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 6.8 ng Sr, 1.5 ng Nd (blancos totales) y 46 pg Pb (blanco de química).

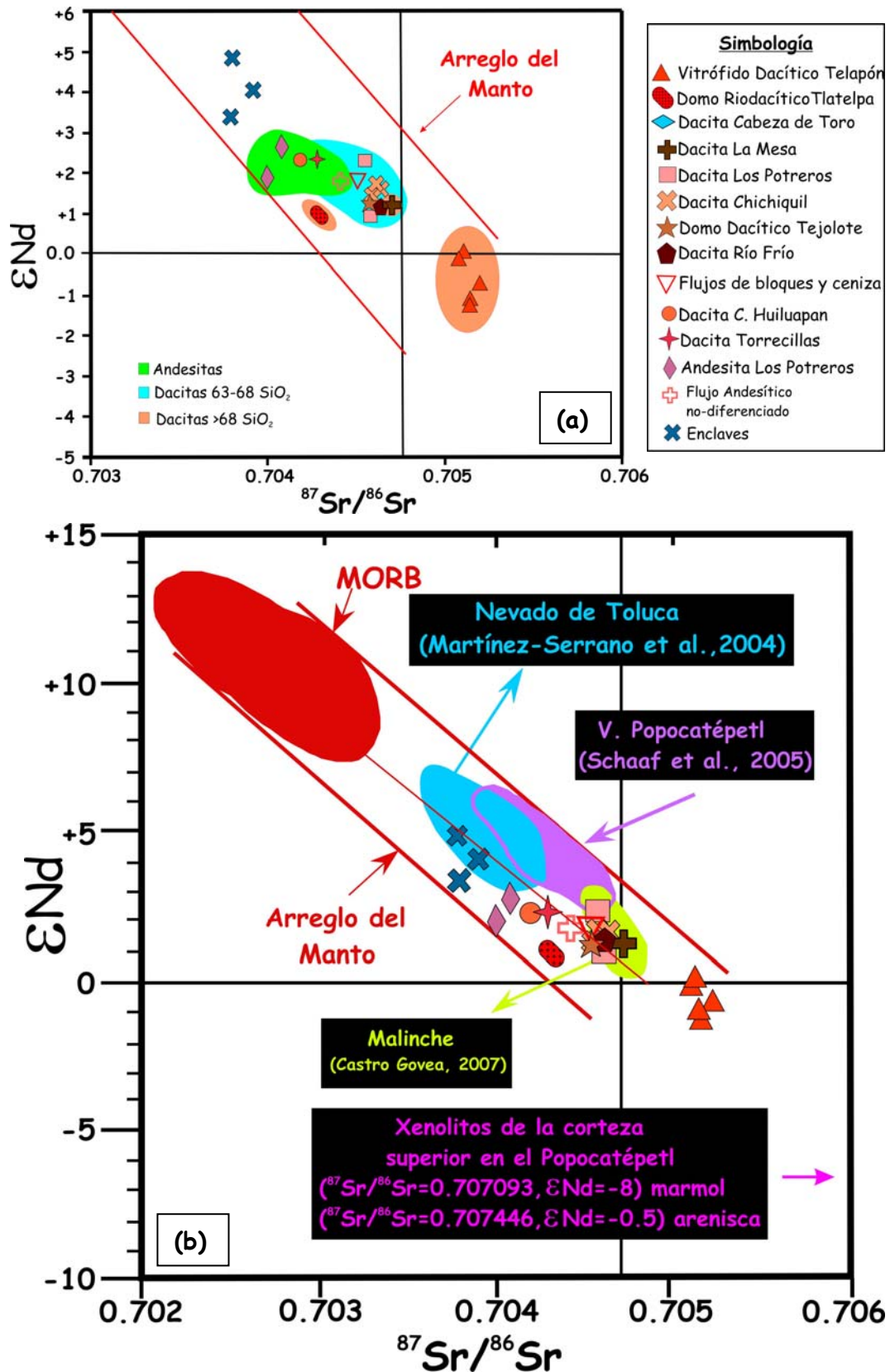


Figura 13 (a). Relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. ϵNd de las rocas del estratovolcán Telapón. Nótese la tendencia negativa de las relaciones y la ligera variabilidad de la muestra TL-34 del Domo Riodacítico Tlatelpa. (b) Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. ϵNd que presenta los datos isotópicos del área de estudio comparados con otros centros volcánicos: Nevado de Toluca, Popocatepetl y La Malinche .

Se determinaron también las relaciones isotópicas de Pb de las principales unidades de lava del EVT (Tabla 4). Los resultados isotópicos de plomo permiten identificar los diferentes tipos de fuentes isotópicas del magma y la naturaleza de los posibles componentes corticales existentes en su formación. Al igual que para el caso de los resultados isotópicos de Sr y Nd, se trató de identificar algún tipo de influencia de la composición litológica (entre andesitas y dacitas) sobre la isotopía de plomo. Así, se tiene que las andesitas muestran las siguientes variaciones isotópicas: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.704\text{-}18.729$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.590\text{-}15.602$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.459\text{-}38.516$; para las dacitas con concentraciones de SiO_2 de entre 63 y 68% en peso se tiene: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.684\text{-}18.715$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.584\text{-}15.628$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.431\text{-}38.573$; y para las dacitas-riolitas con concentraciones de $\text{SiO}_2 > 68\%$ en peso las variaciones isotópicas son: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.629\text{-}18.741$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.575\text{-}15.607$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.360\text{-}38.598$. Para los enclaves de andesita basáltica se tienen los siguientes resultados isotópicos: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.689\text{-}18.710$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.590\text{-}15.623$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.447\text{-}38.554$. Estos resultados, graficados en la Figura 14a, permiten corroborar que no existe alguna relación directa con las concentraciones de SiO_2 (litología). Sin embargo, se deduce que las muestras analizadas exhiben una relación genética entre ellas, salvo el caso de la muestra TL-34 que parece salirse un poco de la tendencia general. Quitando esta última muestra, se puede apreciar que el conjunto de datos constituye un arreglo más o menos lineal con una fuerte pendiente, el cual podría explicarse como una línea de mezcla entre dos posibles componentes. En la Figura 14b se confirma esta tendencia lineal que se explica como una línea de mezcla entre un componente de tipo mantélico o tipo MORB y otro de tipo enriquecido en isótopos de ^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{208}Pb , como el representado por materiales originados por una corteza continental superior o los sedimentos continentales. En esta misma figura se puede ver que los datos isotópicos de plomo del EVT, comparados con los de otros centros volcánicos, siguen una tendencia similar, con una fuerte pendiente, e indicando líneas de mezcla entre dos

componentes. Sin embargo, los datos del EVT son más radiogénicos que los valores encontrados en el Popocatópetl, Nevado de Toluca y en la Malinche.

