



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

---

**FACULTAD DE CIENCIAS**

**PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LOS PRODUCTOS  
VOLCÁNICOS DE LA BASE DEL POZO MEXIDRILL,  
CUENCA DE CHALCO**

**T E S I S**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:**

**LICENCIADA EN**

**CIENCIAS DE LA TIERRA**

**P R E S E N T A:**

**CARLA LORENA ROMERO VERA**



**DIRECTORA DE TESIS:**

**DRA. BEATRIZ ORTEGA GUERRERO**

**2019**

**Ciudad Universitaria, Cd.Mx**



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.

1. Datos del alumno

Romero Vera  
Carla Lorena  
Universidad Nacional Autónoma de México  
Facultad de Ciencias  
Licenciatura en Ciencias de La Tierra  
311193918  
romero\_v@ciencias.unam.mx

2. Datos de la tutora

Dra.  
Beatriz  
Ortega Guerrero

3. Datos del sinodal 1

Dr.  
Dante Jaime  
Morán Zenteno

4. Datos del sinodal 2

Dr.  
Peter Ernst Georg  
Schaaf

5. Datos del sinodal 3

Dr.  
Giovanni  
Sosa Ceballos

6. Datos del sinodal 4

Dra.  
Karina Elizabeth  
Cervantes de la Cruz

7. Datos del trabajo escrito

Petrografía y geoquímica de los productos volcánicos de la base del pozo MexiDrill, cuenca de Chalco.  
98 p.  
2019

A la memoria de mi abuelita

A mi mamá



## Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por brindarme un espacio de aprendizaje y crecimiento en todos los aspectos.

Al proyecto MexiDrill, el cual fue financiado por los proyectos: UNAM-DGAPA-PAPIIT IV100215, International Scientific Drilling Program (ICDP Project 05-2014) y US National Science Foundation (NSF-EAR 1551311). Este trabajo fue posible gracias al financiamiento de los proyectos UNAM-DGAPA-PAPIIT IN107416 e IN105918. Los proyectos UNAM-DGAPA-PAPIIT IV100215 e IN105918 otorgaron una beca para la realización de esta tesis.

A la Dra. Beatriz Ortega por su apoyo y revisión paciente durante las diferentes etapas de este trabajo así como por su amable tiempo y amistad. Gracias por darme la oportunidad de trabajar con usted y de aprender en este proceso de formación académica y personal.

A los miembros de mi jurado por sus atentas revisiones que permitieron enriquecer y mejorar este trabajo: al Dr. Peter Schaaf, muchas gracias por todas las asesorías que me brindó para apoyar mi entendimiento sobre la geoquímica isotópica, este campo de estudio tan interesante y diverso de la geología. Al Dr. Dante Morán por su amable revisión, por sus aportaciones y por su tiempo en las asesorías. Al Dr. Giovanni Sosa por sus correcciones y observaciones que fueron clave para reforzar mi comprensión sobre los fenómenos petrológicos y geoquímicos, así como por su disposición para asesorarme en la petrografía. A la Dra. Karina Cervantes por su atenta revisión y sus valiosas sugerencias, así como por la orientación y apoyo que siempre me brindó a lo largo de la carrera. Le estoy muy agradecida por apoyarme en todos esos momentos difíciles, ¡Muchas gracias!

Agradezco la asistencia de las siguientes personas, que me apoyaron en la realización de los diferentes análisis:

A la Dra. Teresa Pi Puig por el apoyo en los análisis de difracción de rayos X.

A la Ing. Rosario Peralta de Petroanálisis S.A por la elaboración de las secciones delgadas.

Al Ing. Teodoro Hernández por su asesoría en la molienda de rocas.

Al Quím. Rufino Lozano por los análisis de fluorescencia de rayos X llevados a cabo en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM).

A la M. C. Gabriela Solís Pichardo por el apoyo en los análisis isotópicos y por permitirme trabajar y aprender las técnicas de separación en el Laboratorio de Química Ultrapura, muchas gracias por toda su paciencia.

Al M. C. Gerardo Arrieta por la medición de las muestras en el espectrómetro de masas en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS).

A la Lic. En C.T Aura Martínez y al p. en C.T Mario Minor por su ayuda en el conteo de minerales y en la toma de las fotografías al microscopio.

Al Lic. En C.T Luis Rodrigo Martínez por compartirme los avances de su investigación, los cuales complementaron este trabajo.

Al Lic. En C.T Marco Albán Albarrán por su valioso apoyo y amable disposición en la realización y edición de las figuras y diagramas.

También quiero agradecer especialmente a la Lic. En C.T Jessica Lizbeth Álvarez quién me ayudo muchísimo en la elaboración de este trabajo; gracias por escucharme y aclarar mis divagaciones y confusiones, así como por compartir de su tiempo y de su conocimiento.

Al Lic. Jesús Aceves Romero por permitirme colaborar con él en el Instituto de Geología durante la realización de este trabajo.

A mis compañeros y compañeras del Laboratorio de Magnetismo de rocas y Paleolimnología: Marco, Lupita, Fer, Diana, Ale, Wen, muchas gracias por esos momentos que compartimos, sin duda hubiera sido más difícil la realización de este trabajo sin su compañía.

A mis amigos y compañeros de la licenciatura, especialmente a Lupita, Nadia, Jess y Katia; muchas gracias por compartir e intercambiar experiencias colmadas de aprendizaje a lo largo de este camino.

A mis maestros de la licenciatura y de la vida, muchas gracias por sus admirables enseñanzas, por su tiempo y dedicación.

A mi familia que me ha formado un ejemplo de vida. Muy especialmente a mi mamá: ¡Gracias infinitamente por todo!, por compartirme tu sabiduría, por enseñarme a ver el mundo de la ciencia y el conocimiento de una forma excepcional y por apoyarme en mis decisiones. Gracias por estar siempre aquí. Y a mi cuatita que a pesar de las diferencias, con toda su inventiva y creatividad, me motiva a seguir adelante.

## Índice

<b>Resumen</b> .....	<b>1</b>
<b>I. Introducción</b> .....	<b>3</b>
1.2 Justificación .....	6
1.3 Objetivos .....	7
1.4 Hipótesis .....	7
<b>II. Marco geológico</b> .....	<b>8</b>
2.1 Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) .....	8
2.2 Cuenca de México (CM).....	9
2.3 Cuenca de Chalco .....	13
2.3.1 Localización .....	13
2.3.1 Fisiografía.....	15
<b>III. Marco teórico</b> .....	<b>19</b>
3.1 Actividad volcánica .....	19
3.1.1 Productos volcánicos.....	20
3.2 Origen y evolución del magma.....	21
3.2.1 Elementos mayores .....	23
3.2.2 Elementos traza e isótopos .....	23
<b>IV. Metodología</b> .....	<b>26</b>
4.1 Perforación del pozo MexiDrill .....	26
4.2 Trabajo de gabinete.....	28
4.3 Trabajo de laboratorio.....	28
4.3.1 Difracción de rayos X .....	29
4.3.2 Petrografía .....	30
4.3.3 Análisis geoquímicos e isotópicos .....	30
<b>V. Resultados</b> .....	<b>34</b>
5.1 Estratigrafía profunda del pozo MexiDrill.....	<b>34</b>
5.2 Petrografía.....	38
5.3 Análisis geoquímicos .....	48
5.3.1 Elementos mayores .....	48
5.3.2 Elementos traza .....	51
5.3.3 Diagrama multielementos .....	53

5.3.4 Isótopos de Sr, Nd, y Pb.....	54
<b>VI. Análisis de resultados y discusión.....</b>	<b>57</b>
6.1 Interpretación de las características petrográficas .....	57
6.2 Interpretación de los resultados geoquímicos .....	59
6.2.1 Variación geoquímica de la secuencia .....	59
6.2.2 Procesos que generaron la variabilidad geoquímica .....	61
6.2.3 Componentes de la subducción .....	64
6.2.4 Sobre la fuente magmática .....	65
6.3 Temporalidad. Posible edad de los derrames y sus implicaciones .....	70
6.3.1 Comparación petrográfica y geoquímica .....	72
<b>VII. Conclusiones.....</b>	<b>77</b>
<b>Bibliografía.....</b>	<b>80</b>
<b>Anexo A. ....</b>	<b>95</b>
Tabla I: Resultados geoquímicos de roca total por FRX .....	<b>95</b>
Tabla II: Composición isotópica de Sr, Nd y Pb .....	96
<b>Anexo B.....</b>	<b>97</b>
Difractogramas (DRX) .....	97

## Resumen

Los depósitos volcánicos presentes en el subsuelo de la cuenca de México permiten conocer las características y las variaciones temporales de la actividad volcánica que construyeron la cuenca en el pasado. En este trabajo se presenta la caracterización petrográfica y geoquímica de los derrames de lava recuperados durante una de las perforaciones del proyecto MexiDrill, realizadas por la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y por el consorcio “International Scientific Continental Drilling Program” (ICDP), en el lago de Chalco en febrero del 2016. La secuencia total la integran tres pozos de diferente profundidad (A, B y C) y está constituida por sedimentos lacustres, depósitos fluviales y aluviales con diferentes espesores de materiales volcanoclásticos. En el pozo C, a partir de los 420 m, se identifican siete unidades de flujos de lava de composición basáltico andesítica, delimitadas por oxidación (derrames de color rojizo). A 484 m se identificó un depósito piroclástico de pómez y lapilli, con estructura estratificada y masiva.

Las unidades de los flujos de lava presentan textura porfirítica, intergranular, intersertal, y subofítica. Muestran algunas diferencias en la cantidad de fenocristales de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa, así como en el contenido y en la morfología de sus vesículas. Los resultados geoquímicos de elementos mayores y traza de las unidades (medidos por Fluorescencia de Rayos X) son relativamente homogéneos, sin embargo, se presentan algunas diferencias entre las unidades superficiales, intermedias y profundas. La variación de los elementos mayores y traza sugiere que los mecanismos bajo los cuales evolucionó la secuencia son predominantemente la asimilación cortical y la cristalización fraccionada (AFC). Asimismo, el patrón del diagrama multielementos es característico del magmatismo asociado a zonas de subducción con anomalías altas de Pb y bajas de Nb. Las relaciones Ba/Th y Nb/Th muestran un aporte de los sedimentos de la placa en subducción en la mayoría de las unidades identificadas. El diagrama  $\epsilon\text{Nd}$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , sugiere que el magma a partir del cual se originan las lavas, deriva de una fuente empobrecida del manto ( $\epsilon\text{Nd} = 0.68 - 2.2$ ), pero con señales asociadas a la contaminación cortical ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704512 - 0.704933$ ). Las relaciones de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (15.6071 - 15.6168 y 38.6151 - 38.6406 respectivamente) también muestran señales de contaminación, asociada en este caso a los valores reportados para los sedimentos de la placa oceánica. Los valores

isotópicos de las unidades estudiadas, se encuentran en el mismo rango del complejo volcánico Dos Cerros y del volcán Teuhtli, cuyos valores son afines a los basaltos intraplaca de diferentes zonas de la Faja Volcánica Transmexicana y a valores reportados para los sedimentos de la placa oceánica, respectivamente.

La temporalidad de estos flujos de lava no se conoce con precisión, sin embargo, a partir de la edad determinada en  $280 \pm 40$  ka a 170 m de profundidad por Th/U y de la extrapolación bayesiana de una edad de ca. 475 ka a 266 m de profundidad, se estima que los flujos de lava pueden tener una edad mayor a 500 ka. Las características petrográficas y geoquímicas de estos flujos de lava muestran afinidades con las estudiadas para el Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin, cuya actividad data desde el Pleistoceno temprano. También existen algunas estructuras al interior de la cuenca de México como el Peñón del Marqués, Chimalhuacán y el Xico, cuyas características geoquímicas son muy similares, sin embargo no es clara su relación, específicamente por la diferencia en la concentración de elementos traza, lo cual sugiere un escenario distinto de formación

**Palabras clave:** *flujos de lava, MexiDrill, Chalco, geoquímica, isótopos, registro de pozos.*

## **I. Introducción**

Los ambientes de depósito que evolucionan en marcos volcánicos activos registran productos derivados de esta actividad, mismos que pueden ser transportados y distribuidos acorde a la naturaleza de la erupción y al mecanismo de transporte (Einsle, 2000). Es el caso de la Cuenca de México (CM), ambiente de depósito vulcano-sedimentario que se localiza en la porción centro-oriental de la Faja volcánica Transmexicana (FVTM).

Las investigaciones de carácter geológico-geográfico que se han realizado sobre la evolución de la CM, se remontan a mediados del siglo XIX con las primeras descripciones realizadas por Duport en 1843 y por Castillo y Ordóñez en 1893, quienes realizaron probablemente el primer mapa geológico-petrográfico de la cuenca. Estas descripciones sentaron las bases para el desarrollo de la estratigrafía propuesta por Vásquez-Sánchez y Jaimes-Palomera en 1989 y por Enciso de la Vega en 1992, la cual relaciona las descripciones realizadas en distintas formaciones volcánicas con la información de los pozos profundos perforados en la década de los 80 por Petróleos Mexicanos (PEMEX).

De manera general, en la sección inferior, la cuenca está constituida por derrames de lava, materiales epiclásticos y depósitos piroclásticos, y por depósitos lacustres en la parte superior, los cuales llegan a medir hasta 482 m de espesor en la planicie de Texococo (Hiriart & Graue, 1969; Pérez-Cruz, 1988; Lozano-García & Ortega-Guerrero, 1998; Arce et al., 2013a). Recientemente, nuevos fechamientos y descripciones de campo han proporcionado un panorama más amplio sobre las edades de algunas estructuras al interior de la cuenca, reforzando la información que se tenía sobre su estratigrafía (Jaimes-Viera et al., 2018).

Aunque la actividad volcánica más antigua data desde el Oligoceno con edades entre 30.8 y 25.9 Ma, edades obtenidas en las muestras de los pozos de PEMEX y correlacionadas con el magmatismo del campo volcánico de Huautla y Tilzapotla, en la cuenca de Cuernavaca (Morán-Zenteno et al., 2007; González-Torres et al., 2015), los conjuntos de la Sierra de Guadalupe y Apan son las estructuras más antiguas que afloran al norte de la CM; con edades de 13.5 a 16 Ma (Lozano-Barraza, 1968; Mooser, 1975; García-Palomo et al., 2002a).

Por su parte, los eventos volcánicos más recientes tienen lugar durante el Plio-Cuaternario y están constituidos por la actividad de la Sierra de las Cruces, la Sierra Nevada y el Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin (CVSC), cuya última erupción está registrada en el volcán Xitle hace 1600 años (Siebe, 2000).

