

Geología y geoquímica de las lavas pleistocénicas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México

Gloria P. García-Tovar¹ y Raymundo G. Martínez-Serrano^{2,*}

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Cd. Universitaria, Coyoacán 04510, México D.F., México.

² Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Cd. Universitaria, Coyoacán 04510, México D.F. México.

* rms@geofisica.unam.mx

RESUMEN

El estratovolcán Telapón se ubica en la parte norte de la Sierra Nevada, dentro de las porciones centro-oriental de la Faja Volcánica Transmexicana. Estudios geológicos, estratigráficos y cinco fechamientos K-Ar; así como análisis geoquímicos desarrollados en esta estructura volcánica permitieron identificar diversos domos, flujos de lava y depósitos piroclásticos, cuya distribución se presenta en un mapa geológico. Las diferentes rocas se agruparon en dos eventos principales: Evento Volcánico Inferior de andesitas – dacitas, ocurrido entre 1.03 ± 0.02 y ca. 0.65 Ma, y Evento Volcánico Superior de dacita – riolita emplazado entre ca. 0.65 Ma y ca. 35,000 años. La cima del estratovolcán (4,060 m s.n.m.) es ocupada por el último evento lávico dacítico, emplazado hace 274,000 años, mientras que los flancos de esta estructura son ocupados por potentes depósitos piroclásticos dacítico-riolíticos producidos por flujos piroclásticos de bloques y cenizas, así como por eventos plinianos que ocurrieron alrededor de los 35,000 años. De acuerdo con las nuevas edades obtenidas del Telapón, se puede asegurar que su actividad volcánica es contemporánea con la registrada en las estructuras volcánicas Iztaccíhuatl y Popocatepetl de la Sierra Nevada.

En las lavas predominan las texturas porfídicas, con fenocristales que presentan evidencias de desequilibrio magmático y mezcla de magmas. En el diagrama SiO₂ vs. álcalis, las rocas se clasificaron como andesita basáltica, andesita, dacita y riolita (53–73 % en peso de SiO₂); todas presentan una afinidad calcoalcalina. Los patrones de comportamiento de los elementos traza para todas las rocas son muy similares e indican una fuente magmática común. Se observa un enriquecimiento de los elementos tipo LIL o litófilos de radio iónico grande (Cs, Rb, Ba y K) y el Pb, con respecto a los elementos de alto potencial iónico o HFS (Nb, Ta). Los patrones de los elementos de las Tierras Raras REE, normalizados con respecto a condrita, muestran un enriquecimiento de las REE ligeras (La-Sm) respecto a las REE pesadas, con un comportamiento plano subhorizontal para estas últimas (Eu-Lu). Estos patrones son característicos 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.

La composición litológica y geoquímica de las rocas analizadas puede ser explicada principalmente por procesos de cristalización fraccionada a partir de magmas cuya composición es de andesita basáltica. Sin embargo, existieron otros procesos como mezcla de magmas y asimilación cortical que modificaron en diferente grado la composición de las rocas volcánicas finales. Estos procesos de cristalización fraccionada y posible asimilación cortical son más marcados en la parte norte de la Sierra Nevada en comparación con su parte sur.

Palabras clave: volcanismo, geoquímica, edades K-Ar, Pleistoceno, volcán Telapón, Sierra Nevada, México.

ABSTRACT

The Telapón stratovolcano belongs to the northern part of the Sierra Nevada, in the central-eastern part of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Geologic, stratigraphic, and geochemical studies as well as K-Ar age determinations were carried out in this volcano formed by dome structures, lava flows and pyroclastic deposits. The lithology was grouped into two volcanic events: an andesitic-dacitic Lower Volcanic Event that was emplaced between 1.03 ± 0.02 and ca.0.65 Ma, and a dacitic-rhyolitic Upper Volcanic Event emplaced between ca.0.65 Ma to ca.35,000 years ago. The summit of the volcano (4,060 m a.s.l.) is occupied by a 274, 000 years old (K-Ar date) dacitic lava flow. Block and ash flow pyroclastic deposits and pumice fall deposits ca. 35,000 years old crop out on its flanks. The new K-Ar ages indicate that the volcanic activity of the Telapón volcano was coeval to the activity in the Sierra Nevada.

Phenocrystals of the porphyritic lava flows show evidence of disequilibrium and magma-mixing. The SiO_2 vs. alkalis diagram shows that most rocks are classified as basaltic andesite, andesite, dacite and rhyolite (53 – 78 wt. % of SiO_2), following a calc-alkaline trend. The trace element patterns are similar for all samples indicating a common magmatic source. These patterns display enrichment in the large-ion lithophile elements (LILE: Cs, Rb, Ba and K) and Pb relative to the high-field-strength elements (HFSE: Nb, Ta). Chondrite-normalized REE patterns display light rare earth elements enrichment (La-Sm) with respect to the heavy rare earth elements (Eu-Lu), which have flat patterns. These chemical characteristics are typical of subduction-related volcanic arcs, where the LIL elements could be provided by dehydration of the subducted plate into a depleted mantle.

Crystal fractionation processes from a parental basaltic andesite magma can explain the lithological and geochemical variations of the volcanic rocks. However, magma mixing and assimilation processes modified the magma composition. The fractional crystallization and probable crustal assimilation seem to be more important in the Telapón stratovolcano compared with the southern part of the Sierra Nevada.

Key words: volcanism, geochemistry, K-Ar ages, Pleistocene, Telapón Volcano, Sierra Nevada, Mexico.

INTRODUCCIÓN

La Cuenca de México se encuentra rodeada por varias centenas de estructuras volcánicas recientemente activas y agrupadas en diversas sierras. En la porción oriental de esta cuenca se localiza la Sierra Nevada (SN) cuya orientación general es N-S, y está formada al sur por algunos de los estratovolcanes más altos del país como el Popocatepetl (5,452 m s.n.m.) y el Complejo Volcánico Iztaccíhuatl (5,230 m s.n.m.). El sector norte lo conforma el Complejo Volcánico Tláloc-Telapón, con una orientación preferencial NE-SW (Figura 1).

Los primeros trabajos geológicos realizados en el sector norte de la Sierra Nevada se concentran en las porciones norte y occidental del estratovolcán Tláloc. Vázquez-Selem (1989) desarrolló algunos trabajos geomorfológicos en parte de esta sierra y, con base en correlaciones estratigráficas y datos paleomagnéticos, Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) propusieron una edad del Plioceno-Pleistoceno para algunos derrames de lava ubicados en el complejo Tláloc-Telapón. Igualmente, García-Palomo *et al.* (2002) aportaron datos estratigráficos y estructurales para el volcán Tláloc. Recientemente se obtuvieron fechamientos de radiocarbono (fragmentos de madera carbonizada) en el rango de 37,000 a 23,000 años para eventos piroclásticos cuyos productos se localizan en las porciones noroccidental y oriental del volcán (Huddart y González, 2004; Rueda *et al.*, 2006; Meier *et al.*, 2007; Hernández-Javier, 2007). En cuanto al estratovolcán Telapón, no se han llevado a cabo

estudios geológicos detallados, a pesar de su cercanía con el Valle de México y de tratarse de un volcán altamente explosivo, que ha arrojado importantes volúmenes de productos piroclásticos a sus laderas.

El presente trabajo ofrece una descripción detallada de las unidades de lava, domos y depósitos piroclásticos asociados a dicho volcán y presenta sus principales características petrográficas, estratigráficas (aportación de cinco nuevas edades K-Ar obtenidas de la matriz afanítica de rocas volcánicas) y geoquímicas de roca total, para entender su evolución y contribuir al entendimiento de la historia magmática de la Sierra Nevada, dentro del contexto del desarrollo de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).

MARCO GEOLÓGICO

La FVTM es considerada como un arco magmático continental, con una dirección preferencial E-W, que se extiende por cerca de 1,000 km desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México (Gómez-Tuena *et al.*, 2005 y referencias citadas en ese trabajo). Se ha relacionado con la subducción de las placas oceánicas Cocos y Rivera por debajo de la placa de Norteamérica, a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Figura 1a). El estratovolcán Telapón se localiza en la porción norte de la Sierra Nevada, a una distancia de 60 km de la Ciudad de México, dentro del sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (Figura 1b). El Complejo Tláloc-Telapón, junto con las estructuras del Iztaccíhuatl y

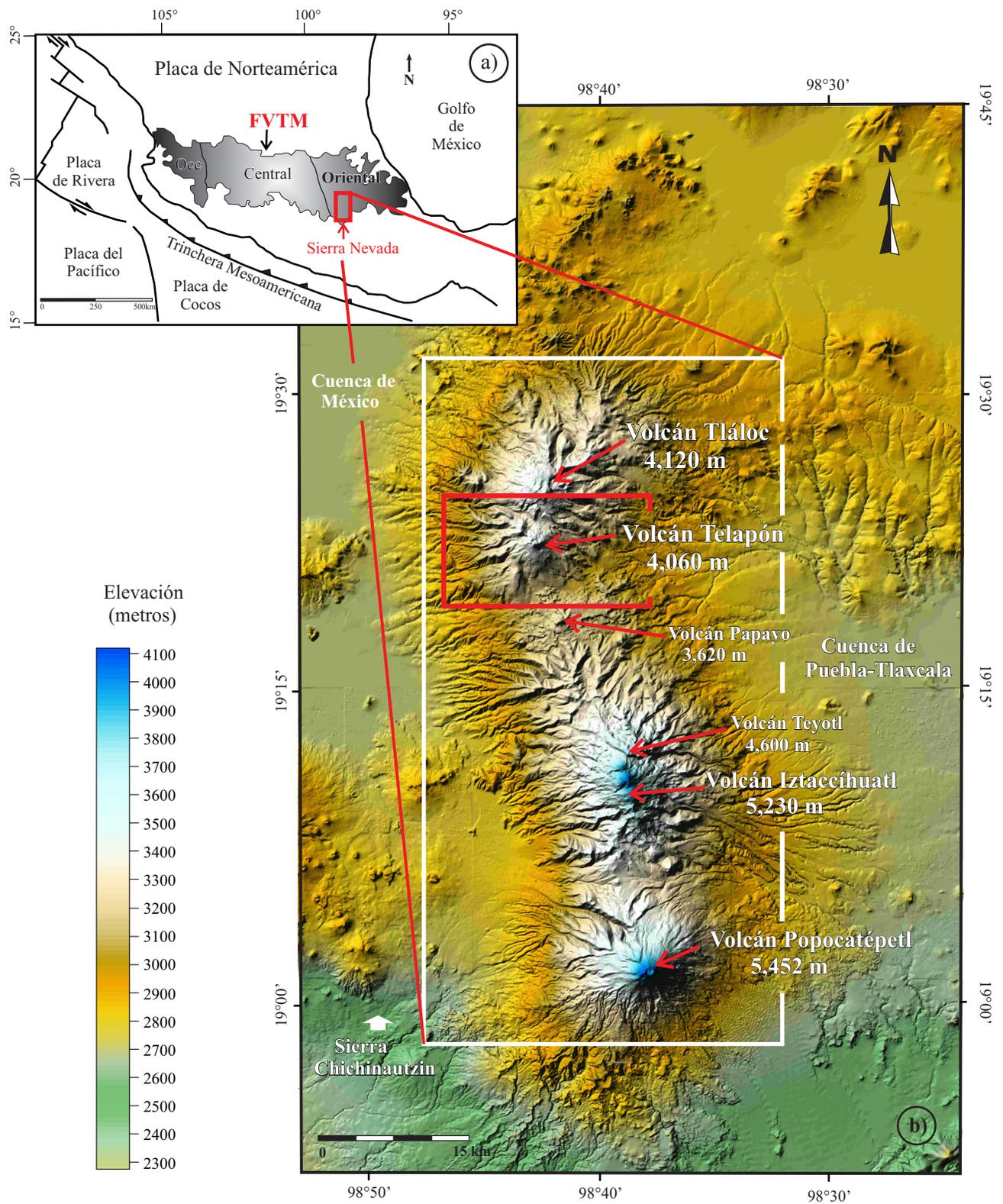


Figura 1. a: Ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana y entorno tectónico, modificado de Gómez-Tuena *et al.* (2005). b: Localización del estratovolcán Telapón en la porción norte de la Sierra Nevada en un modelo digital de elevación.

Popocatepetl forman el límite entre las cuencas de Puebla-Tlaxcala al oriente y la de México al occidente.

Las rocas más antiguas, identificadas en pozos exploratorios realizados en la región, son de una secuencia sedimentaria mesozoica (Fries, 1960; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989), que está sobreyacida por derrames de lava, brechas y depósitos piroclásticos del Cenozoico. Estas rocas volcánicas presentan una composición variable entre andesita-basáltica y dacita. Algunas de estas rocas fueron fechadas por el método K-Ar (información recopilada por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989), lo que permitió la identificación de dos períodos de actividad ígnea: uno de 31 a 21.7 ± 1.3 Ma y otro de 15.8 a 8.7 ± 0.7 Ma. Sin embargo, Ferrari *et al.* (2003) obtuvieron edades más jóvenes de entre $19.6 - 16.7$ y 9 Ma para algunas rocas previamente fechadas de ambos períodos, lo que hace necesario reconsiderar los datos geocronológicos. Sobre las secuencias anteriores se emplazaron los primeros eventos volcánicos de la Sierra Nevada cuyas edades son menores a 1.7 Ma (Nixon, 1989).

GEOLOGÍA DEL ESTRATOVOLCÁN TELAPÓN

Las características geológicas de los volcanes Tláloc y Telapón han sido poco estudiadas y no existe un mapa geológico detallado de éstos. Schlaepfer (1968) se refirió a las rocas de la región de Río Frío como secuencias de coladas de lava. Mientras que Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) propusieron que flujos de lava y depósitos de flujos piroclásticos, derivados del Tláloc y del Telapón tendrían edades pleistocénicas (entre 0.6 y 0.7 Ma), según datos estratigráficos y paleomagnéticos publicados por Mooser *et al.* (1974).

Basado en el análisis de fotografías aéreas (escala $1:37,500$) y descripciones estratigráficas efectuadas en campañas de trabajo de campo, se elaboró el mapa geológico del volcán Telapón mostrado en la Figura 2. La columna estratigráfica mostrada en la Figura 2 fue propuesta con base en las edades obtenidas de cinco flujos de lava por el método K-Ar (Tabla 1) y la posición estratigráfica que guardan las diferentes unidades volcánicas en campo. Se han reconocido dos grandes eventos eruptivos representados por diversas unidades litológicas informales, agrupadas en Evento Volcánico Inferior y Evento Volcánico Superior. Dicha división se basa en las edades obtenidas y en la composición petrográfica predominante. El Evento Volcánico Inferior tiene edades de 1.03 ± 0.02 a *ca.* 0.65 Ma, con una composición de andesita y dacita y se ha dividido en ocho diferentes unidades. El Evento Volcánico Superior tiene edades de *ca.* 0.65 Ma a *ca.* $35,000$ años y presenta una composición de dacita y riolita, y se dividió en ocho unidades de flujos de lava y depósitos piroclásticos. Enseguida se presenta una descripción de las principales unidades identificadas y sus características.

El relieve del volcán Telapón va de $2,400$ a $4,060$ m

s.n.m. Así, los cerros más altos son las estructuras dómicas Yeloxóchitl, La Sabanilla, La Gruperá, Xaltzipizila, Los Potreros y el último evento lávico dacítico de la cima del volcán Telapón que presentan una morfología suave y redondeada (Figura 2).

Domo Riodacítico Tlatelpa (Pdr)

Se identificó un domo de composición félsica localizado al NW del poblado de Río Frío (Figura 2), el cual tiene una altura aproximada de 220 m por arriba del valle de Río Frío y está cubierto parcialmente por el último evento lávico del Telapón. Presenta textura porfídica hipocristalina con fenocristales de oligoclasa-andesina (26 % modal), cuarzo anédrico (5 %), minerales opacos (5 %), biotita subédrica (3 %) y hornblenda con inclusiones y bordes de óxido de Fe y Ti (1 %), todos en una matriz microcristalina a criptocristalina félsica (intercrecimiento de feldespato y cuarzo). La roca se clasificó como riodacita, la cual presenta una ligera alteración a clorita, arcilla y óxidos de Fe debida a la posible acción de procesos hidrotermales sobre los ferromagnesianos y feldespatos, lo que le da un tono verdoso al afloramiento.

