



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA**

**VOLCANISMO EFUSIVO EN EL ÁREA DEL
NEVADO DE TOLUCA: DISTRIBUCIÓN Y
GÉNESIS DE MAGMAS**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(VULCANOLOGÍA)**

**P R E S E N T A:
RAFAEL TORRES-OROZCO**

TUTOR: DR. JOSÉ LUIS ARCE

2011



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

Agradezco infinitamente a la UNAM, al Instituto de Geología y al Posgrado en Ciencias de la Tierra, por darme la oportunidad de crecer y desarrollarme profesional y académicamente durante los años que ha durado mi estadía en esta loable institución; por supuesto, a través de académicos, directivos, administrativos en la coordinación del posgrado y demás personas que hacen esto posible.

Agradezco a CONACYT por la beca otorgada para realizar mis estudios de maestría y por la beca mixta para realizar una estancia en la Universidad de Texas en Austin.

Sobre todo, y de manera especial, agradezco al Dr. José Luis Arce por todas las oportunidades, enseñanzas, paciencia, confianza y amistad que ha tenido con mi persona; por su incomparable disposición para enseñar y aclarar siempre dudas respecto al mundo de la vulcanología y la geología en general, por el buen café de las mañanas y por las meticulosas revisiones y mejoras hechas a este trabajo. Además, agradezco la oportunidad de participar en los proyectos CONACYT 98772 y PAPIIT (IN107409; otorgado a J.L. Arce), de los cuales se obtuvo beca y financiamiento para poder realizar este proyecto de tesis.

Agradezco a la Ing. Ma. del Consuelo Macías por su ayuda en el uso del taller de molienda del Instituto de Geología y en la preparación de muestras para análisis químicos; y al LUGIS, en las personas de la Ing. Patricia Girón, por su apoyo en la realización de los análisis de Fluorescencia de Rayos X, y de la M.C. Elena Lounejeva, por su auxilio y disposición para efectuar análisis de elementos traza mediante ICP-MS; ya que sin ellos no hubiera sido posible realizar esta tesis.

Asimismo, agradezco al Dr. Paul W. Layer de la Universidad de Alaska en Fairbanks, EUA, por llevar a cabo todos los fechamientos Ar/Ar de este trabajo, lo cual ha sido fundamental en la consecución del mismo.

También agradezco al Dr. John Lassiter y al técnico académico Larry Mack de la Universidad de Texas en Austin, EUA, por permitirme efectuar todos los análisis isotópicos de este trabajo en las instalaciones de UT y por su notable

disposición para enseñarme a realizarlos, desde la preparación de las muestras hasta la operación del espectrómetro de masas.

De igual forma, agradezco al Dr. James Gardner por las facilidades brindadas durante mi estancia en la Universidad de Texas y por el apoyo en la descripción y análisis petrográfico de láminas delgadas del Nevado de Toluca; y especialmente, agradezco al ahora doctor Giovanni Sosa, por facilitar enormemente y en numerosas ocasiones mi estadía en la ciudad de Austin, EUA, por su valiosa ayuda en el microscopio y por compartir comida, techo, experiencia, conocimiento, pláticas y conciertos durante ese tiempo.

Agradezco al comité de revisión, integrado por los Dres. José Luis Arce, José Luis Macías, Laura Mori, Peter Schaaf y Sergio Rodríguez Elizarrarás, quienes mediante sus correcciones y sugerencias mejoraron este trabajo.

Además, agradezco a mis amigos y a mis compañeros del posgrado: Pasqui, Dimitri, Eli, Fercho, Tocayo, Lulú, Diablo, Viri, Brenda, Pily, Nelda, Mario, Gonzalo, David, Cecilia, Amiel, Anaid, Ana Teresa, Keiko; con quienes compartí clases, campo, tutor, café, chelas, vino, fiesta, comida, cumpleaños, techo, sala de estudiantes, viajes, refugio durante la "gripe aviar", fotos, ñoñerías, juegos de basket, pláticas y demás.

A mis amigos de toda la vida y hermanos: David, Juan Ángel, Heriberto, Mariela, Jerónimo, Ramón, Palma; agradezco enormemente su apoyo e interés constante, su confianza, su tolerancia y su empatía, siempre importantes para sobrellevar buenos y malos momentos en donde quiera que me encuentre, haga lo que haga.

Finalmente, agradezco y **DEDICO** este trabajo a mi madre, a mi abuela, a mis cuatro compañeros incondicionales de cuatro patas y sobre todo, a Ana G. Mar, por compartir tu vida, amarme, tolerarme y apoyarme siempre, por estar presente y ¡por ser como eres!

ÍNDICE

Resumen.	6
Abstract.	8
CAPÍTULO 1. Generalidades.	10
Introducción.	10
1.1 Objetivos.	13
1.2 Marco geológico.	14
1.2.1 Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM).	15
1.2.2 Estratigrafía del límite centro-oriente del CVTM, área del Nevado de Toluca.	18
1.3 Antecedentes.	25
CAPÍTULO 2. Características del volcanismo efusivo en el área del Nevado de Toluca.	30
Introducción.	30
2.1. Metodología de campo y distribución.	30
2.2. Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.	32
2.2.1 Metodología.	32
2.2.2 Resultados.	35
2.3. Estratigrafía.	37
2.3.1 Pre-Nevado.	37
2.3.2 Nevado viejo.	40
2.3.3 Domos.	42
2.3.4 Volcanismo monogenético.	44
2.3.5 Nevado reciente.	46
2.4. Petrografía.	47
2.4.1 Pre-Nevado.	48
2.4.2 Nevado viejo.	50
2.4.3 Domos.	52
2.4.4 Volcanismo monogenético.	55
2.4.5 Nevado reciente.	57
2.4.6 Grauvaca y Xenolitos metamórficos.	59
2.5. Geoquímica	61

2.5.1 Metodología analítica.	61
2.5.2 Elementos mayores.	67
2.5.3 Elementos traza y tierras raras (REE).	72
2.5.4 Isótopos radiogénicos de Sr, Nd y Pb.	83
CAPÍTULO 3. Discusión.	87
Introducción.	87
3.1 Reinterpretación de la historia eruptiva y del volcanismo efusivo en el área del Nevado de Toluca.	88
3.2 Génesis de magmas en el área del Nevado de Toluca.	96
3.2.1 Cristalización fraccionada (FC) a baja y alta presión.	97
3.2.2 Mezcla de magmas (mixing).	99
3.2.3 Fusión de la corteza inferior.	102
3.2.4 Fusión del manto anhidro y del manto hidratado.	102
3.2.5 Fusión del manto metasomatizado por fundidos silicatados.	105
3.2.6 Modelo petrogenético.	113
Conclusiones.	119
Bibliografía.	121
Anexos.	138

Resumen

El Nevado de Toluca (NT; 19°06'30"N, 99°45'30"O; 4680 msnm), localizado en la porción central de México, es un volcán compuesto que inicio su actividad hace 2.6 Ma, de los cuales, los últimos 50 ka se han caracterizado por un predominio de erupciones explosivas cuyos depósitos han sido documentados a detalle; sin embargo, la historia antigua y vieja del volcán, que compete especialmente a volcanismo de tipo efusivo, así como el magmatismo asociado, han permanecido muy poco estudiados.

En este trabajo se analizó un área de ~1,200 km² alrededor del NT, donde fueron identificadas 212 estructuras volcánicas agrupadas en 33 unidades de lava a partir de fechamientos obtenidos por ⁴⁰Ar/³⁹Ar, combinados con observaciones hechas en campo, datos geoquímicos de roca total y petrológicos. Estas unidades, a su vez, fueron ordenadas en cinco grupos genéticamente relacionados: **1)** andesitas y dacitas (60-63 wt.% SiO₂) Pre-Nevado, de ~7-3 Ma; **2)** andesitas y dacitas (60-67 wt.% SiO₂) Nevado viejo, de 2.6-0.1 Ma; **3)** domos de lava andesíticos y dacíticos (60-66 wt.% SiO₂), de 1.4-0.9 Ma; **4)** conos andesíticos y basáltico-andesíticos (53-61 wt.% SiO₂) del grupo Volcanismo monogenético, de ~0.25-0.10 Ma; y **5)** dacitas Nevado reciente (64-67 wt.% SiO₂), de 46-9.1 ka, constituidas por domos y flujos de lava al interior y exterior del cráter del NT. De este modo, la historia eruptiva del área del NT abarca un periodo de 2.6 Ma durante el cual han ocurrido erupciones explosivas y efusivas, tanto en la etapa vieja como en la joven, ya que, en distintos afloramientos, se observan depósitos piroclásticos intercalados con lavas de los diferentes grupos definidos.

Por otro lado, la mayoría de las lavas del Nevado presenta características químicas generalmente consideradas como atípicas en arcos magmáticos continentales y especialmente en rocas diferenciadas, como por ejemplo, altos valores de Mg# (0.45-0.60), elevadas relaciones de LREE-MREE/HREE (ej. La/Yb: 19.11-33.95, Gd/Yb: 2.94-4.18), enriquecimiento en Sr (ej. Sr/Y: 59.83-87.06), ínfimas anomalías de Eu (0.84-1.16) y relaciones isotópicas poco variables y distribuidas en el arreglo del MORB (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr: 0.70376-0.70433; εNd: 2.8-5.3;

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.56-18.68; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.55-15.59; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.21-38.42), que reflejan una escasa interacción química entre las rocas del área, algunos componentes de la subducción (ej. sedimentos de la Placa de Cocos) y rocas del basamento.

Con base en estas propiedades, los magmas que originaron las rocas del NT fueron clasificados en andesitas basálticas, andesitas y dacitas enriquecidas y con características mantélicas (magmas mantélicos enriquecidos), y andesitas y dacitas de alto Mg# (magmas diferenciados). Se propone que su génesis resultó de la fusión parcial del manto, metasomatizado por fundidos silicatados provenientes de la placa de Cocos en facies eclogítica (ya que las señales químicas indican granate en el residuo y ausencia de plagioclasa), en adición a otras componentes (ej. fluidos/fundidos de sedimentos); y de la diferenciación ulterior de los fundidos del manto a través de procesos de AFC, FC y posiblemente mezcla de magmas en la corteza, para formar magmas evolucionados.

Abstract

Nevado de Toluca (NT; 19°06'30"N, 99°45'30"W; 4680 masl), a composite volcano located in central Mexico, has recorded activity since 2.6 Ma. Last 50 ka were mainly dominated by well documented explosive eruptions, whereas the old history, specially related to effusive volcanism, as well as its genesis, have remained unclear.

In this work, 212 volcanic structures grouped in 33 lava units, within an area of ~1,200 km² around NT, were identified by using ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating, combined with field, whole-rock chemistry and petrological data. These units have been ordered in five genetically related groups: **1**) ~7-3 Ma Pre-Nevado andesite and dacite (60-63 wt.% SiO₂); **2**) 2.6-0.1 Ma Nevado viejo andesite and dacite (60-67 wt.% SiO₂); **3**) 1.4-0.9 Ma andesitic and dacitic lava domes (60-66 wt.% SiO₂); **4**) ~0.25-0.10 Ma monogenetic andesitic and basaltic-andesitic cones (53-61 wt.% SiO₂); and **5**) 46-9.1 ka Nevado reciente dacitic domes and lava flows (64-67 wt.% SiO₂), outcropping at the NT crater and surroundings. Accordingly, the eruptive history of the NT area comprises a 2.6 Ma period of activity that includes lava flows interbedded with pyroclastic deposits, as observed at several outcrops. This statement suggests that either old or recent volcanic history at NT has involved both, effusive and explosive eruptions.

Most NT lavas show unusual chemical characteristics, typically considered as not entirely suitable to continental magmatic arcs and even less to differentiated rocks, for example, high Mg# (0.45-0.60), high LREE-MREE/HREE (e.g. La/Yb: 19.11-33.95, Gd/Yb: 2.94-4.18), Sr enrichment (e.g. Sr/Y: 59.83-87.06), weak Eu anomalies (0.84-1.16), and narrow, in a MORB like trend isotopic ratios (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr: 0.70376-0.70433; εNd: 2.8-5.3; ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb: 18.56-18.68; ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb: 15.55-15.59; ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb: 38.21-38.42), that could reflect a meager chemical interaction among magmas, some subduction components (e.g. sediments from Cocos plate) and basement rocks.

By means of these chemical properties, magmas from NT area were classified in enriched mantelic basaltic andesites, andesites and dacites (enriched mantelic

magmas), and high Mg# andesites and dacites (differentiated magmas); and their genesis was ascribed to partial melting of the mantle, previously metasomatized by silicate melts from Cocos plate in eclogite facies (now that chemical signals indicate residual garnet and absence of plagioclase), in addition to other components (e.g. fluids/melts from sediments); followed by differentiation of mantelic melts through AFC, FC and probably crustal magma mixing processes to produce evolved magmas.

CAPÍTULO 1

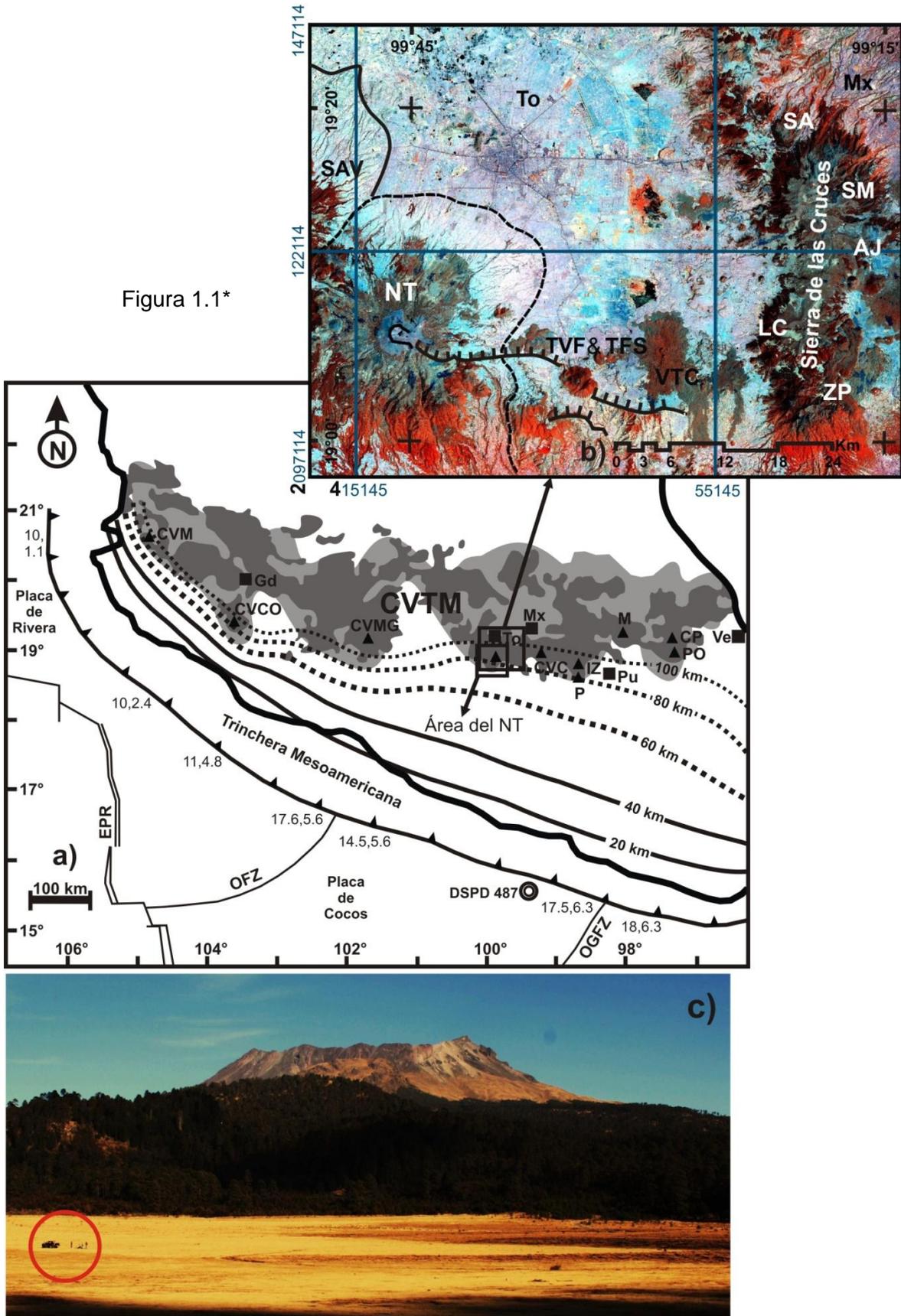
Generalidades

El volcán Nevado de Toluca (NT; 19°09'N y 99°45'O), también conocido como “Xinantécatl”, cuyo significado de origen náhuatl es “hombre o señor desnudo” (Romero-Quiroz, 1959; Yarza, 1992), o como “Chicnauhtécatl”, que significa “nueve colinas” (García-Martínez, 2000); se localiza en la parte central de México, 23 y 80 km al suroeste de las ciudades de Toluca y México respectivamente. Es la cuarta cima más alta del país, con 4,680 msnm, y está ubicado en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), arco magmático del Mioceno temprano-Cuaternario (García-Palomo *et al.*, 2000; Ferrari *et al.*, 2003; Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Figura 1.1).

El Nevado es un volcán compuesto, constituido por un cráter principal alargado E-O en cuyas paredes internas se encuentran remanentes de domos como el “Pico del Fraile”, que es el domo más elevado (Figura 1.1), y por domos externos, flujos de lava y depósitos piroclásticos que rodean al volcán en todas direcciones. El cráter mide ~2 x 1.5 km de diámetro mayor y menor, tiene la forma de una herradura abierta en dirección este y en su interior, se encuentran los lagos conocidos como “el sol” y “la luna”, separados por el domo “el ombligo” de 9.1 ka (Arce *et al.*, 2003). El resto de estructuras volcánicas que integran al NT y sus alrededores (domos, flujos de lava y conos), cuya morfología atestigua los diversos procesos eruptivos, tectónicos y glaciales que han acontecido en el lugar, abarca un área de aproximadamente 1,200 km², y la mayoría está cubierta por depósitos piroclásticos de pómez y ceniza que fueron producidos por el volcán durante erupciones de tipo explosivo (García-Palomo *et al.*, 2002).

La actividad volcánica del NT inició hace ~2.6 Ma con el derrame de flujos de lava de composición andesítica y dacítica (García-Palomo *et al.*, 2002), y culminó hace 3.3 ka, con la emisión de un flujo piroclástico de ceniza y pómez (Macías *et al.*, 1997); no obstante, el conocimiento de la historia eruptiva antigua de este volcán

Figura 1.1*



*Figura 1.1. **a)** Localización y marco tectónico del área del Nevado de Toluca (NT) dentro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM; modificado de Pardo y Suárez, 1995; Schaaf *et al.*, 2005; y Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Zona de fractura de Orozco, OFZ; zona de fractura de O'Gorman, OGFZ; cordillera oceánica del Pacífico este, EPR. Los números separados por una coma indican edad (Ma) y velocidad (cm/año) de la placa subducida correspondiente (DeMets *et al.*, 1990); la profundidad de la placa subducida está señalada por las líneas continuas y punteadas, tomadas de Pardo y Suárez (1995); la ubicación del sitio DSPD 487 (Deep Sea Drilling Project, sitio 487) fue tomada de Plank y Langmuir (1998), y Verma (2000); las zonas del CVTM en gris oscuro fueron modificadas de Schaaf *et al.* (2005) y corresponden a volcanismo de 0 a 6 Ma (Blatter *et al.*, 2001). Otras estructuras volcánicas son: Pico de Orizaba (PO), Cofre de Perote (CP), Malinche (M), Popocatepetl (P), Iztaccihuatl (IZ), Campo Volcánico de Chichinautzin (CVC), Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato (CVMG), Complejo Volcánico de Colima (CVCO), Campo Volcánico de Mascota (CVM). Las ciudades señaladas son: Veracruz (Ve), Puebla (Pu), Ciudad de México (Mx), Toluca (To) y Guadalajara (Gd); **b)** imagen satelital del área del NT y los principales rasgos estructurales y volcánicos de la zona: volcanes San Antonio (SAV), Salazar (SA), San Miguel (SM), Ajusco (AJ), La Corona (LC), Zempoala (ZP), Tres Cruces (TCV), lavas de Tenango (TVF), Sistema de Fallas Tenango (TFS); **c)** fotografía panorámica del flanco oeste del Nevado, en la que se observa la morfología truncada del cráter y los numerosos domos que lo constituyen. El círculo rojo señala a personas como referencia.

es escaso, pues los estudios detallados dirigidos a entender el comportamiento volcánico del Nevado se han enfocado únicamente al periodo de actividad más reciente, menor a 50 ka (Cantagrel *et al.*, 1981; Macías *et al.*, 1997; Capra y Macías, 2000; Arce *et al.*, 2003; 2005; 2006; Capra *et al.*, 2006; D'Antonio *et al.*, 2008), lo que deja muchas incógnitas de su historia eruptiva, en particular, aquella asociada a la actividad efusiva desde el Plioceno tardío; tales como: cuál ha sido el tipo de actividad volcánica predominante (efusiva o explosiva); cuáles son sus productos y cómo se distribuyen; si dicho comportamiento eruptivo ha seguido un patrón efusivo que culmina con uno explosivo o vice versa; si han existido períodos largos de quietud en la actividad volcánica como inicialmente lo propuso Cantagrel *et al.* (1981), al dividir la formación del Nevado en dos etapas separadas por un hiatus de más de 1.0 Ma, escenario que ha sido reproducido y generalizado en la mayoría de los trabajos subsecuentes; si la actividad ha sido continua durante toda la historia del volcán; si la composición química y mineralógica de los productos volcánicos antiguos es relativamente homogénea o heterogénea; si todas las estructuras volcánicas (flujos de lava, domos y conos monogenéticos) adyacentes al NT se encuentran genéticamente relacionadas u obedecen a diferentes orígenes y procesos magmáticos; entre otras interrogantes.

Es debido a estas incógnitas que en el presente trabajo se realiza un estudio detallado del volcanismo efusivo en el área del Nevado de Toluca, para obtener un panorama más completo del desarrollo de la actividad volcánica en dicha área. Así también, se pretende entender la génesis de los magmas responsables de esta actividad; asunto que representa un aporte al conocimiento de la petrogénesis de la zona central del CVTM.

Cabe resaltar que la necesidad elemental de comprender el comportamiento eruptivo en el área del volcán Nevado de Toluca a través del tiempo, radica en que esta zona se localiza en la parte central de México, poseedora de la densidad de población más alta del país y del continente Americano (2,559.8 hab/km²; INEGI, 2010) y que manifiesta un rápido y constante ritmo de crecimiento, lo cual contribuye a que exista una alta vulnerabilidad (CENAPRED, 2001; Chardon, 2002) ante cualquier peligro volcánico; así que sólo el estudio detallado de cada uno de los procesos volcánicos que aquí ocurren, permitirá entender los posibles efectos catastróficos en caso de una eventual erupción, ya que se considera al Nevado de Toluca como un volcán activo en estado de quietud (Macías *et al.*, 1997; García-Palomo *et al.*, 2002).

Para cumplir con estos propósitos se utilizaron datos de campo (descripción de afloramientos, mapeo de unidades, relaciones estratigráficas y muestreo de rocas) y laboratorio (análisis petrográfico, química de roca total, fechamientos ⁴⁰Ar/³⁹Ar y análisis isotópicos), obtenidos a partir de muestras recolectadas en 72 afloramientos distribuidos en toda el área del Nevado.

1.1 Objetivos.

El presente trabajo tiene como objetivo principal la identificación, descripción, clasificación e interpretación de las lavas producidas por la actividad efusiva (domos y flujos de lava) en el área del volcán Nevado de Toluca (NT), ya que anteriormente sólo unos cuantos cuerpos de lava habían sido estudiados de forma general (Cantagrel *et al.*, 1981; D'Antonio, 2000; García-Palomo *et al.*, 2002; Martínez-Serrano *et al.*, 2004).

Para ello, fue necesario seguir los siguientes objetivos específicos:

- Identificar y mapear en campo los distintos cuerpos de lava mediante descripciones detalladas de cada uno de los afloramientos.
- Efectuar fechamientos por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar para conocer la edad absoluta de las distintas unidades reconocidas en campo.
- Definir la estratigrafía de las unidades que conforman la actividad efusiva en el área del NT y de algunos otros depósitos volcánicos que fueron descritos en campo.
- Realizar el análisis y la caracterización petrográfica, química de roca total e isotópica, de los productos de la actividad volcánica efusiva del área del Nevado.
- Detallar la historia volcánica más antigua del Nevado de Toluca y estructuras volcánicas aledañas, ya que aquí se ha encontrado que el “gap” volcánico entre 1.1 Ma y 0.1 Ma (de acuerdo con los datos radiométricos disponibles hasta ahora: Bloomfield y Valastro, 1974; Bloomfield *et al.*, 1977; Cantagrel *et al.*, 1981; Macías *et al.*, 1997; García-Palomo *et al.*, 2002; Belloti *et al.*, 2006) es aparente y más bien refleja la falta de datos (campo, estratigráficos, radiométricos) para complementar la historia eruptiva del área en general.
- Determinar y explicar la relación genética que existe entre las rocas del área del volcán Nevado de Toluca conforme a las evidencias químicas encontradas, para definir su origen y evolución.

1.2 Marco geológico.

Como fue mencionado al inicio de este capítulo, el Nevado de Toluca forma parte del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM; Figura 1.1), principalmente de la actividad volcánica que concierne al Cuaternario (Macías *et al.*, 1997; García-Palomo *et al.*, 2002), aunque la edad más vieja de 2.6 Ma (García-Palomo *et al.*, 2002) sitúa su origen en el Plioceno; y se localiza en la porción limítrofe entre el centro y el oriente del CVTM (Figura 1.1), según la zonificación realizada por Demant (1978) y Pasquaré *et al.* (1987; 1988) para toda esta provincia geológica.

1.2.1 Cinturón Volcánico Trans-Mexicano.

El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) es un arco magmático continental que incluye ~8000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos (Demant, 1978), se extiende con una dirección general E-O, ~1000 km desde las costas del Océano Pacífico en San Blas, Nayarit y Bahía Banderas, Jalisco, hasta las costas del Golfo de México, en Palma Sola, Veracruz; y tiene una anchura variable de ~80 a 230 km (Demant, 1978; Figura 1.1).

Con base en sus características geológicas y tectónicas, Demant (1978) y Pasquaré *et al.* (1987; 1988) dividen al CVTM en tres partes: un sector occidental, entre la costa del Pacífico y la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986); una zona central, entre la junta triple y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Demant, 1978; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001; 2002); y una oriental, entre el sistema anterior y la costa del Golfo de México.

Con respecto a su origen y evolución, el CVTM es producido, según el consenso general (Ponce *et al.*, 1992; Singh y Pardo, 1993; Pardo y Suárez, 1993; 1995; Márquez *et al.*, 1999), por la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de Norteamérica a lo largo de la Trinchera Mesoamericana, con la cual forma un ángulo de aproximadamente 16° (Demant, 1978; Figura 1.1). Otros autores han propuesto que el CVTM se relaciona con una extensa zona de fractura en la corteza (Cebull y Shubert, 1987); o que representa el producto de una estructura tipo rift con extensión activa (Sheth *et al.*, 2000).

Por otro lado, esta provincia geológica se estableció como una entidad independiente durante el Mioceno temprano, siendo el resultado de la rotación antihoraria del arco magmático de la Sierra Madre Occidental (Ferrari *et al.*, 1999); y su desarrollo puede dividirse en cuatro etapas principales (Mooser, 1972; Demant, 1978; 1981; Nixon *et al.*, 1987; Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

La primera etapa ocurrió durante el Mioceno temprano, cuando se instaura un arco volcánico en dirección E-O, perpendicular al resto de las provincias geológicas de México, desde el centro del país, entre Morelia y Querétaro, hasta el Golfo de México; con una aparente ausencia de volcanismo en el sector occidental. Los vestigios de esta actividad se localizan en Michoacán y en el Estado y la Ciudad

de México, con edades de ~21 a 16 Ma (Mooser *et al.*, 1974; Cantagrel y Robin, 1979; Pasquaré *et al.*, 1991; García-Palomo *et al.*, 2000; Ferrari *et al.*, 2003) representadas por secuencias de lavas basálticas y andesíticas en Tenancingo y Malinalco. Posteriormente, el volcanismo se alejó de la trinchera y formó estratovolcanes y conos de lava de ~15 a 10 Ma (Allan, 1986; Jacobo-Albarrán, 1986; Carrasco-Núñez *et al.*, 1989; 1997; Pérez-Venzor *et al.*, 1996; Valdez-Moreno *et al.*, 1998; Gómez-Tunea y Carrasco-Núñez, 2000; García-Palomo *et al.*, 2002; Verma y Carrasco-Núñez, 2003; Gómez-Tunea *et al.*, 2003; Ferrari *et al.*, 2005) en zonas como Querétaro, Guanajuato, Puebla, al norte de la Ciudad de México y en la región de Palma Sola, Veracruz. De acuerdo con Gómez-Tunea *et al.* (2003; 2005) y Mori *et al.* (2007), muchas rocas del final de este período poseen características químicas de adakitas (Kay, 1978; Defant y Drummond, 1990), por lo cual proponen que su génesis es el resultado de la fusión de la placa que se encontraba subduciendo en un ángulo subhorizontal; escenario que según estos autores, parece consistente con el alejamiento del magmatismo de arco desde la trinchera durante el Mioceno medio.

Después, en el Mioceno tardío, se desarrolló un volcanismo máfico desde Nayarit hasta Veracruz, al norte del arco constituido en la etapa anterior; que se caracterizó por erupciones fisurales de lavas que formaron mesetas basálticas y cuyas edades varían de ~11 a 6.5 Ma (Cantagrel y Robin, 1979; Nieto-Obregón *et al.*, 1981; Verma *et al.*, 1985; Pasquaré *et al.*, 1991; Moore *et al.*, 1994; Richter *et al.*, 1995; Ferrari *et al.*, 2000; Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001; Rosas-Elguera *et al.*, 2003; Ferrari *et al.*, 2005), siendo más jóvenes de oeste a este y localizadas en Nayarit, en los Altos de Jalisco, en Michoacán, Querétaro, Hidalgo y al norte de Veracruz, en la región de Álamo y Tantima, donde además, según Orozco-Esquivel *et al.* (2003), las lavas y conos monogenéticos presentan una composición basáltica y alcalina, tipo intraplaca.

La siguiente etapa se caracterizó por el desarrollo de un volcanismo más diferenciado que se emplazó al sur de las rocas del período anterior, siendo silícico al final del Mioceno y bimodal durante el Plioceno temprano. Así entonces, en esta etapa primero se formaron complejos de domos dacíticos y riolíticos y

depósitos voluminosos de ignimbritas que emanaron de calderas, de ~7.5 a 3 Ma (Cantagrel y Robin, 1979; Gilbert *et al.*, 1985; Ferrari *et al.*, 1991; Pradal y Robin, 1994; Aguirre-Díaz *et al.*, 1997; Aguirre-Díaz y McDowell, 2000; Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001; Rossotti *et al.*, 2002; Ferrari *et al.*, 2003; Frey *et al.*, 2004;), como los presentes al oeste y norte de Guadalajara, Jalisco; o en las calderas de Amazcala, Amealco, Huichapan, Los Azufres, Zitácuaro, Apaseo y Los Agustinos, en la parte central del CVTM; o en la porción oriental, en el estado de Hidalgo; y después, en el Plioceno temprano, se presentó actividad volcánica de composición máfica a intermedia, de ~6 a 3 Ma (Cantagrel y Robin, 1979; Gilbert *et al.*, 1985; Ferrari *et al.*, 1991; Pasquaré *et al.*, 1991; Moore *et al.*, 1994; Delgado-Granados *et al.*, 1995; Aguirre-Díaz, 1996), caracterizada por la erupción de flujos de lava basáltica y alcalina de intraplaca y con una ligera firma de subducción; como los que se encuentran en Guadalajara y al norte del rift de Colima, al centro del CVTM, principalmente en Michoacán, y al oriente, en el estado de Hidalgo.

En la mayoría de los casos, estas lavas se encuentran interestratificadas con los depósitos silíceos del final del Mioceno y por tanto, ambos productos constituyen un período de volcanismo bimodal.

Finalmente, desde el Plioceno temprano y tardío, se instala el Arco volcánico que continua hasta la actualidad, el cual, en general, tiene una composición andesítica y su actividad inicial, hace ~3.7 Ma (Hasenaka y Carmichael, 1985; Mora-Álvarez *et al.*, 1991; Osete *et al.*, 2000; García-Palomo *et al.*, 2002; Gómez-Tuena *et al.*, 2005), se caracterizó por el desarrollo de campos de volcanes monogenéticos con erupciones de basaltos de intraplaca y algunos centros volcánicos con lavas típicas de subducción; como el campo volcánico de Mascota, Jalisco; el campo volcánico de Michoacán-Guanajuato; el complejo volcánico de San Antonio, en la cuenca del Lerma; y la Sierra de las Cruces, al oeste de la actual Ciudad de México.

A la postre, durante el Cuaternario, se edificaron algunos otros campos monogenéticos como la Sierra de Chichinautzin, Apan y otros más en la región oriental del CVTM, entre los estados de Puebla y Veracruz (Martín del Pozzo, 1982; Márquez *et al.*, 1999; García-Palomo *et al.*, 2002; Siebert y Carrasco-Núñez,

2002; Rodríguez-Elizarrarás *et al.*, 2010); y surgieron volcanes poligenéticos de gran volumen, como el complejo volcánico de Colima, el volcán Nevado de Toluca, la Sierra Nevada, que está constituida por los estratovolcanes Tlaloc-Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatepetl, alineados en dirección N-S; el volcán la Malinche y la sierra formada por el alineamiento N-S de los estratovolcanes Cofre de Perote y Pico de Orizaba (Nixon, 1989; Luhr y Carmichael, 1990; Hoskuldsson, 1992; Rodríguez-Elizarrarás, 1995; Macías *et al.*, 1997; Carrasco-Núñez, 2000; García-Palomo *et al.*, 2002; Siebe y Macías, 2004; Macías, 2005; Valdez-Moreno, 2006; Castro-Govea y Siebe, 2007).

Además, en este periodo, se presentan también productos volcánicos de composiciones más silíceas, como el conjunto de domos dacíticos emplazados en las calderas de los Azufres y de Zitácuaro en Michoacán (Ferrari *et al.*, 1991; Capra *et al.*, 1997) y la caldera de los Humeros, junto con el complejo volcánico las Cumbres y los domos de las Derrumbadas y Cerro Pizarro en la cuenca de la Oriental, Puebla (Ferriz y Mahood, 1984; Verma, 2000; Rodríguez-Elizarrarás *et al.*, 2002; Riggs y Carrasco-Núñez, 2004).

1.2.2 Estratigrafía del límite centro-oriente del CVTM, área del Nevado de Toluca.

A pesar de las dificultades existentes para conocer el basamento del CVTM, en especial el espesor de la corteza de ~45 km en la zona centro-oriente (Urrutia-Fucugauchi, 1986), donde yacen rocas sedimentarias y volcánicas de edades menores al Mesozoico (Figura 1.2); algunos autores (Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994; 1995; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1995) han propuesto, con base en la clasificación de terrenos tectonoestratigráficos de México, definida a través de xenolitos y afloramientos de sur a oeste del país (Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994; 1995), que dicho basamento podría estar integrado por tres de esos terrenos, que son el Terreno Guerrero, el Terreno Mixteco y el microcontinente de Oaxaquia.

La parte donde convergen las porciones central y oriental del CVTM, lugar donde se localiza el área del volcán Nevado de Toluca (NT), coincide con la distribución

del segmento oriental del Terreno Guerrero, razón por la cual se considera que las rocas más antiguas del basamento del NT corresponden a rocas de dicha unidad tectonoestratigráfica.

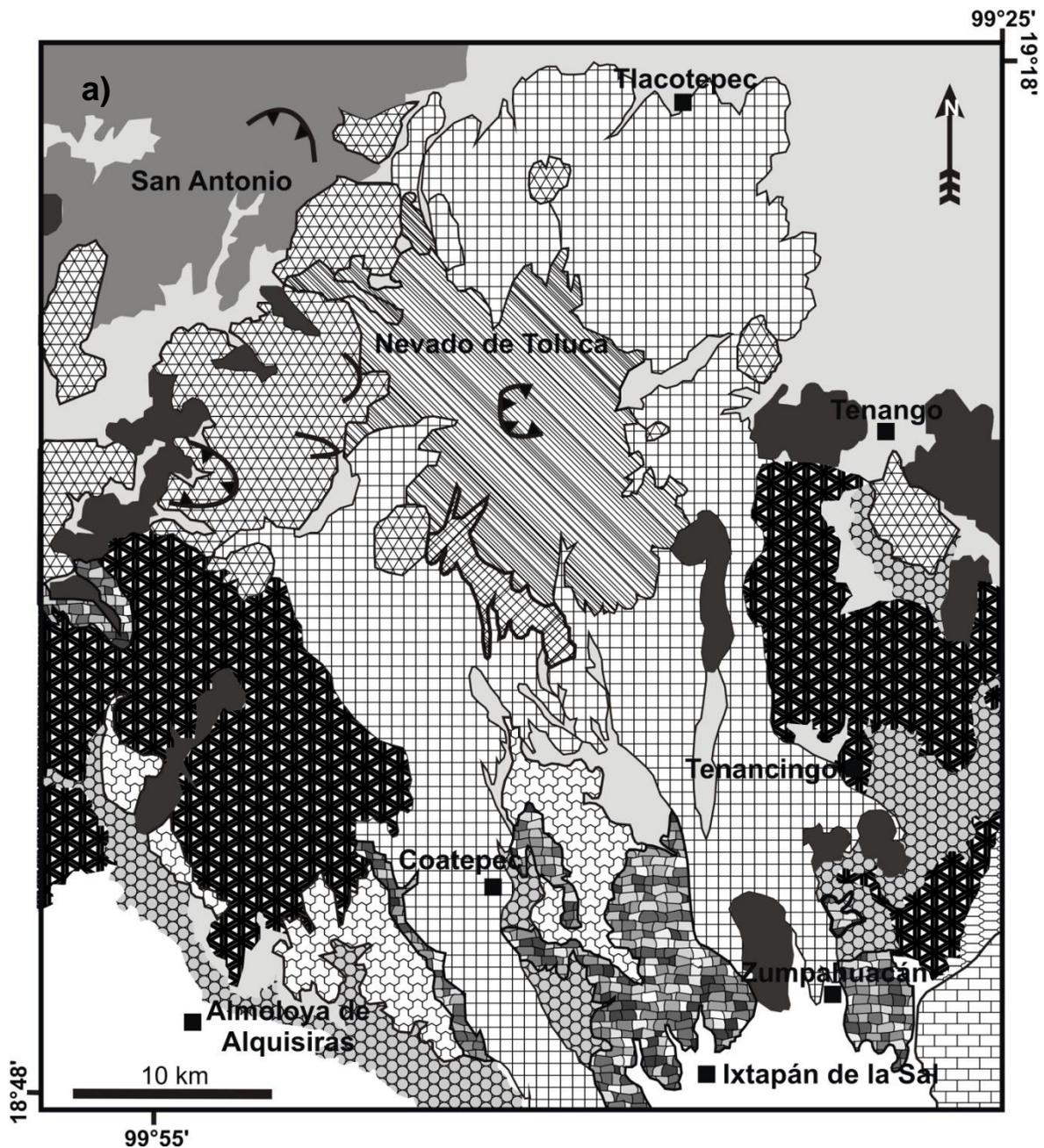


Figura 1.2*

Norteamérica, que ha sufrido ciclos de drifting y acreción al continente en relación a ciclos de apertura y cierre de cuencas tras-arco (Cabral-Cano *et al.*, 2000; Elías-Herrera *et al.*, 2000; Martini *et al.*, 2009; 2010).

Tres son las formaciones del TG que afloran cerca del Nevado de Toluca. La primera es la secuencia volcano-sedimentaria y metamórfica de Ixtapan Teloloapan, que consiste en una serie de depósitos de conglomerados, calizas, areniscas y lavas con metamorfismo en facies de esquistos verdes, de edad correspondiente al Jurásico superior-Cretácico temprano (Campa *et al.*, 1974) y que aflora al sur y sureste del NT, cerca de Coatepec de Harinas e Ixtapan de la Sal, donde se encuentra cubierta por rocas volcánicas del Terciario y Cuaternario (García-Palomo *et al.*, 2002; Figura 1.2). La siguiente es la formación Acuitlapan, expuesta al suroeste del volcán (García-Palomo *et al.*, 2002), compuesta de esquistos grises y verdes, grauvacas mal clasificadas formadas de cristales de feldespatos y cuarzo provenientes de rocas volcánicas y metamórficas (Fries, 1966), carbonatos metamorfoseados, areniscas y lutitas (García-Palomo *et al.*, 2002); cuya edad corresponde al Jurásico temprano (Tolson, 1993). La última es la formación Amatepec que, al igual que la anterior, aflora al suroeste del NT (García-Palomo *et al.*, 2002). Está formada por calizas oscuras con vetillas de calcita y cuarzo y según De Cserna (1983), tienen una edad del Cretácico, entre el Albiano y el Cenomaniano.

Sobre el Terreno Guerrero se encuentran depositadas rocas del Jurásico superior (Titoniano) al Cretácico superior (Coniaciano), correspondientes a las formaciones Morelos y Mexcala de la Plataforma Guerrero-Morelos (De Cserna *et al.*, 1974; De Cserna y Fries, 1981). Estas formaciones están compuestas por calizas y calizas dolomíticas asociadas a terrígenos calcáreos hacia la parte superior de la secuencia; afloran en los alrededores del poblado de Zumpahuacán (García-Palomo *et al.*, 2002), ~32 km al sur del NT, donde se encuentran en contacto tectónico por fallamiento normal con la Formación Tepoztlán, del Mioceno temprano (García-Palomo *et al.*, 2002; Lenhardt *et al.*, 2010; Figura 1.2).

Posterior a la Plataforma Guerrero-Morelos existe un hiatus cronológico aparente de ~30 Ma; ya que en contacto superior con dicha plataforma se encuentran rocas del Eoceno (Figura 1.2).

Una de estas formaciones del Cenozoico está constituida por un grupo de rocas ígneas intrusivas de composición félsica, principalmente cuarzo-dacitas porfiríticas de 55 ± 6 Ma (De Cserna *et al.*, 1974), expuestas a 30-35 km en direcciones S y SSO del Nevado; próximas a los poblados de Almoloya de Alquisiras y Malinaltenango (García-Palomo *et al.*, 2002). Otra es la Formación Balsas, del Eoceno superior al Oligoceno temprano (Fries, 1956; 1960; De Cserna y Fries, 1981), integrada por conglomerados calcáreos, flujos de lava, areniscas, limolitas y depósitos lacustres; alcanzando ~500 m de espesor (Fries, 1956; 1960; De Cserna y Fries, 1981). Aflora a ~32.5 km al SE del NT, cerca del poblado de Malinalco, donde únicamente se observan conglomerados polimícticos sobreyaciendo a calizas de la Formación Morelos (García-Palomo *et al.*, 2002). Finalmente, la Formación Tilzapotla o Riolita Tilzapotla es una secuencia de flujos de lava y depósitos de flujo piroclástico de composición riolítica, riodacítica y dacítica (Fries, 1960); con edades de 49 a 26 Ma (Fries, 1960; Linares y Urrutia-Fucugauchi, 1981; Morán-Zenteno *et al.*, 1999; García-Palomo *et al.*, 2002; Morán-Zenteno *et al.*, 2004), correspondientes al Eoceno medio-Oligoceno tardío; que aflora al sur del Nevado de Toluca, entre los poblados de Porfirio Díaz y Chiltepec, formando mesas intrusionadas por diques félsicos, compuestas por ignimbritas de color rosa que contienen pómez blanca y cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita, embebidos en una matriz vítrea; y donde además, la Riolita Tilzapotla sobreyace a la Formación Balsas y es cubierta por la Secuencia Máfica Basal (García-Palomo *et al.*, 2000; 2002; Figura 1.2).

Aproximadamente 28 km al sureste del NT, en el poblado de San Nicolás, se encuentran expuestos flujos de lava vesicular, de composición basáltico-andesítica y formada por roca hipocristalina, de textura afanítica, con fenocristales de ortopiroxeno, clinopiroxeno, olivino y plagioclasa, dentro de una matriz microlítica e intersertal. Estos flujos están en contacto erosivo sobre la Formación Tilzapotla, (García-Palomo *et al.*, 2000; 2002) y fueron denominados de manera informal

como Andesita Basáltica San Nicolás, con una edad de 21.6 ± 1 Ma (García-Palomo, 1998).

Intercalada con la Andesita San Nicolás se encuentra la Formación Tepoztlán (García-Palomo, 1998; García-Palomo *et al.*, 2000; 2002; Lenhardt *et al.*, 2010), compuesta por depósitos interestratificados de lahar, fluviales y depósitos de flujo piroclástico, alcanzando de 200 a 700 m de espesor (Fries, 1960; De Cserna y Fries, 1981). Por su posición estratigráfica, García-Palomo (1998) asignó una edad del Mioceno medio a esta formación, sin embargo, Lenhardt *et al.* (2010) obtuvieron edades de 22.8 - 18.8 Ma para ella (Figura 1.2).

Por su parte, la Secuencia Máfica Basal (García-Palomo *et al.*, 2000) es un conjunto de flujos de lava de composición andesítica que, al tener una edad de 7.5 ± 0.4 Ma (García-Palomo, 1998) y ubicarse encima de la Formación Tepoztlán (García-Palomo *et al.*, 2002), fueron emitidos durante el Mioceno tardío, alcanzando un espesor de ~400 m en los alrededores del área del Nevado, principalmente al este, sur y oeste, donde formó las sierras de Tenancingo, Desierto del Carmen y Chiltepec (García-Palomo *et al.*, 2002; Figura 1.2).

Sobre la secuencia anterior se emplaza la Secuencia Volcánica de San Antonio (Sánchez-Rubio, 1978), compuesta por flujos de lava porfirítica constituida de fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita, clinopiroxeno, olivino y ortopiroxeno, envueltos en una matriz hyalopilítica (Sánchez-Rubio, 1978) y depósitos piroclásticos (García-Palomo *et al.*, 2002). El volcán San Antonio se localiza justo al norte del NT ($19^{\circ}10' N$, $99^{\circ}52' O$; 3,680 msnm) y de acuerdo con García-Palomo *et al.* (2002), este volcán inició su edificación desde el Mioceno medio hasta al menos 3 ± 0.2 Ma (Figura 1.2).

La Sierra de las Cruces se localiza al este del Nevado, separando las cuencas de Lerma y de México; y consiste en un alineamiento NNO-SSE de estratovolcanes dacíticos y andesíticos como el San Miguel, Picacho, Ajusco, La Corona y Zempoala (Figura 1.1 b), formados por flujos de lava y depósitos piroclásticos que se encuentran en contacto discordante sobre la Formación Tepoztlán (Fries, 1960; Schlaepfer, 1968; Mooser *et al.*, 1974; Sánchez-Rubio, 1984). Las edades de esta secuencia varían de 3 a 0.8 Ma (Mora-Álvarez *et al.*, 1991; Romero-Terán, 1998;

Aguirre-Díaz y Carrasco-Hernández, 1999; Aguirre-Díaz *et al.*, 1999; Osete *et al.*, 2000; Romero-Terán, 2001; Mejía *et al.*, 2005; Arce *et al.*, 2008), siendo más jóvenes de norte a sur.

García-Palomo *et al.* (2000; 2002) identificaron una serie de productos volcánicos distribuidos alrededor de los volcanes Nevado de Toluca y San Antonio (SA), sobreyaciendo a las secuencias Basal y SA, que comprenden conos de lava de composición basáltico-andesítica, alineados NE-SO, y domos dacíticos formados por rocas holocristalinas, de textura traquítica, con fenocristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y cuarzo u olivino, que se encuentran erosionadas y fracturadas (Ej. cerro Calotepec, Las Palomas, cerro Gordo, La Calera, Putla). A este conjunto dichos autores lo denominaron como Complejo de Conos y Domos, o como Productos Volcánicos no-diferenciados del Plioceno; asignándole una edad del Plioceno al Pleistoceno (García-Palomo *et al.*, 2000; 2002; Figura 1.2).

Finalmente, se tienen dos secuencias que abarcan una edad del Plioceno al Holoceno: una conformada por rocas del Nevado de Toluca de 2.6 Ma (García-Palomo *et al.*, 2002), la cual será abordada a detalle en el apartado 1.3 de este mismo capítulo, y la secuencia constituida por la Sierra de Chichinautzin.

El Campo Volcánico de Chichinautzin (CVC) está formado por al menos 220 volcanes monogenéticos, entre conos de escoria, domos de lava, flujos de lava asociados a estos cuerpos y flujos de lava fisurales, secuencias de tefra y volcanes escudo; de composición predominantemente basáltica-andesítica, con algunas rocas dacíticas; que se extiende en dirección E-O desde el volcán Popocatepetl, en la Sierra Nevada, hasta el volcán Nevado de Toluca, cubriendo 2,500 km² (Bloomfield, 1974; 1975; Martin del Pozzo, 1982; Lugo-Hubp, 1984; Wallace y Carmichael, 1999; Siebe, 2000; Velasco-Tapia y Verma, 2001; Siebe *et al.*, 2003; 2004). En el área del NT únicamente está expuesta la parte occidental del CVC, entre el Nevado y la Sierra de las Cruces, donde se pueden observar flujos de lava fisurales y conos alineados en dirección E-O, de acuerdo al sistema de fallas Tenango; con edades que varían de ~38 ka a 1.6 ka (Bloomfield, 1974; 1975; Martin del Pozzo, 1982; Velasco-Tapia y Verma, 2001; Siebe, 2000; Figura 1.2).

1.3 Antecedentes.

Como ya se mencionó al inicio de este capítulo, son pocos los trabajos dirigidos a estudiar la historia antigua y particularmente, la actividad volcánica efusiva (flujos de lava y domos) en el área del Nevado de Toluca; no obstante, este volcán ha recibido amplia atención en lo que concierne a su periodo de actividad explosiva más reciente, menor a 50 ka (Figura 1.3).

Los primeros estudios vulcanológicos especializados se realizaron en los años 70's (Bloomfield y Valastro, 1974; Bloomfield *et al.*, 1977) y en ellos, se propuso que la formación del NT ocurrió en el Pleistoceno tardío. Además, se identificaron tres erupciones explosivas muy importantes en la historia moderna del Nevado: una erupción vulcaniana de 28 ka y dos plinianas de 24 ka y 11.6 ka (fechamientos de paleosuelos por ^{14}C) que se nombraron como Pómez Toluca Inferior y Pómez Toluca Superior y que luego, fueron retomados y fechadas con mayor precisión (Capra *et al.*, 2006 y Arce *et al.*, 2003, respectivamente).

En la siguiente década, Cantagrel *et al.* (1981) dividió la evolución del Nevado de Toluca en dos períodos: una etapa de formación caracterizada por la acumulación de flujos de lava de composición andesítica, de al menos 1.5-1.6 Ma (fechados por K/Ar) y que constituyen el mayor volumen del volcán; y una etapa que inició hace ~0.1 Ma, en la que predominan productos piroclásticos y domos de composición dacítica, separada de la etapa anterior por un período de erosión intensa, evidenciado por la gran cantidad de flujos de escombros depositados estratigráficamente entre las dos etapas (Figura 1.3).

En años recientes, una serie de trabajos se ha enfocado al estudio de la estratigrafía de los últimos 50 ka del área del NT (Macías *et al.*, 1997; D'Antonio, 2000; Arce *et al.*, 2003; 2005; Capra *et al.*, 2006; D'Antonio *et al.*, 2008), de colapsos en sectores del volcán (Capra y Macías, 2000; Capra *et al.*, 2002; Caballero y Capra, 2011), de geología estructural y morfoestructural (García-Palomo *et al.*, 2000; Norini *et al.*, 2004; Belloti *et al.*, 2006;), de petrología (Arce *et al.*, 2006), de geoquímica isotópica (Martínez-Serrano *et al.*, 2004), de pedoestratigrafía (Sedov *et al.*, 2001; Solleiro-Rebolledo *et al.*, 2004) y de geología

Unidad	Edad (años AP)	Depósito	Descripción
	~3.3 ka		Depósito de flujo piroclástico de ceniza de color café claro, con fragmentos de carbón.
	8.5 ka		Flujos de lava andesíticos (Tenango) de Chichinautzin.
El ombligo	9.1 ka		Domo de lava dacítico del cráter del Nevado de Toluca.
PTS	10.5 ka		Pómez Toluca Superior. Depósito de caída compuesto por cuatro miembros intercalados con flujos piroclásticos y oleadas.
PTIM	~12.1 ka		Flujo Blanco de Pómez, compuesto de horizontes de caída intercalados con flujos piroclásticos y oleadas, rico en pómez blanca y cristales.
FBC	<13 ka		Depósito de flujo de bloques y cenizas, masivo, de color gris, compuesto de clastos densos y de pómez de composición dacítica.
PTI	~21.7 ka		Depósito Pómez Toluca Inferior. Horizonte de caída con gradación inversa rico en pómez ocre y fragmentos de esquisto del basamento, y coronado por oleadas piroclásticas.
FBC	~26.5 ka		Depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas de color gris. Existen pocos afloramientos.
FBC	~28 ka		Depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas de color gris, compuesto de tres unidades con fragmentos de pómez y líticos dacíticos.
FBC	~32 ka		Depósito de flujo de ceniza, compuesto de varias unidades de flujo, intercalados con oleadas piroclásticas.
FBC	~37 ka		Secuencia de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, (tres unidades masivas) con algunas oleadas intercaladas. Consiste de fragmentos densos y pómez dacíticos.
Pómez Ocre	~36-39 ka		Depósito de pómez de caída ocre, con tres capas intercaladas con oleadas y cubiertos por un flujo piroclástico de ceniza masivo con abundante pómez y fragmentos de carbón.
	~42 ka		Depósito de flujo piroclástico rosa, compuesto de varias unidades, con abundante pómez dacítica y algunos clastos andesíticos.
FDP	>42 ka		Depósito de flujo de detritos (Depósito Pilcaya), compuesto de clastos de dacita y componentes exóticos (basalto, caliza, riolita, arenisca) dentro de una matriz de arena
DAE1			Depósito de avalancha de escombros, monolitológico, compuesto de clastos dacíticos dentro de una matriz arenosa.
Secuencia Antigua			Secuencia de flujos de detritos, lahares, depósitos fluviales y algunos horizontes lacustres que pertenecen a una secuencia antigua del Nevado de Toluca.
	1.1-1.6 Ma		Depósito de flujos de lava andesíticos-dacíticos del Nevado de Toluca.
	2.6 ± 0.2 Ma		Depósitos de flujos de lava porfídicos de color gris claro.

Figura 1.3. Columna estratigráfica compuesta del volcán Nevado de Toluca, modificada de García-Palomo *et al.* (2002). Respecto a la columna presentada por los autores originales, fueron añadidos datos radiométricos de Arce *et al.* (2003; domo “el ombligo”), Belloti *et al.* (2006; flujos de lava andesíticos-dacíticos del Nevado) y D’Antonio *et al.* (2008; FBC de ~13 ka). DAE: Depósito de Avalancha de Escombros, FDP: Flujo de Detritos Pilcaya, FBC: Flujo de Bloques y Ceniza, PTI: Pómez Toluca Inferior, PTIM: Pómez Toluca Intermedia, PTS: Pómez Toluca Superior.

general (García-Palomo *et al.*, 2002), lo que ha resultado en el conocimiento de la actividad volcánica explosiva moderna del NT.