La actividad de estos conjuntos volcánicos ha sido reconocida en algunos pozos de PEMEX (Murillo-Muñetón & Torres-Vargas, 1987) y más recientemente en el pozo de San Lorenzo Tezonco del Sistema de Aguas de la Ciudad de México (SACMEX) (Arce et al., 2013a).

El vulcanismo relacionado con la Sierra Chichinautzin cerró la cuenca hace 1.2 Ma (Arce et al., 2013b), estableciéndose posteriormente un sistema lacustre interno conformado por los antiguos lagos de Zumpango, Xaltocan, Texcoco, Xochimilco y Chalco, que constituyeron el escenario del desarrollo y edificación de grandes ciudades como México-Tenochtitlan (Escalante, 2010) (Fig. 1).



Fig. 1 Ilustración de la extensión del sistema lacustre de la cuenca de México en el siglo XIV .Basado en las Memorias de las obras del Sistema de Drenaje profundo del Distrito Federal, (1975). Tomado de Flores-Estrella et al., (2007).

---

A partir de la colonización española se iniciaron los procesos de desecación y asolvamiento de los lagos, que junto con las obras de drenaje realizadas entre 1608 y 1796 (como el Tajo Nochistongo y el Canal de Guadalupe,) redujeron el área lacustre rápidamente (Oviedo de León, 1970; Trabulse, 1983) quedando en la actualidad algunos cuerpos remanentes alimentados por agua pluvial y subterránea como el lago de Chalco.

## 1.1 Antecedentes

La cuenca de Chalco ha sido estudiada desde diferentes aspectos, entre los que destacan la evolución del lago de Chalco asociada al factor de la subsidencia y los mecanismos de fracturamiento de los depósitos arcillosos asociados a la deformación (e.g., Carreón-Freyre et al., 2006; Ortiz-Zamora et al., 2017).

En el caso de los estudios realizados de carácter paleoambiental, la investigación ha sido desarrollada ampliamente; se ha aportado información sobre sus características estratigráficas y evolución ambiental a partir del uso de diferentes indicadores bióticos (polen y organismos acuáticos) y mediante la medición de las propiedades magnéticas de los sedimentos (e.g., Ortega Guerrero et al., 2000; Ortega-Guerrero et al., 2015; Caballero et al., 2019).

Entre 2008 y 2011, se perforaron una serie de seis pozos a diferentes profundidades por el grupo de trabajo de los Institutos de Geología y Geofísica de la UNAM, los cuales colectaron una secuencia sedimentaria correspondiente a los primeros 122 m de profundidad (núcleos CHA08 y CHA11). En ellos se reconocieron siete unidades litoestratigráficas con facies clásticas, volcanoclásticas, químicas y biogénicas que reflejan las diferentes etapas evolutivas de la cuenca de Chalco (Ortega-Guerrero et al., 2017). En ese trabajo, el modelo de edad propuesto para la calibración de la secuencia sedimentaria está basado en trece fechamientos radiométricos por  $^{14}\text{C}$  y uno por Th/U, donde se determinó que los 122 m superiores corresponden a los últimos 150 ka.

Dentro de la secuencia lacustre de los 122 m superiores, se tiene un registro importante de la actividad volcánica de tipo explosiva, las facies volcanoclásticas están compuestas por alrededor de 96 capas de tefras y cenizas (Ortega-Guerrero et al., 2017). De la mayor parte de ellos se desconoce su procedencia original y solo se han llevado a cabo análisis geoquímicos en algunos vidrios, arrojando composiciones variables entre basálticas,

traquiandesíticas y riolíticas, correspondientes al rango de 11.5 a 31.3 ka cal AP (Ortega Guerrero et al., 2018). A pesar de ello, ha sido posible reconocer marcadores tefroestratigráficos ampliamente documentados y de edad conocida que se correlacionan con eventos eruptivos regionales, como la Pómez Toluca Superior y la Pómez Toluca Inferior del Nevado de Toluca (García-Palomo et al., 2002b; Arce et al., 2003; Capra et al., 2006), y la Pómez Tuti Frutti, del volcán Popocatepetl (Siebe et al., 1997; 1999; Sosa-Ceballos et al., 2012).

Recientemente, en el año 2016, se llevó a cabo la perforación del pozo MexiDrill en una zona del depocentro del lago de Chalco, la cual recuperó una secuencia de 523 m de profundidad. La estratigrafía preliminar de este pozo muestra que los 300 m superiores están constituidos por sedimentos lacustres. A partir de esa profundidad, los depósitos están compuestos por material volcánico con intercalaciones de flujos de lava (Lozano-García et al., 2017). Los pozos cortados anteriormente al sur del lago de Chalco por este grupo de trabajo, no habían recuperado flujos de lava, por lo que se desconocen sus características y la fuente que posiblemente los emitió. Sin embargo, Ortiz-Zamora et al., (2007) reportan un derrame de basalto en sus pozos de estudio (al norte del lago de Chalco), aproximadamente a los 50 m de profundidad. De acuerdo a la geometría de este cuerpo de agua y a su cercanía, estos autores le atribuyen su procedencia a la actividad de la Sierra Santa Catarina.

## 1.2 Justificación

El estudio de los productos volcánicos otorga la oportunidad de conocer mejor los procesos que influyeron en la construcción y evolución de la CM, pues ésta se encuentra rodeada de sierras de origen volcánico, y aunque actualmente el único volcán activo es el Popocatepetl, se ha documentado actividad volcánica desde el Oligoceno al interior de la misma. Conocer sus características complementará las investigaciones que se tienen sobre la evolución de la cuenca de Chalco, y por otra parte se podrá conocer la relación que guardan estos derrames de lava con otros pozos perforados en la cuenca de México.

Es evidente que la actividad volcánica tuvo un impacto importante en el pasado de la CM, por lo que su estudio contribuye a mejorar el entendimiento de este fenómeno en la cuenca, región sobre la cual se edifica la Ciudad de México.

### 1.3 Objetivos

Este trabajo se enfoca en el estudio de los flujos de lava que constituyen la base del pozo MexiDrill, perforado durante febrero y marzo de 2016 en el lago de Chalco, con la finalidad de complementar el estudio del registro volcánico que se tiene para esa región. Por otra parte, se pretende establecer las posibles conexiones que pueden tener estos flujos con la actividad volcánica previamente documentada.

Los objetivos particulares son:

- Identificar a detalle los flujos de lava dentro de la estratigrafía de la parte profunda del pozo, aproximadamente a partir de los 400 m de profundidad.
- Describir petrográficamente los flujos identificados, estableciendo relaciones texturales y mineralógicas.
- Caracterizarlos geoquímicamente a través del análisis de elementos mayores, traza, e isotopía de Sr, Nd y Pb.
- Comparar las características obtenidas con la información disponible de los flujos de lava de otros pozos así como con los datos reportados de la geología volcánica superficial.

### 1.4 Hipótesis

De acuerdo al modelo de edad desarrollado en la secuencia lacustre de Chalco, estos flujos podrían tener una edad anterior a 300 ka, probablemente entre 400 y 500 ka. Este intervalo de tiempo se puede relacionar con la temporalidad de la actividad volcánica en la cuenca. En principio, estos flujos de lava podrían tener afinidad con la Sierra Santa Catarina, o con los flujos del Campo Volcánico Sierra Chichinautzin.

## II. Marco geológico

### 2.1 Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)

La FVTM es una provincia volcánica activa desde el Mioceno con alrededor de 8000 estructuras volcánicas. Se extiende desde las costas del Pacífico de Nayarit y Jalisco hasta Veracruz, en el Golfo de México, abarcando aproximadamente 1000 km de longitud y un ancho variable entre 80 y 230 km (Demant, 1978). De acuerdo a las características geológicas y tectónicas la provincia se ha dividido en tres sectores: occidental, central y oriental (Demant, 1978; Allan, 1986; Pasquaré et al., 1988; Alaniz-Álvarez et al., 2002), los cuales se distribuyen preferencialmente E-O. Sólo el sector occidental se distribuye ONO-ESE, con una inclinación de  $16^\circ$  con respecto a la trinchera (Fig. 2.1 A).

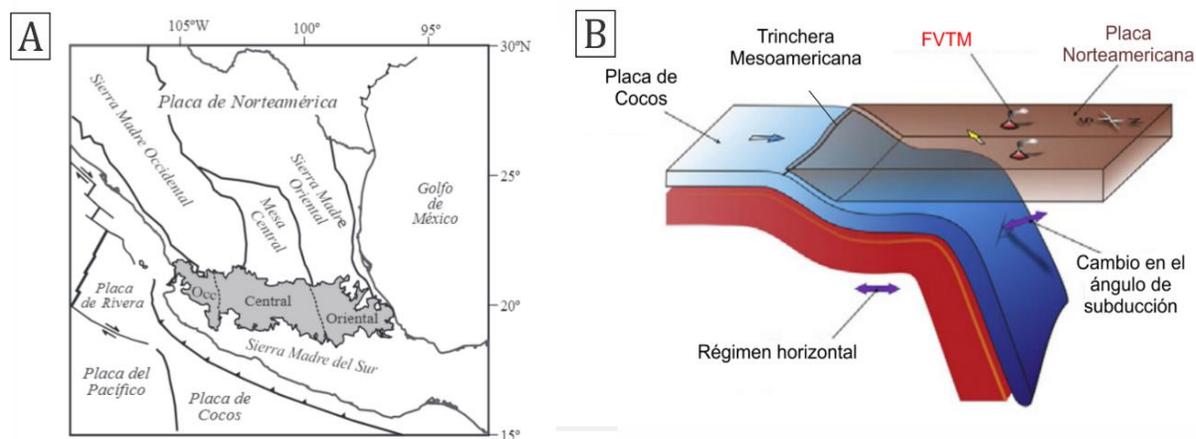


Fig. 2.1 A) Distribución de la FVTM (en gris) con respecto a las principales provincias geológicas de México, así como su entorno tectónico. Tomada de Gómez-Tuena et al., (2005). B) Régimen de subducción propuesto para la placa de Cocos a partir de la información sísmica. Modificado de Manea et al., (2017).

Su actividad es generada por la subducción de las placas tectónicas de Rivera y Cocos por debajo de la placa Norteamericana. La Fig. 2.1 B hace referencia al modelo de subducción desarrollado para la placa de Cocos, en el que se observa que el régimen es aproximadamente horizontal durante los primeros 45 km desde la Trinchera Mesoamericana y a unos 300 km de profundidad (Pérez-Campos et al., 2008). A partir de este punto se observa un cambio repentino de la pendiente con un ángulo de inclinación de  $75^\circ$  para hundirse hacia la astenósfera (Pérez-Campos et al., 2008).

El origen de la FVTM es controvertido y complejo. Sus características geodinámicas y petrológicas, han llevado a suponer mecanismos alternos a la subducción, como la existencia de una gran falla intraplaca (Cebull & Shurbet, 1987), el salto hacia el este de la dorsal del Pacífico oriental (Allan et al., 1991; Luhr et al., 1985), la existencia de plumas del manto (Márquez et al., 1999; Moore et al., 1994), así como la presencia de un rift continental activo (Sheth et al., 2000; Verma, 2002). Una de las teorías, más ampliamente aceptada, considera que la FVTM comenzó a formarse durante el Mioceno medio y tardío, como resultado de una rotación antihoraria del arco que formó la Sierra Madre Occidental (Ferrari et al., 1999; Ferrari et al., 2012).

La evolución de la FVTM se divide en cuatro episodios principales: 1) la instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno medio y tardío, 2) un episodio máfico del Mioceno tardío, 3) un episodio silíceo a finales del Mioceno que llega a ser bimodal en el Plioceno temprano y 4) la reinstauración de un arco con gran variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío (Gómez-Tuena et al., 2005). Es importante mencionar que el primer episodio evolutivo incluye algunas estructuras de la cuenca de México (CM) como la Sierra Guadalupe y el campo volcánico Apan (Jacobo-Albarrán, 1986; Gómez-Tuena et al., 2005), así como la Formación Tepoztlán al sur de la cuenca (Lenhart et al., 2010).

A la FVTM la subyacen terrenos tecnoestratigráficos que datan desde el Proterozoico medio al Cretácico: Oaxaquia, Mixteco y Guerrero (Campa & Coney, 1983; Keppie & Ortega-Gutiérrez, 1995). La petrogénesis de los magmas de la FVTM podría estar influenciada por la asimilación de estos terrenos corticales.

## 2.2 Cuenca de México (CM)

La CM es una entidad geomorfológica que se localiza dentro la porción centro-oriental de la FVTM, entre las coordenadas geográficas 19° 01' y 20° 10' N, y 98° 12' y 99° 33' O. Abarca un área de 7856 km<sup>2</sup>, de los cuales 1330 km<sup>2</sup> corresponden a la Ciudad de México (Sarmiento, 2000). Está delimitada por sierras de origen volcánico; la sierras de Pachuca, Tepoztlán y Tezontlalpan al norte, la Sierra Nevada, la Sierra Tepozán al este, la Sierra de las Cruces al oeste, y la Sierra Chichinautzin al sur (Fig. 2.2). La parte interna de la cuenca es una planicie que alberga varias depresiones lacustres en proceso de desecación y algunos conjuntos

volcánicos aislados como la Sierra Guadalupe (SG) y la Sierra Santa Catarina (SSC) (De Cserna et al., 1988; Enciso de la Vega, 1992).

Entre los aspectos tectónicos, se han reconocido diferentes sistemas de fallas con orientaciones preferenciales E-O y NE-SO como el sistema de fallas normales Xochimilco y Xicomulco que se orienta E-O hacia el sur, y el conjunto de fallas normales Tizayuca, Texcoco, y Apan-Tláloc hacia el norte. Por otro lado, al interior de la cuenca se ubica la falla Mixhuca que atraviesa la Ciudad de México con una orientación NO-SE (García-Palomo et al., 2002a; 2008; Campos-Enríquez et al., 2003). Estas características tectónicas permiten construir la idea de que la CM está conformada por un amplio sistema de pilares y bloques escalonados, que definen la base de la depresión como una superficie irregular (González-Torres et al., 2015).