Este domo presenta escasos enclaves de 3 mm a 15 cm de diámetro, con texturas afaníticas, de composición dacítica que no muestran contornos “quemados”. Por su posición estratigráfica, así como sus características mineralógicas y geoquímicas contrastantes con las demás lavas de la región se consideró un evento independiente del volcán Telapón. Estas rocas se emplazaron probablemente durante el Plioceno.

Evento Volcánico Inferior

Está compuesto por ocho unidades de lava que afloran en los flancos SW y NE del volcán Telapón (Figura 2), las cuales generalmente se encuentran por debajo de la cota de los $3,200$ m s.n.m., en pequeños remanentes aislados en la zona. Una característica importante de las rocas de este evento volcánico es la presencia de enclaves con texturas fanerítica fina a afanítica, de composición andesítico basáltica, cuyas dimensiones varían desde milímetros hasta cerca de 30 cm. Las unidades volcánicas se mencionan a continuación de la más antigua a la más joven.

Andesita Tecalco (Qat)

En el fondo de la cañada Tecalco, localizada al suroeste del volcán, se identificó un flujo de lava de color gris oscuro que aflora a lo largo de 2 km. Esta lava presenta un aspecto masivo y denso, con un espesor de 15 a 30 m, y una textura afanítica con escasos fenocristales de plagioclasa y minerales ferromagnesianos (píroxeno y escasa hornblenda). La parte basal del afloramiento presenta estructuras de exfoliación por intemperismo en “hojas de

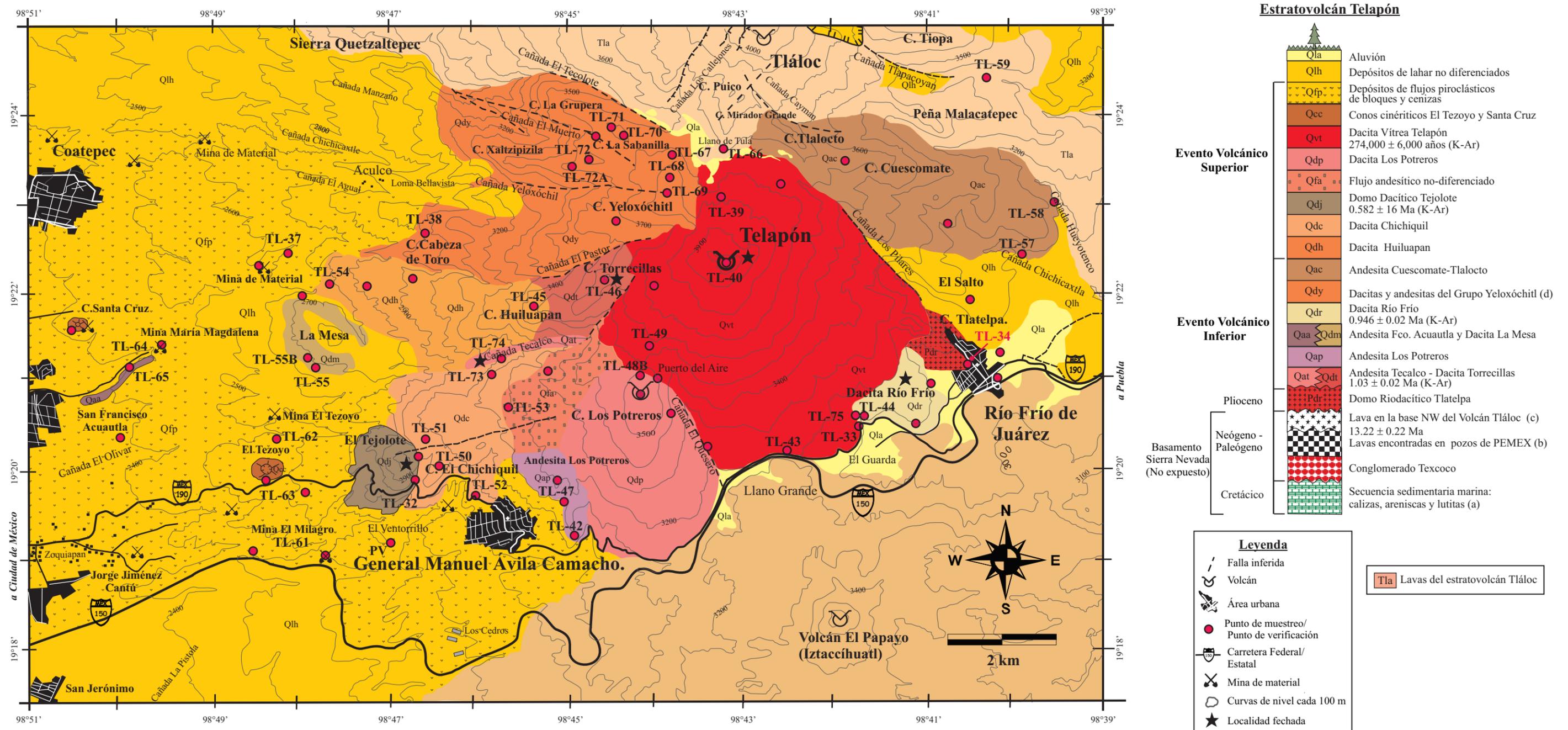


Figura 2. Mapa geológico del estratovolcán Telapón y columna estratigráfica. Observaciones: (a) Formaciones Xochicalco, Morelos, Cuautla y Mezcala; (b) edades mencionadas en Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), ver texto para explicación; (c) edad para una muestra de la base NW del Volcán Tlaloc (Martínez-Serrano, información inédita); (d) el Grupo Yeloxóchitl incluye a las lavas de los cerros La Sabanilla, La Grupera, Xaltzipizila y Cabeza de Toro.

Tabla 1. Resultados de fechamientos de K-Ar de rocas del estratovolcán Telapón.

Unidad de lava	Muestra	Tipo de roca	Latitud (N)	Longitud (W)	Altitud (m s.n.m.)	Fase analizada	Tamaño (μm)	K (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (10^{-12} moles/g)	Edad (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)
Dacita Vítreo Telapón	TL-40	Dacita vítreo	19°22'12.9"	98°43'11.5"	4,060	Matriz	250–125	3.055	14.626 9.595	1.49 1.402	0.274	0.006
Domo Dacítico Tejolote	TL-32	Dacita	19°19'52.9"	98°46'43.5"	2,800	Matriz	250–125	3.254	2.484	3.285	0.582	0.016
Dacita Río Frío	TL-44	Dacita	19°20'31.0"	98°41'34.6"	3,080	Matriz	250–125	2.472	32.743 35.778	3.957 4.010	0.946	0.020
Dacita Torrecillas	TL-46	Dacita	19°22'04.8"	98°44'30.9"	3,680	Matriz	250–125	2.150	17.702 27.507	3.170 3.195	1.03	0.020
Andesita Tecalco	TL-74	Andesita	19°21'11.3"	98°45'44.0"	3,000	Matriz	250–125	1.295	4.317 5.123	2.335 2.255	1.03	0.020

Los fechamientos se realizaron en el *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement* (LSCE, Gif-sur-Yvette, Francia), usando la técnica de K-Ar aplicada a la matriz de rocas. Las muestras se molieron y tamizaron a una fracción de entre 250 y 125 μm ; posteriormente se lavaron con ácido acético ($\text{C}_2\text{H}_4\text{O}_2$) en ultrasonido. La fracción de matriz fina se separó de los fenocristales y xenolitos mediante separadores magnéticos, gravimétricos y finalmente, bajo un microscopio binocular se realizó una separación manual (Guillou *et al.*, 1996). La concentración de potasio se midió por medio de espectrofotometría de absorción atómica (precisión relativa de 1%). La abundancia y composición isotópica del Ar se determinó mediante la técnica sin trazador descrita por Charbit *et al.* (1998). El argón se extrae por medio de calentamiento por radiofrecuencia a partir de una muestra de entre 0.2 y 1.0 g y se transfiere a una línea de vidrio al alto vacío. Las determinaciones isotópicas se realizaron en un espectrómetro de masas con radio 6 cm y 180° bajo un potencial de aceleración de 620 V y en modo estático. La composición isotópica atmosférica de los blancos se verifica mediante la repetición de mediciones de muestras con edad de cero. Las calibraciones se basan en determinaciones periódicas de estándares internacionales de edades conocidas, las cuales se tratan como muestras desconocidas de acuerdo con lo propuesto por Charbit *et al.* (1998).

cebolla”, mientras que la parte superior tiene estructuras de enfriamiento y deslizamiento en lajas subhorizontales. Una muestra de esta lava se fechó por el método K-Ar (muestra TL-74) y se obtuvo una edad de 1.03 ± 0.02 Ma (Tabla 1).

Dacita Torrecillas (Qdt)

El cerro Torrecillas (3,680 m s.n.m.), localizado al oeste del Telapón (Figura 2), se compone de lavas masivas que fluyeron hacia el oeste y alcanzaron una distancia de al menos 3.2 km. Estas lavas subyacen discordantemente a la Dacita Huilapan y a la Dacita Vítreo Telapón, y presentan tonos gris medio a oscuro, con textura porfídica y abundantes fenocristales de feldespatos (0.5–0.7 cm) y anfíbol (0.2–0.3 cm) embebidos en una matriz fina sin alteración. El espesor estimado de las lavas varía de 80 a 100 m y presentan enclaves con texturas fanerítica fina y traquítica (Figura 3a). La Dacita Torrecillas se fechó por K-Ar (muestra TL-46) y dio una edad de 1.03 ± 0.02 Ma (Tabla 1), contemporánea a la Andesita Tecalco.

Andesita Los Potreros (Qap)

Esta andesita se ubica en el flanco SW del cerro Los Potreros y al NE del poblado G. Manuel Ávila Camacho (Figura 2). Se compone de lavas bandeadas con direcciones de flujo subhorizontal, de color gris medio a oscuro y tonos rojizos, y texturas porfídicas con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol, dentro de una matriz microlítica vítreo ligeramente alterada por intemperismo. Presenta enclaves diseminados de andesita basáltica. Las lavas se

distribuyen en afloramientos irregulares, moderadamente erosionados o sepultados por depósitos de lahar más recientes. Su aspecto es masivo y en bloques que coronan las crestas de lomas y subyace a la Dacita Los Potreros. Su espesor observable varía entre 4 y 8 m, pero debido a que no aflora su base dichos espesores pueden ser más grandes.

Andesita Francisco Acuatla (Qaa) y Dacita La Mesa (Qdm)

Se localizan al oeste del volcán y al este del poblado de San Francisco Acuatla (Figura 2). La Andesita Francisco Acuatla está formada por afloramientos aislados de coladas de lava de color gris medio a oscuro, con estructura masiva y en bloques, con espesores que varían de 10 a 15 m. Las texturas son porfídicas a afáníticas con algunos fenocristales de plagioclasa incluidos en una matriz fina de microlitos y vidrio, ligeramente argilitizado. Se pueden observar también escasos xenocristales de olivino y cuarzo con coronas de reacción de clinopiroxeno. Es difícil establecer su posición estratigráfica debido a su pobre exposición y cobertura compuesta por depósitos piroclásticos y de lahar.

El cerro La Mesa está formado por una colada de lava, la cual está cubierta por depósitos de lahar y suelo. Se trata de una estructura semicircular con una altura aproximada de 140 m con respecto a los valles circundantes. En su base se presentan lavas en bloques, con espesor aproximado de 80 m, bandeamiento por flujo de color gris claro a gris oscuro y textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, mica y piroxeno, dentro de una matriz afánítica que presenta textura fluidal. Se desconocen sus relaciones

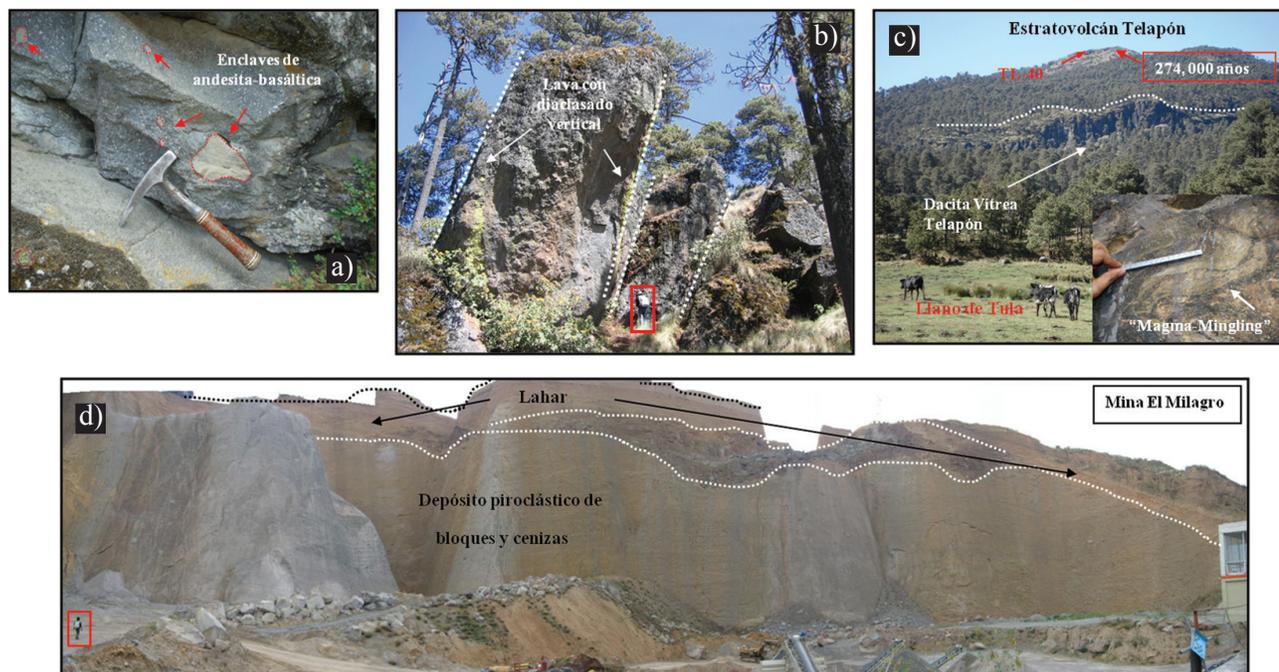


Figura 3. a: Enclaves en la Dacita Torrecillas; b: lavas con diaclasamiento vertical del cerro la Sabanilla. Observe la escala en el recuadro; c: panorámica que muestra los flujos de la Dacita Vítreá Telapón en la cima. En el recuadro se presenta el detalle de estructuras de mezcla de magma; d: ejemplo de espesores de depósitos de flujos piroclásticos en la mina El Milagro, al oeste del volcán Telapón. El recuadro muestra la escala.

estratigráficas con otras unidades por estar cubiertas de lahar y suelo.

Dacita Río Frío (Qdr)

Esta unidad aflora al sureste del volcán, entre la localidad de Río Frío y el punto marcado como El Guarda (Figura 2). Se compone de un flujo de lava masivo, que en algunos lugares se presenta en bloques, con una coloración gris medio que intemperiza a tintes rojizos. Muestra una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y ferromagnesianos con inclusiones de óxido de Fe y Ti, en una matriz microlítica a microcristalina de feldespato y cuarzo sin alteración. Estratigráficamente se encuentra debajo de la Dacita Vítreá Telapón y cubre parcialmente al Domo Riodacítico Tlatelpa, cerca de Río Frío. Tiene un espesor aflorante de 6 a 10 m y la posible área expuesta es de aproximadamente 1 km². La muestra TL-44 fue fechada por K-Ar (Tabla 1) y se obtuvo una edad 0.946 ± 0.02 Ma.

Dacitas y Andesitas del Grupo Yeloxóchitl (Qdy)

Este grupo está formado por lavas y un conjunto de domos alineados NW-SE y NE-SW que forman los cerros Yeloxóchitl (3,900 m s.n.m.), La Sabanilla (3,750 m.s.n.m), La Grupera (3,640 m.s.n.m), Xaltzipizila (3,700 m s.n.m.) y Cabeza de Toro (3,160 m s.n.m.) (Figura 2). El grupo de lavas y domos está cortado por fallas sin desplazamiento observable y fracturas con orientación E-W, NE-SW y NW-SE que definen las cañadas El Tecolote, El Muerto, Yeloxóchitl y El Pastor. En las cañadas El Tecolote y El

Pastor está en contacto con las dacitas vítreas de los volcanes Tláloc y Telapón. La mayor parte de las rocas de este grupo está representada por flujos de lava de composición dacítica, pero también se han reconocido coladas de andesita en la parte basal de los cerros.