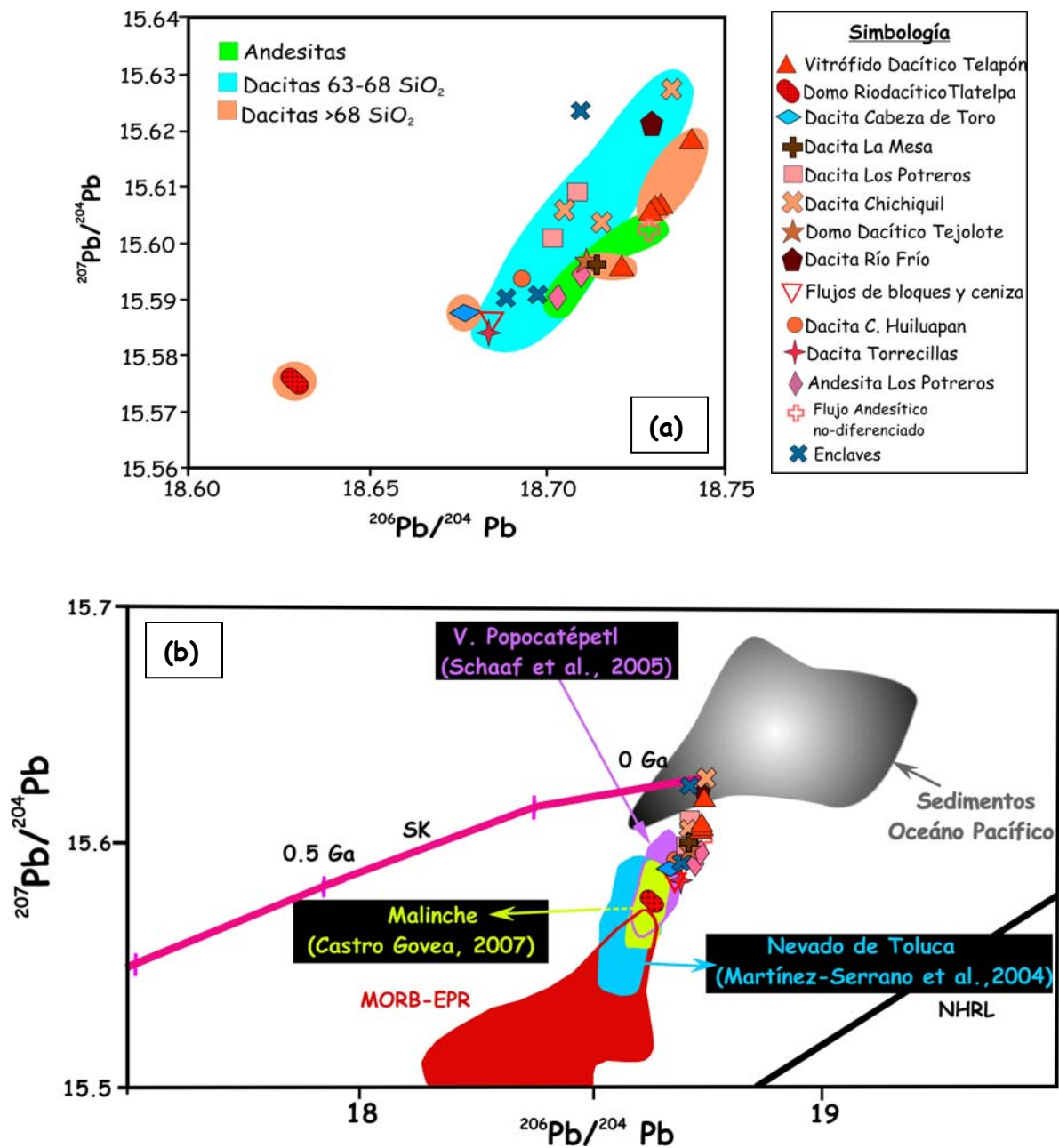


Figura 14 (a) Relaciones isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las rocas del estratovolcán Telapón. Existe una fuerte alineación del conjunto de datos con pendiente positiva, indicando una posible línea de mezcla, a excepción de la muestra TL-34. (b) El mismo diagrama presentando los datos del EVT en comparación con otros centros volcánicos: Nevado de Toluca, Popocatópetl y La Malinche. NHRL es la línea de Hart (1984) (Northern Hemisphere Reference Line); alineamiento de datos MORB y OIB. SK es la curva de evolución del Pb cortical de Stacey y Kramers (1975), Sedimentos del Océano Pacífico de Church y Tatsumoto (1975) y Hemming y McLennan (2001); Datos del MORB del East Pacific Rise (EPR) de PETDB (2008).

Capítulo 4. Discusión

4.1 Estratigrafía y petrografía del EVT

La elaboración de un mapa geológico y una columna estratigráfica del EVT puede considerarse un gran avance en el conocimiento vulcanológico de la Sierra Nevada. Esto permite identificar ciertas diferencias y correlaciones entre los fenómenos vulcanológicos que han ocurrido a lo largo de la Sierra. En primer lugar, se observa que la estructura del Telapón está conformada por abundantes flujos de lava con algunas intercalaciones de depósitos piroclásticos emplazados en diferentes tiempos y a través de diferentes conductos volcánicos. Esto contrasta, por ejemplo, con los abundantes depósitos piroclásticos y menores flujos de lava emplazados durante los últimos 22,000 años en el Popocatepetl (Siebe y Macias, 2004). Mientras que la abundancia de flujos de lava del EVT es relativamente similar a la abundancia de flujos identificados por Nixon (1989) para el Complejo Volcánico Iztaccíhuatl. En segundo lugar, a pesar de que no se cuenta con fechamientos de todas las unidades de lava del Telapón, se puede referir que los fenómenos volcánicos posiblemente ocurrieron dentro de un período de tiempo de 0.7 Ma, según datos estratigráficos y paleomagnéticos (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989) y 0.27 Ma (edad de K-Ar del proyecto DGAPA-PAPIIT-113006, para la unidad Vitrofido Dacítico Telapón). Además, si se considera que ciertos depósitos piroclásticos asociados a las estructuras volcánicas Tláloc-Telapón han producido edades de emplazamiento de 38,000 años (Huddart y González, 2004), se puede asegurar que la parte norte de la Sierra Nevada ha presentado actividad magmática dentro de los mismos períodos reportados, tanto en el Iztaccíhuatl (Nixon, 1989) como en el Popocatepetl (Schaaf et al., 2005). Esto sugiere que no ha existido una migración del magmatismo hacia el sur de esta sierra como fue sugerido en el trabajo de Márquez et al. (2001). Resulta necesario efectuar más fechamientos isotópicos en las unidades

volcánicas del Telapón con el fin de describir su historia evolutiva y confirmar lo anteriormente expuesto.

Como se mencionó en el Capítulo 3, las características petrográficas y mineralógicas que guardan los diferentes eventos del EVT son contrastantes: Se remarca que las unidades de lava basales tienden a ser predominantemente andesíticas, mientras que las lavas de la cima son más ricas en sílice. Inclusive existen productos piroclásticos de composición riolítica, como la pómez San Juan Cuauhtémoc, lo cual contrasta con las lavas observadas en el Iztaccíhuatl y Popocatepetl, cuyas clasificaciones químicas se mostraron en la Figura 7. En efecto, las unidades basales del EVT presentan composiciones predominantemente andesíticas con la existencia de asociaciones en desequilibrio como cuarzo y olivino no muy abundante, lo cual podría indicar una relativa asimilación de un magma silíceo (rico en cuarzo) o rocas encajonantes ricas en cuarzo por un magma basáltico de olivino. En la zona de estudio no se ha detectado la presencia de lavas basálticas. Sin embargo, se pueden identificar enclaves (presentes en las lavas andesíticas y dacíticas) que muestran composiciones de andesita basáltica. Esto podría indicar que existió una cámara de magmas de composición basáltica-andesítica dentro del mismo sistema magmático del EVT. Los enclaves presentes en las lavas del EVT tienen características de rocas ígneas; formas redondeadas, no tienen aureolas de contacto y los fenocristales de plagioclasa presentes en la roca encajonante se encuentran dentro de estos. Por ello se puede considerar que dichos enclaves se encontraban calientes y plásticos cuando fueron incluidos en la lava.

Las unidades de lava finales o de la cima del EVT muestran composiciones predominantemente de dacitas con estructuras de bandeamiento (bandas de color claro intercaladas con bandas de color oscuro y algunas presentando contorsiones erráticas), lo cual podría evidenciar fenómenos de mezcla de magmas o "magma-mingling" (*El magma-mingling ha sido definido desde el siglo XIX como el producto de una mezcla incompleta*

de dos magmas con composiciones contrastantes y en el que aún se pueden identificar los componentes iniciales de la mezcla. El término mezcla de magmas (*magma-mixing*) indica un proceso en el cual si ha existido una mezcla completa de los magmas formando un magma híbrido, Sklyarov y Federovskii, (2006)). Estos posibles procesos de mezcla de magmas pueden identificarse también a nivel petrográfico, ya que en la mayoría de las lavas hay fenocristales de plagioclasa de gran tamaño (~6 mm), los cuales presentan núcleos con zoneamiento normal y anillos concéntricos con textura "de tamiz", seguidos por una nueva cristalización de plagioclasa que rodea a estos anillos con bordes de reacción. Asociados a estos fenocristales se presentan fenocristales más pequeños (<2 mm) los cuales no tienen textura de tamiz pero sí bordes de reacción. Estas texturas indican desequilibrio al momento de su cristalización. Tsuchiyama (1985) mostró que si la plagioclasa ya cristalizada se calienta por encima del *liquidus*, los cristales tenderán a disolverse y redondearse formando las estructuras típicas de tamiz o bien contornos de reabsorción.

Por otra parte, en todas las muestras de andesita, dacitas y riolitas examinadas petrográficamente, se encontraron anfíboles representados por hornblenda euhedral a subhedral con prácticamente ningún óxido, otras con textura de tamiz y otras más presentándose como pseudomorfos transformados parcialmente o totalmente por agregados de óxidos de Fe y Ti. La presencia de hornblenda con textura de tamiz indicaría procesos de reabsorción y desequilibrio ocurrido en el magma, de manera muy similar a la ocurrida en las plagioclasas. Por otro lado, la existencia de hornblenda en cristales euhedrales y sin óxidos indicaría que el magma ascendió por los conductos de una manera relativamente rápida a partir de una cámara magmática relativamente somera emplazada en la corteza superior. En contraste, los anfíboles presentando reemplazamiento parcial o completo a agregados de óxidos, indicaría que el ascenso del magma ocurrió de manera lenta y estacionándose a diferentes niveles permitiendo esta oxidación (Rutherford y Hill, 1993). La mineralogía presente en las lavas del EVT

(plagioclasa \pm ortopiroxeno \pm anfíbol \pm clinopiroxeno y menores cantidades de biotita, cuarzo y olivino) es relativamente similar a la observada en las lavas y productos volcánicos del Popocatepetl (Schaaf et al., 2005) y del Complejo Volcánico Iztaccíhuatl (Nixon, 1989). De hecho, es la común encontrada en rocas de la Faja Volcánica Trans-Mexicana.

4.2 Geoquímica. Cristalización fraccionada, mezcla de magmas y asimilación cortical

Las variaciones en la concentración de elementos mayores, observadas en las unidades de lava y depósitos piroclásticos del EVT, siguen en su conjunto una evolución coherente que parece estar controlada por la cristalización de las fases minerales observadas en las láminas delgadas. Como un ejemplo se tiene que la disminución de los elementos como TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO y P_2O_5 con respecto al incremento de SiO_2 puede explicarse por procesos de cristalización fraccionada (fraccionamiento de piroxenos, óxidos de Fe-Ti, plagioclasa y apatito). En este sentido, las descripciones petrográficas y los datos de elementos mayores parecen indicar un origen cogenético para todo el conjunto de rocas del EVT (no se incluye la muestra del Domo Riodacítico Tlatelpa el cual parece ser anterior y diferente al conjunto). Esta evolución podría ser explicada mediante procesos de cristalización fraccionada a partir de un magma basáltico-andesítico primitivo (esto incluiría los enclaves de rocas ígneas encontrados). No hay que olvidar que existen ciertas evidencias petrográficas en algunas unidades de lava que indican la presencia de procesos de mezcla de magmas y/o asimilación de rocas más silíceas que complican la interpretación de un fenómeno simple de cristalización fraccionada.