De acuerdo con García-Palomo *et al.* (2002), la actividad volcánica en el Nevado de Toluca comenzó hace ~2.6 Ma (fechamiento obtenido por K/Ar; Figura 1.3),

siendo de tipo efusiva con la emisión de flujos de lava de composición andesítica y dacítica (57-65 wt. % de SiO₂). Esta edad incrementa considerablemente el tiempo de existencia del NT de 1.5-1.6 Ma que antes Cantagrel *et al.* (1981) habían propuesto, a una edad del Plioceno tardío (Figura 1.3). De igual modo, Belloti *et al.* (2006) publican tres nuevos fechamientos conseguidos por el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar que corresponden a tres cuerpos de lava localizados al sur del cráter, cubriendo un rango de 1.1 a 1.3 Ma (Figura 1.3). Posteriormente, según Cantagrel *et al.* (1981), Macías *et al.* (1997), Capra y Macías (2000) y García-Palomo *et al.* (2002), tiene lugar un período de aparente inactividad y de erosión intensa (Figura 1.3), con la formación de flujos de escombros que recorrieron más de 50 km de distancia en dirección sur.

La actividad del NT se reanudó hace ~0.1 Ma con erupciones explosivas de composición dacítica (Cantagrel *et al.*, 1981; Macías *et al.*, 1997; Capra y Macías, 2000; García-Palomo *et al.*, 2002), siendo tres colapsos de sectores del edificio volcánico los primeros eventos. Dos de ellos tienen una edad mayor a 50 ka (Capra y Macías, 2000; García-Palomo *et al.*, 2002; Figura 1.3) y produjeron depósitos de avalancha de escombros al sur del Nevado; mientras que el tercero ocurrió hace ~28 ka (Caballero y Capra, 2011; fechamientos por ¹⁴C ; Figura 1.3), involucrando el colapso de la parte este del volcán y formando depósitos de avalancha de escombros hacia el E y NE.

Luego de estos colapsos en el Nevado de Toluca, la actividad explosiva fue en aumento, caracterizándose por la emisión de flujos de ceniza y pómez (FPC), flujos de bloques y ceniza (FBC) y erupciones plinianas. Un tronco carbonizado contenido en un FPC fue fechado en 42 ka (Figura 1.3) mediante el método de ¹⁴C, y posterior a éste, se identificó una serie de FBC de 37, 32, 28, 26.5 y 13 ka (Macías *et al.*, 1997; García-Palomo *et al.*, 2002; D'Antonio *et al.*, 2008; fechamientos por ¹⁴C; Figura 1.3), relacionados a la destrucción de domos dacíticos. Por su parte, las erupciones plinianas han formado depósitos importantes de flujo, oleada y caída de pómez y ceniza en el área del NT, siendo reconocidos al menos cuatro eventos de este tipo, con edades de 36 ka (pómez ocre), 21.7 ka (Pómez Toluca Inferior), 12.1 ka (Pómez Toluca Intermedia) y 10.5

ka (Pómez Toluca Superior) (Bloomfield *et al.*, 1977; Macías *et al.*, 1997; García-Palomo *et al.*, 2002; Arce *et al.*, 2003; 2005; Capra *et al.*, 2006; fechamientos por ^{14}C ; Figura 1.3). La Pómez Toluca Superior (UTP) conforma la erupción más violenta y de mayor volumen en el registro volcánico del Nevado, con $\sim 8 \text{ km}^3$ (DRE) de material emitido y una columna eruptiva de 42 km de altura desde el centro de emisión, la cual se esparció en dirección ENE y formó depósitos de pómez y ceniza de más de 40 cm de espesor hasta una distancia de ~ 80 km en línea recta a la actual Ciudad de México (Arce *et al.*, 2003).

El domo “el ombligo” fue fechado en 9.1 ka por el método de ^{36}Cl (Arce *et al.*, 2003; Figura 1.3); representa el último producto de la actividad efusiva en el NT y aparece al centro del cráter después de que, probablemente, la emisión de la UTP ocasionó el colapso del mismo hacia el interior, configurando sus dimensiones actuales (Arce *et al.*, 2003).

Por último, Macías *et al.* (1997) fecharon en 3.3 ka (Figura 1.3), por el método ^{14}C , un fragmento de carbón contenido en un flujo de ceniza y pómez que por tanto, constituye la erupción más reciente que se ha identificado en el Nevado; mientras que el último indicio de actividad, según Bloomfield y Valastro (1977), fue la emisión de fumarolas menores durante el siglo IX.

Por otro lado, Martínez-Serrano *et al.* (2004) realizaron análisis químicos e isotópicos de Sr, Nd y Pb, con rocas contenidas en depósitos de caída y flujo de pómez, flujo de bloques y ceniza, y cuatro cuerpos de lava del cráter, correspondientes a erupciones de los últimos 50 ka previamente estudiadas en el Nevado; así como con rocas del Campo Volcánico de Tenango (TVF, parte oeste del Campo Volcánico de Chichinautzin), localizado al este del NT; para determinar su origen y evolución magmática. Estos autores identificaron características geoquímicas tales como: alto contenido de Sr (>460 ppm), bajo contenido en Y (<21 ppm), relaciones altas de LILE/HFSE, bajo contenido en tierras raras pesadas (HREE) y composiciones isotópicas tipo MORB; que les llevaron a proponer que las rocas del NT fueron originadas en un ambiente tectónico de subducción, el cual involucra un manto empobrecido y modificado, en diferentes grados, por fluidos provenientes de la corteza subducida; y que además, ya que la

composición isotópica de Pb de la mayoría de las rocas de este volcán cae dentro del campo del manto representado por los basaltos de la Dorsal del Pacífico Este (EPR-MORB), es posible que exista una componente derivada de la fusión de la placa subducida que interactúa con el manto; características que según Martínez-Serrano *et al.* (2004), son propias de una firma adakítica en la generación de los magmas partícipes en la actividad volcánica de los últimos 50 ka del Nevado de Toluca.

En conclusión, es notorio como el estudio volcánico, estratigráfico y geoquímico del Nevado, sólo se ha concentrado en la etapa de actividad volcánica más joven, menor a 50 ka; y que la información referente a la actividad volcánica de mayor edad y de carácter efusivo, se reduce a la descripción general de algunos cuerpos de lava y fechamientos obtenidos de esas mismas estructuras.

CAPÍTULO 2

Características del volcanismo efusivo en el área del Nevado de Toluca.

Los productos del volcanismo efusivo en el área del Nevado de Toluca constan de flujos de lava, domos y conos de lava, y en total, se identificaron 212 estructuras (130 flujos de lava, 59 domos y 23 conos monogenéticos) en un área de 1,200 km². Los flujos de lava poseen longitudes de 1-6 km y aunque existen como estructuras independientes emitidas desde fisuras o desde el cráter principal del NT, la mayoría se encuentra asociada a domos. Estos últimos son el producto volcánico de mayor densidad (0.25 domos/km²) y se localizan al interior del cráter, como remanentes y formando las paredes del mismo, o al exterior, en los alrededores del volcán. El “Cerro Calotepec”, ubicado 4 km al SO del cráter, constituye el domo de mayor volumen en el área, con 2.56 km³, mientras que “el ombligo”, domo ubicado justo al interior del cráter, es el de menor volumen, con sólo 7.8x10⁻³ km³. Por su parte, los conos de lava y los flujos de lava relacionados a conos de otro tipo (ej. conos de escoria) se ubican alrededor de toda el área del Nevado, de 7 a 26 km de distancia respecto al cráter; y algunos muestran alineamientos con dirección preferencial NE-SO y E-O.

Además de los productos de la actividad efusiva, cabe señalar que en distintos afloramientos fueron observados al menos ocho depósitos piroclásticos intercalados con flujos de lava; por ejemplo, uno de ellos corresponde a un flujo de pómez muy intemperizado y con sus componentes alterados, mientras que otro a un flujo de bloques y ceniza bien preservado, relativamente joven.

2.1 Metodología de campo y distribución.

El trabajo de campo se llevó a cabo en 5 campañas, sumando un total de 35 días. Previamente se elaboró un mapa fotogeológico mediante el análisis de fotos aéreas, con el fin de generar un mapa guía para la planificación del trabajo

durante las campañas de campo y en el cual, pueden observarse los afloramientos estudiados (Figura 2.1).

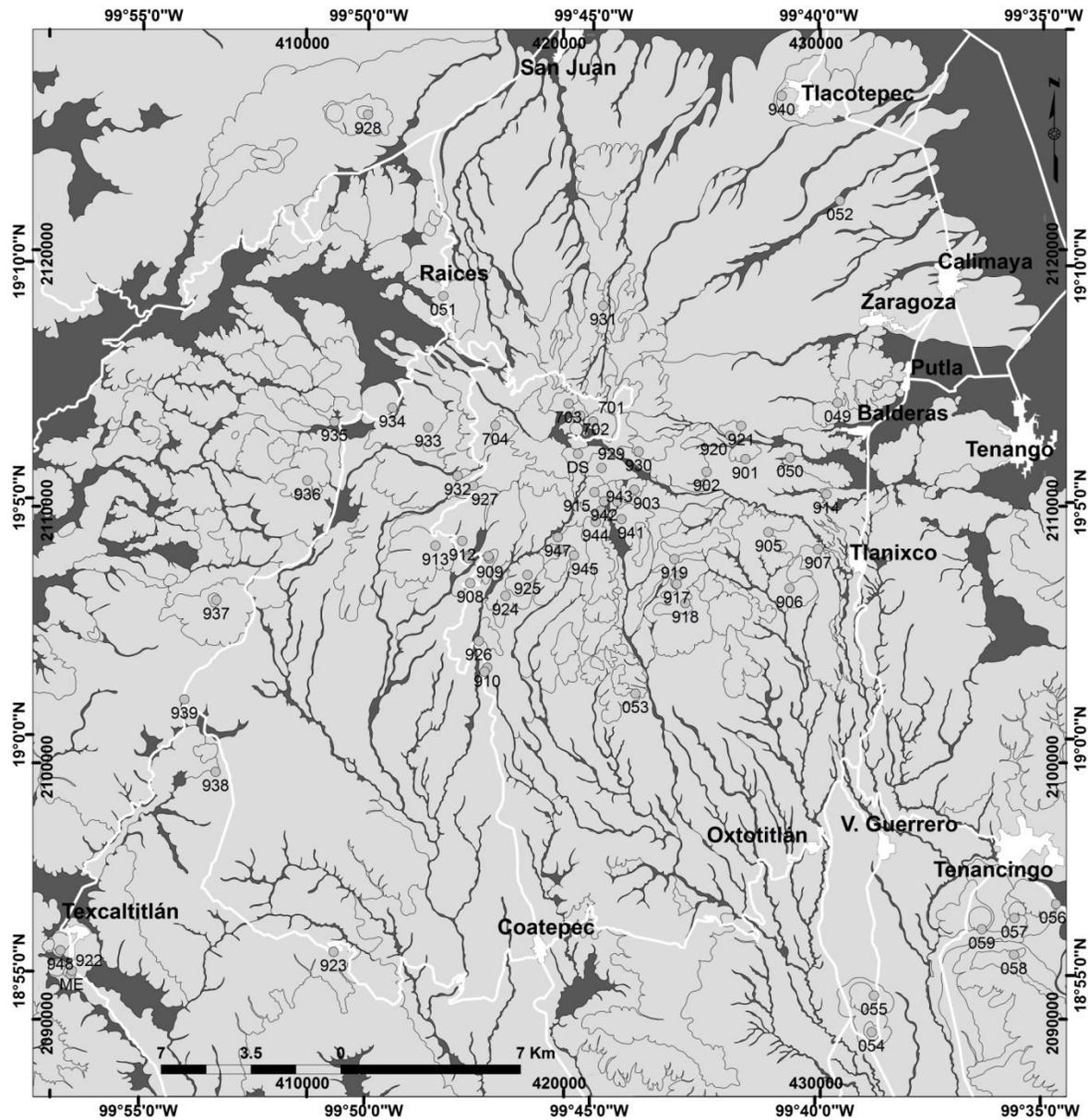


Figura 2.1. Localización de 66 de los 72 afloramientos estudiados en este trabajo (○). Los números corresponden a los últimos tres dígitos de la clave asignada a cada sitio (ej. 919 = NT0919), a excepción de los sitios DS=NT-DS y ME=NT-ME. Los sitios NT0904, NT0911, NT0911B, NT0916, NT0946 y SCH0805 no aparecen en el mapa debido a problemas de escala (ver Tabla 1).

En total se recolectaron 63 muestras de roca correspondientes a flujos de lava, domos y conos monogénéticos, en 72 afloramientos distribuidos alrededor del

Nevado de Toluca (no se tomó muestra en todos los afloramientos), incluyendo un xenolito metamórfico de filita (NT-ME) del basamento local, muestreado dentro de un depósito de caída de escoria, y una muestra de roca subvolcánica que aflora al sur del Nevado de Toluca (SCH0805 “Piedra Parada”; Tabla 1).

En cada afloramiento se realizó una descripción detallada de las distintas unidades, incluyendo morfología, relaciones estratigráficas y de forma más puntual, su mineralogía.

2.2 Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

De las 63 muestras de roca recolectadas en el área se llevaron a cabo 19 fechamientos de roca total por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, de donde fue posible obtener los resultados que se presentan en la tabla 2.

2.2.1 Metodología.

En primer lugar, las muestras fueron irradiadas con neutrones (Activación de Neutrones; Muecke, 1980; Faure, 1986) en el reactor nuclear de la Universidad de McMaster, Canadá, para convertir el ^{39}K en ^{39}Ar (Faure, 1986), junto con el estándar TCR de 27.87 Ma (Lanphere y Dalrymple, 2000). Para ello, dichas rocas fueron trituradas, envueltas en papel aluminio, montadas en recipientes de aluminio puro de 2.5 cm de diámetro por 6 cm de alto y expuestas ante un flujo de neutrones dentro del núcleo del reactor durante 20 megawatt-horas (Merrihue y Turner, 1966; Faure, 1986; Turner *et al.*, 1994; McDougall y Harrison, 1999; Arce *et al.*, 2006). La irradiación finalizó habiendo obtenido una cantidad de ^{39}Ar fácil de medir en el espectrómetro de masas y se continuó con un período de enfriamiento, tiempo en el cual se espera la desintegración de los radionúclidos de vida corta formados durante la activación de neutrones (Faure, 1986; Turner *et al.*, 1994; McDougall y Harrison, 1999).

Posteriormente, las muestras y el estándar fueron desempacados y colocados en una bandeja de cobre, dentro de orificios de 2 mm de diámetro, para ser introducidos en un sistema de extracción al ultra vacío (McDougall y Harrison, 1999; Layer, 2000). Una vez limpias, las muestras fueron calentadas en pasos

sucesivos y el estándar fundido, utilizando un láser de iones de argón de 6 watts, de acuerdo a la técnica descrita por York *et al.* (1981), Layer *et al.* (1987) y Layer (2000). Cuando la muestra es fundida, una parte de su contenido de ^{39}Ar y de ^{40}Ar es liberada; dicho proceso recibe el nombre de desgasificación gradual (stepwise heating; Faure, 1986), ya que el gas de argón se desprende por pasos controlados y paulatinos y no en una única emisión.

Para conseguir argón puro se utilizó una trampa de nitrógeno líquido y un detector SAES de Zr-Al a 400°C. Las muestras fueron analizadas con un espectrómetro de masas VG-3600 en el Instituto de Geofísica de la Universidad de Alaska en Fairbanks (UAF), y los isótopos de argón medidos fueron corregidos a través de blancos, discriminación de masas y mediante correcciones por interferencia de reacciones de calcio y cloro derivadas de la irradiación de la muestra y la generación de ^{39}Ar , siguiendo los procedimientos de McDougall y Harrison (1999; Figura 2.2).

La edad se calculó a través de la ecuación: $\text{Edad} = (1/\lambda) \ln ((1+J (^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}))$; donde además de la relación de argón medida por el espectrómetro, λ es la constante de decaimiento radioactivo para el ^{40}K (1,250 Ma; Faure, 1986) y J es un parámetro de irradiación calculado mediante la edad conocida del estándar (Faure, 1986; McDougall y Harrison, 1999).

Por otra parte, los diferentes pasos de desgasificación involucran distintas temperaturas y distintas relaciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de acuerdo a una fracción de ^{39}Ar liberada; esas mismas fracciones de desgasificación pueden ser representadas en un gráfico de $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ vs $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ con sus respectivas temperaturas para producir, mediante una regresión lineal, una recta con una pendiente específica cuyo valor es el de una edad y por tanto, genera una isocrona (York, 1969; York *et al.*, 1981). Todas las edades fueron calculadas con un error (dev. estándar) de $\pm 1\sigma$, usando las constantes de Steiger y Jaeger (1977). La edad integrada es la edad que resulta del total de gas medido y su equivalente a un fechamiento por K-Ar. Cada muestra del área del Nevado de Toluca fue calentada y desgasificada de forma gradual en siete pasos por ronda de análisis, variando entre dos y seis la cantidad de fracciones necesarias para alcanzar estabilidad en las mesetas, y entre cuatro

y siete fracciones para obtener edades similares en el caso de las isocronas, de acuerdo al valor inicial de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. El espectro proporciona una edad de meseta si tres o más fracciones consecutivas de gas representan al menos un 50% del gas total liberado y si éstas se encuentran desviadas, una de la otra, dentro de un rango de dos desviaciones estándar (Mean Square Weighted Deviation; $\text{MSWD} < \sim 2.5$).

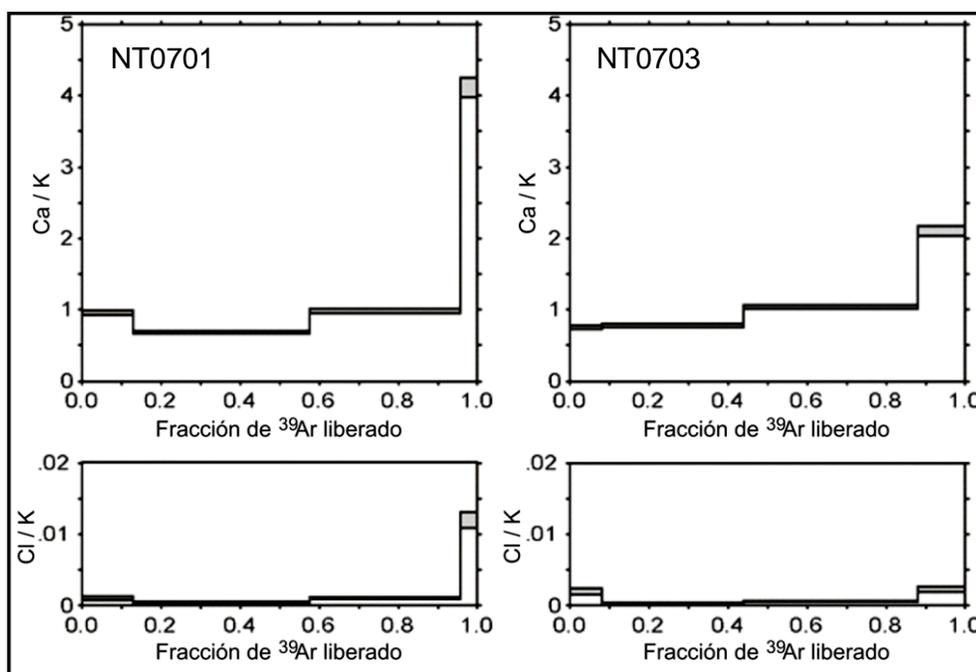


Figura 2.2. Correcciones por interferencia de Ca y Cl según la fracción de ^{39}Ar liberado (McDougall y Harrison, 1999) de las muestras de roca NT0701 y NT0703 (Figura 2.1) del área del NT. Las mesetas más estables de ^{39}Ar liberado deben coincidir con una cantidad constante de Cl y/o Ca en relación al K, para garantizar una menor interferencia.

La mayoría de las muestras fue analizada dos veces con el espectrómetro, dando como resultado mediciones similares en ambas vueltas, que permitieron configurar una isocrona entre las fracciones de las dos rondas de análisis para obtener una edad precisa; no obstante, en casi todas las muestras se utilizó la edad de la meseta debido a interferencias de Ar atmosférico en la isocrona. La edad de la meseta o la edad de la isocrona fueron utilizadas en las muestras analizadas una sola ocasión, de acuerdo a las recomendaciones hechas por el personal de la UAF.

2.2.2 Resultados.

Para las muestras NT0901, NT0906, NT0907, NT0911 y NT0913 (Figura 2.1; Tabla 2) sólo se hizo una ronda analítica; y únicamente la muestra NT0907 arrojó información demasiado imprecisa.

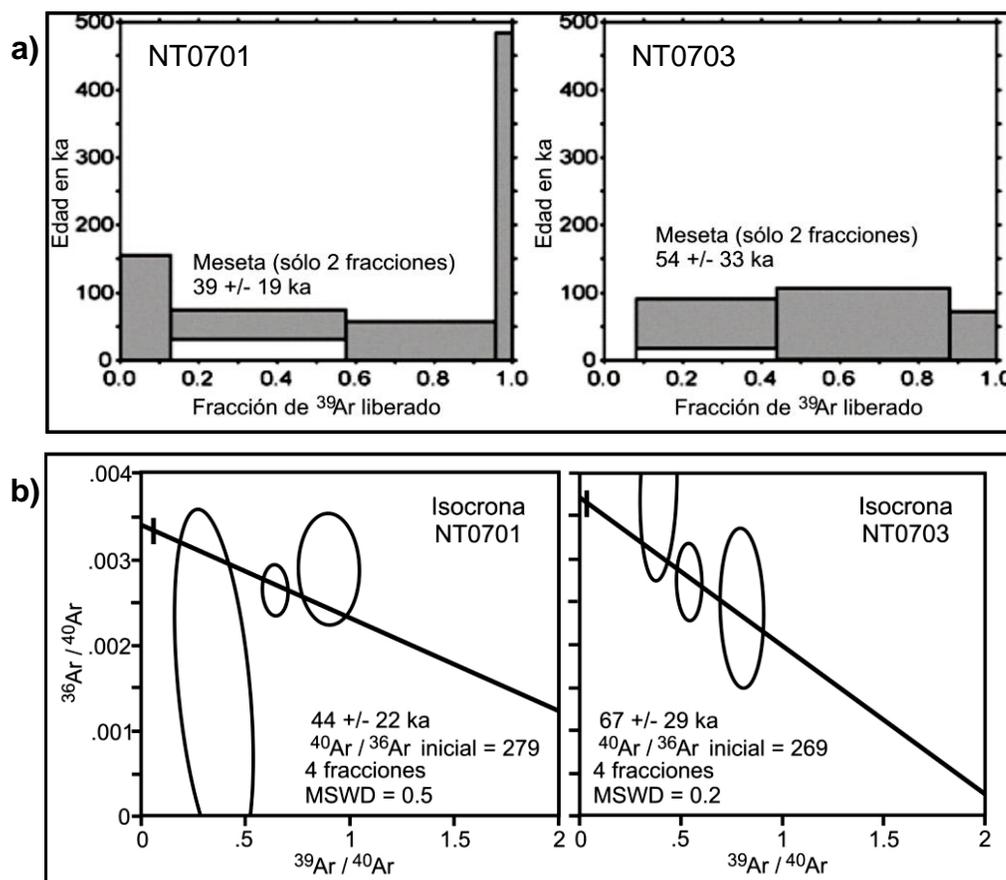


Figura 2.3. Inciso a) mesetas obtenidas al desgasificar el argón en las muestras NT0701 y NT0703 en dos fracciones, así como sus respectivas edades aproximadas en ka.; b) Edades obtenidas para NT0701 y NT0703 mediante la configuración de isocronas con cuatro fracciones. MSWD: Mean Square Weighted Deviation.

Respecto a las muestras NT0701, NT0702, NT0703 y NT0704 (Figura 2.1; Tabla 2), sólo la 01 y la 03 tuvieron suficiente argón radiogénico para determinar una edad distinta a cero, ya que se trata de rocas bastante jóvenes con poco ^{40}Ar radiogénico; por lo tanto, para ambas se estableció una edad de meseta con dos fracciones de desgasificación y una de isocrona con cuatro fracciones, y aunque

ninguna fue lo suficientemente precisa, arrojaron edades de 39 ± 19 ka y 54 ± 33 ka (Figura 2.3; Tabla 2) que dentro del rango de error, son prácticamente idénticas.

Al combinar las mesetas de estas dos muestras se obtuvo una edad de 49 ± 19 ka, pero si las cuatro muestras (NT0701 a NT0704) son integradas en una isocrona compuesta, tomando en cuenta que las muestras 02 y 04 coinciden mejor con la relación inicial de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ debido a que prácticamente están 100% constituidas de argón atmosférico, se obtiene una isocrona de 46 ± 15 ka (Figura 2.4; Tabla 2).

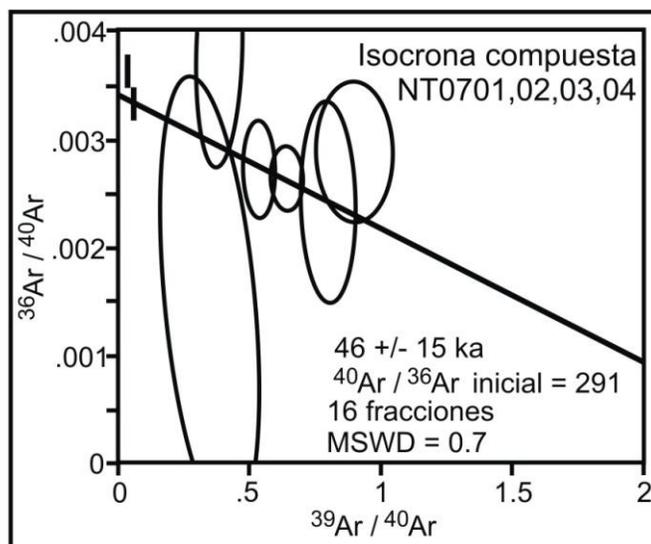


Figura 2.4. Isocrona compuesta para obtener la edad conjunta de las muestras NT0701, NT0702, NT0703 y NT0704 mediante el método de fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, utilizando la técnica descrita por York (1969) y York *et al.* (1981). MSWD: Mean Square Weighted Deviation.

El resto de las muestras (NT0903, NT0910B, NT0918, NT0922, NT0930, NT0931, NT0932, NT0936, NT0937 y NT0938; Figura 2.1) fue analizado en dos ocasiones y se obtuvieron edades relativamente confiables, dada la precisión y similitud entre la edad de la meseta y la edad de la isocrona de la mayoría; únicamente las muestras NT0937 y NT0938 arrojaron edades imprecisas de cero que, no obstante, fueron consideradas, ya que se trata de rocas jóvenes y con poco argón radiogénico.

En resumen, de las 19 muestras del área del NT fechadas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Tabla 2), se obtuvieron 15 edades, y corresponden a rocas viejas de ~1.4 Ma, del flujo de lava en el sitio NT0911 y de los domos NT0918 y NT0932 (Figura 2.1); rocas de ~1 Ma, de los domos NT0901 y NT0936 (Figura 2.1); de ~950 ka, del lítico en el flujo de pómez del sitio NT0910B y del domo NT0913 (Figura 2.1); rocas de ~350 ka, del domo y los flujos de lava del sitio NT0903 (Figura 2.1); de 250 ka, del cono NT0906 (Figura 2.1); rocas de 140 ka, del cono NT0922 (Figura 2.1); de ~100 ka del flujo de lava en el sitio NT0931 y de los conos NT0937 y NT0938 (Figura 2.1); y rocas menores a 50 ka de los domos NT0701, NT0702, NT0703 y NT0704 del cráter del Nevado, y del domo NT0930 (Figura 2.1).

2.3 Estratigrafía.

En el presente trabajo se estudiaron 72 afloramientos del área del NT, incluyendo flujos de lava, domos, conos monogenéticos, algunos depósitos de flujo de pómez y ceniza (FPC) y flujo de bloques y ceniza (FBC), que junto con fechamientos realizados mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y datos previos (Cantagrel *et al.*, 1981; García-Palomo *et al.*, 2000; García-Palomo *et al.*, 2002; Arce *et al.*, 2003; Belloti *et al.*, 2006), fueron utilizados para definir la estratigrafía detallada de la actividad efusiva en el área (Capítulo 3; Tabla 6; Mapa 1). Dicha actividad, al igual que los depósitos piroclásticos descritos, fue clasificada en cinco grupos principales: Pre-Nevado, Nevado viejo, Domos, Volcanismo monogenético y Nevado reciente; definidos principalmente por su edad, posición estratigráfica, localización respecto al cráter del NT y tipo de estructura volcánica (Figura 2.5).

2.3.1 Pre-Nevado.

Este grupo está integrado por los flujos de lava, los conos y los domos más viejos, que afloran al norte del área, en las estribaciones del volcán San Antonio, sitio NT0928; al este del cráter actual del Nevado, en los sitios NT0914, NT0920, NT0921 y NT1049; al sureste del mismo cráter, cerca del poblado de Tlanixco,

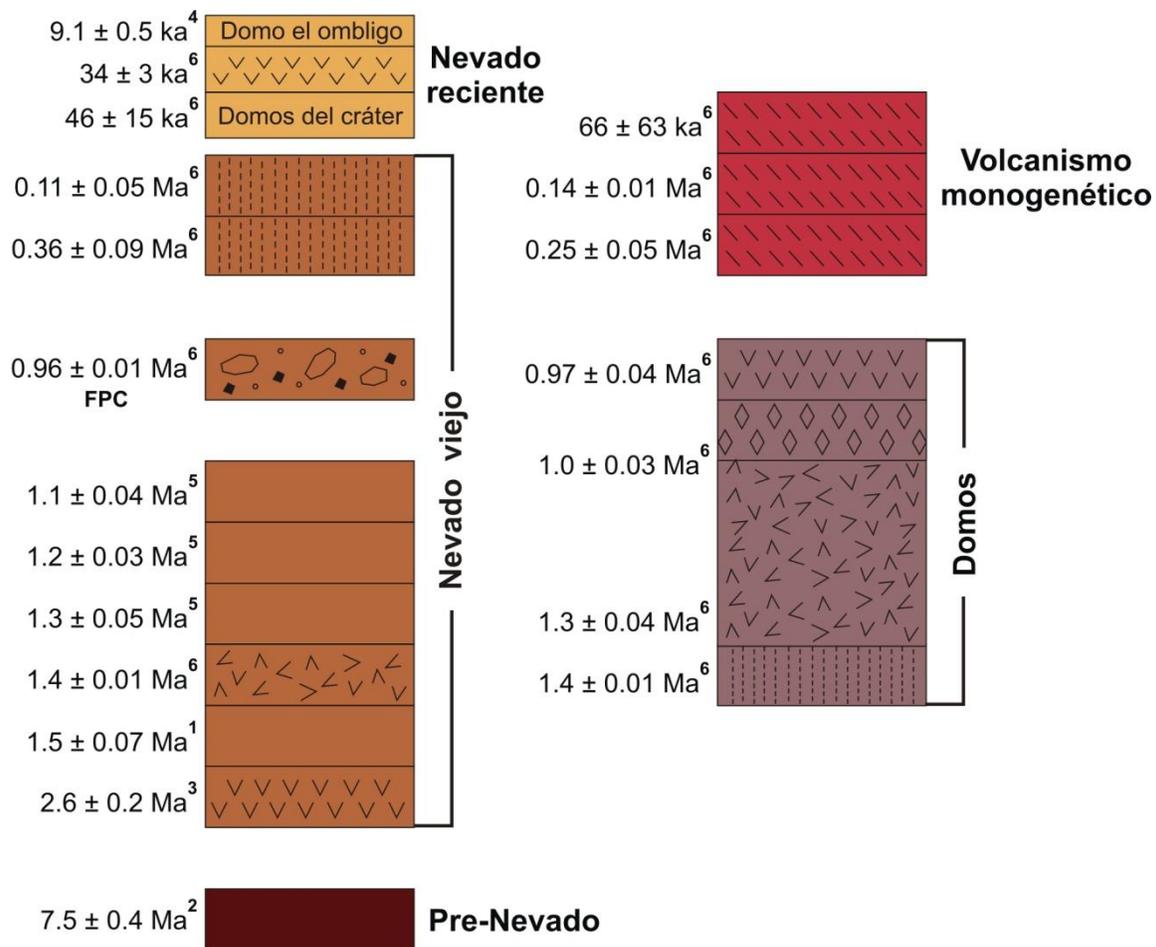


Figura 2.5. Columna estratigráfica compuesta del área del Nevado de Toluca. Datos radiométricos tomados de: ¹Cantagrel *et al.* (1981), ²García-Palomo *et al.* (2000), ³García-Palomo *et al.* (2002), ⁴Arce *et al.* (2003), ⁵Belloti *et al.* (2006), ⁶este trabajo, tabla 2.

sitio NT0907 (Figura 2.6 a, b); y al suroeste del área, en los sitios NT0923 y NT0939 (Figura 2.1; Mapa 1). La edad más antigua obtenida mediante el método ⁴⁰K/⁴⁰Ar para estas lavas es de 7.5 ± 0.4 Ma (García-Palomo *et al.*, 2000; Figura 2.5) y corresponde a la denominada Secuencia Máfica Basal (Figura 1.2), cuyas características geológicas coinciden con los flujos de lava que afloran en los puntos NT0907, NT0923 y NT0939, al igual que su posición estratigráfica debajo de la Secuencia Volcánica de San Antonio (SVSA), de 3.0 ± 0.2 Ma (García-Palomo *et al.*, 2000), y del Complejo de Conos y Domos (García-Palomo *et al.*, 2000; Figura 1.2).

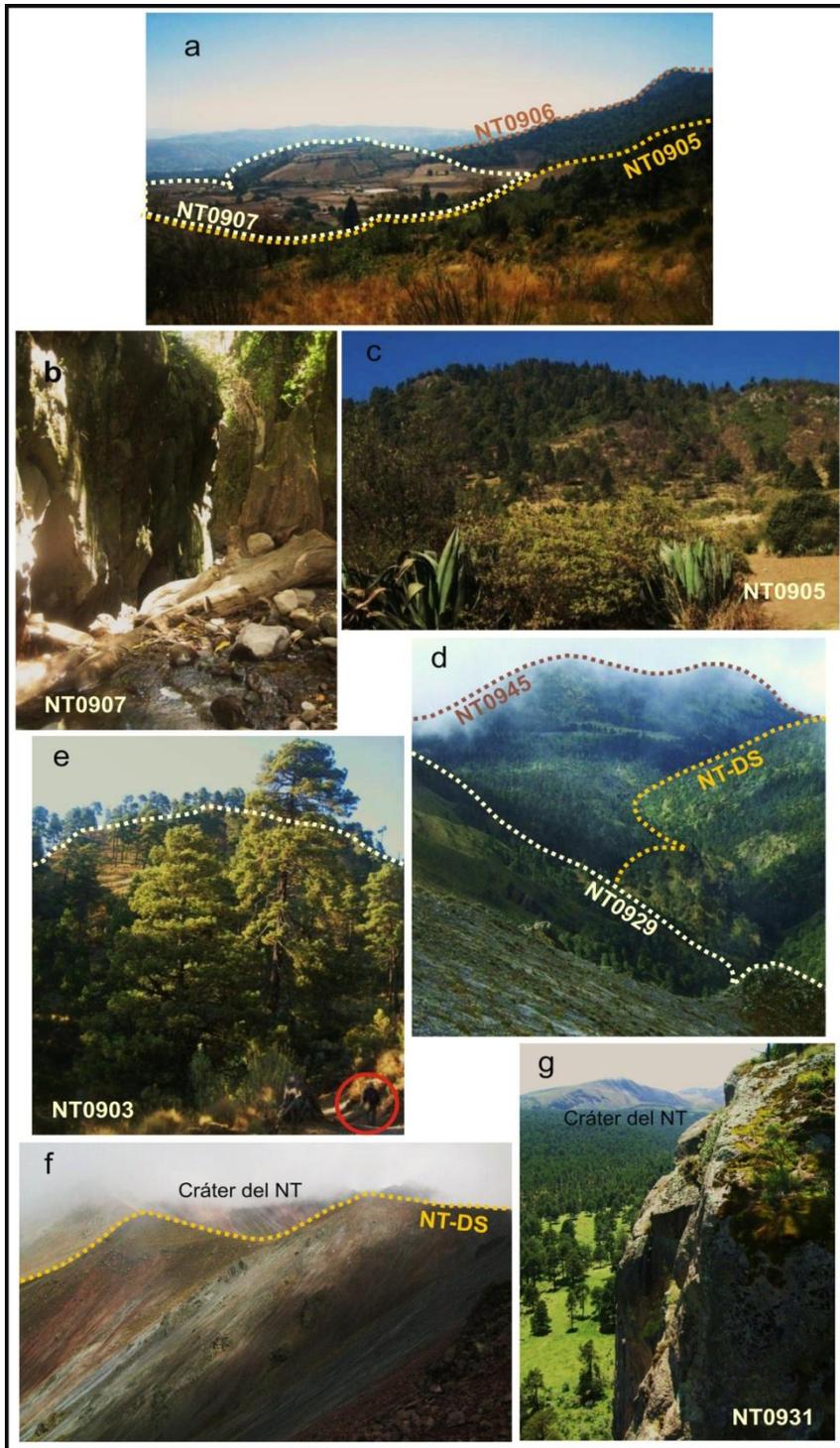


Figura 2.6. Flujos de lava y domos de los grupos Pre-Nevado y Nevado viejo: a) contacto entre lavas del Pre-Nevado (NT0907), Nevado viejo (NT0905) y Volcanismo monogenético (NT0906), sureste del área del NT; b) flujo de lava del afloramiento NT0907; c) domo y flujos de lava del sitio NT0905; d) contacto entre domos y flujos de distinta edad del Nevado viejo, sur del NT; e) domo y flujos de lava del sitio NT0903, sureste del Nevado; nótese la persona en el círculo rojo como referencia; f) flanco sur del cráter del Nevado: “Domo sur”; g) vista del cráter del NT desde el flanco norte, en el afloramiento del flujo de lava NT0931.

Por su parte, los dos conos de lava del sitio NT0928, uno de los cuales recibe el nombre de “Cerro el Jabalí”, se localizan estratigráficamente encima de la SVSA y en apariencia, por debajo de los flujos de lava de 1.5 ± 0.07 Ma reportados por

Cantagrel *et al.* (1981). Finalmente, los flujos de lava y domos localizados al este del NT, como el domo "Putla" en el sitio NT1049, coinciden con algunas características descritas por García-Palomo *et al.* (2000) para definir al Complejo de Conos y Domos, como su posición estratigráfica por debajo de productos más recientes del Nevado de Toluca, una morfología bastante suavizada en el caso de los flujos de lava, drenaje profundo en el de los domos, y un fuerte intemperismo.

2.3.2 Nevado viejo.

Dentro del grupo Nevado viejo se incluyen flujos de lava y domos de características muy diversas, localizados principalmente al sur del cráter del Nevado y algunos más al norte; así como un flujo piroclástico clasificado en esta unidad en función de su edad.

La edad más antigua obtenida por el método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ es de 2.6 ± 0.2 Ma (García-Palomo *et al.*, 2002; Figura 2.5), y corresponde a un conjunto de flujos de lava que afloran en los sitios NT0908 y NT0909, al sur del cráter del Nevado (Figura 2.1). Probablemente encima o al mismo nivel estratigráfico de los flujos anteriores se encuentra un conjunto más de flujos y domos que aflora en los sitios NT0905, cerca de la localidad de Tlanixco (Figura 2.6 a, c), y NT1053, al sur del cráter (Figura 2.1), los cuales poseen una morfología bastante erosionada y se ubican debajo de lavas más jóvenes. Mientras que por otro lado, al noroeste del cráter, está expuesto un flujo de lava en el sitio NT1051 (Figura 2.1), fechado en 1.5 ± 0.07 Ma (Cantagrel *et al.*, 1981; Figura 2.5).

Al sur del NT, aparentemente cubriendo a la lava más vieja de este grupo, en contacto discordante, se localizan algunos flujos de lava en los sitios NT0911 y NT0912 (Figura 2.1), cuya edad obtenida mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ es de 1.4 ± 0.01 Ma (Figura 2.5; Tabla 2). Enseguida fue observado un grupo de domos y flujos de lava en los sitios NT0924, NT0925, NT0926, NT0941, NT0945 (Figura 2.6 d) y NT0947 (Figura 2.1), también al sur, cuya relación estratigráfica con las lavas más antiguas del grupo Nevado viejo no es clara, y de los cuales, Belloti *et al.* (2006) obtuvieron una edad de 1.3 ± 0.05 Ma (Figura 2.5) para las rocas de los puntos NT0924 y NT0925, de 1.2 ± 0.03 Ma (Figura 2.5) para las del sitio NT0947,

y de 1.1 ± 0.04 Ma (Figura 2.5) para rocas próximas al sitio NT0919 (Figura 2.1), donde se encuentran expuestos algunos domos y flujos alineados E-O, cuya posición estratigráfica coincide con los domos del sitio NT0944 (Figura 2.1). Estas estructuras sobreyacen a los flujos de lava y domos de los afloramientos NT0905 y NT1053, mencionados en el párrafo anterior.

Más al sur del Nevado, en el sitio NT0910 (Figura 2.1), afloran productos piroclásticos sobre las lavas anteriores; uno de estos (NT0910B) corresponde a un depósito de flujo piroclástico (FPC) masivo, de 3 a 4 m de espesor; compuesto por fragmentos de pómez amarillenta muy alterada, de 10 a 15 cm de diámetro, con vesículas reconocibles y con concentración de cristales principalmente de piroxeno, anfíbol, plagioclasa y biotita; y por líticos bastante alterados, de color blanco y donde sólo se reconocen cristales de plagioclasa y piroxeno; todo inmerso en una matriz de ceniza blanca de grano fino a medio. En este depósito fue posible encontrar un fragmento lítico relativamente denso y fresco, clasificado como “juvenil”, del cual se obtuvo una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 0.96 ± 0.01 Ma (Figura 2.5; Tabla 2). Sobre el flujo de pómez se halló un paleosuelo muy delgado, de aproximadamente 30 cm de espesor, seguido de un depósito de flujo de bloques y ceniza aparentemente reciente (muy bien preservado).

Cerca del cráter del NT, apenas 2 km al SE en el sitio NT0903 (Figura 2.1; Figura 2.6 e), se identificó un domo y algunos flujos de lava asociados, en contacto con productos más antiguos pero pertenecientes a este mismo grupo. Estas lavas arrojaron una edad de 0.36 ± 0.09 Ma (Figura 2.5; Tabla 2), periodo al que se relaciona también un domo localizado en el cráter, en el sitio NT-DS (Figura 2.1), de morfología suavizada y aspecto bastante intemperizado, con minerales y matriz muy alterados y denominado de manera informal como “Domo sur” (Figura 2.6 f); y una serie de domos y flujos de lava en los sitios NT0929, NT0942 y NT0943 (Figura 2.1), por considerar que se ubican a la par o sobreyaciendo al domo NT0903.

Por último, un flujo de lava al norte del cráter del NT, en el sitio NT0931 (Figura 2.1; Figura 2.6 g), constituye el producto más joven de este grupo, con una edad de 0.11 ± 0.05 Ma (Figura 2.5; Tabla 2).

2.3.3 Domos.

Este grupo está compuesto por estructuras dómicas localizadas en zonas periféricas respecto al cráter del NT, por lo cual podrían constituir cuerpos volcánicos distintos al propio Nevado de Toluca.

Al sureste del área del Nevado, en los sitios NT0916 y NT0918 (Figura 2.1; Figura 2.7 a), se encuentra un domo bastante denudado, con una aparente estructura de colapso orientada al sur y con grandes dimensiones, ya que junto con flujos de lava asociados, ocupa alrededor de 22 km² de superficie y una altitud de 3,700 msnm; lo que sugiere una estructura volcánica independiente al Nevado de Toluca. El fechamiento ⁴⁰Ar/³⁹Ar realizado para este domo arrojó una edad de 1.4 ± 0.01 Ma (Figura 2.5; Tabla 2), siendo la edad más vieja obtenida para el grupo de los domos.

Al oeste, en el sitio NT0932 (Figura 2.1; Figura 2.7 b, c), a sólo 3.5 km del cráter del NT, se localiza un domo de morfología distinta al resto, ya que su flanco norte está cortado en dirección E-O, produciendo una pared vertical de ~350 m, perpendicular a la falla de San Miguel (García-Palomo *et al.*, 2000). El fechamiento ⁴⁰Ar/³⁹Ar llevado a cabo con muestras de este domo indica una edad de 1.39 ± 0.04 Ma (Figura 2.5; Tabla 2), similar a la edad del conjunto anterior de domos y coetánea con una serie de flujos de lava del grupo Nevado viejo de 1.4 Ma (Tabla 2), ubicados en el sitio NT0912 (Figura 2.1) y con los cuales el domo NT0932 se encuentra en contacto litológico, aparentemente vertical, y flujos de 1.3 Ma (Belloti *et al.*, 2006; Figura 2.5).

Otros domos son el “Cerro las Palomas” (Figura 2.7 d), que se ubica aproximadamente 9 km al oeste del cráter del NT en el sitio NT0936 (Figura 2.1); el domo “Volcán Gordo” (Figura 2.7 c, e), también localizado al oeste y a 6 km del cráter en el sitio NT0934 (Figura 2.1); y un domo más emplazado en medio de los dos anteriores, sobre el cual se asienta el pueblo de “la Loba”, en el sitio NT0935 (Figura 2.1), a 8 km del cráter. Estos tres domos se encuentran alineados en dirección NE-SO y disectados de E-O, pero además, tanto el domo las Palomas como el domo de la Loba, presentan formas de herradura perpendiculares a la falla de San Miguel (García-Palomo *et al.*, 2000), con dirección NE-SO, que

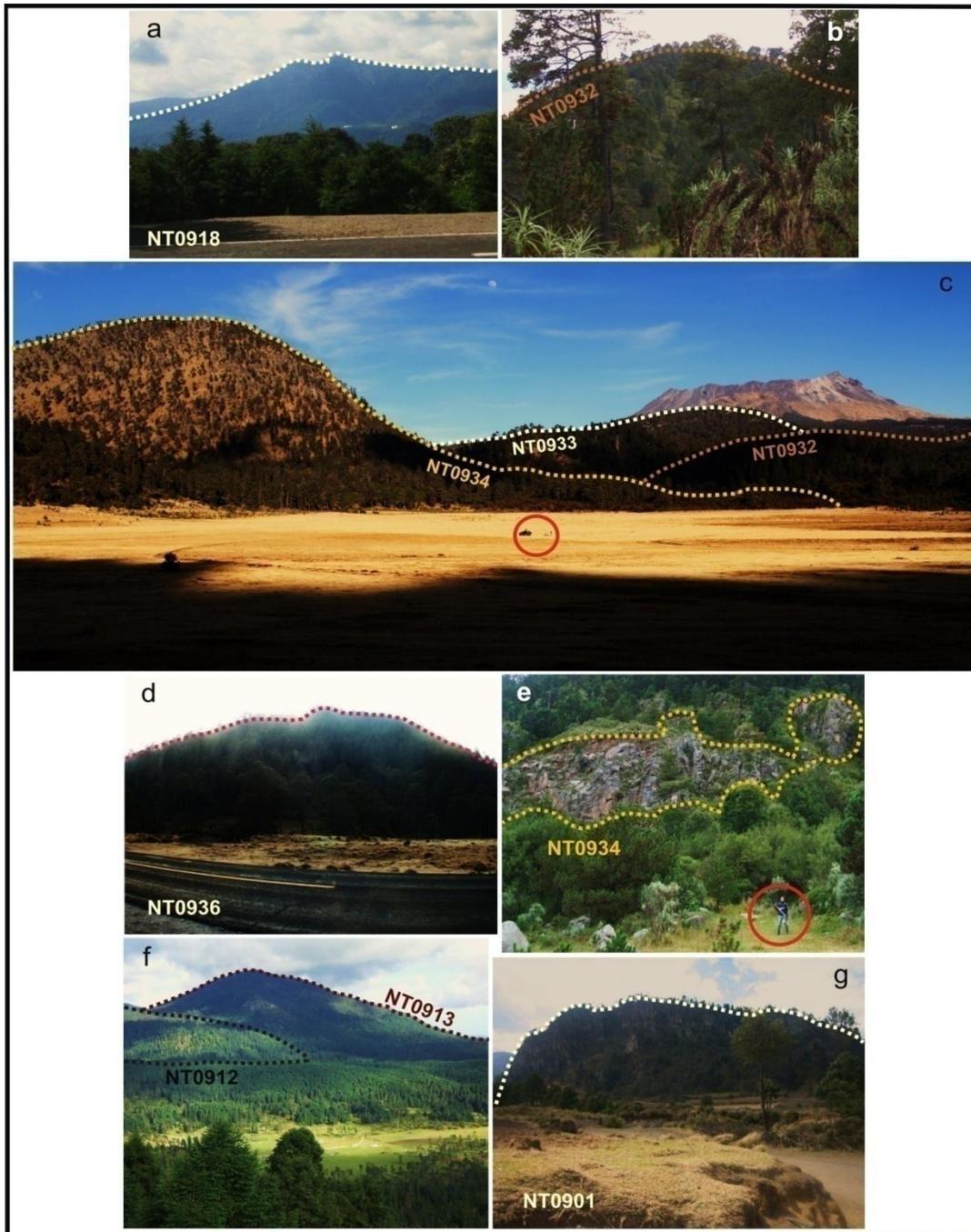


Figura 2.7. Grupo Domos: a) domo del afloramiento NT0918 visto desde el sureste del área del NT; b) domo del afloramiento NT0932, suroeste del NT; c) vista desde el oeste del cráter del NT (al fondo en la imagen), donde se aprecia el contacto entre domos y flujos de lava asociados del grupo Domos (NT0932 y NT0934 “Volcán Gordo”) y del Nevado reciente (NT0933); nótese las personas y el auto en el círculo rojo como referencia; d) domo “las Palomas” desde el oeste del NT; e) afloramiento NT0934 del “Volcán Gordo” con una persona como referencia en el círculo rojo; f) vista oeste del domo NT0913, “Cerro Calotepec”, en contacto con un flujo de lava del Nevado viejo (NT0912); g) domo “Cerro Tepehuisco”, este del Nevado, sitio NT0901.

podrían haber sido ocasionadas por colapsos.

La mayoría de estas estructuras fue agrupada previamente por García-Palomo *et al.* (2000) en el Plioceno, en lo que llamaron Complejo de Conos y Domos (Figura 1.2); sin embargo, aquí fueron clasificadas en el grupo Domos, de menor edad (Pleistoceno), según las observaciones hechas en campo y las edades obtenidas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para el domo “las Palomas”, de 1.02 ± 0.03 Ma (Figura 2.5; Tabla 2), y para el domo “Cerro Tepehuisco” (Figura 2.7 g), de 1.06 ± 0.03 Ma (Figura 2.5; Tabla 2). Este último se localiza al este del Nevado, en el sitio NT0901 (Figura 2.1), a tan sólo 6 km del cráter.

Finalmente, el domo “Cerro Calotepec” es la estructura más joven del grupo Domos, ya que su edad, obtenida por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, es de 0.97 ± 0.04 Ma (Figura 2.5; Tabla 2). Dicho domo se localiza 4 km al suroeste del cráter del NT, en el sitio NT0913 (Figura 2.1), y en apariencia, por su edad, sobreyace a flujos de lava de 1.4 Ma del grupo Nevado viejo (Figura 2.7 f).

2.3.4 Volcanismo monogenético.

El volcanismo monogenético en el área del Nevado de Toluca está representado por conos de lava y conos de escoria, en ocasiones acompañados por flujos de lava, que se localizan a distancias variables con respecto al cráter del NT (7 km el cono más cercano al SE y 26.4 km el más distante al SE; Tabla 1). Por esta razón, se dividió al volcanismo monogenético en dos grupos según su ubicación: el primero se distribuye en lugares cercanos al cráter del Nevado de Toluca y está integrado por conos que se alinean en dirección NE-SO, como los conos de los sitios NT0906 “Cerro Cuescontepec” (Figura 2.6 a), NT0922 “Cerro Tejolote”, NT0937 “Cerro Sabanillas” (Figura 2.8 b), NT0938 “Cerro la Laguna”, NT0940 “Cerro Tlacotepec” (Figura 2.8 a) y NT0948 “Volcán el Molcajete” (Figura 2.1); mientras que el segundo grupo está constituido por conos de escoria ubicados al sur del NT, cerca de los poblados de Villa Guerrero y Tenancingo, en los sitios NT1054, NT1055 “el Cerrillo”, NT1056, NT1057 “Tepalcatepec”, NT1058 “Cerro la Malinche” y NT1059 “Cerro Tepetzingo” (Figura 2.1), a una distancia de 24-26 km del cráter y con un aparente alineamiento E-O.

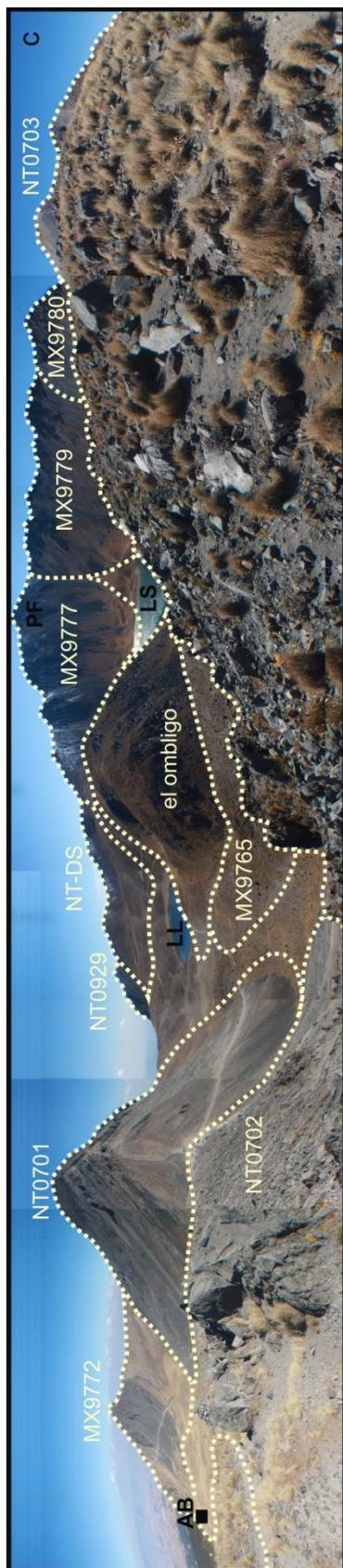
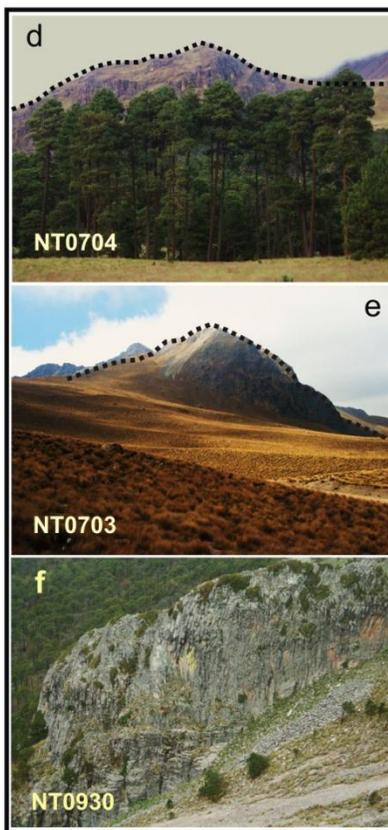
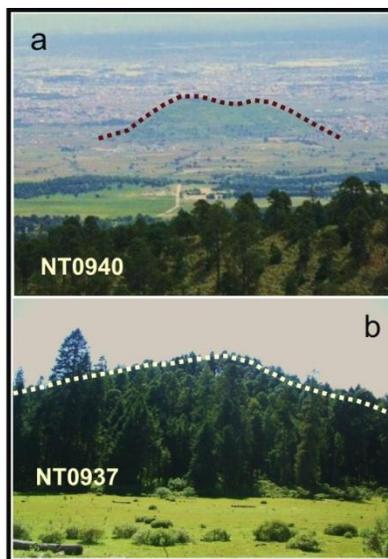


Figura 2.8. Fotografías de dos conos del grupo Volcanismo

monogenético y del grupo Nevado reciente: a) como “cerro Tlacotepec”, al noreste del área del NT, sitio NT0940, visto desde el sitio NT0931, al norte del cráter del Nevado; b) como “cerro la Mesa”, suroeste del Nevado, sitio NT0937; c) vista panorámica del cráter

del NT, tomada en enero de 2011. En ella pueden apreciarse los contactos entre los domos del grupo Nevado reciente que integran al cráter: NT0701, NT0702, NT0703, domo “el ombligo” (Arce *et al.*, 2003) y domos estudiados por D’Antonio (2000) en los sitios MX9772, MX9765, MX9777, MX9779 y MX9780; y del grupo Nevado viejo: “Domo sur” (NT-DS) y domo

NT0929. AB: albergue, LL: Lago de la Luna, LS: Lago del Sol, PF: Pico del Fraile; d) domo del afloramiento NT0704, grupo Nevado reciente, ubicado al exterior del cráter del Nevado, flanco oeste; e) domo del afloramiento NT0703, formador del labio norte del cráter del NT. También puede observarse en la vista panorámica del inciso c; f) flujo de lava y domo del afloramiento NT0930, ubicado al exterior del cráter del Nevado de Toluca, flanco este.