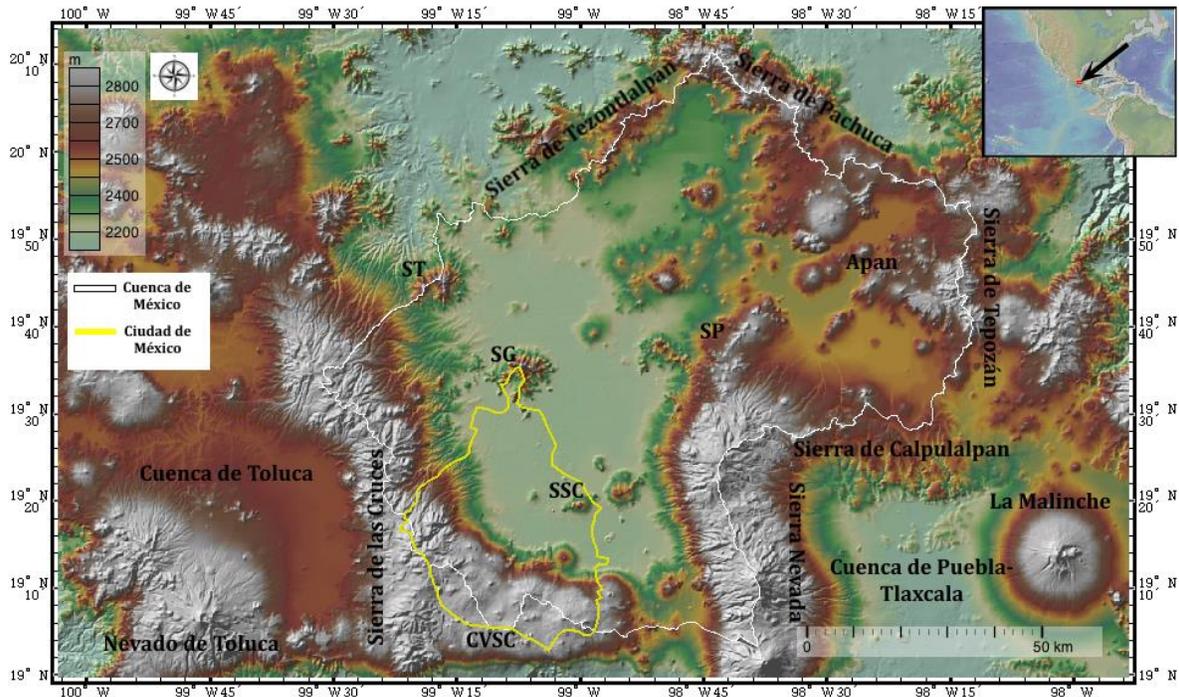


Fig. 2.2 Extensión de la cuenca de México. Se muestra también el perímetro de la Ciudad de México, y las cuencas colindantes al este y al oeste. SG: Sierra de Guadalupe, SP: Sierra de Patlachique, SSC: Sierra de Santa Catarina, ST: Sierra de Tepotzotlán.

Los depósitos que rellenan la CM son de una amplia variedad litológica y composicional, característica que, aunada a un marco tectónico complejo, ha dificultado en el pasado la denominación y referencia de los grupos estratigráficos que la conforman.

Entre 1966 y a partir del sismo de 1985, Petróleos Mexicanos (PEMEX), realizó las primeras perforaciones del subsuelo de la CM en diferentes regiones (Texcoco-I, Mixhuca-I, Roma-I, Copilco-I y Tulyehualco-I). A partir de ellas, se recuperaron diferentes materiales entre los que destacan derrames de lava de composición basáltica a dacítica, brechas, evaporitas, ignimbritas y fracciones de depósitos lacustres. Algunos de estos depósitos se han fechado obteniendo edades de hasta 31 Ma, edad correspondiente a un derrame de rocas basálticas a 1400 m de profundidad del pozo Texcoco-I (Pérez-Cruz, 1988). Por otra parte, la profundidad máxima de perforación la alcanzó el pozo Roma-I con 3200 m; además, los pozos Tulyehualco-I y Mixhuca-I cortaron roca caliza de edad cretácica a diferentes profundidades; a 2000 m y 1500 m, respectivamente (Oviedo de León, 1970; Pérez-Cruz, 1988; González-Torres et al., 2015).

Esta información, junto con las descripciones y fechamientos de las rocas circundantes de la CM (Oviedo de León, 1970; Pérez-Cruz, 1988; Enciso-De la Vega, 1992), permitieron la construcción de la estratigrafía de la cuenca, la cual contempla diez grupos estratigráficos desde el Albiano medio-Cenomaniano hasta el Pleistoceno tardío-Holoceno (Vásquez-Sánchez & Jaimes-Palomera, 1989; Enciso-De la Vega, 1992).

En el 2012, el Sistema de Aguas de la Ciudad de México (SACMEX) perforó el pozo de San Lorenzo Tezonco (SLT), el cual tuvo un alcance total de 2008 m de profundidad, recuperando en su mayoría flujos de lava de amplia variación composicional (andesíticos basálticos, andesíticos, dacíticos y riolíticos) y depósitos piroclásticos (flujos de bloques y cenizas) (Arce et al., 2013a). De acuerdo a sus características en relación a la geología superficial y a los fechamientos por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , estas unidades volcánicas se dividieron cronoestratigráficamente (Fig. 2.3). La edad más antigua corresponde a una andesita de 20.1 Ma a 2200 m de profundidad (Arce et al., 2015) y la más reciente a una andesita de 0.25 Ma a 510 m de profundidad.

Con respecto a los pozos perforados por PEMEX (Mixhuca-I y Tulyehualco-I), se considera que el pozo de San Lorenzo Tezonco se ubica en el denominado graben de Santa Catarina a lo que se le atribuye el no haber cortado las calizas cretácicas.

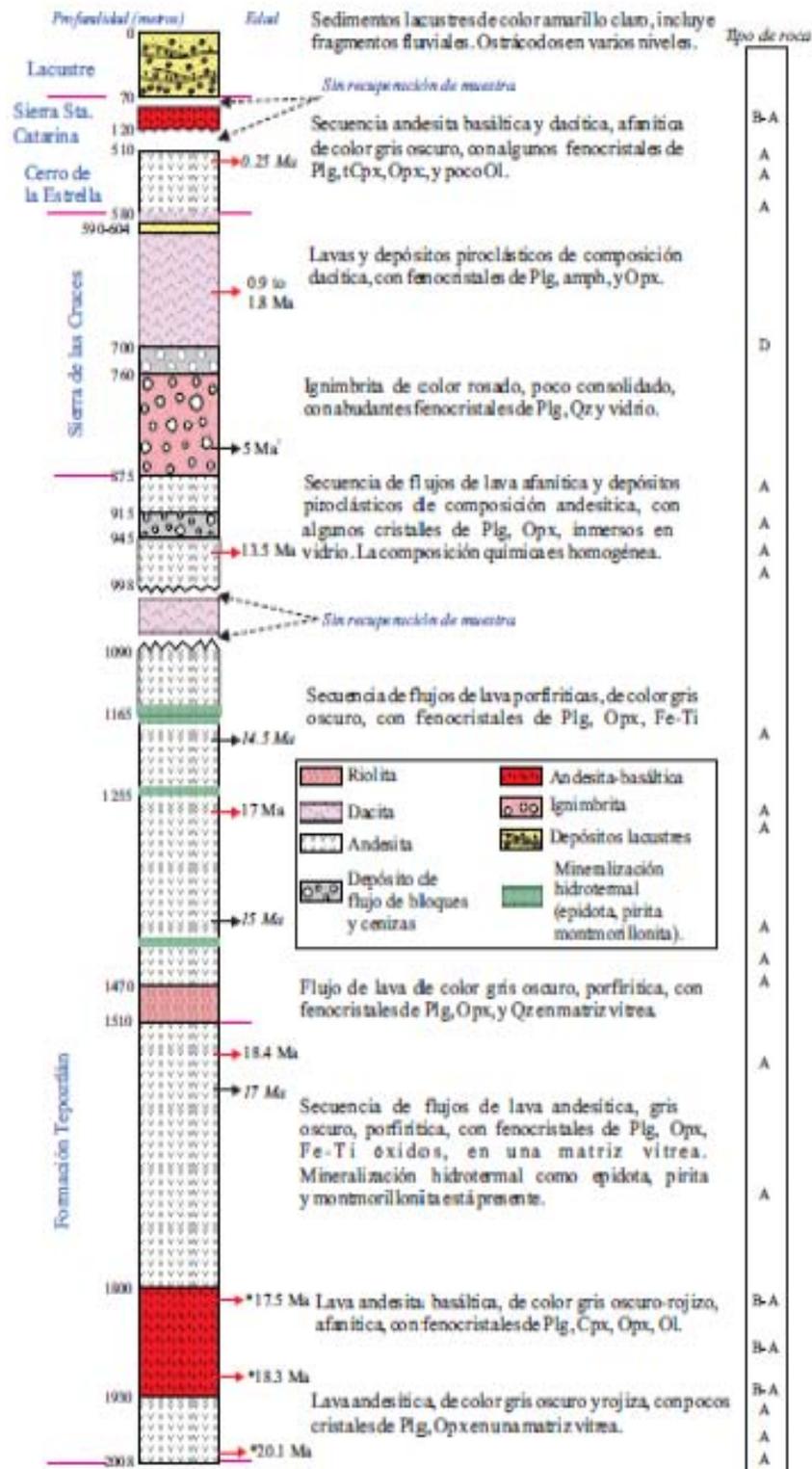


Fig. 2.3 Estratigrafía del pozo San Lorenzo Tezonco. Se muestran las unidades con las que los depósitos fueron correlacionados, así como las profundidades de los fechamientos por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Tomada de Arce et al., (2015).

Los grupos que conforman la estratigrafía de la cuenca se han ido redefiniendo con estas nuevas investigaciones, proponiendo una correlación más detallada con la actividad volcánica circundante (Ferrari, 2002; Jaimes-Viera et al., 2018; Arce et al., 2019).

La Tabla 2.1 resume los productos asociados a la actividad volcánica, incluyendo algunas formaciones de la Sierra Madre del Sur, anteriores a la FVTM (González-Torres et al., 2015).

Tabla 2.1 Eventos volcánicos registrados en la estratigrafía de la CM (González-Torres et al., 2015)

Evento	Edad (Ma)	Características	Pozo	Correlación
Oligoceno	30.8 y 29	Lavas andesíticas y basálticas	Texcoco-I Mixhuca-I	Magmatismo del Campo Volcánico Huautla <sup>1</sup>
Mioceno inferior	24.05 y 18.4	Lavas andesíticas y andesitas basálticas	Copilco-I Mixhuca-I Texcoco-I SLT	Formación Tepoztlán y andesita basáltica San Nicolás <sup>2,3</sup>
Mioceno medio-Mioceno tardío	17 a 8.7	Lavas andesíticas y dacíticas	*	Andesitas Apan y El Peñón <sup>4</sup>
Plio-Cuaternario	5 a 0.5	Lavas andesitas basálticas a dacitas, ignimbritas, conglomerados y brechas volcánicas	Copilco-I SLT	Sierra Chichinautzin, Las Cruces y Nevada <sup>5,6</sup>

\*Su identificación no es clara en la estratigrafía de los pozos de PEMEX.<sup>1</sup> González-Torres et al., (2013); <sup>2</sup> Lenhardt et al., (2010); <sup>3</sup> Arce et al., (2015); <sup>4</sup> García-Palomo et al., (2002a); <sup>5</sup> Arce et al., (2013a); <sup>6</sup> Macías et al., (2012).

## 2.3 Cuenca de Chalco

### 2.3.1 Localización

La cuenca de Chalco (19° 15' N, 98° 58' O) se ubica en un graben con orientación ENE-OSO, al SE de la CM, en la parte centro-oriental de la FVTM (Fig. 2.4A), a una altitud mínima de 2230 msnm (Vásquez-Sánchez & Jaimes-Palomera, 1989; Ortega-Guerrero et al., 2017).

Abarca un área de 1100 km<sup>2</sup>, de los cuales 240 km<sup>2</sup> corresponden a la planicie lacustre. En esta planicie se desarrolla actualmente un lago subsalino poco profundo (<3 m de profundidad) que ocupa un área de 6 km<sup>2</sup> (Fig. 2.4B) (Ortega-Guerrero et al., 2017).

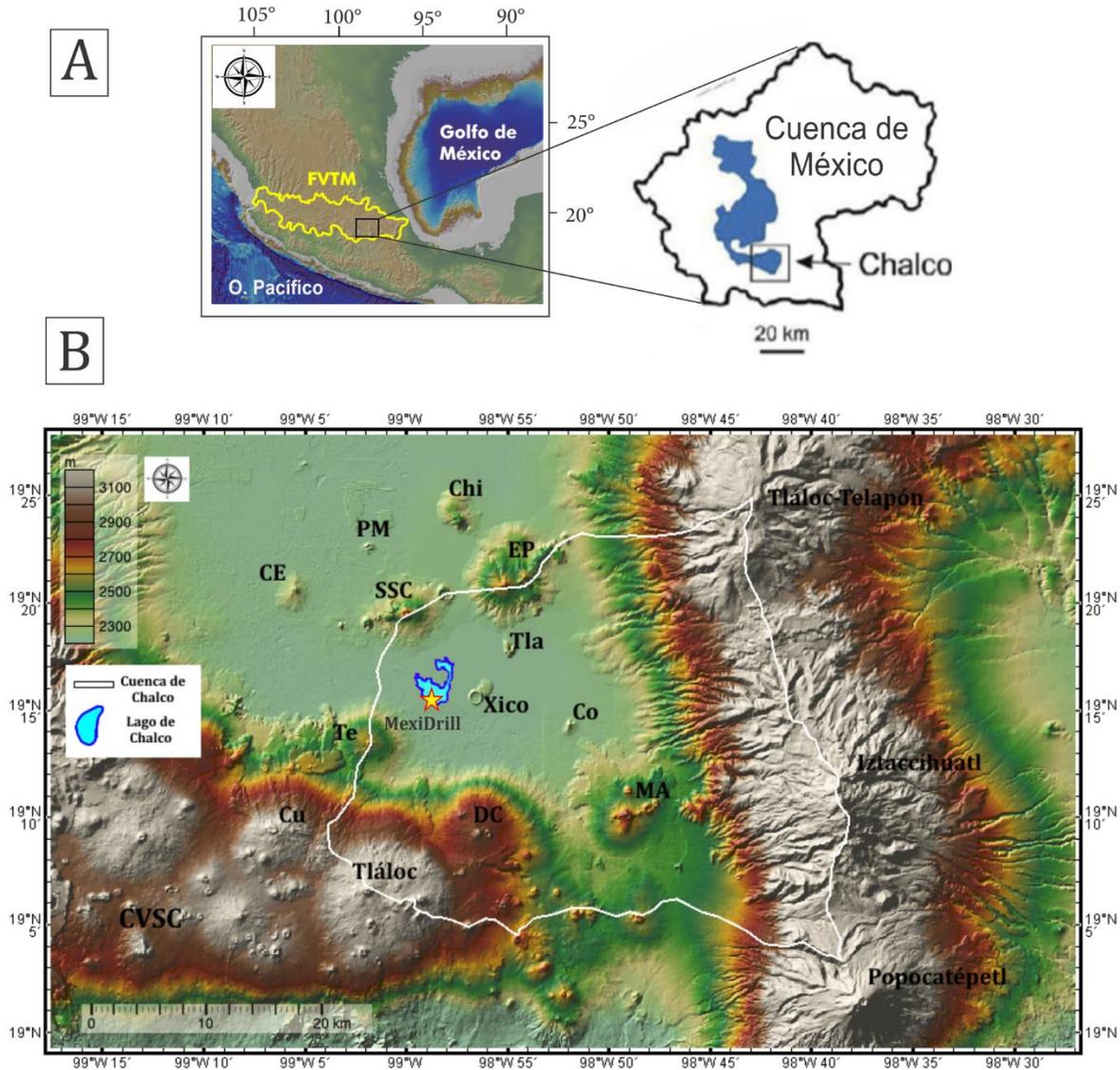


Fig. 2.4 A) Ubicación de la cuenca de Chalco dentro de la cuenca de México y de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Modificado de Ortega-Guerrero et al., (2017). B) Límites fisiográficos de la cuenca de Chalco. Se muestran también algunas estructuras internas, la distribución actual del lago de Chalco y el punto de perforación del pozo MexiDrill marcado con una estrella. CE: Cerro de la Estrella, Co: Cocotitlán, Chi: Chimalhuacán, Cu: Cuahutzin, CVSC: Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin, DC: Dos Cerros, EP: El Pino, MA: Monte Atonal, PM: Peñón del Marqués, SSC: Sierra Santa Catarina, Te: Teuhtli, Tl: Tláloc, Tla: Tlapacoya, Xi: Xico. Mapa realizado utilizando GeoMapApp ([www.geomapapp.org](http://www.geomapapp.org)) / CC BY.