En el diagrama $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ se observa una correlación positiva entre estas relaciones químicas (Figura 15), lo cual indicaría la existencia de fraccionamiento importante de clinopiroxeno a partir del magma parental. De acuerdo con las evidencias petrográficas que se tienen sobre la existencia de mezcla de magmas, se puede sugerir

que el fraccionamiento de clinopiroxeno se llevo a cabo en los magmas parentales que generaron los reservorios del volcán o en los que se infiltraron para mezclarse y formar un magma híbrido. Sin embargo, no se observa fraccionamiento importante de plagioclasa en las lavas, ya que no existen anomalías negativas importantes de Eu ($Eu/Eu^* \sim 1$) que pudieran indicar este fenómeno. Explicaciones similares sobre los patrones químicos que siguen los elementos mayores han sido presentadas para los productos volcánicos del Popocatepetl (Schaaf et al., 2005).

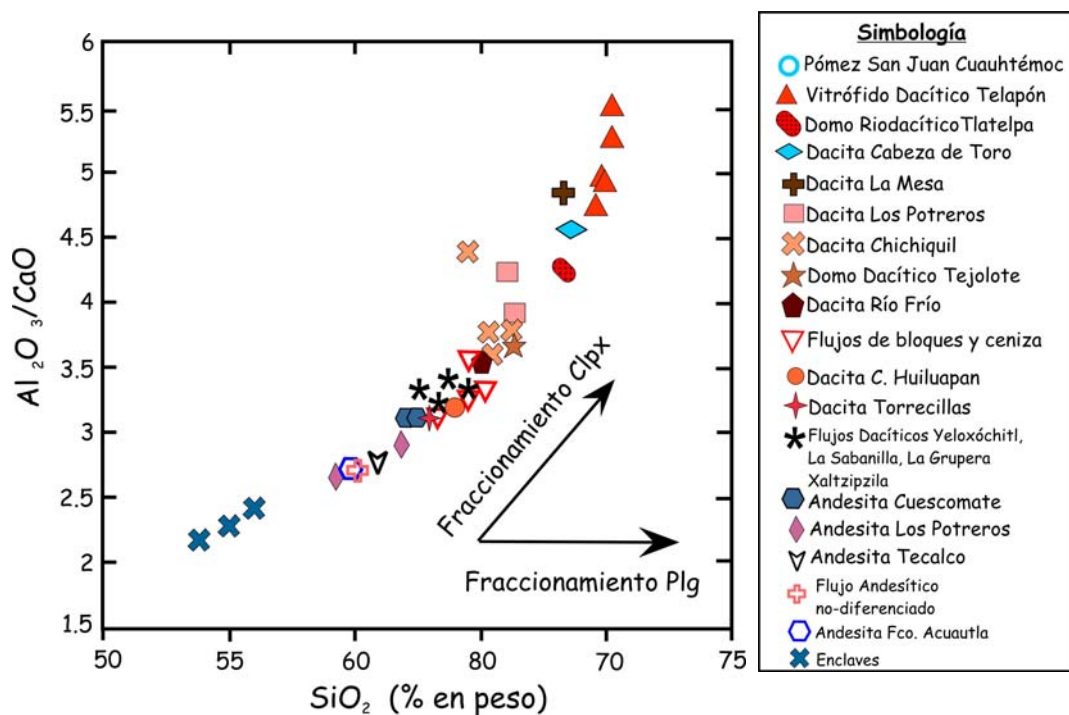


Figura 15. Diagrama de las relaciones SiO_2 vs. Al_2O_3/CaO para las lavas del Estratovolcán Telapón. Simbología similar a la Figura 7. Nótese la correlación positiva que existe en esta relación entre los valores de 53 y 66% en SiO_2 , lo que indicaría la cristalización fraccionada del clinopiroxeno (diagrama modificado de Schaaf et al., 2005).

El diagrama SiO_2 vs relaciones isotópicas de Sr (Figura 16) fue utilizado con el fin de identificar procesos de asimilación y cristalización fraccionada. Como se puede apreciar, conforme aumenta la concentración de sílice aumentan las relaciones isotópicas de Sr (correlación positiva) de todas las unidades de lava analizadas. Si se parte de una

composición relativamente primitiva, como la identificada en los enclaves de andesita basáltica (Muestras TL-45-X2, TL-45-X5 y TL-47-X1), con relaciones isotópicas de 0.7038 a 0.7039, se observa inmediatamente un aumento de los valores isotópicos para las andesitas y dacitas, de 0.7040 a 0.7046 (existen evidencias petrográficas como la presencia de minerales en desequilibrio en rocas andesíticas-dacíticas: cristales de olivino semi-absorbidos y cuarzo con coronas de reacción), mientras que los vitrificados dacíticos de las cumbres aumentan drásticamente sus valores (0.7051 - 0.7052). Las rocas y productos volcánicos del EVT presentan los valores isotópicos más radiogénicos de toda la Sierra Nevada, indicando la existencia de procesos de asimilación mucho más marcados.

Variaciones similares se observan en un diagrama de SiO_2 vs ϵNd , donde conforme aumenta la concentración de SiO_2 disminuyen los valores del ϵNd confirmando la existencia de una moderada asimilación de corteza superior. Schaaf et al. (2005) encontró también una correlación positiva para las lavas del Popocatepetl. Sin embargo, la interacción de las lavas de este estratovolcán parece ser menor que la alcanzada por las unidades del Telapón. Esto sugiere que los magmas que formaron las rocas de la cima del Telapón tuvieron un mayor tiempo de residencia en las cámaras someras, localizadas en la corteza superior, lo cual les permitió tener el tiempo suficiente para interactuar con ésta, antes de emplazarse definitivamente. Aunque no existen afloramiento de rocas antiguas en la región, ni se han encontrado aun xenolitos de corteza superior antigua; en el Pozo Texcoco-1, localizado a 17 km al NW del EVT, Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) describen la presencia de rocas carbonatadas mesozoicas a una profundidad de más de 2,000 m. Se puede considerar que probablemente estas formaciones calcáreas se encuentran por debajo de las estructuras volcánicas del EVT, las cuales también pudieron influir en las variaciones isotópicas de Sr observadas en las lavas de este estratovolcán, como fue determinado en el Popocatepetl por Schaaf et al. (2005).

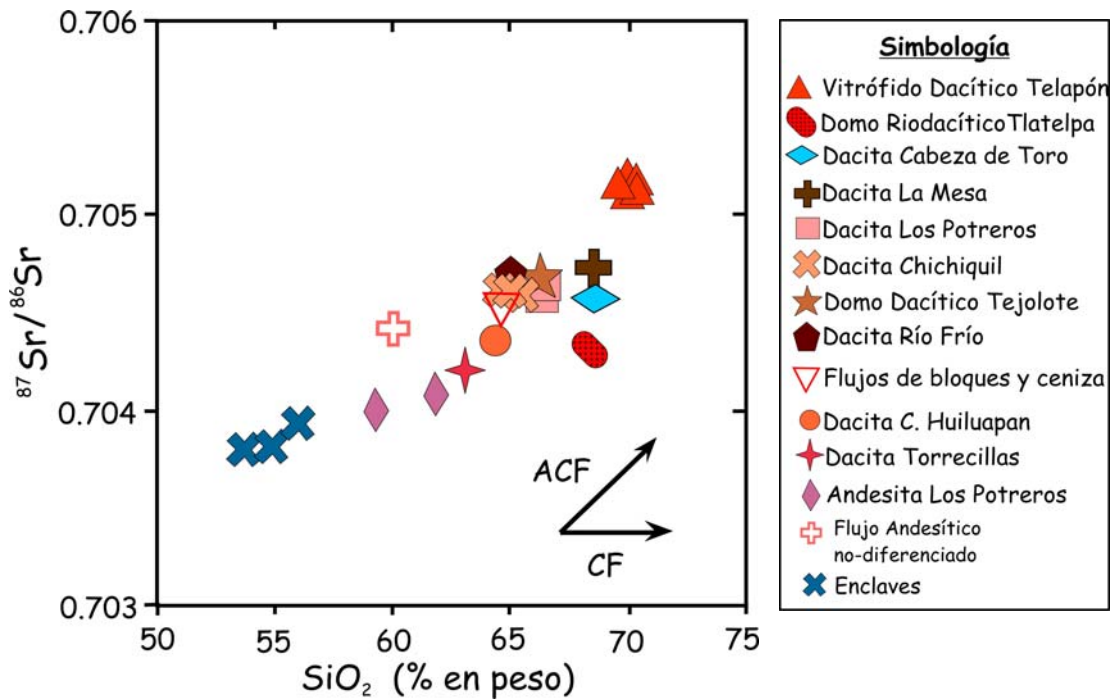


Figura 16. Variaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs índice de diferenciación (SiO_2) para las unidades del Estratovolcán Telapón. Se observa una correlación positiva indicando fenómenos de asimilación y cristalización fraccionada (ACF).