Del total de estos conos se obtuvieron cuatro edades por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; la más antigua es de 0.25 ± 0.05 Ma (Figura 2.5; Tabla 2) para un cono de lava localizado 7 km al SE del cráter en el sitio NT0906 (Figura 2.1), sobreyaciendo a domos y flujos de lava pertenecientes a los grupos Pre-Nevado y Nevado viejo (Figura 2.6 a); una edad de 0.14 ± 0.01 Ma (Figura 2.5; Tabla 2), que corresponde a un cono de escoria con un flujo de lava asociado, ubicado 20 km al SO del cráter en el sitio NT0922 (Figura 2.1), donde puede observarse encima de flujos de lava del Pre-Nevado; y dos edades más para los conos de los afloramientos NT0937 y NT0938, las cuales, no obstante, son imprecisas, ya que son edades cero de 66 ± 63 ka y 106 ± 104 ka (Figura 2.5; Tabla 2).

2.3.5 Nevado reciente.

Aunque la actividad volcánica reciente (últimos 50 mil años) en el área del volcán Nevado de Toluca se caracteriza por un comportamiento explosivo dominante (Cantagrel *et al.*, 1981; Macías *et al.*, 1997; García-Palomo *et al.*, 2000; García-Palomo *et al.*, 2002; Arce *et al.*, 2003; Arce *et al.*, 2005; Arce *et al.*, 2006; Capra *et al.*, 2006; D'Antonio *et al.*, 2008), se han encontrado cuerpos de lava, máxime domos, cuya edad coincide con el periodo de 50 ka.

Algunos de los domos más sobresalientes afloran en los puntos NT0701, NT0702 y NT0703 (Figura 2.1; Figura 2.8 c, e) y forman parte de los remanentes de las paredes del cráter principal del NT, con una edad de isocrona compuesta obtenida por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $\sim 46 \pm 15$ ka (Figura 2.5; Tabla 2). De igual modo, se observaron otros domos que parecen encajar en este mismo periodo de tiempo, como aquellos estudiados en el trabajo de D'Antonio (2000), dentro de los cuales se encuentra el de mayor elevación, "Pico del Fraile" (MX9777; PF; Figura 2.8 c), y algunos otros que afloran al exterior del cráter por sus flancos este y oeste, acompañados de flujos de lava, en los sitios NT0704 (Figura 2.8 d), NT0902, NT0930 (Figura 2.8 f) y NT0933 respectivamente (Figura 2.1).

Para el domo y flujos de lava asociados de los afloramientos NT0902 y NT0930, localizados al este del cráter, se obtuvo una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ bastante precisa de 34 ± 3 ka (Figura 2.5; Tabla 2), por lo cual, estas lavas probablemente estén

relacionadas a la erupción pliniana de ~36 ka en el Nevado (pómez ocre; García-Palomo *et al.*, 2002).

Asimismo, en el sitio NT0927 (Figura 2.1), ~2.5 km al SO del cráter, fue identificado un depósito de flujo de bloques y ceniza (FBC) estratigráficamente encima de los domos localizados al oeste del NT, que parece coincidir con la destrucción de estos últimos durante erupciones explosivas. Su espesor es de aproximadamente 30-40 m y es un depósito masivo, mal clasificado y heterolitológico, compuesto en un 60-70% de bloques porfíricos de hasta 2 m de diámetro y de colores amarillo, verde oscuro, gris y rojo, con al menos dos asociaciones de minerales, que son: plagioclasa+ortopiroxeno+anfíbol y plagioclasa+ortopiroxeno, envueltos en una matriz de ceniza fina; similar a otro depósito de FBC observado 8 km al sur del cráter, en el sitio NT0910 (Figura 2.1), donde se encuentra sobreyaciendo a un flujo de pómez (NT0910B) perteneciente al grupo Nevado viejo.

El domo “el ombligo” (Figura 2.8 c), ubicado justo al centro del cráter del Nevado, parece ser el último y más reciente producto de actividad efusiva en el área del NT, con 9.1 ± 0.5 ka (Arce *et al.*, 2003; Figura 2.5).

2.4 Petrografía.

El análisis petrográfico se llevó a cabo en 48 secciones delgadas de los distintos grupos de lava descritos (Pre-Nevado, Nevado viejo, Domos, Volcanismo monogenético y Nevado reciente; Tabla 3), y en cuatro secciones delgadas correspondientes a xenolitos metamórficos y una roca sedimentaria.

Para el análisis modal (Tabla 3) fueron seleccionadas áreas de aproximadamente 100 mm^2 con la mineralogía representativa de cada lámina, donde se identificaron fenocristales (>0.3 mm de diámetro), microfenocristales (0.03 – 0.3 mm de diámetro) y matriz (Wilcox, 1954), generalmente acompañada de microlitos (<0.03 mm de diámetro) y criptocristales (MacKenzie *et al.*, 1982) en los que, por sus dimensiones tan pequeñas, no es posible observar características petrográficas distintivas.

2.4.1 Pre-Nevado.

Del grupo Pre-Nevado se analizaron cinco muestras de flujos de lava, domos y conos, observando tres ensambles mineralógicos distintos. Cada uno de los ensambles y sus características petrográficas específicas pueden revisarse en la tabla 3 (Sección de anexos).

En general, las rocas de este grupo poseen una textura porfírica, seriada en algunos casos, con un índice de porfiricidad (IP%) de 20 a 40% (Tabla 3); están compuestas por fenocristales y microfenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno en todos los ensambles (Figura 2.9 a, b, c, d), y por olivino, clinopiroxeno y anfíbol en algunos de ellos; embebidos en una matriz de textura diversa (Tabla 3).

La plagioclasa es el mineral más abundante, ya que constituye entre 40 y 45% del volumen de cada ensamble (Tabla 3). En los tres tipos de lava presenta fracturas y golfos de absorción, no obstante que sólo algunos de los cristales tienen textura de tamiz, lamelas y zonas y bordes diluidos. Los cristales de ortopiroxeno tienen una forma acicular, columnar-tabular y octagonal en sección {201} (Figura 2.9 a, b, c, d), y muchos están fracturados y oxidados al centro. El anfíbol, por su parte, sólo está presente en dos asociaciones mineralógicas (Tabla 3); se distingue principalmente por su forma, que puede ser tabular en {110}, columnar en {010} y hexagonal en sección {011} (Figura 2.9 e, f), por estar rodeado de coronas de opacita y por presentar golfos de absorción y núcleos corroídos, con menor desarrollo en la muestra NT0928 (Tabla 3).

El clinopiroxeno sólo se encuentra en el tercer ensamble (Tabla 3) y aunque no tiene una forma bien preservada, en algunos cristales se alcanzan a distinguir una forma columnar, tabular, octagonal-equidimensional en sección {001} y octagonal-alargada en sección {010} (Figura 2.9 a, b). No hay evidencias significativas de corrosión. Por último, el olivino, únicamente presente en la muestra NT0907 (Tabla 3), tiene una forma alargada en sección {110} y equidimensional en sección {001} (Figura 2.9 g, h) y en algunos casos, se encuentra rodeado por coronas de ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa y anfíbol.

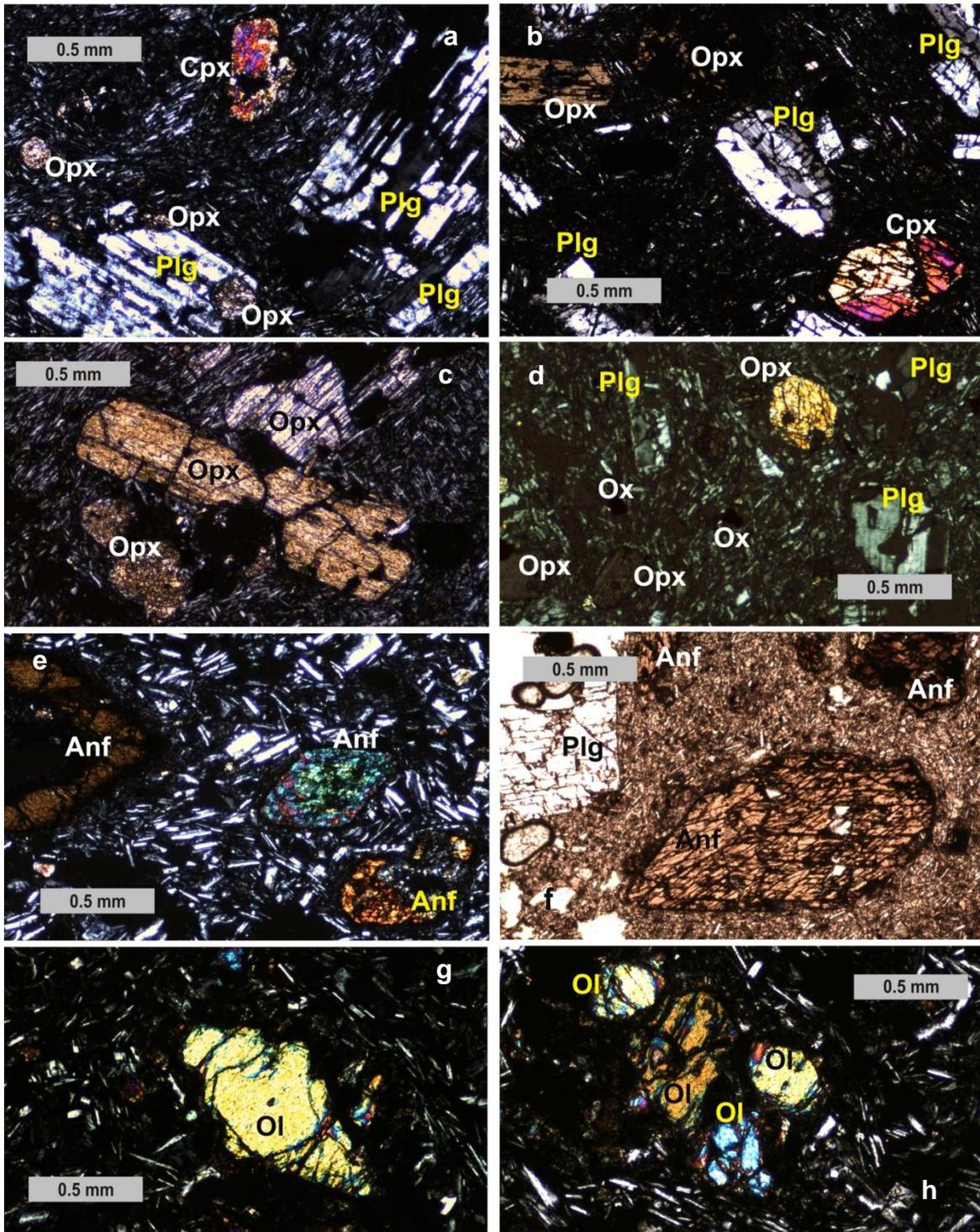


Figura 2.9. Fotomicrografías que exhiben algunas características petrográficas de las lavas del grupo Pre-Nevedo: a y c) domo NT0914; b) domo y flujos de lava NT1049; d) domo NT0920; e, g y h) domo y flujos de lava NT0907; f) cono NT0928. Las fotos fueron tomadas en luz polarizada a excepción del inciso f, tomado en luz paralela. Anf:anfíbol, Cpx:clinopiroxeno, Ol:olivino, Opx:ortopiroxeno, Ox:óxidos, Plg:plagioclasa.

2.4.2 Nevado viejo.

Del Nevado viejo fueron analizadas 22 secciones delgadas, las cuales incluyeron flujos de lava y domos. Se identificaron once ensambles mineralógicos (Tabla 3), por lo cual, constituye el grupo más diverso en el área del Nevado de Toluca en cuanto a mineralogía se refiere.

Estas lavas están compuestas por rocas de textura porfirítica, en algunas seriada, con un IP% que varía de 30 a 50% (Tabla 3), con fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno en todas las rocas del grupo y con fenocristales de olivino, clinopiroxeno, anfíbol y biotita, en diversas proporciones, presentes o ausentes según el ensamble (Tabla 3); inmersos en una matriz cuya textura es la más variable de todo el Nevado (Tabla 3), por ejemplo, holohialina y esferulítica en el primer ensamble (Figura 2.10 a) y hyalopilítica en el quinto.

La plagioclasa es la fase más abundante del grupo con 30-45% del volumen total de cristales (Tabla 3), presenta inclusiones de apatito en las rocas de algunos ensambles y exhibe grados y características de disolución muy variadas: golfos de absorción, huecos rellenos de vidrio, bandas y núcleos diluidos y textura de tamiz. El ortopiroxeno se distingue por poseer una forma acicular, columnar, tabular u octagonal en sección {201} (Figura 2.10 b, d, e) y en general, se encuentra bien conservado, sin rasgos de disolución, ya que sólo en el cuarto y sexto ensamble (Tabla 3) presenta fracturas, arreglos esqueletales (Figura 2.10 b), lamelas y texturas moteadas, mientras que en el onceavo ensamble (Tabla 3) se aprecian principalmente pseudomorfos. Cabe resaltar que está unido a cristales de clinopiroxeno (Figura 2.10 d) en el cuarto, quinto y sexto ensamble mineral (Tabla 3), y que en la muestra NT0903 se encuentra rodeado por coronas de plagioclasa y anfíbol.

El anfíbol está presente en casi todos los ensambles del grupo a excepción del quinto (Tabla 3), posee una forma tabular, columnar, acicular y hexagonal en sección {011} (Figura 2.10 c, f, g), y aunque el grado de corrosión es muy diverso, presenta coronas de opacita invariablemente y algunos ensambles incluyen pseudomorfos (Tabla 3). Además, el anfíbol puede estar rodeado por coronas de

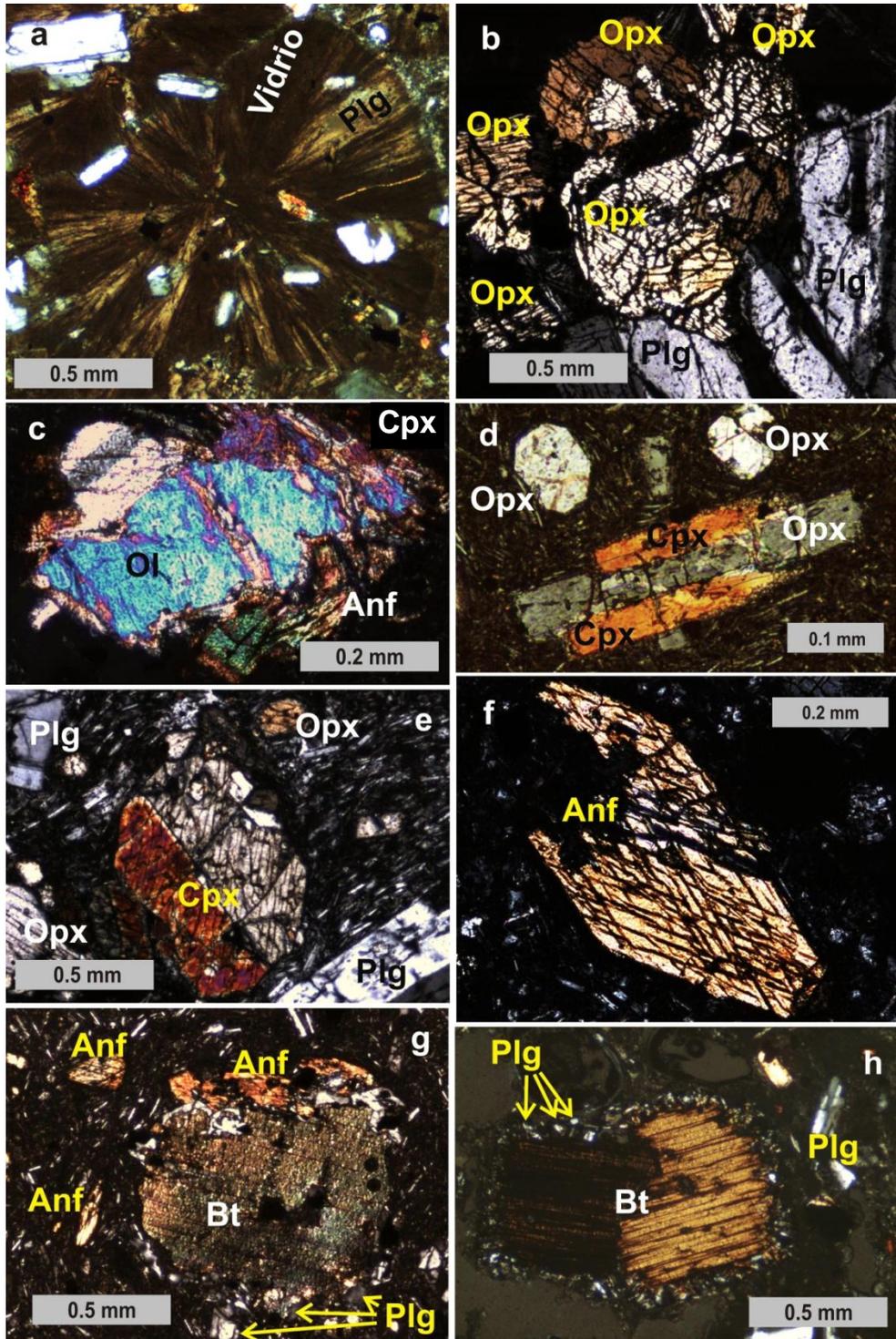


Figura 2.10. Fotomicrografías que muestran algunas características petrográficas de las lavas del grupo Nevado viejo: a y h) flujo de lava NT0908 y NT0011b; b y d) flujos de lava NT0912; c) “Domo Sur”, NT-DS; e) domo y flujo de lava NT0926; f) domo NT0929; g) domo y flujos de lava NT0903. Nótese la esférula compuesta de Plg y vidrio en el inciso a, y las coronas de Anf y Plg que rodean a las biotitas en los incisos g y h. Las fotos fueron tomadas en luz polarizada. Anf:anfíbol, Bt:biotita, Cpx:clinopiroxeno, Ol:olivino, Opx:ortopiroxeno, Plg:plagioclasa.

plagioclasa y clinopiroxeno (NT0912) o de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno (NT0925, NT0945, NT0941 y NT0947).

Respecto al clinopiroxeno, las rocas de algunos ensambles (NT0911, NT0912, NT0926, NT0925, NT0945, NT0941, NT0947 y NT0944) contienen cristales que, además de tener una forma tabular, columnar y octagonal en secciones {001} y {010} (Figura 2.10 e), muestran zoneamientos de tipo “reloj de arena”; asimismo, es común la presencia de cristales de esta fase unidos a ortopiroxenos (Figura 2.10 d) e integrando coronas que rodean a olivinos (NT-DS; Figura 2.10 c).

La biotita y el olivino son las fases minerales menos abundantes en el Nevado viejo (Tabla 3). La biotita exhibe una forma columnar en sección {010} y hexagonal en sección {001}, y aunque la mayoría de los cristales están rodeados por coronas de reacción compuestas de anfíbol+plagioclasa+ortopiroxeno+óxidos (NT0908; Figura 2.10 h), plagioclasa+ortopiroxeno+clinopiroxeno (NT0911 y NT0912), anfíbol+clinopiroxeno+ortopiroxeno+plagioclasa (NT0925) o anfíbol+plagioclasa (NT0903; Figura 2.10 g), también hay cristales subhedrales sin coronas. El olivino, por su parte, presenta una forma equidimensional-granular en sección {001} y alargada en sección {110} en algunas lavas del grupo, y puede estar rodeado por coronas de clinopiroxeno+ortopiroxeno+plagioclasa (NT0912 y NT0911), de anfíbol+ortopiroxeno+clinopiroxeno (NT-DS; Figura 2.10 c), o carecer de ellas (NT0926).

2.4.3 Domos.

Muestras de este grupo fueron analizadas en ocho secciones delgadas donde se identificaron cinco asociaciones mineralógicas (Tabla 3).

Los domos están conformados por rocas, en general, de textura porfirítica y con un IP% de 30 a 60% (Tabla 3). Comparten fenocristales y microfenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y anfíbol en todos los ensambles, y difieren por la presencia de cristales de olivino, clinopiroxeno, biotita y cuarzo, en proporciones distintas, según cada asociación mineral (Tabla 3); embebidos en una matriz de textura diversa (Tabla 3) donde destaca la matriz del domo NT0901, compuesta casi exclusivamente por microlitos redondeados (Figura 2.11 b).

La plagioclasa, con un volumen de 35 a 45% (Tabla 3), es también la fase más abundante en este grupo y se encuentra dividida de acuerdo a dos clasificaciones: cristales con/sin inclusiones de apatito y cristales con fracturas, golfos de absorción, bandas diluidas y textura de tamiz (Figura 2.11 a, c, d, f, h) *versus* cristales sin evidencias claras de disolución (Figura 2.11 b).

El ortopiroxeno presenta una gran gama de formas: acicular (NT0901 y NT0913), equidimensional (NT0901, NT0918), columnar, cuadrada en sección {100} (NT0913, NT0918), hexagonal en sección {010} (NT0918) y octagonal en sección {201} (NT0913, NT0918 y NT0932; Figura 2.11 a, f); y es un mineral sin corrosión significativa a excepción de la muestra NT0936, donde sólo hay pseudomorfos. El anfíbol, de forma acicular, columnar, tabular y hexagonal en sección {011} (Figura 2.11 d, e, f), está altamente corroído, con coronas de opacita muy desarrolladas, golfos de absorción y núcleos devastados.

Por otro lado, la mayoría de los cristales de clinopiroxeno (Figura 2.11 a, e) se encuentran fracturados, varios de ellos están unidos a ortopiroxenos (NT0913, NT0916 y NT0918) y hasta contienen lamelas de dicha fase (NT0916 y NT0918); mientras que algunos están zoneados (NT0916 y NT0918) y otros, de forma acicular, están acomodados radialmente, integrando coronas en torno a cristales de cuarzo en el quinto ensamble (Tabla 3). La biotita únicamente se encuentra en las lavas de la cuarta y la quinta asociación mineral (Tabla 3), tiene una forma tabular, columnar y hexagonal en sección {001} (Figura 2.11 g, h), la mayoría se encuentra corroída y muchos cristales tienen coronas de reacción de plagioclasa+óxidos. Algunas biotitas parecen haber crecido encima de anfíboles, dejando únicamente pseudomorfos (NT0901).

El cuarzo es una fase incluida en el tercer, cuarto y quinto ensamble mineralógico (Tabla 3), de apariencia vítrea y generalmente fracturada. Existen dos tipos de cristales de cuarzo: con coronas de reacción formadas por microlitos aciculares y radiales de clinopiroxeno (NT0913), y sin coronas de reacción ni evidencias de desequilibrio (NT0916, NT0918 y NT0901; Figura 2.11 d, e, f).

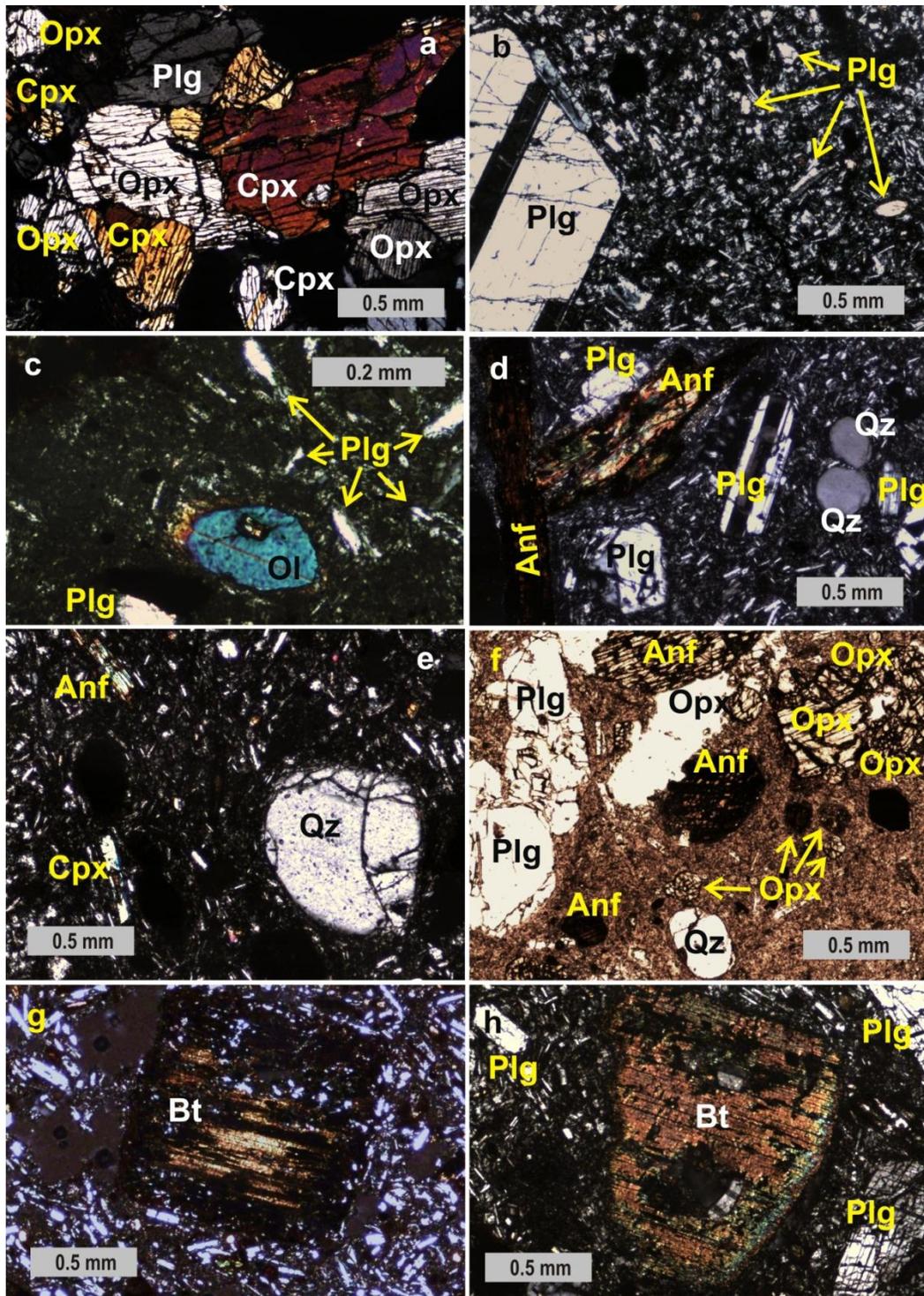


Figura 2.11. Fotomicrografías que muestran algunas características petrográficas de las lavas del grupo Domos: a, c, d y f) domos y flujos de lava NT0918; b, e y h) domo “Cerro Tepehuisco”, NT0901; g) domo “Cerro Calotepec”, NT0913. Nótese la textura de la matriz en la foto b, compuesta principalmente por cristales redondeados. Las fotos fueron tomadas en luz polarizada a excepción de la foto f, tomada en luz paralela. Anf:anfíbol, Bt:biotita, Cpx:clinopiroxeno, Ol:olivino, Opx:ortopiroxeno, Plg:plagioclasa, Qz:cuarzo.

Por último, el olivino es un microfenocristal que sólo existe en las rocas del tercer ensamble (Tabla 3) y carece de coronas de reacción que demuestren claramente desequilibrio (Figura 2.11 c), aunque en ocasiones presenta bordes redondeados.

2.4.4 Volcanismo monogenético.

Se analizaron seis conos monogenéticos de lava o de escoria y sus respectivos flujos de lava en secciones delgadas (NT0906, NT0922, NT0937, NT0938, NT0940 y NT0948), a partir de las cuales se identificaron tres ensambles mineralógicos que contienen las mismas fases minerales, pero volúmenes modales distintos (Tabla 3).

Dichos conos están constituidos por rocas de textura porfirítica, con un IP% de 25 a 45% (Tabla 3) y fenocristales de olivino, plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno, inmersos en una matriz de textura hipocristalina, microlítica e intersertal, con algunas variantes como la textura traquítica del cono NT0940 (Figura 2.12 b). Además, existen fenocristales de anfíbol exclusivamente en el cono NT0906.

El ortopiroxeno es la fase mineral más abundante con un volumen de 10 a 30% (Tabla 3), tiene una forma columnar, tabular y octagonal en sección {201} (Figura 2.12 d, e, f, g) y en general, se encuentra bien preservado salvo por algunas fracturas con arreglo esqueletal. Sólo el cono NT0906 presenta cristales altamente corroídos y rodeados por coronas de reacción compuestas de anfíbol. Por otro lado, el clinopiroxeno (Figura 2.12 c, e, g) presenta una forma columnar y octagonal en secciones {001} y {010} en algunas lavas, exhibe zoneamiento de tipo “reloj de arena” (Figura 2.12 e) y al igual que los ortopiroxenos, en el cono NT0906 es rodeado por coronas de anfíbol.

La plagioclasa se encuentra en volúmenes variables (Tabla 3), no es la fase mineral más abundante en comparación con grupos anteriores y en general, está bien preservada; la única excepción es el cono NT0906, ya que ahí los cristales de esta fase abarcan un 40% del volumen, tienen textura de tamiz, golfos de absorción y bandas diluidas, además de que contienen inclusiones de apatito. El olivino, presente en los tres ensambles, tiene una forma equidimensional y

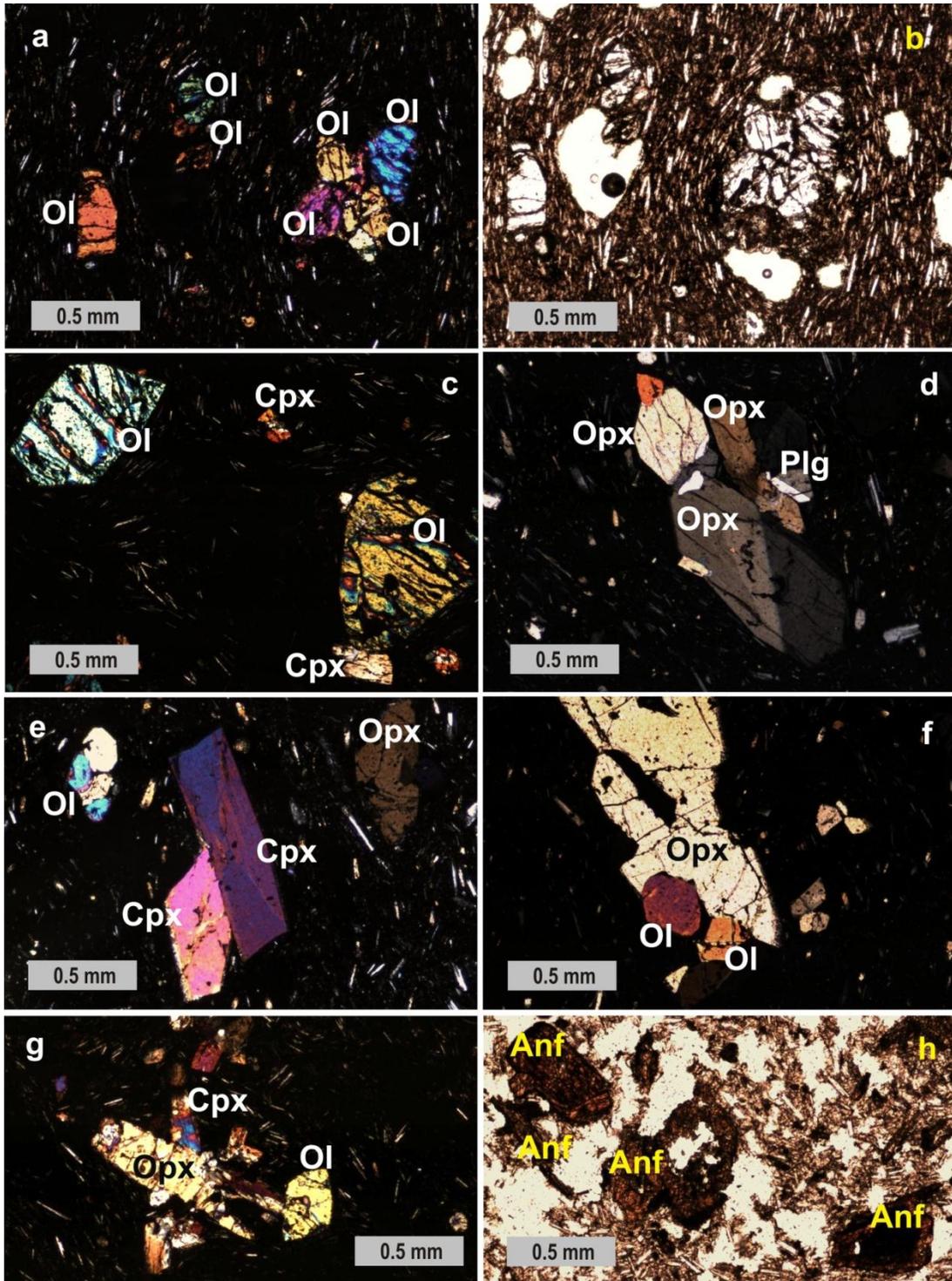


Figura 2.12. Fotomicrografías que exhiben algunas características petrográficas de las lavas del grupo Volcanismo monogenético: a y b) como “Cerro Tlacotepec”, NT0940; c y g) como “La Mesa”, NT0937; d, e y f) como NT0948; h) como “Cerro Cuescontepec”, NT0906. Nótese la textura traquítica de la matriz en la foto b (misma foto en a), compuesta por listones de Plg y vidrio. Las fotos fueron tomadas en luz polarizada a excepción de las fotos b y h, tomadas en luz paralela. Anf:anfíbol, Cpx:clinopiroxeno, Ol:olivino, Opx:ortopiroxeno, Plg:plagioclasa.

redondeada en sección {001} (Figura 2.12 a, e, f) y alargada en sección {110} (Figura 2.12 a, c, g), en la mayoría de las rocas del grupo; y en el cono NT0906 está rodeado por coronas de anfíbol, de modo similar a los piroxenos de esa misma muestra. Y finalmente, el anfíbol sólo está contenido en el cono NT0906, donde se observa bastante corroído, con coronas de opacita muy desarrolladas y centros devastados (Figura 2.12 h).

2.4.5 Nevado reciente.

Este grupo incluye a domos que conforman el cráter del NT y otros ubicados al exterior junto con flujos de lava, estudiados en siete láminas delgadas donde se identificaron cuatro asociaciones mineralógicas (Tabla 3). Además, se tomaron en cuenta los ensambles descritos por D'Antonio (2000), que corresponden a los domos que forman la pared oeste del cráter y un domo al NE fuera del mismo, y por Arce *et al.* (2003), referente al domo “el ombligo” (Tabla 6).

Las rocas del Nevado reciente tienen textura porfirítica, algunas seriada, un IP% de 30 a 60% (Tabla 3) y fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, anfíbol y óxidos en todos los ensambles, acompañados de cristales de olivino, clinopiroxeno y biotita en distintas proporciones, en algunos de ellos (Tabla 3); embebidos en una matriz de textura hipocristalina, microlítica, criptocristalina e intersertal, con algunas variantes como en el domo NT0703, donde la matriz tiene una textura holocristalina y esferulítica (Figura 2.13 b; Tabla 3).

La plagioclasa nuevamente es la fase más abundante, con un volumen de 30 a 45% (Tabla 3), contiene inclusiones de apatito en los dos primeros ensambles (NT0701 y NT0703; Tabla 3) y puede encontrarse fracturada, con cavidades en sus núcleos, golfos de absorción y textura de tamiz; además, en el segundo ensamble (Tabla 3) existen cristales equigranulares de esta fase en la matriz, dispuestos uno contra el otro con escaso vidrio de por medio, así como cristales aciculares y radiales que forman esférulas y medias esférulas (Figura 2.13 b). El ortopiroxeno, de forma tabular y octagonal en sección {201}, presenta diversas características según el ensamble: en el primero (Tabla 3), los cristales se encuentran bastante corroídos; en el segundo (Tabla 3), los ortopiroxenos se

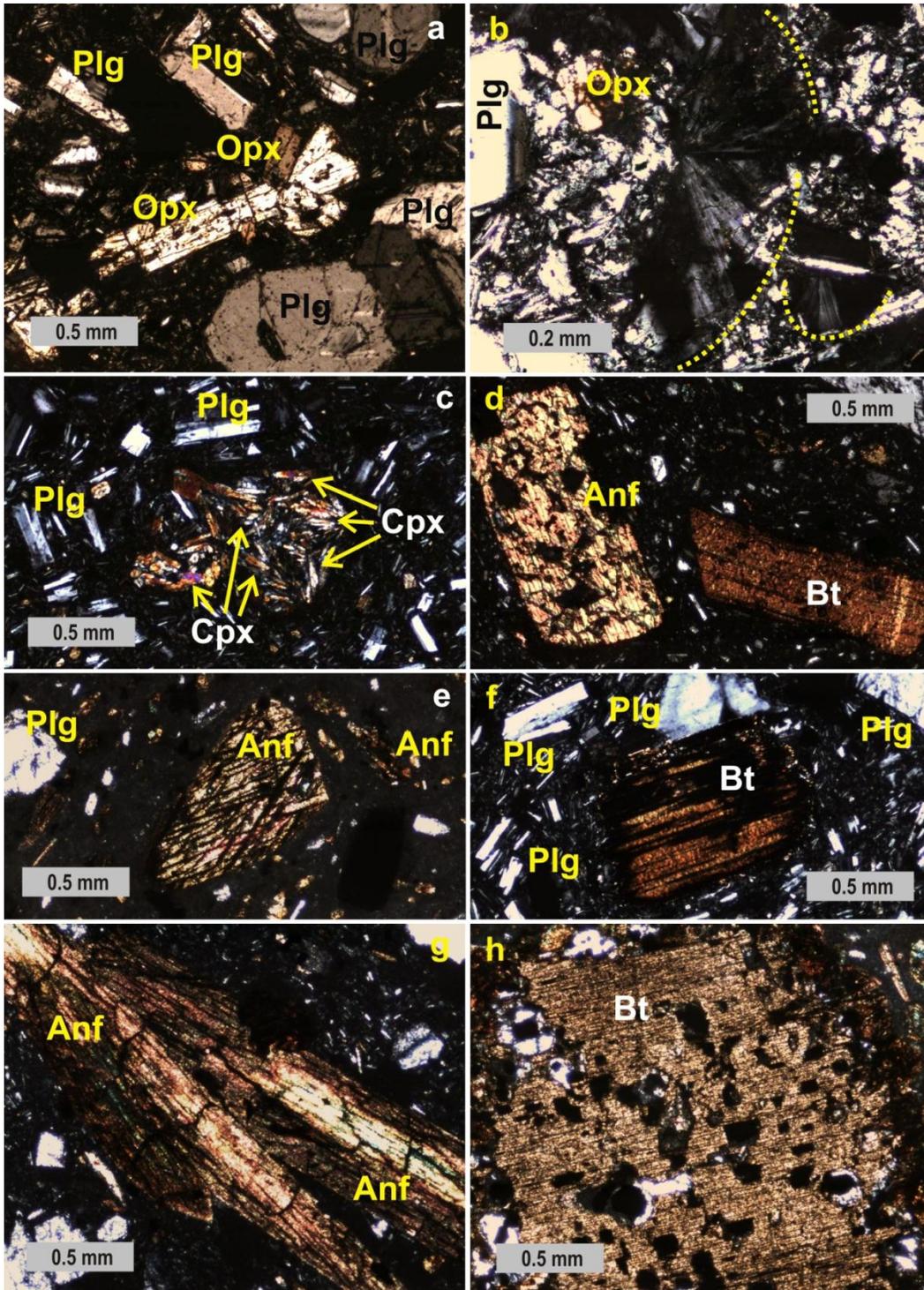


Figura 2.13. Fotomicrografías que muestran algunas características petrográficas de las lavas del grupo Nevado reciente: a) domo NT0930; b) domo NT0703; c y f) domo y flujos de lava NT0902; d) domo NT0933; e y h) domo NT0701; g) domo NT0702. Nótese las semi-esférulas marcadas por líneas punteadas en la foto b, compuestas de Plg y vidrio; el fragmento glomeroporfírico de Cpx en la foto c, y la corona que rodea al cristal de Bt en la foto h. Las fotos fueron tomadas en luz polarizada. Anf:anfíbol, Bt:biotita, Cpx:clinopiroxeno, Opx:ortopiroxeno, Plg:plagioclasa.

ubican al interior de pseudomorfos de anfíbol; en el tercero (Tabla 3), hay dos poblaciones, una relativa a cristales muy oxidados y rodeados por coronas de reacción de plagioclasa y óxidos y otra correspondiente a cristales bien preservados, similares a los del cuarto ensamble (Figura 2.13 a; Tabla 3).

Por otro lado, la mayoría de los cristales de anfíbol de los cuatro ensambles se encuentran corroídos, con fracturas y núcleos oxidados (Figura 2.13 d, e, g); no obstante, sólo los anfíboles del segundo ensamble (Tabla 3) tienen coronas de opacita bien marcadas y algunos sólo son pseudomorfos rellenos de ortopiroxeno. Con respecto a la biotita, existen dos poblaciones en el primer, tercer y cuarto ensamble mineral (Tabla 3): una incluye cristales rodeados por coronas de anfíbol+plagioclasa+ortopiroxeno+óxidos (Figura 2.13 h), con distintos grados de corrosión hasta sólo ser pseudomorfos sustituidos por anfíbol; y otra involucra fenocristales sin coronas (Figura 2.13 d, f).

El olivino es un microfenocristal del primer, segundo y cuarto ensamble (Tabla 3), que exclusivamente en el domo NT0701 se encuentra rodeado por coronas de reacción de anfíbol+plagioclasa+ortopiroxeno; y el clinopiroxeno es el mineral de menor abundancia en el grupo (Tabla 3), ya que sólo se presenta al interior de pseudomorfos de anfíbol en el segundo ensamble e integrando fragmentos glomeroporfiríticos en el cuarto ensamble mineral (Figura 2.13 c).

2.4.6 Grauvaca y Xenolitos metamórficos.

Encima del flujo de lava del afloramiento NT0942 (Figura 2.1) fue encontrada una arenisca endurecida, estratificada y con diferentes grados de oxidación. Dicha roca fue estudiada en una sección delgada (NT0942B; Figura 2.14 a) donde se encontró que está compuesta por clastos, angulosos y subangulosos (Pettijohn *et al.*, 1973), de cuarzo, plagioclasa, k-feldespato, piroxeno y óxidos, así como algunos fragmentos líticos formados por cristales aciculares de plagioclasa y tabulares de piroxeno; todo embebido en una matriz de grano muy fino, criptocristalina y ligeramente arcillosa, que compone aproximadamente el 30-40% de la roca. De acuerdo con las características observadas en el microscopio y con la clasificación propuesta por Pettijohn *et al.* (1987) para las rocas sedimentarias

detríticas, se definió a esta roca como una grauvaca lítica probablemente relacionada a la depositación de sedimentos provenientes de rocas del mismo NT; con poco transporte, dado su bajo grado de redondez; muy endurecida, teniendo al sílice como cementante; y representando un evento muy local, ya que aflora de manera restringida.

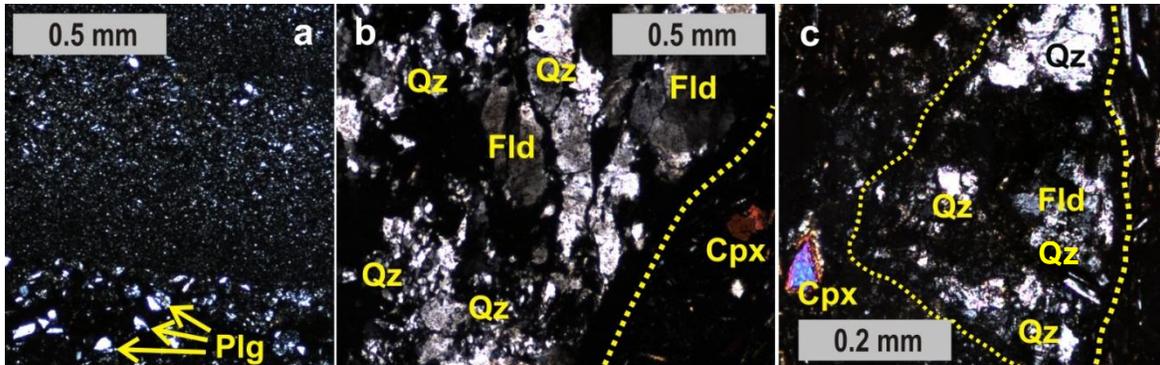


Figura 2.14. Fotomicrografías que muestran algunas características petrográficas de la grauvaca encontrada en el sitio NT0942 (a) y los xenolitos metamórficos contenidos en rocas de los conos NT0948 (b) y NT0940 (c). Nótese el cambio en la textura de la roca del inciso a, de masiva a estratificada y con clastos de mayor a menor tamaño de abajo hacia arriba de la foto; y los contactos entre los xenolitos y la roca huésped en las fotos b y c, marcados por líneas punteadas. Fotos tomadas en luz polarizada. Cpx:clinopiroxeno, Fld:feldespato, Plg:plagioclasa, Qz:cuarzo.

Por otro lado, fueron encontrados xenolitos metasedimentarios en depósitos de escorias, como fragmentos independientes y dentro de rocas volcánicas, en los afloramientos NT0922, NT0940 y NT0948 (Figura 2.1). Estos microfragmentos de roca presentan un relieve muy alto que resalta de la roca huésped (Figura 2.14 b, c), tienen un diámetro de 0.5 a 8 mm y contienen cristales de cuarzo (~80%) y feldespato (~20%) que se encuentran bien clasificados, tienen una forma subredondeada y están envueltos, en ciertas partes, por vidrio (Figura 2.14 b, c). Los cuarzoes presentan extinción ondulante y bordes endentados, pero en general, su forma no es elongada, por lo cual, se considera a estas rocas el resultado de un metamorfismo de bajo grado (Yardley *et al.*, 1997).

2.5 Geoquímica.

Se efectuaron 54 análisis químicos de roca total para determinar elementos mayores, traza y tierras raras de igual número de muestras de roca del área del NT (Tabla 4), a través de los métodos de Fluorescencia de Rayos X (FRX) y Espectrometría de Masas con Plasma Inductivamente Acoplado (ICPMS, por sus siglas en inglés). Asimismo, se llevaron a cabo 27 análisis de roca total para conocer la composición isotópica de Pb, Sr y Nd (Tabla 5), utilizando el método de separación de elementos por química de columnas y el método analítico de Espectrometría de Masas con Ionización Térmica (TIMS, por sus siglas en inglés). Los resultados de los análisis se presentan a partir de la sección 2.5.2 y han sido organizados conforme a los grupos señalados previamente (Pre-Nevado, Nevado viejo, Domos, Volcanismo monogenético y Nevado reciente). De igual modo, en la sección de isótopos se incluyen los análisis hechos a un xenolito metamórfico (NT-ME) y a una roca subvolcánica localizado al sur del NT (SCH0805 “Piedra Parada”).

2.5.1 Metodología analítica.

Previo a efectuar los análisis químicos correspondientes, las muestras de roca fueron lavadas, secadas y trituradas a mano con un marro de acero. Después, estos fragmentos fueron pulverizados hasta alcanzar un diámetro menor a 4Φ ($\sim 75 \mu\text{m}$), empleando un molino vibratorio Herzog H100.

- Elementos mayores y traza.

La concentración de elementos mayores y algunos elementos traza se obtuvo mediante el método de Fluorescencia de Rayos X (FRX), empleando un espectrómetro secuencial modelo Siemens SRS 3000 del Laboratorio de FRX del Instituto de Geología de la UNAM, operado por la Química Patricia Girón. Para este análisis, primero se elaboraron “perlas”, que son tabletas vítreas de 40 mm de diámetro formadas por el enfriamiento de la muestra de roca después de haberla fundido; y para ello, se preparó una mezcla de ~ 1 g de la muestra en polvo correspondiente, 4.5 g de LiBO_2 y 4.5 g de $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$, que luego es depositada en un

crisol de Pt y Au (en una razón de 95:5) y calentada a 1100°C en un hornillo modelo Fluxy Claisse por un lapso de ~10 min, para crear, simultáneamente, tres perlas (Lozano Santa-Cruz *et al.*, 1995). Antes del fundido, se añadieron 250 g/l (2 gotas) de LiBr, lo cual evita que la perla permanezca pegada al crisol al enfriarse. Para calcular la pérdida por calcinación (LOI), se calentó 1 g de muestra en base seca durante 1 hr y a 1000°C, usando un crisol de porcelana; y luego se dejó enfriar a temperatura ambiente para sustituir el peso calcinado en la fórmula: (%) $LOI = (\text{peso seco} - \text{peso calcinado})100$ (Lozano Santa-Cruz *et al.*, 1995).

En segundo lugar, para el análisis de elementos traza, fue necesario prensar, a 30 ton/cm², durante 30 s, utilizando una prensa Graseby/Specac y un dado de 4 cm de diámetro; una mezcla de 6 g de muestra en polvo con 0.6 g de cera aglutinante “Hoechst Wax-C”; obteniendo así una pastilla seca de 4 cm de diámetro x 3 mm de espesor, que se analizó en el espectrómetro siguiendo los parámetros de medición descritos por Verma *et al.* (1996).

- Elementos traza y tierras raras (REE).

El análisis de elementos traza y REE se llevó a cabo en los laboratorios de Química Ultrapura (LABQUP) e ICPMS del Instituto de Geología de la UNAM, utilizando un espectrómetro de masas con plasma inductivamente acoplado como fuente de ionización, modelo Agilent 7500ce. De acuerdo con el reporte entregado por el personal del LABQUP (M. en C. Elena Lounejeva), las muestras pulverizadas fueron diluidas en ácido y analizadas según los procedimientos analíticos modificados de Eggins *et al.* (1997); a la par de cuatro materiales de referencia (BHVO-1, RGM-1, GSR-2, SDO-1) utilizados en este mismo laboratorio, conforme a los valores reportados por Govindaraju (1994). Además, para evaluar la exactitud, precisión y repetibilidad del análisis, se analizó, al mismo tiempo, la sienita IGLa-1 (Lozano Santa-Cruz y Bernal, 2005).

- Isótopos radiogénicos (Pb, Sr y Nd).

Los isótopos de Pb, Sr y Nd fueron medidos en el laboratorio de química ultrapura y TIMS de la Jackson School of Geosciences, Universidad de Texas en Austin,

EUA; bajo la tutela del Dr. John Lassiter, con asistencia del técnico académico Larry Mack y en apego al manual de procedimientos del laboratorio en cuestión (http://www.geo.utexas.edu/isochem/facilities/facilities_Triton.html).

Inicialmente se utilizó un microscopio binocular para seleccionar fragmentos de roca fresca (sin oxidación ni materia orgánica), previamente triturados, de ~1 mm de diámetro, hasta recolectar 1 g de cada muestra en viales de cristal, tratando de incluir porciones iguales de matriz y minerales.

Posteriormente se pesaron ~0.2 g de cada una de las muestras en una báscula de precisión, para ser depositados en viales de teflón con HCl 2.5N y ser expuestos a una temperatura constante de 90°C durante dos horas, con el objetivo de eliminar Pb externo a la muestra y materia orgánica y así, comenzar el proceso de lixiviado (Figura 2.15 a). Una vez que la roca quedó totalmente sedimentada en el contenedor, el HCl 2.5N se decantó, el recipiente de teflón con la muestra se llenó con agua D2 (agua desionizada con un valor de resistividad de 18.2 MΩ·cm) y se colocó al interior de una tina vibratoria para separar los residuos remanentes ajenos a la muestra, hasta que el agua D2 quedó totalmente limpia.

Al concluir con el lixiviado se prosiguió con el ataque químico, cuyo objetivo fue disolver los silicatos y eliminar materia orgánica persistente, para lo cual, primero se añadieron 2000 µL de solución de 1HF + 3HNO₃ concentrados al recipiente de teflón con la muestra, después el recipiente se tapó y se puso a una temperatura constante de 80-90°C por 24 hrs y luego, se destapó y se dejó secar totalmente durante otras 24 hrs. A continuación se añadieron 3000 µL de solución de los mismos ácidos concentrados y una vez más, el vial de teflón se dejó tapado, expuesto a la misma temperatura pero ahora durante 48 hrs. Finalmente, se destapó y se permitió el secado total. Al término de este periodo se agregaron 9 mL de HCl 6N divididos en tres tandas de 24 hrs cada una y separadas por fases de secado, con lo cual, las muestras quedaron listas para iniciar con la separación de elementos por medio de columnas de intercambio iónico (Figura 2.15 b) que, antes de usarse, fueron limpiadas y liberadas de aire; además, para transferir la muestra entre viales, cargarla en las columnas respectivas y para verter líquidos



Figura 2.15. Separación y análisis de isótopos radiogénicos de Sr, Nd y Pb mediante química de columnas y espectrometría de masas con ionización térmica (TIMS): a) lixiviado de las muestras del Nevado; b) química de columnas para separar Sr en el caso de la imagen; c) viales con el Sr, el Pb, las REE y el Nd, separados de las rocas del NT; d) desgasificadora de filamentos de Re elaborados previamente a la carga de las muestras; e) los filamentos se extraen del carril de desgasificación (estructura alargada) para colocarse en su contenedor (circular y

transparente); luego, las muestras son cargadas en los filamentos y montadas en la torre circular (atrás) para ser analizadas en el espectrómetro; f) Thermo Triton TI TIMS de la U. de Texas en Austin; g) la temperatura al interior del TIMS, en el caso del Nd, se eleva ~1447°C para comenzar a fundir la muestra (luz incandescente) e iniciar el análisis.

dentro de las columnas, se utilizaron pipetas automáticas de puntas desechables con diferentes gradaciones.

En primer lugar se hizo la separación del Sr (Figura 2.15 b), utilizando la resina Sr-Spec para su captura, HNO_3 3N para acondicionar la resina y lavar la muestra, HNO_3 0.01N para recolectar el Sr, y gotas de H_3PO_4 y de HNO_3 concentrado para aglutinar el Sr en una partícula visible y para atacar restos orgánicos remanentes de la resina. El resto de la muestra fue recuperado, secado y redisolto en ~1 mL de HBr 1N + 0.2 mL de HCl 2N, para seguir con la separación de Pb.

La separación de Pb se hizo conforme al método de HCl, utilizando la resina aniónica AG1x8 (malla de 100-200) para capturar el Pb, HCl 6N y agua D2 para limpiar la resina, HBr 1N y HCl 2N para acondicionarla y HCl 6N para colectar el Pb. El Pb colectado fue nuevamente disuelto en 750 μL de HBr 1N + 150 μL de HCl 2N para repetir el proceso de separación y disminuir la contaminación con otros elementos, y al final, se agregaron gotas de H_3PO_4 y HNO_3 concentrado, igual que en la separación de Sr. La muestra remanente fue recuperada y secada, para luego redisolverse empleando HNO_3 2N (mezcla de HNO_3 3N y $\text{C}_6\text{H}_8\text{O}_6$ 2M)

Por último se llevó a cabo la separación de tierras raras (REE) y Nd, mediante la resina RE-Spec para capturar las REE, HNO_3 0.05N para limpiar la resina, HNO_3 2N para acondicionarla y HNO_3 0.05N tibio para colectar las REE. Éstas fueron secadas, redisueltas en HCl 6N y finalmente, disueltas en HCl 0.3M para separar el Nd de acuerdo al método del HCl, utilizando columnas de cuarzo rellenas con polvo de teflón, cubierto con hidrógeno di-etilhexil fosfato (HDEHP). Las columnas fueron lavadas con agua D2 y HCl 6N y las REE separadas, una por una (La-Pr), con tandas de HCl 0.3M, hasta colectar el Nd.