### 2.3.1 Fisiografía

La cuenca de Chalco está delineada por una gran variedad de estructuras volcánicas, cuya actividad se extiende desde el Pleistoceno temprano al Holoceno. En la parte más baja de la cuenca se configura la planicie constituida por depósitos más recientes de carácter fluvio-lacustre y volcánico (Ortega-Guerrero et al., 2017). Se describen a continuación las características generales de las sierras que limitan la cuenca.

#### A. Sierra Santa Catarina

Es una provincia volcánica monogenética al norte de la cuenca de Chalco. Está conformada por siete estructuras volcánicas con alineación ENE-OSO, abarca una longitud de 12 km y una superficie aproximada de 75 km<sup>2</sup>. La elevación máxima alcanza los 2720 m (Lugo-Hupb et al., 1994). De oeste a este se ubican los conos Yuhualixqui, Xaltepec, Tetecón, Mazatepec, y Guadalupe, así como el domo Tecuatzi y la Caldera (cono de tobas). La clasificación química de las rocas que conforman estas estructuras varía de basalto traqui-andesítico, andesita basáltica, traqui-andesita, y andesita (Ortiz-Enriquez, 2017; Jaimes-Viera et al., 2018).

La actividad volcánica de esta sierra considera una fase hidromagmática en su etapa inicial, y una alternancia del estilo eruptivo de estromboliano a efusivo con base en la interacción entre la actividad volcánica y la variación del nivel del agua del cuerpo lacustre (Ortiz-Enriquez 2017; Jaimes-Viera et al., 2018).

A partir de fechamientos recientes realizados por Jaimes-Viera et al. (2018) mediante <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, se determinó que las primeras erupciones de esta cadena volcánica ocurrieron hace  $132 \pm 70$  ka, edad correspondiente al cono Xaltepec. En la Fig. 2.5 se observa la temporalidad de las estructuras volcánicas, ubicándose hacia el oeste las correspondientes al Pleistoceno tardío, y hacia el este las estructuras del Holoceno.

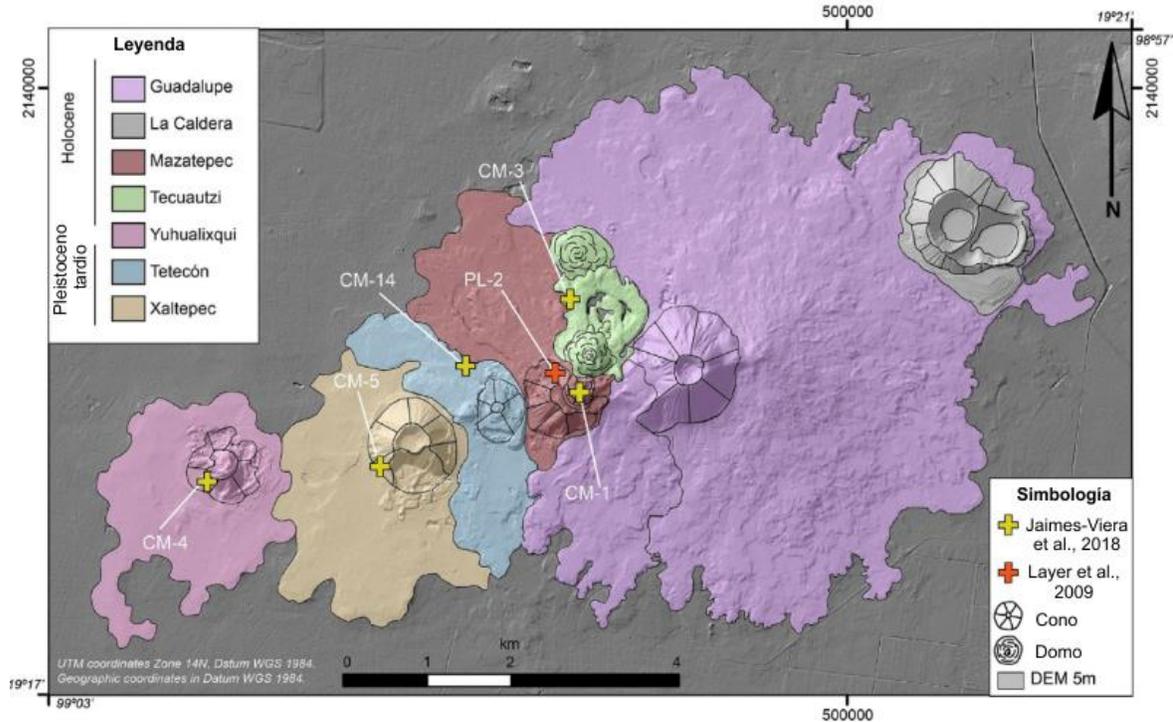


Fig. 2.5 Distribución de las estructuras de la Sierra Santa Catarina. Tomado de Jaimés-Viera et al., 2018

### B. Volcán el Pino

Se encuentra ubicado al este de la Sierra Santa Catarina (Fig. 2.4). Pertenece a la Formación El Pino, propuesta por Vázquez-Sánchez & Jaimés-Palomera (1989), la cual agrupa algunas estructuras aisladas al interior de la cuenca de México (Cerro Gordo, Chimallhuacán, Cerro de la Estrella).

Es un volcán escudo constituido por amplias coladas de lava y lava en bloques de hasta 750 m de espesor, cuya composición es andesítica basáltica y andesítica. La secuencia de sus flujos de lava está intercalada con depósitos de tefra, ceniza y escoria, depósitos característicos de vulcanismo tipo estromboliano (Vázquez-Sánchez & Jaimés-Palomera, 1989). De acuerdo con su posición estratigráfica con otras unidades volcánicas de la cuenca de México y con su polaridad magnética inversa, se le asigna una edad entre 0.9 y 0.7 Ma (Mooser, 1975; Vázquez-Sánchez & Jaimés-Palomera, 1989).

### C. Sierra Nevada

La Sierra Nevada se encuentra al este de la cuenca de Chalco. Es una cadena montañosa con orientación N-S constituida por los estratovolcanes: Tláloc, Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatepetl (Fig. 2.4). Tiene una extensión de 45 km de longitud, y una altitud máxima de 5452 m, correspondiente al volcán Popocatepetl (Macías et al., 2012). La composición química de esta sierra varía desde andesítica a riolítica, y su temporalidad data desde 1.8 Ma con la construcción del volcán Tláloc, hasta la actualidad con la actividad del volcán Popocatepetl (Cadoux et al., 2011; Macías et al., 2012).

La historia de la actividad volcánica de esta sierra considera siete eventos explosivos del volcán Popocatepetl durante los últimos 29 ka cuyos depósitos se han reconocido en distintas áreas de la cuenca de México (e.g Delgado-Granados 2001; Espinasa-Pereña & Martin del Pozzo, 2006; Sosa-Ceballos et al., 2012; Rueda et al., 2013).

### D. Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin

Forma el límite hacia el sur de la cuenca de Chalco. Es un campo volcánico monogenético con orientación E-O, integrado por 227 estructuras volcánicas aflorantes en las que se incluyen conos de escoria, flujos de lava, domos y volcanes escudo. La composición de las rocas es basáltica, traquibasáltica, andesítica y dacítica. Se extiende desde el Nevado de Toluca, al oeste de la cuenca de México, hasta la Sierra Nevada, abarcando un área de 2500 km<sup>2</sup> aproximadamente (Bloomfield, 1975; Martin del Pozzo, 1982; Siebe et al., 2004a).

Aunque muchas de las estructuras más viejas han sido cubiertas por el vulcanismo reciente, se estima que la actividad volcánica más antigua inició hace 1.2 Ma al sur de este campo (Arce et al., 2013b) (Fig. 2.6), mientras que la actividad más joven ha sido registrada en la erupción del volcán Xitle con una edad de  $1665 \pm 39$  años A.P (Siebe, 2000).

El volcán Teuhtli forma parte de este grupo volcánico. Se encuentra ubicado en el sector O de la cuenca de Chalco, y constituye el límite con la cuenca de Xochimilco junto con el parteaguas que se localiza a lo largo de la Av. México-Tulyehualco hasta la Sierra Santa Catarina. El Teuhtli es un cono de escoria con intercalaciones de depósitos piroclásticos más recientes, alrededor del cual se encuentra un escudo de lava de 3.5 km de diámetro (Siebe et al., 2005). La edad de este volcán es menor a 35.82 ka A.P, fechamiento de <sup>14</sup>C correspondiente a un paleosuelo por debajo de sus depósitos (Siebe et al., 2015).

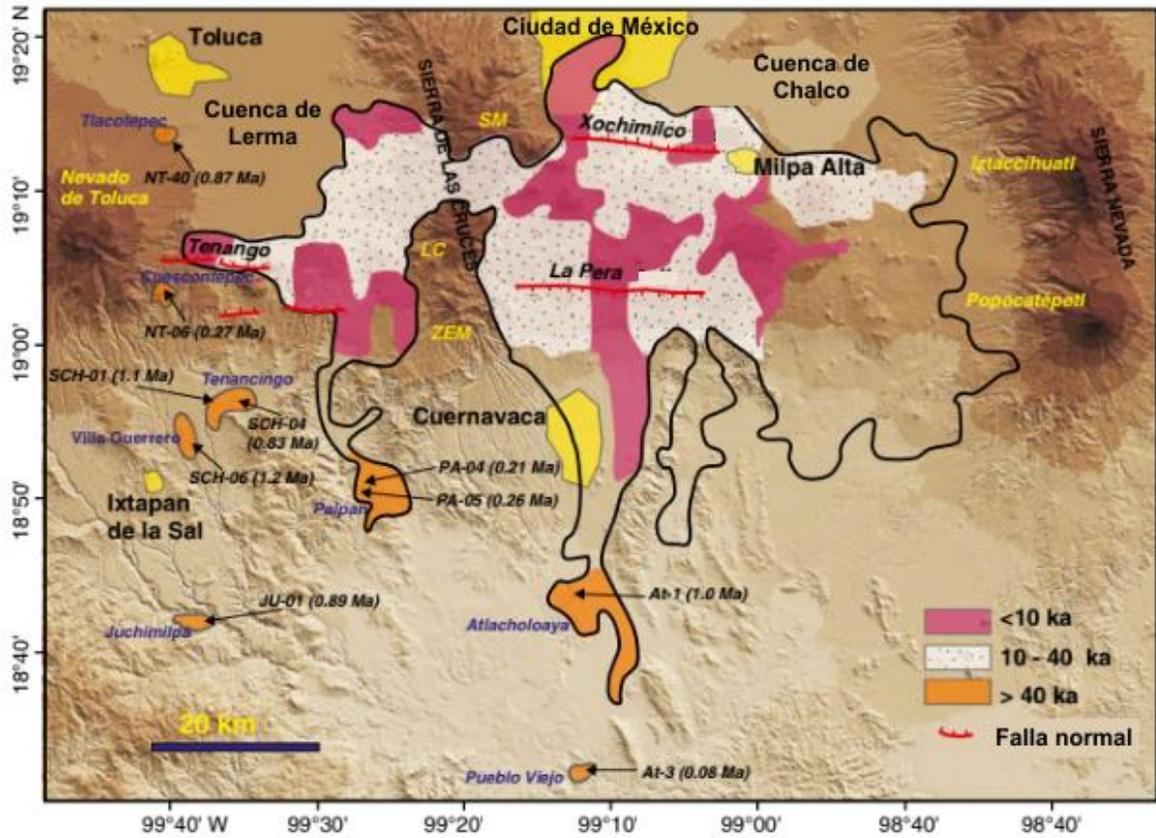


Fig. 2.6 Distribución temporal del Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin. Se muestran también algunos rasgos estructurales asociados a este campo. Tomado de Arce et al. (2013b).