Haciendo una comparación entre los datos geoquímicos e isotópicos disponibles del complejo Tláloc-Telapón con los reportados en trabajos recientes sobre eventos de lahar ubicados al NW se tiene lo siguiente: En la localidad de Tocuila, localizada al NW de la ciudad de Texcoco y a 15 km al NW del Complejo Tláloc-Telapón, Siebe et al. (1999) identificaron una secuencia de depósitos de lahar y cenizas volcánicas que contienen restos de huesos de mamuts. El análisis mineralógico y geoquímico de muestras de pómez redondeadas obtenidas de este lahar, permitieron afirmar a estos autores que la formación del flujo de lahar fue producto de una erupción freato-pliniana ocurrida hace 14,000 años en el Popocatepetl. Esta erupción formó grandes depósitos de pómez y cenizas sobre las laderas del estratovolcán Tláloc, los cuales fueron arrastrados hacia la cuenca del lago de Texcoco, junto con los restos de huesos. Las herramientas geoquímicas utilizadas por Siebe et al. (1999) para identificar la fuente de las pómez fueron las relaciones isotópicas de Sr y Nd ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704134 \pm 29$ y $\epsilon\text{Nd} = 3.86 \pm$

0.31), y la composición petrográfica de las pómez (andesitas). Los valores anteriores contrastan con los datos geoquímicos de pómez recientes derivadas del complejo Tláloc-Telapón. En el capítulo anterior se presentaron valores isotópicos obtenidos para estas pómez riolíticas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7050 a 0.7051 y ϵNd de -0.96 a -0.02), los cuales son más radiogénicos que los valores obtenidos para las pómez de Tocuila. Por lo que se puede confirmar que los materiales de los lahares de Tocuila si pertenecen al Popocatepetl. De hecho, las relaciones isotópicas de las pómez riolíticas del Tláloc-Telapón son muy similares a las encontradas en el Vitrófido Riodacítico Telapón que cubre la cima, lo cual sugiere la existencia de una fuente común para estas lavas y pómez.

4.3 Fuente del magma

La información mineralógica de las lavas, sus texturas presentes, los patrones geoquímicos de los elementos y en cierta manera los datos isotópicos de las mismas, permiten reconocer de una manera relativamente fácil procesos como cristalización fraccionada, mezcla de magmas y dar indicios de una asimilación cortical ocurrida. Sin embargo, los procesos que dieron origen a los magmas en un ambiente de subducción, como estimar los efectos de la deshidratación de la corteza oceánica sobre la cuña del manto, reconocer la fuente del magma en el manto y otros procesos asociados, son los más difíciles de identificar.

Con la ayuda de los diagramas REE (Figura 12) se pudo identificar el enriquecimiento de los elementos de tierras raras ligeras con respecto a las pesadas, dentro de un rango relativamente reducido, sugiriendo una fuente del manto relativamente homogénea. A pesar de existir una cierta diferencia en las concentraciones de sílice (andesitas a riolitas), los patrones de comportamiento de las tierras raras son muy similares, por lo que no se distingue una fuerte influencia en las concentraciones de las tierras raras con respecto a la diferenciación. La excepción es la muestra perteneciente al Domo

Riodacítico Tlatelpa, que como ya se mencionó pertenece a otro posible fenómeno magmático. El patrón plano observado en la Figura 12 para las tierras raras pesadas (Ho-Lu) sugiere que los magmas que produjeron las rocas del EVT se generaron a profundidades < 100 km, donde ocurrió fusión parcial de rocas peridotíticas con granate estable. Comportamientos similares de tierras raras pesadas fueron detectados por Schaaf et al. (2005) en el Popocatepetl y en las rocas de la Sierra Chichinautzin por Siebe et al. (2004). Schaaf et al. (2005) proponen que, de acuerdo con la variabilidad en las concentraciones y ciertos patrones de comportamiento de las tierras raras observados, la fuente de los magmas es relativamente heterogénea para el Popocatepetl y conos monogénicos asociados. Este parece no ser el caso para la fuente magmática de los productos del EVT.

Una manera de inferir la influencia de los sedimentos asociados a la placa en subducción es mediante la relación Ba/Nb (elemento de radio iónico grande y soluble/elemento de gran potencial de ionización insoluble, según Fitton et al., (1988)), que en este caso varía de una manera elevada entre 41 y 129, con un promedio de 89. El bario al igual que el plomo, son elementos que se pueden encontrar en los sedimentos del piso oceánico en asociación con arcillas y minerales hidrotermales. En el diagrama multielemental de la Figura 11 se observa una anomalía importante de plomo con valores de entre 5 y 24 ppm, lo que indicaría que probablemente proviene de los sedimentos subducidos; mientras que Zindler y Hart (1986) encontraron valores de 0.06 ppm de Pb para las fuentes magmáticas del MORB. Las relaciones isotópicas de plomo (Figura 14) para las lavas caen entre los campos del MORB y los sedimentos del Océano Pacífico, formando un arreglo lineal con una pendiente alta, lo cual es una línea de mezcla entre estos dos polos y confirmaría el origen de este elemento. Otras relaciones de elementos incompatibles como Th/Ta muestran valores que caen entre 8 y 20, dentro del campo de los magmas asociados a márgenes continentales activas (Gorton y Schandl, 2000). Estas relaciones pueden demostrar de manera simple la posible influencia de la deshidratación de la placa

en subducción y el acarreo de importantes cantidades de elementos incompatibles de radio iónico grandes hacia la fuente magmática en el manto.

4.4 Proposición de un modelo simple de mezcla

Con el fin de evaluar los porcentajes de contaminación cortical que pudieron haber sufrido las lavas que formaron las diferentes unidades del EVT, se presenta en primer lugar un modelo simple de asimilación cortical en la Figura 17. Este consiste en utilizar un modelo de mezcla binario con datos isotópicos de Sr y Nd de las muestras del EVT. Se consideró como roca cortical a un xenolito metamórfico encontrado en la localidad de Puente Negro, Puebla y analizado por Martiny (2008), el cual sería parte del basamento existente bajo la Sierra Nevada. Se propuso una composición teórica para el manto propuesta por Menzies et al. (1987) y que consiste de una lherzolita de pargasita (muestra RS2). Las relaciones isotópicas de esta muestra son consideradas como promedios para el manto. En el trabajo de Mukasa et al. (2007) se analizaron xenocristales derivados del manto, los cuales fueron obtenidos del campo volcánico El Peñon, sector central de la FVTM. Los datos isotópicos de estos xenocristales del manto y de xenolitos del manto reportados por Schaaf et al. (1994) para San Luis Potosí, fueron utilizados en el modelo binario de mezcla como representantes del manto, pero no se obtuvo un buen ajuste con respecto a los datos isotópicos del EVT. En la Figura 17 se puede observar que existe una curva de mezcla entre los dos polos de composición que se ajusta relativamente bien a los datos isotópicos que presentan las muestras del EVT, obteniéndose valores de mezcla Manto - Corteza de 100 a 0 %, respectivamente. Se consideran estos valores consistentes con las características petrográficas observadas. Sin embargo, este modelo no considera procesos de cristalización fraccionada.

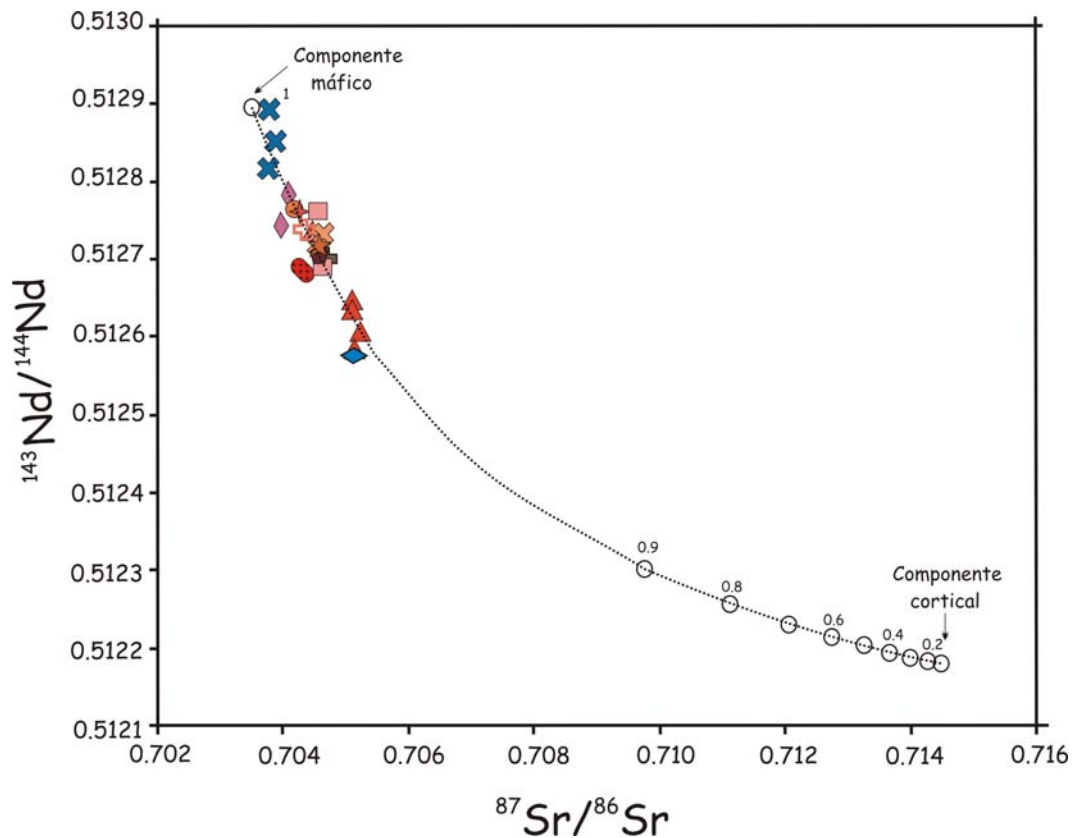


Figura 17. Modelo isotópico ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) de mezcla binario que asume únicamente la existencia de procesos de asimilación cortical, los cuales produjeron la diferenciación observada en las rocas del EVT. Círculos abiertos = porcentajes de mezcla entre el componente máfico (Lherzolita de espinela de Menzies et al. (1987) y el componente cortical (Xenolito de Puente Negro (PN17) de Martiny (2008) (simbología similar a la Figura 16).