En el cerro la Sabanilla, las lavas dacíticas muestran diaclasamiento vertical debido a efectos de enfriamiento (Figura 3b), lo cual se puede asociar con la existencia de un posible cuello volcánico. También existen lavas dacíticas con bandeamiento subhorizontal que indica la dirección de flujo, y diaclasas en la misma dirección. Las lavas presentan coloraciones de gris medio a oscuro con tintes anaranjados y rosados debidos al efecto de intemperismo, y texturas porfídicas con fenocristales de feldespato y anfíbol, dentro de una matriz afanítica moderadamente alterada a minerales arcillosos. Existen escasos enclaves con tamaños desde milímetros hasta varios centímetros, distribuidos de manera aleatoria y de composición de andesita basáltica. El espesor observado de las lavas varía entre 40 y 100 m, pero puede alcanzar hasta 400 m de acuerdo con observaciones hechas en las barrancas que cortan a los cerros.

Los cerros Xaltzipizila y Cabeza de Toro presentan flujos de lava con bandeamiento de flujo de color gris medio a oscuro y tintes rojizos, así como diaclasamiento con dirección SW-NE. Los espesores de las lavas varían de 30 a 100 m y tienen texturas porfídicas con fenocristales de feldespato y anfíbol moderadamente alterados, dentro de una matriz fina gris medio ligeramente alterada.

Con base en el reconocimiento de campo, se considera

que estas estructuras dómicas y lavas asociadas fueron formadas en diferentes etapas o períodos durante la evolución temprana del volcán Telapón.

Andesita Cuescomate-Tlalocito (Qac)

Esta unidad se localiza en la ladera NE del Telapón (Figura 2). Se compone de varios flujos de lava que pueden llegar a alcanzar longitudes de hasta 6 km en una dirección NW-SE, cerca de la localidad de Río Frío. Existen fallas locales con una orientación NW-SE que cortan ligeramente la continuidad de los flujos. Estos flujos son masivos y sus espesores pueden variar entre 25 y 40 m, y su parte superior presenta estructuras de enfriamiento en lascas. Las lavas son de color gris medio a oscuro, de textura porfídica con fenocristales de feldespato y escasos ferromagnesianos incluidos en una matriz afanítica de color gris medio. También presentan enclaves de composición de andesita basáltica.

Evento Volcánico Superior

Se compone de ocho unidades de lava, depósitos piroclásticos y conos cineríticos, que cubren la mayor parte de las cimas y flancos del volcán. Enseguida se describen las secuencias, de la más antigua a la más joven.

Dacita Huiluapan (Qdh)

Este flujo dacítico se ubica al WSW de la cima del volcán y se extiende hacia el oeste del Cerro Huiluapan, por una distancia de aproximadamente 4 km. Está delimitado por las cañadas Tecalco hacia el sur y El Pastor hacia el norte, y se encuentra cubierto parcialmente por depósitos de lahar y suelo. En un afloramiento localizado a 5 km al sureste del poblado de Coatepec, se identificaron bloques de una lava masiva de color gris claro y textura porfídica, la cual alcanza espesores entre 6 y 8 m. Presenta abundantes fenocristales de plagioclasa, y anfíbol de hasta 1 cm de largo, y fenocristales de piroxeno en una matriz afanítica cristalina de color gris. Presenta enclaves de andesita basáltica.

Dacita Chichiquil (Qdc)

Esta unidad dacítica, localizada al suroeste del volcán (Figura 2), ocupa la mayor parte del cerro Chichiquil y de otros picachos cercanos. Aflora sobre la carretera federal México-Puebla, cerca del poblado G. Manuel Ávila Camacho, subyace a las lavas del domo dacítico Tejolote y cubre discordantemente a la Andesita Tecalco. En la pared sur de la cañada Tecalco, se observan escarpes de más de 120 m de espesor en forma de extensos flujos de lava masivos de color gris medio a pardo claro, con bandeamiento de flujo y vesículas de desgasificación orientadas hacia el SSW, que le imprimen un aspecto pseudoestratificado por efecto de enfriamiento rápido. Sus texturas son porfídicas con abundantes fenocristales de plagioclasa y anfíbol incluidos en una matriz afanítica. Existe una serie de fracturas locales, con orientación ENE-WSW, que cortan a los flujos

de manera paralela a la cañada Tecalco.

Domo Dacítico Tejolote (Qdj)

El domo se localiza al SW del volcán Telapón, a 1,800 m hacia el NW del poblado G. Manuel Ávila Camacho. Su geometría en planta es casi circular, con un área de aproximadamente 1.3 km² y una altura de 280 m (Figura 2). Está constituido por lavas masivas, aunque existen zonas en la base topográfica y en la parte media de éste que presentan lavas en bloques. Las lavas de este domo cubren parcialmente a la Dacita Chichiquil. Presentan un color gris medio a oscuro, con textura porfídica compuesta por abundantes fenocristales de plagioclasa y anfíbol de hasta 1 cm en una matriz afanítica gris oscuro. Existen pequeños enclaves de rocas con texturas afanítica a fanerítica fina. La edad K-Ar obtenida de la muestra TL-32, es de 0.582 ± 0.016 Ma (Tabla 1).

Flujo andesítico no-diferenciado (Qfa)

Entre los cerros Los Potreros y el Chichiquil, al SW de la cima del volcán, se identificaron afloramientos aislados de lavas andesíticas, que cubren localmente a la dacita del cerro Chichiquil y a la Andesita Los Potreros, pero subyacen a la Dacita Los Potreros (Figura 2). Los afloramientos están formados por lavas con estructuras de enfriamiento en lascas delgadas de menos de 10 cm de espesor, que presentan una orientación general del echado NE 50°. La roca es de color gris medio a gris oscuro, con textura afanítica y escasos fenocristales de plagioclasa incluidos en una matriz afanítica.

Dacita Los Potreros (Qdp)

El cerro Los Potreros, es un volcán con una altura de 3,610 m s.n.m., que se localiza al SW del volcán Telapón. Está formado por flujos de lava en bloques de composición dacítica, de color gris claro. Los flujos se presentan en grandes bloques y peñascos que afloran en su cima y a lo largo de la cañada El Quesero. Estos flujos sobreyacen a la Andesita Los Potreros y al Flujo Andesítico no-diferenciado, pero subyacen a la Dacita Vítreo Telapón. Las lavas dacíticas fluyen de norte a sur (Figura 2) y alcanzan una distancia aproximada de 4 km. Presentan una textura porfídica con abundantes fenocristales de plagioclasa y anfíbol, y escasos cristales de piroxeno y biotita dentro de una matriz fina. En estos flujos se observan enclaves con textura fanerítica fina de andesita basáltica.

Dacita Vítreo Telapón (Qvt)

Esta unidad representa la última gran erupción efusiva del estratovolcán Telapón, la cual está formada por un flujo de lava masivo de color gris oscuro a negro, muy rico en vidrio (~80 % modal). Este flujo de lava se extiende desde la cima del Telapón (4,060 m s.n.m.) hacia su ladera sur (Figura 2) y aflora sobre la carretera federal México-Puebla. Subyace a los flujos dacíticos del volcán El Papayo (cuya edad de acuerdo con Nixon, 1989, es menor a 12,000

años), perteneciente al Complejo Volcánico Iztaccíhuatl. En diferentes afloramientos se pudieron observar estructuras características de flujo como lavas cordadas, pliegues y evidencias de posible “*magma mingling*” o mezcla de magmas (Figura 3c). Los espesores observados en la cima son mayores a 50 m, mientras que en los frentes del flujo el espesor estimado es de 4 m y ocupa una área aproximada de 31.5 km². La dacita vítrea presenta una textura vitrofírica con escasos fenocristales de feldespato, anfíbol, mica y cuarzo, dentro de una abundante matriz vítrea que presenta bandas intercaladas de vidrio. La muestra TL-40, tomada de la cima del volcán Telapón (Figura 3c), fue fechada por el método K-Ar (Tabla 1) y se obtuvo una edad de 0.274 ± 0.006 Ma.

Conos cineríticos El Tezoyo y Santa Cruz (Qcc)

Hacia el flanco W y SW del volcán Telapón se presentan pequeños conos cineríticos de andesita basáltica, que se componen de depósitos de escoria con tamaños de lapilli y bombas que alcanzan dimensiones de hasta 2 m de largo. Los fragmentos de escoria son subangulosos, presentan vesicularidad moderada y el depósito está soportado grano a grano. El espesor de las capas que componen los conos es de 40 cm en promedio con una clasificación granulométrica regular. La textura de las escorias y bombas es afanítica, con escasos fenocristales de olivino y plagioclasa incluidos en una matriz fina vítrea. Los conos se encuentran rodeados por depósitos piroclásticos y de lahar recientes. Estos aparatos volcánicos se utilizan como bancos de material.

Depósitos de flujos piroclásticos y de caída (Qfp)

Estos depósitos incluyen flujos de bloques y cenizas, así como depósitos de caída, que a su vez están cubiertos por depósitos de lahar de varios metros de espesor y con diferentes grados de desarrollo de suelo. Los depósitos piroclásticos se extienden a ambos flancos de los volcanes Tláloc y Telapón.

En el flanco occidental del Telapón existen numerosos bancos de material en los que se distinguen depósitos de flujos de bloques y cenizas masivos, que permitieron observar espesores aflorantes de entre 60 y 150 m (Figura 3d). En general, los depósitos de bloques y cenizas son de color gris claro, heterolitológicos y con un alto grado de compactación. Están compuestos por bloques subangulosos cuyo tamaño varía de unos cuantos centímetros hasta 5 m de diámetro. Todo el depósito está soportado por matriz de ceniza fina a gruesa, compuesta por fragmentos líticos y concentración menor de cristales de plagioclasa, ferromagnesianos y cuarzo. Los bloques dominantes son de dacita vítrea, aunque también existen líticos accidentales de andesita y dacita alterados. En estos depósitos se observan estructuras de chimeneas verticales de desgaseificación.

Se desconocen las unidades sobre las cuales se emplazaron los depósitos de bloques y cenizas pero al parecer ocuparon paleovalles y cañadas. Dadas la continuidad y homogeneidad de los depósitos observados en los bancos

de material (Figura 3d) y la ausencia de paleosuelos intercalados, se puede asumir que éstos se emplazaron durante un solo evento volcánico.

En el flanco oriental del volcán, en la región de Río Frío, afloran depósitos aislados de caída de pómez de composición riolítica. Los depósitos fueron descritos por Nixon (1989) y Cornwall (1971), y este último autor obtuvo, en materia orgánica, edades de ¹⁴C mayores que 35,000 años. Estos depósitos de caída afloran de manera discontinua y algunas veces se observan en las paredes de algunos arroyos y sobre la carretera federal No. 190, cerca de la localidad de Río Frío. Se presentan en varias capas de pómez de caída con espesores de entre 4 y 10 cm, intercaladas con capas de ceniza fina de composición riolítica. Estos depósitos de caída pueden relacionarse con eventos explosivos de los volcanes Tláloc y Telapón, ya que en los flancos NW, NE y E de los volcanes existen importantes depósitos de caída de pómez riolítica con características similares (Huddart y González, 2004; Rueda *et al.*, 2006; Meier *et al.*, 2007).

Sobre el flanco oriental del volcán Telapón, en las cercanías de los poblados de Santa Cruz Oatla y San Juan Cuauhtémoc (no mostrados en el mapa de la Figura 2), se localizan depósitos de flujos de bloques y cenizas con características similares a las descritas en el flanco occidental del volcán Telapón. En algunos lugares le sobreyacen depósitos de caída de pómez blanca y ceniza de 1 m de espesor, intercalados con horizontes delgados de ceniza de caída. Los fragmentos de pómez son subredondeados, con tamaños de 2 a 5 cm, moderadamente vesiculares y de composición riolítica porfídica. A estos depósitos de caída les sobreyacen horizontes de material volcánico retrabajado, paleosuelos y depósitos de lahar intercalados.

En la localidad Llano de Tula y sobre algunas partes de las cimas del Tláloc y Telapón, se identificó la presencia de un delgado horizonte de un depósito de pómez de color ocre, de granulometría fina (pómez andesítica con tamaños de partícula de 3 mm), con un espesor estimado de 10 cm. Este horizonte no se encuentra consolidado y se presenta en escasos afloramientos discontinuos ya que la mayoría se ha erosionado. Las características granulométricas y petrográficas de este depósito de caída de pómez ocre permiten asociarlo con eventos volcánicos producidos por el Popocatepetl hace *ca.* 5,000 años (Pómez Ocre en Siebe *et al.*, 1996 y Arana-Salinas *et al.*, 2010). La presencia de estos depósitos de pómez de caída, derivados de otras estructuras volcánicas de la Sierra Nevada, es un testigo de la actividad reciente del área, cuyos productos se dispersaron hacia el norte y noroeste.

Depósitos de lahar no diferenciados (Qlh)

Se agrupó con este nombre a depósitos de gran extensión que alcanzan varios km² y se localizan en los flancos W, SW y E del volcán Telapón. Los depósitos bordean a los cerros El Chichiquil y La Mesa, además de cubrir completamente a los cerros El Ventorrillo, El Salto y la parte suroeste del Cerro Huiluapan. Las características que presentan los

lahares son similares a las descritas por Fisher y Schmincke (1984). Por ejemplo, en la cercanía del cerro Ventorrillo se localizó un afloramiento compuesto por un depósito de lahar con un espesor aproximado de 4 m. Está constituido por un cuerpo masivo de color beige a gris medio, de materiales volcánicos areno-limosos que contiene bloques de rocas decimétricos mal seleccionados y moderadamente consolidados. En algunos otros sitios, los depósitos de lahar están intercalados con paleosuelos de color marrón que contienen materia orgánica, lo cual indicaría que existieron diferentes períodos de emplazamiento de estos depósitos de lahar en los flancos del volcán. De manera general, se puede proponer que estos lahares se emplazaron sobre unidades de lava o bien sobre los depósitos de productos piroclásticos localizados en los flancos del volcán.

Aluvión (Qla)

La unidad cartografiada como aluvión se encuentra en valles intermontanos como Llano Grande, el Guarda, Río Frío, Llano de Tula, Manantiales y Llano de Tlalocto. Se compone de materiales volcánicos intemperizados y ligeramente transportados por agentes fluviales asociados a arroyos locales. Estos materiales tienen tamaños de arena a arcilla, de

color pardo claro a oscuro y moderadamente consolidados. El origen de los materiales intemperizados y ligeramente transportados se puede asociar predominantemente con los productos volcánicos del Telapón. Sin embargo, también pueden contener material fragmentario derivado de erupciones volcánicas vecinas recientes, como es el caso de eventos de pómez ocre derivados del Popocatepetl y mencionado en secciones anteriores.