Después de la separación de los tres elementos (Figura 2.15 c), las muestras fueron cargadas en filamentos de renio (Re) previamente elaborados y desgasificados al vacío (Figura 2.15 d, e). El Sr fue disuelto en ~20 μL de HNO_3 y cargado en un filamento tipo central junto con 1 μL de Ta_2O_5 y 2.5 μL de H_3PO_4 ; el Pb se disolvió en ~10 μL de H_3PO_4 y se cargó en un filamento central junto con 1 μL de gel de SiO_2 para fijar el Pb; y el Nd fue disuelto en ~2 μL de H_3PO_4 y cargado en un filamento tipo lateral. El total de muestras fue introducido al interior

del espectrómetro de masas con ionización térmica (TIMS), modelo Thermo Triton TI (Figura 2.15 f, g), en tandas preparadas de acuerdo al elemento cargado en el espectrómetro; por lo tanto, dicho instrumento analítico tuvo que ser calibrado usando distintas configuraciones para organizar el arreglo físico de las nueve copas de Faraday que contiene, según la masa de los isótopos en turno; para definir el desplazamiento de la torre (Figura 2.15 e) portadora de las muestras y el método de enfoque del filamento; y para establecer el método de medición según el número de relaciones isotópicas a medir (160 para Sr y Nd y 120 para Pb). Las mediciones se realizaron en modo manual y automático.

Adicionalmente, se incluyeron en el análisis dos blancos de Sr, dos blancos de Pb y dos de Nd; así como dos muestras re-examinadas por cada elemento (total de seis). Y para terminar, los resultados fueron normalizados de acuerdo a estándares y corregidos por fraccionamiento de masa con base en los siguientes procedimientos:

- 1) NIST SRM 987 estándar de Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710263 \pm 4.6\text{E-}6$; $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375209$) y método de “Ley Exponencial”, corrigiendo por interferencia de Rb ($^{87}\text{Sr}/^{85}\text{Rb} = 0.386000$).
- 2) UT Ames estándar de Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512069 \pm 2.9\text{E-}6$; $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$) y “Ley Exponencial”, corrigiendo por interferencia de Sm ($^{144}\text{Nd}/^{147}\text{Sm} = 0.206700$).
- 3) NBS 981 estándar de Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9405 \pm 0.0015$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4963 \pm 0.0016$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7219 \pm 0.0044$; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.91475 \pm 0.00012$; $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.16770 \pm 0.00032$; Galer y Abouchami, 1998). Para hacer la corrección por fraccionamiento se elaboró un doble spike de Pb (Pb2spk) de acuerdo con el procedimiento seguido por Hamelin *et al.* (1985), Todt *et al.* (1996), y Housh y McMahon (2000).

2.5.2 Elementos mayores.

El diagrama de álcalis total ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs. contenido en sílice (TAS, por sus siglas en inglés; Le Bas *et al.*, 1986; Figura 2.16), así como el Mg# y el contenido en MgO wt% (Figura 2.17), fueron empleados para clasificar las rocas del área del Nevado de Toluca (NT).

Como referencia, en algunos diagramas se han añadido polígonos formados a partir de datos de trabajos previos realizados en el NT y en otras áreas volcánicas de México. Todos los elementos mayores (Tabla 4), antes de ser graficados, fueron normalizados al 100% en base seca.

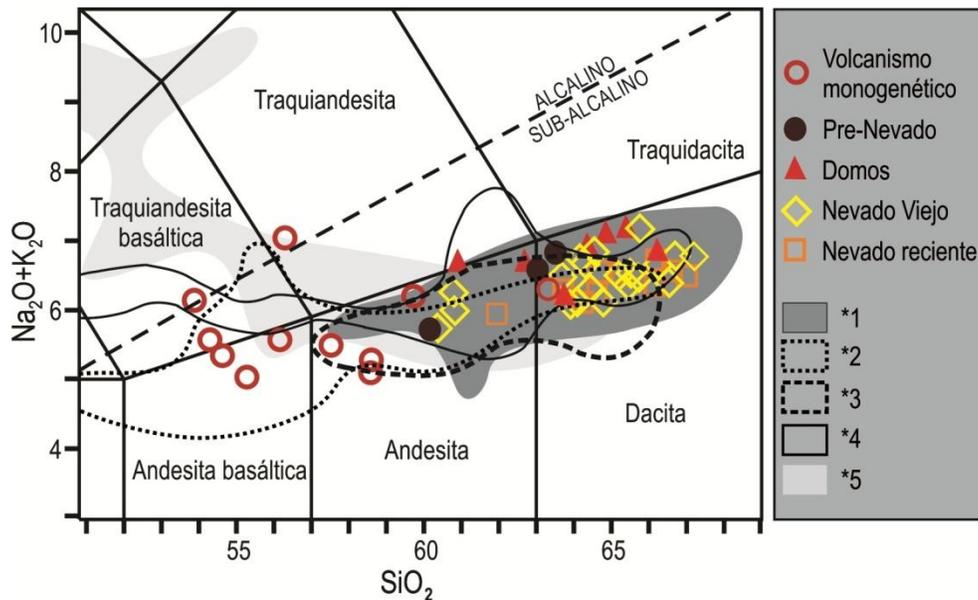


Figura 2.16. Diagrama de TAS (Le Bas *et al.*, 1986) para los grupos de lava del área del NT. La línea que divide a las series alcalina y sub-alcalina es de Irvine y Baragar (1971). Datos de trabajos previos del NT (*1) tomados de Cantagrel *et al.* (1981), Macías *et al.* (1997), D'Antonio (2000), Martínez-Serrano *et al.* (2004), Arce *et al.* (2003; 2005; 2006), Capra *et al.* (2006) y D'Antonio *et al.* (2008); datos de referencia de otras áreas volcánicas de México tomados de *2 (Campo Volcánico de Chichinautzin): Meriggi *et al.* (2008), Agustín-Flores *et al.* (2010), *3 (volcán Popocatepetl): Schaaf *et al.* (2005), *4 (Complejo Volcánico de Colima): Valdez-Moreno (2006) y *5 (Campo Volcánico de Mascota, Jalisco): Carmichael *et al.* (1996).

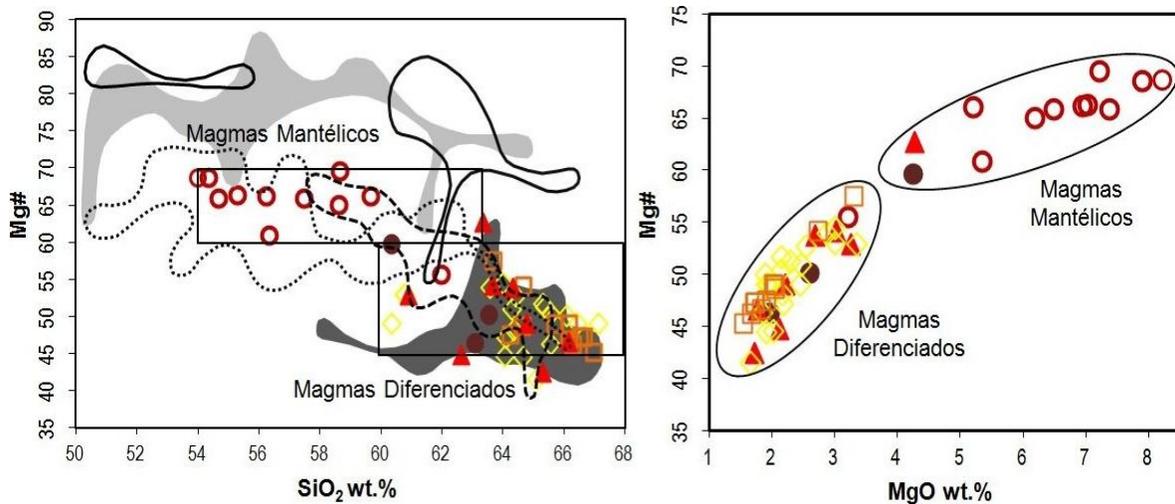


Figura 2.17. Clasificación de las rocas del NT de acuerdo a su nivel de diferenciación (magmas mantélicos y magmas diferenciados): a) a mayor SiO₂ wt.%, los magmas mantélicos conservan un Mg# elevado, de carácter primitivo (≥ 60), y los magmas diferenciados evolucionan hacia Mg# menores, por encima de 45; b) la diferencia entre ambas series resalta al utilizar el MgO wt.% como índice de diferenciación. Simbología y referencias en la figura 2.16.

Las lavas del Pre-Nevado son andesitas y dacitas con una variación en el contenido en SiO₂ de 60 a 63.5 wt.% (Figura 2.16); al igual que las lavas del Nevado viejo, que oscilan entre 60 y 67 wt.% de SiO₂ (Figura 2.16), predominando las dacitas. Por su parte, los domos están formados también por andesitas y dacitas en un rango de 60 a 66 wt.% en SiO₂ (Figura 2.16); del mismo modo que las rocas del Nevado reciente, las cuales abarcan de 63 a 66.5 wt.% en SiO₂ (Figura 2.16). El volcanismo monogenético constituye el grupo de lavas cuya composición es, en general, más máfica y heterogénea, ya que su contenido en SiO₂ y en álcalis comprende de 53 a 62 wt.% y de 5 a 7 wt.% respectivamente (Figura 2.16), por lo cual, se clasifica en andesitas basálticas, andesitas, traquiandesitas basálticas y traquiandesitas.

Conforme a la división propuesta por Irvine y Baragar (1971; Figura 2.16), la mayoría de las rocas del NT pertenece a la serie sub-alkalina, con sólo dos muestras del grupo Volcanismo monogenético ubicadas en el límite con la serie alcalina; además, según la gráfica de potasio (wt.%) vs. sílice (wt.%) propuesta por Peccerillo y Taylor (1976), modificado por Le Maitre (2002; Figura 2.18), todas ellas tienen una afinidad calci-alkalina congruente con un magmatismo de arco

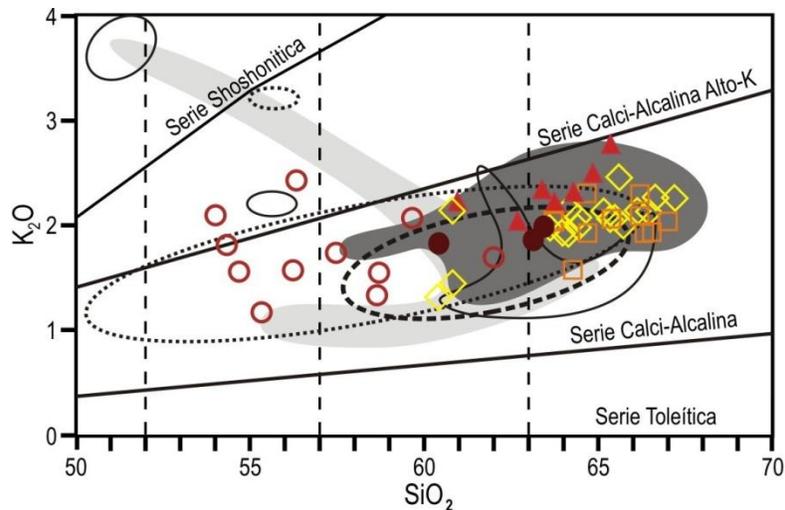


Figura 2.18. Diagrama de potasio vs. sílice (en wt.%; Peccerillo y Taylor, 1976; Le Maitre, 2002) para clasificar a las rocas, en este caso del Nevado de Toluca, de acuerdo a su afinidad magmática, según correspondan a la serie toleítica, calci-alcalina y shoshonítica. Simbología en la figura 2.16.

continental; y únicamente dos rocas, las mismas excepciones observadas en el diagrama de TAS, caen dentro de la serie calci-alcalina con alto contenido en potasio.

Asimismo, las rocas del área del Nevado pueden ser clasificadas en dos series según el grado de diferenciación que presentan, determinado de acuerdo al Mg#, alto en todas ellas (≥ 45), y a los contenidos en MgO y SiO₂ wt% (Figura 2.17); y son: andesitas basálticas, andesitas y dacitas con características mantélicas (magmas mantélicos), y andesitas y dacitas diferenciadas y con alto Mg# (magmas diferenciados).

Los magmas mantélicos se encuentran formados por 12 rocas de los grupos Volcanismo monogenético, Pre-Nevado y Domos (Figura 2.17), y se caracterizan esencialmente por tener un Mg# ≥ 60 , entre 4 y ~8 wt.% de MgO, FeO_{tot}/MgO < 1 y Ni entre 100 y 300 ppm; mientras que los magmas diferenciados corresponden a lavas y productos piroclásticos de los grupos Pre-Nevado, Nevado viejo, Domos y Nevado reciente (Figura 2.17), y se distinguen por poseer un Mg# ≥ 45 y < 60 , de 1.5 a 3.2 wt.% en MgO, FeO_{tot}/MgO de 1 a 2.5 y Ni de 5 a 70 ppm.

Por otro lado, las variaciones químicas de los elementos mayores fueron graficadas en diagramas de tipo Harker (Figura 2.19), donde cada elemento,

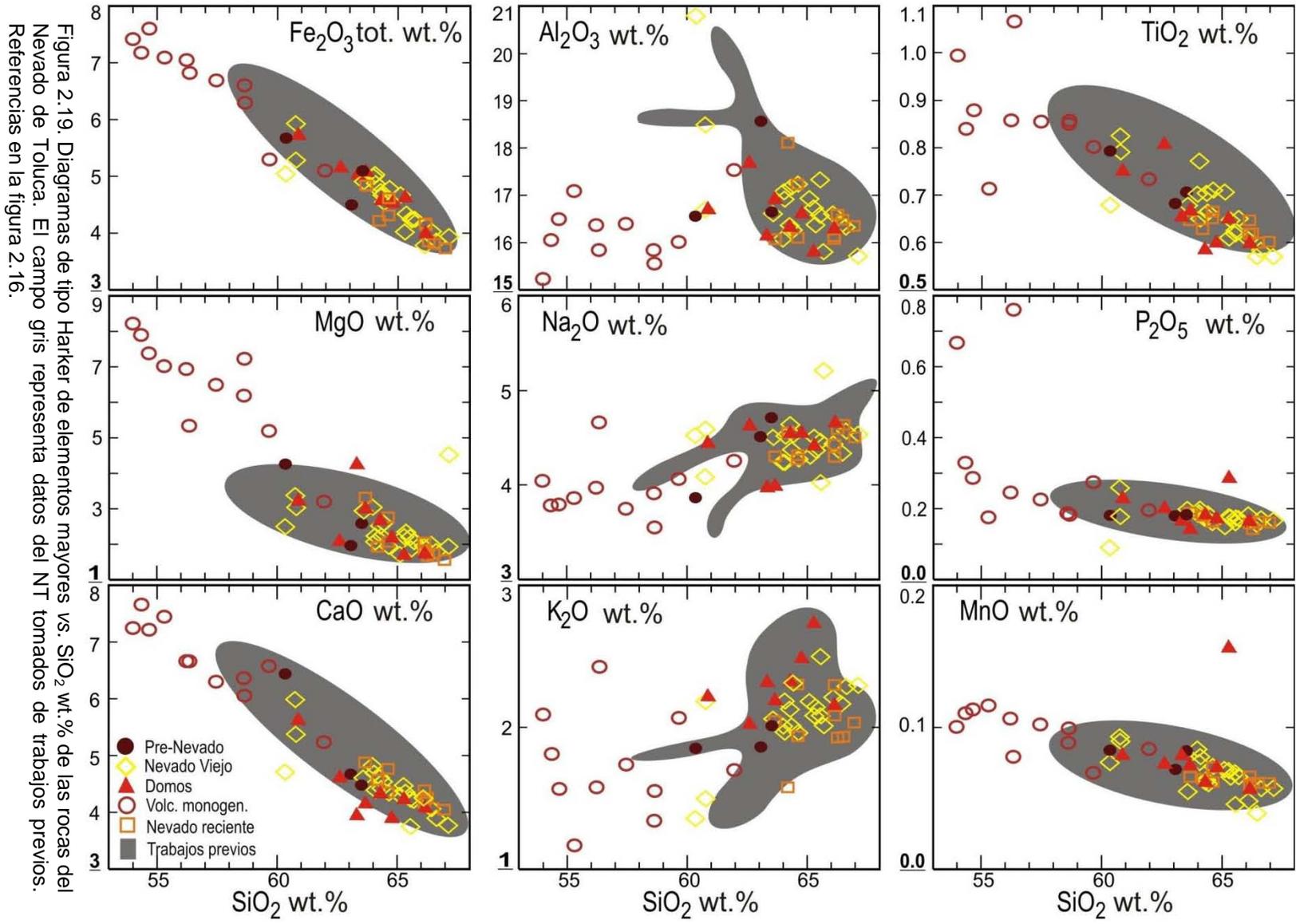


Figura 2.19. Diagramas de tipo Harker de elementos mayores vs. SiO₂ wt.% de las rocas del Nevado de Toluca. El campo gris representa datos del NT tomados de trabajos previos. Referencias en la figura 2.16.

normalizado al 100% en base seca, se comparó con el contenido en sílice correspondiente para determinar la diferenciación de las rocas. Dichos diagramas fueron realizados únicamente con las lavas estudiadas en este trabajo, según los grupos previamente explicados; graficando, como referencia, los datos de trabajos previos del NT.

Considerando cada grupo de lavas del Nevado, pueden observarse algunas diferencias en el comportamiento de los elementos mayores. El grupo Pre-Nevado mantiene una pendiente negativa en el contenido en Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 y MnO en relación al incremento en SiO_2 ; en tanto que el Na_2O y el K_2O parecen seguir una tendencia positiva, el P_2O_5 se mantiene constante, y el Al_2O_3 no adopta un patrón definido (Figura 2.19).

Las lavas del Nevado viejo siguen una tendencia negativa en Fe_2O_3 , MgO , CaO , Al_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 y MnO , conforme el SiO_2 aumenta (Figura 2.19), probablemente debida a la cristalización de clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa, titanomagnetita y apatito (Gill, 1981; Best y Christiansen, 2001; Wilson, 2007); mientras que el Na_2O se mantiene relativamente invariable y el K_2O incrementa, en una pendiente bastante pronunciada, posiblemente por la cristalización de hornblenda (Gill, 1981), misma que favorece el patrón decreciente del Al_2O_3 ; para luego aminorar su pendiente positiva al llegar a ~64-65 wt.% en SiO_2 , (Figura 2.19) lo cual puede atribuirse a la cristalización de biotita (Gill, 1981).

Las rocas que conforman al grupo de Domos presentan una pendiente negativa en el contenido en Fe_2O_3 , MgO , CaO , Al_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 y MnO , con respecto al incremento en SiO_2 (Figura 2.19), característica de la cristalización de clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa, titanomagnetita y apatito (Gill, 1981; Best y Christiansen, 2001; Wilson, 2007), igual que en el grupo de lavas anterior, pero con inflexiones en ~64-65 wt.% en SiO_2 que disminuyen el ángulo de descenso en los patrones seguidos por el MgO , CaO , Al_2O_3 y el TiO_2 , y que pueden relacionarse con la cristalización de hornblenda, a la par del hecho de que el K_2O aumenta de manera franca en una recta positiva (Gill, 1981; Figura 2.19). El Na_2O , por su parte, no posee una pendiente definida.

En el Volcanismo monogenético, el Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 y MnO disminuyen al aumentar el SiO_2 (Figura 2.19), producto, al parecer, de la cristalización de olivino y clinopiroxeno (Best y Christiansen, 2001; Wilson, 2007); con inflexiones que agudizan el descenso en la pendiente del Fe_2O_3 , MgO y del TiO_2 al estar en ~58 wt.% en SiO_2 , y que podrían ser el producto de la cristalización de ortopiroxeno y titanomagnetita (Best y Christiansen, 2001; Wilson, 2007), considerando que el Al_2O_3 , Na_2O y K_2O permanecen relativamente fuera de un patrón definido (Figura 2.19).

Finalmente, durante la diferenciación, las lavas del Nevado reciente desarrollan tendencias negativas en el contenido en Fe_2O_3 , MgO , CaO y TiO_2 ; tendencias sin cambios evidentes en el P_2O_5 , MnO y Na_2O ; y un comportamiento indefinido en K_2O y Al_2O_3 respecto al SiO_2 (Figura 2.19). Estas características podrían ser congruentes con la cristalización de clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y titanomagnetita, y luego, hacia el final, de hornblenda (Gill, 1981; Best y Christiansen, 2001; Wilson, 2007).

2.5.3 Elementos traza y tierras raras (REE).

Además de los elementos mayores, fueron analizados algunos elementos traza compatibles (Tabla 4) en diagramas de Harker, ya que al igual que los anteriores, su comportamiento es útil para dilucidar aspectos acerca de la diferenciación de las rocas; por lo tanto, fueron graficados el Cr, Ni, Co y V en ppm vs. SiO_2 en wt.% (Figura 2.20). Por otra parte, los elementos traza incompatibles y las tierras raras (Tabla 4) se analizaron conjuntamente a través de diagramas de araña o multielementos, siendo normalizados con respecto a la composición "Normal" de los Basaltos de Dorsales Meso-Oceánicas (N-MORB, por sus siglas en inglés), según los valores de Sun y McDonough (1989; Figuras 2.21, 2.22); y de manera particular, en diagramas de REE hechos para cada grupo de lavas del NT, normalizados según los valores de Sun y McDonough (1989) para la Condrita C1 (Figura 2.23). Por último, se incluyen cuatro diagramas de tipo Harker de trazas incompatibles relevantes (Figura 2.24 a, b, c, d), que son el Sr, Pb, U y Th en ppm, vs. SiO_2 en wt.%; un diagrama de relaciones entre tierras raras para observar la

variación entre estos elementos (Figura 2.24 e), y un gráfico de anomalías de Eu (Figura 2.24 f).

Respecto a los traza compatibles, las lavas del Pre-Nevado presentan un aparente decremento de ppm en Cr y Co con respecto al aumento en SiO_2 wt.% (Figura 2.20), que puede correlacionarse con la cristalización de olivino (observado en la lámina NT0907 de las muestras de roca de este grupo) y clinopiroxeno (Best y Christiansen, 2001; Wilson, 2007); mientras que el Ni y el V no poseen una pendiente definida.

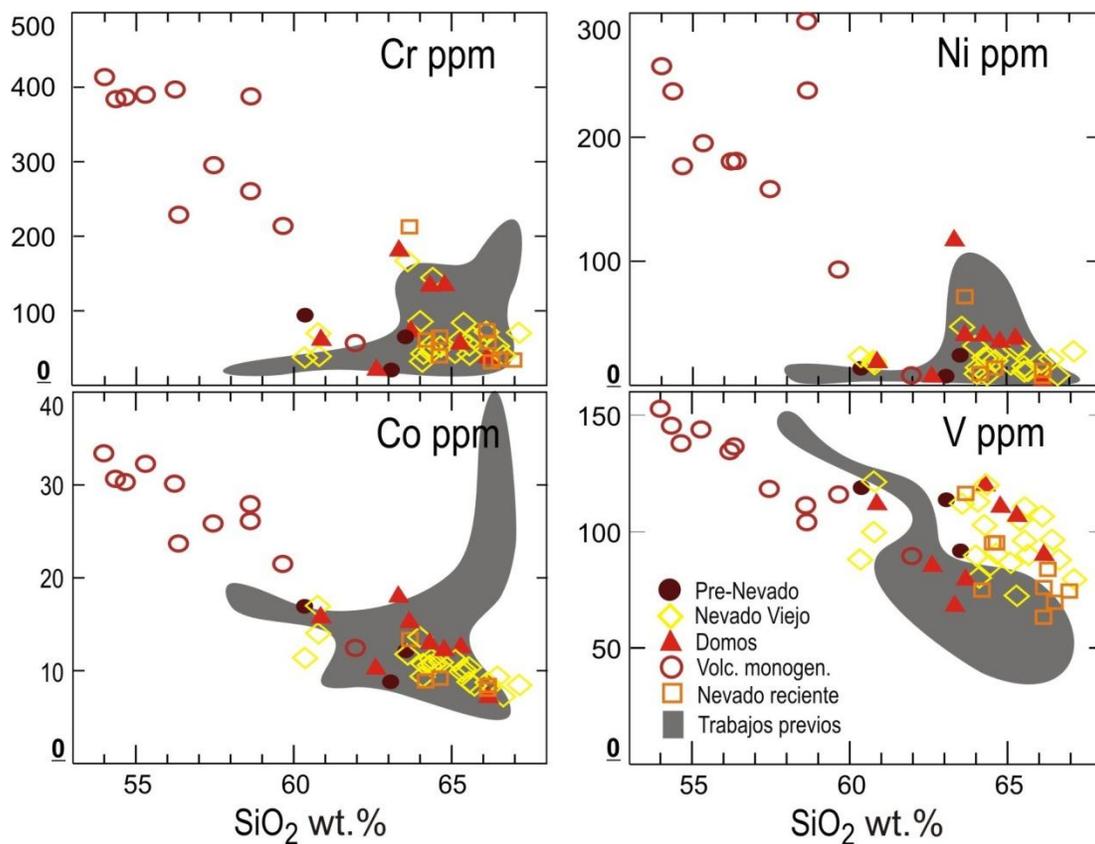


Figura 2.20. Diagramas tipo Harker de algunos elementos traza compatibles en ppm vs. SiO_2 en wt.%, de las rocas del Nevado de Toluca producidas por actividad volcánica efusiva. El polígono sombreado engloba datos del NT tomados de trabajos previos, citados en la figura 2.16.

Asimismo, en las rocas del Nevado viejo, el Cr y Ni se distribuyen horizontalmente conforme al cambio en SiO_2 , y únicamente el Co y el V siguen patrones

reconocibles, de pendiente negativa (Figura 2.20), lo cual podría explicarse como la cristalización de clinopiroxeno, ilmenita y titanomagnetita (Best y Christiansen, 2001; Wilson, 2007); sin embargo, el V, aunque siguiendo una curva en apariencia descendente, exhibe un comportamiento muy diverso (Figura 2.20), probablemente ocasionado paralelamente por cristalización fraccionada y por distintos grados de fusión de la fuente de origen de ese magma (Best y Christiansen, 2001; Wilson, 2007).

Los contenidos de Co y V para el grupo de Domos se distribuye en dos tendencias negativas, separadas por distintos contenidos en SiO₂ (Figura 2.20) y que probablemente son causadas por la cristalización de clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti (Best y Christiansen, 2001; Wilson, 2007); mientras que el Cr también parece dividirse en dos patrones conforme al aumento en sílice, aunque distintos entre sí, ya que uno posee una pendiente negativa y otro se dispone horizontalmente, sin cambios con respecto al incremento en SiO₂ (Figura 2. 20), parecido a lo ocurrido con el Ni; lo cual puede sugerir la cristalización de alguna otra fase mineral en las rocas inmersas en la pendiente negativa (Best y Christiansen, 2001; Wilson, 2007).

El Volcanismo monogenético sigue patrones descendentes, francos, en los cuatro elementos (Cr, Co, Ni y V) conforme el SiO₂ incrementa (Figura 2. 20), apuntando hacia la cristalización fraccionada de olivino, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti; a su vez, las lavas del Nevado reciente disminuyen en Co y V a medida que el contenido en sílice aumenta (Figura 2.20); comportamiento que también se encuentra relacionado con la cristalización de clinopiroxeno, ilmenita y titanomagnetita (Best y Christiansen, 2001; Wilson, 2007).

Por otro lado, los elementos traza incompatibles han sido clasificados, con base en su potencial iónico, en elementos litófilos de radio iónico grande (LILE, por sus siglas en inglés), elementos de alta carga iónica (HFSE, por sus siglas en inglés) y tierras raras (REE, por sus siglas en inglés); incluyendo al Y, U y Th (Rollinson, 1993; Best y Christiansen, 2001; White, 2007; Wilson, 2007).

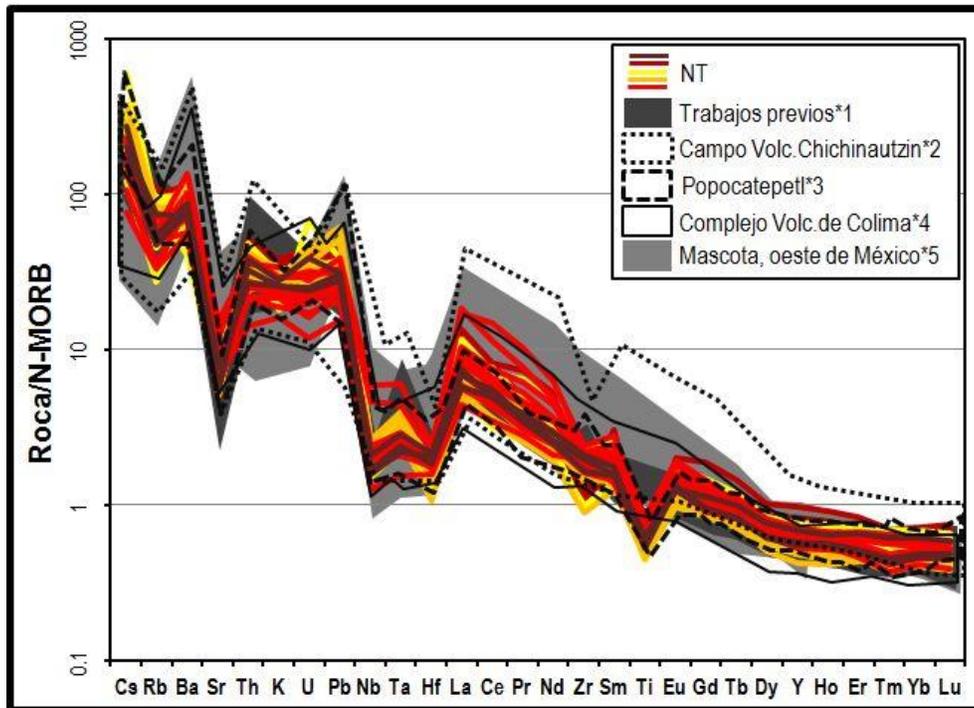


Figura 2.21. Diagrama de multielementos normalizados de acuerdo al N-MORB (Sun y McDonough, 1989), para las rocas del área del Nevado de Toluca estudiadas en este trabajo, comparadas con trabajos previos del NT y con datos de otros campos volcánicos de México, citados en la figura 2.16.

Las rocas del área del NT estudiadas aquí muestran un enriquecimiento en LILE (Cs, Rb, Ba, K, Pb) respecto al N-MORB (Figura 2.21), similar a lo que puede observarse en el caso del volcán Popocatepetl, cuyo contenido en LILE es muy parecido al NT, y un tanto distinto a lo que sucede en el Complejo Volcánico de Colima, el Campo Volcánico de Chichinautzin y el Campo Volcánico de la Mascota, Jalisco, donde el contenido en LILE es mucho más variable y ciertos elementos, como el Ba, alcanzan picos muy altos (Figura 2.21).

En general, en arcos magmáticos continentales, dicho enriquecimiento es atribuido a fluidos acuosos procedentes de la deshidratación de los sedimentos que son transportados por la placa oceánica hacia el manto durante la subducción, abasteciéndolo con LILE; elementos caracterizados por tener un potencial iónico bajo y por tanto, una mayor solubilidad en comparación con otros trazas; pero además, también se relaciona con diferentes grados de fusión; con el enriquecimiento del magma en el manto debido a fluidos previamente acumulados;

y con la formación de la corteza, puesto que los LILE son bastante incompatibles y por ende, durante la fusión, se concentran y migran con la fracción líquida (Rollinson, 1993; Best y Christiansen, 2001; White, 2007; Wilson, 2007).

La mayoría de los grupos de lavas del NT mantienen la misma tendencia en LILE en relación al N-MORB, con una pendiente negativa del Cs al K, cuyos picos se encuentran en el Cs y el Ba; mientras que por otra parte, únicamente las rocas de los grupos Nevado viejo y Volcanismo monogenético muestran una mayor amplitud en el contenido de dichos elementos (Figura 2.21).

El Zr, Hf, Nb y Ta, elementos de alto potencial iónico (HFSE), incluyendo al Ti (Rollinson, 1993; Best y Christiansen, 2001), se encuentran empobrecidos en las muestras del Nevado (Figura 2.21) con respecto al N-MORB y a los LILE, ya que, de acuerdo con Pearce (1982; 1983), Drummond y Defant, (1990), Rollinson (1993), Drummond *et al.* (1996), Best y Christiansen (2001) y Wilson (2007), en el manto pueden existir minerales residuales como el rutilo, la hornblenda y el granate, capaces de retener en sus estructuras a los HFSE, puesto que en dichas fases son altamente compatibles; y por otro lado, al tratarse de elementos bastante inmóviles, no pueden ser reabastecidos por fluidos acuosos, de manera que el magma producido por fusiones subsecuentes del manto, en ambientes de arco magmático continental, mostrará carencia en estos elementos.

De este modo, en cada grupo de lavas del Nevado el Nb está muy cerca de la composición del N-MORB, el Ti está debajo de dicho parámetro en todos los casos, y el Zr se encuentra a la par del N-MORB en algunas rocas de los grupos Nevado viejo, Domos y Nevado reciente, con anomalías negativas en todos los grupos salvo escasas excepciones (Figura 2.22). Este comportamiento puede observarse en todas las referencias citadas en el diagrama de la figura 2.21, con la única excepción del Zr, que sólo en el Campo Volcánico de Chichinautzin actúa de forma similar al NT, probablemente por el fraccionamiento de una fase mineral residual en común (ej. zircón).

Las tierras raras fueron graficadas tanto en los diagramas de multielementos (Figuras 2.21, 2.22), como en diagramas exclusivos normalizados con la

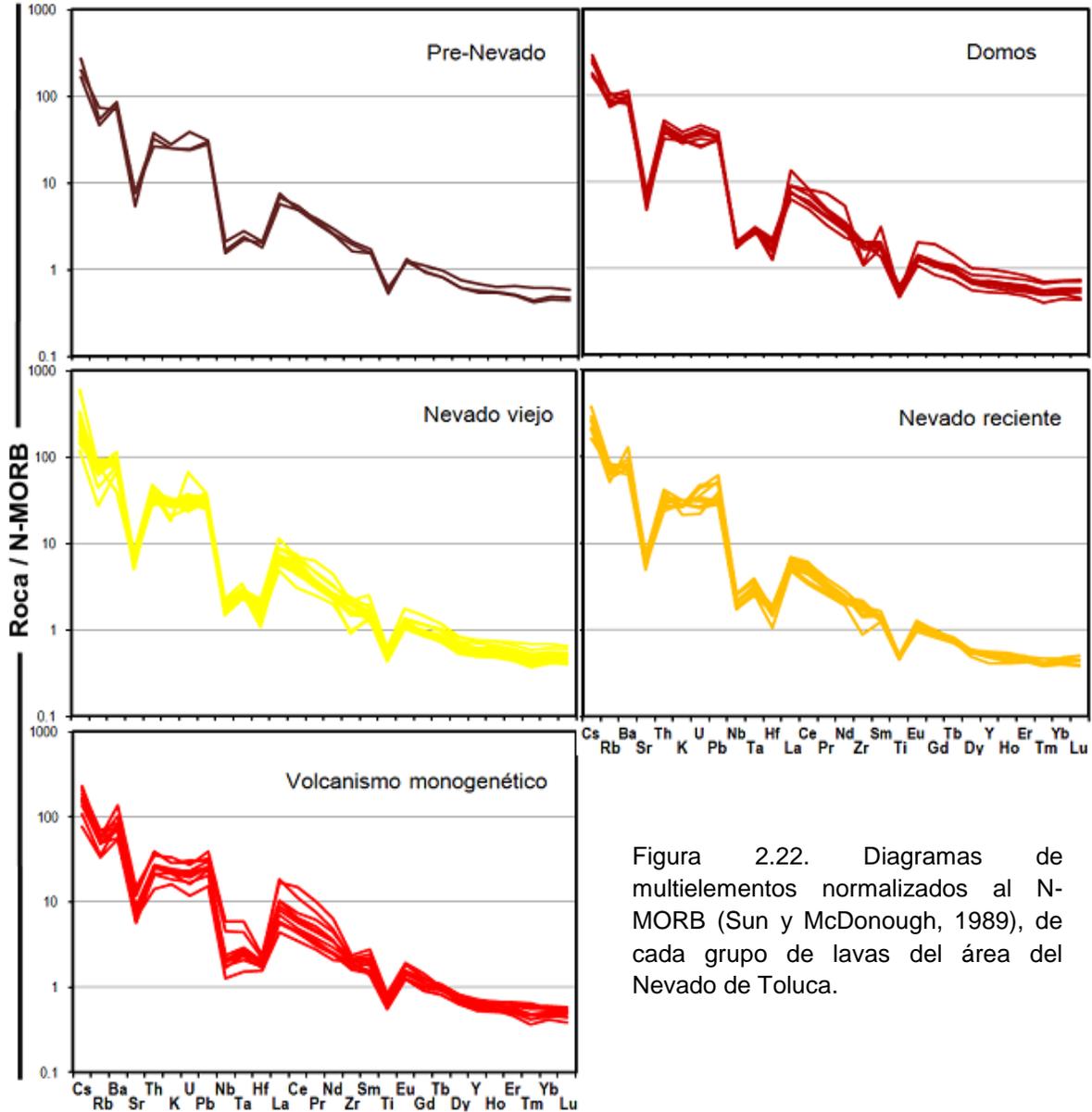


Figura 2.22. Diagramas de multielementos normalizados al N-MORB (Sun y McDonough, 1989), de cada grupo de lavas del área del Nevado de Toluca.

composición de una condrita (Figura 2.23), según la clasificación que divide a las REE en ligeras (LREE: La, Ce, Pr y Nd), medias (MREE: Sm, Eu y Gd) y pesadas (HREE: Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu, incluyendo al Y), conforme a su potencial iónico (Rollinson, 1993; Best y Christiansen, 2001; White, 2007).

Las rocas del área del Nevado de Toluca presentan un enriquecimiento en LREE con respecto al N-MORB, a la condrita C1, a los HFSE y al resto de las tierras raras, en especial a las HREE; y en concentración, se ubican sólo por debajo de los LILE (Figuras 2.21, 2.22, 2.23), con mayor variabilidad en las lavas de los

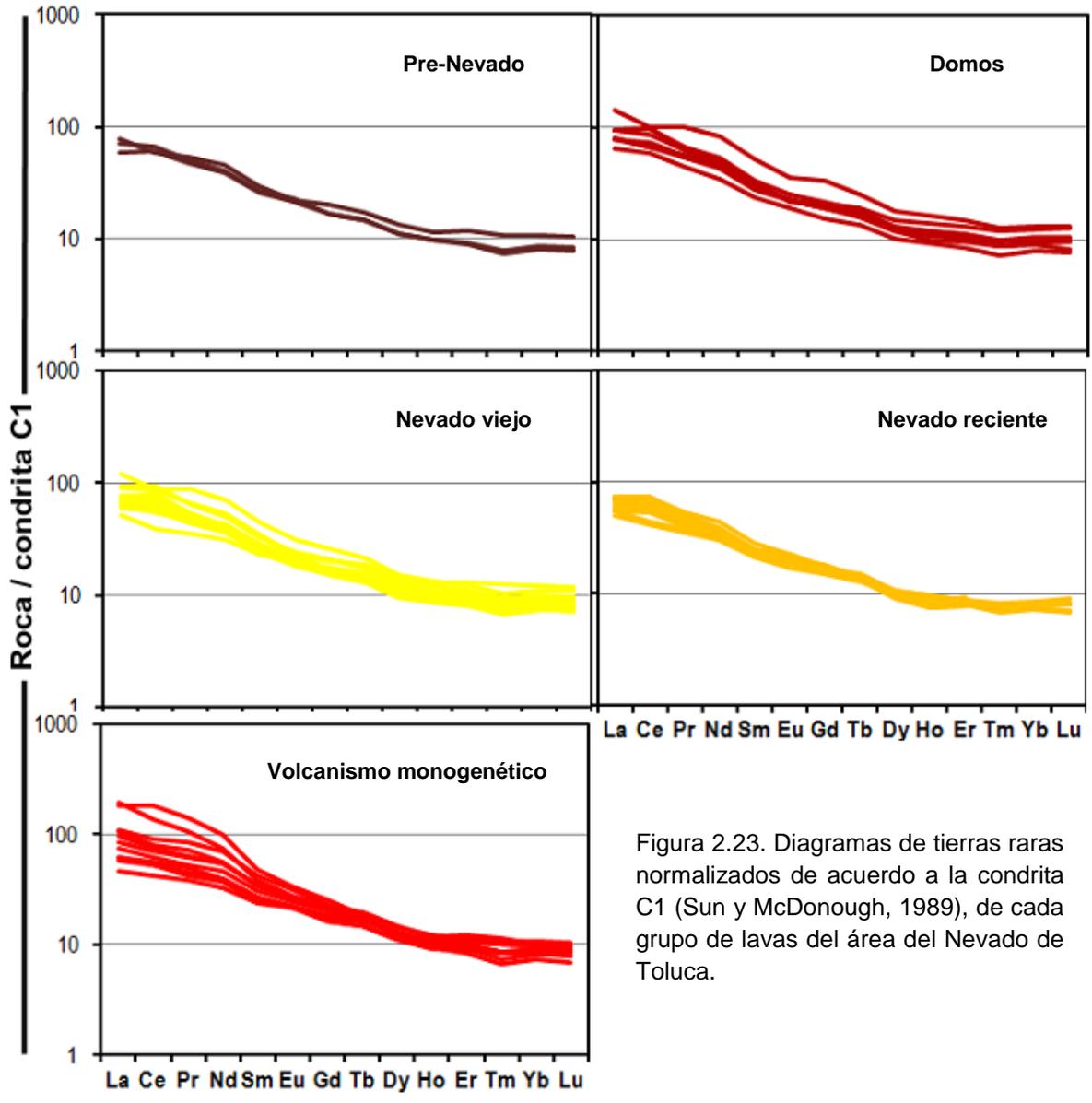


Figura 2.23. Diagramas de tierras raras normalizados de acuerdo a la condrita C1 (Sun y McDonough, 1989), de cada grupo de lavas del área del Nevado de Toluca.

grupos de Volcanismo monogenético, Nevado viejo y Domos (Figuras 2.22, 2.23); y de hecho, en comparación con otras zonas volcánicas de México (Figura 2.21) como el volcán Popocatepetl y el Complejo Volcánico de Colima, el enriquecimiento del Nevado es bastante amplio, sólo superado por algunas rocas de campos volcánicos como el de Chichinautzin y el de Mascota.

De acuerdo con diversos autores (Drummond y Defant, 1990; Rollinson, 1993; Drummond *et al.*, 1996; Best y Christiansen, 2001; White, 2007; Wilson, 2007), la tendencia de las LREE observada aquí está relacionada con un bajo grado de

fusión parcial de la fuente, dando como resultado un fundido relativamente enriquecido en LREE con respecto a las demás tierras raras, ya que se trata de elementos altamente incompatibles e inmóviles; o con cristalización fraccionada a alta presión, debido a la formación de fases minerales, como granate, que retienen a las REE más pesadas en el residuo.

Bajo esta misma lógica las HREE se encuentran empobrecidas en relación al N-MORB y a las LREE de los cinco grupos de lavas del NT (Figuras 2.21, 2.22 y 2.23); e incluso, están empobrecidas en comparación con las MREE (Figura 2.23). Esta escasez de tierras raras pesadas, en relación al resto, parece acorde con la existencia de granate residual en la fuente magmática, ya sea después de un proceso de fusión o de cristalización, puesto que pueden ser incorporadas en su estructura cristalina (Drummond y Defant, 1990; Drummond *et al.*, 1996; Best y Christiansen, 2001; Wilson, 2007).

De esta forma, la diferencia más marcada entre el enriquecimiento en LREE y el empobrecimiento en HREE se encuentra en el grupo de lavas de Volcanismo monogénico (La/Yb: 7.5 a 34 , La/Y: 0.67 a 2.7, Gd/Yb: 2.2 a 4, Gd/Y: 0.19 a 0.34), seguido de los grupos Nevado viejo (La/Yb: 7.5 a 15.4, La/Y: 0.7 a 1.3, Gd/Yb: 1.9 a 2.8 , Gd/Y: 0.16 a 0.25), Domos (La/Yb: 8.7 a 15.4, La/Y: 0.8 a 1.2, Gd/Yb: 2.0 a 3.1, Gd/Y: 0.19 a 0.25) y Nevado reciente (La/Yb: 8.9 a 13.6, La/Y: 0.8 a 1.27, Gd/Yb: 2.3 a 2.9, Gd/Y: 0.20 a 0.28), y al final, con menor fraccionamiento de tierras raras pesadas respecto a ligeras, el grupo Pre-Nevado (La/Yb: 9.5 a 12, La/Y: 0.89 a 1.1, Gd/Yb: 2.2 a 2.4, Gd/Y: 0.21 a 0.22; Figura 2.23).

Cabe señalar que aunque aparentemente no se observan anomalías significativas de Eu en las lavas del NT (Figura 2.23) concernientes a la cristalización y fraccionamiento de plagioclasa, a su acumulación, o a la ausencia de esta fase; sí existen anomalías [$Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \cdot Gd_N)^{1/2}$] positivas y negativas en todos los grupos de lava del Nevado (Figura 2.24 f), no obstante que éstas presentan poca variación: de 1.09 a 0.9 en el Pre-Nevado, de 1.16 a 0.84 en el Nevado viejo, de 1.0 a 0.84 en el grupo Domos, de 1.12 a 0.94 en el grupo de Volcanismo monogénico y de 1.09 a 0.95 en el Nevado reciente.

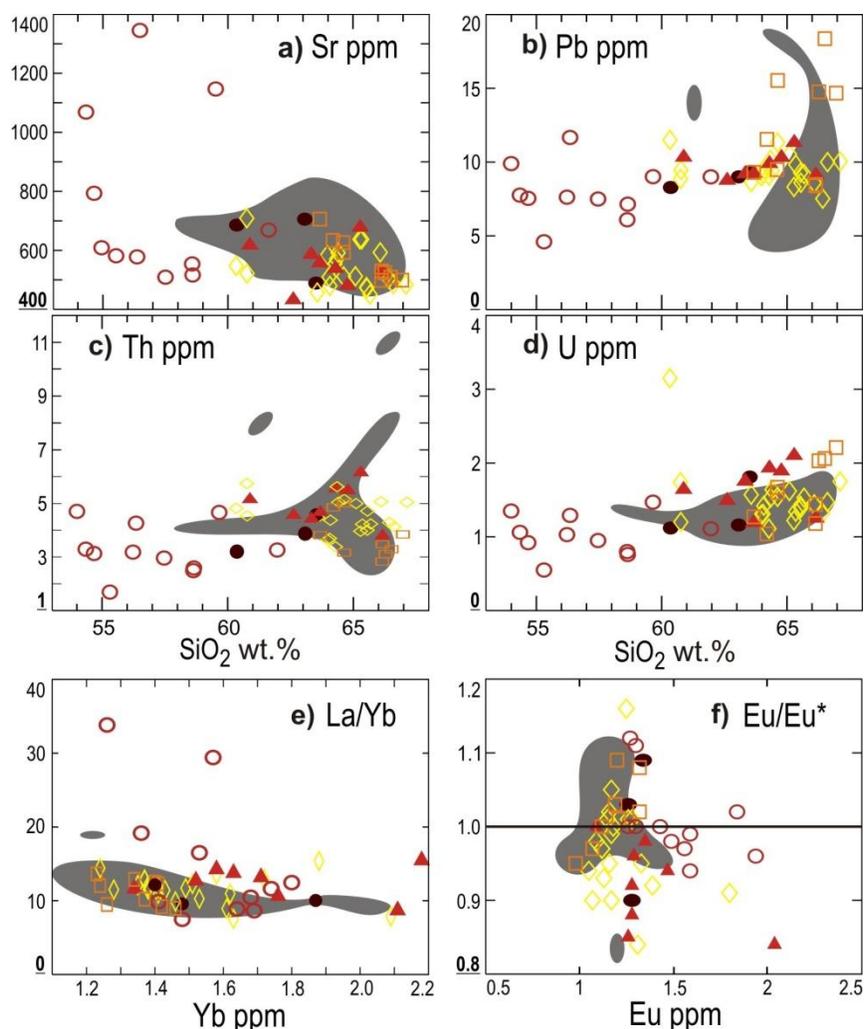


Figura 2.24. Diagramas “XY” de algunos elementos traza incompatibles de muestras del NT. Incisos a) y b) LILE en ppm vs. SiO₂ en wt.%; c) y d) actínidos incompatibles y de solubilidad diferente, Th y U en ppm vs. SiO₂ en wt.%; e) relación de La/Yb vs. Yb en ppm para apreciar el fraccionamiento de HREE respecto a LREE; f) anomalías de Eu [$Eu/Eu^* = Eu_N/(Sm_N \cdot Gd_N)^{1/2}$]. Simbología en la figura 2.16.

En comparación, las anomalías de Eu del volcán Popocatepetl son preferentemente negativas, variando entre 1.1 y 0.79 (con datos de Schaaf *et al.*, 2005); mientras que en el Complejo Volcánico de Colima van de 0.94 a 1.07 (con datos de Valdez-Moreno, 2006), con escasa variación y muy cerca de la unidad. En el caso de los sedimentos de la Placa de Cocos, sitio DSPD 487 (Plank y Langmuir, 1998) como ejemplo, la anomalía negativa de Eu resulta de un abundante fraccionamiento de plagioclasa, adquiriendo un valor de 0.69 (con datos de Plank y Langmuir, 1998).

Por otra parte, a pesar de que el Th es bastante similar tanto a las REE como a los HFSE y por ende se comporta de manera altamente incompatible con el manto e inmóvil en fluidos acuosos, mientras que el U es incompatible y soluble; en todos los grupos de lava del NT, de manera invariable, ambos están enriquecidos por encima de la mayoría de los elementos traza, sólo por debajo de los LILE (Figuras 2.21, 2.22).

A modo de síntesis, en la figura 2.24 se presentan algunas de las características más importantes concernientes al comportamiento de los elementos traza incompatibles contenidos en las lavas del área del Nevado de Toluca.

El Sr en ppm, respecto al SiO₂ en wt.% como índice de diferenciación (Figura 2.24 a), se encuentra enriquecido en el grupo de lavas del volcanismo monogenético sin que la concentración de sílice cambie considerablemente (entre 54-56 wt.% de SiO₂), para luego seguir una ligera tendencia negativa que termina en ~59 wt.% de SiO₂. El resto de las lavas de los otros grupos, aunque con menor contenido en Sr, se comporta de forma similar; con cambios en este elemento sin que exista una relación aparente con el indicador de diferenciación; sólo el grupo Nevado reciente simula una tendencia negativa conforme aumenta el SiO₂.

De igual forma, el Pb también es un elemento incompatible y soluble, no obstante, no sigue tendencia alguna conforme al incremento en sílice (Figura 2.24 b) y únicamente exhibe distintas concentraciones a un mismo contenido de SiO₂. Sólo las lavas de los grupos Domos y Nevado reciente integran una pendiente positiva a partir del 63-64 wt.% en SiO₂ (Figura 2.24 b), tal vez indicando la participación de sedimentos en la generación de esos magmas.

El Th y el U, elementos altamente incompatibles y de distinta solubilidad como fue mencionado, muestran patrones dispersos, con diferentes concentraciones a un mismo grado de diferenciación y pendientes positivas en los grupos Domos y Nevado reciente, a partir del 63-64 wt.% en SiO₂ (Figura 2.24 c y 2.24 d), semejantes a las tendencias mostradas por los elementos solubles anteriores; así entonces, este comportamiento coincidente entre los LILE y los actínidos podría estar relacionado con el transporte de los mismos mediante un fundido silicatado

preferente a fluidos acuosos (Drummond y Defant, 1990; Drummond *et al.*, 1996; Best y Christiansen, 2001; Wilson, 2007).

Por su parte, la relación La/Yb varía de forma importante en las lavas del grupo Volcanismo monogenético, sin que haya un cambio significativo en el contenido en Yb (Figura 2.24 e). También existe un fraccionamiento notorio de Yb respecto a La en los grupos de Nevado viejo y Domos, mientras que en el Nevado reciente y el Pre-Nevado, la relación LREE/HREE no es modificada a razón del cambio en la concentración de Yb (Figura 2.24 e). Sin distinción del comportamiento de cada grupo de lavas, La/Yb presenta valores elevados, en general arriba de 10; y el Yb concentraciones muy bajas, la mayoría menores a 2 ppm (Figura 2.24 e).

Por último, la figura 2.24 f muestra la variación de anomalías de Eu que ocurren en dirección positiva y negativa. La mayoría de las rocas del NT carece de anomalías al ubicarse sobre la línea de referencia, o se concentra en la porción positiva de la gráfica; mientras que en la parte negativa predominan muestras de los grupos Nevado viejo y Domos, tomando en cuenta que sólo cuatro rocas del total poseen valores Eu/Eu^* por debajo de 0.9 (Figura 2.24 f).

De acuerdo con diversos autores, el enriquecimiento en elementos traza que presenta la mayoría de las rocas del Nevado concierne a una señal de granate en el residuo, proveniente de fundidos silicatados de la placa que subduce en facies eclogítica y que ascienden a través del manto para generar magmas silícicos enriquecidos en Sr y LREE/HREE, con características químicas primitivas derivadas de la interacción con el manto y que son denominados como adakitas (Kay, 1978; Defant y Drummond, 1990; Martin, 1999; Kelemen *et al.*, 2003). No obstante, a pesar de que algunas de las rocas del área del NT cumplen con la mayoría de estas características (Figura 2.25), la composición máfica de las rocas con la señal de granate más pronunciada, pertenecientes al grupo de Volcanismo monogenético, difiere del contenido en SiO_2 wt% esperado para fundidos de la placa, generalmente dacíticos y en menor medida andesíticos.

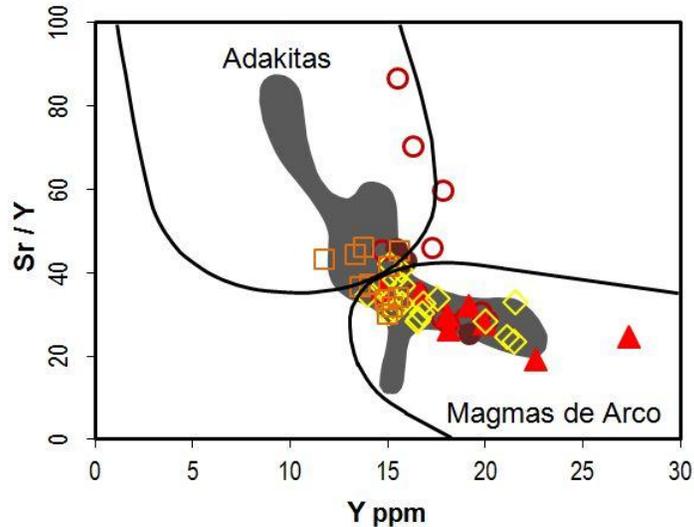


Figura 2.25. Según el gráfico de Y vs. Sr/Y modificado de Castillo (2006), algunas de las rocas del NT presentan señales de magmas adakíticos, con $Y < 20$ y $Sr/Y > 50$ ppm (Kay, 1978; Defant y Drummond, 1990; Martin, 1999; Kelemen *et al.*, 2003). Dicha observación ya había sido antes realizada por Martínez-Serrano *et al.* (2004) en productos jóvenes del Nevado; sin embargo, las rocas con la señal de granate más pronunciada, estudiadas en este trabajo, son andesitas basálticas del grupo volcanismo monogenético y su composición máfica difiere de la composición dacítica - andesítica de las adakitas. Simbología en la figura 2.16.