Con el fin de inferir otros fenómenos magmáticos ocurridos, se consideró un modelo de diferenciación magmática tipo asimilación-cristalización fraccionada (AFC). En este sentido, se utilizaron las ecuaciones propuestas por DePaolo (1981). Para desarrollar este modelo, se consideraron una serie de suposiciones, que es necesario aclarar: (1), Se propone que las rocas andesíticas, dacíticas y vitrificados dacíticos-riolíticos del EVT se generaron a partir de un magma andesítico basáltico similar a los enclaves encontrados en las lavas de la Andesita Los Potreros (TL-47-X1) o de la Dacita Cerro Huiluapan (TL-45-X2, TL-45-X5). Como se mencionó en el Capítulo 3, en el área de estudio no se han

encontrado materiales basálticos que pudieran ser utilizados como magma primitivo. Por lo tanto, se eligieron estos enclaves ígneos como posible magma "primitivo" de la zona de estudio. (2) En la región no se ha identificado tampoco la existencia de afloramientos de rocas del basamento que pudieran servir como corteza continental "contaminante" del magma que formó las unidades del EVT. Sin embargo, se propusieron las siguientes composiciones de corteza contaminante: Primero, se consideró que las rocas del basamento bajo la Sierra Nevada estuvieran compuestas por rocas sedimentarias, cuya composición geoquímica e isotópica fuera similar a los xenolitos meta-sedimentarios encontrados en la Pómez Tutti-Frutti del Popocatepetl por Schaaf et al. (2005). Otra posible fuente de corteza contaminante resulta de asumir que xenolitos metamórficos encontrados en la localidad de Puente Negro (muestra PN-17, Martiny, 2008) podrían ser parte del basamento antiguo que se encuentra por debajo de la Sierra Nevada. Una propuesta alternativa fue la de utilizar las composiciones y valores isotópicos de Sr promedio encontrados en xenolitos presentes en eventos volcánicos del Nevado de Toluca y encontrados por Martínez-Serrano et al. (2004).

El modelo de asimilación y cristalización fraccionada que mejor se ajusta a las variaciones isotópicas y químicas de Sr observadas en las lavas del EVT, se presenta en la Figura 18. En este modelo se tomaron como condiciones una composición inicial andesítica-basáltica similar a los enclaves ígneos encontrados en el EVT y un contaminante cortical del tipo xenolitos metamórficos del sitio Puente Negro (Martiny, 2008). La distribución de los datos del EVT en esta figura sugieren un carácter compatible ($D=2$, donde D es el coeficiente de partición del elemento) para el Sr, con valores de $r = 0.15$ (r es la relación asimilación en el magma/cristalización en el magma), es decir, predomina por mucho el fenómeno de cristalización fraccionada del magma con respecto a la asimilación y existe un valor de magma residual F de entre 90 y 50%. Si se considera un basamento con una composición similar a los xenolitos metasedimentarios encontrados en el Popocatepetl, se tendría un modelo con parámetros de $D = 2$ para el Sr

y $r = 0.9$, lo cual no es lógico ya que se tendría una relación asimilación de corteza antigua prácticamente igual al fenómeno de cristalización fraccionada, lo que no se refleja en las características de las rocas del EVT. Un modelo relativamente similar al mostrado en la Figura 18 resultaría de proponer una corteza contaminante cuyas características químicas e isotópicas fueran similares a las presentes en los xenolitos del Nevado de Toluca propuestas por Martínez-Serrano et al. (2004).

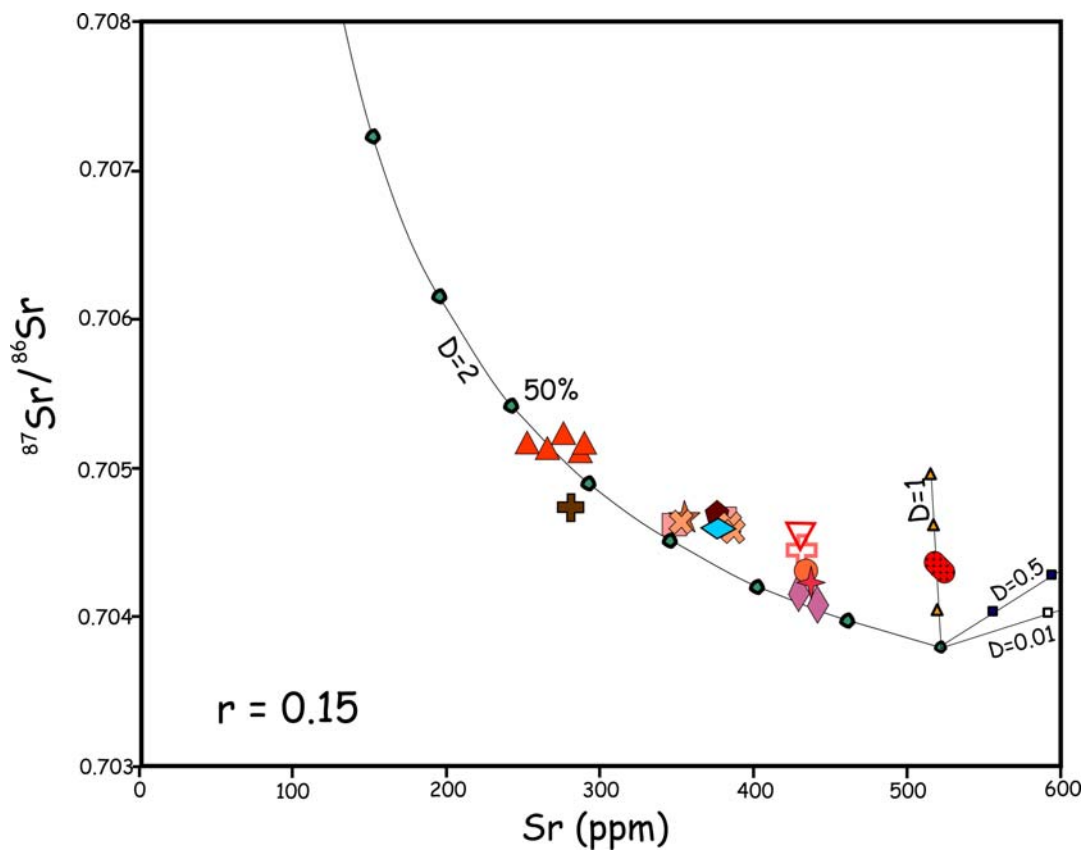


Figura 18. Modelo AFC de variación de las concentraciones de estroncio vs relaciones isotópicas de estroncio para las rocas del EVT. Componente inicial = enclave ígneo de la muestra TL-45-X2; componente cortical = xenolito metamórfico PN-17 de Puente Negro, Puebla (Martiny, 2008). D = coeficiente de partición de los elementos, $D > 1$ elemento compatible, $D < 1$ elemento incompatible (simbología similar a la Figura 16).

Las variaciones mineralógicas, texturales, químicas de elementos mayores y traza, e isotópicas observadas en las lavas del EVT, pueden ser explicadas por más de un proceso

magmático. Así se propone la existencia de un magma inicial básico, producido a partir de la fusión de la cuña del manto metasomatizado, el cual sufrió principalmente procesos de cristalización fraccionada dentro de una cámara magmática relativamente somera. Al mismo tiempo, pudo haber ocurrido asimilación de la roca encajonante de la cámara o de los conductos por los que ascendió, produciendo cambios en las relaciones isotópicas iniciales del magma basáltico. Estos magmas modificados sufrieron procesos de mezcla cuyas composiciones iniciales de los dos miembros fueron basaltos y riolitas (existen abundantes evidencias sobre la mezcla completa e incompleta entre estos dos tipos de magmas, por ejemplo, estructuras de magma-mingling). La mezcla pudo ocurrir en cámaras magmáticas someras reteniendo las características de mezcla incompleta (mingling) al momento de su emplazamiento.

Capítulo 5. Conclusiones

- El estudio geológico y estratigráfico del Estratovolcán Telapón permitió la proposición de un mapa geológico, el cual permitió la identificación de por lo menos 15 unidades de lava y depósitos piroclásticos, que fueron emplazadas en diferentes episodios y por diversos conductos asociados a este estratovolcán.
- A pesar de no existir abundantes fechamientos isotópicos de las unidades de lava, se considera que éstas se emplazaron dentro de un rango de edades comprendido entre ~0.7 Ma y 0.274 Ma. En cuanto a las edades de emplazamiento de los diferentes depósitos piroclásticos encontrados en los flancos del EVT, se considera que son menores a 0.274 Ma, ya que contienen líticos de vitrófido provenientes de la cima, fechado con esta edad. Por lo tanto, de acuerdo con las edades obtenidas de los diferentes complejos volcánicos de la Sierra Nevada, se considera que existió una contemporaneidad de los eventos magmáticos a lo largo de ésta.
- Las unidades basales del EVT presentan una composición predominantemente andesítica, con pequeñas evidencias de una asimilación de corteza antigua, mientras que las unidades superiores son definitivamente dacíticas a riolíticas con evidencias de una mayor asimilación de corteza continental, pero todas pertenecientes al campo calcoalcalino. Estas últimas composiciones de rocas son inéditas en la Sierra Nevada, ya que en las estructuras del Popocatepetl o Iztaccíhuatl no se presentan.
- Las características geoquímicas e isotópicas del Estratovolcán Telapón indican la existencia de magmas producidos por procesos de fusión parcial de un manto empobrecido metasomatizado, relativamente homogéneo, el cual sufrió los efectos de diversos procesos magmáticos como fueron: cristalización fraccionada, moderada asimilación cortical y mezcla de magmas. Estos fenómenos son comunes en las unidades de rocas existentes en el Popocatepetl e

Iztaccíhuatl; aunque para el caso de rocas del Popocatepétl y rocas de la Sierra Chichinautzin se considera la presencia de una fuente magmática heterogénea.