En la Figura 4 se presenta un esquema del posible desarrollo de la actividad volcánica del volcán Telapón. Esta actividad se dividió en tres etapas sucesivas. La primera etapa ocurrió entre 1.03 y ca. 0.650 Ma, y produjo diferentes estructuras dómicas y flujos de lava de composición predominantemente andesítica. Durante la siguiente etapa, entre ca. 0.650 y 0.274 Ma, continuó la formación de diferentes estructuras volcánicas dómicas y se emplazaron flujos de lava de composición dacítica. Al final de esta etapa ocurrió la erupción efusiva de la Dacita Vítreá Telapón que cubre la cima del estratovolcán. La última etapa volcánica identificada se produjo probablemente hace menos de 0.274 Ma y formó importantes depósitos piroclásticos de bloques y cenizas que ocupan las laderas y cañadas del volcán Telapón. Esta actividad explosiva pudo haberse extendido hasta hace

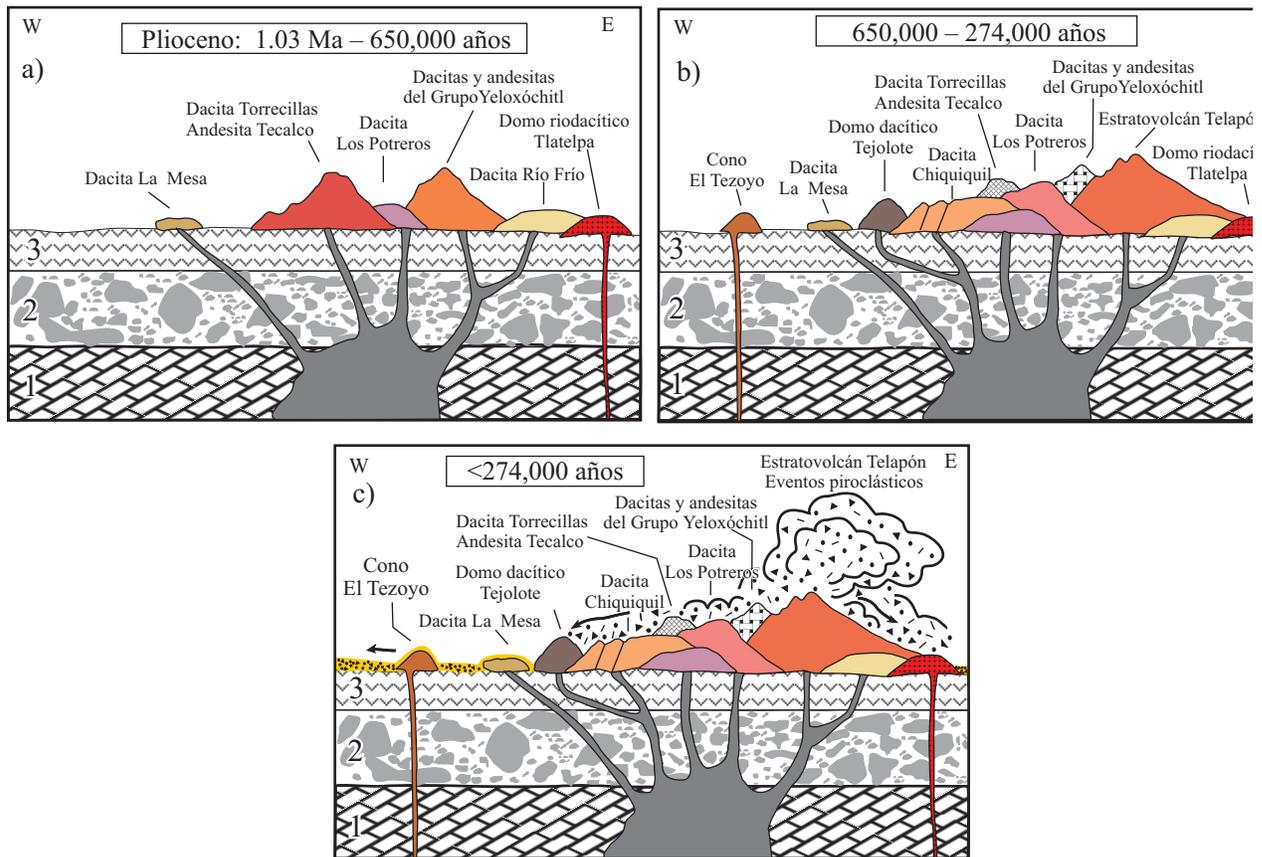


Figura 4. Evolución esquemática de la actividad volcánica ocurrida en el estratovolcán Telapón, dividida arbitrariamente en tres etapas. Los números 1, 2 y 3 representan el basamento sobre el que se formó el estratovolcán y significan: secuencia sedimentaria marina cretácica, rocas volcánicas paleógenas y neógenas, y depósitos de conglomerados continentales, respectivamente.

aproximadamente 35,000 años, según datos obtenidos por Cornwall (1971).

PETROGRAFIA

En la Tabla 2 se presenta el análisis modal para lavas y productos piroclásticos representativos de las unidades volcánicas identificadas en el volcán Telapón. Los porcentajes modales se determinaron mediante el uso de un contador de puntos manual. El número de puntos por lámina fue mayor a 800. Las características petrográficas de 38 láminas delgadas descritas se presentan a continuación agrupadas en andesita y dacita, y corresponden con los eventos volcánicos Inferior y Superior, respectivamente.

Andesita

Tecalco (Qat), Los Potreros (Qap), Francisco Acuautila (Qaa), Cuescomate-Tlalocito (Qac), un flujo Yeloxóchitl (Qdy) y flujo no-diferenciado (Qfa).

La mayoría de las lavas andesíticas tienen texturas hipocrystalinas porfídicas, excepto el flujo andesítico no-diferenciado y la Andesita Tecalco, que son básicamente afaníticas. Las rocas porfídicas contienen dos tamaños de fenocristales de oligoclasa-andesina (de 5 a 27 % modal). El primer tamaño corresponde a macrofenocristales (de 4.0 a 6.3 mm) euédricos y subédricos, con maclas polisintéticas y zoneamiento concéntrico, y algunos tienen inclusiones de apatito, anfíbol, zircón y piroxeno. Presentan texturas de tamiz formadas por inclusiones vítreas características de procesos de reabsorción. El segundo tamaño corresponde a fenocristales de 1.6 a 3.0 mm, euédricos y subédricos, que ocasionalmente presentan texturas de tamiz y un sobrecrecimiento del cristal. Todos los cristales de plagioclasa presentan evidencias de desequilibrio al final de la cristalización como son bordes de reabsorción.

Todas las rocas contienen fenocristales de hiperstena (entre 1 y 10 % modal), con dimensiones de 0.4 a 0.96 mm y formas euédricos y anédricos. Algunos cristales de hiperstena presentan maclas y los fenocristales grandes tienen textura de tamiz o reabsorción. En la andesita Yeloxóchitl, la hiperstena presenta clorita y serpentina en trazas como

Tabla 2. Análisis modal (% en volumen) de las principales unidades de lava y depósitos piroclásticos del volcán Telapón. Pdr: Domo Riodacítico Tlatelpa, Qap: Andesita Los Potreros, Qat: Andesita Tecalco, Qdt: Dacita Torrecillas, Qdr: Dacita Río Frío, Qdc: Dacita Chichiquil, Qdm: Dacita La Mesa, Qaa: Andesita Fco. Acuautila, Qdh: Dacita Huiluapan, Qfa: flujo andesítico no-diferenciado, Qdp: Dacita Los Potreros, Qdy: dacitas y andesitas del Grupo Yeloxóchitl, Qac: Dacita Cuescomate, Qdj: Domo Dacítico Tejolote, Qvt: Dacita Vitrea Telapón, Qfp: depósitos de bloques y cenizas.

Muestra	Lava	Plag	Feld-K	Hbl	Opx	Cpx	Czo	Bt	Ap	Op	Matriz	OI	Otros
Evento Volcánico Inferior													
TL-34	Pdr	26	tz	1	0	0	5	3	tz	5	48	0	Clo-arc:12
TL-74	Qat	5	0	2	6	4	0	0	tz	2	78	0	enc: 3
TL-46	Qdt	23	tz	0	7	1	1	0	tz	4	64	0	enc: tz
TL-42	Qap	14	0	3	2	5	0	0	tz	5	54	0	enc: 17
TL-47	Qap	16	0	3	2	5	1	0	tz	4	64	2	enc: 3
TL-65	Qaa	5	0	0	1	3	6	0	tz	2	79	4	
TL-55	Qdm	15	0	5	2	0	tz	2	tz	1	75	0	
TL-44	Qdr	22	0	3	5	2	1	tz	tz	2	63	0	enc: 2
TL-68	Qdy	26	0	4	4	tz	2	0	tz	3	61	0	
TL-69	Qdy	24	0	3	2	tz	tz	0	tz	3	68	0	
TL-58	Qac	5	0	0	6	4	4	0	tz	3	76	0	enc: 2
Evento Volcánico Superior													
TL-45	Qdh	15	tz	6	7	2	1	0	tz	3	66	0	
TL-50	Qdc	26	0	6	4	tz	0	0	tz	2	61	0	enc: 1
TL-51	Qdc	24	0	4	3	1	0	0	tz	3	63	0	enc: 2
TL-32	Qdj	25	tz	8	5	tz	0	0	tz	6	55	0	enc: 1
TL-53	Qfa	4	0	0	1	3	2	0	tz	3	83	4	
TL-48	Qdp	31	0	8	6	3	0	0	tz	2	50	0	
TL-48B	Qdp	29	0	6	4	1	0	tz	tz	2	58	0	
TL-39	Qvt	13	0	6	4	tz	2	2	tz	1	71	0	enc: 1
TL-40	Qvt	10	0	4	3	tz	1	1	tz	4	76	0	enc: 1
TL-37	Qfp	21	0	4	4	2	1	1	tz	14	53	0	
TL-61	Qfp	15	tz	6	7	tz	3	5	tz	1	63	0	
TL-45-X1	Enclave	60	0	12	5	3	0	0	tz	5	15	tz	

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

alteración hidrotermal incipiente. Existen fenocristales de augita-dióxido en todas las rocas, con tamaños de 0.3 a 1.2 mm y formas euédricos a anédricos, algunos con bordes corroídos por reabsorción. El clinopiroxeno se presenta también en microcristales dentro de la matriz.

La mayoría de las muestras presentan fenocristales de hornblenda euédricos y subédricos, con tamaños de 0.5 a 1.2 mm y pleocroísmo verde a pardo. Este mineral presenta bordes de minerales opacos de óxidos de Fe y Ti, aunque pueden sustituir al mineral completamente y formar pseudomorfos.

Prácticamente en todas las muestras de andesita existen escasos cristales de cuarzo con contornos engolfados y rodeados por una corona de reacción de clinopiroxeno (Figura 5a). En el flujo andesítico no-diferenciado y en la Andesita Francisco Acuatla se observó olivino de contornos subédricos con evidencias de corrosión (Figura 5b). La presencia simultánea de cuarzo y olivino como xenocristales en algunas muestras, sugiere la existencia de procesos de

mezcla de magmas (uno de posible composición basáltica con olivino y otro de composición riolítica) o bien la existencia de procesos de asimilación de rocas silíceas por un magma basáltico.

La matriz de las rocas está formada por microlitos y microcristales orientados de plagioclasa, piroxeno y minerales opacos, y cantidades variables de vidrio pardo claro andesítico. Además, existen texturas glomeroporfídicas compuestas por plagioclasa, ortopiroxeno y minerales opacos, los cuales podrían ser restos de enclaves magmáticos con composición de andesita basáltica.

Dacita

Grupo Yeloxóchitl (Qdy), Torrecillas (Qdt), Huiluapan (Qdh), Chichiquil (Qdc), Río Frío (Qdr), Tejolote (Qdj), Los Potreros (Qdp), La Mesa (Qdm) y Dacita Vítreo Telapón (Qvt).

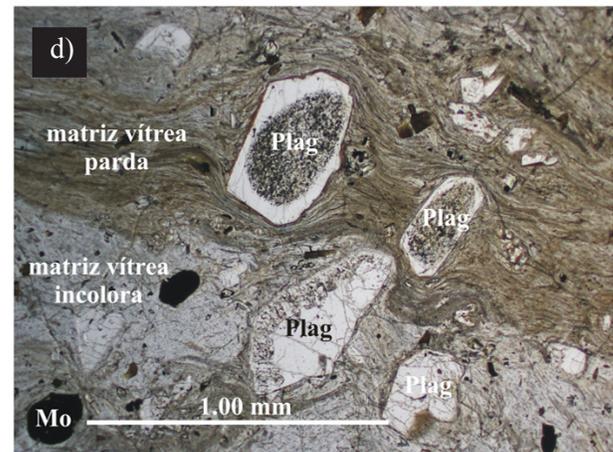
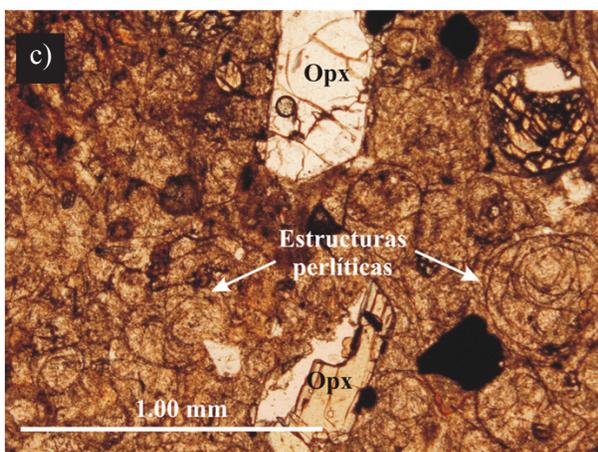
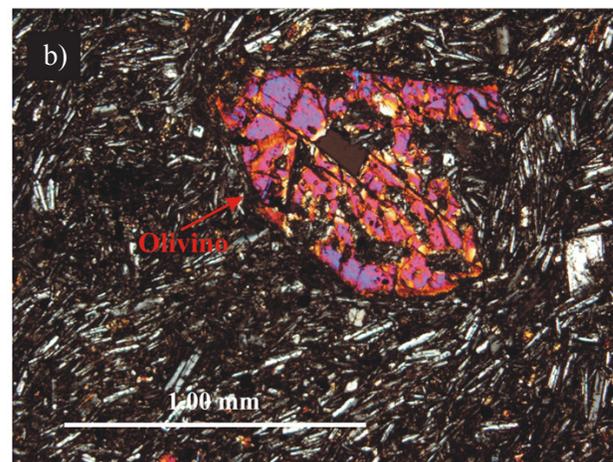
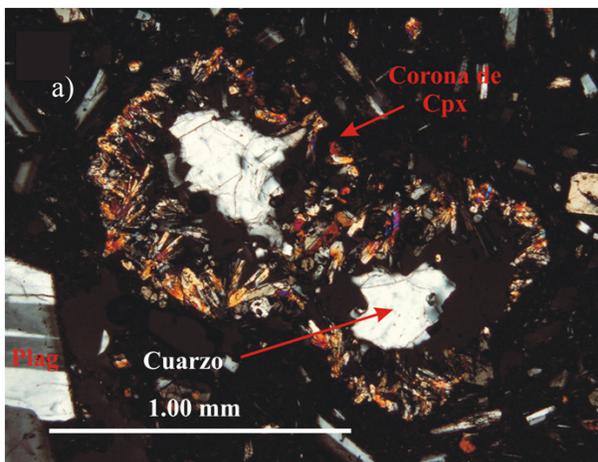


Figura 5. Fotomicrografías. a: Cuarzo con corona de clinopiroxeno (Cpx) y fenocristal de plagioclasa (Plag) en matriz microlítica; luz polarizada; b: andesita con textura microlítica de plagioclasa y fenocristales esqueléticos de olivino en luz polarizada; c: dacita con matriz de vidrio en estructuras perlíticas y fenocristales de ortopiroxeno (Opx) en luz paralela; d: matriz vítrea bandeada parda clara e incolora con textura de flujo, fenocristales de plagioclasa (Plag) y minerales opacos (Mo), en luz paralela.

Este grupo de rocas presentan texturas hipocristalinas porfídicas, con porcentajes variables de fenocristales (Tabla 2). La mayoría de los fenocristales son de oligoclasa-andesina, presentes en dos tamaños. El primer tamaño se compone de macrofenocristales de 4.0 a 5.6 mm, euédricos y subédricos, con maclas polisintéticas y zoneamiento concéntrico. La mayoría de los macrofenocristales exhibe textura de tamiz formada por inclusiones vítreas y un sobrecrecimiento sano exterior, y en algunos casos se observan inclusiones de apatito y zircón. El segundo tamaño se compone de fenocristales de 2.0 a 3.5 mm, euédricos a anédricos, algunos con evidencias de desequilibrio como textura de tamiz y posterior sobrecrecimiento del cristal. Se observa también crecimiento simultáneo de plagioclasa, hornblenda y cuarzo de talla similar.