2.5.4 Isótopos radiogénicos de Sr, Nd y Pb.

Los resultados isotópicos de Sr, Nd y Pb para todas las muestras del área del Nevado de Toluca se presentan en la tabla 5, sección de anexos.

La composición isotópica de las rocas del NT producidas por actividad volcánica efusiva varía, con respecto al $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, de 0.7037 a 0.7043; ϵNd de +2.8 a +5.3; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18.56 a 18.68; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15.55 a 15.59; y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 38.21 a 38.42 (Figuras 2.26 a y 2.26 c).

En el grupo Pre-Nevado la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ va de 0.7037 a 0.7040, ϵNd de +4.5 a +5.3, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18.57 a 18.61, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15.56 a 15.57 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 38.23 a 38.29 (Figuras 2.26 b y 2.26 d). Las lavas del Nevado viejo tienen relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7038 a 0.7041, ϵNd de +3.4 a +5.1, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18.56 a 18.65, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15.55 a 15.59 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 38.21 a 38.37 (Figuras 2.26 b y 2.26 d). El grupo Domos posee cocientes isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

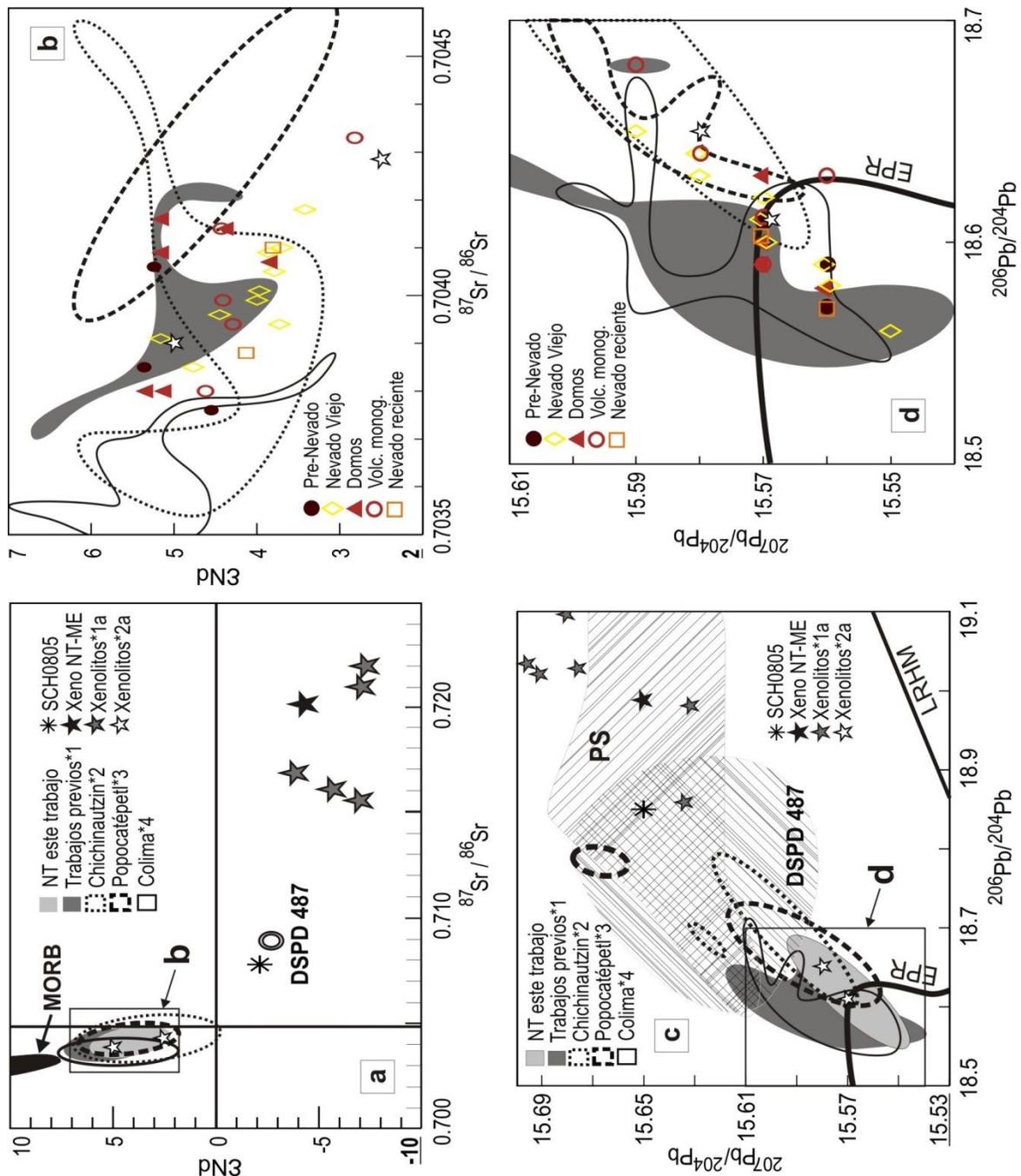


Figura 2.26. Diagramas de relaciones isotópicas: a) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. ϵNd de muestras analizadas en este trabajo, comparadas con el MORB del Pacífico (PETDB, 2002), trabajos previos, otras zonas volcánicas de México, un cuerpo de roca subvolcánico (SCH0805 “Piedra Parada”), sedimentos de la Placa de Cocos (DSPD 487; Plank y Langmuir, 1998; Verma, 2000) y distintos xenolitos; b) ampliación de la figura anterior con los grupos de lavas del NT; c) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las mismas rocas y referencias, añadiendo el MORB del Pacífico Este (EPR; Zindler y Hart, 1986), sedimentos del Océano Pacífico (PS, Hemming y McLennan, 2001), un polígono para DSPD 487 y la Línea de Referencia del Hemisferio Norte (LRHM; Zindler y Hart, 1986). *1: Martínez-Serrano *et al.* (2004; *1a), D’Antonio *et al.* (2008); *2: Meriggi *et al.* (2008; *2a), Agustín-Flores *et al.* (2010); *3: Schaaf *et al.* (2005); *4: Valdez-Moreno (2006); d) ampliación de la figura c.

de 0.7037 a 0.7041, ϵNd de +3.8 a +5.3, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18.58 a 18.63, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15.56 a 15.57 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 38.24 a 38.32 (Figuras 2.26 b y 2.26 d). El grupo de Volcanismo monogenético varía en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7037 a 0.7043, ϵNd de +2.8 a +4.6, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18.59 a 18.68, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15.57 a 15.59 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 38.27 a 38.42 (Figuras 2.26 b y 2.26 d). Y finalmente, el Nevado reciente, cuya composición isotópica es representada en este trabajo únicamente por las rocas de los afloramientos NT0930 y NT1050 (Figura 2.1), tiene valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7038 a 0.7040, ϵNd de +4.1, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18.57 a 18.60, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15.55 a 15.56 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 38.24 a 38.29 (Figuras 2.26 b y 2.26 d), que pueden complementarse con los datos publicados por Martínez-Serrano *et al.* (2004) para dos cuerpos de lava localizados en el cráter del Nevado, los cuales indican cocientes isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7038 a 0.7041, ϵNd de +5.2 a +5.3, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18.57, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15.54 a 15.55 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 38.22 a 38.25 (Figuras 2.26 b y 2.26 d).

El xenolito metamórfico (filita NT-ME) posee relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7202, ϵNd de -4.3, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18.99, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15.65 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 38.89 (Figuras 2.26 a y 2.26 c); mientras que el cuerpo subvolcánico (SCH0805 “Piedra Parada”) tiene cocientes de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7078, ϵNd de -2.1, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18.85, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15.65 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 38.70 (Figuras 2.26 a y 2.26 c).

En la figura 2.26, incisos a y b, se comparan las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd obtenidas en este trabajo, con los sedimentos de la Placa de Cocos, sitio DSPD 487 (Plank y Langmuir, 1998; Verma, 2000), con una componente del manto representada por la composición del MORB del Pacífico (PETDB, 2002), con el cuerpo subvolcánico localizado al sur del Nevado de Toluca (SCH0805) y con distintos xenolitos de la corteza debajo del NT (NT-ME estudiado aquí; Martínez-Serrano *et al.*, 2004) y del sector oeste del Campo Volcánico de Chichinautzin (Meriggi *et al.*, 2008).

En la figura 2.26, inciso a, se observa que los datos isotópicos de las lavas del Nevado prolongan la tendencia marcada por los datos recopilados de trabajos previos (Martínez-Serrano *et al.*, 2004; D’Antonio *et al.*, 2008), propiciando un aparente incremento en la variación; asimismo, que esta tendencia se ubica entre

el campo formado por los basaltos de la cordillera meso-oceánica del Pacífico (MORB) y los sedimentos de la Placa de Cocos en el sitio DSPD 487, próximos a la composición de “Piedra Parada”.

Sin embargo, las lavas del Nevado poseen composiciones isotópicas en el arreglo del MORB y en general, con escaso contraste y lejos de la mayoría de los xenolitos corticales, no obstante que los xenolitos estudiados en la zona occidental de Chichinautzin (una diorita y un conglomerado, en Meriggi *et al.*, 2008) sí coinciden con la composición de dichas rocas, e incluso, parecen marcar miembros extremos en la tendencia seguida, sobre todo, por las lavas del grupo Nevado viejo (Figura 2.26 b).

Por otra parte, en la figura 2.26, incisos c y d, se contrastan las relaciones isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, de nueva cuenta con los sedimentos de la Placa de Cocos (DSPD 487; área con diagonales de orientación positiva), los sedimentos del Océano Pacífico (PS; área con diagonales en sentido negativo; Hemming y McLennan, 2001), el manto definido por el MORB del Pacífico Este (EPR; Zindler y Hart, 1986), la Línea de Referencia del Hemisferio Norte (LRHN; Zindler y Hart, 1986), trabajos previos en el Nevado (Martínez-Serrano *et al.*, 2004; D’Antonio *et al.*, 2008), “Piedra Parada” (SCH0805) y diversos xenolitos (NT-ME estudiado aquí; Martínez-Serrano *et al.*, 2004; Meriggi *et al.*, 2008).

En la figura 2.26 c destaca que la mayoría de las rocas del área del Nevado de Toluca grafica dentro del campo del EPR y sigue una tendencia hacia los sedimentos de la Placa de Cocos; además, que continúa lejos de los xenolitos corticales y de “Piedra Parada”, aunque aún coincide con los xenolitos de la zona oeste de Chichinautzin (Meriggi *et al.*, 2008); no obstante, también puede observarse que las lavas del Nevado viejo conforman un tendencia mucho más variable que la existente entre estos últimos xenolitos, siendo así el grupo más diverso en cuanto a los cocientes isotópicos de Pb se refiere (Figura 2.26 d). Finalmente, parece que las lavas del Nevado conforman un patrón que coincide con el del Campo Volcánico de Chichinautzin, con la diferencia de que este último se encuentra más expandido y diferenciado en razón del EPR (Figura 2.26 c).

CAPÍTULO 3

Discusión.

Los productos del volcanismo efusivo en el área del NT han sido ordenados en cinco grupos (Figura 2.5), los cuales, con base en observaciones de campo, fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, relaciones estratigráficas y características petrográficas y químicas, fueron subdivididos en varios tipos de lavas, haciendo un total de 33 unidades de rocas volcánicas (Tabla 6); siendo las más antiguas las del grupo Pre-Nevado, de ~7.5 a 3 Ma, seguidas por rocas de los grupos Nevado viejo, Domos y Volcanismo monogenético, de ~2.6 a 0.10 Ma, y de menos de 50 ka las rocas del Nevado reciente (Figura 2.5; Tabla 6).

Todas estas unidades de volcanismo efusivo obedecen a distintos episodios de actividad volcánica y sugieren una historia eruptiva de mayor complejidad que la que hasta ahora había sido descrita para el Nevado cuando se refiere únicamente a un período efusivo viejo, compuesto por lavas andesíticas y dacíticas (Cantagrel *et al.*, 1981; García-Palomo *et al.*, 2002), y uno explosivo joven, de composición dacítica (Bloomfield y Valastro, 1974; Bloomfield *et al.*, 1977; Cantagrel *et al.*, 1981; Macías *et al.*, 1997; Capra y Macías, 2000; García-Palomo *et al.*, 2000; 2002; Arce *et al.*, 2003; 2005; 2006; Capra *et al.*, 2006; D'Antonio *et al.*, 2008).

Además, las unidades de lava incluyen la historia volcánica más antigua que conforma el sustrato volcánico del área, de ~7.5 a 3 Ma, y la historia vieja e inicial del Nevado, de 2.6 Ma (García-Palomo *et al.*, 2002) a más de 50 ka; y aunque los productos representados por dichas unidades fueron originados principalmente por erupciones de tipo efusivo, en algunos sitios se encuentran intercalados con depósitos de piroclastos, como en el sitio NT0910B (Figura 2.1). De modo que la etapa de actividad volcánica inicial del área del NT no sólo se distingue por actividad efusiva, sino también por erupciones de carácter explosivo, contrario a lo propuesto en trabajos previos (Bloomfield y Valastro, 1974; Bloomfield *et al.*, 1977; Cantagrel *et al.*, 1981; Macías *et al.*, 1997; Capra y Macías, 2000; García-Palomo

et al., 2000; 2002; Arce *et al.*, 2003; 2005; 2006; Capra *et al.*, 2006; D'Antonio *et al.*, 2008).

Asimismo, de acuerdo con los fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y las observaciones estratigráficas efectuadas en campo, el hiatus de actividad volcánica de ~1.0 Ma planteado en los primeros trabajos de Cantagrel *et al.* (1981) para dividir la historia del Nevado de Toluca en dos períodos de formación, más bien es el reflejo de la falta de un mayor número de fechamientos, ya que en este trabajo se describe una secuencia de ~2.6 a 0.10 Ma con un gap entre productos del Nevado viejo de 0.95 y 0.36 Ma, que implica la reducción del hiatus a ~0.5 Ma (Figura 2.5; Tabla 6).

Por otro lado, se han identificado características químicas en las lavas del NT que generalmente son consideradas atípicas en arcos magmáticos continentales y específicamente, en rocas de afinidad calci-alcalina con un grado significativo de diferenciación, y que han llevado a replantear la génesis de magmas en el Nevado. Dichas características son, principalmente, un alto Mg# (de ≥ 0.45 a 0.60; $\text{Mg\#} = 100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + 0.85 \cdot \text{Fe}_{\text{tot}})$) en casi todas las lavas; enriquecimiento substancial de algunos elementos traza, y de LREE y MREE respecto a HREE, en ciertas lavas; composiciones isotópicas casi invariables y distribuidas en el arreglo del manto; ínfimas anomalías de Eu en general, y una aparente carencia de interacción química importante entre los magmas y las rocas del basamento (xenolitos corticales).

Algunas de estas características ya han sido reconocidas y descritas para los productos jóvenes del NT (menores a 50 ka; Martínez-Serrano *et al.*, 2004), por tanto, en este estudio se retoman y se presentan junto con nuevos datos, sobre todo relacionados a la historia antigua e inicial del área y particularmente, a los productos de la actividad efusiva.

3.1 Reinterpretación de la historia eruptiva y del volcanismo efusivo en el área del Nevado de Toluca.

La historia eruptiva del área del NT ha sido dividida en tres etapas: una etapa de actividad efusiva antigua, previa al Nevado y que ocurrió en dos episodios; una etapa inicial y vieja, en la cual acontecieron al menos siete erupciones de

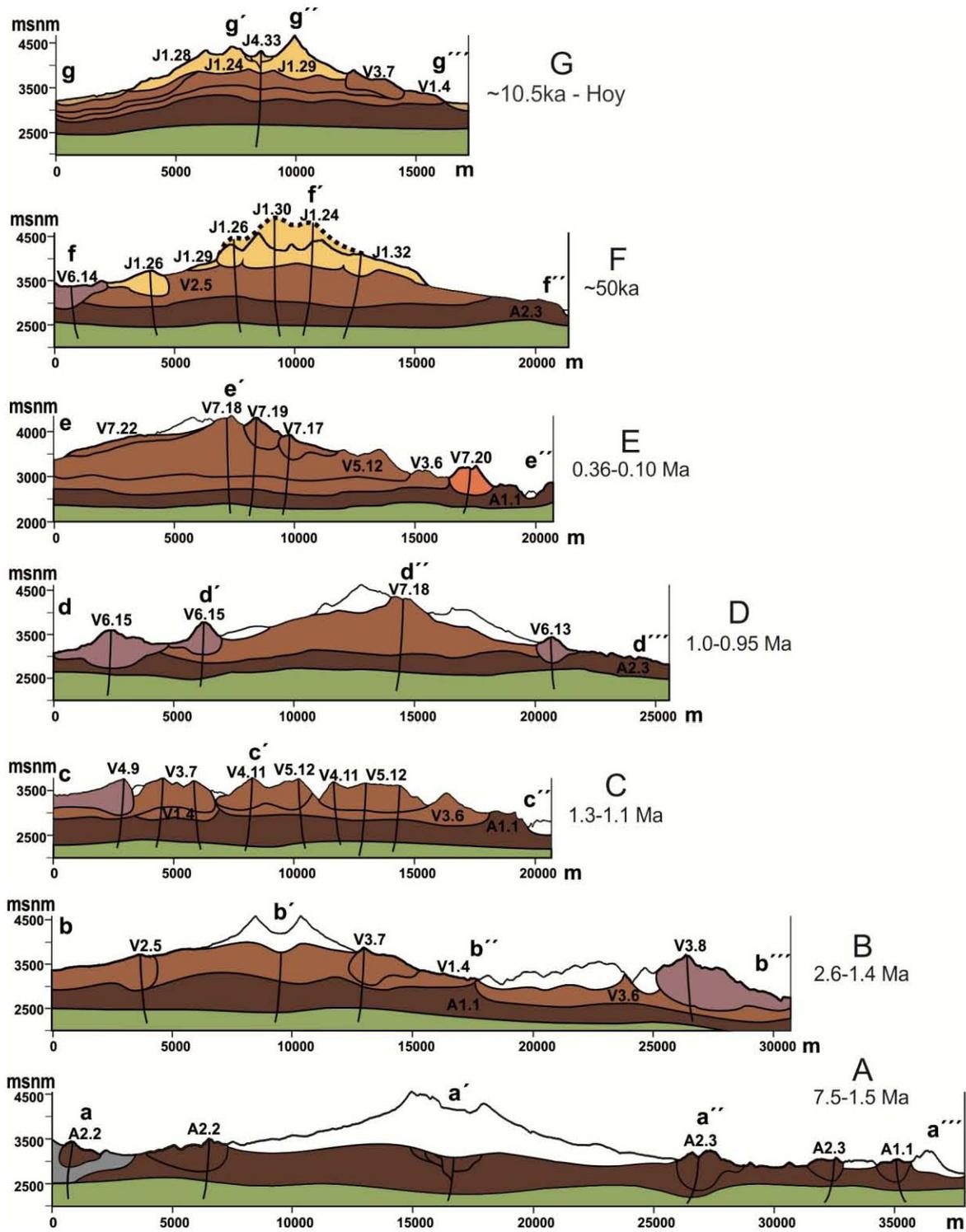


Figura 3.1 b*

*Figura 3.1. Historia eruptiva del volcanismo efusivo del área del Nevado de Toluca: estratigrafía y evolución.

a. La estratigrafía ilustrada en la figura 2.5 ha sido reclasificada de acuerdo a los distintos tipos de lava de cada grupo, según diferencias químicas y mineralógicas específicas. En total, fueron identificados 33 tipos de lavas, partiendo de las rocas con la clave A1.1, de 7.5 Ma, hasta el domo más reciente, de 0.009 Ma, clave J4.33. Asimismo, los grupos de lava pueden ser divididos en etapas de actividad volcánica conforme a su distribución, edad y relaciones estratigráficas. Detalles sobre la clasificación en la tabla 6.

b. Evolución del área del NT en secciones geológicas. **A:** la actividad volcánica inicial se remonta a 7.5 Ma, con la erupción de flujos de lava voluminosos que ocuparon la mayor parte del área (Secuencia Máfica Basal; García-Palomo et al., 2002), yaciendo sobre rocas metamórficas del basamento; **B:** inicio del volcanismo viejo en el Nevado y edificación del primer cono del NT; **C:** erupción de domos y flujos de lava sobre las secuencias anteriores, formando mesetas que modificaron la topografía y elevaron los límites altimétricos del área; **D:** continúa el crecimiento del NT, no obstante, la actividad principal se concentra en domos de los alrededores; **E:** formación de domos viejos en el cráter del Nevado y erupción de conos del grupo Volcanismo monogenético; **F:** crecimiento máximo del Nevado de Toluca, con la erupción de diversos domos en el cráter, alcanzando ~5000 msnm. **G:** destrucción de los domos del cráter a consecuencia de diversas erupciones explosivas, dejando la forma de herradura del mismo, la extrusión del domo el ombligo en su interior y el perfil topográfico actual.

Los espacios en blanco en las secciones A - E corresponden al perfil topográfico actual del Nevado, razón por la cual, en las etapas correspondientes, se encuentran vacíos. La línea punteada en la sección F representa el perfil topográfico inferido para dicha etapa de formación del NT, según las observaciones realizadas en este trabajo, en comparación con el perfil actual del NT, trazado con una línea negra continua debajo de la anterior.

Los perfiles fueron trazados siguiendo distintas direcciones; dichos cambios de orientación se encuentran señalados por letras minúsculas en la parte superior de cada perfil (a - g) y en el Mapa 1, sección de anexos, para observar la traza. El eje horizontal corresponde a la longitud de la sección medida en metros (m), y el vertical señala la altitud en metros sobre el nivel del mar (msnm); todas las secciones tienen las mismas escalas en ambos ejes.

El volcanismo efusivo antiguo en el área del Nevado comenzó hace ~7.5 Ma, con la erupción de flujos de lava fisurales y algunos asociados a domos andesíticos (A1.1; Figura 3.1 a y b - A; Mapa 1), escasamente acompañados de productos piroclásticos que formaron mesetas distribuidas en toda el área del NT y que cubrieron a rocas del Oligoceno y del Jurásico-Cretácico. Los productos de este episodio fueron nombrados previamente como Secuencia Máfica Basal (SMB; García-Palomo, 1998; García-Palomo *et al.*, 2000; 2002; Figura 1.2).

La erupción de flujos de lava y domos continuó entre ~3 y 1.5 Ma, al este y oeste del actual cráter del NT (A2.2; Figura 3.1 a y b - A; Mapa 1), ahora de composición

dacítica y coincidiendo con el origen del volcán San Antonio al noroeste (Figura 1.2); además, durante este mismo período, surgieron volcanes monogenéticos de composición dacítica (A2.3; Figura 3.1 a y b - A; Mapa 1) emplazados exclusivamente al NO del área, desde los cuales fueron emitidos flujos de lava de apenas 1-2 km de longitud, que formaron pequeñas mesetas sobre las rocas del San Antonio.

Estas últimas unidades de roca fueron incluidas por García-Palomo *et al.* (2000; 2002) en lo que llamaron Complejo de Conos y Domos (Figura 1.2), y junto con la SMB, crearon el sustrato sobre el cual se emplazó el Nevado de Toluca y demás estructuras volcánicas aledañas.

El Nevado de Toluca inició su actividad hace 2.6 Ma (García-Palomo *et al.*, 2002), con la erupción de flujos de lava dacíticos (V1.4; Figura 3.1 a y b - B) que viajaron ~5 km hacia el sur (Mapa 1), desde un centro de emisión probablemente localizado en el mismo lugar del cráter actual y desde donde fue despedida la mayor parte de los productos volcánicos pertenecientes al Nevado viejo. Este primer episodio fue sucedido por al menos cinco erupciones continuas entre ~1.5 Ma y 0.97 Ma, que se caracterizaron por un volcanismo efusivo y bimodal.

Hace 1.5 Ma (Cantagrel *et al.*, 1981; V2.5; Figura 3.1 a y b - B), flujos de lava andesíticos de ~5-6 km de longitud se extendieron al norte y noroeste del cráter (Mapa 1), formando mesetas alargadas y escarpes de pendiente vertical que junto con flujos de lava dacíticos (V3.6; Figura 3.1 a y b - B), que hicieron erupción por los flancos sur y sureste del cráter (Mapa 1), y flujos de lava andesíticos, de 1.4 Ma (V3.7; Figura 3.1 a y b - B), que descendieron desde el cráter ~4 km hacia el SO (Mapa 1), dieron forma al primer edificio volcánico del Nevado de Toluca.

Asimismo, la actividad volcánica independiente al NT estuvo presente durante este período, ya que un domo dacítico de 900 m de altura desde su base y flujos de lava asociados de apenas 1-2 km de longitud (V3.8; Figura 3.1 a y b - B), se emplazaron sobre un área de ~12 km², 6 km al SE del cráter (Mapa 1), formando una estructura cónica visiblemente distinta al Nevado y que es sucedida por la erupción de un domo andesítico hace 1.3 Ma (V4.9; Figura 3.1 b - C), ubicado 3.5 km al SO del cráter (Mapa 1) y afectado por fallamiento E-O relacionado al

Sistema de Fallas de Tenango (García-Palomo *et al.*, 2000), ya que fue disectado en esa orientación.

Posteriormente, hace 1.3-1.1 Ma (Belloti *et al.*, 2006), las mesetas de lava localizadas al sur y sureste del cráter, que resultaron de la acumulación de lavas de los episodios anteriores, incrementaron su volumen y altitud, ya que sobre ellas hizo erupción una secuencia de domos y flujos de lava de composición dacítica (V4.10, V4.11, V5.12; Figura 3.1 a y b - C; Mapa 1) que representa la etapa de actividad efusiva más abundante en toda la historia del Nevado, cubriendo un área de ~56 km² y modificando la topografía del lugar, luego de rellenar valles profundos y acrecentar laderas. Algunos de los domos se encuentran alineados NE-SO (Mapa 1) y en apariencia, fueron afectados por fallamiento normal, produciendo escarpes que se extienden ~8 km en dirección N-S, probablemente ligados al Sistema de Fallas Taxco-Querétaro y al Sistema de Fallas San Antonio (García-Palomo *et al.*, 2000).

La erupción de productos volcánicos desde el cráter viejo del Nevado de Toluca tuvo entonces un breve momento de quietud, hace ~1 Ma, probablemente como resultado de la constante acumulación de rocas durante los episodios efusivos anteriores, que permitió la construcción de un cono elevado y varios domos sobre dicha abertura para formar un volcán compuesto, pero obstruyó el ascenso de magma hacia la superficie. No obstante, el volcanismo en el área continuó con la formación de domos y flujos de lava asociados en los flancos este, oeste y suroeste del Nevado.

El “Cerro Tepehuisco”, localizado 6 km al este del cráter actual (V6.13; Figura 3.1 a y b - D; Mapa 1), fue el primero de esos domos en formarse; seguido por la erupción del domo andesítico de “La Loba” (V6.14; Figura 3.1 a y b - D) y los domos dacíticos “Cerro las Palomas” y “Volcán Gordo” (V6.15; Figura 3.1 a y b - D; Tabla 6), que se emplazaron 6-9 km al oeste del NT (Mapa 1) y que alineados NE-SO y disectados E-O, con estructuras de colapso hacia occidente, aparentemente fueron afectados por los sistemas de fallas de San Antonio y Tenango (García-Palomo *et al.*, 2000); mientras que el domo “Cerro Calotepec”, ubicado al suroeste del cráter actual, hizo erupción hace 0.97 Ma (V6.16; Figura

3.1 a; Mapa 1) y constituye el domo (individual, sin otros domos ni flujos adyacentes) de mayor volumen en la historia del área del Nevado, con 2.56 km³.

El Nevado de Toluca nuevamente registró una erupción desde su cráter hace 0.96 Ma (Figura 3.1 a), pero ahora de tipo explosivo e intermitente, con el emplazamiento de un flujo piroclástico rico en pómez (FPC) descrito en el afloramiento NT0910B (Figura 2.1; Mapa 1). Con base en los espesores identificados, es probable que este depósito haya sido generado por una erupción de grandes dimensiones, pero desafortunadamente no se cuenta con datos suficientes para estimar su volumen, ya que se encuentra erosionado o cubierto por lavas y otros depósitos más recientes.

El último episodio de volcanismo efusivo inicial y viejo en el área del NT se presentó entre 0.36 y ~0.10 Ma, generando domos y flujos de lava dacíticos (V7.17, V7.18, V7.19 y V7.22; Figura 3.1 a y b - E) que formaron parte del cráter antiguo o que se distribuyeron ≤ 1.5 km al norte, sur y sureste del mismo (Mapa 1), y conos monogenéticos emplazados a distancias de ~7-26 km alrededor del Nevado (V7.20, V7.21 y V7.23; Figura 3.1 a y b - E), como “Cerro Cuescontepec”, “Cerro Tlacotepec”, “Cerro la Mesa”, “La Laguna”, entre otros (Mapa 1), que registraron erupciones estrombolianas y depositaron cenizas, escorias y derrames de lava de composición predominantemente andesítica y andesítico-basáltica.

Probablemente la aparición de volcanismo monogenético al final del Nevado viejo haya sido el resultado del volcanismo continuo en el área, tanto efusivo como explosivo, desde 2.6 Ma, que aprovechó y liberó espacios en la corteza derivados de la reactivación de sistemas de fallas y fracturas en dirección NE-SO y E-O (fallas de San Antonio y Tenango; García-Palomo *et al.*, 2000), facilitando la descompresión, el ascenso directo y relativamente rápido del magma desde el manto sin que se estancara en su trayecto, y provocando el alineamiento de estos conos. Además, como ya ha sido señalado, es posible que los dos sistemas de fallas en cuestión también hayan jugado un papel importante en el emplazamiento de los productos de los grupos Domos y Nevado viejo.

Concluido el último episodio de volcanismo efusivo viejo en el NT, comenzó un nuevo ciclo cuya característica principal fue la intensificación de la actividad

volcánica explosiva, sin embargo, dicha actividad ya ocurría desde ~0.96 Ma (FPC en NT0910B; Figuras 2.1 y 3.1 a) y por tanto, en lugar de separar la historia del área del Nevado en dos etapas independientes (una efusiva y otra explosiva), aquí se propone que el cambio sucedió de manera gradual, en un período de ~0.9 Ma (desde 0.96 Ma hasta 50 ka).

La actividad volcánica reciente del Nevado inició hace más de 50 ka, con colapsos de flancos del edificio volcánico que generaron avalanchas de escombros y con flujos de escombros (Figura 1.3) que resultaron de una erosión importante (Macías *et al.*, 1997; Capra y Macías, 2000; García-Palomo *et al.*, 2002), tanto del NT como de otros cuerpos volcánicos en los alrededores, que se emplazaron principalmente en las barrancas al sur del volcán, alcanzando distancias de más de 70 km del cráter, aprovechando y rellenando las depresiones estructurales de los grabens formados por el fallamiento en dirección NE-SO (García-Palomo *et al.*, 2000).

Por su parte, la culminación de la actividad efusiva en esta etapa joven estuvo marcada por el emplazamiento de domos dacíticos en el cráter del Nevado, alrededor de ~46 ka (J1.24–J1.31; Figura 3.1 a y b - F; Mapa 1), edificando un volcán compuesto y de morfología probablemente similar al actual volcán Iztaccíhuatl, conformado por varios domos; pero en el cual, a diferencia del Iztaccíhuatl, los domos sufrieron una sobrepresión que desencadenó explosiones y generó flujos de bloques y cenizas (FBC) que se emplazaron en los alrededores del volcán, algunos de los cuales pueden ser correlacionados con los depósitos piroclásticos de FBC de 37, 26, 28 y 13 ka (Macías *et al.*, 1997; García-Palomo *et al.*, 2002; D'Antonio *et al.*, 2008; Tabla 6).

De nueva cuenta, hace 34 ka, se presentó la emisión de un flujo de lava dacítico distribuido hacia el este del cráter, de ~4 km de longitud (J2.32; Figura 3.1 a y b - F; Mapa 1); no obstante, durante esta etapa, el volcán exhibió erupciones principalmente de tipo pliniano, intercaladas con los eventos de destrucción de domos. Se tiene el registro de la ocurrencia de al menos cuatro erupciones plinianas o subplinianas, hace 36, 21.7, 12.1 y 10.5 ka (Macías *et al.*, 1997; García-Palomo *et al.*, 2002; Arce *et al.*, 2003; 2005; Capra *et al.*, 2006; Tabla 6); la

última generó un depósito denominado Pómez Toluca Superior (8 km³ de magma), y se le asocia la forma actual del cráter (Figura 3.1 b - G; Arce *et al.*, 2006).

El último evento de actividad efusiva en el Nevado tuvo lugar hace 9.1 ka (Arce *et al.*, 2003), con el emplazamiento del domo dacítico central “el ombligo” (J4.33; Figuras 1.3 y 3.1 a y b - G), localizado justo al centro del cráter (Mapa 1); aunque posterior al emplazamiento de este domo ocurrió una última erupción explosiva, hace aproximadamente 3.3 ka (Macías *et al.*, 1997; Figura 1.3; Tabla 6), que generó un flujo piroclástico de ceniza y pómez distribuido hacia el NO del volcán.

3.2 Génesis de magmas en el área del Nevado de Toluca.

Lo productos derivados de la actividad efusiva en el área del Nevado de Toluca, así como el flujo piroclástico clasificado dentro del grupo Nevado viejo, el flujo de pómez y los flujos de bloques y ceniza pertenecientes a la etapa joven del NT, consisten en andesitas basálticas, andesitas y dacitas (53.99 a 67.12 wt.% en SiO₂) de arco continental que, en general, presentan elevados valores de Mg# (≥ 45 ; $Mg\# = 100 \cdot Mg / (Mg + 0.85 \cdot Fe_{tot})$), un marcado empobrecimiento en HFSE (Nb, Ta, Zr y Ti) y composiciones isotópicas de Sr, Nd y Pb poco radiogénicas, que caen dentro del arreglo del manto (MORB-EPR); además, algunas exhiben un enriquecimiento en Sr y muchas muestran un empobrecimiento en HREE e Y respecto a las LREE y MREE, reflejado en la diversidad de las relaciones La/Yb (7.48 a 33.95), Gd/Yb (1.93 a 4.18), Dy/Yb (1.72 a 2.34) y Sr/Y (19.17 a 87.06), que podría interpretarse como el resultado de un proceso de asimilación cortical (DePaolo, 1981), dada la presencia de xenolitos metamórficos, y de acumulación de plagioclasa; de no ser por la poca variación en los isótopos de Sr y Pb y por el exiguo contenido de cristales de plagioclasa que hay en las rocas con mayor cantidad de Sr.

Martínez-Serrano *et al.* (2004) reconocieron algunas de estas características en productos de la etapa joven del NT, menores a 50 ka, como son: concentraciones altas de Sr (>460 ppm), bajas de Y (<21 ppm) y HREE, e isótopos de Pb poco radiogénicos y dispuestos en el arreglo del manto; reportadas por primera vez en

rocas volcánicas del Cuaternario de la parte central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano como una posible firma de magmas adakíticos.

De acuerdo con estas evidencias químicas, las rocas del área del Nevado han sido clasificadas en dos series: magmas basáltico-andesíticos, andesíticos y dacíticos, con características mantélicas y enriquecidos en algunos elementos traza; y andesitas y dacitas diferenciadas y con alto Mg# (Figura 2.17).

Algunas de las rocas con características mantélicas contienen rasgos propios de magmas adakíticos (Kay, 1978; Defant y Drummond, 1990; Yogodzinski *et al.*, 1995; Martin, 1999; Kelemen *et al.*, 2003; Castillo, 2006; Gómez-Tuena *et al.*, 2007; 2008; Figura 2.25), como valores extremadamente altos de Sr y elevados de LREE en relación al contenido de HREE e Y, con relaciones de La/Yb de 19.11 a 33.95, Gd/Yb de 2.94 a 4.18, Dy/Yb de 2.03 a 2.34 y Sr/Y de 59.83 a 87.06, así como altos contenidos de álcalis que las sitúa en el límite entre las series sub-alcalina y alcalina (Irvine y Baragar, 1971), y en la serie calci-alcalina de alto K (Peccerillo y Taylor, 1976; Le Maitre, 2002); no obstante, su composición máfica, en la mayoría de los casos, dista de relacionarse únicamente con dicho origen.

Existen diversos trabajos enfocados a explicar la génesis de este tipo de magmas, pero la mayoría coincide en experimentar con procesos de cristalización fraccionada de un magma máfico primario, a baja y/o alta presión; mezcla de magmas basálticos primitivos y magmas evolucionados; fusión de la corteza inferior; fusión de una cuña del manto anhidra o de una cuña extremadamente hidratada; y fusión de la placa en subducción, en facies eclogítica, e interacción con el manto (Kay, 1978; Kay y Kay, 1985; Defant y Drummond, 1990; Yogodzinski *et al.*, 1995; Kelemen, 1995; Kawamoto, 1996; Martin, 1999; Müntener *et al.*, 2001; Xu *et al.*, 2002; Kelemen *et al.*, 2003; Castillo, 2006; MacPherson *et al.*, 2006; Gómez-Tuena *et al.*, 2007; 2008; Mori, 2007; Mashima, 2009; Wood y Turner, 2009).

3.2.1 Cristalización fraccionada (FC) a baja y alta presión.

Los magmas mantélicos enriquecidos del área del NT muestran características que podrían ser explicadas a partir de un proceso de FC a baja presión, como las

variaciones respecto al wt.% en SiO₂ de los elementos mayores (Figura 2.16) y las fases cristalinas observadas en el análisis petrográfico (ortopiroxeno, clinopiroxeno, olivino, plagioclasa, anfíbol y óxidos; Tabla 3); no obstante, este proceso es incapaz de generar el enriquecimiento en Sr y el empobrecimiento en HREE e Y que los define, puesto que, por una parte, el Sr se fracciona de manera abundante en la plagioclasa, por otra, las HREE e Y son bastante incompatibles en las fases cristalizadas a poca profundidad, y por último, la cristalización y fraccionamiento de olivino y piroxenos ocasionaría que la fracción líquida residual evolucionara hacia un menor Mg# conforme el incremento en SiO₂ (Kay, 1978; Defant y Drummond, 1990; Kelemen, 1995; Kawamoto, 1996; Martin, 1999; Kelemen *et al.*, 2003; MacPherson *et al.*, 2006), situación que, a diferencia de los magmas mantélicos, sí ocurre con los magmas más diferenciados del Nevado.

Por otra parte, la FC a alta presión de un magma máfico (de 1 a 1.5 GPa en la corteza inferior; Kelemen, 1995; Kawamoto, 1996; Müntener *et al.*, 2001; MacPherson *et al.*, 2006; Mashima, 2009; Wood y Turner, 2009), con minerales capaces de fraccionar los HFSE, las HREE y el Y (como anfíbol y granate) y con los cuales el Sr sea altamente incompatible como para enriquecer la fracción líquida residual, cristalizaría primero piroxenos, luego requeriría un abundante fraccionamiento de anfíbol y granate para funcionar, y además, necesitaría interactuar con la cuña del manto para ser hidratado por pequeñas cantidades de agua y quebrantar la estabilidad de la plagioclasa (Müntener *et al.*, 2001; MacPherson *et al.*, 2006; Mori, 2007; Mashima, 2009; Wood y Turner, 2009).

Esto puede observarse en el modelo de FC de anfíbol (Anf) y granate (Gt) elaborado con los magmas mantélicos enriquecidos del área del Nevado (Figura 3.2), de acuerdo al procedimiento de Mori (2007), tomando como magma inicial la roca con características químicas mantélicas más pronunciadas encontrada en la zona (NT1055; 7.2 wt.% de MgO, Mg#~70) y que carece de señales evidentes de granate (sin un fuerte enriquecimiento en Sr ni un marcado empobrecimiento en HREE e Y).

Los resultados indican que para generar la mayoría de los magmas mantélicos enriquecidos del Nevado por FC a alta presión de un magma máfico, sería

necesario fraccionar de 30% a 75% de anfíbol y ~5% de granate, tomando en cuenta que la roca del afloramiento NT0940 se aparta de la población y es producida por el fraccionamiento de aproximadamente 15% anfíbol y 25% granate. Así entonces, dado que se requiere una cantidad excesiva de cristalización fraccionada de estas fases, además de un avanzado grado de FC, se descarta este proceso para explicar el origen de los magmas en cuestión.

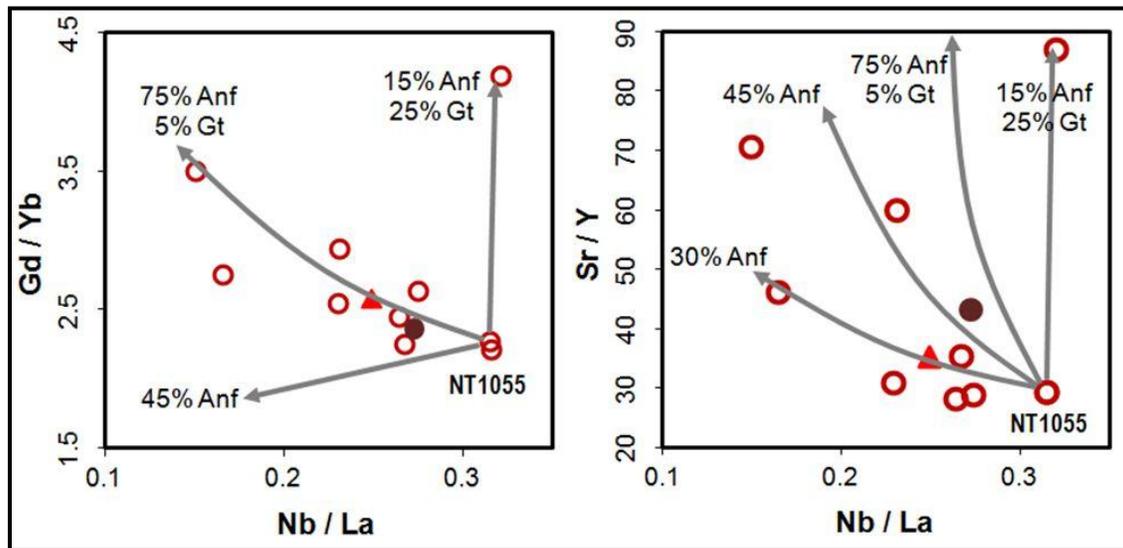


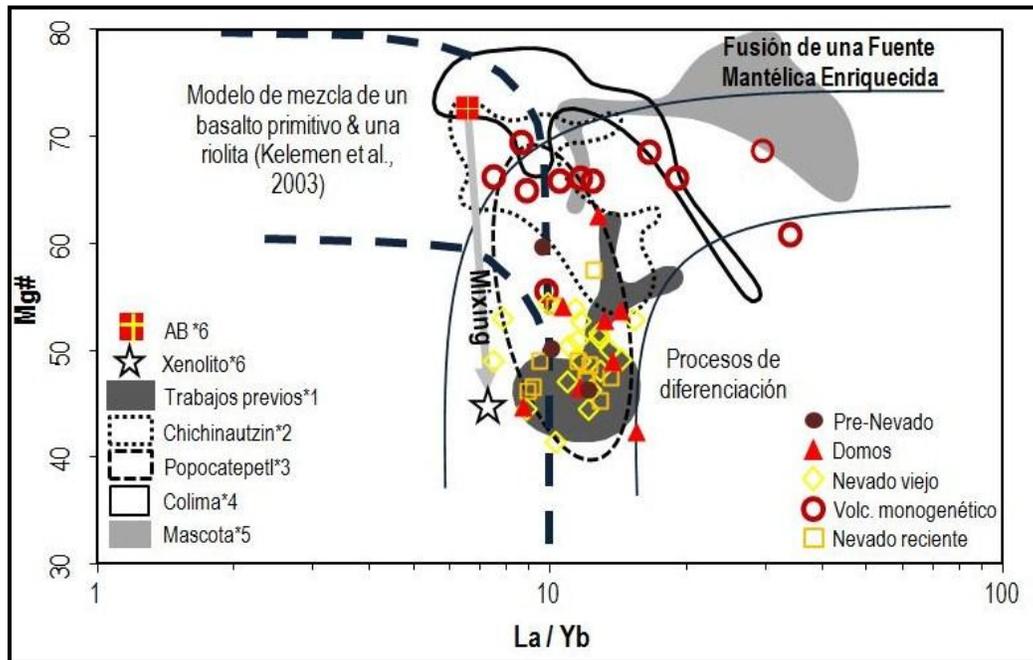
Figura 3.2. Modelo de cristalización fraccionada (FC) de anfíbol (Anf) y granate (Gt) en diferentes proporciones, a partir de un magma máfico inicial con características del manto (NT1055), para explicar el origen de los magmas mantélicos enriquecidos del área del Nevado de Toluca. Se comparan las relaciones de a) Nb/La vs. Gd/Yb y b) Nb/La vs. Sr/Y, y se utiliza la fórmula de FC de Rayleigh (1896), de acuerdo al procedimiento seguido por Mori (2007). Simbología en la figura 3.3. Los detalles numéricos del modelo se encuentran en la tabla 7, sección de anexos.

3.2.2 Mezcla de magmas (mixing).

Para evaluar si un proceso de mezcla (mixing) entre un basalto primitivo de arco continental y un magma más evolucionado enriquecido en LILE y LREE puede explicar el origen de los magmas mantélicos enriquecidos y de las andesitas y dacitas de alto Mg# del Nevado, se utilizó el modelo de mezcla elaborado por Kelemen *et al.* (2003; Figura 3.3), que compara la relación La/Yb vs. Mg#.

La tendencia generada por dicha mezcla parte de un magma inicial que, aunque posee un elevado Mg# por su carácter mantélico, no se encuentra enriquecido en

LREE respecto a HREE y por ende, no es capaz de originar magmas mantélicos enriquecidos, aunado a que éstos mantienen un mismo Mg# a diferentes relaciones de La/Yb, lo cual no puede explicarse ni por mezcla, ni por FC, y que más bien podría asociarse a distintos grados de fusión de una fuente enriquecida (ej. manto enriquecido por fundidos eclogíticos).



Sin embargo, en apariencia, el proceso en cuestión sí es apto para generar composiciones similares a las andesitas y dacitas de alto Mg# y rocas de trabajos previos del Nevado, debido al enriquecimiento en LILE y LREE del miembro más evolucionado, pero que tendrían relaciones bajas de Sr/Y y anomalías negativas de Eu por FC de plagioclasa, así como tendencias horizontales de MREE/HREE, al no contar con fases minerales capaces de fraccionarlas (Kay y Kay, 1985;

Yogodzinski *et al.*, 1995; Yogodzinski y Kelemen, 1998; Kelemen *et al.*, 2003); e incluso si el miembro silíceo enriquecido en la mezcla contuviera granate en su ensamble mineralógico, como por ejemplo, en los xenolitos granulíticos de la corteza inferior encontrados en el centro de México (Schaaf *et al.*, 1994; Elías-Herrera *et al.*, 1998; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2000; Aguirre-Díaz *et al.*, 2002), ello no evitaría el fraccionamiento de Sr y Eu, y en suma, implicaría relaciones isotópicas más radiogénicas que las observadas en las rocas del NT.

En el área del Nevado no se han encontrado xenolitos que reflejen la presencia de granate en el basamento, a la vez que las relaciones isotópicas de los xenolitos metamórficos recolectados y de un cuerpo subvolcánico de composición riolítica que aflora en la cercanía (sitio SCH0805), no concuerdan con el patrón seguido por los isótopos radiogénicos de las rocas estudiadas aquí (Figura 2.26). En adición, resulta físicamente improbable que se produzca una mezcla homogénea entre dos líquidos de tan distinta viscosidad (ej. mixing \neq mingling; Campbell y Turner, 1985), aunque ello no significa que no exista o pueda existir mixing, sino que para derivar mezclas como las andesitas y dacitas de alto Mg# del Nevado, uno de los miembros del proceso tendría que ser un magma mantélico enriquecido, preferentemente de composición andesítica o dacítica, en lugar de un basalto primitivo típico de arco continental (Kay y Kay, 1985); para conservar así las características químicas de los magmas de alto Mg# y para disminuir la disparidad entre las viscosidades de los miembros.

Como referencia, en el modelo se ha incluido la mezcla entre una andesita basáltica primitiva (AB; 9.2 wt.% de MgO y Mg# de 72.6) de la vecina porción oeste del Campo Volcánico de Chichinautzin (CVC; muestra d-25(*), Meriggi *et al.*, 2008) y un xenolito de cuarzo-diorita de la misma zona (Meriggi *et al.*, 2008). La tendencia seguida por tal mezcla semeja tenuemente la pendiente negativa del modelo de Kelemen *et al.* (2003) y de algunas de las referencias, como el volcán Popocatepetl y el mismo CVC (Figura 3.3), pero con relaciones de LREE/HREE más bajas debido a que el xenolito no se encuentra tan enriquecido ($La/Yb = 7.26$).

3.2.3 Fusión de la corteza inferior.

Otro mecanismo probable, para generar magmas con las características químicas de los magmas mantélicos enriquecidos y de las andesitas y dacitas de alto Mg# del Nevado, es la fusión parcial de la corteza inferior; sin embargo, para que este proceso funcione, requiere que dicha corteza contenga granate.

Con ello, quedan excluidas casi todas las unidades que integran el basamento conocido del área del Nevado (Figura 1.2), ya que únicamente se ha reportado granate en formaciones del Terreno Guerrero localizadas en la costa del Pacífico mexicano (Centeno-García *et al.*, 2003), muy lejos del área de estudio y sin formar parte de la corteza continental local (García-Palomo *et al.*, 2002).

Así mismo, como ya fue señalado líneas arriba, se han encontrado xenolitos corticales, en facies de granulita, en rocas volcánicas del Terciario del centro de México (Schaaf *et al.*, 1994; Elías-Herrera *et al.*, 1998; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2000; Aguirre-Díaz *et al.*, 2002) que, no obstante, contienen bastante plagioclasa y por tal motivo, su fusión fraccionaría al Sr y al Eu en caso de que el feldespatos permaneciera estable en la fracción residual, produciendo relaciones bajas de Sr/Y y anomalías negativas de Eu en el fundido que, aunadas a relaciones isotópicas altamente radiogénicas, son características químicas opuestas a las que exhiben los magmas del Nevado.

Por último, a pesar de que los xenolitos de la porción oeste del Campo Volcánico de Chichinautzin (CVC) muestran relaciones isotópicas menos radiogénicas y distribuidas en el arreglo del manto (Meriggi *et al.*, 2008), muy similares a las de las rocas del NT; tales fragmentos de la corteza no presentan granate y contienen plagioclasa u otros feldespatos (Meriggi *et al.*, 2008), por lo cual, quedan igualmente descartados.

3.2.4 Fusión del manto anhidro y del manto hidratado.

Mientras que el resultado de fundir una lherzolita anhidra a ≥ 1 GPa podría ser una andesita de nefelina normativa, distinta a las andesitas de alto Mg# en general (Kelemen *et al.*, 2003) y particularmente, a los magmas mantélicos enriquecidos del área del Nevado de Toluca, normativos en cuarzo o en olivino; diversos

autores (Gaetani y Grove, 1998; Class *et al.*, 2000; Grove *et al.*, 2002; Kelemen *et al.*, 2003; Mashima, 2009; Wood y Turner, 2009) coinciden en afirmar que la adición de H₂O, por sí sola, tampoco es capaz de reproducir las características químicas íntegras de este tipo de magmas, ya que, a presiones mayores a 1.5 GPa, el producto de la fusión de una lherzolita hidratada llevaría el mismo carácter alcalino de la anhidra (Gaetani y Grove, 1998; Class *et al.*, 2000; Grove *et al.*, 2002; Kelemen *et al.*, 2003; Mashima, 2009; Wood y Turner, 2009).

Así entonces, aunque la química de elementos mayores puede estar en equilibrio con las peridotitas del manto, como ocurre en las rocas del NT, la composición de elementos traza que identifica a los magmas mantélicos enriquecidos, evidenciada en los altos valores de las relaciones Sr/Y, La/Yb y Dy/Yb, no es susceptible de generarse únicamente por este proceso; por lo tanto, podría ser explicada a través de un enriquecimiento derivado de los elementos incompatibles en el material subducido, previo a la fusión del manto (Plank y Langmuir, 1993; Elliott *et al.*, 1997; Ayers, 1998; Johnson y Plank, 1999; Class *et al.*, 2000; Grove *et al.*, 2002), que serían transportados desde la placa oceánica hacia la cuña del manto mediante un fluido acuoso, en caso de que la temperatura en la zona de subducción sea baja, o a través de un fundido silicatado, si la temperatura es suficientemente alta (Kay y Kay, 1985; Yogodzinski *et al.*, 1995; Elliott *et al.*, 1997; Ayers, 1998; Yogodzinski y Kelemen, 1998; Johnson y Plank, 1999; Class *et al.*, 2000; Grove *et al.*, 2002; Kelemen *et al.*, 2003).

Según experimentos realizados para determinar la composición de un fluido acuoso a partir del contenido en H₂O del vidrio de las rocas, asumiendo que dicho fluido metasomatizó y provocó la fusión parcial del manto respectivo (Johnson y Plank, 1999; Class *et al.*, 2000; Grove *et al.*, 2002), se requieren fluidos con escaso fraccionamiento en LREE y Th respecto a LILE para generar magmas enriquecidos y con características mantélicas como los del Nevado.

Estos fluidos enriquecidos no pueden producirse en un medio acuoso dada la solubilidad mucho menor de las tierras raras y el Th (Plank y Langmuir, 1993; Elliott *et al.*, 1997; Ayers, 1998; Johnson y Plank, 1999; Figura 3.4 a), y en consecuencia, un fluido acuoso proveniente, por ejemplo, de los sedimentos de la

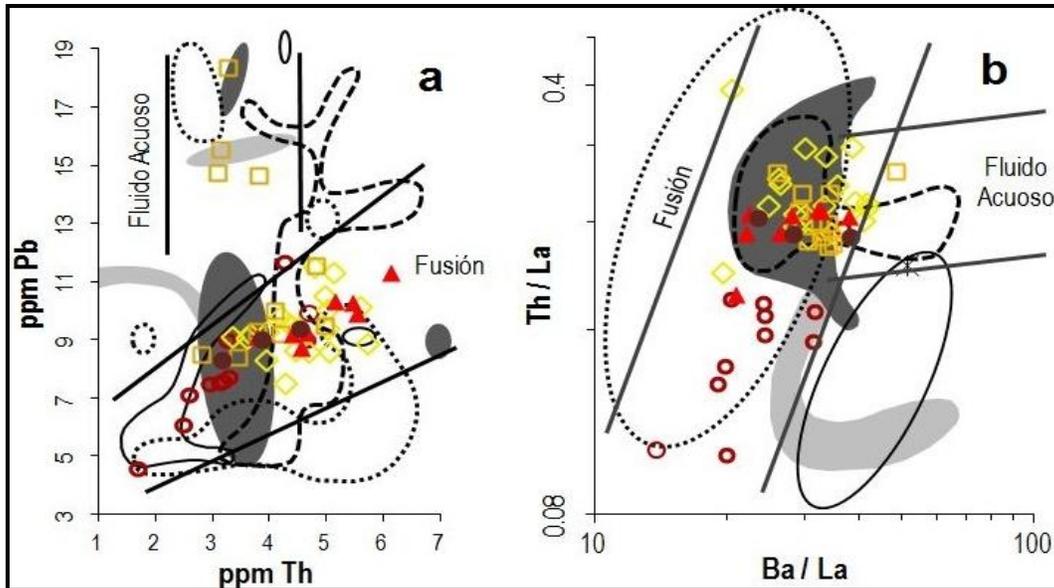


Figura 3.4. Comportamiento en un medio acuoso y en un fundido silicatado de los elementos traza (LILE, LREE y Th; Plank y Langmuir, 1993; Elliott *et al.*, 1997; Ayers, 1998; Johnson y Plank, 1999) contenidos en los magmas mantélicos enriquecidos y en las andesitas y dacitas de alto Mg# del NT: a) el Pb es un elemento soluble y por ende, puede ser transportado en un fluido acuoso a diferencia del Th, que es relativamente insoluble; mientras que ambos son inmóviles durante la fusión, de manera que covarían de forma positiva; b) en comparación con la relación Ba/La, la cual es modificada por un fluido acuoso debido a la alta solubilidad del Ba, la relación Th/La permanece casi invariable, ya que ambos elementos tienen una solubilidad muy baja; entretanto, Th/La cambia significativamente conforme avanza el proceso de fusión, puesto que ambos son elementos incompatibles y el Th es particularmente movilizado por dicho mecanismo, a la vez que la relación Ba/La también evoluciona durante la fusión y en consecuencia, ambas relaciones forman una tendencia positiva. La simbología y las referencias son las mismas de la figura 3.3.

placa de Cocos (sitio DSPD 487), al metasomatizar y contribuir a la fusión del manto, podría suscitar relaciones elevadas de Sr/Y y La/Yb similares a las presentes en muchos magmas enriquecidos y de alto Mg#, sin embargo, también propiciaría relaciones altas en LILE/LREE, LILE/Th, y relaciones relativamente invariables en Th/LREE y Dy/Yb (Figura 3.4 b); incluso si ocurriera fusión parcial más extensa provocada por la hidratación extrema del manto con este fluido (Blatter y Carmichael, 2001; Mukasa *et al.*, 2007; Meriggi *et al.*, 2008), ello únicamente reduciría el contenido en HREE, pero no sería capaz de fraccionarlo y enriquecer el fundido en LREE y MREE por la ausencia de granate y anfíbol en mayores proporciones (Kay y Kay, 1985; Yogodzinski *et al.*, 1995; Yogodzinski y

Kelemen, 1998; Johnson y Plank, 1999; Class *et al.*, 2000; Grove *et al.*, 2002; Kelemen *et al.*, 2003).