- El enriquecimiento de los elementos tipo LIL (Cs, Rb, Sr, Ba, K) y el Pb, con respecto al empobrecimiento de los elementos HFS (Nb, Ta), además de las evidencias isotópicas de Pb, pueden ser explicados por la contribución de los componentes químicos heredados de la placa en subducción bajo la placa de Norte América. Este es un fenómeno que se ha observado en importantes centros volcánicos de la FVTM.

- Existen algunas evidencias sobre la composición del manto superior presente bajo la FVTM, como xenocristales encontrados en el campo volcánico El Peñon, las cuales al utilizarlas en un modelo de mezcla AFM no permiten ajustarse correctamente a los datos geoquímicos e isotópicos encontrados en el EVT. Sin embargo, al utilizar como miembro inicial la composición de enclaves andesítico-basálticos encontrados en algunas lavas del EVT y como miembro final la composición de corteza continental antigua representada por el xenolito PN-17, se obtiene un buen ajuste del modelo AFM para las rocas del EVT.

- Finalmente, es necesaria la obtención de más edades isotópicas de las lavas con el fin de establecer una relación estratigráfica de eventos magmáticos más detallada y explicar fenómenos volcánicos locales. Así mismo, será necesario el caracterizar detalladamente los diferentes procesos de mezcla de magmas, asimilación cortical y velocidad de ascenso de magmas a través de los conductos, utilizando técnicas geoquímicas específicas como es el estudio de características cristaloquímicas de minerales.

Referencias

- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F. and Ferrari, L., 1999. Effects of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt: Reply: *Geology*, v. 26 (7), pp. 591-594.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Orozco-Esquivel, M. T., Vasallo-Morales, L. and Xu, S., 2002. El Sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: implicaciones en la deformación post-Eocénica del centro de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 55, pp. 12-29.
- Allan, J., 1986. Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, pp. 473-485.
- Alva-Valdivia, L., Goguitchaichvili, A., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Ferrari, L. and Zamorano, J., 2000. Paleomagnetic data from the trans-Mexican Volcanic Belt: implications for tectonics and volcanic stratigraphy: *Earth, Planets and Space*, v. 52, pp. 467-478.
- Atlas, Z.D., Dixon, J.E., Sen, G., Finny, M. and Martin del Pozzo, A.L. 2006. Melt inclusions from Volcan Popocatepetl and Volcán de Colima, Mexico: Melt evolution due to vapor-saturated crystallization during ascent: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 153, pp. 221-240.
- Boudal, C. 1985. *Pétrologie d'un gran volcan andésitique mexicain: le Popo—le rôle de mélanges de magmas dans les dynamismes de l'activité*: D. Sc. thesis, Université de Clermont-Ferrand II, Centre de Recherches Volcanologiques, pp. 140.
- Boudal, C. et Robin, C. 1987. Relation entre dynamismes éruptifs et réalimentation magmatiques d'origine profonde au Popocatepetl: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 25, pp. 955-971.
- Boudal, C. and Robin, C., 1989. Volcan Popocatepetl: recent eruptive history, and potential hazards and risks in future eruptions, en Latter, J.H. (ed.), *Volcanic Hazards, IAVCEI Proceedings in Volcanology*: Berlin, Springer Verlag, v.1, pp. 110-128.
- Campillo, M., Singh, S.K., Shapiro, N., Pacheco, J. and Herrmann, R., 1996. Crustal structure south of the Mexican Volcanic Belt, based on group velocity dispersion: *Geofísica Internacional*, v. 35(4), pp. 361-370.

- Cantagrel, J. and Robin, C., 1979. K-Ar dating on eastern Mexican Volcanic rocks- relations between the andesitic and the alkaline provinces: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 5, pp. 99-114.
- Cantagrel, J.M., Gourgaud, A. and Robin, C. 1984. Repetitive mixing events and Holocene pyroclastic activity at Pico de Orizaba and Popocatepetl (México): *Bulletin of Volcanology*, v. 47, pp. 1-4.
- Capra, L., Poblete, M.A. and Alvarado, R., 2004. The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (Central México): textural and sedimentological constraints on their origin and hazards: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 131, pp. 351-369.
- Carrasco-Núñez, G., Milán, M. and Verma, S.P, 1989. *Geología del volcán El Zamorano, estado de Querétaro*: *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, v. 8, pp. 194-201.
- Carrasco-Núñez, G., 2000. Structure and proximal stratigraphy of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México, en: Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J.M.ç, (eds.), *Cenozoic volcanism and tectonics of México*: Boulder, Colorado, *Geological Society of America Special Paper*, v. 334, pp. 247-262.
- Castro Govea, R. 2007. *Historia eruptiva del volcán La Malinche y estudio del emplazamiento del flujo piroclástico Pilares Superior*: Tesis de Doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 158 p.
- Church, S.E., and Tatsumoto, M. 1975. Lead isotope relations in oceanic ridge basalts from the Juan de Fuca-Gorda Ridge area N.E. Pacific Ocean: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 53, pp. 253-279.
- Contreras, J. and Gómez-Tuena, A., 1999. Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt. *Comment: Geology*, v. 27, pp. 571-572.
- De-la Cruz-Reyna, S., Quezada, J.L., Peña, C., Zepeda, O. y Sánchez, T. 1995. *Historia de la actividad del Popocatepetl (1354-1995)*, en: *Volcán Popocatepetl estudios realizados durante la crisis de 1994-1995*. México DF, Secretaría de Gobernación, Sistema Nacional de Protección Civil, Centro Nacional de Protección de Desastres, Universidad Nacional Autónoma de México, pp. 3-22.

- DePaolo, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization: *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 53, pp. 189-202.
- DePaolo, D.J. and Wasserburg, G.J. 1976. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: *Geophysical Research Letters*, v. 12, p. 743-746.
- Espinasa-Pereña, R., and Martin del Pozzo, A.L. 2006. Morphostratigraphic evolution of Popocatepetl Volcano: *Geological Society of America Bulletin*. Special paper 402, pp. 115-137.
- Faure, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. John. Wiley, 589 p.
- Ferrari, L. 2004. Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico: *Geology*, v. 32(1), pp. 77-80.
- Ferrari, L. and Rosas-Elguera, J. 2000. Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic-Zacoalco rift revised, *en* Aguirre-Díaz, G., Delgado-Granados, H., Stock, J. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper*, v. 334, pp. 42-64.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J. and Hernández-Bernal, M.S. 2003. Volcanic record and age of formation of the Mexico City basin: *GEOS*, v. 23 (2), *Union Geofísica Mexicana, Resúmenes y programas*, pp. 120.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Orozco-Esquivel, M., Carrasco-Núñez, G. and Norato-Cortez, T. 2005. Digital geologic cartography of the Trans-Mexican Volcanic Belt and adjoining areas: *Digital Geosciences*, Universidad Nacional Autónoma de México, <http://satori.geociencias.unam.mx/digital_geosciences>, 1 mapa, 2 p. texto.
- Fitton, J.G., James, D., Kempton, P.D., Ormerod, D.S., and Leeman, W.P. 1988. The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basin magmas in the western United States, in *Oceanic and Continental lithosphere: similarities and differences*, Menzies M.A and Coc K.G. (eds): *Journal of Petrology, Special Lithosphere Issue*, pp. 331-349.
- Frey, H., Lange, R., Hall, C. and Delgado-Granados, H. 2004. Magma eruption rates constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology and GIS for the Ceboruco-San Pedro

- volcanic field, western Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, pp. 259-276.
- Fries, C. Jr. 1960. *Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México*: Boletín del Instituto de Geología, UNAM, v. 60, pp. 236.
- Fries, C. Jr. 1962. *Resumen de la Geología de la Hoja Pachuca, Estados de Hidalgo y México: Hoja Pachuca 14 Q-c (11) Esc.: 1:100,000*, Instituto de Geología, UNAM.
- García-Palomo, A., Macías, J.L. and Garduño, V.H. 2000. Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca Volcano region, Central México: *Tectonophysics*, v. 318, pp. 281-302.
- García-Palomo, A., Macías, J., Tolson, G., Valdez, R., and Mora-Chaparro, J., 2002. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Transmexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, v. 41, pp. 133-150.
- García-Palomo, A., Zamorano, J.J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R. y Macías, J.L. 2008. El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, pp. 158-178.
- Geolimax Working Group. 1994. Reflections of the subducting plate? First results of a Mexican geotraverse. In Miller, H., Rosenfeld, U., Weber-Diefenbach, K. (eds.), 13. *Symposium on Latin-America Geosciences: Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1. Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie*, v. 1-2, pp. 541-553.
- Gill, J. B., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*: Berlin, Springer-Verlag, xiv, pp. 390.
- Gilbert, C., Mahood, G. and Carmichael, I. 1985. Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 24, pp. 169-191.
- Gómez-Tuena, A. and Carrasco-Núñez, G. 2000. Cerro Grande Volcano: The evolution of a Miocene stratocone in the Early Transmexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, v. 318, pp. 249-280.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C., Goldstein, S., Ortega-Gutiérrez, F. and Carrasco-Núñez, G. 2003. Temporal control of subduction magmatism in the

Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions and crustal contamination: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(8), doi:10.1029/2003GC000524, 1-33. Disponible en línea.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M:T., and Ferrari, L. 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Tomo LVII, núm. 3*, pp. 227-285.