Como minerales menores se observan fenocristales euédricos y subédricos de hornblenda, sin bordes de reacción en los flujos Huiluapan, Chichiquil, La Mesa, Tejolote y la Dacita Vítreo Telapón, pero en los flujos Yeloxóchitl, Torrecillas, Río Frío y Los Potreros este anfíbol se encuentra con bordes de óxidos de hierro y titanio o completamente reemplazado por estos óxidos, lo cual puede indicar cambios en las condiciones de cristalización de este mineral durante su ascenso desde la cámara magmática hacia la superficie (Rutherford and Hill, 1993). Algunos cristales de hornblenda presentan inclusiones de piroxeno, pero también inclusiones vítreas en forma de textura de tamiz. La hiperstena es relativamente abundante (de 2 a 7% en volumen), en fenocristales euédricos y subédricos, y también como inclusiones o intercrecimientos con anfíbol y plagioclasa. Algunos cristales tienen un delgado borde de oxidación debido a alteración. La augita-diópsido es menos abundante (<2%), con contornos subédricos y anédricos, y tamaños menores a 0.5 mm. Como minerales accesorios en las rocas más félsicas se tiene biotita euédrico y subédrico parda oscura, con tamaños de 0.5 a 2 mm. De igual forma, existe escaso cuarzo, con tamaños de hasta 2 mm, de contornos engolfados o intercrecido con plagioclasa. El Flujo Huiluapan contiene cuarzo con bordes corroídos y rodeados por una corona de piroxeno. Sanidino en cristales aislados también se puede identificar en las rocas más silíceas.

La matriz de las rocas tiene un porcentaje modal de cerca de 65% en volumen y se compone de una pasta de vidrio silíceo con microlitos y microcristales de cuarzo, feldespato, piroxenos y algunos óxidos de Fe y Ti diseminados y orientados en la dirección de flujo. En algunas lavas la matriz vítreo se encuentra transformada a esferulitas de feldespato potásico y cristobalita acompañadas por algunos microcristales de feldespato, pero en otras (Flujo Chichiquil) la matriz es parda clara a oscura con textura perlítica y microcristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol diseminados (Figura 5c). En la Dacita Vítreo Telapón, la matriz de vidrio es muy abundante (de 75 a 79 % en volumen) y presenta estructuras de dirección de flujo representadas por vidrios de dos coloraciones (bandas intercaladas de vidrio incoloro junto a bandas de vidrio pardo claro) que alinean

a los cristales en la misma dirección (Figura 5d).

Los enclaves o xenolitos en estas rocas dacíticas son menos abundantes (<2%) y se observan en tamaños menores a 6 mm dentro de la matriz vítreo. Éstos tienen texturas microlíticas y porfídicas con una composición de andesita a andesita basáltica.

GEOQUÍMICA

Se prepararon 38 muestras de roca de los eventos volcánicos Inferior y Superior del volcán Telapón para la determinación de las concentraciones de elementos mayores y traza. Los datos de elementos mayores fueron determinados por medio de Fluorescencia de Rayos X (FRX) en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología, UNAM. Los errores analíticos en este laboratorio son menores a 1%. Las concentraciones de elementos traza, incluidos los elementos de las Tierras Raras, de 27 muestras fueron determinadas en los laboratorios del Centre de Recherches Géochimiques et Isotopiques de Nancy, Francia (SARM, 2009); en Activation Laboratories de Ancaster, Canadá (Actlabs: www.actlabs.com) y en el Laboratorio de Espectrometría de Masas del Centro de Geociencias, UNAM (www.geociencias.unam.mx). Los errores analíticos de los elementos traza y Tierras Raras en estos laboratorios son menores a 4%.

Los resultados de análisis químicos de elementos mayores y traza de los eventos volcánicos Inferior y Superior del volcán Telapón se presentan en la Tabla A1 del suplemento electrónico. En el diagrama de álcalis vs. sílice (TAS; Le Bas *et al.*, 1986) de la Figura 6a se observa que las lavas del volcán Telapón tienen un arreglo lineal desde andesita hasta el límite dacita-riolita. Se analizaron tres enclaves, presentes en la Dacita Huiluapan, cuya composición es andesita basáltica, con concentraciones de SiO₂ de 53 a 56%. Las lavas andesíticas muestran concentraciones de SiO₂ de entre 58 y 63 % en peso, pero la mayoría de las lavas analizadas se encuentran en el campo de la dacita, con valores de SiO₂ de 63 a 70 % en peso. Líticos juveniles de los depósitos de bloques y cenizas tienen valores de SiO₂ de 63 a 65 % en peso y se clasificaron como dacita. Una muestra de pómez de San Juan Cuauhtémoc presenta una composición riolítica (~73% en peso de SiO₂). Todas las rocas volcánicas analizadas caen en la serie subalcalina, de acuerdo al límite propuesto por Irvine y Baragar (1971) (Figura 6a), y dentro de la serie calcoalcalina en el diagrama AFM de la Figura 6b. Sin embargo, se puede observar una pequeña excepción para el Domo Riodacítico Tlatelpa, que sale fuera de la tendencia general.

Los diagramas de variación Harker presentan tendencias lineales continuas para la mayoría de las rocas analizadas (Figura 7). La excepción a estas tendencias la constituyen análisis de rocas pertenecientes al Domo Riodacítico Tlatelpa, la pómez riolítica de San Juan Cuauhtémoc y la

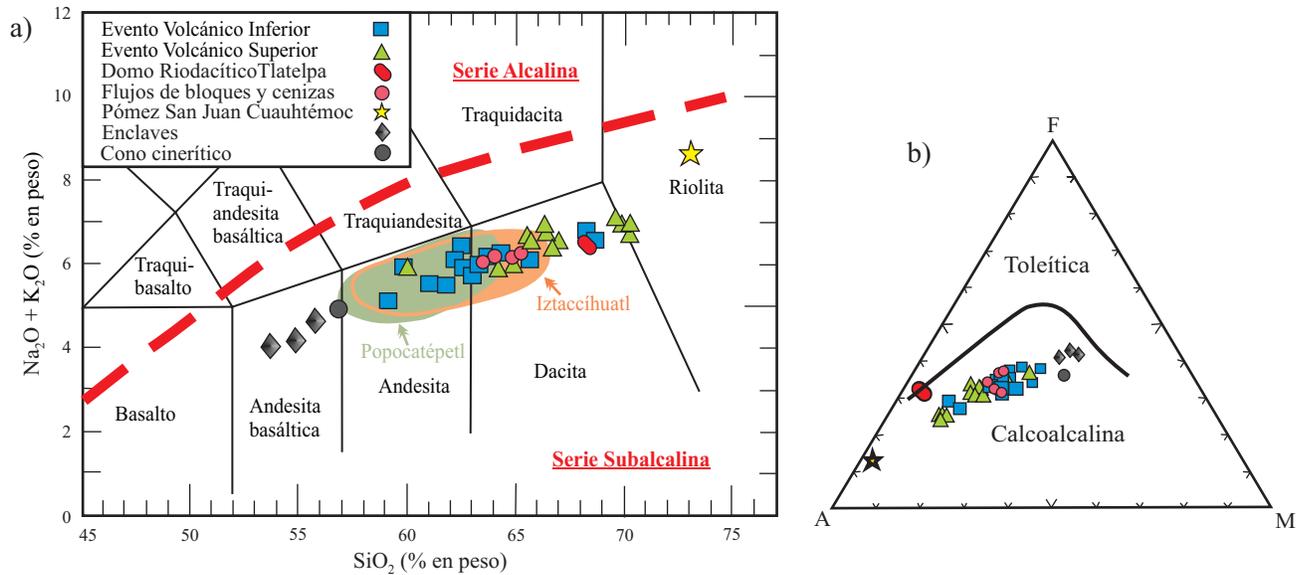


Figura 6. a: Diagrama de clasificación de TAS (Le Bas *et al.*, 1986) que muestra la clasificación de las rocas del volcán Telapón. Se presentan datos del volcán Popocatepetl (Schaaf *et al.*, 2005) y del volcán Iztaccihuatl (Nixon, 1989) con fines de comparación. División entre las series alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971). b: Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971), donde se observa que las rocas volcánicas del Telapón siguen una tendencia típica dentro del campo calcoalcalino.

muestra del cono cinerítico Tezoyo. De manera detallada, se tienen correlaciones negativas del SiO_2 respecto a los óxidos de TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO (Figuras 7a-7d) y P_2O_5 , Al_2O_3 y MnO (no mostradas aquí). El diagrama SiO_2 vs. K_2O muestra una correlación positiva (Figura 7e), lo que se ha observado en zonas de subducción (Gill, 1981; Wilson, 1989). El contenido de K_2O para la mayoría de las muestras analizadas varía de 0.91 a 3.00 % en peso, lo que las ubica en el campo de la series con potasio intermedio (Figura 7e). La muestra de pómez riolítica alcanza el campo de K_2O alto, con 4.7 % en peso.

Se realizó un análisis de regresión lineal donde se asumió la existencia de una fuente magmática similar que produjo todas las rocas. Para los óxidos de TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO y CaO , la correlación es 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 (fraccionamiento de minerales ferromagnesianos, plagioclasa, y óxidos de Fe y Ti) y/o asimilación cortical. Los óxidos de Al_2O_3 y MnO presentan una correlación mediana (r^2 de 0.63 y 0.73), mientras que la disminución de CaO y el incremento de K_2O con respecto al SiO_2 pueden indicar fraccionamiento de plagioclasa y la formación de feldespato potásico. No se observa una clara correlación del SiO_2 con el Na_2O , ni con el P_2O_5 , sin embargo, los valores en general aumentan para el sodio y disminuyen para el fósforo con respecto a la sílice, lo que indicaría fraccionamiento de apatito. En este análisis de correlación se incluyeron los datos químicos de tres enclaves presentes en la Dacita Huilupan. Estos enclaves muestran una relación coherente con casi todas las lavas, lo cual hablaría de un origen magmático común para las lavas y enclaves.

Elementos traza

En la Figura 8 se presentan diagramas de variación de algunos elementos traza con respecto al SiO_2 . Se observa un incremento en la concentración de algunos elementos litófilos de radio iónico grande (LIL: Rb y Ba) al aumentar el contenido de sílice (Figura 8b, c), pero con valores de correlación relativamente bajos (<0.59). Esto se debe al efecto que tienen valores muy dispersos como los del Domo Dacítico Tlatelpa y la pómez riolítica San Juan Cuauhtémoc. El V, Cr (Figura 8a, 8e), Ni y Co (no mostrados aquí) son elementos compatibles cuyas concentraciones disminuyen en los magmas residuales al ocurrir cristalización fraccionada. Sin embargo, como se puede ver en la figura 8e, las concentraciones de Cr en las dacitas vítreas y riolita son relativamente altas y similares a las de las andesitas. En estas muestras silíceas no existen minerales como olivino, piroxeno o cromitas que pudieran contener este elemento, por lo que es probable que se encuentre en la matriz vítrea. Este comportamiento indicaría un posible fenómeno de mezcla de magmas, además del proceso de cristalización fraccionada ya mencionado.

La concentración de Sr disminuye ligeramente con el contenido de SiO_2 , de 460 a 250 ppm (Figura 8d), lo cual hablaría de un relativo fraccionamiento de plagioclasa cálcica del magma residual. Por ejemplo, las muestras de la Dacita Vítreas Telapón se caracterizan por tener porcentajes modales bajos de plagioclasa ($<13\%$ modal). En estas mismas muestras se encontraron concentraciones de estroncio que varían de 254 a 290 ppm, las cuales son las más bajas de todo el conjunto de lavas. Un ejemplo similar pero extremo ocurre en la muestra de pómez riolítica de San Juan Cuauhtémoc,

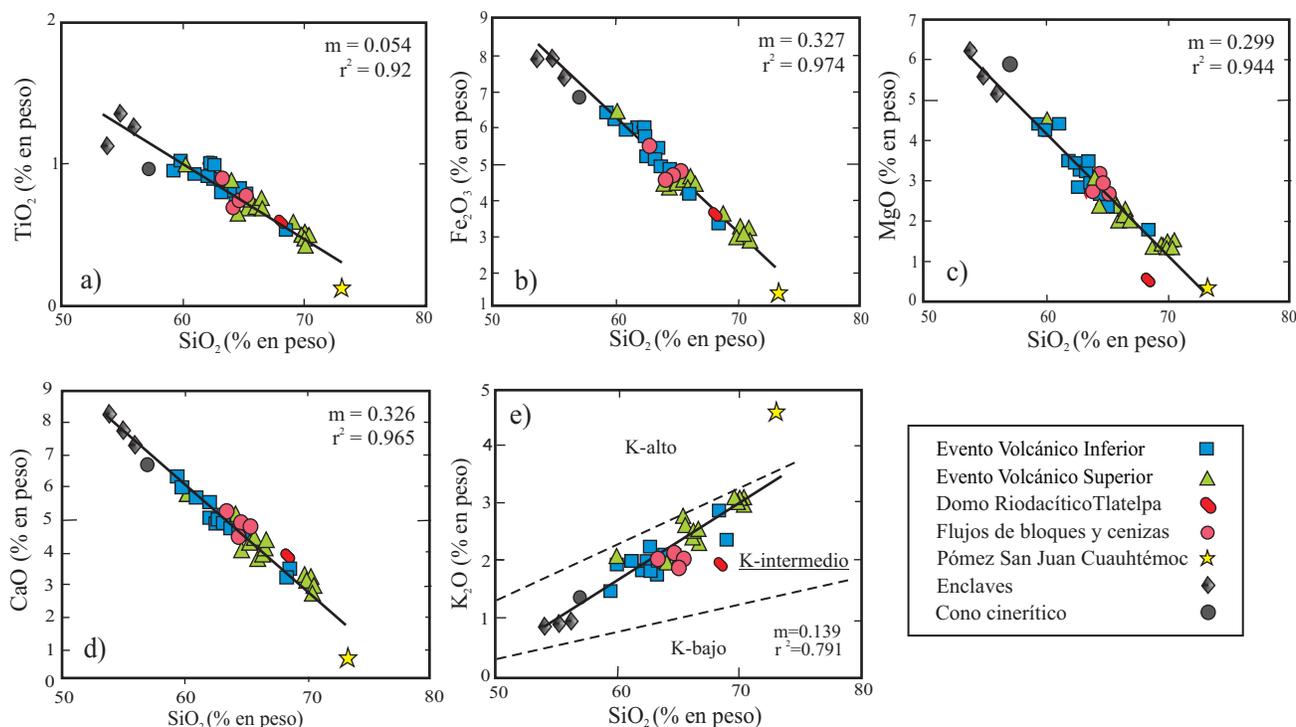


Figura 7. Diagramas de Harker que muestran la variación de los contenidos de elementos mayores con respecto al contenido de sílice (en % en peso) en muestras del volcán Telapón. a: Variación del TiO_2 ; b: variación del Fe_2O_3 ; c: variación del MgO ; d: variación del CaO ; y e: variación del K_2O , los campos de clasificación de acuerdo con el contenido de K_2O fueron tomados de Le Maitre *et al.* (1989). Se muestran las líneas de correlación de los datos químicos (m =pendiente y r^2 =coeficiente de correlación).

donde casi no existe plagioclasa y las concentraciones de estroncio son todavía más bajas, por lo que se salen del patrón de correlación (Figura 8d). La variación del Zr con respecto al SiO_2 tiene una tendencia casi horizontal (diagrama no mostrado aquí), con un índice de correlación muy bajo (<0.166), por lo que se considera que la concentración de este elemento no tiene relación clara con la diferenciación de las rocas. Elementos incompatibles como el Nb y Y no muestran tampoco ninguna correlación con el SiO_2 , lo cual es relativamente normal para la mayoría de rocas ígneas asociadas con arcos volcánicos continentales.

La Figura 9 presenta el diagrama multielemental para las muestras analizadas, normalizado con respecto al manto primitivo de Sun y McDonough (1989). Los elementos traza muestran patrones muy similares: enriquecimiento de elementos del tipo LIL, como Cs, Rb, Ba, y K, así como del Pb, respecto a los elementos de alto potencial iónico (HFS) y los elementos de las Tierras Raras (REE) pesadas: Dy, Y, Yb y Lu. Esto es característico del magmatismo asociado a zonas de subducción (Pearce, 1983; Hawkesworth *et al.*, 1993). La Dacita Vítreá Telapón presenta el mayor enriquecimiento en elementos de tipo LIL, lo cual es relativamente común en rocas asociadas con procesos de cristalización fraccionada. El patrón multielemental para el Domo Riódacítico Tlatelpa es ligeramente diferente en comparación a las demás muestras. Este domo presenta un ligero empobrecimiento de los elementos de las Tierras Raras pesadas, pero enriquecimiento en Sr. Esto podría ser una prueba de que la fuente

magmática que lo produjo debe ser diferente. La muestra de pómez presenta un patrón parecido al grupo principal de lavas, pero con anomalías mucho más importantes (no mostradas aquí). Esto probablemente se debe a que son fracciones muy diferenciadas (riolita).