### III. Marco teórico

#### 3.1 Actividad volcánica

La actividad volcánica es un fenómeno natural producido por el magmatismo que se genera en el interior de la Tierra. Esta actividad tiene lugar en diferentes puntos del planeta y sus características están fuertemente asociadas al tipo de ambientes tectónicos donde se generan: márgenes divergentes, convergentes y transformantes (Wilson, 1989). Las erupciones volcánicas pueden presentarse de manera efusiva o explosiva (Fig. 3.1) de acuerdo al contenido de gases y a la viscosidad del magma que le dio origen. A partir de la variación en su grado de explosividad se pueden clasificar en hawaiana, estromboliana, vulcaniana, pliniana y ultrapliniana, siendo ésta última la más explosiva (Walker, 1973; Gill, 2010)

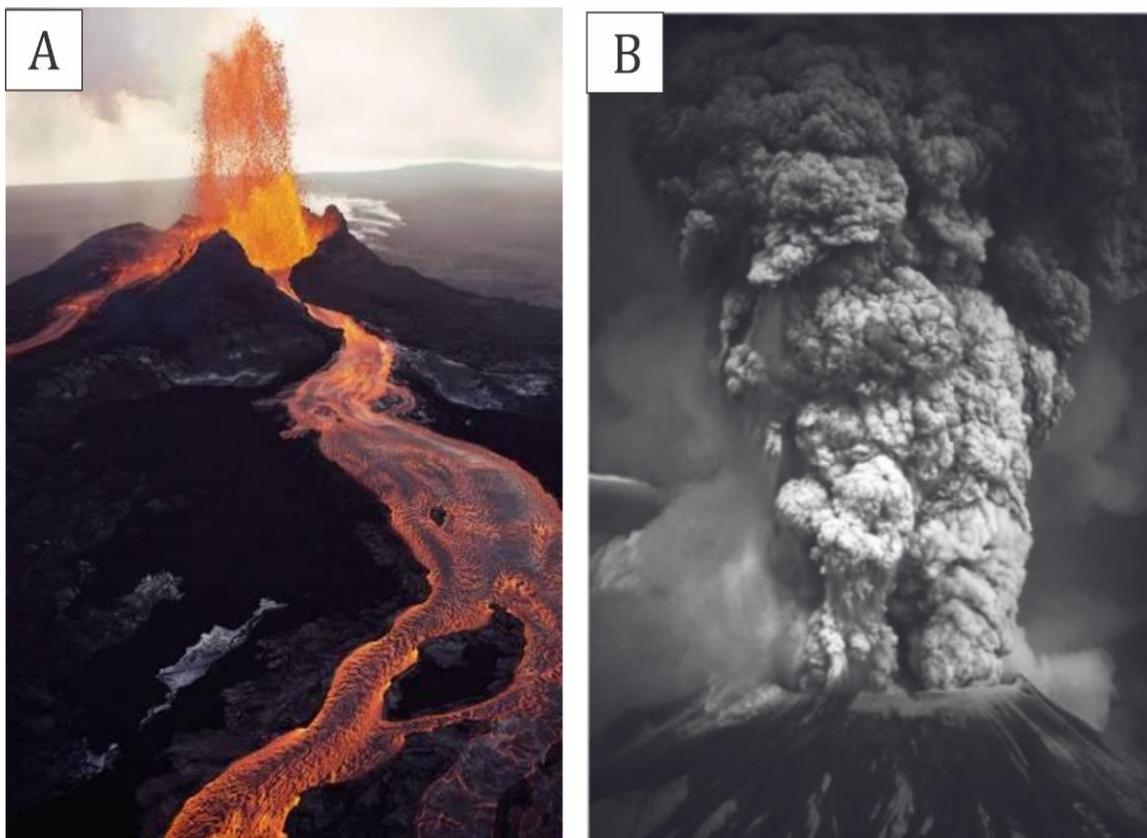


Fig. 3.1 A) Derrames y fuentes de lava asociados a una erupción efusiva tipo hawaiana del volcán Kilauea. Tomada de [www.livescience.com](http://www.livescience.com). B) Columna eruptiva del Mount St. Helens durante la erupción explosiva de 1980 de tipo ultrapliniana. Tomada de Gill, (2010).

### 3.1.1 Productos volcánicos

El tipo de actividad volcánica determina los productos que son emitidos durante las erupciones. La actividad explosiva genera fragmentos piroclásticos, que de acuerdo a su tamaño pueden ser bombas o bloques y fragmentos líticos de pómez, escoria y ceniza. Por su parte, la actividad efusiva genera derrames o flujos de lava cuya morfología varía durante su emplazamiento en la superficie (McPhie et al., 1993).

Uno de los factores que afectan la morfología de los flujos de lava es su contenido de sílice ( $\text{SiO}_2$ ), pues al aumentar su concentración aumenta la polimerización de este compuesto y su resistencia a fluir es mayor. En contraparte, los flujos con menor concentración de sílice tienden a ser muy fluidos y a desarrollar morfologías características como las lavas pahoehoe y aa. Se describen brevemente a continuación.

Uno de los lugares más importantes donde se puede estudiar el vulcanismo de carácter efusivo es en las islas de Hawái por lo que la literatura volcánica ha retomado estos nombres para designar la morfología de los flujos. Las lavas pahoehoe son generalmente lavas muy fluidas y rápidas, tienen pendientes suaves y forman cordones o cuerdas al momento de cristalizar (Fig. 3.2 A). Internamente, cuentan con un alto contenido de vesículas esferoidales, alrededor del 20 al 50% (Cas & Wright, 1988). En algunas ocasiones, es difícil el reconocimiento de estas estructuras en el registro geológico, pues pueden estar cubiertas por otros flujos de lava con características diferentes. Por su parte, las lavas aa son flujos de menor velocidad, contrastan con las pahoehoe debido a su superficie irregular y áspera como resultado de la fragmentación de los bloques de lava consolidados previamente (Fig. 3.2 B). Internamente, cuentan con vesículas alargadas preferencialmente como resultado de la actividad interna del flujo (Cas & Wright, 1988; Schmincke, 2004). La transición entre estos flujos está dada por la viscosidad; conforme la temperatura disminuye, la viscosidad aumenta, por lo que a partir de una lava pahoehoe se puede consolidar una aa.

Otra morfología característica de los flujos de lava se observa cuando éstas interactúan con el agua, sea esta de carácter marino o epicontinental. Las formas resultantes de este proceso son las denominadas lavas almohadilladas o *pillowlavas* que consisten en estructuras redondeadas discretas o interconectadas entre sí (Fig. 3.2 C). Generalmente contienen cortezas vítreas, bandas concéntricas y fracturas radiales en su interior (Schmincke, 2004; Winter, 2014).

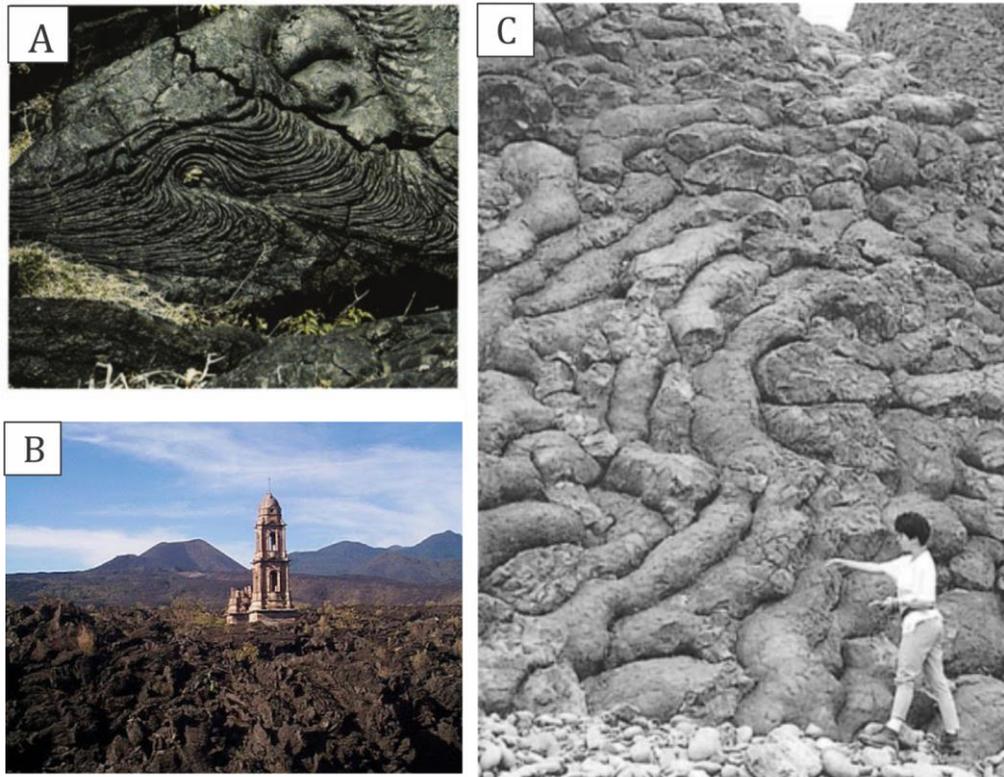


Fig. 3.2 Morfologías de los flujos de lava. A) Corrugaciones características de las pahoehoe perteneciente a uno de los flancos del volcán Kilauea. Tomada de Schmincke, (2004). B) Flujo aa frente a la Iglesia de San Juan Parangaricutiro, Michoacán, causado por la erupción del Parícutín en 1944. Tomada de [www.fogonazos.es/2007/05/san-juan-de-paricutn-la-iglesia-que.html](http://www.fogonazos.es/2007/05/san-juan-de-paricutn-la-iglesia-que.html). C) Grupo de *pilowlavas* cretácicas de la secuencia ofiolítica en Wadi Jizi, Omán. Fotografía de Rothery en Oppenheimer & Francis, (2002).

### 3.2 Origen y evolución del magma

El magma es una mezcla de material fundido, sólido y gaseoso que se origina por fusión parcial al interior de la Tierra. Aunque se genera principalmente en el manto superior, la variación en la temperatura y presión (Fig.3.3), puede generar magma a distintas profundidades. Adicionalmente, el contenido de sustancias volátiles ( $H_2O$ ) puede disminuir el punto de fusión de las rocas, por lo que su presencia también participa en la generación de este material (Gill, 2010; Klein & Philpotts, 2013).

La fusión parcial del manto produce magmas parentales o primarios de composición ultrabásica a básica. Esta composición puede mantenerse constante conforme cristaliza la fracción fundida si el proceso de cristalización está en equilibrio. Sin embargo, existen

procesos que separan la fracción cristalina de la fundida y es cuando tiene lugar la diferenciación magmática (Wilson, 1989; Gill, 2010). La importancia de este proceso fue expuesta por Bowen en 1928 en el que se reconoce la cristalización preferencial de los minerales bajo determinadas condiciones de temperatura, distinguiendo una serie continua y discontinua de cristalización. Este proceso se le denomina cristalización fraccionada y es junto con la asimilación cortical el agente principal que genera la diferenciación. La asimilación cortical se refiere al consumo de la roca en la cual se emplaza el magma a partir del calor latente de cristalización, lo que genera un cambio en la composición química de los cristales o del fundido (Wilson, 1989).

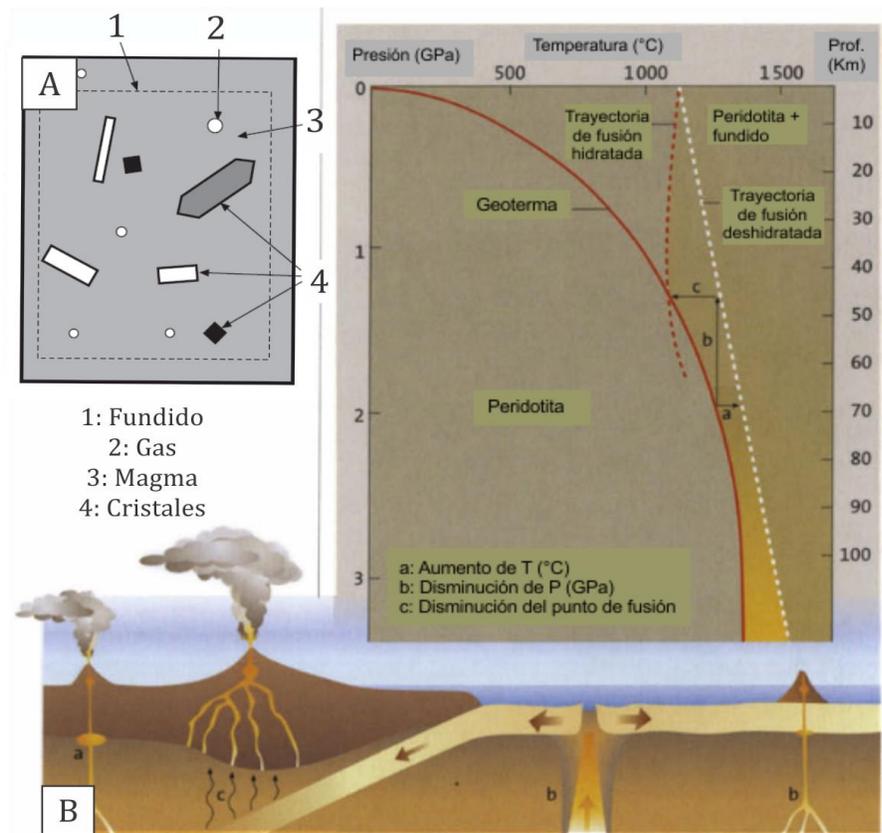


Fig. 3.3 A) Diagrama de los componentes del magma. La fase sólida puede estar representada por cristales o material amorfo. Modificada de Gill. (2010). B) Gráfico de profundidad (km) contra temperatura (°C) donde se observan las tres formas en las que se puede generar el magma en relación a su marco tectónico. Modificada de Schmincke, (2004).

### 3.2.1 Elementos mayores

Los elementos mayores son aquellos que representan la composición química de la roca en un 99%. Su concentración expresada en óxidos es mayor a 1% en peso y comúnmente están integrados por el SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, y K<sub>2</sub>O (Winter, 2014). Se emplean para otorgar una clasificación química a las rocas ígneas y para estudiar los procesos de cristalización y fusión de los magmas. También participan en la discriminación de afinidades geoquímicas dentro de un conjunto de rocas (Wilson, 1989).

La variación de su concentración en el magma puede contribuir a la variación de algunas de sus propiedades como la viscosidad, la densidad y la difusión. El análisis de estos elementos, en particular el SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O y Na<sub>2</sub>O, permiten identificar la serie magmática a la que pertenecen las rocas ígneas para eventualmente relacionarlas con los ambientes tectónicos globales donde tiene lugar el magmatismo (Wilson, 1989).

### 3.2.2 Elementos traza e isótopos

Los elementos traza junto con los isótopos radiogénicos proveen información acerca de la fuente y los procesos que generaron el magma. Debido a que su concentración en el sistema es relativamente baja, son sensibles de manera distinta a los procesos magmáticos en comparación con los elementos mayores (Winter, 2014).

La concentración de los elementos traza se encuentra por debajo del 0.1% en peso por lo que comúnmente se reportan en partes por millón (ppm). Están representados por más de ochenta elementos diferentes y su distribución en el sistema magmático, está dada por el coeficiente de partición:

$$D_i^{s/l} = \frac{C_i^s}{C_i^l}$$

Donde  $C_i^s$  es la concentración del elemento  $i$  en la fase sólida (mineral) y  $C_i^l$  es la concentración del elemento  $i$  en la fase líquida (fundido). En el caso de rocas volcánicas, la concentración de cada elemento se puede determinar de manera experimental midiendo bajo condiciones de equilibrio, la concentración del elemento en los fenocristales y en la matriz. De acuerdo al coeficiente de partición, los elementos traza se pueden clasificar como incompatibles si  $D < 1$  es decir que prefieren la fase fundida del sistema y como compatibles si  $D > 1$ , es decir que prefieren la fase sólida del sistema. Este comportamiento está definido

en buena medida por la carga y el radio iónico de los elementos, características que determinan también la sustitución de los elementos mayores por los traza (White, 2013).