En suma, se descarta la participación de un fluido acuoso, causado por la deshidratación de la Placa de Cocos, como agente substancial en la génesis de magmas mantélicos enriquecidos y andesitas y dacitas de alto Mg# en el área del Nevado de Toluca.

3.2.5 Fusión del manto metasomatizado por fundidos silicatados.

A diferencia del ambiente acuoso, tanto LILE como LREE y Th se comportan de forma incompatible durante la fusión (Kay y Kay, 1985; Plank y Langmuir, 1993; Elliott *et al.*, 1997; Ayers, 1998; Yogodzinski y Kelemen, 1998; Johnson y Plank, 1999; Class *et al.*, 2000; Grove *et al.*, 2002; Kelemen *et al.*, 2003; Figura 3.4 a, b), ya sea de los sedimentos en subducción (DSPD 487) o de la placa subducida (ej. Cocos), generando el bajo fraccionamiento entre estos elementos, necesario para formar los magmas del Nevado.

De este modo, el Th ha sido utilizado en el presente trabajo como indicador de un proceso de fusión, ya que si covaría positivamente con modificaciones en LILE como el Pb o el Ba, es muy probable que tal reciprocidad apunte hacia un enriquecimiento en estos elementos a través de un fundido silicatado proveniente del material subducido.

Los contenidos de Th y Pb total de los magmas mantélicos enriquecidos y de la mayoría de las andesitas y dacitas de alto Mg# del Nevado se encuentran relacionados de forma positiva (Figura 3.4 a), razón por la cual, aparentemente, estos magmas han sido enriquecidos por una componente ligada a un proceso de fusión. De manera similar, la comparación entre las relaciones Ba/La y Th/La sigue una pendiente ascendente con una variación mayor en la segunda relación (Figura 3.4 b), así que, muy probablemente, gran parte del Ba fue transportado a la par del Th en un fundido silicatado.

Asimismo, es notoria la presencia de un fluido acuoso ocasionando un enriquecimiento en Pb, y en menor medida en Ba, en rocas del Nevado reciente (Figura 3.4 a, b), sobre todo afectando a rocas estudiadas en trabajos previos

(Cantagrel *et al.*, 1981; Macías *et al.*, 1997; Martínez-Serrano *et al.*, 2004; Arce *et al.*, 2003; 2005; 2006; Capra *et al.*, 2006; D'Antonio *et al.*, 2008).

Por tal motivo, para encontrar el origen del fundido capaz de producir las relaciones de elementos traza de los magmas del área del NT y diferenciarlo de fluidos acuosos que pudieran tener una participación secundaria, se analizó el comportamiento de trazas de Pb total, Ce, las relaciones Ce/Pb, Th/La, Sr/Y, La/Yb y la composición química isotópica de Pb y Sr de las rocas estudiadas en este trabajo, en comparación con la química de los sedimentos de la Placa de Cocos (DSPD 487; Plank y Langmuir, 1998; Verma, 2000).

De acuerdo con Miller *et al.* (1994) y Brenan *et al.* (1995), el Pb es relativamente soluble, el Ce es insoluble y por tanto inmóvil en condiciones acuosas, y los dos son incompatibles durante la fusión; de modo que un cambio en la relación Ce/Pb, acompañado de variaciones en el contenido de cada elemento, principalmente Ce, reflejaría el transporte y enriquecimiento de dichos elementos traza a través de un fundido silicatado; mientras que una modificación en la relación Ce/Pb, asociada a un aumento o disminución en Pb y un contenido en LREE relativamente constante, supone la participación de un fluido acuoso (Figura 3.5).

Los magmas mantélicos enriquecidos del área del NT poseen relaciones altas de Ce/Pb (de 5 a 10) que al relacionarse con el Pb total (Figura 3.5 a) y sobre todo, con el Ce (Figura 3.5 b), definen tendencias de pendiente positiva. El resto de las rocas, correspondiente a las andesitas y dacitas de alto Mg#, exhibe al menos tres tipos de patrones: uno negativo, al comparar Ce/Pb vs. Pb (Figura 3.5 a), uno positivo, entre la relación Ce/Pb y el Ce (Figura 3.5 b), y uno relativamente plano, entre Ce/Pb y Ce (Figura 3.5 b).

De estas observaciones se deduce la participación de fundidos silicatados que enriquecieron en Ce y Pb a los magmas del área del Nevado, provenientes de una fuente cuya composición química es distinta a la de los sedimentos de la Placa de Cocos (DSPD 487; Plank y Langmuir, 1998; Verma, 2000); así como también, la intervención de fluidos acuosos que, en contraste, sí coinciden con la química de los sedimentos y de hecho, generan el patrón negativo entre Ce/Pb y Pb seguido por las rocas del Nevado reciente, incluyendo a rocas de trabajos previos y de

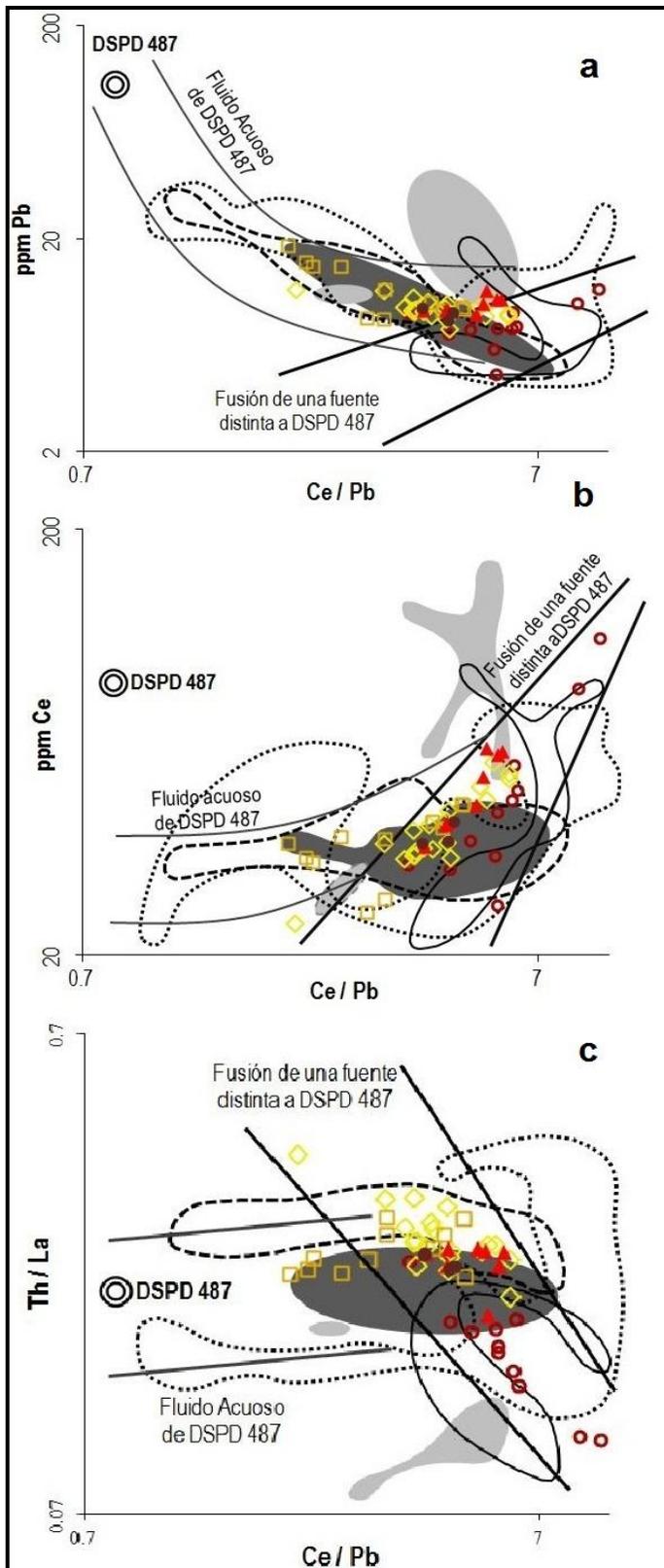


Figura 3.5. Comportamiento del Pb y del Ce contenidos en las rocas del área del Nevado de Toluca, transportados en un fluido acuoso relacionado a los sedimentos de la Placa de Cocos (DSPD 487; Plank y Langmuir, 1998; Verma, 2000) y en un fundido silicatado de origen distinto: a) se forman dos tendencias con la relación Ce/Pb vs. Pb , una negativa, producida por un fluido acuoso relativo a DSPD 487; y una positiva, generada por la fusión parcial de una fuente distinta a los sedimentos de Cocos; b) la relación Ce/Pb vs. Ce despliega una tendencia plana, acorde con la insolubilidad del Ce en fluidos acuosos en comparación con el Pb de a), y una positiva y de pendiente abrupta que evidencia un proceso de fusión parcial de origen diferente a DSPD 487; c) Ce/Pb y Th/La covarían de forma negativa cuando existe un proceso de fusión; mientras que el Th/La permanece inalterable ante los cambios en Ce/Pb generados por un fluido acuoso. La simbología y las referencias son las mismas de la figura 3.3.

algunas otras referencias (Figura 3.5 a, b), debido a que aportaron mayor cantidad de Pb al magma sin afectar al Ce.

Mayores evidencias se observan al contrastar las relaciones Ce/Pb y Th/La de las rocas en cuestión, ya que covarían de forma negativa (Figura 3.5 c), en apariencia, debido a una disminución gradual y relativa de Ce respecto a Pb a medida que aumenta la fusión parcial, indicada por el incremento paulatino de Th en relación a La. Asimismo, dicha fusión no concuerda con un origen en DSPD 487, mientras que sí lo hace el fluido acuoso, denotado por cambios en Ce/Pb sin afectar la relación Th/La (Figura 3.5 c).

Conclusiones equiparables pueden obtenerse comparando las relaciones isotópicas de Sr y Pb de las rocas del NT (Figura 3.6), dado que muestran que los

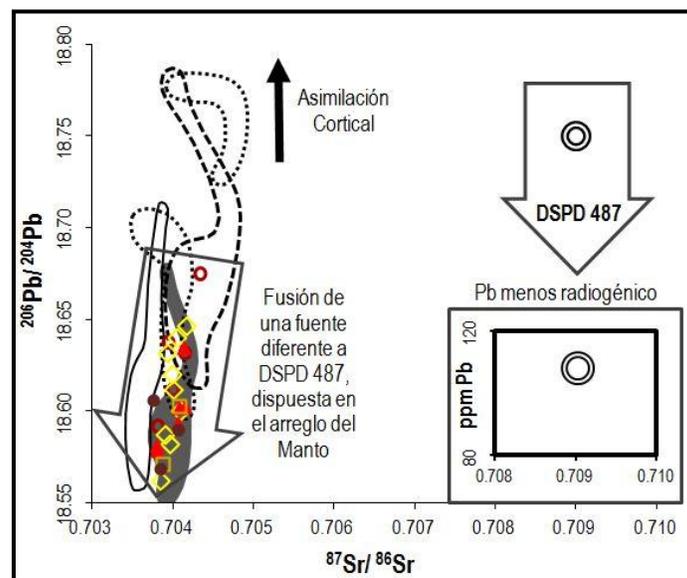


Figura 3.6. La tendencia seguida por los magmas del Nevado al comparar las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, se ajusta a la fusión de una fuente que coincide con el arreglo del manto (MORB-EPR; Zindler y Hart, 1986), distinta a los sedimentos de Cocos (DSPD 487; Plank y Langmuir, 1998; Verma, 2000), incluso tomando en cuenta los sedimentos de DSPD 487 con Pb menos radiogénico (Pb total; ver el gráfico de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Pb insertado a la izquierda de la figura). Por otro lado, la tendencia seguida por las rocas del Popocatepetl, similar a lo ocurrido con las de Chichinautzin (con datos de Schaaf *et al.*, 2005; Meriggi *et al.*, 2008; Agustín-Flores *et al.*, 2010), como referencia, se extiende hacia relaciones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mayores a DSPD 487, lo cual podría explicarse como el resultado de un proceso de asimilación cortical (Schaaf *et al.*, 2005). Simbología y referencias en la figura 3.3. Los trabajos previos del NT sólo incluyen datos de Martínez-Serrano *et al.* (2004).

magmas del área siguen una tendencia producida por la fusión parcial de una fuente acorde con el arreglo del manto y con escasa participación de los sedimentos de Cocos (DSPD 487), cuyas relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ son mucho más elevadas.

Incluso tomando en cuenta a los sedimentos con Pb menos radiogénico (Figura 3.6, inserto), el escenario no cambia, ya que de haber participado en la génesis magmática de manera importante, los sedimentos habrían modificado las relaciones isotópicas de Sr e incrementado el contenido en Pb total de los magmas ($\approx 100\text{-}110$ ppm de los sedimentos vs. $4\text{-}30$ ppm del NT).

Finalmente, luego de examinar el comportamiento de las relaciones isotópicas de Sr y Pb con respecto a las relaciones de Th/La, Sr/Y y La/Yb, fue posible definir el origen de la componente derivada de fusión parcial a la cual se relaciona la génesis de magmas del Nevado.

En la figura 3.7 se observa como la relación Th/La varía siguiendo una pendiente negativa con respecto a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, debido a la fusión de una fuente de composición isotópica dispuesta en el arreglo del manto y a la participación de sedimentos fundidos que elevan las relaciones isotópicas de algunas rocas correspondientes a los magmas mantélicos enriquecidos del NT; y de igual modo, es posible detectar el efecto de una componente acuosa en las andesitas y dacitas de alto Mg# que tiende hacia los valores de la placa de Cocos (DSPD 487) y eleva las relaciones radiogénicas sin influir en la relación Th/La (Figura 3.7).

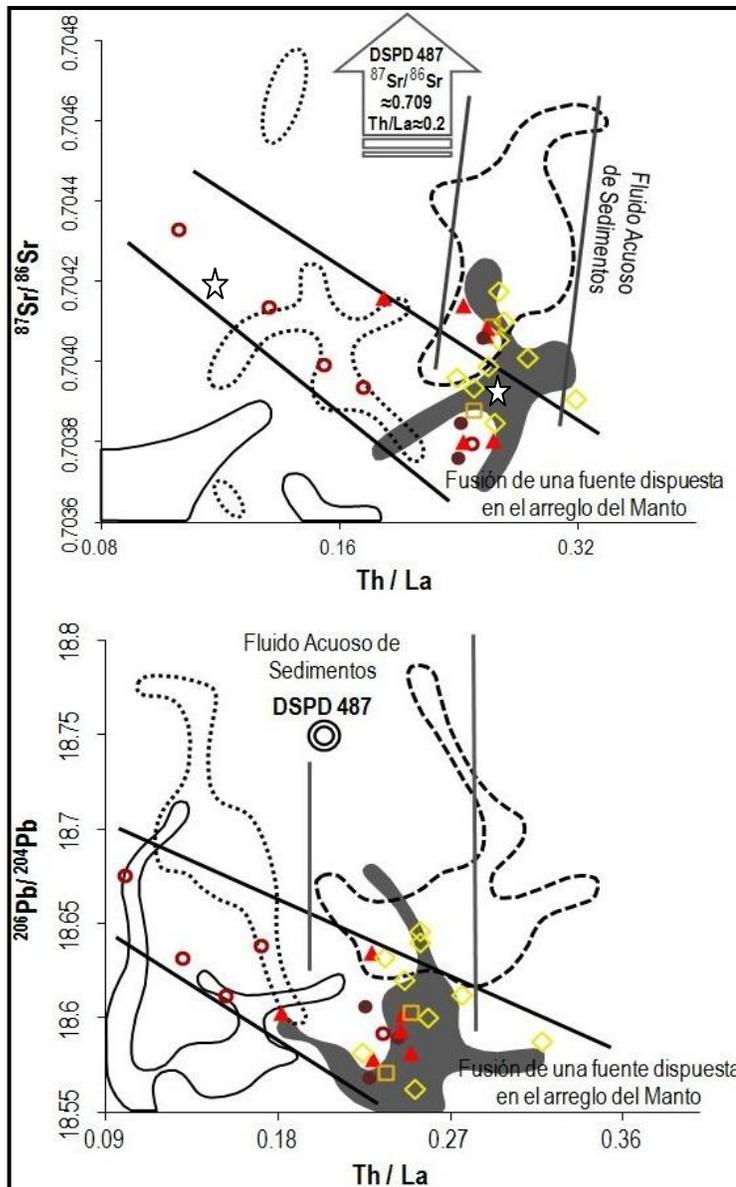


Figura 3.7. Variaciones en las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de los magmas del NT, en función de un proceso de fusión parcial de una fuente dispuesta en el arreglo del manto (MORB; Zindler y Hart, 1986), indicado por cambios en Th/La y con la participación menor de fundidos de sedimentos que elevan ligeramente las relaciones de isótopos; o de la intervención de un fluido acuoso proveniente de los sedimentos de la placa de Cocos (DSPD 487; Plank y Langmuir, 1998; Verma, 2000), denotado por relaciones Th/La relativamente constantes. Ver la figura 3.3 para la simbología y las referencias. Los trabajos previos del NT sólo incluyen datos de Martínez-Serrano *et al.* (2004). ☆ Xenolitos del campo volcánico de Chichinautzin (CVC; Meriggi *et al.*, 2008).

De forma análoga, las relaciones de Sr/Y y La/Yb presentan pendientes positivas en relación a los isótopos de Sr y Pb (Figuras 3.8), inferidas a partir de la distribución de los magmas mantélicos enriquecidos, ya que aunque sólo se realizaron análisis isotópicos para algunas de las rocas que pertenecen a este tipo de magmas, de acuerdo con su contenido en elementos traza, se deduce que se ajustan a lo largo de dicha tendencia.

Según los valores altos de Sr/Y y La/Yb, la composición de elementos traza en general y la composición isotópica de la fuente identificada, algunos de los magmas mantélicos enriquecidos podrían ser entendidos como fundidos adakíticos generados a partir de la fusión de la placa en subducción (Kay, 1978; Defant y Drummond, 1990; Martin, 1999; Kelemen *et al.*, 2003), ricos en SiO₂ y con fases minerales residuales capaces de fraccionar Sr/Y y LREE/HREE (ej. facies eclogítica), como granate y anfíbol; sin embargo, las rocas que tienen la señal de granate más pronunciada (Sr/Y ≥ 50, La/Yb ≥ 9; Fig. 3.8) son también las que tienen una composición máfica y en adición, poseen relaciones isotópicas variables (Fig. 3.8), por lo cual, dicha componente ligada a la fusión de la placa, más que generar directamente los magmas del NT, aparentemente metasomatizó al manto que después experimentó fusión parcial y produjo fundidos con características mantélicas, enriquecidos tanto por la componente eclogítica, como por fundidos y/o fluidos de sedimentos involucrados; de tal manera que el comportamiento observado entre las relaciones Sr/Y, La/Yb y las relaciones isotópicas (Fig. 3.8), obedece a distintos grados de interacción entre el manto y las componentes en cuestión.

De acuerdo con Mori (2007), Mori *et al.* (2007) y Gómez-Tuena *et al.* (2007; 2008), la placa de Cocos es capaz de generar fundidos silicatados que metasomaticen al manto en el centro de México, debido a que subduce en ángulo subhorizontal (Pardo y Suárez, 1995; Pérez-Campos *et al.*, 2008), necesario para elevar por encima de la línea del solidus la temperatura de una placa relativamente fría y vieja como ésta (Gutscher *et al.*, 2000); probablemente alcanza facies de eclogita o de anfíbolita, ya que el metamorfismo avanzado es necesario para explicar la ausencia de sismicidad en la zona de fricción entre la placa subhorizontal y la placa continental (Pérez-Campos *et al.*, 2008); y luego se deshidrata, experimenta fusión parcial con granate y ausencia de plagioclasa en el residuo sólido, y sus fundidos reaccionan con el manto.

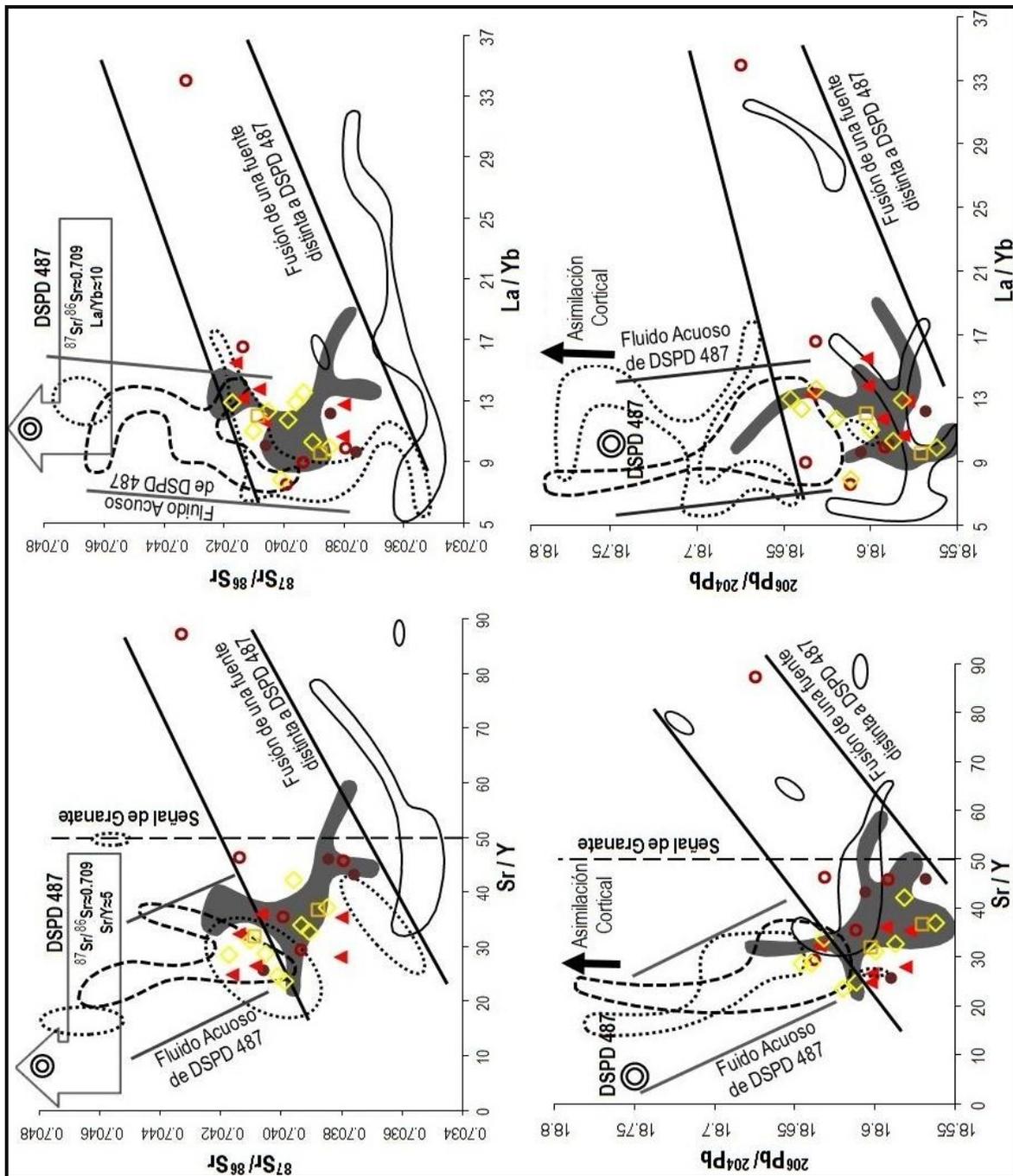


Figura 3.8. Variaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. Sr/Y y La/Yb de los magmas del área del NT. La fusión parcial de una fuente distinta a DSPD 487 (Plank y Langmuir, 1998; Verma, 2000), ubicada en el arreglo del manto y con fases remanentes capaces de fraccionar Y respecto a Sr e Yb en relación a La, produce fundidos con altas relaciones de Sr/Y, La/Yb (señal de granate), e isótopos poco radiogénicos que, sin embargo, son afectados por fundidos de sedimentos mucho más radiogénicos. A mayor interacción con el manto y/o diferenciación, las relaciones de elementos traza disminuyen. Un fluido acuoso asociado a DSPD 487 incrementa las relaciones isotópicas de las rocas más diferenciadas del Nevado, mientras que el Pb radiogénico incrementa en el Popocatepetl y al parecer, también en Chichinautzin, debido a la asimilación de la corteza (Schaaf *et al.*, 2005). Simbología y referencias en la figura 3.3. Los trabajos previos del NT sólo incluyen datos de Martínez-Serrano *et al.* (2004).

3.2.6 Modelo petrogenético.

En la figura 3.9 se comparan las relaciones de Sr/Y y La/Yb con el fin de esclarecer la génesis de los magmas mantélicos enriquecidos del Nevado, asumiendo que la fuente desde la cual son producidos concierne al manto metasomatizado en distintos grados (ej. mixing) por fundidos eclogíticos derivados de la placa de Cocos; por la cual, la composición inicial utilizada corresponde a la roca del afloramiento NT0940 (Figura 2.1), que exhibe la señal de granate más pronunciada.

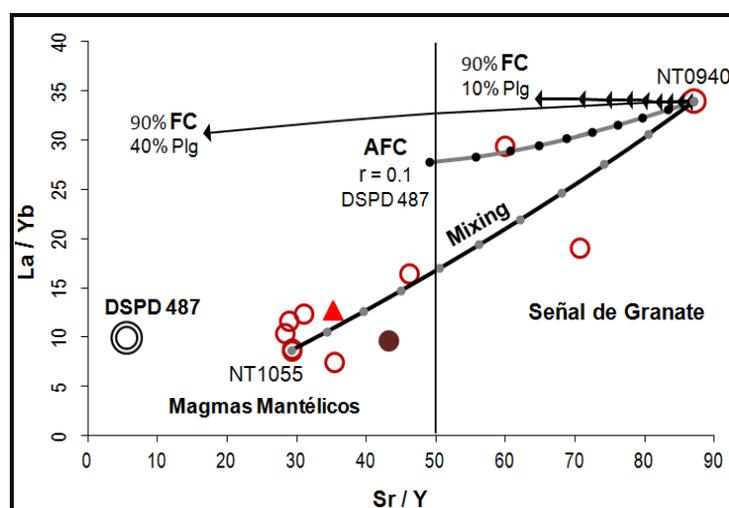


Figura 3.9. Génesis de los magmas mantélicos enriquecidos del Nevado a partir de distintos procesos magmáticos, según las relaciones Sr/Y vs. La/Yb. La composición inicial corresponde a la roca del sitio NT0940, la cual fue cristalizada hasta en un 90% (FC; Rayleigh, 1896) con 10% y 40% de plagioclasa (Plg) en la fracción sólida; asimilada con los sedimentos de Cocos (DSPD 487; Plank y Langmuir, 1998; Verma, 2000) y cristalizada hasta en un 90% (AFC; DePaolo, 1981), utilizando una relación de masa asimilada/masa cristalizada (r) de 0.1; y mezclada (mixing; Powell, 1984) con la roca de características mantélicas más significativas del área y con bajo fraccionamiento entre los elementos en cuestión (NT1055), para simular las condiciones del manto peridotítico. Simbología en la figura 3.3. Detalles numéricos en la tabla 8, sección de anexos.

Es evidente que ninguno de los procesos de cristalización fraccionada (FC con 10% y 40% de plagioclasa en el residuo), ni de asimilación directa de sedimentos de Cocos (DSPD 487, Plank y Langmuir, 1998; Verma, 2000) y cristalización (AFC) a partir de NT0940, es capaz de recrear las características químicas de los magmas mantélicos enriquecidos; los cuales, en cambio, se ajustan a un proceso de mezcla (mixing; Figura 3.9) entre la roca con la firma más clara de granate en

el residuo sólido (NT0940), y la roca con características mantélicas más pronunciadas (NT1055) que simula las condiciones del manto peridotítico ligeramente metasomatizado por DSPD 487, con escaso fraccionamiento en comparación al resto y mucho más parecida a un típico magma máfico de arco.

No obstante, en apariencia, al menos una de las rocas (NT0948) requiere de ~70% de AFC de NT0940 con asimilación de DSPD 487 para ser creada (Figura 3.9); situación que podría estar representando la fusión tanto de la placa en facies eclogítica, como de los sedimentos transportados en la subducción, y que concuerda con la variación isotópica de Sr y Pb de estos magmas.

Mayor interacción con el manto, adición de fluidos acuosos (visibles en la variabilidad de la relación de Sr radiogénico y en la adición de Pb total no relacionado a fusión) que probablemente metasomatizaron al manto junto con los fundidos, y cristalización fraccionada, a la par de la posible asimilación de algún otro magma asentado en la corteza inferior (dado el patrón variable en las relaciones isotópicas de Pb de las rocas del NT, sin un vínculo evidente y directo con los sedimentos de DSPD 487); son procesos que aparentemente coadyuvaron en la diferenciación de las andesitas y dacitas de alto Mg#, formando una tendencia que parte de rocas similares a los magmas mantélicos enriquecidos, pero sin señales de granate, a rocas más evolucionadas, que sólo conservan elevados Mg# como firma de su origen (Figura 3.10).

En la figura 3.10 fueron modelados procesos de asimilación de DSPD 487 y cristalización fraccionada (AFC; DePaolo, 1981) a partir de dos magmas mantélicos enriquecidos correspondientes a las rocas NT0907 y NT0922, para generar la mayoría de las andesitas y dacitas de alto Mg#. Los dos magmas iniciales fueron seleccionados porque presentan evidencias de un mayor equilibrio entre la componente eclogítica y el manto, pero sin haber sufrido asimilación y cristalización significativa y por ende, sin perder las características químicas determinantes de su origen. Ambos procesos de AFC requieren hasta un 36% de cristalización de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino, y una relación de masa asimilada/masa cristalizada (r) de 0.2, para poder reproducir una de las rocas más evolucionadas del área del Nevado estudiadas en este trabajo, concerniente al

grupo Domos (NT0935; Sr/Y=19.1, La/Yb=8.7, Mg# de 44.7); de modo que se espera que la asimilación de sedimentos de DSPD 487, vía fluidos previamente incorporados al manto o a través de fundidos instaurados en la corteza inferior, sea mayor para las andesitas y dacitas de alto Mg# que para los magmas mantélicos enriquecidos.

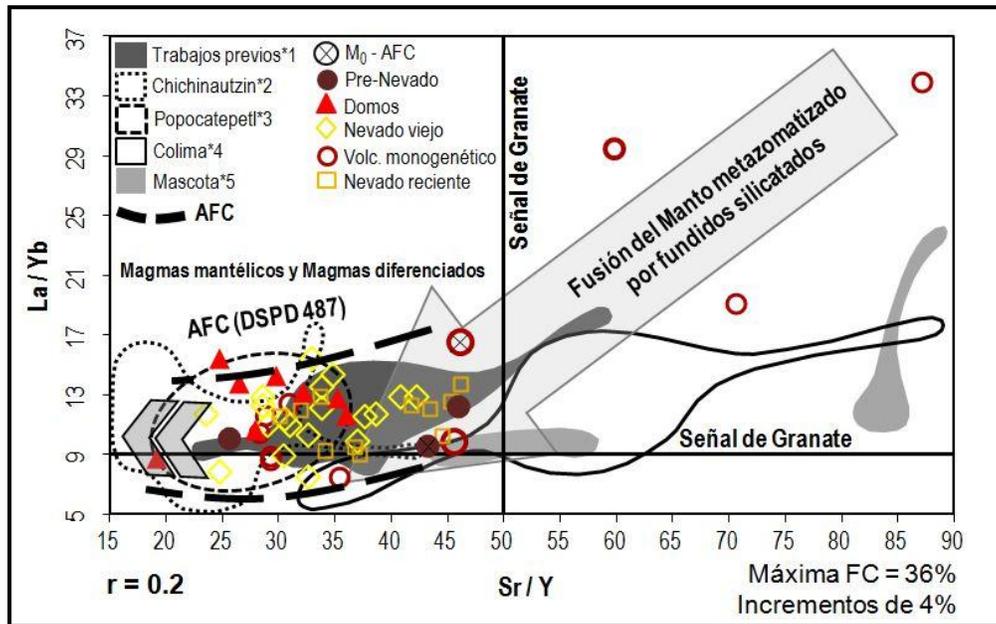


Figura 3.10. Modelo de diferenciación de las andesitas y dacitas de alto Mg# del área del NT, a través de procesos de asimilación de DSPD 487 (Plank y Langmuir, 1998; Verma, 2000) y cristalización fraccionada (AFC; DePaolo, 1981) de dos magmas mantélicos enriquecidos iniciales (M_0 - AFC; NT0922 y NT0907), posterior a la fusión del manto metasomatizado por fundidos eclogíticos (Figura 3.9). Ambos patrones de AFC fueron desarrollados con una cristalización fraccionada (FC) máxima de 36% y una relación de masa asimilada/masa cristalizada (r) de 0.2, en incrementos de 4%. *1: Macías *et al.* (1997), Martínez-Serrano *et al.* (2004), Arce *et al.* (2003; 2005; 2006), Capra *et al.* (2006) y D'Antonio *et al.* (2008); *2: Meriggi *et al.* (2008), Agustín-Flores *et al.* (2010); *3: Schaaf *et al.* (2005); *4: Valdez-Moreno (2006); *5: Carmichael *et al.* (1996). Detalles numéricos en la tabla 9, sección de anexos.

Cabe apuntar que aunque se utilizaron los sedimentos de Cocos (DSPD 487; Plank y Langmuir, 1998; Verma, 2000) como componente asimilada, estos coinciden con la química de elementos traza de algunos xenolitos metamórficos del área (ej. NT-ME), razón por la cual, utilizando las relaciones de la figura 3.10, la asimilación de ambos materiales por separado podría producir patrones idénticos de AFC; sin embargo, debido a las elevadas relaciones isotópicas que

implicaría este proceso, distintas a las de las rocas del Nevado, fue descartada la participación trascendental de la corteza.

En suma, las rocas mantélicas enriquecidas del NT son el resultado de la fusión del manto peridotítico, metasomatizado por una componente derivada de la fusión de la placa de Cocos con granate residual (ej. facies de eclogita), en adición a otras componentes (ej. fluidos y fundidos de sedimentos); generando fundidos que conservaron la mayoría de las señales de la placa, salvo el contenido en SiO_2 y en general, de los elementos mayores. Las rocas más evolucionadas y con alto Mg# fueron originadas por diferenciación (ej. AFC) de una fuente similar a los fundidos mantélicos, ya que conservan algunas señales químicas relacionadas (como el alto Mg#) y presentan disminuciones en su contenido de elementos traza y anomalías de Eu más negativas conforme incrementa el contenido en SiO_2 .

A manera de conclusión, la figura 3.11 A recapitula el proceso de génesis y evolución de magmas hasta aquí descrito, utilizando el Mg# para diferenciar entre ambas series. Asimismo, la figura 3.11 B ilustra el contexto tectónico bajo el cual ocurre dicho proceso.

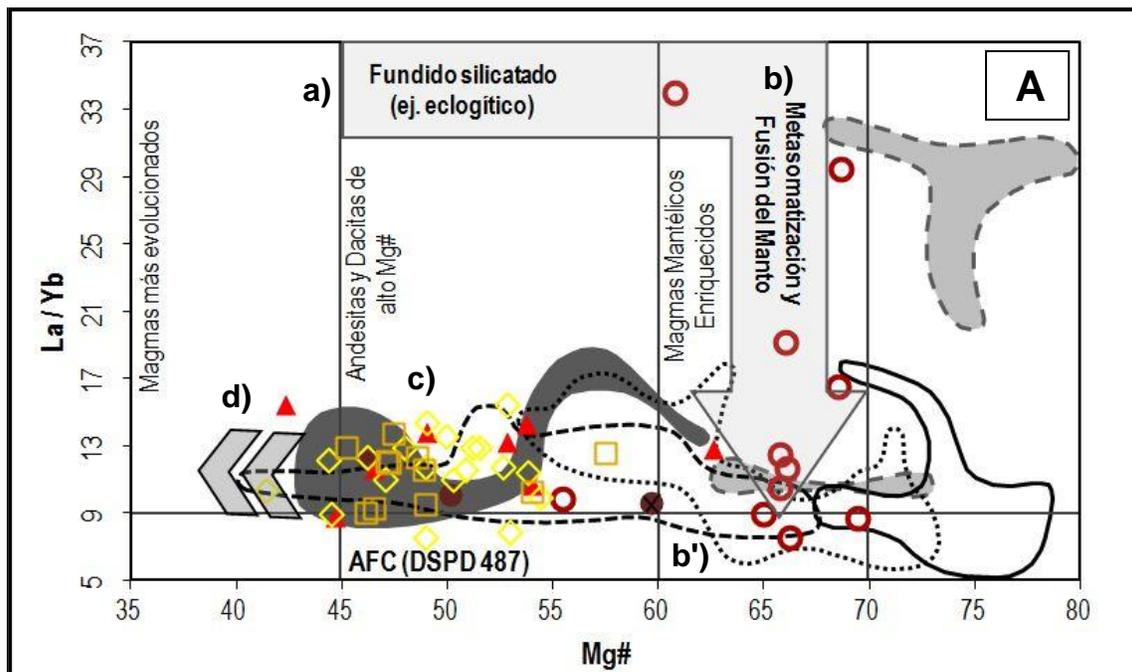
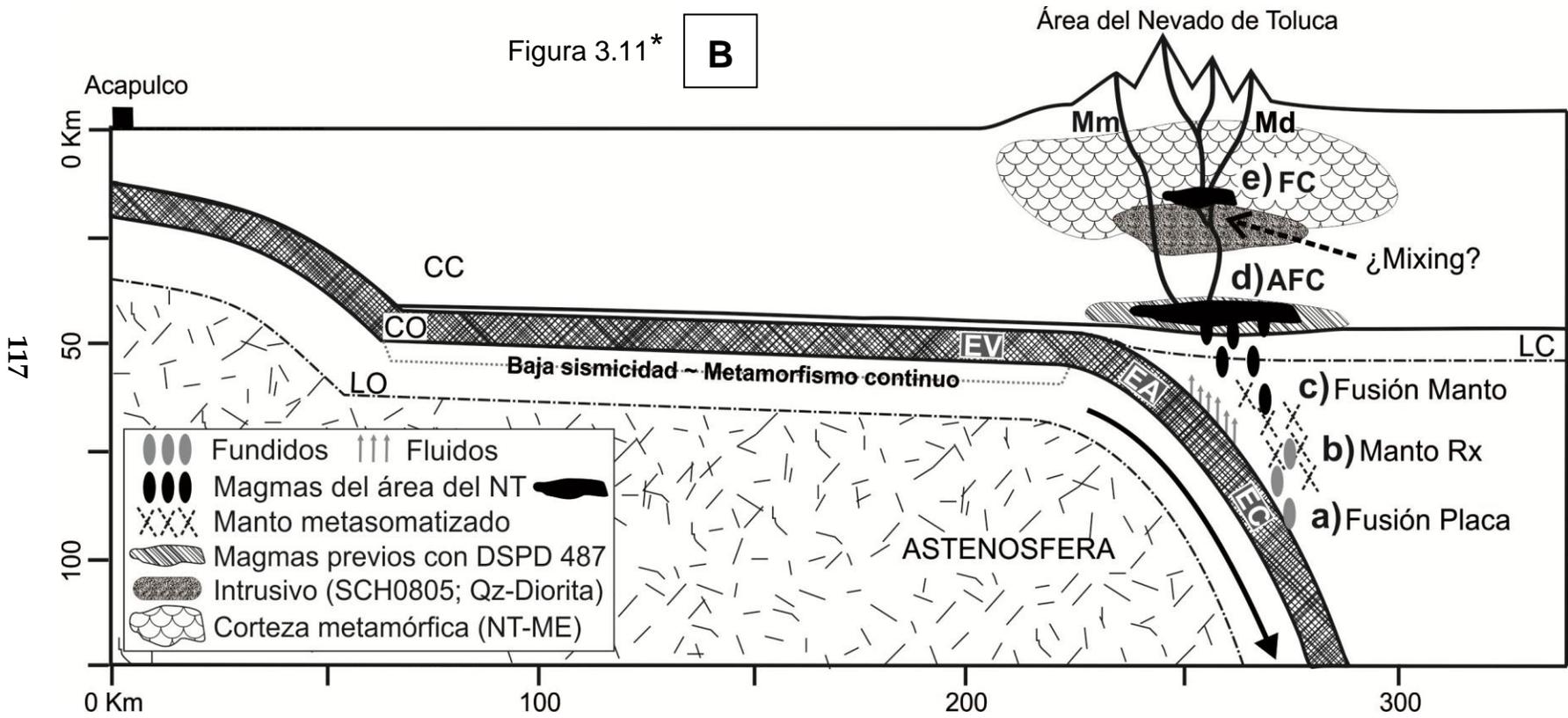


Figura 3.11*



*Figura 3.11. Génesis y evolución de magmas en el área del Nevado de Toluca.

A. La fusión (a) de una fuente capaz de retener las HREE respecto a las LREE (con granate en el residuo) produce fundidos que metasomatizan al manto peridotítico y lo enriquecen (b; ej. mixing), favoreciendo la generación de magmas con características mantélicas (ej. Mg# ≥ 60), ricos en algunos elementos traza, una vez que el manto experimenta fusión parcial (b - b'). A mayor fusión, cristalización fraccionada y asimilación de fluidos u otras componentes con señales de sedimentos de la subducción (DSPD 487; Plank y Langmuir, 1998; Verma, 2000), los magmas mantélicos (ej. NT0907=magma inicial) reducen su Mg# y se diferencian en magmas como las andesitas y dacitas de alto Mg# del Nevado (c). Una etapa subsecuente de cristalización fraccionada parece generar magmas más evolucionados (d) a partir de los anteriores. Simbología y referencias en la figura 3.10

B. La Placa de Cocos es subducida en forma subhorizontal hasta ~250 km del litoral (Acapulco) y ~60 km bajo la corteza continental, para después inclinarse y formar una cuña en el manto (Mori, 2007; Mori *et al.*, 2007; Gómez-Tuena *et al.*, 2007; 2008; Pérez-Campos *et al.*, 2008). En la cuña, la placa se deshidrata y forma fluidos derivados de los sedimentos transportados (DSPD 487), los cuales metasomatizan al manto y potencian su fusión. Asimismo, la placa experimenta fusión parcial en facies de eclogita (EC; a), ligada a un aumento en la presión y temperatura ocasionado por el tipo de subducción y el metamorfismo avanzado, necesario para explicar la ausencia de sismicidad y por tanto, la disminución en la fricción entre las placas durante el trayecto en el que la placa subducida mantiene la geometría subhorizontal (Pérez-Campos *et al.*, 2008).

Los fundidos silicatados reaccionan (Rx) y metasomatizan al manto (b), el cual, al experimentar fusión parcial (c), origina magmas enriquecidos y con características mantélicas (Mm), que conservan sus propiedades químicas si ascienden rápidamente a la superficie (ej. volcanismo monogenético). No obstante, muchos de estos magmas sobrellevan diferenciación (Md) al cristalizar y asimilar fluidos y/o fundidos en la corteza inferior (AFC; d), relacionados a DSPD 487, y mientras ascienden a través de la corteza superior, ya que pueden estancarse en cámaras magmáticas donde nuevamente experimentan cristalización fraccionada (FC; e) antes de una erupción. Un mecanismo que aparentemente también podría coadyuvar en la diferenciación sería la mezcla (mixing) entre magmas mantélicos y magmas más evolucionados (ej. riolita SCH0805; xenolitos de Qz-Diorita de Chichinautzin de Meriggi *et al.*, 2008).

A pesar de que existe una corteza continental metamórfica gruesa en el área (NT-ME), las bajas relaciones isotópicas de las rocas del NT apuntan hacia una escaza y hasta nula interacción con ella.

CC: corteza continental, CO: corteza oceánica, LC: litósfera continental, LO: litósfera oceánica, EV: esquistos verdes, EA: esquistos azules. La flecha negra indica la dirección de la subducción.

Conclusiones

1. Con base en el análisis del volcanismo efusivo, la historia del área del NT se encuentra dividida en tres etapas de formación: una antigua, previa al Nevado; una vieja, durante la cual inicia su formación; y una joven. Dichas etapas incluyen al menos 12 episodios volcánicos de actividad efusiva y 33 unidades de lava, ordenadas en cinco grupos: Pre-nevado, Nevado viejo, Domos, Volcanismo monogenético y Nevado reciente.
2. La transición de la actividad volcánica efusiva a la actividad explosiva en el NT ocurrió de forma gradual, ya que fueron observados depósitos piroclásticos intercalados con lavas de la etapa vieja en algunos afloramientos.
3. El hiatus de 1 Ma en la actividad volcánica del área del NT, propuesto en trabajos previos, más bien refleja la falta de un mayor número de fechamientos y estudios, puesto que en este trabajo se describe una secuencia de 2.6 Ma a ~9.1 ka, con una gap entre ~0.95 y 0.36, reduciendo el hiatus a ~0.5 Ma
4. A partir de los fechamientos realizados en este trabajo, se observa una concentración importante del magmatismo, tanto del Nevado de Toluca como de sus alrededores, entre 1.4 y 1 Ma, con mayor auge entre 1.3 y 1.1 Ma.
5. El cráter actual del Nevado de Toluca representa la etapa más reciente del volcán, ya que la mayoría de los domos que lo componen tienen edades de ~46 ka y los flujos de lava de 34 ka, que pueden correlacionarse con depósitos de FBC fechados en 37, 28, 26 y 13 ka; es decir, que dichos domos dacíticos fueron destruidos por erupciones explosivas.

6. Los datos químicos e isotópicos sugieren que los magmas mantélicos enriquecidos y los magmas diferenciados de alto Mg# del área del Nevado son generados por fusión parcial del manto, metasomatizado por fundidos de la placa subducida en facies metamórfica con granate residual y ausencia de plagioclasa, probablemente eclogítica, y fundidos/fluidos provenientes de los sedimentos transportados en la subducción; seguida de la diferenciación de los magmas mantélicos, a través de procesos de AFC, FC o mixing.
7. Evidencias que soportan dicha génesis magmática son: elevados valores de Mg# en rocas andesíticas y dacíticas, enriquecimiento en LREE-MREE/HREE, enriquecimiento en Sr/Y, anomalías muy poco variables de Eu, principalmente positivas, y relaciones isotópicas distribuidas en el arreglo del MORB. Asimismo, la carencia de sismicidad en la zona de contacto entre la placa subducida en forma subhorizontal y la placa continental, para ser explicada, requiere de un metamorfismo continuo que aminore la fricción entre ambas placas; por esta razón, es posible que dicho proceso metamórfico alcance facies de eclogita y que, aunado a la deshidratación de la placa oceánica al llegar a la cuña del manto, propicie la fusión de la placa y establezca las condiciones necesarias para generar magmas mantélicos enriquecidos como los del Nevado.

Bibliografía

- Aguirre-Díaz, G., 1996. Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, central Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13: 10-51.
- Aguirre-Díaz, G., Nelson, S., Ferrari, L., López, M., 1997. Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan calderas (Querétaro-Hidalgo). En: Aguirre-Díaz, G., Aranda-Gómez, J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L. (eds.), *Magmatism and tectonics in the central and northwestern Mexico—a selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions*. México, DF, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Excursión 1: 1-39.
- Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Hernández, J., 1999. Erupciones asociadas a colapsos sectoriales dirigidos en el sector septentrional de la Sierra de las Cruces norte. *Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana 1999*, *Geos*, 19: 319.
- Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Hernández, J., López-Martínez, M., 1999. Nuevas calderas en el sector central del Cinturón Volcánico Mexicano. *Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana 1999*, *Geos*, 19, 318.
- Aguirre-Díaz, G., McDowell, F., 2000. Volcanic evolution of the Amealco caldera, central Mexico. En: Delgado-Granados, H., Stock, J., Aguirre-Díaz, G. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*. Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 334: 167-178.
- Aguirre-Díaz, G., López-Martínez, M., 2001. The Amazcala caldera, Querétaro, central Mexican Volcanic Belt, México. *Geology and geochronology*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111: 203-218.
- Aguirre-Díaz, G., Dubois, M., Laureyns, J., Schaaf, P., 2002. Nature and P-T conditions of the crust beneath the central Mexican Volcanic Belt based on a Precambrian crustal xenolith. *International Geology Review*, 44: 222-242.
- Agustín-Flores, J., Siebe, C., Guilbaud, M.N., 2010. Geology and geochemistry of Pelagatos, Cerro del Agua, and Dos Cerros monogenetic volcanoes in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field, south of Mexico City, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, en prensa.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Orozco-Esquivel, M.T., Ojeda-García, A.C., Vassallo, L.F., 2001. Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18 (2): 129-148.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Morán-Zenteno, D., Alba-Aldave, L., 2002. Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118: 1-14.
- Allan, F.J., 1986. Geology of Northern Colima and Zacoalco Grabens, south-west Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 97: 473–485.

- Arce, J.L., Macías, J.L., Vázquez, S.L., 2003. The 10.5 KA Plinian eruption of Nevado de Toluca, México: stratigraphy and hazard implications. *Geological Society of America Bulletin*, 115(2): 230-248.
- Arce, J.L., Cervantes, K.E., Macías, J.L., Mora, J.C., 2005. The 12.1 ka middle Toluca pumice: a dacitic Plinian-subplinian eruption of Nevado de Toluca in Central México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147: 125-143.
- Arce, J.L., Macías, J.L., Gardner, J.E., Layer, P.W., 2006. A 2.5 ka history of dacitic magmatism at Nevado de Toluca, Mexico: petrological, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, and experimental constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 47(3): 457-479.
- Arce, J.L., Macías, R., García-Palomo, A., Capra, L., Macías, J.L., Layer, P., Rueda, H., 2008. Late Pleistocene flank collapse of Zempoala Volcano (Central Mexico) and the role of fault reactivation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177 (4): 944-958.
- Ayers, J., 1998. Trace element modeling of aqueous fluid: peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones. *Contrib. Min. Petrol.*, 132. 390–404.
- Bellotti, F., Capra, L., Gropelli, G., Norini, G., 2006. Tectonic evolution of the central-eastern sector of Trans Mexican Volcanic Belt and its influence on the eruptive history of the Nevado de Toluca Volcano (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158: 21-36.
- Best, M.G., Christiansen, E.H., 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science, USA, 458 pp.
- Blatter, D.L., Carmichael, I.S.E., 2001. Hydrous phase equilibria for a Mexican high-silica andesite: a candidate for a mantle origin? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65 (21): 4043-4065.
- Blatter, D. L., Carmichael, I. S. E., Deino, A. L., Renne, P. R., 2001. Neogene volcanism at the front of the central Mexican volcanic belt: basaltic andesites to dacites, with contemporaneous shoshonites and high TiO_2 lava. *Geological Society of America Bulletin* 113: 1324-1342.
- Bloomfield, K., 1974. The age and significance of the Tenango Basalt, central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 37: 586–595.
- Bloomfield, K., Valastro, S., 1974. Late Pleistocene eruptive history of Nevado de Toluca, central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 85: 901–906.
- Bloomfield, K., 1975. A Late Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. *Geologische Rundschau*, 64: 476–497.
- Bloomfield, K., Sánchez-Rubio, G., Wilson, L., 1977. Plinian eruptions of Nevado de Toluca Volcano. *Geologische Rundschau*, 66: 120–146.
- Bloomfield, K., Valastro, S., 1977. Late Quaternary tephrochronology of Nevado de Toluca, central México. *Institute of Geological Sciences, Overseas Geology and Mineral Resources*, 46: 15.
- Brenan, J. M., Shaw, H. F., Ryerson, R. J., Phinney, D. L., 1995. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 9008C and 2.0 GPa: constraints on trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 3331–3350.

- Caballero, L. y Capra, L., 2011. Textural analysis of particles from El Zaguán debris avalanche deposit, Nevado de Toluca volcano, Mexico: Evidence of flow behavior during emplacement. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 200 (1-2): 75-82
- Cabral-Cano, E., Draper, G., Lang, H., Harrison, C., 2000. Constraining the late Mesozoic and early Tertiary tectonic evolution of southern Mexico: structure and deformation history of the Tierra Caliente region, southern Mexico. *Journal of Geology*, 108: 427-446.
- Campa, M. F., Campos, M., Flores, R., Oviedo, R., 1974. La secuencia mesozoica volcánica sedimentaria metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Méx.-Teloloapan, *Gro. Bol. Soc. Geol. Mex.*, 35: 7-28.
- Campa, M. F., Coney, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20: 1040-1051.
- Campbell, I. H., Turner, J. S., 1985. Turbulent mixing between fluids with different viscosities. *Nature*, 313: 39-42.
- Cantagrel, J.M., Robin, C., 1979. K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rock: Relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5: 99-114.
- Cantagrel, J.M., Robin, C.E., Vincent, P., 1981. Les grandes étapes d'un Volcán Andésitique composite: Exemple du Nevado de Toluca (Mexique). *Bulletin of Volcanology*, 44: 177-186.
- Capra, L., Macías, J., Garduño, V., 1997. The Zitácuaro Volcanic Complex, Michoacán, México: magmatic and eruptive history of a resurgent caldera. *Geofísica Internacional*, 36(3): 161-179.
- Capra, L., Macías, J.L., 2000. Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca Volcano, central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102: 149-168.
- Capra, L., Macías, J.L., Scott, K.M., Abrams, M., Garduño, V.H., 2002. Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico behavior, and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113: 81-110.
- Capra, L., Carreras, L.M., Arce, J.L., Macías, J.L., 2006. The Lower Toluca Pumice: A ca. 21,700 yr B.P. Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, México. *Geological Society of America, Special Paper*, 402: 155-173.
- Carmichael, I., Lange, R., Luhr, J., 1996. Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota, western Mexico: a consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 124: 302-333.
- Carrasco-Núñez, G., Milán, M., Verma, S., 1989. Geología del volcán El Zamorano, estado de Querétaro. *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 8: 194-201.
- Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., Lozano-Velázquez, L., 1997. Geologic map of Cerro Grande volcano and surrounding area, central Mexico. Boulder, CO,

- Geological Society of America, Map and Chart Serie MCH081, 1 mapa, texto 10 pp.
- Carrasco-Nuñez, G., 2000. Structure and proximal stratigraphy of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México. En: Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J.M. (eds.), *Cenozoic volcanism and tectonics of México*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 334: 247-262.
- Castillo, P.R., 2006. An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, 51 (3): 257-268.
- Castro-Govea, R., Siebe, C., 2007. Late Pleistocene-Holocene stratigraphy and radiocarbon dating of La Malinche volcano, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 162: 20-42.
- Cebull, S.E., Shurbet, D.H., 1987. Mexican Volcanic Belt: An intraplate transform? *Geofísica International*, 26: 1-14.
- CENAPRED, 2001. Diagnósticos de peligros e identificación de Riesgos de desastres en México. México, D.F., 225 pp.
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P. J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993. Guerrero terrane of Mexico: its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, 21: 419-422.
- Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O., Iriondo, A., 2003. Geology and tectonic evolution of the western Guerrero terrane - a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico. En: 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, *Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips*. Mexico, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Publicación Especial 1, Field trip 9*: 201–228.
- Chardon, A.C., 2002. Un enfoque geográfico de la vulnerabilidad en zonas urbanas expuestas a amenazas naturales. El ejemplo andino de la ciudad de Manizales Colombia. Disponible en: http://www.yorku.ca/ishd/CHARDON_04.pdf
- Class, C., Miller, D.M., Goldstein, S.L., Langmuir, C.H., 2000. Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1 (6), DOI: 10.1029/1999GC000010.
- D'Antonio, M., 2000. Studio petrologico e vulcanologico del Nevado de Toluca, Messico. Tesis de licenciatura, Florencia, Italia, Università degli Studi di Firenze, 90 pp.
- D'Antonio, A., Capra, L., Sarocchi, D., Bellotti, F., 2008. Reconstrucción del evento eruptivo asociado al emplazamiento del flujo piroclástico El Refugio hace 13 ka, volcán Nevado de Toluca (México). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 25 (1): 115-134.
- De Cserna, Z., Fries, C., Rincon-Orta, C., Silver, L.T., Westley, H., Solorio-Munguia, J., Schmitter-Villada, E., 1974. Datos geocronométricos terciarios de los estados de México y Guerrero. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín*, 26: 263-273.
- De Cserna, Z., Fries, C., Rincon-Orta, C., Westley, H., Solorio-Munguia, J., Schmitter-Villada, E., 1974. Edad Precámbrica del Esquisto Taxco, estado de Guerrero. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín*, 26: 183–193.