La Figura 10 presenta el diagrama de REE, normalizado con respecto a los valores de condrita de Nakamura (1974), donde se observan patrones muy similares y homogéneos para casi todas las muestras: enriquecimiento de REE ligeras con respecto a las REE pesadas, las cuales presentan patrones subhorizontales. Existen ligeras diferencias de enriquecimiento con respecto a la concentración de sílice o índice de diferenciación. Las rocas con concentraciones mayores a 63 % en peso de SiO_2 (la mayoría de las rocas del Evento Volcánico Superior) presentan valores de $[\text{La}_n/\text{Yb}_n]=8-10$; mientras que las rocas con concentraciones de SiO_2 menores a 63 % en peso (rocas del Evento Volcánico Inferior), tienen valores de $[\text{La}_n/\text{Yb}_n]=6-8$. Esta diferencia de enriquecimiento puede asociarse con procesos de cristalización fraccionada. La excepción también aquí pertenece a la muestra del Domo Dacítico Tlatelpa.

En la Figura 10 se puede observar también que existe una ligera anomalía negativa de Eu para varias muestras de dacita y andesita. A partir de la relación Eu/Eu^* de Taylor y McLennan (1985), se obtienen valores de ~ 1 para las rocas con $\text{SiO}_2 < 63\%$ en peso y de 0.78 a 1.16 para las que tienen más de 63% en peso de SiO_2 . En el primer caso, no se tiene ninguna anomalía, ya que los valores son muy

cercanos a la unidad, mientras que para algunas dacitas del segundo grupo, existen ligeras anomalías negativas de europio (valores <1). Se observa también una ligera anomalía negativa de Ce en todas las muestras. El Ce^{4+} es insoluble en agua de mar, por lo que los sedimentos marinos van a estar empobrecidos en este elemento. En sistemas magmáticos convergentes se han asociado las anomalías negativas de Ce a una contribución de un componente sedimentario subducido (Hole *et al.*, 1984).

DISCUSION

Los estudios geológicos y estratigráficos realizados, y cinco nuevas edades K-Ar, obtenidas de flujos de lava del volcán Telapón, permiten proponer la sucesión de eventos volcánicos ocurridos en la parte norte de la Sierra Nevada, de la siguiente manera: sobre una secuencia sedimentaria mesozoica, identificada en el subsuelo de la Cuenca de México (datos de pozos de PEMEX en Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989), se emplazaron discordantemente unidades volcánicas del Neógeno. En la base NW del volcán Tláloc se fechó por el método K-Ar un flujo de lava andesítico, cuya edad es de 13.22 ± 0.22 Ma (Matriz afanítica; Martínez-Serrano información inédita), lo cual indica que rocas volcánicas del Neógeno existen bajo las estructuras del Tláloc y Telapón. Esta edad es contemporánea a la primera de dos fases volcánicas propuestas por

García-Palomo *et al.* (2002) y López-Hernández (2009) para el campo volcánico de Apan, ubicado al NE de los volcanes Tláloc y Telapón: primera fase entre 13.4 ± 0.6 y 12.6 ± 0.4 Ma, y segunda fase entre 2.1 ± 0.6 y 1.5 ± 0.49 Ma. Posiblemente, sobre estas unidades antiguas se emplazaron los eventos del volcán Telapón que iniciaron a *ca.* 1.03 ± 0.02 Ma y continuaron hasta hace *ca.* 35,000 años, de acuerdo con las edades de K-Ar obtenidas en este trabajo y datos de ^{14}C disponibles.

En la Figura 11 se presenta, de manera esquemática, los rangos de edades obtenidas por diversos autores y en este trabajo para lavas y depósitos piroclásticos pertenecientes al volcán Popocatepetl, al complejo volcánico Iztaccíhuatl y a los volcanes Tláloc y Telapón. La mayoría de estas edades fueron obtenidas por el método K-Ar (roca total, feldspato y matriz afanítica) y para los eventos más recientes se utilizó ^{14}C . En los volcanes Tláloc y Telapón se tienen rangos de actividad de de 1.8 Ma a 38,000 años y de 1.03 Ma a 16,000 años, respectivamente (Huddart y González, 2004; Meier *et al.*, 2007; Hernández-Javier, 2007; Cadoux *et al.*, 2011). Para el Complejo Volcánico Iztaccíhuatl, de acuerdo con Nixon (1989), se tiene un rango de actividad que va de 0.90 ± 0.07 Ma a $80,000 \pm 20,000$ años. Este autor, además, infiere que las unidades más viejas tendrían edades de *ca.* 1.7 Ma, mientras que las más jóvenes, como el domo El Papayo, puede tener una edad inferior a 12,000 años, ya que sobreyace a depósitos glaciares de esta edad. Para el caso del Popocatepetl se tiene un rango de edad

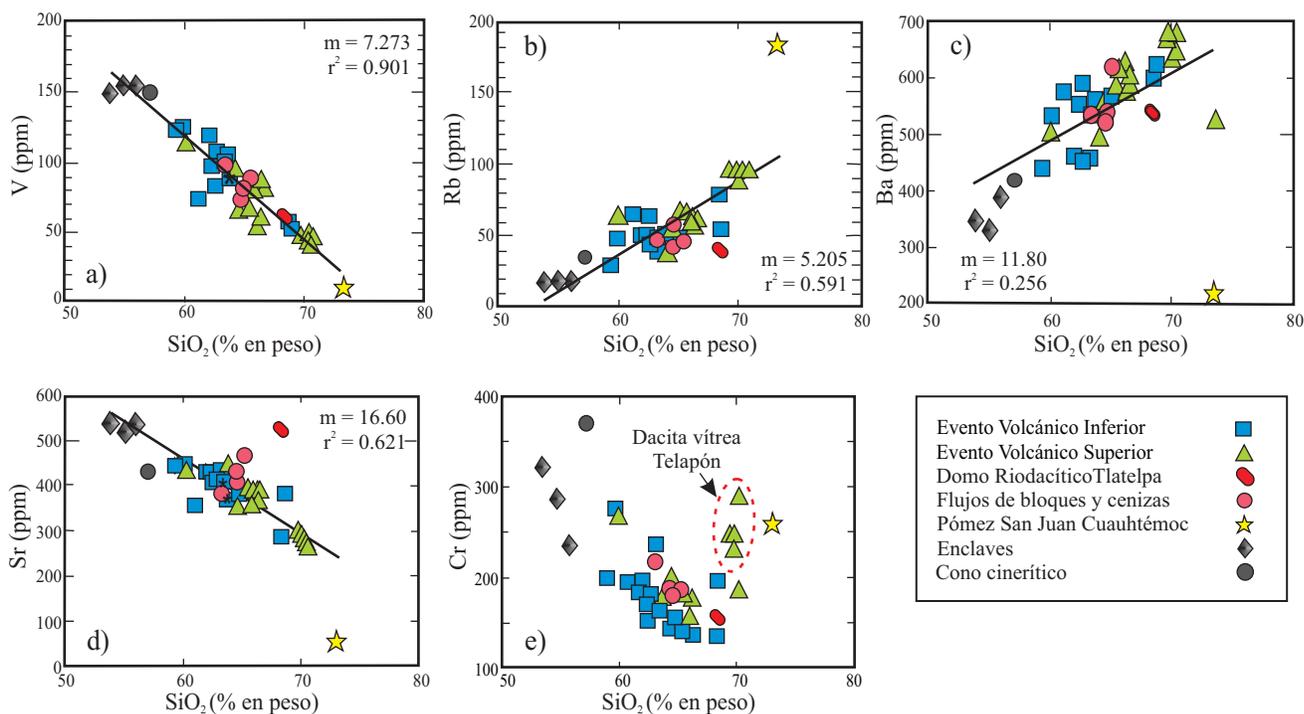


Figura 8. Diagramas de tipo Harker que muestran la variación de los contenidos de algunos elementos traza (en ppm) con respecto al contenido de sílice (% en peso) en muestras del volcán Telapón. a: variación del V; b: variación del Rb; c: variación del Ba; d: variación del Sr; y e: variación del Cr. Se presentan las líneas de correlación (m =pendiente y r^2 =coeficiente de correlación).

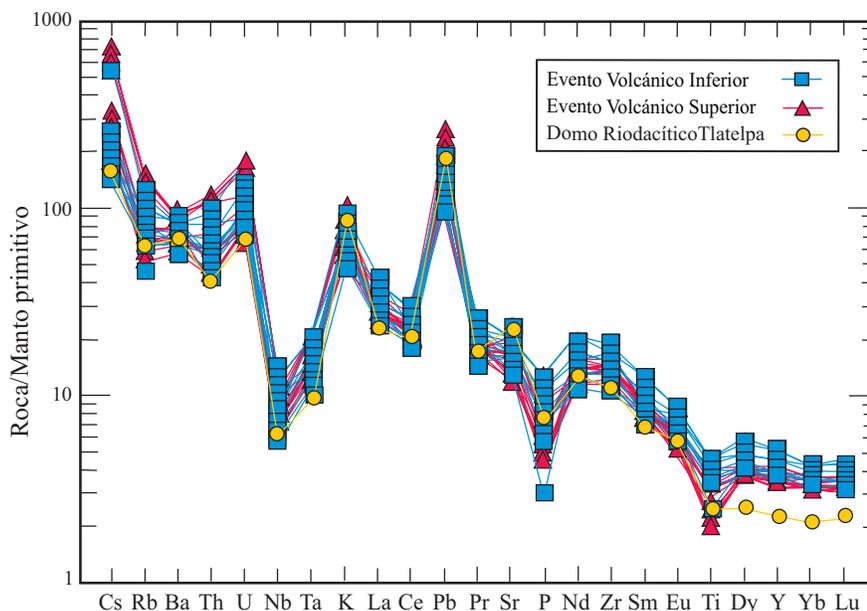


Figura 9. Diagrama de variación multielemental para las rocas del volcán Telapón. Concentraciones normalizadas con respecto a los valores del manto primitivo de Sun y McDonough (1989). Nótese las anomalías negativas de Nb, Ta, P y Ti para todas las muestras, así como anomalías positivas para los elementos del tipo LIL y el Pb.

des del vulcanismo que varía de *ca.* 730,000 años (datos paleomagnéticos) hasta el presente (Robin, 1984; Robin and Boudal, 1984, 1987; Conte *et al.*, 2004; Siebe and Macías, 2006). Sosa-Ceballos (2006) obtuvo una edad de 1.72 ± 0.3 Ma (K-Ar) para una muestra de roca volcánica de la secuencia inferior del Popocatepetl (muestra NEX-1). A pesar de que existen algunas lagunas de información sobre edades de las rocas más antiguas del Popocatepetl y del complejo volcánico Iztaccíhuatl, con la información actual se puede proponer que dicha actividad volcánica apareció ligeramente más temprano en la parte norte de la Sierra y un poco más tarde en la parte sur, y a partir de entonces se

generalizó en toda la Sierra hasta el Pleistoceno Superior-Holoceno. Tradicionalmente, se había propuesto, con base en descripciones geomorfológicas, edades K-Ar de algunas lavas de la Sierra Nevada y datos paleomagnéticos obtenidos por autores como Vázquez-Sánchez y Vázquez-Palomera (1989) y Mooser *et al.* (1974), que existió una migración del vulcanismo de norte a sur. Se argumentaba que la actividad del volcán Tláloc se produjo durante el Plioceno y terminó antes de que se iniciara en el Iztaccíhuatl, y posteriormente en el Popocatepetl. Sin embargo, existe actualmente suficiente evidencia geocronológica que permite mostrar que no existió tal migración, sino que la construcción de

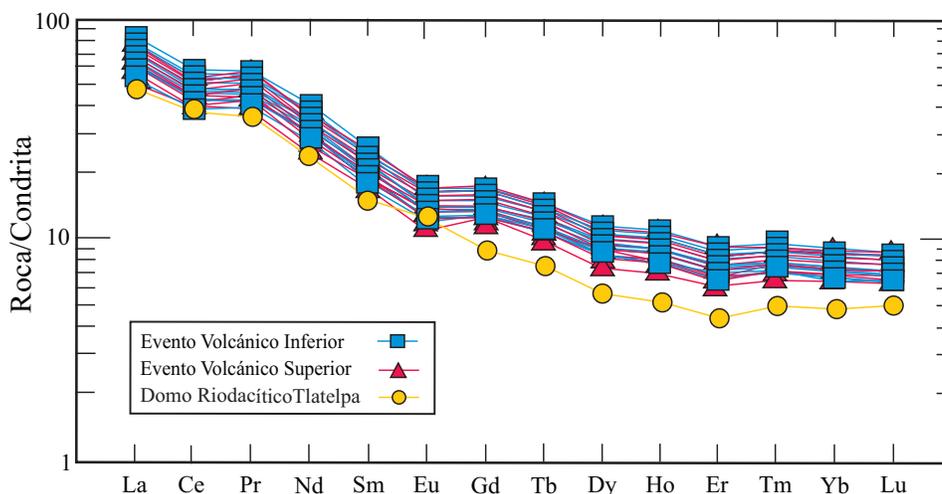


Figura 10. Diagrama de variación de elementos de Tierras Raras para las rocas del volcán Telapón. Concentraciones normalizadas con respecto a los valores de condrita de Nakamura (1974) y a valores de Haskin *et al.* (1968) para el Pr, Tb, Ho y Tm.

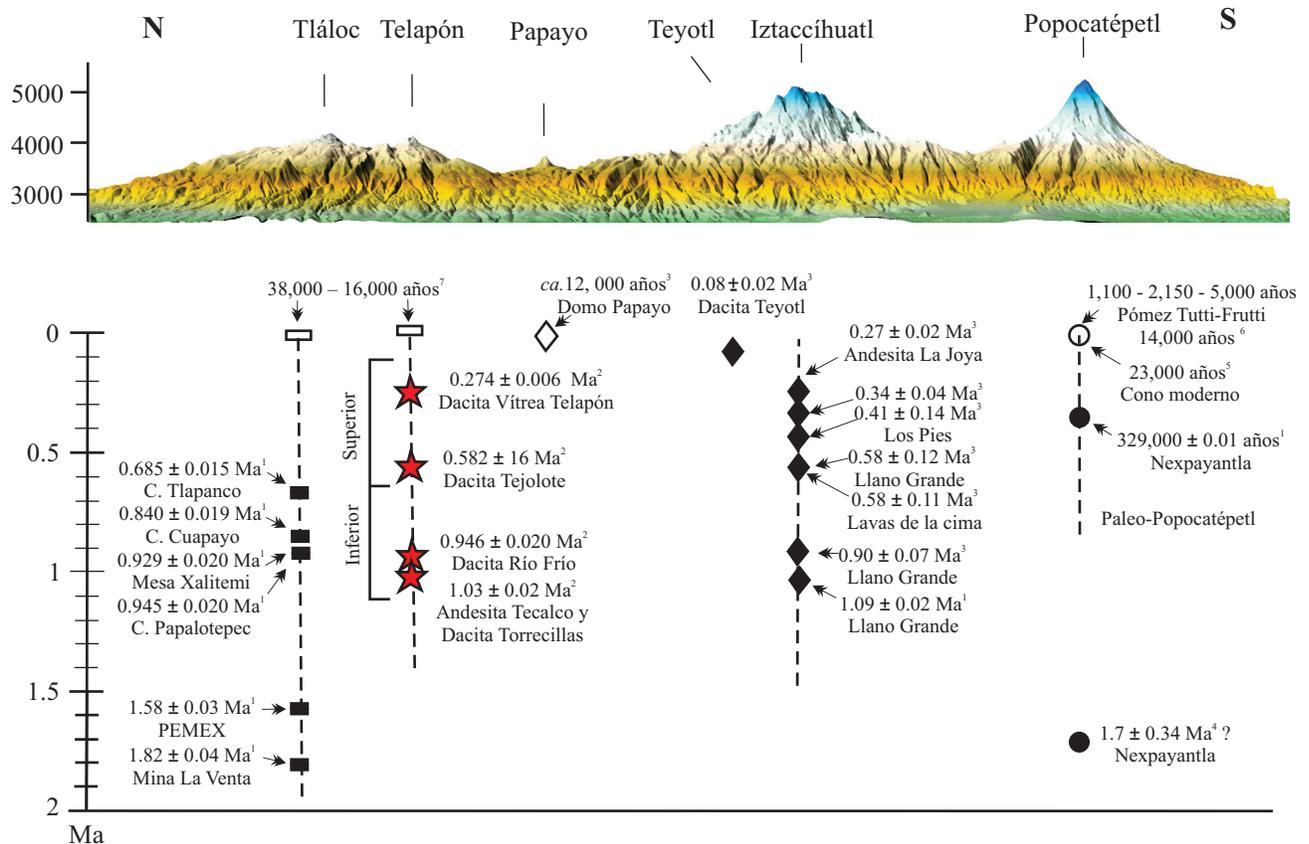


Figura 11. Perfil de la Sierra Nevada de norte a sur, en el cual se muestran de manera esquemática los rangos de edades disponibles hasta ahora, para los complejos volcánicos Tláloc-Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatepetl. Las líneas discontinuas indican el periodo de actividad inferido para cada complejo volcánico. Los símbolos rellenos son edades K-Ar y los símbolos en blanco son edades ^{14}C . Fuente de los datos: 1=Cadoux *et al.* (2011), 2=Este trabajo, 3=Nixon (1989), 4=Sosa-Ceballos (2006), 5=Siebe y Macías (2006), 6=Siebe *et al.* (1996), 7=(Cornwall, 1971; Huddart y González, 2004; Rueda *et al.*, 2006; Meier *et al.*, 2007; Hernández-Javier, 2007).

las estructuras volcánicas de la Sierra Nevada ocurrió en muchos casos de manera simultánea. Todavía es necesaria la obtención de más edades de las unidades de roca de esta sierra para corroborar su contemporaneidad.