Por su parte, los isótopos radiogénicos pueden emplearse para la determinación de las edades de rocas, minerales y meteoritas, a partir de la medición de los elementos radioactivos del cual se originaron (Faure, 2001). De manera general el sistema de decaimiento radioactivo sigue la Ley de Radioactividad propuesta por Rutheford y Soddy en 1902, la cual establece que la tasa de decaimiento de un nucléido radioactivo (agrupaciones definidas por cierto número de protones y neutrones) es proporcional al número de átomos radioactivos remanentes en un tiempo determinado.

Este grupo de isótopos también se emplean como trazadores de procesos magmáticos pues al existir una pequeña diferencia entre sus masas la proporción de isótopos se mantiene constante durante los procesos magmáticos (fusión parcial, cristalización fraccionada, asimilación cortical), conservando, en general, las características isotópicas de la fuente (Faure, 2001).

La notación épsilon ( $\epsilon Nd$ ) es comúnmente empleada para para visualizar y facilitar la interpretación de las variaciones isotópicas de  $^{143}Nd/^{144}Nd$ . Esta notación fue introducida por DePaolo y Wasserburg en 1976 y compara la relación de  $^{143}Nd/^{144}Nd$  de una muestra con respecto a la composición del Reservorio Condritico Uniforme (CHUR: *Chondritic Reservoir Uniform*), el cual representa, teóricamente, la composición inicial la Tierra (Faure, 2001; Misra, 2012). Se calcula de la siguiente forma:

$$\epsilon Nd = \left[ \frac{^{143}Nd/^{144}Nd_{muestra}}{^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR}} - 1 \right] 10^4$$

La medición de los isótopos radiogénicos con respecto a su equivalente en rocas magmáticas, ha establecido patrones con características isotópicas diferentes. Así, Zindler y Hart definieron en 1986 cinco grupos que tienen características isotópicas similares que componen el manto y explican las variaciones geoquímicas de los basaltos de dorsal oceánica (MORB: Mid Ocean Ridge Basalts) y los de islas oceánicas (OIB: Ocean Island Basalts) (Rollinson, 1993). La Tabla 3.1 resume las variaciones características isotópicas de cada uno de ellos en relación a los isótopos de Sr, Nd, y Pb.

Tabla 3.1 Características isotópicas de los reservorios del manto y la corteza (Rollinson, 1993)

Fuente	Reservorio	Características
Manto	Manto empobrecido (Depleted mantle-DM)	Alta relación de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Baja de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Componente dominante de la mayoría de los MORBs
	Manto enriquecido en uranio (HIMU)	Alta relación de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Baja relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e intermedia de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Algunos OIBs presentan estas características.
	Manto enriquecido (Enriched mantle-M)	Relación variable de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : EM-I tiene una relación baja de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; EM-II tiene una relación alta de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Baja de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y alta de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Asociado a procesos de subducción, guarda relación con la corteza continental superior (EM-II) y con la corteza continental inferior (EM-I)
	Manto prevalente (Prevalent mantle reservoir-PREMA)	Valores definidos para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5130$ ; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7033$ ; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.2$ a $18.5$ . Componente de OIBs y arcos de isla intraoceánica
	Tierra silicatada global (Bulk Silicate Earth-BSE)	Su composición es condrítica, manto no diferenciado, equivalente al manto primitivo homogéneo inicial de la Tierra. Algunos basaltos tienen una composición cercana a este reservorio.
Corteza	Corteza continental superior	Alta relación de Rb/Sr, consecuentemente alta relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Relación baja de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ acusa de las concentraciones bajas de Sm/Nd. Alta relación de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ .
	Corteza continental intermedia	Baja relación de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , con respecto a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ .
	Corteza continental inferior	Baja relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (no hay diferencia significativa con el manto). Baja concentración de U/Pb y Th/ Pb.

## IV. Metodología

### 4.1 Perforación del pozo MexiDrill

Entre febrero y marzo del 2016 se realizaron un conjunto de nuevas perforaciones en el Lago de Chalco por el proyecto “Cambio Climático y medio ambiente en la historia del lago de Chalco” del Instituto de Geología y de Geofísica, así como de la Facultad de Ciencias, de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), en colaboración con el consorcio “International Scientific Continental Drilling Program” (ICDP, MexiDrill: The Basin of Mexico Drilling Program), y con la National Science Foundation, de Estados Unidos de América, (NSF, MexiDrill: The Basin of Mexico Drilling Program). Las perforaciones recuperadas constituyen una secuencia total de 521 m.

Previamente, se realizaron estudios geofísicos en la zona para conocer las características y la distribución de los depósitos que subyacen al lago de Chalco. Para éste último aspecto, se utilizaron los datos obtenidos por sismica pasiva para la elaboración de un mapa de isofrecuencias (Vergara-Huerta, 2015) y obtener así la distribución de los espesores del cuerpo lacustre. El trabajo de campo cubrió un área de 8 km<sup>2</sup> aproximadamente, y registró durante 30 minutos el ruido sísmico ambiental en 68 sitios de la zona de estudio. La metodología completa se puede consultar en la tesis de Vergara-Huerta, (2015) y en el reporte técnico de la perforación de Lozano-García et al., (2017). Asimismo, el Departamento de Sismotectónica y Exploración de la CFE (Comisión Federal de Electricidad) y la empresa Geotem Ingeniería S.A de C.V realizaron mediciones de tomografía de resistividad eléctrica (TRE), sondeos por transitorios electromagnéticos (TEM) y sondeos magnetotelúricos (MT) para caracterizar los contactos entre los depósitos (Bücker et al., 2017; Lozano-García et al., 2017). Con esta información se determinó el punto de perforación en la zona que representa el depocentro de la cuenca.

El sitio de perforación (19° 15' 26" N, 98° 58' 32" O) se ubica al O de la cuenca de Chalco, dentro del Ejido de Santiago Tulyehualco (Fig. 2.4). La perforación fue realizada por la compañía Major Drilling de México, empleando sistemas de perforación de diferente diámetro (HQ: 63.5 mm, NQ: 47.6 mm) con broca de diamante. Para recuperar los depósitos

más suaves (sedimentos lacustres) se empleó el sistema HQ y para perforar material más resistente (rocas y volcániclastos) se utilizó el NQ (Fig. 4.1 A, B).

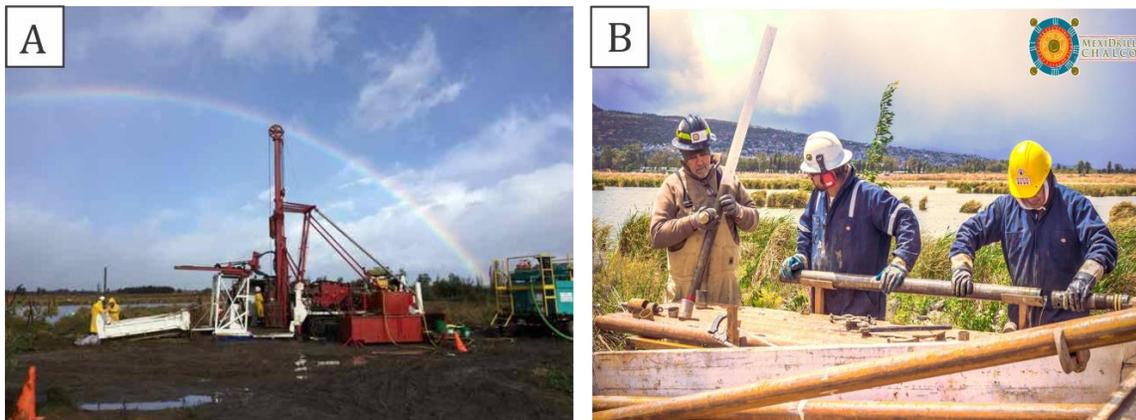


Fig. 4.1 A) Torre de perforación, tuberías y separador de lodos empleados durante la perforación. B) Extracción del tubo de plástico de la herramienta HQ (Fotografías de Iván Martínez).

Se recuperaron cuatro secuencias sedimentarias paralelas; A: 10-420 m, B: 6-310 m, C: 10-320 m; 409-520 m, D: 0-17 m, recuperando más del 85% de los depósitos (Lozano-García et al., 2017). A estas secuencias, se les midió la susceptibilidad magnética con un equipo automatizado GEOTEK a intervalos regulares de 4 cm con un sensor de anillo Bartington (MS2C) y, por otra parte, se realizaron frotis de la zapata de cada núcleo para identificar el tipo de sedimento y el contenido de microfósiles (Lozano-García et al., 2017). A partir de estas observaciones, se obtuvo un registro preliminar de los depósitos que conforman la secuencia total (Tabla.4 1). Los tramos de los núcleos fueron cortados por la mitad y preservados en el National Lacustrine Core Facility (LacCore), de la Universidad de Minnesota.

Tabla 4.1 Secuencia preliminar del material de la perforación (Lozano-García et al., 2017)

Profundidad	Características
0 - 260 m	Dominan los sedimentos de grano fino de origen lacustre y con alto contenido de microfósiles. Intercalaciones de horizontes volcánicos.
260 - 300 m	Depósitos de grano más grueso con intercalaciones de material fino (fluvial y lacustre)
300 - 512 m	Unidades volcániclasticas con intercalaciones de flujos de lava
512 - 520 m	Depósito de conglomerados aluviales

## 4.2 Trabajo de gabinete

Durante la perforación del pozo MexiDrill, se construyó una base de datos con las profundidades máximas y mínimas de los núcleos obtenidos, así como un respaldo con las fotografías de alta resolución de cada tramo. A partir de esta información se procedió a realizar una columna estratigráfica de los depósitos de interés en la parte inferior del pozo C, pues fue el pozo que cortó los flujos de lava. El análisis fotográfico reveló coloraciones rojizas a lo largo de la secuencia que se emplearon para definir los contactos entre cada unidad de los flujos de lava. En total se establecieron siete unidades de diferente espesor.

Para la elaboración y edición de gráficos, mapas y figuras, se emplearon los siguientes softwares:

- ✓ GeoMapApp software de visualización y exploración. Se empleó para la elaboración de mapas a partir de los modelos digitales de elevación.
- ✓ Corelyzer 2.0 software de correlación estratigráfica. Empleado para la visualización de las imágenes de los núcleos (<http://www.corewall.org>).
- ✓ IgPet 2005 para la elaboración de los diagramas de clasificación y variación geoquímica, y para los diagramas isotópicos.
- ✓ Corel Draw Graphics Suite™ X7 y Corel Photo Paint™ X7 para la elaboración de la columna estratigráfica y la edición de gráficos.

## 4.3 Trabajo de laboratorio

Se seleccionaron algunos tramos de cada unidad para realizar secciones delgadas y análisis geoquímicos. Se extrajo de cada tramo una muestra, mismas que se rotularon con el número de núcleo y con el número de la unidad estratigráfica a la que pertenecen (Fig. 4.2).

No. de núcleo	No. de unidad
↓	↓
<b>217-1</b>	

Fig. 4.2 Ejemplo del rótulo de cada muestra seleccionada.

Debido a que el material obtenido es limitado, se obtuvo una muestra por núcleo para cada análisis (petrografía, fluorescencia de rayos X, isotopía de Sr, Nd y Pb). En la Tabla 4.2 se enlistan los análisis realizados a cada una de las muestras así como la profundidad correspondiente.

Tabla 4.2 Análisis realizados a cada muestra

Unidad	Profundidad (m)	Muestra	DRX 1	Petrografía	FRX <sup>2</sup>	Isotopía <sup>3</sup>
1	423.8	217-1	X	X	X	X
2	427.5	225-2		X	X	
3	438.3	233-3		X	X	X
4	448.8	240-4		X	X	X
5	459.6	250-5		X	X	
6	471.5	259-6		X	X	
6	479.3	265-6		X	X	X
7	497.5	279-7		X	X	X
7	503.8	284-7	X	X		

<sup>1</sup> Difracción de rayos X; <sup>2</sup> Fluorescencia de rayos X para la medición de elementos mayores y traza;

<sup>3</sup> Se midieron las relaciones isotópicas de Sr, Nd, y Pb

#### 4.3.1 Difracción de rayos X

Las muestras que presentaron componentes secundarios en sus vesículas se sometieron a este análisis. Esto con la finalidad de identificarlos y valorar los análisis posteriores. Se procedió a extraer el relleno con un taladro manual el cual se colocó en un portamuestras, para posteriormente medirse en un intervalo angular de  $2\theta$  de  $4^\circ$  a  $70^\circ$  en escaneo por pasos con un “step scan” de  $0.003^\circ$  y un tiempo de integración de 40S por paso (Fig. 4.2 A). El proceso se realizó dentro del Laboratorio de Difracción de Rayos X del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) bajo la supervisión y apoyo de la Dra. Teresa Pi. Los difractogramas se obtuvieron con el difractómetro EMPYREAN marca PANalytical equipado con filtro de níquel, tubo de cobre de foco fino y detector PIXcel3D.

### 4.3.2 Petrografía

Se realizaron secciones delgadas de todas las muestras seleccionadas. El procedimiento consistió en fragmentar las muestras y pulirlas con abrasivos hasta obtener una superficie lisa alrededor de 0.03 mm de espesor, proceso realizado por Petroanálisis S.A de C.V.

El estudio petrográfico se llevó a cabo con un microscopio Motic BA310Pol (Fig.4.2 B) en el Laboratorio de Paleolimnología del Instituto de Geofísica-UNAM, considerando criterios de textura, grado de cristalinidad, tamaño de grano y asociaciones mineralógicas. Se tomaron fotomicrografías de las texturas y fases minerales observadas con la cámara del microscopio Motic y con la cámara Nikon acoplada al microscopio ZEISS Axioskop 40 del Laboratorio de Microscopía del Instituto de Geología-UNAM. Se realizó el conteo de las fases minerales observadas, de acuerdo a la metodología descrita por Luna-González (2017), el cual consiste en escanear las secciones delgadas y posteriormente procesar cada imagen en el software de información geográfica (SIG) utilizando una rejilla de 1000 puntos.