Gorton, M.P. and Schandl, E. S. 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks: *Canadian Mineralogist* v. 38, pp. 1065-1073.

Hart, S.R., 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle: *Nature* v. 309, pp. 753- 757.

Haskin, L.A., Haskin, M.A, Frey, F:A., Wildman, T.R., 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths, in Ahrens, L.H., ed., *Origin and distribution of the elements*, v. 1: Oxford, Pergamon, pp. 889-911.

Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M. and McDermott, F. 1993. Mantle and slab contributions in arc magmas: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 21, pp. 175-204.

Hemming, S.R. and McLennan, S.M. 2001. Pb isotope compositions of modern deep sea turbidites: *Earth Planetary Science Letters*, v. 184, pp. 489- 503.

Hernández-Javier, I. 2007. *Geología y geomorfología volcánica de la región de los yacimientos de obsidiana de Otumba en el sector norte de la Sierra Nevada de México*. Tesis de Licenciatura en Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, 115 p.

Huddart, D. and González, S. 2004. Pyroclastic flows and associated sediments, Tláloc-Telapón, piedmont fringe of the eastern basin of Mexico: In Aguirre-Diaz, G., Macías, J.L. and Siebe, C. (eds.), *Penrose Conference*, UNAM, Metepec, Puebla, México, pp.35.

Inguaggiato, S., Martin de l Pozzo, A.L., Aguayo, A., Capaso, G. and Favara, R. 2005. Isotopic, chemical and dissolved gas constraints on spring water from Popocatepetl Volcano (Mexico): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 141, pp. 115-137.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1989. Carta topográfica CHALCO E14B31, Escala 1: 50 000. Segunda Impresión 2003.

- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1989. Carta topográfica SAN MARTIN TEXMELUCAN (E14B32), Escala 1: 50 000. Segunda Impresión 2003.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, pp. 523-548.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, v. 27(3), pp. 745-750.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford, pp. 193.
- López-Infanzón, M. 1991. Petrologic study of the volcanic rocks in the Chiconquiaco-Palma Sola area, central Veracruz, Mexico: New Orleans, Tulane University, Tesis de maestría, 139 p.
- Lugo-Hubp, J. and Salinas-Montes, A. 1996. Geomorfología de la Sierra de Guadalupe (al norte de la Ciudad de México) y su relación con peligros naturales: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13 (2), pp. 240-251.
- Macías-Vázquez, J.L., Carrasco-Nuñez, G., Delgado-Granados, H., Martín del Pozzo, A.L., Siebe-Grabach, C., Hoblitt, R.P., Sheridan, M.F., Tilling, R.I., Bonifaz, R., Cabrera, A.L. and Alvarez, R. 1995. Mapa de Peligros del Volcán Popocatepetl, escala 1:250,000: Instituto de Geofísica, 1 Mapa, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Macías, J.L. and Siebe, C. 2005. Popocatepetl's crater filled to the brim: Significance for hazard evaluation: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 141, pp. 327-330.
- Macías-Vázquez, J.L., Capra-Pedol, L., 2005. Los volcanes y sus amenazas: México, D.F., Secretaría de Educación Pública, Fondo de Cultura Económica, Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, *La Ciencia para todos*, pp. 210, 159.
- Márquez, A., Oyarzún, R., Doblas, M. and Verma, S. 1999. Alkalic (oceanic island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin?: *Geology*, v. 27, pp. 51-54.

- Márquez, A., Oyarzun, R., De Ignacio, C. and Doblas, M. 2001. Southward migration of volcanic activity in the central Mexican volcanic belt: asymmetric extension within a two-layer crustal stretching model: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 112, pp. 175- 187.
- Martín-Del Pozzo, A. 1982. Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico: *Bulletin of Volcanology*, v. 45, pp. 9-24.
- Martin del Pozzo, A.L., González-Morán, T., Espinasa-Pereña, R., and Butron M.A. 2008. Characterization of recent ash emissions at Popocatépetl volcano, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 170, pp. 61-75.
- Martínez-Serrano, R. G., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, M. S., Hernández-Treviño, T., Morales-Contreras, J. J. and Macías, J. L. 2004. Sr, Nd and Pb isotope and geochemical data from the Quaternary volcanism of Nevado de Toluca and Tenango Volcanic Field, Mexico: a source of recent adakitic magmatism: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* v. 138, pp. 77-110.
- Martiny K, B. M. 2008. *Estratigrafía y Geoquímica de las rocas magmáticas del Paleógeno en el occidente de Oaxaca y su significado petrogenético y tectónico: Tesis de Doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 160 p.*
- Meier, M., Grobéty, B., Arce, J.L., and Rueda, H. 2007. Origin and age of the volcanic rocks of Tláloc Volcano, Sierra Nevada, Central Mexico: *AGU abstracts in Acapulco, Mexico.*
- Menzies, M.A. and Hawkesworth, C.J. 1987. *Mantle metasomatism: London Academic Press, 472 p.*
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I. and Renne, P. 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, pp. 383-394.
- Mooser, F., Meyer-Abich, H. and McByrney, A.R. 1958. *Catalogue of Active volcanoes of the World. Part VI, Central America: International Volcanology Association, Napoli, Italia, Part VI*

- Mooser, F. 1975. Historia geológica de la Cuenca de México. En: Memoria de las obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal. México D.F., DDF, T. v. 1, pp. 7-38 y mapa Geológico.
- Mooser, F., Nairn, A. E. M. and Negendank, J. F.W. 1974. Palaeomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks; VIII. A palaeomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico: *Geologische Rundschau*, v. 63, pp. 451-483.
- Mukasa S. B., Blatter D. L. and Andronikov A. V., 2007. Mantle peridotite xenoliths in andesite lava at El Peñoñ, central Mexican Volcanic Belt: Isotopic and trace element evidence for melting and metesomatism in the mantle wedge beneath an active arc: *Earth Planetary Sciences and Letters*, v. 260, pp. 37-55.
- Nakamura, N. 1974. Determinations of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. v. 38, pp. 757-775.
- Nieto-Obregón, J., Delgado-Argote, L. and Damon, P. 1981. Relaciones petrológicas y geocronológicas del magmatismo de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico en Nayarit, Jalisco y Zacatecas, en XIV Convención Nacional, Memoria Técnica: México, Asociación Ingenieros Mineros, Metalúrgicos y Geólogos de México, pp. 327-361.
- Nixon, G. 1988a. Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccíhuatl volcano, Mexico: I. Disequilibrium phenocrysts assemblages as indicators of magma chamber processes: *Journal of Petrology*, v. 20, pp. 213-264.
- Nixon, G. 1988b. Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccíhuatl volcano, México: II. Chemical stratigraphy, magma mixing, and the composition of basaltic magma influx: *Journal of Petrology*, v. 29, pp. 265-303.
- Nixon, G. T. 1989. The geology of Iztaccíhuatl Volcano and adjacent areas of The Sierra Nevada and Valley of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, (219), 58 p., 1 mapa.
- Nixon, G., Demant, A., Armstrong, R. and Harkal, J. 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, v. 26, pp. 109-158.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J. and Centeno-García, E. 1995. Oaxaquia, a Proterozoic

- microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, v. 23 (12), pp. 1127-1130.
- Oviedo de León, A. 1970. El conglomerado Texcoco y el posible origen de la Cuenca de México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v. 2, pp. 5-20.
- Pardo, M. and Suárez, G. 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications: *Journal of Geophysical Research* v. 100, pp. 12357-12373.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V., Tibaldi, A. and Vezzoli, L. 1991. *Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacán: Boulder, CO, Geological society of America, Map and Chart series MCH072, 1 mapa con texto, 22 p.*
- Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich, pp. 230-249.
- Pérez-Cruz, G. 1988. Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México: Tesis de Maestría, División de Estudios de Postgrado, Facultad de Ingeniería, UNAM, 100 p.
- Pérez-Venzor, J. A., Aranda-Gómez, J. J., McDowell, F. W. and Solorio Munguía, J. G. 1996. *Geología del Volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13 (2), pp. 174-183.
- Pier Jean G., Podosek Frank A., Luhr James F. and Brannon Joyce C., 1989. Spinel-lherzolite-bearing Quaternary volcanic centers in San Luis Potosi, Mexico. 2. Sr and Nd isotopic systematic: *Journal of Geophysical Research* v. 94, pp. 7941-7951.
- PETDB Database. 2008. *Geochemical database of the Ocean Floor*. <http://petdb.columbia.edu>.
- Righter, K. and Rosas-Elguera, J., 2001. Alkaline lavas in the volcanic front of the western mexican volcanic belt: geology and petrology of the Ayutla and Tapalpa volcanic fields: *Journal of Petrology*, v. 42 (12), pp. 2333-2361.
- Righter, K., Carmichael, I., Becker, T. and Renne, R., 1995. Pliocene to Quaternary volcanism and tectonics at the intersection of the Mexican Volcanic Belt and the Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, pp. 612-626.