- De Cserna, Z., Fries, C., 1981. Hoja Taxco 14 Q-h (7), con resumen de la geología de la hoja Taxco, estados de Guerrero, México y Morelos. Instituto de Geología, UNAM, México, D.F., 47 pp.
- De Cserna, Z., 1983. Resumen de la geología de la hoja Tejupilco, estados de Guerrero, México y Michoacán. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México serie 1:100 000.
- Defant, M., Drummond, M., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662-665.
- Delgado-Granados, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Hasenaka, T., Masso, B., 1995. Southwestward volcanic migration in the western Transmexican Volcanic Belt during the last 2 Ma. *Geofísica Internacional*, 34: 341-352.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Instituto de Geología*, 2: 172-187.
- Demant, A., 1981. Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 5: 217-222.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101: 425-478.
- DePaolo, D., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 189-202.
- Drummond, M. S., Defant, M. J., 1990. A model for trondjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting. *J. Geophys. Res.*, 95: 21503–21521.
- Drummond, M. S., Defant, M. J., Kepezhinskias, P. K., 1996. The petrogenesis of slab derived trondjemite-tonalite-dacite adakite magmas. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 87: 205-216.
- Eggins, S.M., Woodhead, J.D., Kinsley, L.P.J., Mortimer, G.E., Sylvester, P., McCulloch, M.T., Hergt, J.M., Handler, M.R., 1997. A simple method for the precise determination of ≥ 40 trace elements in geological samples by ICPMS using enriched isotope internal standardization. *Chemical Geology*, 134 (4): 311-326.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2000. Petrology of highgrade metapelitic xenoliths in an Oligocene rhyodacite plug- Precambrian crust beneath the southern Guerrero Terrain Mexico? *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 14-1: 101–109.
- Elías-Herrera, M., Orterga-Gutiérrez, F., 1997. Petrology of high-grade metapelitic xenoliths in an oligocene rhyodacite plug-Precambrian crust beneath the southern Guerrero terrane, Mexico? *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(1): 101-109.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Lozano-Santa Cruz, R., 1998. Evidence for pre Mesozoic sialic crust in the southern Guerrero terrane: Geochemistry of the Pepechuca high grade gneiss xenoliths. *Actas INAGEQ*, 4: 169-181.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., 2000. Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 355-375

- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B., 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana Arc. *Journal of Geophysical Research*, 102: 14991-15019.
- Ersoy, Y., Helvacı, C., 2010. FC-AFC-FCA and mixing modeler: A Microsoft Excel spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing. *Computers & Geosciences*, 36: 383-390.
- Faure, G., 1986. *Principles of isotope geology*. John Wiley & Sons, 589 pp.
- Ferrari, L., Garduño, V., Pasquaré, G., Tibaldi, A., 1991. Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relations with regional tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47: 129-148.
- Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt. *Geology*, 27: 303-306.
- Ferrari, L., Vaggelli, G., Petrone, C., Manetti, P., Conticelli, S., 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318: 161-185.
- 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. En: Reunión Annual 2003, Resúmenes, *GEOS*, 23(2): pag. 120.
- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M. T., Petrone, C., Jacobo-Albarrán, J., López-Martínez, M., 2005. Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: the Eastern Alkaline Province revisited. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146: 284-306.
- Ferriz, H., Mahood, G., 1984. Eruption rates and compositional trends at Los Hornos Volcanic Center, Puebla, Mexico: *Journal of Geophysical Research*, 89, 8511-8524.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.U., 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 472 pp.
- Foley, S.F., Jackson, S.E., Fryer, B.J., Greenough, J.D., Jenner, G.A., 1996. Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by MA-ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 629-638.
- Frey, H., Lange, R., Hall, C., Delgado-Granados, H., 2004. Magma eruption rates constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology and GIS for the Ceboruco-San Pedro volcanic field, western Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 116: 259-276.
- Fries, C., 1956. Bosquejo geológico de la región entre México D.F. y Taxco, Guerrero. Congreso Geológico Internacional n. 20, México, D.F., excursiones A-4 y C-2: 11-35.
- Fries, C., 1960. Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero Región Central Meridional de México. *Boletín del Instituto de Geología*, Universidad Nacional Autónoma de México, México, 60: 236 pp.

- Fries, C., 1966. Hoja Cuernavaca 14Q-h(8), con resumen de la geología de la hoja de Cuernavaca, estado de Morelos, México, Guerrero y Puebla. Universidad Nacional Autónoma de México, serie de 1:100 000.
- Fujimaki, H., Tatsumoto, M., Aoki, K-i., 1984. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses. *Journal of Geophysical Research*, 89: 662-672.
- Gaetani, G.A., Grove, T.L., 1998. The influence of water on melting a mantle peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 131: 323-346.
- Galer, S.J.G., Abouchami, W., 1998. Practical application of lead triple spiking for correction of instrumental mass discrimination. 8th Goldschmidt Conference, *Mineral Mag* 62A: 491-492 (abstr.)
- García-Martínez, B., 2000. Los nombres del Nevado de Toluca. *Arqueología Mexicana*, 7 (43): 24–26.
- García-Palomo, A., 1998. Evolución estructural en las inmediaciones de Volcán Nevado de Toluca, estado de México. Tesis de Maestría. Mexico, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, 150 pp.
- García-Palomo, A., Macías, J., Garduño, V., 2000. Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. *Tectonophysics*, 318: 281-302.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H., Espíndola, J.M., 2002. Geology of Nevado de Toluca volcano and surrounding areas, central Mexico. *Geological Society of America Map Series*, 1-48.
- Gilbert, C., Mahood, G., Carmichael, I., 1985. Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico. *Geofísica Internacional*, 24: 169-191.
- Gill, J., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Berlin, Springer-Verlag, xiv, 390 p.
- Gómez-Tuena, A., Carrasco-Núñez, G., 2000. Cerro Grande Volcano: The evolution of a Miocene stratocone in the Early Transmexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318: 249-280.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C., Goldstein, S., Ortega- Gutiérrez, F., Carrasco-Núñez, G., 2003. Temporal control of subduction magmatism in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions and crustal contamination. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(8): doi:10.1029/2003GC000524, 1-33. Disponible en línea.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario*, LVII (3): 227-283
- Gómez-Tuena, A., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Straub, S.M., Ortega-Gutiérrez, F., 2007. Geochemical evidence for slab melting in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology*, 48: 537-562.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Rincón-Herrera, N.E., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., Iriondo, A., 2008. The origin of a primitive trondhjemite from the Trans-Mexican Volcanic Belt and its implications for the construction of a modern continental arc. *Geology*, 36 (6): 471-474.

- Govindaraju, K., 1994. Compilation of working values and sample description for 383 standard reference materials. *Geostandards Newsletter*, 18(2): 331 pp.
- Grove, T.L., Parman, S.W., Bowring, S.A., Price, R.C., and Baker, M.B., 2002. The role of H₂O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142: 375–396.
- Gutscher, M.A., Maury, R., Eissen, J.P., Bourdon, E., 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology*, 28 (6): 535-538.
- Hamelin, B., Manhès, G., Albaredé, F., Allegre, C.J., 1985. Precise lead isotope measurements by the double spike technique: a reconsideration. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 49: 173-182.
- Hasenaka, T., Carmichael, I., 1985. The cinder cones at Michoacan- Guanajuato, central Mexico: their age, volume, and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25: 105-124.
- Hemming, S.R., McLennan, S.M., 2001. Pb isotope compositions of modern deep sea turbidites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 184: 489– 503.
- Höskuldsson, A., Robin, C., 1993. Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, Eastern Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 55: 571-587.
- Housh, T., McMahan, T.P., 2000. Sr, Nd and Pb isotopic characteristics of Late Miocene - Pleistocene collision-related igneous rocks in western New Guinea (Irian Jaya, Indonesia). *Lithos*, 50: 217-239.
- INEGI, 2010. Censo de población y vivienda 2010. México. Disponible en: <http://www.censo2010.org.mx/>
- Irvine, T., Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Jacobo-Albarrán, J., 1986. Estudio petrogenético de las rocas ígneas de la porción central del Eje Neovolcánico. México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Reporte Interno, 47 p.
- Johnson, M. C., Plank, T., 1999. Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments. *Geochem. Geophys. Geosys.* (G-cubed), 1, doi: 1999GC000014.
- Kawamoto, T., 1996. Experimental constraints on differentiation and H₂O abundance of calc-alkaline magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14: 577–589.
- Kay, R., 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subduction Pacific oceanic crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4: 117-132.
- Kay, S. M., Kay, R. W., 1985. Role of crystal cumulates and the oceanic crust in the formation of the lower crust of the Aleutian Arc. *Geology*, 13: 461–464.
- Kelemen, P. B., 1995. Genesis of high Mg# andesites and the continental crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 120: 1–19.
- Kelemen, P., Hanghøj, K., Greene, A., 2003. One View of the Geochemistry of Subduction-related Magmatic arcs, with emphasis on primitive andesite and lower crust. En: Rudnick, R. (ed.), *Treatise on geochemistry*, 3, The crust. Amsterdam, Elsevier, 593-659.

- Keppie, J., Ortega-Gutiérrez, F., 1995. Provenance of Mexican Terranes: Isotopic Constrains. *International Geology Review*, 37: 813-824.
- Lanphere, M.A., Dalrymple, G.B., 2000. First-principles calibration of ^{38}Ar tracers: Implications for the ages of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fluence monitors. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1621: 10 pp.
- Layer, P.W., Hall, C.M., York, D., 1987. The derivation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of single grains of hornblende and biotite by laser step-heating. *Geophysical Research Letters*, 14: 757-760.
- Layer, P.W., 2000. Argon-40/argon-39 age of the El'gygytgyn impact event, Chukotka, Russia. *Meteoritics and Planetary Sciences*, 35: 591-599.
- Le Bas, M., Le Maitre, R., 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., 2002. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 236 pp.
- Lenhardt, N., Böhnel H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I.S., Hornung J., Hinderer, M., 2010. Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 72: 817-832.
- Linares, E., Urrutia-Fucugauchi, J., 1981. On the age of the Tilzapotla Rhyolite volcanic activity and its stratigraphic implications. *Isocron West*, 32: 5-6.
- Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S.P., Girón, P., Velasco-Tapia, F., Morán-Zenteno, D., Viera, F., Chávez, G., 1995. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*, 1: 203-208.
- Lozano Santa-Cruz, R., Bernal, J.P., 2005. Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22 (3): 329-344.
- Lugo-Hubp, J.L., 1984. *Geomorfología del Sur de la Cuenca de México*. Instituto de Geografía, UNAM, Serie Varia, 1: 95 pp.
- Luhr, J., Carmichael, I., 1990. Petrological monitoring of cyclical eruptive activity at Volcán Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42: 235-260.
- Macías, J.L., García, P.A., Arce, J. L., Siebe, C., Espíndola, J.M., Komorowski, J.C., Scott, K., 1997. Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlan volcanoes, central Mexico. En: Link, P.K., Kowallis, B.J. (eds.), *Proterozoic to recent stratigraphy, tectonics, and volcanology: Utah, Nevada, southern Idaho, and central Mexico*. Brigham Young University, Geology Studies, 42 (1): 493–528.
- Macías, J.L., 2005. Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen

- Conmemorativo del Centenario, Temas Selectos de la Geología Mexicana, LVII, 3: 379-424.
- MacKenzie, W.S., Donaldson, C.H., Guilford, C., 1982. Atlas of igneous rocks and their textures. Prentice Hall, China, 148 pp.
- MacPherson, C., Dreher, S., Thirlwall, M.F., 2006. Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters*, 243: 581–593, doi: 10.1016/j.epsl.2005.12.034.
- Márquez, A., Oyarzún, R., Doblas, M., Verma, S., 1999. Alkalic (oceanic island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? *Geology*, 27: 51-54.
- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46: 411-429.
- Martín-Del Pozzo, A., 1982. Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 45: 9-24.
- Martínez-Serrano, R., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, M., Hernández-Treviño, T., Morales-Contreras, J., Macías, J., 2004. Sr, Nd and Pb isotope and geochemical data from the Quaternary Nevado de Toluca volcano, a source of recent adakitic magmatism, and the Tenango Volcanic Field, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138: 77-110.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Valencia, V., Serrano-Duran, L., 2009. Cretaceous-Eocene magmatism and Laramide deformation in Southwestern Mexico: no role for terrane accretion; en Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W.R. (eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: Geological Society of America Memoir* 204: 151–182.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Valencia, V., 2010. Stratigraphic redefinition of the Zihuatanejo area, southwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Suplemento electrónico*, 27, 3.01: 412-430.
- Mashima, H., 2009. The basalt-high magnesium andesite association formed by multistage partial melting of a heterogeneous source mantle: evidence from Hirado-Seto, Northwest Kyushu, Southwest Japan. *Lithos*, 112: 351-366.
- McDougall, I., Harrison, T.M., 1999. *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method*. 2a Edición. Oxford University Press, 269 pp.
- McKenzie, D., O'Nions, R.K., 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32: 1021-1091.
- Mejia, V., Böhnel, H., Opdyke, N.D., Ortega-Rivera, M.A., Lee, J.K.W., Aranda-Gómez, J.J., 2005. Paleosecular variation and time-averaged field recorded in late Pliocene- Holocene lava flows from Mexico. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6: 1-19.
- Meriggi, L., Macías, J.L., Tommasini, S., Capra, L., Conticelli, S., 2008. Heterogeneous magmas of the Quaternary Sierra Chichinautzin volcanic field (central Mexico): the role of an amphibole-bearing mantle and magmatic evolution processes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25 (2): 197-216.

- Merrihue, C.M., Turner, S., 1966. Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *Journal of Geophysical Research*, 71 (11).
- Miller, D.M., Goldstein, S.L., Langmuir, C.H., 1994. Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents. *Nature*, 368: 514-520.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I., Renne, P., 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 106: 383-394.
- Mooser, F., 1972. The Mexican volcanic belt structure and tectonics. *Geofísica Internacional*, 12: 55-70.
- 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.
- Mora-Álvarez, G., Caballero-Miranda, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Uchiumi, S., 1991. Southward migration of volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, basin of Mexico?—a preliminary K-Ar dating and palaeomagnetic study. *Geofísica Internacional*, 30: 61-70.
- Morán-Zenteno, D., Tolson, G., Martínez-Serrano, R., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., 1999. Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 513-535.
- Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. A., Solé, J., Iriondo, A., 2004. A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tlaxapala ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136: 97-119.
- Mori, L., 2007. Origen del magmatismo miocénico en el sector central de la FVTM y sus implicaciones en la evolución del sistema de subducción mexicano. Tesis de Doctorado, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Querétaro, 130 pp.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S., 2007. Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical Geology*, 244: 452-473, doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.07.002.
- Muecke, G.K., 1980. Short course in Neutron Activation Analysis in the Geosciences. Mineralogical Association of Canada, Halifax, Nova Scotia.
- Müntener, O., Kelemen, P.B., Grove, T.L., 2001. The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141: 643-658.
- Mukasa, S.B., Blatter, D.L., Andronikov, A.V., 2007. Mantle peridotite xenoliths in andesite lava at El Peñón, central Mexican Volcanic Belt: isotopic and trace element evidence for melting and metasomatism in the mantle wedge beneath an active arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 260: 37-55.
- NASA Landsat, 2000. Landsat ETM 7+, escena 26-47. Geocover, Earthsat. Disponible en: www.landcover.org.

- Nielsen, R.L., Gallahan, W.E., Newberger, F., 1992. Experimentally determined mineral-melt partition coefficients for Sc, Y and REE for olivine, orthopyroxene, pigeonite, magnetite and ilmenite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 488-499.
- Nieto-Obregón, J., Delgado-Argote, L., Damon, P., 1981. Relaciones petrológicas y geocronológicas del magmatismo de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico en Nayarit, Jalisco y Zacatecas. En: XIV Convención Nacional, Memoria Técnica, México, Asociación de Ingenieros Mineros, Metalurgicos y Geólogos de México, 327-361.
- Nixon, G., Demant, A., Armstrong, R., Harakal, J., 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 26: 109-158.
- Nixon, G. T., 1989. The geology of Iztaccíhuatl Volcano and adjacent areas of The Sierra Nevada and Valley of Mexico. Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 219: 58 p., 1 mapa.
- Norini, G., Gropelli, G., Capra, L., De Beni, E., 2004. Morphological analysis of Nevado de Toluca volcano (Mexico): new insights into the structure and evolution of an andesitic to dacitic stratovolcano. *Geomorphology*, 62: 47-61.
- Orozco-Esquivel, M. T., Ferrari, L., Eguchi, M., Tagami, T., Petrone, C., Jacobo-Albarran, J., 2003. The Eastern Alkaline Province (Mexico) revised: geology, geochronology and geochemistry of Neogene volcanism in Veracruz State. En: 99ª Reunión Anual, Geological Society of America, Cordilleran Section, Puerto Vallarta, Jal., Libro de resúmenes, p. 58.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L., Speed, R. C., 1994. Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. En: Speed, R. C. (ed.), Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions. Boulder, CO, Geological Society of America, DNAG Continent-Ocean Transect Series, 265-306.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23(12): 1127-1130.
- Osete, M., Ruiz-Martínez, V., Cabellero, C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Tarling, D., 2000. Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de las Cruces, Mexico: paleomagnetic and radiometric evidence. *Tectonophysics*, 318: 201-215.
- Pardo, M., Suárez, G., 1993. Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco Block in western Mexico. *Geophysical Research Letters*, 20: 2391-2394.
- Pardo, M., Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100: 12357-12373.
- Pasquaré, G., Vezzoli, L., Zanchi, A., 1987. Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 26: 59-176.
- Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A., Ferrari, M., 1988. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 146: 353-364.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991. Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan.

- Boulder, CO, Geological Society of America, Map and Chart Series MCH072, 1 mapa con texto, 22 pp.
- Pearce, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: Thorpe, R. S. (ed.), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley & Sons, Chichester, UK, 526–547.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths: Nantwich*. United Kingdom, Shiva, 230-249.
- Peccenlo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58: 63-81.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Manea, V.C., Gurnis, M., 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters*, 35: L18303, doi:10.1029/2008GL035127
- Pérez-Venzor, J. A., Aranda-Gómez, J. J., McDowell, F. W., Solorio Munguía, J. G., 1996. Geología del Volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13(2): 174-183.
- PETDB, 2002. Geochemical database of the Ocean Floor. Disponible en: <http://petdb.ldeo.columbia.edu>.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1973. *Sand and Sandstone*. Springer, Berlin. En: Adams, A.E., MacKenzie, W.S., Guilford, C., 1997, *Atlas de rocas sedimentarias*. Masson, 106 pp.
- Pettijohn, F.J., Potter, P., Siever, R., 1987. *Sand and sandstone*. Springer-Verlag, New York. En: Adams, A.E., MacKenzie, W.S., Guilford, C., 1997, *Atlas de rocas sedimentarias*. Masson, 106 pp.
- Plank, T., Langmuir, C. H., 1993. Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature*, 362: 739–743.
- Plank, T., Langmuir, C., 1998. The Chemical Composition of Subducting Sediment and its Consequences for the Crust and Mantle. *Chemical Geology*, 145: 325-394.
- Ponce, L.R., Gaulon, G., Suarez, G., Lomas, E., 1992. Geometry and the state of stress of the downgoing Cocos plate in the Isthmus of Tehuantepec. *Geophysical Research Letters*, 19: 773-776.
- Powell, R., 1984. Inversion of the assimilation and fractional crystallization (AFC) equations: characterization of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suites. *Journal of the Geological Society*, 141: 447-452.
- Pradal, E., Robin, C., 1994. Long-lived magmatic phases at Los Azufres volcanic center, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63: 201-215.
- Rayleigh, J.W.S., 1896. Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Philosophical Magazine*, 42: 77-107.
- Riggs, N., Carrasco-Núñez, G., 2004. Evolution of a complex isolated dome system, Cerro Pizarro, central México. *Bulletin of Volcanology*, 66: 322–335.
- Righter, K., Carmichael, I., Becker, T., Renne, R., 1995. Pliocene to Quaternary volcanism and tectonics at the intersection of the Mexican Volcanic Belt and the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, 107: 612-626.

- Rodríguez-Elizarrarás, S.R., 1995. Estratigrafía y estructura del Volcán de Colima, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12: 22-46.
- Rodríguez-Elizarrarás, S., Siebe, C., Komorowski, J., Abrams, M., 2002. The Quetzalapa pumice: a voluminous late Pleistocene rhyolite deposit in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113: 177-212.
- Rodríguez-Elizarrarás, S., Morales-Barrera, W., Layer, P., González-Mercado, P., 2010. A quaternary monogenetic volcanic field in the Xalapa region, eastern Trans-Mexican volcanic belt: Geology, distribution and morphology of the volcanic vents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, en prensa.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data; evaluation, presentation, interpretation. Essex, Longman Scientific & Technical, xiv, 352 pp.
- Romero-Quiroz, J., 1959. El Volcán Xinantecatl (Toponimia). Ediciones del Gobierno del Estado de México, Toluca.
- Romero-Teran, E., 1998. Geología del Volcán Ajusco. Tesis de Licenciatura. México, D.F., Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, 63 pp.
- Romero-Terán, E., 2001. Geología del Complejo Volcánico San Miguel, al sur poniente de la Cuenca de México. Tesis de Maestría. UNAM, México, 40 pp.
- Rosas-Elguera, J., Alva-Valdivia, L., Goguitchaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Ortega-Rivera, M. A., Archibald, D., 2003. Counterclockwise rotation of the Michoacan block: implications for the tectonics of western Mexico. *International Geology Review*, 45: 814-826.
- Rossotti, A., Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002. Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19: 1-15.
- Sánchez-Rubio, G., 1978. Notas sobre la vulcanología Cenozoica de la región entre Temascaltepec y la Marquesa, estado de México. Libro Guía de la Excursión Geológica de Tierra Caliente, Estados de Guerrero y México, México. Sociedad Geológica Mexicana, 2-32.
- Sánchez-Rubio, G., 1984. Cenozoic volcanism in the Toluca-Amealco region, central Mexico. Tesis de Doctorado. University of London, England, Imperial College of Science and Technology, Royal School of Mines, 145 pp.
- Schaaf, P., Heinrich, W., Besch, T., 1994. Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite. *Chemical Geology*, 118: 63-84.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence. *Tectonics*, 14(5): 1339-1350.
- 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.
- Schlaepher, C., 1968. Geología de la hoja México 14 Q-h (5). Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, serie 1:100 000.

- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R., 1993. Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico. Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 278: 153 pp.
- Sedov, S., Solleiro-Rebolledo, E., Gama-Castro, J., Vallejo-Gomez, E., Gonzalez-Vazquez, A., 2001. Buried paleosols of the Nevado de Toluca: an alternative record of late Quaternary environmental change in central México. *Journal of Quaternary Science*, 16: 375-389.
- Sheth, H., Torres-Alvarado, I., Verma, S., 2000. Beyond subduction and plumes: A unified tectonic-petrogenetic model for the Mexican volcanic belt. *International Geology Review*, 42(12): 1116-1132.
- Siebe, C., 2000. Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104: 45–64.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2003. Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2712: 1-30.
- Siebe, C., y Macías, J.L., 2004. Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra de Chichinautzin Volcanic Field. *Geological Society of America, Fieldtrip Books 1*: 77 pp.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004. Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archaeology and future hazards. *Bulletin of Volcanology*, 66: 203-225.
- Siebert, L., Carrasco-Núñez, G., 2002. Late-Pleistocene to pre-Columbian behind-the-arc mafic volcanism in the eastern Mexican Volcanic Belt; implications for future hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115: 179-205.
- Simkin, T., Siebert, L., McClelland, L., Bridge, D., Newhall, C., Latter, J.H., 1981. *Volcanoes of the World*. Hutchinson-Ross, Stroudsburg, Pennsylvania, 232 pp.
- Singh, S.K., Pardo, M., 1993. Geometry of the Benioff Zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico. *Geophysical Research Letters*, 20: 1483–1486.
- Solleiro-Rebolledo, E., Macías, J. L., Gama-Castro, J., Sedov, S., Sulerzhitsky, L., 2004. Quaternary pedostratigraphy of Nevado de Toluca. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(1): 101-109.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommittee of geochronology. Convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36: 359-362.
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. En: Saunders, A., Norry, M. (eds.), *Magmatism in the ocean basins*. London, Geological Society, Special Publication Classics, 313-345.
- Talavera, O., Ramírez, J., Guerrero, M., 1995. Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterranean: a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island-arc. *Geofísica Internacional*, 34 (1): 3-22.

- Todt, W., Cliff, R., Hanser, A., Hofmann, A.W., 1996. Evaluation of a ^{202}Pb - ^{205}Pb double spike for high precision lead isotope analysis. En: Basu, A., Hart, S. (eds.), *Earth Processes: reading the isotopic code*. American Geophysical Union Geophysical Monograph, 95: 429-437.
- Tolson, G., 1993. Structural geology and tectonic evolution of the Santa Rosa area, SW Mexico state, Mexico. *Geofísica Internacional*, 32 (3): 397-413.
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M., 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth and planetary science letters*, 121 (3-4): 333-348.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1986. Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico-Preliminary report. *Geofísica Internacional*, 25(4): 559-573.
- Valdez-Moreno, G., Aguirre-Díaz, G., López-Martínez, M., 1998. El Volcán La Joya, Edos. de Querétaro y Guanajuato. Un estratovolcán antiguo del cinturón volcánico mexicano. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(2): 181-197.
- Valdez-Moreno, G., 2006. Evolución geoquímica e isotópica del complejo volcánico de Colima. Tesis de doctorado, UNAM, Instituto de Geofísica, México, D.F.
- Velasco-Tapia, F., Verma, S., 2001. Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin: análisis de información y perspectivas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18(1): 1-36.
- Verma, S., López-Martínez, M., Terrell, D., 1985. Geochemistry of Tertiary igneous rocks from Arandas-Atotonilco area, northeast Jalisco, Mexico. *Geofísica Internacional*, 24: 31-45.
- Verma, S., Lozano-Santa Cruz, R., Girón, P., Velasco-Tapia, F., 1996. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*, 2: 237-242.
- Verma, S., 2000. Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Humeros caldera, Puebla, Mexico. *Chemical Geology*, 164: 35-60.
- Verma, S., 2000. Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the front of the central Mexican Volcanic Belt. En Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*. Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 334: 1-28.
- Verma, S., Carrasco-Núñez, G., 2003. Reappraisal of the geology and geochemistry of Volcán Zamorano, central Mexico: implications for discriminating the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt provinces. *International Geology Review*, 45: 724-752.
- Wallace, P., Carmichael, I., 1999. Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135: 291-314.
- White, W.M., 2007. *Geochemistry*. John Hopkins University Press, en prensa. Disponible en: <http://www.imwa.info/white-geochemistry.html>.
- Wilcox, R., 1954. Petrology of Paricutin Volcano, Mexico. U. S. Geological Survey, Bulletin 65-C: 281-354.

- Wilson, M., 2007. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, 446 pp.
- Wood, B.J., Turner, S.P., 2009. Origin of primitive high-Mg andesite: constraints from natural examples and experiments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 283: 59-66.
- Xu, J.F., Shinjo, R., Defant, M.J., Wang, Q., Rapp, R.P., 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology*, 30 (12): 1111-1114.
- Yardley, B.W.D., MacKenzie, W.S., Guilford, C., 1997. *Atlas de rocas metamórficas y sus texturas*. Masson, Hong Kong, 120 pp.
- Yarza de la Torre, E., 1992. *Volcanes de México*. México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, 173 pp.
- Yogodzinski, G. M., Kay, R. W., Volynets, O. N., Koloskov, A. V., Kay, S. M., 1995. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 107(5): 505–519.
- Yogodzinski, G.M., Kelemen, P.B., 1998. Slab melting in the Aleutians: implications of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 158: 53-65.
- York, D., 1969. Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet Sci Lett*, 5: 320-324.
- York, D., Hall, C.M., Yanase, Y., Hanes, J.A., Kenyon, W.J., 1981. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of terrestrial minerals with a continuous laser. *Geophysical Research Letters*, 8: 1136-1138.
- Zack, T., Brumm, R., 1998. Ilmenite/liquid partition coefficients of 26 trace elements determined through ilmenite/clinopyroxene partitioning in garnet pyroxene. En: Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D., Richardson, S.H. (Eds.), 7th International Kimberlite Conference., Red Roof Design, Cape Town., 986-988.
- Zanetti, A., Tiepolo, M., Oberti, R., Vannucci, R., 2004. Trace-element partitioning in olivine: modeling of a complete data set from a synthetic hydrous basanite melt. *Lithos*, 75: 39-54.
- Zindler, A., Hart, S. R., 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14: 493-571.

ANEXOS

Tabla 1. Afloramientos del área del Nevado de Toluca (NT) estudiados en este trabajo.

Sitio	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	D al cráter del NT (km)	Tipo de depósito
NT0701	2113300	421157	4365	0	Domo
NT0702	2113534	420656	4300	0	Domo
NT0703	2114000	420200	4400	0	Domo
NT0704	2113150	417349	4070	1	Flujo de lava
NT0901	2111600	427202	3147	6	Domo
NT0902	2111267	425733	3375	4	Flujo de lava
NT0903	2110008	422628	3774	2	Domo/Flujo
NT0904	2109890	422117	3765	2	Domo/Flujo
NT0905	2108885	428194	3174	6	Domo/Flujo
NT0906	2106803	428805	3210	7	Cono
NT0907	2108330	429914	2913	7	Flujo de lava
NT0908	2107003	416369	3326	5	Flujo de lava
NT0909A	2108052	416957	3417	4	Flujo de lava
NT0909B	2108052	416957	3417	4	Flujo de lava
NT0910	2103523	416945	2919	8.5	FBC
NT0910B	2103523	416945	2919	8.5	FPC
NT0911	2107716	416370	3392	4	Flujo de lava
NT0911B	2107716	416370	3392	4	FPC
NT0912	2108222	415910	3451	4	Flujo de lava
NT0913	2108465	415012	3619	4	Domo
NT0914	2110500	430100	3100	8.5	Domo
NT0915	2109967	421677	3767	2	Domo/Flujo
NT0916	2107054	424423	3595	5	Domo
NT0917	2106970	424406	3592	5	Caída de pómez
NT0918	2106220	424746	3700	6	Domo/Flujo
NT0919	2107239	424346	3597	5	Domo/Flujo
NT0920	2112751	426486	3470	5.5	Domo
NT0921	2113081	426841	3330	5.7	Domo
NT0922	2091641	400894	2374	20	Cono
NT0923	2092628	411047	2635	19	Flujo de lava
NT0924	2106508	417743	3200	5.5	Domo/Flujo
NT0925	2107324	418595	3531	4.5	Domo/Flujo
NT0926	2104752	416701	2897	7.5	Domo/Flujo
NT0927	2110789	416655	3706	2	FBC
NT0928	2125271	412386	3314	12	Cono
NT0929	2111494	421480	4332	0.5	Domo

Las coordenadas se encuentran en proyección UTM, datum WGS 84.

D = distancia aproximada en línea recta.

D = 0, significa que la estructura forma parte del cráter.

Domo/Flujo = Domo y flujo(s) de lava asociado

FBC = flujo de bloques y ceniza

FPC = flujo de pómez y ceniza

Xeno. Meta. = xenolito metamórfico

continúa tabla 1.

Sitio	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	D al cráter del NT (km)	Tipo de depósito
NT0930	2112131	422922	4131	1	Domo/Flujo
NT0931	2117820	421546	3663	4.5	Flujo de lava
NT0932	2111194	415878	3701	3.5	Domo
NT0933	2113081	414732	3736	4.5	Domo/Flujo
NT0934	2113843	413339	3500	6	Domo
NT0935	2113285	411188	3343	8	Domo/Flujo
NT0936	2110816	409963	3496	9	Domo/Flujo
NT0937	2106344	406481	3118	11.5	Cono
NT0938	2099650	406455	2866	13	Cono
NT0939	2102476	405236	2857	13	Flujo de lava
NT0940	2126000	428500	2900	10	Cono
NT0941	2109500	422257	3738	2.5	Flujo de lava
NT0942	2110188	421578	3805	2	Flujo de lava
NT0942B	2110188	421578	3805	2	Arenisca
NT0942C	2110188	421578	3805	2	Avalancha
NT0943	2109828	421465	3799	2.2	Domo/Flujo
NT0944	2109397	421257	3826	2.6	Domo
NT0945	2108087	420405	3696	4	Domo
NT0946	2108329	419897	3614	3.8	FPC
NT0947	2108329	419897	3614	3.3	Flujo de lava
NT0948	2092689	400409	2400	20	Cono
NT1049	2114041	430676	2811	9.7	Domo
NT1050	2111897	428825	2966	7	FPC
NT1051	2118199	415323	3519	4.5	Flujo de lava
NT1052A	2121914	430764	2847	9	FBC
NT1052B	2121914	430764	2847	9	FBC
NT1053	2102700	422800	2781	9.5	Flujo de lava
NT1054	2089500	432000	1900	25.5	Cono
NT1055	2090927	432089	1947	24.5	Cono
NT1056	2094494	439179	2059	26.4	Cono
NT1057	2093942	437559	2150	25.5	Cono
NT1058	2092514	437539	2220	26.4	Flujo de lava
NT1059	2093509	436288	2130	24.7	Cono
NT-DS	2111850	420500	4320	0	Domo
NT-ME	2091641	400894	2374	20	Xeno. Meta.
SCH0805					Roca subvolcánica

Domo/Flujo = 14	Avalancha = 1
Domo = 16	Total de Domos = 30
Flujo de lava = 17	Total de Flujos de lava = 31
Conos = 12	Altitud mínima (msnm) = 1900
FPC = 4	Altitud máxima (msnm) = 4400
FBC = 4	D al cráter del NT mínima (sin contar 0 km) = 0.5
Caída de Pómez = 1	D al cráter del NT máxima (sin contar 0 km) = 26.4

Tabla 2. Fechamientos por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de rocas del área del Nevado de Toluca.

Muestra	Edad integrada (ka)	Edad de Meseta (ka)	Edad de Isocrona (ka)	($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$) inicial
NT0701	49 ± 23	39 ± 19	44 ± 22	279 ± 13
NT0702	-	-	-	-
NT0703	11 ± 33	54 ± 33	67 ± 29	269 ± 11
NT0704	-	-	-	-
01 y 03	31 ± 20	49 ± 19	55 ± 17	283 ± 9
01,02,03,04	-	-	46 ± 15	291 ± 1
NT0901	1311 ± 37	1145 ± 29	1060 ± 32	302.8 ± 1.2
NT0903	409 ± 93	361 ± 90	354 ± 1425	293.5 ± 21.7
NT0906	332 ± 47	263 ± 46	256 ± 57	294.7 ± 2.5
NT0907	-155 ± 77	-75 ± 117	318 ± 910	290.0 ± 12.9
NT0910B	654 ± 65	775 ± 76	802 ± 129	288.0 ± 38.7
2ª vuelta	937 ± 15	948 ± 18	977 ± 16	292.4 ± 2.1
doble isocrona	-	-	968 ± 18	293.1 ± 2.4
NT0911	1477 ± 21	1484 ± 20	1489 ± 16	288.6 ± 4.9
NT0913	964 ± 28	979 ± 26	973 ± 40	296.9 ± 2.4
NT0918	1350 ± 25	1436 ± 24	1462 ± 24	258.2 ± 11.7
2ª vuelta	1354 ± 14	1379 ± 14	1409 ± 25	306.6 ± 6.9
doble isocrona	-	-	1418 ± 17	305.8 ± 5.2
NT0922	117 ± 55	117 ± 50	136 ± 141	294.9 ± 22.4
2ª vuelta	153 ± 9	157 ± 8	151 ± 12	295.9 ± 1.0
doble isocrona	-	-	142 ± 11	297.1 ± 1.2
NT0930	22 ± 4	34 ± 3	40 ± 5	272 ± 20
NT0931	150 ± 81	118 ± 59	105 ± 67	297 ± 7
NT0932	1344 ± 47	1399 ± 45	1438 ± 52	285 ± 7
NT0936	912 ± 42	1022 ± 38	1071 ± 44	277 ± 12
NT0937	46 ± 66	66 ± 63	192 ± 105	281 ± 12
NT0938	105 ± 147	106 ± 140	39 ± 322	299 ± 8

Las edades en negritas son los fechamientos realizados con éxito para las muestras correspondientes.

El ^{39}Ar liberado por las muestras NT0702 y NT0704 fue tan escaso, que se optó por integrar ambas rocas en una única isocrona junto con las muestras NT0701 y NT0703 de acuerdo a consideraciones estratigráficas. Revisar texto para más detalles.

La edad de las muestras de roca sometidas a una segunda vuelta de análisis corresponde, en la mayoría de los casos, a la edad de la meseta; y en segundo lugar, a una edad obtenida mediante una doble isocrona.

El ^{39}Ar (~70-95%) de cada roca fue liberado en 7 fracciones, integrando la edad de la meseta con 4-6 fracciones y la de la isocrona con 5-7 fracciones. Para cada caso, se determinó la desviación MSWD (Mean Square Weighted Deviation).

Tabla 3. Principales características petrográficas de muestras seleccionadas del área del NT.

#Ens	Muestra	IP%	Text	% / hábito de fenocristales y microfenocristales								Acc	Text matriz	
				OI	Plg	Cpx	Opx	Anf	Bt	Qz	Ox			
Pre-Nevado														
1	NT0907	20-30	P,S	15/s,a	40/e,s	9/s	6/s	20/s,a				10/a	No	H,M,It,Ig
2	NT0928	20-30	P,S		40/a		15/s	35/s,a				10/a	No	H,M,Cr,It
3	NT0914	25-35	P		40/s,a	20/s,a	30/s					10/a	No	H,M,Cr,It
3	NT0920	25-35	P		45/s,a	20/s,a	25/s,a					10/a	No	H,M,Cr
3	NT1049	30-40	P		45/s,a	15/s	30/e,s					10/a	No	H,M,Cr,It
Nevado viejo														
1	NT0908	45-55	P,S		45/e,s		15/e,s	20/s,a	10/s,a			10/a	Si	Hh,E,M,Cr
1	NT0909A	45-55	P,S		45/e,s		15/e,s	20/s,a	10/s,a			10/a	Si	Hh,E,M,Cr
1	NT0011b	45-55	P,S		45/e,s		15/e,s	20/s,a	10/s,a			10/a	Si	Hh,E,M,Cr
2	NT0905	30-40	P		40/s,a	20/s	28/e,s	2/p				10/a	No	H,M,Cr
2	NT1053	30-40	P		40/s,a	20/s	28/e,s	2/p				10/a	No	H,M,Cr
3	NT1051	30-40	P		45/s	10/s	18/s,e	18/s,e				9/a	No	H,M,Cr,It
4	NT0911	40-50	P,S	10/a	35/e,s	20/s,a	25/e,s	1/a	5/a			4/a	No	H,M,It
4	NT0912	40-50	P	10/a	35/e,s,a	20/s	25/s	3/a	3/a			4/a	No	H,M,Cr,It,Ig
4	NT005a	40-50	P	10/a	35/e,s,a	20/s	25/s	3/a	3/a			4/a	No	H,M,Cr,It,Ig
4	NT005b	40-50	P,S	10/a	35/e,s	20/s,a	25/e,s	1/a	5/a			4/a	No	H,M
5	NT0926	35-45	P,S	5/a	45/e,s	15/e,s	25/e,s					10/a	Si	H,M,Hy
6	NT0925	40-50	P,S		45/s,a	10/s	18/e,s	20/s,a	5/a			2/a	Si	H,Cr,Tq
6	NT0945	40-50	P,S		45/s,a	10/s	18/e,s	20/p	5/p			2/a	Si	H,Cr,Tq
6	NT0941	40-50	P,S		45/s,a	10/s,a	15/s	25/a	3/p			2/a	Si	H,M,Cr
6	NT0947	40-50	P,S		40/s,a	10/a	18/a	20/a	10/p			2/a	Si	H,M,Cr
7	NT0944	35-45	P	1/a	35/e,s	18/s,e	18/s	18/s,e				10/a	No	H,M,Cr
8	NT0903	35-45	P		30/s,a	5/a	10/s,a	30/s,a	15/a			10/a	Si	H,Cr,M,It
9	NT-DS	30-40	P	8/a	35/s,s	2/a	20/s,a	25/e,s,a				10/a	Si	H,Cr,M
10	NT0931	30-40	P		45/s	7/s	18/s,e	20/s,e				10/a	No	H,M,Cr,It
11	NT0929	35-45	P		40/e,s		12/a,p	22/e,s,a	16/s,a			10/a	No	H,M,Cr,It,Ig
11	NT0942	35-45	P		40/e,s		12/a,p	22/e,s,a	16/s,a			10/a	No	H,M,It,Ig
11	NT0943	35-45	P		40/e,s		12/a,p	22/e,s,a	16/s,a			10/a	No	H,M,It,Ig
Domos														
1	NT0934	30-40	P		45/e,s		20/s	25/e,s				10/a	No	H,M
1	NT0935	30-40	P		40/e,s		25/e,s	25/a				10/a	No	H,M
1	NT0936	30-40	P		45/e,s		15/s,a,p	30/a				10/a	No	H,M
2	NT0932	30-40	P		35/e,s	15/s	25/e,s	10/s,a				15/a	No	H,M,Cr

continúa tabla 3.

#Ens	Muestra	IP%	Text	% / hábito de fenocristales y microfenocristales								Acc	Text matriz	
				Ol	Plg	Cpx	Opx	Anf	Bt	Qz	Ox			
3	NT0916	40-50	P,S	2/a	40/e,s,a	12/s,a	20/s	14/a			4/a	8/a	Si	Hh,M,lt
3	NT0918	40-50	P,S	2/a	40/e,s,a	12/s,a	20/s	14/s,a			4/a	8/a	Si	Hh,M,lt
4	NT0901	50-60	P		40/e,s	7/s,a	3/a	15/s,a	20/s,a	10/a	5/a		No	H,M,Gr
5	NT0913	35-45	P		35/s,a	4/a	25/s,a	10/s,a	15/s,a	6/a	5/a		Si	H,M,lt,Ig
Volcanismo monogenético														
1	NT0906	25-35	P,S	2/a	40/a	6/a,s	10/a	32/a			10/a		Si	H,M,Cr,lt,Ig
2	NT0937	35-45	P	22/s,a	15/s	30/e,s	23/e,s				10/a		No	H,M,lt,Cr
3	NT0922	30-40	P	15/s,a	15/s	30/e,s	30/e,s				10/a		No	H,M,lt,Cr
3	NT0938	25-35	P	20/s,a	15/s	27/e,s	28/e,s				10/a		No	H,M,lt,Ig
3	NT0940	30-40	P	20/s,a	15/s	27/e,s	28/e,s				10/a		No	H,M,Tq,lt,Ig
3	NT0948	30-40	P	22/s	20/s	22/s	26/e,s				10/a		No	H,M,lt,Ig,Cr
Nevado reciente														
1	NT0701	30-40	P,S	3/a	30/s,a		20/s,a	25/s,a	12/a,p		10/a		Si	H,Cr,M
2	NT0703	50-60	P,S	5/a	45/s,a	5/a	30/s,a	10/s,a,p			5/a		Si	Hc,M,E
3	NT0702	30-40	P		40/s,a		25/e,s,a	20/s,a	5/a,p		10/a		No	H,M,lt,Cr
3	NT0704	30-40	P		40/s,a		25/e,s,a	20/s,a	5/a,p		10/a		No	H,M,lt,Cr
3	NT0933	30-40	P		40/s,a		25/e,s,a	20/s,a	5/a,p		10/a		No	H,M,lt,Cr
4	NT0902	30-40	P	1/a	35/e,s	9/s,a	18/e,s	16/s	13/s,a		8/a		No	H,M,Cr,lt
4	NT0930	30-40	P	1/a	35/e,s	9/s,a	18/e,s	16/s	13/s,a		8/a		No	H,M,Cr,lt

#Ens: Número de ensamble

IP%: Índice de porfiricidad en %

Text (Textura): P: Porfirítica
S: Seriada

Hábito: e: Euhedral
s: Subhedral
a: Anhedral

p: Pseudomorfo

Ol: Olivino Anf: Anfíbol

Plg: Plagioclasa Bt: Biotita

Cpx: Clinopiroxeno Qz: Cuarzo

Opx: Ortopiroxeno Ox: Óxidos

Acc Ap: Mineral accesorio, Apatito

Text matriz (Textura de la matriz)

(MacKenzie *et al.*, 1982):

H: Hipocristalina (70%>cristales>30%)

Hc: Holocristalina (cristalina≥70%)

Hh: Holohialina (vítrea≥70%)

M: Microcristalina

Cr: Criptocristalina

lt: Intersertal

Ig: Intergranular

E: Esferulítica

Tq: Traquítica

Hy: Hyalopilitica (lt+Tq)

Gr: Granular (forma de los cristales)

Nota: Una grauvaca y tres xenolitos metamórficos fueron analizados en las secciones delgadas NT0942B, NT0922, NT0940 y NT0948; dichos análisis no se incluyen en esta tabla. Revisar el texto para mayores detalles.

Tabla 4. Química de roca total de elementos mayores y elementos traza de rocas del área del Nevado de Toluca.

Serie	Mm	Md	Md	Md	Md	Md	Md	Md
Unidad	PN	PN	PN	NV	NV	NV	NV	NV
Muestra	NT0907	NT0928	NT1049	NT0903	NT0905	NT0908	NT0909A	NT0909B
Tipo	Lava	Lava						
Elementos mayores (wt.%)^{*1}								
SiO ₂	60.11	61.92	63.47	63.56	66.95	64.40	64.08	65.02
Al ₂ O ₃	16.48	18.21	16.63	15.95	15.67	16.74	17.08	16.27
Fe ₂ O ₃ tot	5.65	4.41	5.09	4.95	3.92	4.62	4.72	4.30
MgO	4.22	1.92	2.59	2.98	1.90	1.65	1.90	2.28
CaO	6.41	4.57	4.46	4.77	3.73	4.22	4.30	4.30
Na ₂ O	3.85	4.42	4.70	4.20	4.51	4.25	4.22	4.33
K ₂ O	1.84	1.82	2.01	1.98	2.28	2.15	1.94	2.12
TiO ₂	0.79	0.67	0.71	0.70	0.57	0.70	0.70	0.64
P ₂ O ₅	0.18	0.17	0.18	0.18	0.16	0.14	0.16	0.17
MnO	0.08	0.07	0.08	0.08	0.06	0.07	0.07	0.06
LOI	0.62	1.90	0.29	0.36	0.30	0.86	0.90	0.66
Total	100.21	100.08	100.20	99.70	100.04	99.78	100.05	100.15
Mg# [*]	59.70	46.31	50.16	54.43	49.05	41.44	44.41	51.22
Elementos traza (ppm)^{*1*2}								
Cs	1.91	1.18	1.40	1.80	1.76	1.20	1.40	1.82
Rb	30.02	26.32	41.27	37.13	51.52	34.75	25.01	43.32
Ba	545.71	484.00	444.52	604.59	470.98	608.05	492.46	725.62
Sr	685.90	705.85	489.27	583.56	483.69	512.19	511.98	637.35
Pb	8.28	9.00	9.37	9.04	10.04	10.52	11.33	9.82
Th	3.20	3.87	4.55	3.63	5.04	4.99	5.15	4.22
U	1.12	1.16	1.81	1.30	1.75	1.62	1.54	1.34
Zr	120.34	143.89	155.28	124.12	128.83	113.77	118.67	156.69
Hf	3.71	4.19	4.37	3.21	3.94	3.07	3.10	3.75
Ta	0.32	0.29	0.37	0.35	0.35	0.37	0.38	0.39
Y	15.86	15.36	19.10	15.76	13.89	15.69	15.12	15.61
Nb	3.86	3.62	4.89	4.21	3.84	4.00	4.18	4.68
Sc	14.62	8.43	10.45	10.43	6.32	9.05	9.02	8.58
Cr	93.75	19.05	64.93	84.58	69.63	42.99	49.73	82.12
Ni	13.35	5.56	24.33	30.42	26.57	16.18	18.26	30.53
Co	16.86	8.75	12.07	13.52	8.34	11.12	10.81	10.10
V	118.10	112.90	91.71	89.50	79.65	86.82	90.38	104.98
Zn	63.66	63.13	63.60	64.25	52.82	59.27	58.61	64.36
Cu	5.79	3.81	10.77	9.37	10.56	9.09	9.49	4.96
La	14.17	17.00	18.77	14.46	17.88	15.71	16.34	17.59
Ce	36.91	41.08	36.53	35.53	40.45	39.22	36.44	43.58
Pr	4.50	4.84	5.09	4.31	4.65	4.35	4.44	4.99
Nd	18.32	18.99	21.38	17.56	17.77	17.09	17.08	19.60
Sm	4.03	4.08	4.55	3.86	3.69	3.70	3.63	4.24
Eu	1.26	1.34	1.28	1.18	1.05	1.15	1.17	1.28
Gd	3.49	3.46	4.11	3.37	3.15	3.26	3.18	3.55
Tb	0.55	0.55	0.66	0.55	0.48	0.53	0.51	0.55
Dy	2.83	2.81	3.47	2.75	2.43	2.73	2.60	2.75
Ho	0.56	0.55	0.65	0.56	0.48	0.56	0.53	0.53
Er	1.52	1.48	1.94	1.52	1.33	1.57	1.44	1.45
Tm	0.20	0.19	0.28	0.20	0.17	0.21	0.19	0.18
Yb	1.48	1.40	1.87	1.46	1.24	1.53	1.35	1.37
Lu	0.22	0.20	0.26	0.21	0.19	0.22	0.20	0.20

*1 Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X, Instituto de Geología, UNAM.

*2 Laboratorio de Química Ultrapura e ICP-MS, Instituto de Geología, UNAM.

continúa tabla 4.

Serie	Md	Md	Md	Md	Md	Md	Md	Md
Unidad	NV	NV	NV	NV	NV	NV	NV	NV
Muestra	NT0910B	NT0911	NT0925	NT0926	NT0929	NT0931	NT0941	NT0942
Tipo	FPC L	Lava						
Elementos mayores (wt.%)^{*1}								
SiO ₂	58.30	60.63	63.77	63.32	64.22	65.25	63.94	64.61
Al ₂ O ₃	20.10	16.64	16.09	16.55	16.33	16.47	17.05	17.06
Fe ₂ O ₃ tot	4.88	5.90	4.50	4.87	4.71	4.18	4.63	4.18
MgO	2.37	3.34	2.52	2.87	2.47	2.14	2.16	1.82
CaO	4.52	5.92	4.48	4.57	4.57	4.19	4.36	3.67
Na ₂ O	4.36	4.06	4.47	4.47	4.61	4.43	4.33	3.95
K ₂ O	1.30	2.16	2.28	2.04	2.11	2.06	1.99	2.45
TiO ₂	0.65	0.79	0.66	0.67	0.66	0.62	0.70	0.61
P ₂ O ₅	0.08	0.25	0.18	0.19	0.17	0.16	0.17	0.17
MnO	0.07	0.09	0.06	0.05	0.06	0.07	0.06	0.04
LOI	3.43	0.20	1.27	0.44	0.10	0.12	0.94	1.78
Total	100.07	99.99	100.27	100.04	100.01	99.67	100.31	100.35
Mg# [*]	49.01	52.85	52.64	53.86	50.92	50.33	48.04	46.26
Elementos traza (ppm)^{*1*2}								
Cs	4.21	1.12	2.02	1.35	1.41	1.01	2.17	1.01
Rb	44.61	46.80	44.75	45.04	39.35	40.50	42.44	52.78
Ba	252.76	570.74	556.18	582.54	511.85	609.32	550.28	618.43
Sr	547.40	708.72	591.63	457.11	554.62	475.18	569.90	471.61
Pb	11.50	8.86	9.39	8.64	9.08	9.28	10.14	8.60
Th	4.81	5.74	5.04	4.47	3.38	4.00	5.62	4.71
U	3.15	1.74	1.64	1.57	1.11	1.42	1.53	1.39
Zr	72.83	160.23	118.06	146.51	67.43	120.57	176.96	146.66
Hf	2.59	4.51	3.71	4.28	2.23	3.77	4.75	4.27
Ta	0.45	0.33	0.30	0.36	0.37	0.38	0.39	0.37
Y	16.76	21.50	15.31	14.99	14.75	15.34	19.97	16.48
Nb	5.36	4.20	3.47	4.14	4.44	4.31	5.01	4.53
Sc	10.42	13.15	8.32	9.34	7.85	8.20	10.22	7.78
Cr	37.54	68.74	143.31	165.36	51.46	52.15	41.97	39.82
Ni	22.02	18.19	21.18	45.91	21.16	10.33	8.50	14.23
Co	11.18	16.88	10.62	11.63	10.45	8.65	11.14	10.26
V	88.23	121.51	85.67	112.16	102.83	96.12	120.12	110.34
Zn	66.46	64.67	55.76	53.87	60.77	58.38	71.39	57.84
Cu	7.50	16.76	10.05	18.02	9.22	6.23	10.00	12.85
La	12.26	28.94	16.50	16.32	14.73	15.48	22.14	18.54
Ce	23.63	53.46	41.22	35.42	34.11	34.97	56.62	46.34
Pr	3.36	8.38	4.79	4.54	4.31	4.23	6.13	4.98
Nd	14.79	32.92	18.76	17.73	17.18	16.80	23.42	19.05
Sm	3.47	6.75	4.06	3.76	3.72	3.63	4.93	4.01
Eu	1.25	1.80	1.16	1.12	1.16	1.09	1.39	1.13
Gd	3.15	5.39	3.43	3.29	3.22	3.20	4.30	3.41
Tb	0.52	0.79	0.53	0.53	0.51	0.52	0.68	0.56
Dy	2.81	3.81	2.71	2.73	2.58	2.71	3.38	2.83
Ho	0.52	0.75	0.54	0.55	0.51	0.53	0.68	0.58
Er	1.59	2.01	1.50	1.48	1.36	1.47	1.81	1.58
Tm	0.24	0.27	0.19	0.19	0.17	0.19	0.24	0.21
Yb	1.63	1.88	1.41	1.43	1.28	1.41	1.72	1.51
Lu	0.25	0.28	0.21	0.21	0.18	0.20	0.25	0.22

Mm: Magmas mantélicos enriquecidos

Md: Magmas diferenciados de alto Mg#

$$*Mg\# = 100 \cdot Mg / (Mg + 0.85 \cdot Fe_{tot})$$

continúa tabla 4.