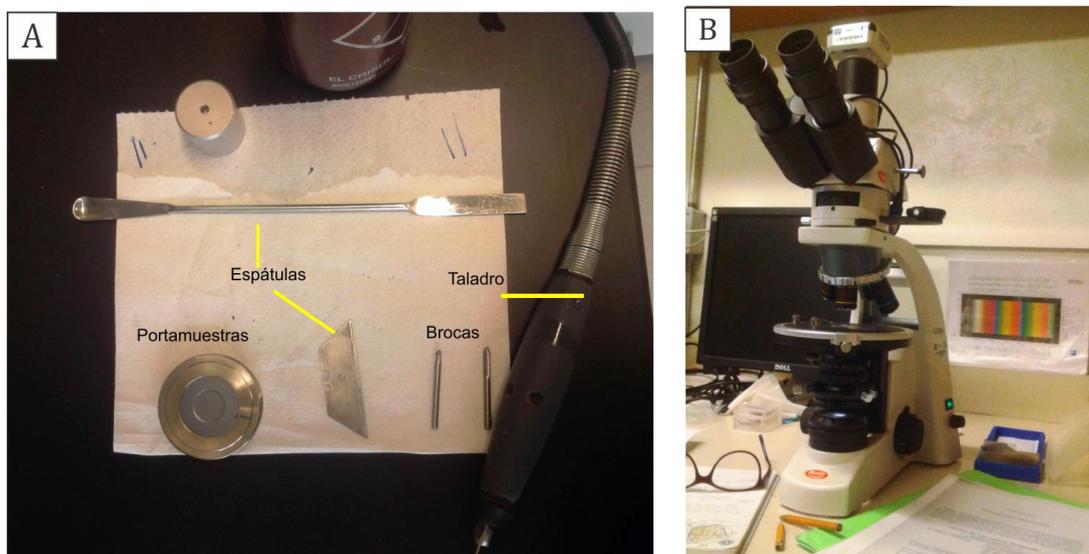


Fig. 4.2 A) Herramientas utilizadas para la extracción del relleno de las vesículas para su posterior análisis en el difractor. B) Microscopio Motic y cámara del Laboratorio de Paleolimnología-UNAM.

### 4.3.3 Análisis geoquímicos e isotópicos

Se describe a continuación las actividades de trituración y pulverización, previas a los análisis geoquímicos de roca total.

Se seleccionaron las áreas que visiblemente presentaban menos alteración, para posteriormente cortarse con la máquina Target Saws con disco de polvo diamante en Taller

de laminación y materiales no consolidados del Instituto de Geología-UNAM, a cargo del Mtro. Jaime Díaz. Las fracciones obtenidas se protegieron con bolsas de plástico y se fragmentaron con ayuda de un marro, para después lavarse en el ultrasonido con agua desionizada 18.2 MΩ de resistividad (agua Milli-Q) por espacio de 15 minutos hasta obtener un agua libre de sedimentos (Fig. 4.3 A). Se dejaron secar a temperatura ambiente.

Con la finalidad de obtener fragmentos de menor tamaño (< 5 cm) para su fácil pulverización, las muestras se pasaron por la trituradora de quijadas Sepor 150 Mini-Jaw (Fig. 4.3 B). Primero, se procedió a contaminar la trituradora con aproximadamente una quinta parte de la muestra para posteriormente introducir los fragmentos restantes y recolectarse. Entre cada procesamiento, las quijadas se limpiaron cuidadosamente con ayuda de cepillos y acetona.

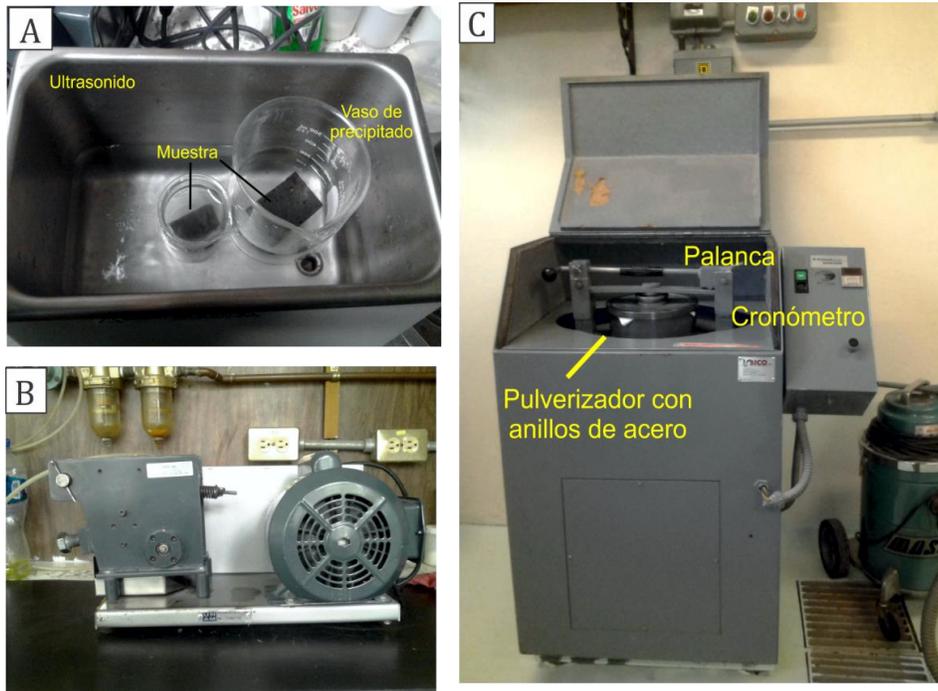


Fig. 4.3 A) Lavado de las muestras en el ultrasonido con agua milli-Q. B) Trituradora de quijadas del Taller de Molienda. C) Molino vibratorio BICO. Equipo perteneciente al Taller de Molienda del IGF-UNAM

Para la pulverización se utilizó el molino vibratorio marca Bico compuesto de anillos de acero templado (Fig.4.3 C). Se siguió la misma metodología empleada con la trituradora; primero se contaminó el molino colocando una pequeña fracción de la muestra en el molino y se pulverizó durante 10 segundos, se separó y depositó en bolsas de plástico con cierre

hermético, posteriormente, se introdujo la muestra restante y se dejó en el molino por 20 segundos. Entre cada muestra, se limpió perfectamente cada uno de los anillos con cepillos de cerdas de metal y aire comprimido. Este procedimiento se llevó a cabo en el Taller de Molienda del Instituto de Geofísica-UNAM a cargo del Ing. Teodoro Hernández. El material pulverizado se pesó y se destinó una fracción para medir elementos mayores y traza, y otra para los isótopos radiogénicos.

La medición de los elementos mayores y traza se realizó en Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X perteneciente al Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM-UNAM) bajo la supervisión del Quím. Rufino Lozano. Se determinó la concentración de elementos mayores y traza siguiendo la metodología descrita por Lozano-Santa Cruz y Bernal, (2005). Los elementos mayoritarios se midieron en muestra fundida con tetraborato de litio, usando una concentración de 10% de muestra en base seca. La pérdida por calcinación (PXC) se determinó calentando 1 g de muestra a 950 °C durante 2 horas, y calculando la diferencia de masa en por ciento.

Para la separación de isótopos, previamente se procedió a homogeneizar y cuartear la fracción pulverizada de la muestra en el Taller de Molienda (IGf-UNAM), como se puede ver en la Fig. 4.4 A. Este proceso se llevó a cabo en una superficie lisa de vidrio la cual se limpió cuidadosamente con agua, acetona y aire comprimido entre cada muestra. La separación de los isótopos se efectuó en el Laboratorio de Química Ultrapura del LUGIS-UNAM bajo el apoyo y supervisión de la M. C. Gabriela Solís. La metodología comprende una serie de actividades previas a la separación que consisten en eliminar el plomo (Pb) de las muestras para evitar una medición anómala de este elemento y en digerir los silicatos con ácido fluorhídrico (HF). La separación de los elementos se realizó en columnas de intercambio iónico con resina catiónica y aniónica DOWEX (Fig. 4.4 B, C). El fundamento de la separación se basa en el volumen y concentración de ácidos utilizados al interior del laboratorio. La metodología completa se puede consultar en Schaaf et al. (2005).

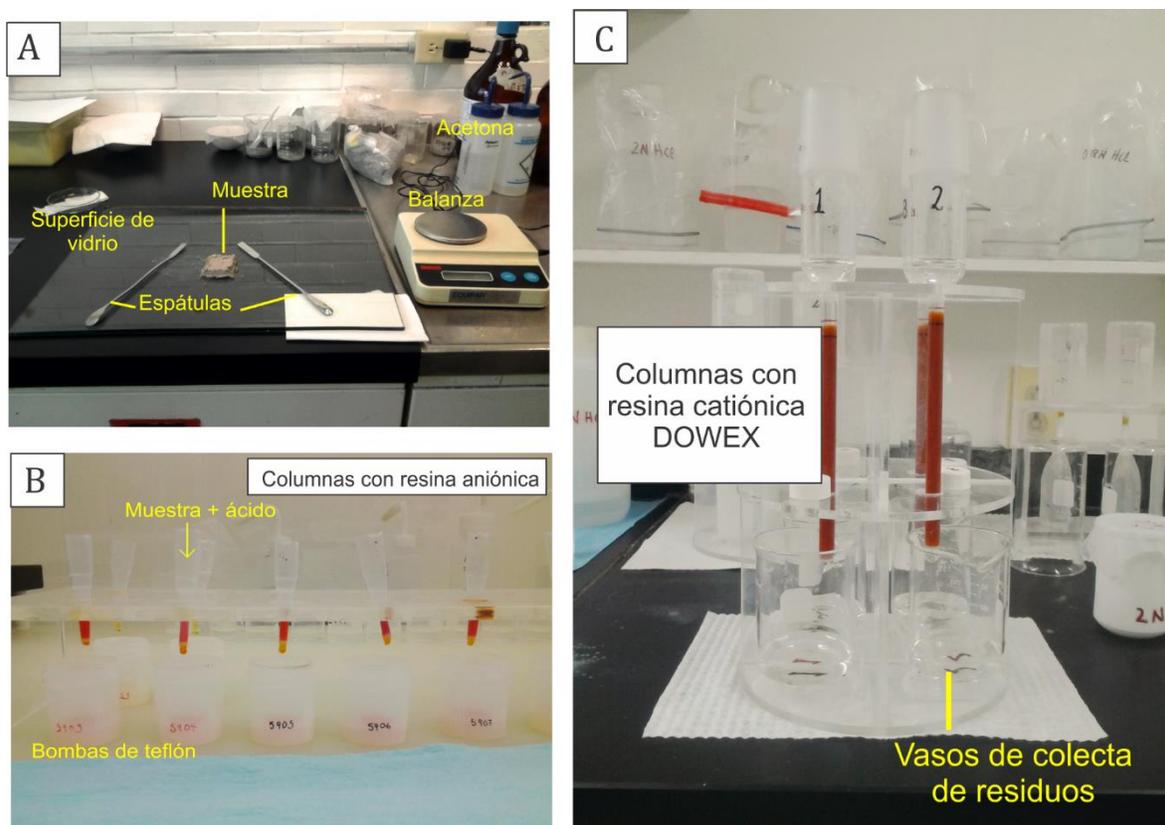


Fig. 4.4 A) Homogenización y cuarteado de las muestras. B) Separación de isótopos de Pb en columnas con resina desechable. C) Separación de isótopos de Sr y tierras raras (REE) en columnas de vidrio con resina DOWEX.

La medición de las relaciones isotópicas se llevó a cabo dentro del área de espectrometría de masas del LUGIS a cargo del M. C. Gerardo Arrieta. Los análisis isotópicos de Pb se realizaron en el espectrómetro de masas marca Finnigan 262, mientras que los de Sr y Nd se midieron en el espectrómetro de masa con fuente iónica térmica marca Thermo Scientific modelo Triton Plus. Este espectrómetro cuenta con 9 colectores Faraday mientras que el Finnigan cuenta con 8. Las mediciones se realizaron de manera estática. La metodología completa sobre los detalles de la carga de las muestras está descrita en el anexo A, sección II.

## **V. Resultados**

### **5.1 Estratigrafía profunda del pozo MexiDrill**

La mayor parte de la secuencia analizada está conformada por una serie de flujos de lava de color café a gris claro y oscuro, con variación en el contenido y en la morfología de sus vesículas. A partir de la identificación de los contactos rojo marrón a causa de la oxidación, se reconocen siete unidades de flujos de lava, las cuales inician a los 420 m y terminan a los 509 m de profundidad en el pozo C (Fig. 5.1).

En la cima de la secuencia se reconoce un depósito de brechas y conglomerados, al cual le subyacen depósitos piroclásticos conformados por fragmentos de pómez y basalto (Fig. 5.1). A los 484.8 m también se identifica otro depósito piroclástico, visiblemente con un mayor contenido de pómez de menos de 10 m de espesor. La base de la secuencia está constituida por un depósito de brechas y conglomerados aluviales, con características similares al de la cima.

Por otra parte, en algunas vesículas de las lavas se identificó un crecimiento mineral secundario que, de acuerdo a sus características y a su ambiente de formación, posiblemente se trate de pirita o marcasita (Fig. 5.3).

### **5.2 Difracción de rayos X (DRX)**

La Tabla 5.1 muestra las fases minerales secundarias que se identificaron a partir de este análisis. La muestra del núcleo 284Y-1, no se sometió al análisis geoquímico de roca total debido a la dificultad de la extracción de este material en las múltiples vesículas. Los difractogramas de identificación se pueden consultar en el anexo B.