Una característica particular de la Sierra Nevada es su alineación N-S, que contrasta con la alineación E-W de los volcanes en los campos volcánicos monogenéticos vecinos como la Sierra Chichinautzin. La alineación y posición de los volcanes existentes en esta región permiten inferir la presencia de estructuras en la corteza, las cuales son contrastantes entre ellas. Para el caso del campo volcánico de la Sierra Chichinautzin se ha propuesto la existencia de un sistema distensivo que posiblemente dio origen a fallas E-W y permitió la formación de dicho campo (García-Palomo *et al.*, 2000). Mientras que en la Sierra Nevada se puede inferir la existencia de estructuras orientadas casi norte-sur y la presencia de otras estructuras que cortan a las primeras y que permitieron la formación de los grandes estratovolcanes. Por ejemplo, el campo volcánico de Apan está asociado a fallas normales con orientación 30° NE (García-Palomo *et al.* 2002), las cuales cruzan por la parte norte de la Sierra Nevada y se pueden proyectar en la

cima del volcán Tláloc. Es probable que la intersección de estructuras ~N-S y NE-SW permitieron la formación de los estratovolcanes de la parte norte de la Sierra Nevada. En el trabajo gravimétrico regional realizado por Rodríguez-Sandoval (2003), se infirió la existencia de estructuras orientadas NE-SW bajo los volcanes Tláloc y Telapón que se correlacionan con las existentes en Apan. Este mismo autor señaló que entre los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl, y entre éste y el Telapón existen máximos gravimétricos que se pueden asociar con posibles estructuras volcánicas antiguas sepultadas, cuyas características físicas, al menos superficiales, serían diferentes a las de los volcanes actuales de la Sierra Nevada.

Como se puede inferir de lo anterior, el conocimiento de las estructuras y condiciones bajo la Sierra Nevada es aún insuficiente para explicar su formación. No se ha podido proponer aún un modelo global que pueda explicar las relaciones entre los sistemas de fallas y estructuras volcánicas asociadas, salvo el modelo propuesto por Alaniz-Álvarez *et al.* (1999). Estos autores asociaron la presencia de los grandes estratovolcanes y campos monogenéticos a la existencia de patrones de fallas con orientaciones y velocidades

de desplazamiento diferentes. Sin embargo, este modelo ha sido cuestionado por diversos investigadores (Contreras and Gómez-Tuena, 1999; Siebe *et al.*, 1999; Suter, 1999). Por lo tanto, es necesario efectuar más trabajos geofísicos, geológicos y estructurales de la región de la Sierra Nevada que permitan explicar la ubicación y orientación de los volcanes actuales.

La morfología de la Sierra Nevada se caracteriza en su sector sur por presentar volcanes de composición predominantemente andesítica-dacítica, los cuales muestran grandes relieves: el complejo volcánico Iztaccíhuatl con sus 5,230 m s.n.m. está formado por abundantes y extensos flujos de lava, domos y menores depósitos piroclásticos (Nixon, 1989), que fueron emplazados a través de estructuras volcánicas alineadas en dirección NNW-SSE. Por su parte, la estructura cónica del volcán Popocatepetl (5,452 m s.n.m.) produjo en los últimos 22,000 años diversos depósitos piroclásticos y menores flujos de lava de composición intermedia, emplazados mayoritariamente en sus alrededores (Siebe and Macías, 2006). Esto contrasta con el sector norte de la sierra, donde los volcanes Tlaloc y Telapón presentan abundantes lavas, domos y depósitos piroclásticos de composición dacítica predominante a riolítica, los cuales produjeron una morfología redondeada y de relativamente baja altitud (4,120–4,060 m.s.n.m).

El volcán Telapón presenta extensos flujos de lava con grandes espesores (*e.g.*, lavas Qvt y Qdp), lo cual le da a este volcán una estructura particular. De manera general, se considera que el vulcanismo de composición dacítica-riolítica es predominantemente explosivo debido a su alta viscosidad (Schmincke, 2004). Sin embargo, existen trabajos en los que se han identificado lavas silíceas con alta viscosidad que pueden producir flujos relativamente extensos (Manley, 1992; Cas and Wright, 1992; Schmincke, 2004). Hellwig (2006) realizó estudios sobre lavas dacíticas, en las cuales observa que la viscosidad es afectada por efectos de la temperatura, el contenido de agua y el contenido de flúor o volátiles (H, CO₂, y Cl) presentes en la cámara magmática. Manley (1992) estimó, mediante modelos numéricos, que flujos de lava riolíticos de varias decenas de metros de espesor (100–300 m) pueden tardar en enfriarse varias décadas y entonces desplazarse lentamente a una velocidad de 0.5 a 2.5 km/año. El espesor y área que ocupa la Dacita Vítreo Telapón (Qvt), así como sus características texturales, son similares a las descritas en los trabajos citados, lo cual explicaría que esta dacita haya recorrido una distancia de ~5 km a partir de la cima. En el futuro sería conveniente efectuar estudios reológicos sobre esta dacita vítreo con el fin de estimar las variables fisicoquímicas que permitieron que fluyera varios kilómetros.

Al comparar las características petrográficas y geoquímicas de las rocas del volcán Telapón con las de los demás volcanes de la Sierra Nevada, se tiene lo siguiente: el volcán Telapón muestra un rango de variación de sílice más amplio en comparación con el complejo volcánico Iztaccíhuatl y Popocatepetl (Figura 6a). En la zona de estudio, las rocas

varían de andesita a riolita (SiO₂ de 59–73 % en peso); el complejo volcánico Iztaccíhuatl se compone de andesitas a dacitas (58–67 % en peso de SiO₂); mientras que el Popocatepetl tiene composiciones de andesita basáltica a dacita (57–65 % en peso de SiO₂). Esto muestra que los procesos magmáticos ocurridos aquí son relativamente similares, aunque existen ciertas diferencias particulares asociadas con procesos locales de las cámaras magmáticas de cada estructura. En la Figura 12 se presenta un ejemplo de las variaciones químicas observadas a lo largo de la Sierra Nevada (~65 km de largo), para el caso del K₂O y Rb. Se puede apreciar un enriquecimiento de estos dos elementos conforme se va de sur a norte. Este enriquecimiento puede deberse a que los magmas que formaron a las estructuras de la parte norte de la sierra tuvieron un mayor grado de diferenciación o cristalización fraccionada que los de la parte sur. Además, pudo haber existido una mayor interacción de los magmas con rocas de la corteza continental en la cámara magmática que alimentó al volcán Telapón, como lo indica el incremento en la concentración de rubidio.

Por otra parte, se puede identificar una evolución de la composición del magma a través del tiempo (entre 1.03 Ma y 35,000 años) para el volcán Telapón. El Evento Volcánico Inferior es predominante andesítico mientras que el Evento Volcánico Superior es dacítico-riolítico. Estas diferencias composicionales podrían explicarse en gran parte, por la existencia de procesos de cristalización fraccionada ocurridos en la cámara magmática principal, a

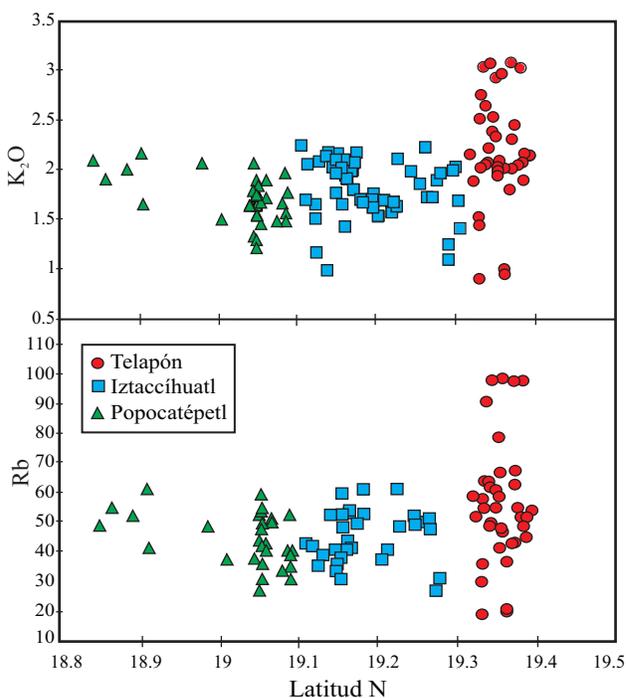


Figura 12. Variación de las concentraciones de K₂O (% en peso) y Rb (ppm) con respecto a la latitud para la Sierra Nevada. Datos del Popocatepetl tomados de Schaaf *et al.* (2005), del Iztaccíhuatl de Nixon (1989) y los del volcán Telapón de este trabajo.

partir de un magma andesítico basáltico representado por los enclaves identificados en algunas lavas. Las características petrográficas que presentan dichos enclaves de origen ígneo (formas redondeadas, sin aureolas de contacto y con fenocristales de la lava incluidos en los enclaves) indican que estos se encontraban aún calientes y plásticos cuando fueron incluidos en las lavas.

Algunas de las evidencias sobre la existencia de procesos de cristalización fraccionada se pueden observar en las variaciones coherentes de los elementos mayores con respecto al SiO_2 , mostradas en los diagramas de Harker (Figura 7). Las variaciones químicas de los elementos mayores parecen estar controladas por el fraccionamiento de piroxeno, óxidos de Fe y Ti, plagioclasa y apatito. Aunque no hay que olvidar que se registran también otros procesos que complican la interpretación de un fenómeno simple de cristalización fraccionada como la asimilación cortical y/o mezcla de magmas. En la Figura 13a, que relaciona las concentraciones de estroncio con el porcentaje modal de plagioclasa, se puede apreciar que existieron fenómenos de cristalización fraccionada los cuales afectaron a las lavas del volcán Telapón, como lo indica la flecha en dicha figura. Sin embargo, la Dacita Vítreo Telapón se sale de esta tendencia principal, lo cual indicaría que fue afectada por procesos magmáticos diferentes a la cristalización fraccionada. Otra evidencia de la existencia de procesos de cristalización fraccionada se presenta en la Figura 13b, en la cual se relaciona la concentración de un elemento compatible (V) contra un elemento incompatible (Rb). Se observa una correlación negativa con una fuerte pendiente, lo que indica un aumento del Rb respecto al V al ocurrir cristalización fraccionada. En el diagrama de SiO_2 vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ (no mostrado en el presente trabajo) muestra una correlación positiva lo cual

indica también procesos de fraccionamiento de clinopiroxeno a partir de un magma andesítico basáltico.

Además de los procesos de cristalización fraccionada, que pueden explicar la mineralogía y variaciones químicas observadas en la mayoría de las lavas, existen evidencias mineralógicas y texturales que permiten identificar otros procesos. Por ejemplo, en la mayoría de las lavas porfídicas existen macrofenocristales de plagioclasa (~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, la cual presenta a su vez, bordes de reacción. Asociados a estos macrofenocristales se presentan fenocristales de plagioclasa 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 para formar las estructuras típicas de tamiz o bien contornos de reabsorción. El incremento en la temperatura en la cámara magmática puede deberse a posibles fenómenos de convección o al ascenso de nuevo magma máfico de las profundidades, como lo sugiere este autor.

Existen asociaciones minerales en desequilibrio como cuarzo y olivino con coronas de reacción de piroxeno y algunos óxidos de Fe y Ti dentro de las andesitas, lo que indica una posible mezcla de magmas. Una evidencia más de una posible mezcla de magmas se presenta en la textura y estructuras de la Dacita Vítreo Telapón, que en lámina delgada presenta vidrio de dos posibles composiciones representada por dos tonalidades, que se mezclan mecánicamente en un proceso que se describe como “*magma mingling*” (Figura 5d). Sklyarov y Federovskii (2006) estudiaron procesos in-

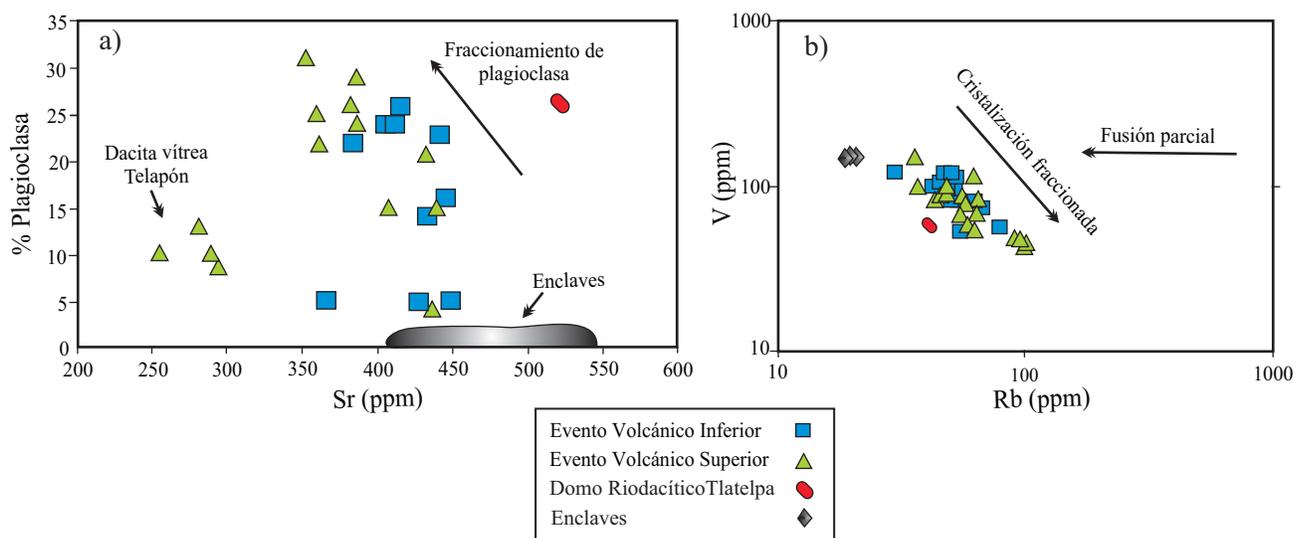


Figura 13. a: Relaciones entre la concentración de estroncio con respecto al porcentaje modal de fenocristales de plagioclasa presentes en lavas del volcán Telapón. Se puede apreciar una correlación negativa para la mayoría de las muestras pertenecientes a las lavas y enclaves, lo cual indica procesos de cristalización fraccionada de plagioclasa. b: V vs. Rb en escala logarítmica. Se muestran las tendencias que indican cristalización fraccionada y fusión parcial.

completos de mezcla de magmas similares a los observados en las lavas dacíticas del Volcán Telapón.