Serie	Md	Md	Md	Md	Md	Md	Mm	Md
Unidad	NV	NV	NV	NV	NV	D	D	D
Muestra	NT0943	NT0944	NT0945	NT1051	NT-DS	NT0901	NT0913	NT0916
Tipo	Lava							
Elementos mayores (wt.%)^{*1}								
SiO ₂	65.57	65.93	64.16	60.43	65.43	64.96	62.42	63.95
Al ₂ O ₃	16.14	16.54	16.92	18.36	16.75	15.75	15.94	16.26
Fe ₂ O ₃ tot	3.96	3.77	4.88	5.25	4.02	4.62	4.98	4.57
MgO	1.92	1.90	2.19	2.98	2.16	1.72	4.21	2.68
CaO	3.97	4.20	4.37	5.33	4.45	4.23	3.90	4.32
Na ₂ O	4.27	4.41	4.51	4.54	4.50	4.40	3.93	4.53
K ₂ O	2.13	2.19	2.18	1.48	2.07	2.73	2.29	2.31
TiO ₂	0.56	0.60	0.65	0.82	0.61	0.65	0.65	0.59
P ₂ O ₅	0.15	0.18	0.19	0.17	0.17	0.29	0.17	0.18
MnO	0.04	0.05	0.08	0.09	0.07	0.16	0.08	0.06
LOI	1.38	0.39	0.29	0.67	0.18	0.61	1.06	0.15
Total	100.10	100.16	100.41	100.12	100.40	100.10	99.61	99.60
Mg# [*]	49.01	49.99	47.08	52.97	51.56	42.38	62.66	53.75
Elementos traza (ppm)^{*1*2}								
Cs	1.16	1.33	1.55	0.85	1.74	2.05	-	1.84
Rb	49.88	50.89	48.36	15.17	38.06	55.78	46.21	58.27
Ba	525.45	615.91	509.66	435.95	541.48	711.19	510.94	508.59
Sr	504.28	592.86	479.55	521.42	637.31	677.27	585.72	537.61
Pb	7.52	8.59	9.52	9.45	8.31	11.32	9.19	9.89
Th	4.28	5.06	4.37	4.53	3.96	6.16	4.43	5.56
U	1.32	1.44	1.42	1.20	1.22	2.10	1.75	1.93
Zr	112.12	154.74	119.19	158.38	108.83	83.11	80.19	134.53
Hf	3.49	4.42	3.00	4.58	3.41	2.59	2.58	3.94
Ta	0.32	0.34	0.33	0.37	0.38	0.37	0.38	0.36
Y	21.43	17.50	16.55	21.10	15.10	27.31	16.59	18.03
Nb	3.71	4.27	3.67	4.77	5.02	4.25	4.82	4.11
Sc	6.80	7.58	8.09	12.36	9.48	8.04	11.36	9.58
Cr	51.41	70.18	41.75	38.50	59.20	57.82	183.09	135.90
Ni	19.92	16.68	13.07	16.02	27.83	39.04	118.34	41.35
Co	9.24	8.60	10.67	13.87	9.78	12.71	18.22	13.18
V	96.58	106.62	80.30	100.06	72.32	107.74	69.56	120.99
Zn	53.75	61.04	54.05	67.02	60.48	66.37	61.57	58.60
Cu	10.32	20.29	10.84	7.37	7.29	15.55	17.64	20.51
La	17.42	21.45	17.76	16.42	17.63	33.86	19.32	22.51
Ce	33.74	51.87	49.70	33.66	36.64	61.12	40.40	52.49
Pr	4.43	6.36	5.07	4.57	4.71	9.61	5.37	5.96
Nd	17.09	24.63	19.58	19.66	19.66	38.45	22.07	22.45
Sm	3.75	5.21	4.24	4.39	4.14	7.97	4.55	4.64
Eu	1.07	1.31	1.17	1.33	1.26	2.04	1.35	1.28
Gd	3.50	4.29	3.67	4.19	3.50	6.91	3.91	3.89
Tb	0.58	0.65	0.58	0.70	0.55	0.96	0.60	0.60
Dy	3.00	3.18	2.98	3.79	2.80	4.60	3.02	3.02
Ho	0.62	0.62	0.60	0.74	0.50	0.92	0.56	0.61
Er	1.70	1.66	1.62	2.17	1.52	2.45	1.57	1.66
Tm	0.22	0.22	0.22	0.32	0.21	0.32	0.22	0.22
Yb	1.49	1.58	1.62	2.09	1.37	2.19	1.52	1.58
Lu	0.23	0.23	0.24	0.29	0.18	0.34	0.20	0.24

PN: Pre-Nevedo

VM: Volcanismo monogenético

NV: Nevado viejo

NR: Nevado reciente

D: Domos

continúa tabla 4.

Serie	Md	Md	Md	Md	Md	Md	Mm	Mm
Unidad	D	D	D	D	D	VM	VM	VM
Muestra	NT0918	NT0932	NT0934	NT0935	NT0936	NT0906	NT0922	NT0937
Tipo	Lava							
Elementos mayores (wt.%)^{*1}								
SiO ₂	64.41	60.78	65.74	61.84	63.55	61.41	53.44	59.68
Al ₂ O ₃	16.54	16.70	16.21	17.49	16.92	17.38	15.79	16.02
Fe ₂ O ₃ tot	4.53	5.74	3.99	5.11	5.09	5.05	7.06	5.30
MgO	2.20	3.25	1.75	2.09	3.02	3.18	7.76	5.20
CaO	3.89	5.64	4.07	4.58	4.16	5.19	7.53	6.58
Na ₂ O	4.54	4.45	4.64	4.58	4.00	4.22	3.72	4.07
K ₂ O	2.48	2.22	2.15	2.01	2.19	1.68	1.78	2.07
TiO ₂	0.60	0.75	0.60	0.80	0.67	0.73	0.83	0.80
P ₂ O ₅	0.17	0.23	0.16	0.20	0.15	0.19	0.32	0.27
MnO	0.07	0.08	0.06	0.07	0.07	0.08	0.11	0.07
LOI	0.65	0.35	0.41	0.76	0.04	1.01	1.90	0.02
Total	100.08	100.19	99.78	99.53	99.85	100.12	100.24	100.07
Mg# [*]	49.03	52.86	46.55	44.72	54.07	55.51	68.55	66.05
Elementos traza (ppm)^{*1*2}								
Cs	1.66	1.27	1.79	1.16	1.27	0.75	1.04	1.45
Rb	59.62	48.14	41.49	50.09	43.63	19.66	27.64	39.10
Ba	633.92	499.88	592.53	604.54	606.83	508.65	481.96	533.31
Sr	479.89	616.94	528.15	431.90	556.92	668.97	793.47	1146.74
Pb	10.30	10.32	9.12	8.75	9.22	9.00	7.76	9.01
Th	5.49	5.16	3.80	4.57	4.68	3.26	3.29	4.66
U	1.89	1.64	1.25	1.49	1.19	1.11	1.06	1.47
Zr	133.60	148.16	140.44	152.50	123.97	119.57	123.40	160.20
Hf	3.53	4.29	4.13	4.51	3.14	3.55	3.59	4.49
Ta	0.37	0.33	0.38	0.40	0.36	0.37	0.27	0.31
Y	18.09	19.14	14.68	22.52	19.93	14.66	17.21	16.25
Nb	4.07	4.19	4.54	4.66	3.94	4.84	4.17	3.91
Sc	8.98	11.90	6.99	9.19	11.46	11.69	17.93	13.07
Cr	136.67	63.82	39.07	22.40	73.31	56.41	383.50	213.81
Ni	36.80	20.20	5.82	8.45	41.53	7.26	236.50	93.33
Co	12.43	15.93	7.32	10.46	15.31	12.42	30.67	21.50
V	111.86	113.10	91.06	86.63	80.45	89.49	145.45	115.75
Zn	57.48	70.18	58.55	60.92	60.13	66.12	73.56	63.52
Cu	16.71	15.55	4.51	9.41	12.12	5.38	41.84	25.46
La	22.41	22.52	15.57	18.32	18.72	13.92	25.25	26.06
Ce	60.16	58.91	35.93	44.90	40.84	32.68	48.65	55.76
Pr	6.20	6.44	4.19	5.20	5.13	4.04	6.89	8.12
Nd	23.53	25.16	16.42	20.61	19.97	17.55	26.23	32.29
Sm	4.92	5.19	3.58	4.62	4.29	3.81	5.08	6.41
Eu	1.26	1.47	1.09	1.28	1.29	1.30	1.49	1.84
Gd	4.16	4.39	3.11	4.28	3.92	3.35	4.22	4.77
Tb	0.64	0.67	0.50	0.71	0.62	0.55	0.62	0.66
Dy	3.21	3.35	2.55	3.82	3.21	2.83	3.07	3.02
Ho	0.64	0.67	0.52	0.79	0.66	0.52	0.61	0.57
Er	1.73	1.83	1.40	2.16	1.85	1.47	1.63	1.50
Tm	0.22	0.24	0.18	0.30	0.25	0.21	0.22	0.19
Yb	1.63	1.71	1.34	2.11	1.76	1.41	1.53	1.36
Lu	0.24	0.26	0.20	0.32	0.27	0.20	0.23	0.20

FBC b: Flujo de bloques y ceniza (bloque)

Subvolc: Roca subvolcánica

FPC L: Flujo de pómez y ceniza (lítico)

Metam: Xenolito metamórfico

continúa tabla 4.

Serie	Mm	Mm	Mm	Mm	Mm	Mm	Mm	Mm
Unidad	VM	VM	VM	VM	VM	VM	VM	VM
Muestra	NT0938	NT0940	NT0948	NT1054	NT1055	NT1056	NT1057	NT1059
Tipo	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
Elementos mayores (wt.%)^{*1}								
SiO ₂	55.12	56.14	53.88	58.63	58.49	54.39	56.13	56.92
Al ₂ O ₃	17.04	15.79	15.20	15.85	15.52	16.42	16.35	16.25
Fe ₂ O ₃ tot	7.07	6.80	7.40	6.60	6.27	7.56	7.03	6.63
MgO	7.00	5.33	8.20	6.18	7.19	7.34	6.92	6.43
CaO	7.43	6.63	7.24	6.37	6.03	7.18	6.65	6.24
Na ₂ O	3.85	4.64	4.04	3.91	3.54	3.78	3.97	3.71
K ₂ O	1.17	2.42	2.09	1.34	1.55	1.56	1.58	1.72
TiO ₂	0.71	1.06	0.99	0.85	0.85	0.87	0.86	0.85
P ₂ O ₅	0.17	0.76	0.67	0.19	0.18	0.29	0.25	0.22
MnO	0.12	0.08	0.10	0.09	0.10	0.11	0.11	0.10
LOI	0.28	0.30	-0.10	0.20	0.39	0.37	-0.01	0.54
Total	99.96	99.94	99.70	100.21	100.12	99.85	99.83	99.61
Mg# [*]	66.25	60.83	68.69	64.98	69.45	65.78	66.10	65.79
Elementos traza (ppm)^{*1*2}								
Cs	0.54	1.10	1.15	0.95	1.28	1.18	1.54	1.58
Rb	18.67	32.32	30.28	26.90	27.88	26.60	34.05	32.55
Ba	347.40	849.15	638.80	461.03	353.94	444.93	492.19	429.30
Sr	581.78	1345.45	1068.57	554.14	516.59	608.93	577.94	509.11
Pb	4.60	11.67	9.90	6.09	7.15	7.54	7.62	7.50
Th	1.69	4.26	4.70	2.49	2.59	3.13	3.18	2.96
U	0.55	1.29	1.35	0.80	0.76	0.92	1.03	0.95
Zr	145.25	175.88	158.63	129.35	137.86	145.13	162.62	151.55
Hf	3.22	4.91	4.47	3.49	3.81	3.93	4.20	4.08
Ta	0.20	0.78	0.59	0.30	0.34	0.32	0.38	0.34
Y	16.44	15.45	17.86	18.94	17.68	19.71	20.06	18.04
Nb	2.96	13.67	10.67	4.59	4.61	5.15	5.56	4.65
Sc	19.36	12.88	18.36	13.97	14.99	18.29	18.62	16.46
Cr	389.80	228.86	413.91	260.68	387.68	386.54	396.35	295.47
Ni	195.16	180.93	257.02	295.45	237.54	177.25	180.39	158.01
Co	32.22	23.69	33.41	27.81	26.12	30.31	30.11	25.84
V	143.80	136.61	152.69	111.21	104.20	137.91	134.15	118.15
Zn	75.90	130.15	95.94	70.58	66.11	78.75	76.92	70.44
Cu	39.60	29.32	48.26	20.53	24.01	35.68	37.16	30.74
La	11.08	42.62	46.19	14.56	14.62	22.43	20.24	17.59
Ce	26.11	111.00	84.49	34.20	31.86	46.17	43.37	37.18
Pr	3.64	13.32	10.12	4.66	4.25	6.10	5.84	4.96
Nd	15.31	46.01	34.67	18.25	18.61	25.72	25.11	21.52
Sm	3.64	7.33	5.77	4.14	4.13	5.27	5.27	4.65
Eu	1.27	1.94	1.59	1.26	1.30	1.59	1.56	1.43
Gd	3.34	5.26	4.62	3.61	3.84	4.59	4.58	4.11
Tb	0.55	0.68	0.67	0.61	0.63	0.70	0.74	0.65
Dy	2.85	2.94	3.20	3.24	3.30	3.64	3.72	3.35
Ho	0.57	0.54	0.63	0.63	0.61	0.68	0.66	0.63
Er	1.55	1.37	1.67	1.76	1.78	1.92	1.99	1.79
Tm	0.21	0.17	0.22	0.26	0.25	0.27	0.29	0.26
Yb	1.48	1.26	1.57	1.64	1.69	1.80	1.74	1.68
Lu	0.22	0.18	0.23	0.24	0.24	0.26	0.25	0.24

continúa tabla 4.

Serie	Md							
Unidad	NR							
Muestra	NT0701	NT0702	NT0703	NT0704	NT0902	NT0910	NT0927	NT0930
Tipo	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	FBC b	FBC b	Lava
Elementos mayores (wt.%)^{*1}								
SiO ₂	65.81	65.38	65.32	63.14	65.88	63.47	63.75	66.51
Al ₂ O ₃	16.07	16.21	16.36	15.73	15.83	16.90	16.09	16.27
Fe ₂ O ₃ tot	3.67	3.75	3.81	4.51	4.25	4.97	4.85	3.85
MgO	1.53	1.69	1.65	2.68	2.06	2.01	3.31	1.74
CaO	3.97	4.00	4.19	4.65	4.18	4.61	4.88	3.86
Na ₂ O	4.42	4.56	4.52	4.22	5.21	4.18	4.30	4.54
K ₂ O	2.00	1.90	1.90	1.89	2.01	1.94	2.05	2.27
TiO ₂	0.59	0.59	0.61	0.65	0.65	0.76	0.65	0.58
P ₂ O ₅	0.16	0.16	0.14	0.16	0.17	0.18	0.19	0.17
MnO	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06
LOI	1.60	1.57	1.33	2.18	-0.03	0.80	0.15	0.15
Total	99.88	99.87	99.89	99.88	100.27	99.91	100.27	99.99
Mg# [*]	45.23	47.17	46.18	54.07	48.94	44.53	57.49	47.27
Elementos traza (ppm)^{*1*2}								
Cs	-	-	-	-	1.14	2.37	1.82	1.54
Rb	39.00	37.00	36.00	32.00	41.86	36.40	37.99	46.68
Ba	528.67	521.25	448.67	460.03	472.01	601.50	598.00	484.88
Sr	499.00	509.00	524.00	593.00	450.20	509.52	705.97	485.60
Pb	14.67	18.36	14.76	15.53	9.18	9.21	9.30	9.99
Th	3.84	3.29	3.11	3.16	4.23	3.69	3.81	4.13
U	2.21	2.06	2.03	1.67	1.53	1.31	1.27	1.47
Zr	160.00	160.00	140.00	138.00	125.45	113.89	137.19	112.87
Hf	3.44	3.31	2.98	3.07	3.91	3.68	3.37	3.55
Ta	0.52	0.48	0.42	0.39	0.42	0.40	0.33	0.43
Y	14.80	11.71	14.06	13.32	14.94	16.74	15.57	15.20
Nb	6.11	5.93	5.09	4.88	4.85	4.84	4.19	4.89
Sc	-	-	-	-	7.86	8.56	9.65	7.04
Cr	34.45	36.16	30.90	64.90	62.09	30.40	212.10	38.58
Ni	-	-	-	-	10.83	8.23	71.13	7.43
Co	-	-	-	-	8.35	9.22	13.38	7.19
V	74.67	69.74	83.83	95.57	90.07	112.76	116.20	88.11
Zn	53.00	54.00	51.00	57.00	59.73	64.13	62.73	59.76
Cu	-	-	-	-	5.99	6.32	14.96	5.07
La	17.28	14.94	13.09	13.98	15.92	14.37	17.48	16.56
Ce	37.91	36.44	33.08	33.74	39.68	34.27	44.79	40.97
Pr	4.44	4.24	3.87	4.07	4.40	4.18	5.15	4.58
Nd	17.24	16.27	15.11	16.35	17.22	16.85	20.56	17.70
Sm	3.64	3.37	3.37	3.63	3.65	3.76	4.33	3.78
Eu	1.21	1.20	1.12	1.19	1.15	1.17	1.32	1.12
Gd	3.68	3.36	3.50	3.46	3.31	3.42	3.55	3.29
Tb	0.53	0.50	0.54	0.52	0.53	0.56	0.56	0.53
Dy	2.44	2.26	2.61	2.53	2.67	2.94	2.72	2.70
Ho	0.46	0.42	0.48	0.44	0.54	0.60	0.55	0.53
Er	1.46	1.27	1.52	1.44	1.45	1.66	1.46	1.44
Tm	-	-	-	-	0.19	0.22	0.19	0.18
Yb	1.34	1.24	1.46	1.37	1.38	1.61	1.40	1.38
Lu	0.20	0.18	0.23	0.20	0.20	0.24	0.20	0.20

continúa tabla 4.

Serie	Md	Md	Md	Md	Basamento	
Unidad	NR	NR	NR	NR		
Muestra	NT0933	NT1050	NT1052A	NT1052B	SCH0805	NT-ME
Tipo	Lava	FPC L	FBC b	FBC b	Subvolc	Metam
Elementos mayores (wt.%)^{*1}						
SiO ₂	64.04	64.75	65.70	63.50	71.88	69.27
Al ₂ O ₃	17.08	15.74	16.02	17.91	14.18	12.62
Fe ₂ O ₃ tot	4.28	4.08	4.12	4.17	2.34	6.42
MgO	2.04	1.98	1.82	1.90	0.57	2.03
CaO	4.31	4.30	4.13	4.52	1.60	0.47
Na ₂ O	4.23	4.20	4.39	4.50	4.10	2.06
K ₂ O	2.28	2.04	2.28	1.56	4.41	2.07
TiO ₂	0.65	0.61	0.64	0.62	0.24	0.69
P ₂ O ₅	0.16	0.15	0.16	0.18	0.10	0.20
MnO	0.06	0.06	0.06	0.06	0.04	0.09
LOI	1.00	1.86	0.56	0.90	0.64	4.24
Total	100.13	99.76	99.88	99.82	100.09	100.15
Mg# [*]	48.62	48.99	46.59	47.46	32.70	38.50
Elementos traza (ppm)^{*1*2}						
Cs	1.84	2.02	2.64	1.48	18.31	18.78
Rb	35.20	37.80	45.90	28.25	173.21	190.55
Ba	453.10	390.38	449.45	815.19	714.04	365.67
Sr	626.34	498.24	529.93	633.43	129.30	108.58
Pb	9.49	8.48	8.39	11.54	29.09	23.30
Th	5.00	2.83	3.47	4.85	12.25	7.59
U	1.60	1.18	1.44	1.04	2.82	3.21
Zr	104.45	65.52	132.43	148.55	61.91	141.60
Hf	3.45	2.17	3.38	3.69	2.52	4.19
Ta	0.36	0.36	0.35	0.49	2.19	0.55
Y	14.98	13.56	15.51	13.72	46.00	43.70
Nb	4.00	4.06	4.37	5.87	16.40	9.11
Sc	7.48	8.58	11.07	12.91	7.43	15.52
Cr	40.18	74.15	58.29	60.15	61.88	72.86
Ni	14.61	11.21	6.29	8.80	3.23	39.87
Co	9.22	8.24	8.04	8.99	2.97	17.90
V	95.08	63.65	75.93	74.99	32.25	141.24
Zn	58.38	53.70	58.69	70.67	79.82	149.89
Cu	6.55	4.23	5.44	12.07	3.69	60.35
La	17.35	11.96	13.06	16.76	23.14	34.33
Ce	45.28	25.05	27.02	37.35	51.32	59.02
Pr	4.74	3.39	3.60	4.38	7.10	8.22
Nd	18.29	14.03	14.78	17.31	26.81	34.16
Sm	3.77	3.24	3.45	3.81	7.42	7.45
Eu	1.19	0.98	1.07	1.32	0.72	1.49
Gd	3.32	3.06	3.27	3.61	7.03	7.05
Tb	0.52	0.48	0.51	0.51	1.38	1.19
Dy	2.62	2.50	2.70	2.57	7.88	6.91
Ho	0.53	0.47	0.51	0.48	1.49	1.36
Er	1.46	1.34	1.47	1.30	4.23	3.97
Tm	0.19	0.19	0.21	0.17	0.63	0.55
Yb	1.41	1.26	1.42	1.23	4.10	3.51
Lu	0.21	0.18	0.21	0.17	0.60	0.51

Tabla 5. Composiciones isotópicas de las rocas del área del Nevado de Toluca.

	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 1\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$
Pre-Nevado										
NT0907	0.7037607	28	0.5128711	19	18.606	0.002	15.569	0.003	38.293	0.009
NT0928	0.7038463	27	0.5129130	40	18.568	0.003	15.558	0.003	38.225	0.012
NT1049	0.7040605	27	0.5129067	18	18.590	0.002	15.561	0.003	38.253	0.009
Nevado viejo										
NT0908	0.7039062	26	0.5129025	20	18.587	0.004	15.562	0.005	38.251	0.017
NT1051	0.7040107	27	0.5128416	21	18.612	0.002	15.569	0.002	38.296	0.008
NT0941	0.7041750	24	0.5128131	18	18.646	0.005	15.585	0.006	38.370	0.020
NT0944	0.7039350	28	0.5128294	39	18.632	0.003	15.575	0.003	38.342	0.010
NT0903	0.7038472	34	0.5128827	22	18.562	0.006	15.553	0.007	38.212	0.025
NT0942	0.7040522	26	0.5128325	21	18.640	0.003	15.579	0.004	38.342	0.012
NT0943	0.7039881	28	0.5128430	21	18.620	0.002	15.571	0.002	38.310	0.009
NT-DS	0.7039605	28	0.5128659	21	18.581	0.002	15.561	0.003	38.252	0.009
NT0931	0.7041016	30	0.5128276	18	18.600	0.002	15.567	0.002	38.290	0.008
Domos										
NT0918	0.7040853	28	0.5129010	22	18.602	0.002	15.566	0.002	38.276	0.008
NT0932	0.7041408	26	0.5128609	35	18.634	0.003	15.569	0.003	38.316	0.011
NT0936	0.7038044	33	0.5128997	20	18.581	0.002	15.561	0.002	38.246	0.008
NT0934	0.7040674	28	0.5128338	39	18.593	0.004	15.566	0.005	38.280	0.017
NT0901	0.7041606	26	0.5129011	20	18.602	0.002	15.568	0.002	38.286	0.007
NT0913	0.7038000	28	0.5129107	20	18.578	0.002	15.560	0.003	38.238	0.010
Volcanismo monogenético										
NT0906	0.7037975	27	0.5128750	36	18.592	0.006	15.565	0.007	38.270	0.025
NT0940	0.7043308	28	0.5127826	19	18.675	0.003	15.590	0.003	38.419	0.011
NT0938	0.7039946	27	0.5128640	19	18.612	0.009	15.568	0.011	38.288	0.035
NT0922	0.7041385	28	0.5128650	40	18.632	0.012	15.564	0.015	38.302	0.048
NT1054	0.7039386	28	0.5128581	20	18.638	0.003	15.576	0.003	38.336	0.011
Nevado reciente										
NT1050	0.7038784	30	0.5128496	21	18.571	0.001	15.559	0.002	38.241	0.006
NT0930	0.7040872	29	0.5128360	25	18.602	0.007	15.569	0.008	38.295	0.027
Basamento										
SCH0805	0.7078023	28	0.5125286	19	18.850	0.007	15.647	0.008	38.702	0.027
NT-ME	0.7202153	26	0.5124177	19	18.994	0.006	15.652	0.007	38.894	0.023

Los errores $\pm 1\sigma$ para Sr y Nd corresponden al valor del error estándar absoluto medido.

Las relaciones de Pb y los errores $\pm 2\sigma$ fueron obtenidos a través de un doble spike de Pb, siguiendo el procedimiento de Hamelin *et al.* (1985) y Todt *et al.* (1996) con base en el estándar NBS 981.

Todas las mediciones fueron hechas en la Jackson School of Geosciences, Universidad de Texas en Austin, EUA, utilizando un espectrómetro de masas con ionización térmica (TIMS) conforme al manual de procedimientos de dicha entidad.

Tabla 6. Etapas, episodios, unidades de lava y piroclastos, y unidades cartográficas del área del Nevado de Toluca

Etapas, episodios, unidades de lava y piroclastos, y unidades cartográficas del área del Nevado de Toluca							
Etapas de actividad volcánica antigua (2 episodios, 3 unidades de lava).							
Episodio	Unidad	Unidad cartográfica (Episodio.Unidad)	Edad	Muestra	Tipo	*SiO ₂ wt. %	Mineralogía
Pre-Nevado (SMB *¹)							
A1	1	A1.1	7.5 Ma* ¹	NT0907 NT0923 NT0939	A	60.35	Plg, Anf, Ol, Ox, Cpx, Opx
Pre-Nevado							
A2	2	A2.2	<3.0 Ma; >1.5 Ma	NT0928	D	63.07	Plg, Anf, Opx, Ox
A2	3	A2.3	<7.5 Ma; >1.4 Ma	NT1049 NT0914 NT0920 NT0921	D	63.52	Plg, Opx, Cpx, Ox Plg, Opx, Cpx, Ox Plg, Opx, Cpx, Ox
Etapas de actividad volcánica vieja e inicial (7 episodios, 20 unidades de lava y 1 unidad de piroclastos).							
Nevado viejo							
V1	4	V1.4	2.6 Ma* ²	NT0908 NT0909A NT0909B	D D D	65.10 64.63 65.35	Plg, Anf, Opx, Bt, Ox, Ap Plg, Anf, Opx, Bt, Ox, Ap
V2	5	V2.5	1.5 Ma* ³	NT1051	A	60.77	Plg, Opx, Anf, Cpx, Ox
V3	6	V3.6	>1.4 Ma	NT0905 NT1053	D	67.12	Plg, Opx, Cpx, Anf, Ox Plg, Opx, Cpx, Anf, Ox
V3	7	V3.7	1.4 Ma	NT0911 NT0912	A	60.76	Plg, Opx, Cpx, Ol, Bt, Ox, Anf Plg, Opx, Cpx, Ol, Bt, Ox, Anf
Domos							
V3	8	V3.8	1.4 Ma	NT0916 NT0918	D D	64.30 64.78	Plg, Opx, Anf, Cpx, Qz, Ol, Ox
V4	9	V4.9	1.3 Ma	NT0932	A	60.87	Plg, Opx, Cpx, Ox, Anf
Nevado viejo							
V4	10	V4.10	1.2-1.3 Ma* ⁴	NT0926	D	63.57	Plg, Opx, Cpx, Ox, Ol

continúa tabla 6.

Episodio	Unidad	Unidad cartográfica (episodio.unidad)	Edad	Muestra	Tipo	*SiO ₂ wt.%	Mineralogía	
V4	11	V4.11	1.2-1.3 Ma* ⁴	NT0925	D	64.41	Plg, Anf, Opx, Cpx, Bt, Ox	
				NT0924				
				NT0941	D	64.35		
				NT0945	D	64.08		
				NT0947				
V5	12	V5.12	1.1 Ma* ⁴	NT0944 NT0919	D	66.08	Plg, Cpx, Opx, Anf, Ox, Ol	
Domos								
V6	13	V6.13	1.0 Ma	NT0901	D	65.29	Plg, Bt, Anf, Qz, Cpx, Ox, Opx	
V6	14	V6.14	~1.0 Ma	NT0935	A	62.61	Plg, Anf, Opx, Ox	
V6	15	V6.15	1.0 Ma	NT0936	D	63.67	Plg, Anf, Opx, Ox	
				NT0934	D	66.15		
V6	16	V6.16	0.97 Ma	NT0913	D	63.33	Plg, Opx, Bt, Anf, Qz, Ox, Cpx	
Nevado viejo								
V6	FPC (L)	No aplica	0.96 Ma	NT0910B	A	60.32	Plg, Opx	
V7	17	V7.17	0.36 Ma	NT0903	D	63.98	Plg, Anf, Bt, Opx, Ox, Cpx, Ap	
V7	18	V7.18	~0.36 Ma	NT-DS	D	65.28	Plg, Anf, Opx, Ox, Ol, Cpx, Ap	
V7	19	V7.19	≤0.36 Ma	NT0929	D	64.28	Plg, Anf, Bt, Opx, Ox	
				NT0942	D	65.55	Plg, Anf, Bt, Opx, Ox	
				NT0943	D	66.42	Plg, Anf, Bt, Opx, Ox	
Volcanismo monogenético								
V7	20	V7.20	0.25 Ma	NT0906	A	61.96	Plg, Anf, Opx, Ox, Cpx, Ol, Ap	
V7	21	V7.21	≤0.14 (~0.10 Ma)	NT0922	TAB	54.35	Opx, Cpx, Ol, Plg, Ox	
				NT0938	AB	55.30	Opx, Cpx, Ol, Plg, Ox	
				NT0948	TAB	53.99	Opx, Cpx, Ol, Plg, Ox	
				NT1056	AB	54.67		

continúa tabla 6.

Episodio	Unidad	Unidad cartográfica (episodio.unidad)	Edad	Muestra	Tipo	*SiO ₂ wt. %	Mineralogía
Nevado viejo							
V7	22	V7.22	0.11 Ma	NT0931	D	65.54	Plg, Anf, Opx, Ox, Cpx
Volcanismo monogenético							
V7	23	V7.23	≤0.10 (~0.06 Ma)	NT0937	A	59.65	Cpx, Opx, Ol, Plg, Ox
				NT0940	TA	56.35	Cpx, Opx, Ol, Plg, Ox
				NT1054	A	58.62	
				NT1055	A	58.65	
				NT1057	AB	56.22	
				NT1059	A	57.46	
----- Etapa de actividad volcánica joven (5 episodios, 10 unidades de lava, 11 unidades de piroclastos) -----							
Nevado reciente							
J1	24	J1.24	±46 ka	NT0701	D	66.96	Plg, Anf, Opx, Bt, Ox, Ol, Ap
J1	25	J1.25	±46 ka	NT0703	D	66.27	Plg, Opx, Anf, Cpx, Ol, Ox, Ap
J1	26	J1.26	±46 ka	NT0702	D	66.51	Plg, Opx, Anf, Ox, Bt
				NT0704	D	64.63	
				NT0933	D	64.61	
Nevado reciente (*⁵)							
J1	27	J1.27	~46 ka	MX9765	D	66.93	Plg, Anf, Opx, Bt, Qz
	28	J1.28		MX9772	D	69.31	Plg, Anf, Opx, Qz
	29	J1.29		MX9777	D	66.76	Plg, Anf, Opx, Cpx, Bt
	30	J1.30		MX9779	D	65.94	Plg, Anf, Opx, Qz, Ol, Bt
	31	J1.31		MX9780	D	67.06	Plg, Anf, Opx, Qz, Ol
Macías et al. (1997), García-Palomo et al. (2002)							
		FPC (P)	42 ka	NT1050	D	66.14	
J2	FBC (L)	No aplica	37 ka	NT0927	D	63.67	
	EP		36 ka	NT0910	D	64.05	
				PO			
Nevado reciente							
J2	32	J2.32	34 ka	NT0930	D	66.62	Plg, Opx, Anf, Bt, Cpx, Ox, Ol
				NT0902	D	65.68	Plg, Opx, Anf, Bt, Cpx, Ox, Ol

continúa tabla 6.

Episodio	Unidad	Unidad cartográfica (episodio.unidad)	Edad	Muestra	Tipo	*SiO ₂ wt. %	Mineralogía
Macías et al. (1997), García-Palomo et al. (2002)							
J2	FBC (L)	No aplica	32 ka 28 ka	NT1052A NT1052B	D D	66.15 64.20	
Caballero (2007)							
J2	Av.E	No aplica	~28ka				
Macías et al. (1997), García-Palomo et al. (2002)							
J2	FBC	No aplica	26.5 ka				
Capra et al. (2006)							
J3	EP	No aplica	21.7 ka	LTP			
D'Antonio et al. (2008)							
J4	FBC	No aplica	13 ka				
Arce et al. (2005)							
J4	EP	No aplica	12.1 ka	MTP			
Arce et al. (2003)							
J4	EP	No aplica	10.5 ka	UTP			
J4	33	J4.33	9.1 ka	El ombligo	D	65.82	Plg, Opx, Anf, Ox, Bt
Macías et al. (1997)							
J5	FPC	No aplica	3.3 ka				

La historia eruptiva del área del Nevado de Toluca ha sido clasificada en tres etapas: antigua, vieja e inicial, y joven; separadas por periodos relativamente cortos de quietud. A su vez, dichas etapas se encuentran divididas en episodios determinados por la edad absoluta de cada unidad de roca y por el tipo de actividad volcánica presente, de acuerdo a las definiciones de Simkin *et al.* (1981) y Fisher y Schmincke (1984).

FPC: Flujo de Pómez y Ceniza
 FBC: Flujo de Bloques y Ceniza
 (L) Lítico
 (P) Pómez
 EP: Erupción Pliniana
 Av.E: Avalancha de Escombros
 PO: Pómez Ocre
 LTP: Pómez Toluca Inferior
 MTP: Pómez Toluca Intermedia
 UTP: Pómez Toluca Superior

*SiO₂ wt. %: base seca
 TAB: Traquiandesita Basáltica
 TA: Traquiandesita
 AB: Andesita Basáltica
 A: Andesita
 D: Dacita
 Ol: Olivino
 Plg: Plagioclasa
 Cpx: Clinopiroxeno
 Opx: Ortopiroxeno

Anf: Anfíbol
 Bt: Biotita
 Qz: Cuarzo
 Ox: Óxidos
 Ap: Apatito
 SMB: Secuencia Máfica Basal
 *1 García-Palomo *et al.* (2000)
 *2 García-Palomo *et al.* (2002)
 *3 Cantagrel *et al.* (1981)
 *4 Belloti *et al.* (2006)
 *5 D'Antonio (2000)

Tabla 7. Modelos de cristalización fraccionada (FC) de granate y anfíbol a partir de un magma máfico, para generar los magmas mantélicos enriquecidos del área del Nevado de Toluca.

Composición inicial	Sr	Y	Gd	Yb	Nb	La	Sr/Y	Gd/Yb	Nb/La
NT1055	516.59	17.68	3.84	1.69	4.61	14.62	29.21	2.27	0.32
K_D	Sr	Y	Gd	Yb	Nb	La			
Olivino (ol)	0.0022	0.0038	0.0015	0.0015	0.0017	0.0006			
Ortopiroxeno (opx)	0.0070	0.2000	0.0160	0.0490	0.1500	0.0020			
Clinopiroxeno (cpx)	0.0963	0.4380	0.3360	0.3130	0.0027	0.0435			
Plagioclasa (plg)	2.0000	0.0300	0.0660	0.0310	0.0100	0.2700			
Anfíbol (anf)	0.4500	1.1000	0.9500	0.8000	0.3000	0.2000			
Granate (gt)	0.0120	2.0000	0.4980	4.3000	0.1000	0.0100			
Ilmenita (ilm)	-	0.0045	0.0034	0.1700	2.0000	0.0003			

Asociación mineral	cpx	anf	gt						
	0.60	0.15	0.25						
Bulk D	Sr	Y	Gd	Yb	Nb	La			
	0.1283	0.9278	0.4686	1.3828	0.07162	0.0586			
FC	Contenido (ppm) en la fracción líquida residual (C_l)								
15% anf, 25% gt	Sr	Y	Gd	Yb	Nb	La	Sr/Y	Gd/Yb	Nb/La
0%	516.59	17.68	3.84	1.69	4.61	14.62	29.21	2.27	0.32
9%	560.86	17.80	4.04	1.63	5.03	15.98	31.50	2.47	0.31
18%	614.16	17.94	4.27	1.57	5.54	17.62	34.24	2.72	0.31
27%	679.66	18.09	4.54	1.50	6.17	19.66	37.57	3.02	0.31
36%	762.27	18.26	4.87	1.43	6.98	22.26	41.74	3.41	0.31
45%	869.92	18.46	5.28	1.35	8.03	25.67	47.12	3.92	0.31
54%	1016.55	18.70	5.80	1.26	9.48	30.37	54.35	4.61	0.31
63%	1229.01	19.00	6.52	1.16	11.60	37.28	64.69	5.63	0.31
72%	1567.02	19.39	7.56	1.04	15.03	48.47	80.84	7.26	0.31
81%	2197.23	19.94	9.29	0.90	21.54	69.82	110.22	10.35	0.31

K_D = Coeficientes de partición de los elementos utilizados según el mineral correspondiente. Los valores fueron calculados por Fujimaki *et al.* (1984), McKenzie y O'Nions (1991), Nielsen *et al.* (1992), Rollinson (1993), Foley *et al.* (1996); Zack y Brumm (1998), y Zanetti *et al.* (2004).

Bulk D = $\sum_i (X_i \cdot K_{D,i})$ = Coeficiente de partición total de cada elemento conforme a la asociación mineral señalada; donde X_i corresponde a la proporción del mineral i y $K_{D,i}$ es el coeficiente de partición del elemento en turno en ese mismo mineral.

Los modelos de cristalización fraccionada (FC) se hicieron en la hoja de cálculo de Ersoy y Helvacı (2010), utilizando la fórmula propuesta por Rayleigh (1896):

$$C_l = C_0 F^{(BULK D - 1)}$$

Donde C_l y C_0 son la concentración del elemento en la fracción líquida residual y en el magma parental respectivamente; y F es la fracción de fundido remanente luego de la FC.

continúa tabla 7.

Asociación mineral	opx	cpx	anf	gt					
	0.10	0.10	0.75	0.05					
Bulk D	Sr	Y	Gd	Yb	Nb	La			
	0.3484	0.9888	0.7726	0.8512	0.24527	0.15505			
FC	Contenido (ppm) en la fracción líquida residual (C_l)								
75% anf, 5% gt	Sr	Y	Gd	Yb	Nb	La	Sr/Y	Gd/Yb	Nb/La
0%	516.59	17.68	3.84	1.69	4.61	14.62	29.21	2.27	0.32
11%	557.35	17.71	3.94	1.72	5.03	16.13	31.48	2.29	0.31
22%	607.38	17.73	4.07	1.76	5.56	18.04	34.25	2.31	0.31
33%	670.62	17.76	4.21	1.80	6.24	20.51	37.76	2.34	0.30
44%	753.74	17.80	4.38	1.85	7.14	23.86	42.35	2.37	0.30
55%	869.17	17.84	4.61	1.91	8.42	28.71	48.72	2.42	0.29
66%	1043.34	17.90	4.91	1.99	10.41	36.38	58.29	2.47	0.29
77%	1345.95	17.98	5.37	2.11	13.98	50.62	74.87	2.55	0.28
88%	2056.50	18.11	6.22	2.32	22.84	87.71	113.57	2.68	0.26
99%	10382.21	18.62	10.95	3.36	148.97	715.96	557.62	3.26	0.21

Asociación mineral	ol	opx	cpx	anf	plg	ilm			
	0.10	0.25	0.08	0.45	0.10	0.02			
Bulk D	Sr	Y	Gd	Yb	Nb	La			
	0.4122	0.5835	0.4652	0.4039	0.21389	0.12105			
FC	Contenido (ppm) en la fracción líquida residual (C_l)								
45% anf	Sr	Y	Gd	Yb	Nb	La	Sr/Y	Gd/Yb	Nb/La
0%	516.59	17.68	3.84	1.69	4.61	14.62	29.21	2.27	0.32
11%	553.22	18.56	4.09	1.82	5.05	16.20	29.80	2.78	0.31
22%	597.83	19.61	4.39	1.96	5.60	18.19	30.49	2.85	0.31
33%	653.71	20.89	4.76	2.15	6.31	20.79	31.29	2.94	0.30
44%	726.39	22.51	5.24	2.39	7.27	24.34	32.27	3.04	0.30
55%	826.04	24.66	5.89	2.73	8.63	29.50	33.50	3.17	0.29
66%	974.00	27.71	6.84	3.22	10.76	37.74	35.15	3.34	0.29
77%	1225.59	32.61	8.43	4.07	14.64	53.21	37.58	3.60	0.28
88%	1796.53	42.76	11.94	5.99	24.41	94.26	42.01	4.07	0.26
99%	7741.19	120.37	45.10	26.36	172.14	837.31	64.31	6.53	0.21

Los porcentajes de FC son opuestos a F, es decir, representan la fracción sólida (X) separada de la fracción líquida remanente: ej. 0 % de FC significa 100% de F; 99% de FC significa 1% de F. Los incrementos en estos porcentajes pueden variar de modelo a modelo de FC, según fueron ajustados para abarcar la mayor población posible de magmas mantélicos enriquecidos.

continúa tabla 7.

Asociación mineral	ol	opx	cpx	anf	plg	ilm			
	0.25	0.23	0.08	0.30	0.12	0.02			
Bulk D	Sr	Y	Gd	Yb	Nb	La			
	0.3849	0.4157	0.3239	0.2838	0.16634	0.09651			
FC	Contenido (ppm) en la fracción líquida residual (C_l)								
30% anf	Sr	Y	Gd	Yb	Nb	La	Sr/Y	Gd/Yb	Nb/La
0%	516.59	17.68	3.84	1.69	4.61	14.62	29.21	2.27	0.32
11%	554.99	18.93	4.16	1.84	5.08	16.24	29.32	2.76	0.31
22%	601.90	20.45	4.54	2.02	5.67	18.30	29.44	2.80	0.31
33%	660.90	22.34	5.04	2.26	6.44	21.00	29.58	2.85	0.31
44%	737.99	24.81	5.69	2.57	7.47	24.69	29.74	2.91	0.30
55%	844.26	28.20	6.59	3.00	8.97	30.08	29.94	2.99	0.30
66%	1003.13	33.21	7.97	3.67	11.33	38.75	30.20	3.09	0.29
77%	1275.79	41.74	10.38	4.85	15.69	55.16	30.57	3.23	0.28
88%	1903.64	61.04	16.11	7.73	27.00	99.30	31.19	3.49	0.27
99%	8778.84	260.73	86.43	45.84	214.27	937.51	33.67	4.67	0.23

Tabla 8. Modelos de cristalización fraccionada (FC), asimilación y cristalización fraccionada (AFC) y mezcla de magmas (mixing), para generar magmas mantélicos enriquecidos del NT.

Composición inicial	Sr	La	Yb	Y	Sr/Y	La/Yb
NT0940	1345.45	42.62	1.26	15.45	87.06	33.95
K_D	Sr	La	Yb	Y		
Olivino (ol)	0.0022	0.0006	0.0015	0.0038		
Ortopiroxeno (opx)	0.0070	0.0020	0.0490	0.2000		
Clinopiroxeno (cpx)	0.0963	0.0435	0.3130	0.4380		
Plagioclasa (plg)	2.0000	0.2700	0.0310	0.0300		
Ilmenita (ilm)	-	0.0003	0.1700	0.0045		
Magnetita (mgt)	-	1.5000	0.9000	0.2000		
Asociación mineral	ol	opx	cpx	plg	ilm	mgt
	0.50	0.10	0.10	0.10	0.15	0.05
Bulk D	Sr	La	Yb	Y		
	0.2114	0.1069	0.1106	0.0794		
Contenido (ppm) en la fracción líquida residual (C_i)						
FC_{10%} plg	Sr	La	Yb	Y	Sr/Y	La/Yb
0%	1345.45	42.62	1.26	15.45	87.06	33.95
10%	1462.01	46.82	1.38	17.03	85.86	33.96
20%	1604.31	52.01	1.53	18.98	84.53	33.98
30%	1782.46	58.60	1.72	21.46	83.06	34.00
40%	2012.86	67.25	1.98	24.73	81.38	34.01
50%	2324.09	79.14	2.33	29.25	79.45	34.04
60%	2771.25	96.60	2.84	35.93	77.14	34.07
70%	3476.96	124.90	3.66	46.82	74.26	34.10
80%	4787.00	179.40	5.25	68.00	70.39	34.15
90%	8268.96	333.17	9.73	128.73	64.24	34.24

K_D = Coeficientes de partición de los elementos utilizados según el mineral correspondiente. Los valores fueron calculados por Fujimaki *et al.* (1984), McKenzie y O'Nions (1991), Nielsen *et al.* (1992), Rollinson (1993), Foley *et al.* (1996), Zack y Brumm (1998), Zanetti *et al.* (2004).

Bulk D = $\sum_i (X_i \cdot K_{D_i})$ = Coeficiente de partición total de cada elemento conforme a la asociación mineral señalada; donde X_i corresponde a la proporción del mineral i y K_{D_i} es el coeficiente de partición del elemento en turno en ese mismo mineral.

Los modelos de cristalización fraccionada (FC) se hicieron en la hoja de cálculo de Ersoy y Helvacı (2010), utilizando la fórmula propuesta por Rayleigh (1896):

$$C_i = C_0 F^{(BULK D - 1)}$$

Donde C_i y C_0 son la concentración del elemento en la fracción líquida residual y en el magma parental respectivamente; y F es la fracción de fundido remanente luego de la FC.

Los porcentajes de FC y/o AFC son opuestos a F , es decir, representan la fracción sólida (X) separada de la fracción líquida remanente: ej. 0 % de FC y/o AFC significa 100% de F ; 90% de FC y/o AFC significa 10% de F .

continúa tabla 8.

Asociación mineral	ol	opx	cpx	plg	ilm	
	0.30	0.10	0.10	0.40	0.10	
Bulk D	Sr	La	Yb	Y		
	0.8110	0.1128	0.0661	0.0774		
Contenido (ppm) en la fracción líquida residual (C_l)						
FC_{40% plg}	Sr	La	Yb	Y	Sr/Y	La/Yb
0%	1345.45	42.62	1.26	15.45	87.06	33.95
10%	1372.51	46.79	1.38	17.03	80.58	33.79
20%	1403.41	51.95	1.55	18.99	73.91	33.60
30%	1439.28	58.48	1.75	21.48	67.02	33.39
40%	1481.83	67.05	2.02	24.76	59.85	33.15
50%	1533.79	78.82	2.40	29.29	52.36	32.87
60%	1599.87	96.08	2.95	35.99	44.45	32.53
70%	1689.27	124.02	3.86	46.93	35.99	32.09
80%	1823.83	177.71	5.64	68.22	26.73	31.49
90%	2079.15	328.70	10.78	129.32	16.08	30.49

Asimilante (C_a)	Sr	La	Yb	Y	Sr/Y	La/Yb
	234.00	42.42	4.22	42.20	5.55	10.05
Asociación mineral	ol	opx	cpx	plg	ilm	mgt
	0.50	0.10	0.10	0.10	0.15	0.05
Bulk D	Sr	La	Yb	Y		
	0.2114	0.1069	0.1106	0.0794		
AFC						
Contenido (ppm) en la fracción líquida residual (C_l)						
r = 0.1	Sr	La	Yb	Y	Sr/Y	La/Yb
0%	1345.45	42.62	1.26	15.45	87.06	33.95
10%	1461.25	47.28	1.43	17.53	83.35	33.10
20%	1602.25	53.04	1.64	20.10	79.71	32.30
30%	1778.25	60.33	1.91	23.37	76.09	31.54
40%	2005.10	69.89	2.27	27.67	72.46	30.83
50%	2310.33	83.00	2.75	33.61	68.74	30.15
60%	2746.76	102.20	3.46	42.35	64.86	29.51
70%	3431.39	133.23	4.61	56.60	60.63	28.89
80%	4691.84	192.74	6.81	84.21	55.71	28.31
90%	7997.46	359.51	12.95	162.97	49.07	27.75

El modelo de asimilación y cristalización fraccionada (AFC) se hizo en la hoja de cálculo de Ersoy y Helvaci (2010), utilizando la fórmula propuesta por DePaolo (1981):

$$C_l = C_0 [F^{-z} + (r / r - 1) C_a / z C_0 (1 - F^{-z})]$$

Donde C_a indica la concentración de un elemento en el material asimilado; F es la fracción de fundido restante luego de la AFC; r corresponde a la relación de masa asimilada/masa cristalizada; y z se obtiene de la ecuación: (r + Bulk D - 1) / (r - 1).

C_a: sedimentos de Cocos (DSPD 487; Plank y Langmuir, 1998; Verma, 2000).

continúa tabla 8.

Magma a (Ca)	Sr	La	Yb	Y	Sr/Y	La/Yb
NT0940	1345.45	42.62	1.26	15.45	87.06	33.95
Magma b (Cb)	Sr	La	Yb	Y	Sr/Y	La/Yb
NT1055	516.59	14.62	1.69	17.68	29.21	8.63
Contenido (ppm) en la mezcla (Cm)						
Mixing	Sr	La	Yb	Y	Sr/Y	La/Yb
0%	516.59	14.62	1.69	17.68	29.21	8.63
10%	599.48	17.42	1.65	17.46	34.33	10.56
20%	682.36	20.22	1.61	17.24	39.59	12.59
30%	765.25	23.02	1.56	17.01	44.98	14.74
40%	848.13	25.82	1.52	16.79	50.51	17.01
50%	931.02	28.62	1.47	16.57	56.19	19.41
60%	1013.90	31.42	1.43	16.35	62.03	21.96
70%	1096.79	34.22	1.39	16.12	68.03	24.68
80%	1179.67	37.02	1.34	15.90	74.19	27.57
90%	1262.56	39.82	1.30	15.68	80.54	30.65
100%	1345.45	42.62	1.26	15.45	87.06	33.95

El modelo de mezcla de magmas (mixing) fue hecho en la hoja de cálculo de Ersoy y Helvacı (2010) utilizando la fórmula propuesta por Powell (1984):

$$C_m = X (C_a - C_b) + C_b$$

Donde C_a , C_b y C_m son la concentración de un elemento en el magma a, magma b, y en el magma resultante de la mezcla entre C_a y C_b respectivamente; y X es el grado de mezcla.

Tabla 9. Modelos de asimilación de los sedimentos de la Placa de Cocos y cristalización fraccionada (AFC) para generar magmas diferenciados de alto Mg# del NT.

Composición inicial (M ₀ -AFC)							
NT0907	Sr	La	Yb	Y	Sr/Y	La/Yb	
	685.90	14.17	1.48	15.86	43.23	9.59	
Asimilante (C_a)	234.00	42.42	4.22	42.20	5.55	10.05	
	K_b						
Olivino (ol)	Sr	La	Yb	Y			
	0.0022	0.0006	0.0015	0.0038			
Clinopiroxeno (cpx)	0.0963	0.0435	0.3130	0.4380			
Plagioclasa (plg)	2.0000	0.2700	0.0310	0.0300			
Asociación mineral	ol	cpx	plg				
	0.20	0.20	0.60				
Bulk D	Sr	La	Yb	Y			
	1.2197	0.1708	0.0815	0.1064			
AFC	Contenido (ppm) en la fracción líquida residual (C_l)						
	r = 0.2	Sr	La	Yb	Y	Sr/Y	La/Yb
	0%	685.90	14.17	1.48	15.86	43.23	9.59
	4%	673.73	15.07	1.58	16.87	39.93	9.57
	8%	661.32	16.04	1.68	17.97	36.81	9.53
	12%	648.64	17.09	1.80	19.15	33.87	9.50
	16%	635.69	18.23	1.93	20.44	31.10	9.47
	20%	622.45	19.47	2.06	21.85	28.49	9.43
	24%	608.88	20.83	2.22	23.39	26.03	9.39
	28%	594.97	22.32	2.39	25.10	23.70	9.35
	32%	580.69	23.97	2.57	27.00	21.51	9.31
	36%	566.00	25.80	2.78	29.11	19.44	9.27

K_b = Coeficientes de partición de los elementos utilizados según el mineral correspondiente. Los valores fueron calculados por Fujimaki *et al.* (1984), McKenzie y O'Nions (1991), Rollinson (1993), Foley *et al.* (1996), Zanetti *et al.* (2004).

Bulk D = $\sum_i (X_i \cdot K_{D,i})$ = Coeficiente de partición total de cada elemento conforme a la asociación mineral señalada; donde X_i corresponde a la proporción del mineral i y K_{D,i} es el coeficiente de partición del elemento en turno en ese mismo mineral.

Los modelos de asimilación y cristalización fraccionada (AFC) se hicieron en la hoja de cálculo de Ersoy y Helvaci (2010), utilizando la fórmula propuesta por DePaolo (1981):

$$C_l = C_0 [F^{-z} + (r/r - 1) C_a / zC_0 (1 - F^{-z})]$$

Donde C_l, C₀ y C_a indican la concentración de un elemento en la fracción líquida, en el magma inicial o parental y en el material asimilado respectivamente; F es la fracción de fundido restante luego del enfriamiento del magma; r corresponde a la relación de masa asimilada/masa cristalizada; y z se obtiene de la ecuación: $(r + \text{Bulk D} - 1) / (r - 1)$.

continúa tabla 9.

Composición inicial (M ₀ -AFC)						
NT0922	Sr	La	Yb	Y	Sr/Y	La/Yb
	793.47	25.25	1.53	17.21	46.11	16.50
Asimilante (C_a)	234.00	42.42	4.22	42.20	5.55	10.05
K_D	Sr	La	Yb	Y		
Olivino (ol)	0.0022	0.0006	0.0015	0.0038		
Clinopiroxeno (cpx)	0.0963	0.0435	0.3130	0.4380		
Plagioclasa (plg)	2.0000	0.2700	0.0310	0.0300		
Asociación mineral	ol	cpx	plg			
	0.20	0.20	0.60			
Bulk D	Sr	La	Yb	Y		
	1.2197	0.1708	0.0815	0.1064		
AFC	Contenido (ppm) en la fracción líquida residual (C_l)					
r = 0.2	Sr	La	Yb	Y	Sr/Y	La/Yb
0%	793.47	25.25	1.53	17.21	46.11	16.50
4%	779.03	26.51	1.63	18.26	42.65	16.26
8%	764.29	27.87	1.74	19.41	39.38	16.02
12%	749.24	29.34	1.86	20.65	36.28	15.79
16%	733.86	30.94	1.99	22.00	33.36	15.56
20%	718.14	32.68	2.13	23.48	30.59	15.34
24%	702.03	34.58	2.29	25.10	27.97	15.13
28%	685.52	36.67	2.46	26.89	25.50	14.92
32%	668.56	38.97	2.65	28.87	23.16	14.71
36%	651.12	41.53	2.86	31.09	20.95	14.51

Los porcentajes en AFC son opuestos a F, es decir, representan la fracción sólida (X) separada de la fracción líquida remanente: ej. 0 % de AFC significa 100% de F; 36% de AFC significa 64% de F.

El material asimilado (C_a) corresponde a los sedimentos de la Placa de Cocos (DSPD 487; Plank y Langmuir, 1998; Verma, 2000).