- Robin, C. 1984. Le volcan Popocatépetl (Mexique): structure, évolution pétrologique et risqué: *Bulletin of Volcanology*, v. 47, pp. 1-23.
- Robin, C. and Boudal, C. 1987. A Gigantic Bezymianny-Type event at the beginning of modern Volcano popocatépetl: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 31, pp. 115-130.
- Rollinson, H. 1993. Using geochemical data; evaluation, presentation, interpretation: Essex, Longman Scientific & Technical, xiv, 315 p.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Lopez-Martinez, M. and Urrutia-Fucugauchi, J. 1997. Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and the triple junction area, western Mexico: *International Geology Review*, v. 39, pp. 125-140.
- Rosas-Elguera, J., Alva-Valdivia, L., Goguitchaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Ortega-Rivera, M. A. and Archibald, D. 2003. Counterclockwise rotation of the Michoacan block: implications for the tectonics of western Mexico: *International Geology Review*, v. 45, pp. 814-826.
- Rossotti, A., Ferrari, L., López-Martínez, M. and Rosas-Elguera, J. 2002. Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 19, pp. 1-15.
- Rutherford, M.J. and Hill, P.M. 1993. Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens eruptions: *Journal of Geophysical Research* v. 98, pp. 19667-19685.
- Rueda, H., Arce, J., Macías, J.L., and García-Palomo, A. 2006. A~31 ka Plinian-subplinian eruption at Tláloc Volcano, Sierra Nevada, Mexico: *EOS Trans.AGU*, 87(52), Fall Meet. Suppl. Abstract # V33B-0668, San Francisco, U.S.A.
- SARM 2007. Service d'Analyse de roches et minéraux du CNRS. www.crpq.cnrs-nancy.fr/SARM/index.html.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F. and Speed, R. 1993. Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico: Boulder, CO: Geological Society of America, Special Paper, v. 278, pp. 153.
- Schaaf, P., Heinrich W. and Besch T. 1994. Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenoliths suite: *Chemical Geology*, v. 118, pp. 63-84.

- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C. and Macías, J. 2005. Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatépetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico: *Journal of Petrology*, v. 46(6), pp. 1243-1282.
- Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Rodríguez-Elizarrarás, R.S., Castro, R., Delgado, H., 1995. Quaternary Explosive Volcanism and Pyroclastic Deposits in East-Central México: Implications for Future Hazards: *Geological Society of America*, v. 1, pp. 1-48.
- Siebe C., Schaaf P., Urrutia-Fucugauchi J., 1999. Mammoth bones embedded in a late Pleistocene lahar from Popocatépetl volcano, near Tocuila, central Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111 (10), pp. 1550-1565.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J. and Obenholzner, J. 1996. Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: Past key to the future?: *Geology*, v. 24, pp. 399-402.
- Siebe, C., Quintero-Legorreta, O., García-Palomo, A. and Macías, J. 1999. Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt. Comment: *Geology*, v. 27, pp. 572-573.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P. and Abrams, M. 2004a. Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 2712, pp. 1-30.
- Siebe, C. and Macías, J.L. 2004. Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatépetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field. Field Guide, Penrose Conference, Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism, January 2004, State of Puebla, Mexico. Boulder, CO: Geological Society of America, 77 pp., doi: 10.1130/0-8137-0005(2004)0005<0000: VHITMC>2.0.CO;2.
- Siebert, L. and 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*, v. 115, pp. 179-205.
- E. V. Sklyarov, E.V. and Federovskii, V.S. 2006. Magma Mingling: Tectonic and Geodynamic Implications: *Geotectonics*, v. 40, (2), pp. 120-134.

- Schlaepfer, C. J. 1968. Resumen de la Geología de la Hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos. Hoja México 14Q-h (5), Escala 1:100,000, Instituto de Geología, UNAM.
- Stacey, J.S. and Kramers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth Planetary Sciences and Letters*, v. 26, pp. 207-221.
- Straub, S. M. and Martin del Pozzo, A.L. 2001. The significance of phenocryst diversity in tephra from recent eruptions at Popocatepetl volcano (central Mexico): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 140, pp. 487-510.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes, *en* Saunders, A.D., Norry, M.J., (eds.), *Magmatism in the ocean basins: Geological Society, (London) Special Publication Classics*, v. 42 pp. 313-345.
- Suter, M., 1999. Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt. *Comment: Geology*, v. 27, pp. 571.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M. 1985. *The Continental Crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, pp. 312.
- Tsuchiyama, A. 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anortite, and origin of dusty plagioclase in andesite: *Contributions to Mineralogy and petrology*, v. 89, pp. 1-16.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J. 1996. Bouger gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico: *International Geology Review*, v. 38, pp. 176-194.
- Valdez-Moreno, G., Aguirre-Díaz, G., López-Martínez, M. 1998. El Volcán La Joya, Edos. de Querétaro y Guanajuato. Un estratovolcán antiguo del cinturón volcánico mexicano: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15 (2), pp. 181-197.
- Vázquez-Sánchez, E. y Jaimes-Palomera, R. 1989. Geología de la Cuenca de México: *Geofísica Internacional*, v. 28, pp. 133-190.
- Vázquez-Selem, L. 1997. Late Quaternary glaciation of Táyotl volcano, Central Mexico: *Quaternary International*, v. 43/44, pp. 67-73.

- Verma, S.P., López, M.M. and Terrel, D. J. 1985. *Geochemistry of Tertiary Igneous rocks from Arandas-Atotonilco area, northern Jalisco, Mexico: Geofísica Internacional Special Volume on Mexican Volcanic Belt-Part 1* (Ed. S.P. Verma), v. 24, pp. 31-45.
- Verma, S. and Carrasco-Núñez, G., 2003. Reappraisal of the geology and geochemistry of Volcán Zamorano, central Mexico: implications for discriminating the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt provinces: *International Geology Review*, v. 45, pp. 724-752.
- White, S.E. 1956. Probable substages of glaciation on Iztaccihuatl, Mexico: *Journal of Geology*, v. 64, pp. 289-295.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, 446 pp.
- Wilson, B.W., Hernández M., J.P. y Meave, T.G. 1956 Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del Estado de Querétaro, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 18, pp. 1-10.
- Wood, D.A., Joron, J.L., Treuil, M., Norry, M. and Tarney, J. 1979. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and surrounding ocean floor: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 70, pp.319-339.
- Zindler, A. and Hart, S.R. 1986. *Chemical Geodynamics*. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 14, pp. 493-571.

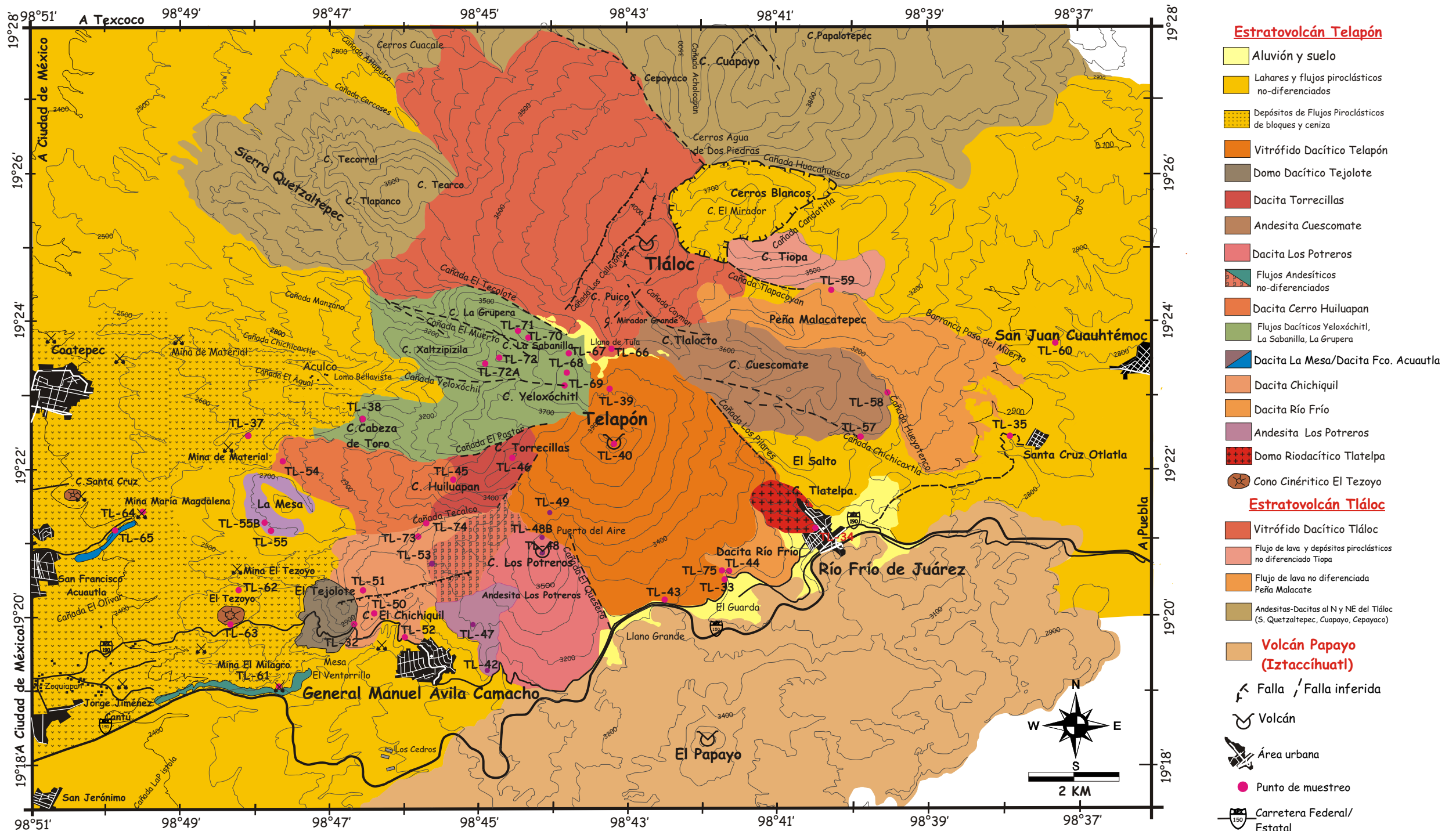


Figura 6.