Con base en las características petrográficas y geoquímicas discutidas previamente, se puede proponer la existencia de una cámara magmática zonificada para el volcán Telapón, la cual pudo haber evolucionado y produjo dos estados principales: el primero consistió de una cámara magmática que contenía un magma andesítico predominante en la parte inferior y otro de composición dacítica en la parte superior, pero en menor cantidad. Aquí, ocurrían inyecciones periódicas de un magma andesítico basáltico de composición similar a los enclaves presentes. De hecho, la presencia de estos enclaves es posible evidencia de mezcla de magmas entre un componente relativamente máfico y otro dacítico. En el siguiente estado predominaban los magmas de composición dacítica, producidos principalmente por fenómenos de cristalización fraccionada. Aquí también, la inyección de nuevo magma andesítico basáltico recalentó y produjo el emplazamiento del evento más reciente del volcán. La presencia de fenómeno de convección dentro de la cámara y la entrada de nuevo magma andesítico basáltico produjeron condiciones de desequilibrio que se reflejan en las texturas de las rocas estudiadas.

Por otra parte, con el fin de obtener información sobre el tipo de fuente magmática de la que se originaron las rocas del volcán Telapón, se calculó la relación La/Yb para muestras pertenecientes a los volcanes Popocatepetl (datos de Schaaf *et al.*, 2005) y Telapón (presente estudio). En este cálculo únicamente se incluyeron las rocas que presentaban números de magnesio (Mg#) mayores a 55, lo que permite

asegurar que son las menos diferenciadas. Los resultados de La/Yb parecen mostrar un incremento con respecto a la latitud en la Sierra Nevada. En el Popocatepetl se tiene una variación La/Yb de 8 a 13 con una moda de 9, mientras que para el volcán Telapón, la misma relación estaría entre 9 y 15, con una moda de 12. Estas ligeras diferencias en los valores podrían indicar que los magmas de la parte norte se produjeron en una zona más profunda en comparación con la parte sur. Los magmas producidos en la parte sur, probablemente salieron de una fuente libre de granate en el manto, como lo proponen Schaaf *et al.* (2005) para el Popocatepetl. En tanto que, en el norte, la relación de estos REE indicaría la existencia de una fuente más profunda con presencia de granate residual. En este sentido, con el fin de establecer el tipo de fuente magmática de la cual surgieron los magmas, en la Figura 14 se presentan las variaciones de Nb con respecto a la relación Ba/Nb. Se puede distinguir que las rocas de la mayoría de los volcanes de la Sierra Nevada presentan valores relativamente altos de Ba/Nb (de 40 a 100), a bajos valores de Nb (de 3 a 11 ppm), los cuales indicarían una fuente del manto empobrecido, con una fuerte influencia de elementos incompatibles de radio iónico grande (LIL) aportados por fluidos de la placa en subducción. La única parte contrastante en esta figura, son las muestras de la Dacita Vítreá Telapón, que presentan los valores más altos de Ba/Nb (entre 100 y 130), los cuales pueden sugerir la intervención de procesos de asimilación cortical en su formación. Estos procesos serán comprobados en el futuro mediante estudios isotópicos de Sr y Nd.

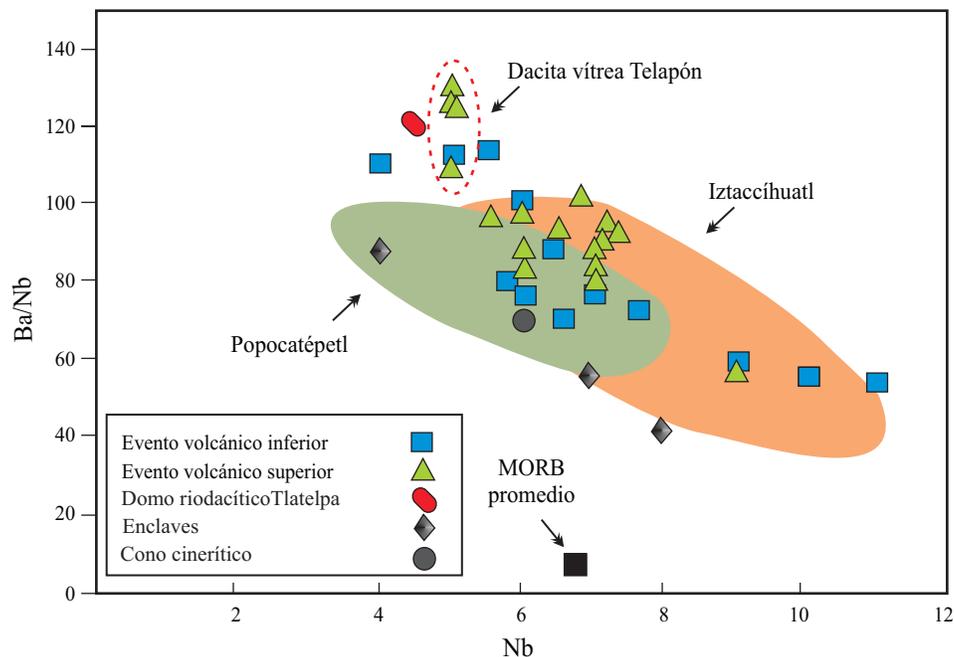


Figura 14. Relación entre las concentraciones de Nb y Ba/Nb para rocas de las diferentes estructuras de la Sierra Nevada. Datos para el Popocatepetl tomados de Schaaf *et al.* (2005) y para el Iztaccíhuatl de Nixon (1989).

CONCLUSIONES

El estratovolcán Telapón está formado por domos, flujos de lava y depósitos piroclásticos emplazados a partir de diversos conductos ligados a una fuente común y cuya composición predominante es dacítica a riolítica, con menores unidades andesíticas. El vulcanismo se inició hace 1.03 Ma y continuó hasta hace ~35,000 años, de manera contemporánea con los demás eventos de la Sierra Nevada. Existe una evolución en la composición litológica de andesita a dacita – riolita que puede ser explicada por procesos predominantes de cristalización fraccionada y modificada por procesos de mezcla de magmas y asimilación cortical dentro de una cámara magmática zonificada. Las características geoquímicas mostradas por todas las rocas del volcán Telapón permiten inferir una fuente magmática homogénea situada en la cuña del manto, la cual fue modificada por fluidos aportados por la deshidratación de los sedimentos subducidos.

Existen ligeras variaciones petrográficas y geoquímicas para las rocas emplazadas en los diferentes volcanes de la Sierra Nevada, las cuales pueden ser explicadas a través de diferencias existentes en la fuente magmática de cada volcán y a la diferente interacción de los magmas con la corteza continental en cada cámara magmática.

Los resultados geocronológicos y petrológicos obtenidos en el presente estudio indican que la actividad volcánica a lo largo de la Sierra Nevada se ha mantenido constante desde hace ~1.8 Ma hasta el presente, con una composición más silícica y relativamente más explosiva hacia su parte norte. Esto podría representar un riesgo geológico relativamente alto para los habitantes de las cuencas de México y de Puebla-Tlaxcala.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos las facilidades analíticas prestadas por el Dr. Hervé Guillou del LSCE de Francia para la obtención de las edades de K-Ar. Así mismo, agradecemos a la Quím. Patricia Girón del Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X (LUGIS del Instituto de Geología, UNAM) por su participación en la determinación de las concentraciones de elementos mayores y traza. Al Ing. Teodoro Hernández del laboratorio de molienda y separación de minerales del LUGIS (Instituto de Geofísica, UNAM) por las facilidades prestadas en la preparación mecánica de las muestras. Agradecemos a los Drs. J.L. Macías y A. Cadoux por las discusiones sobre las características estratigráficas, realizadas durante los trabajos de campo. De igual forma agradecemos a la Dirección del Parque Nacional Izta-Popo-Zoquiapan por facilitar la recolección de algunas muestras de este trabajo. El financiamiento de este trabajo fue aportado por dos proyectos PAPIIT- DGAPA números: IN118909-3 y IN113006. Queremos agradecer también a los Doctores Jesús Roberto Vidal Solano y Luis Delgado Argote por

las revisiones hechas al trabajo las cuales enriquecieron su contenido.

APENCICE A. DATOS SUPLEMENTARIOS

La Tabla A1 puede consultarse en la página web <<http://rmcg.unam.mx/>>, dentro de la tabla de contenido de este número (suplemento electrónico 28-2-01).

REFERENCIAS

- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., Ferrari, L., 1999, Effects of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt: *Geology*, 26(7), 591-594.
- Arana-Salinas, L., Siebe, C., Macías, J.L., 2010, Dynamics of the ca. 4965 yr ¹⁴C BP “Ochre Pumice” Plinian eruption of Popocatepetl volcano, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 192, 212-231.
- Cadoux, A., Missenard, Y., Martínez-Serrano, R.G., Guillou, H., 2011, Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration in the Transmexican Volcanic Belt: the case of the Sierra Nevada Range: *Geological Magazine*, 1-15 doi: 10.1017/S0016756810000993.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1992, *Volcanic Successions*: Chapman and Hall, 528.
- Charbit, S., Guillou, H., Turpin, L., 1998, Cross calibration of K-Ar standard minerals using and unspiked Ar measurement technique: *Chemical Geology*, 150, 147-159.
- Conte, G., Urrutia-Fucugauchi, J., Goguitcaichvili, A., Soler-Arechalde, A. M., Morton-Bermea, O., 2004, Paleomagnetic study of lavas from the Popocatepetl Volcanic Region, Central Mexico: *International Geology Review*, 46, 210-225.
- Contreras, J., Gómez-Tuena, A., 1999, Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt. *Comment: Geology*, 27, 571-572.
- Cornwall, I.W., 1971, Outline of a stratigraphical “bridge” between the Mexico and Puebla basins, part II: *Bulletin Institute of Archaeology, University of London*, 8 (1969), 1-54.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J., Hernández-Bernal, M.S., 2003, Volcanic record and age of formation of the Mexico City basin: *GEOS*, 23 (2), Union Geofísica Mexicana, Resúmenes y programas, p. 120.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.-U., 1984, *Pyroclastic Rocks*: Alemania, Springer-Verlag, 472.
- Fries, C. Jr., 1960, *Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México*: Universidad Nacional Autónoma de México, Boletín del Instituto de Geología, 60, 236.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño, V.H., 2000, Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano, region central Mexico: *Tectonophysics*, 318, 281-302.
- García-Palomo, A., Macías, J., Tolson, G., Valdez, R., Mora-Chaparro, J., 2002, Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Transmexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, 41, 133-150.
- Gill, J. B., 1981, *Orogenic andesites and plate tectonics*: Berlin, Springer-Verlag, xiv, 390 pp.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Torrado, F.P., Badiola, E.R., 1996, K-Ar age and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73, 141-155.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquível, M.T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario*, 57(3), 227-285.
- 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 Elements*: Oxford, Pergamon, 1, 889-911.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M., McDermott, F., 1993, Mantle and slab contributions in arc magmas: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21, 175-204.
- Hellwig, B., 2006, The viscosity of dacitic liquids measured at conditions relevant to explosive arc volcanism: Determining the influence of temperature, silicate computation, and dissolved volatiles content: University of Missouri-Columbia, USA, Master of Science Thesis, 158 pp.
- 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: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Filosofía y Letras, Tesis de Licenciatura en Geografía, 115 pp.
- Hole, M.J., Saunders, A.D., Marriner, G.F., Tarney, J., 1984, Subduction of pelagic sediment: Implications for the origin of Ce-anomalous basalts from Mariana Islands: *Journal of Geological Society of London*, 141, 453-472.
- Huddart, D., González, S., 2004, Pyroclastic flows and associated sediments, Tláloc-Telapón, piedmont fringe of the eastern basin of Mexico (resumen), *in* Aguirre-Díaz, G., Macías, J.L., Siebe, C. (eds.), *Neogene-Quaternary continental margin volcanism - Proceedings of the GSA Penrose Conference at Metepec, Puebla, Mexico*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial No. 2, p. 35.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, 27 (3), 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, 193 pp.
- López-Hernández, A., 2009, Evolución Volcánica del Complejo Tulancingo-Acoaculco y su sistema hidrotermal, Estados de Hidalgo y Puebla: Querétaro, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de Doctorado, 170 pp.
- Manley, C.R., 1992, Extended cooling and viscous flow of large, hot rhyolite lavas: implications of numerical modeling results: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53, 27-46.
- Meier, M., Grobéty, B., Arce, J.L., Rueda, H., 2007, Origin and age of the volcanic rocks of Tláloc Volcano, Sierra Nevada, Central Mexico: AGU abstracts in CD, Acapulco, Mexico.
- Mooser, F., Nairn, A.E.M., 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*, 63, 451-483.
- Nakamura, N., 1974, Determinations of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757-775.
- Nixon, G.T., 1989, The geology of Iztaccihuatl Volcano and adjacent areas of The Sierra Nevada and Valley of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper 219, 58 pp, 1 mapa.
- 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*: Nantwich, Shiva, 230-249.
- Robin, C., 1984, Le Volcan Popocatepetl (Mexique): structure, evolution pétrologique et risques: *Bulletin of Volcanology*, 47 (1), 1-23.
- Robin, C., Boudal, C., 1984, Une éruption remarquable par son volume: l'événement de type Saint-Helens du Popocatepetl (Mexique): *Comptes-rendus des séances de l'Académie des sciences, Série 2*, 299 (13), 881-886.
- Robin, C., Boudal, C., 1987, A gigantic Bezmyanny-type event at the beginning of modern volcan Popocatepetl: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31 (1-2), 115-130.
- Rodríguez-Sandoval, R., 2003, Análisis gravimétrico de la Sierra Nevada, México: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 64 pp.
- Rueda, H., Arce, J., Macías, J.L., García-Palomo, A., 2006, A ~31 ka Plinian-subplinian eruption at Tláloc Volcano, Sierra Nevada, Mexico: EOS Transactions, AGU, 87(52), Fall Meeting Supplement, Abstract # V33B-0668.
- Rutherford, M.J., Hill, P.M., 1993, Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens eruptions: *Journal Geophysical Research*, 98, 19667-19685.
- Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM) 2009, Service d'analyse de roches et minéraux du CNRS: Vandoeuvre-Lès-Nancy Cedex, France <www.crp.cnr.fr/SARM/index.html>.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J., 2005, Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico: *Journal of Petrology*, 46(6), 1243-1282.
- Schlaepfer, C.J., 1968, Resumen de la Geología de la Hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos. Hoja México 14Q-h(5): México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, serie 1:100,000, 1 mapa con texto.
- Schmincke, H.-U., 2004, *Volcanism*: Springer, 324 pp.
- Siebe, C., Macías, J.L., 2006, Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlan stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin volcanic field, *in* Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre-Díaz G.J. (eds.), *Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism: a perspective from Mexico*: Geological Society of America, Special Paper 402, 253-329.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., Obenholzer, J., 1996, Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, Central Mexico: Past key to the future?: *Geology*, 24, 399-402.
- Siebe, C., Quintero-Legorreta, O., García-Palomo, A., Macías, J., 1999, Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt. Comment: *Geology*, 27, 572-573.
- Sklyarov, E.V., Federovskii, V.S., 2006, Magma mingling: Tectonic and geodynamic implications: *Geotectonics*, 40(2), 120-134.
- Sosa-Ceballos, G., 2006, El paleo-Popocatepetl: petrología, geoquímica e isotopía de secuencias pre-23,000 años: México D.F., Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Licenciatura, 125 pp.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes, *in* Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*: Geological Society (London), Special Publication 42, 313-345.
- Suter, M., 1999, Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican Volcanic Belt. Comment: *Geology*, 27, 571.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985, *The Continental Crust: its composition and evolution*: Oxford, Blackwell, 312 pp.
- Tschiyama, 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*, 89, 1-16.
- Vázquez-Sánchez, E., Jaimes-Palamera, R., 1989, Geología de la Cuenca de México: *Geofísica Internacional*, 28, 133-190.
- Vázquez-Selem, L., 1989, Geomorfología glacial y periglacial del volcán Teyótl: México: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Filosofía y Letras, Tesis de Licenciatura en Geografía, 155 pp.
- Wilson, M., 1989, *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*: London, Unwin Hyman, 446 pp.

Manuscrito recibido: Octubre 21, 2010

Manuscrito corregido recibido: Abril 22, 2011

Manuscrito aceptado: Abril 24, 2011