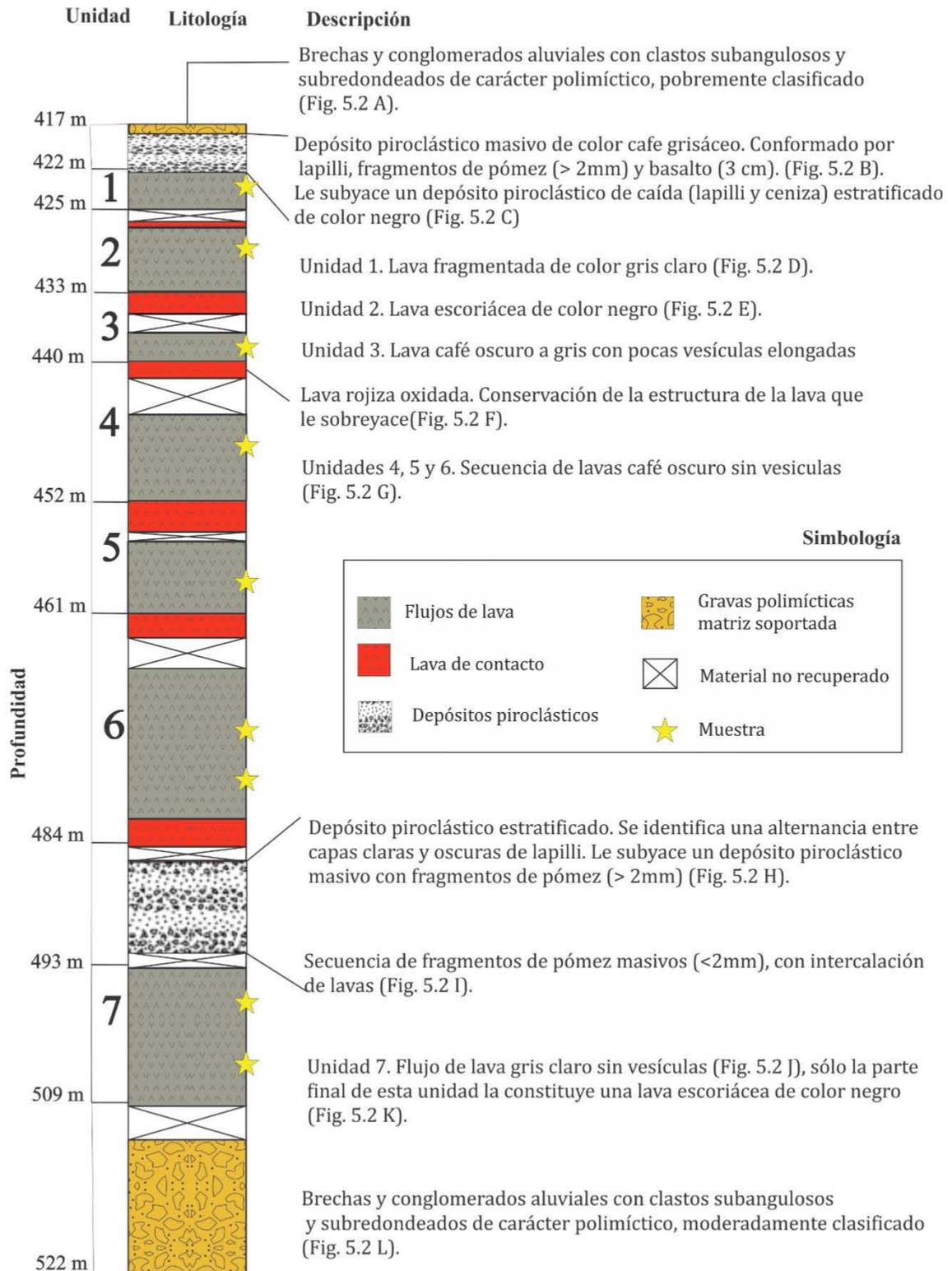


Fig. 5.1 Columna estratigráfica del pozo MexiDrill, entre 417 y 522 m de profundidad. Las unidades de lava se identifican a partir de los 420 m. Se adjunta la descripción para cada unidad identificada.

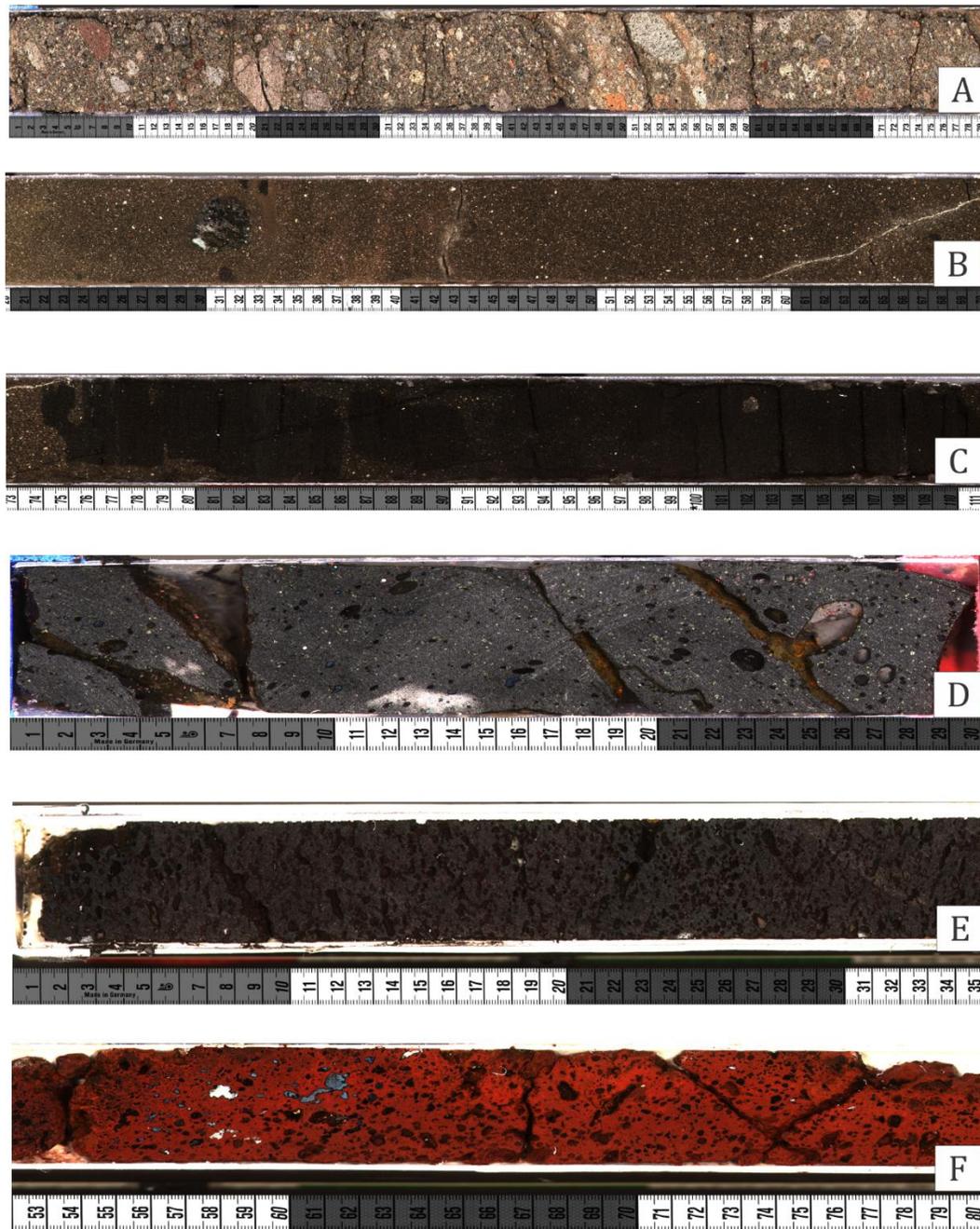


Fig. 5.2 Fotografías de los algunos núcleos que representan las unidades descritas. La longitud original está modificada. A) Conglomerado aluvial, se observan clastos tamaño grava en matriz soportada, B) Depósito piroclástico con pómez y basalto C) Depósito piroclástico estratificado de lapilli y ceniza color negro, D) Flujo de lava de la unidad 1, E) Flujo de lava de la unidad 2, F) Flujo de lava oxidado, límite entre cada unidad.

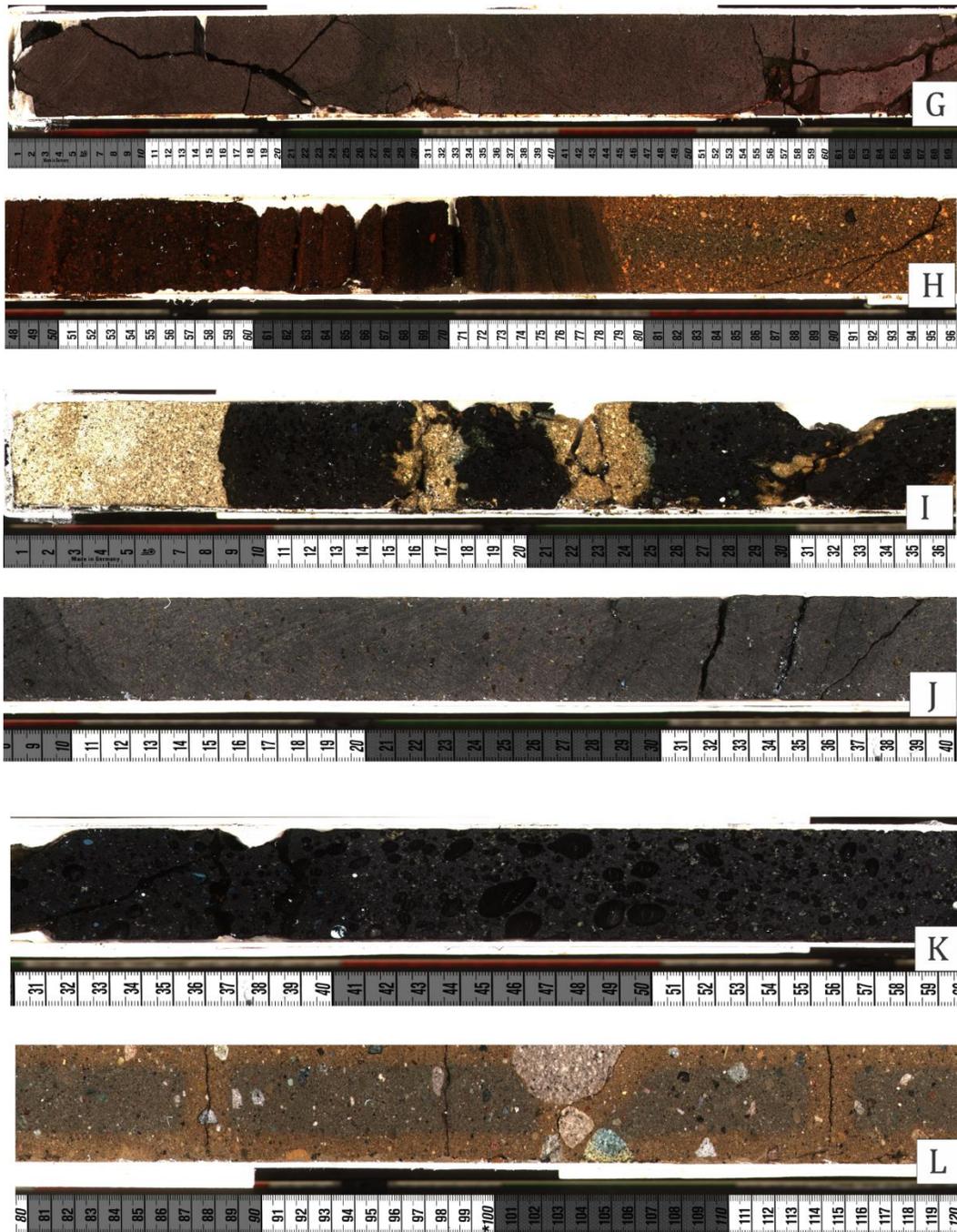


Fig. 5.2 (*Continuación*). G) Flujo de lava sin vesículas de la unidad 5, H) Depósito piroclástico estratificado. Se observa el contacto con un depósito masivo de lapilli y pómez, I) Intercalación de lavas con fragmentos de pómez, J) Flujo de lava de la unidad 7, K) Flujo de lava de la base de la unidad 7, L) Conglomerado aluvial. Se observan clastos redondeados soportados por matriz.

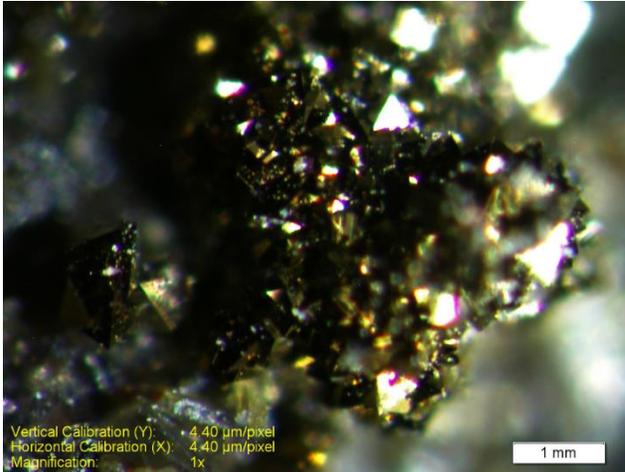


Fig. 5.3 Fotografía de una de las cavidades de la muestra 225-2. Crecimiento mineral con formas piramidales bien definidas y brillo metálico, debido a las características del ambiente del cual proceden las muestras, es muy probable que se trate de pirita o marcasita. Tomada con el microscopio estereoscópico Olympus SZX12.

Tabla 5.1 Identificación de las fases minerales secundarias en las vesículas de las lavas

Clave del núcleo	Fase identificada	Fórmula química	Semicuant (RIR)
217Y-1	Tridimita	SiO <sub>2</sub>	79
	Yeso	CaSO <sub>4</sub> H <sub>2</sub> O	6
	Filosilicatos (Grupo de la esmectita) <sup>1</sup>		15
284Y-1	Calcita magnesiana	CaMg (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	75
	Filosilicatos (Grupo de la clorita) <sup>1</sup>		25

<sup>1</sup> Cercanos a 14 Å. Se recomendó la identificación detallada de los filosilicatos en fracción arcilla

## 5.2 Petrografía

Se describen a continuación las fases minerales y relaciones texturales observadas en las secciones delgadas representativas de cada unidad estratigráfica. Se inicia la descripción de menor a mayor profundidad. Al final de la descripción se incluye el conteo de fases minerales observadas (Tabla 5.2).

### Muestra 217-1

La roca presenta una textura porfirítica con una matriz intersertal, pilotaxítica y seriada. La fases minerales que se identifican son: fenocristales de olivino (Fig. 5.4 A), microfenocristales de plagioclasa y una matriz compuesta por olivino, clinopiroxeno, microlitos de plagioclasa, óxidos de Fe-Ti y vidrio.

Los fenocristales de olivino abundan en un 4.6%, se presentan en forma euhedral a subhedral, con tamaños entre 300 y 800  $\mu\text{m}$ , de manera individual y también como glomeropórfidos (Fig. 5.4 B). La mayoría de ellos presentan una fase mineral secundaria de color cafe-rojizo en los bordes y fracturas. Por su parte, los microfenocristales tabulares de plagioclasa, son euhedrales y subhedrales, presentan maclado simple (Carlsbad), y no muestran una orientación preferencial. El clinopiroxeno y los óxidos de Fe-Ti se presentan de forma intergranular en la matriz, misma que presenta vesículas con forma redondeada (1.7% Vol), algunas de ellas rellenas de calcita y por un material de color amarillo y cafe. Este material también se encuentra disperso sobre la matriz (Fig. 5.4 C)

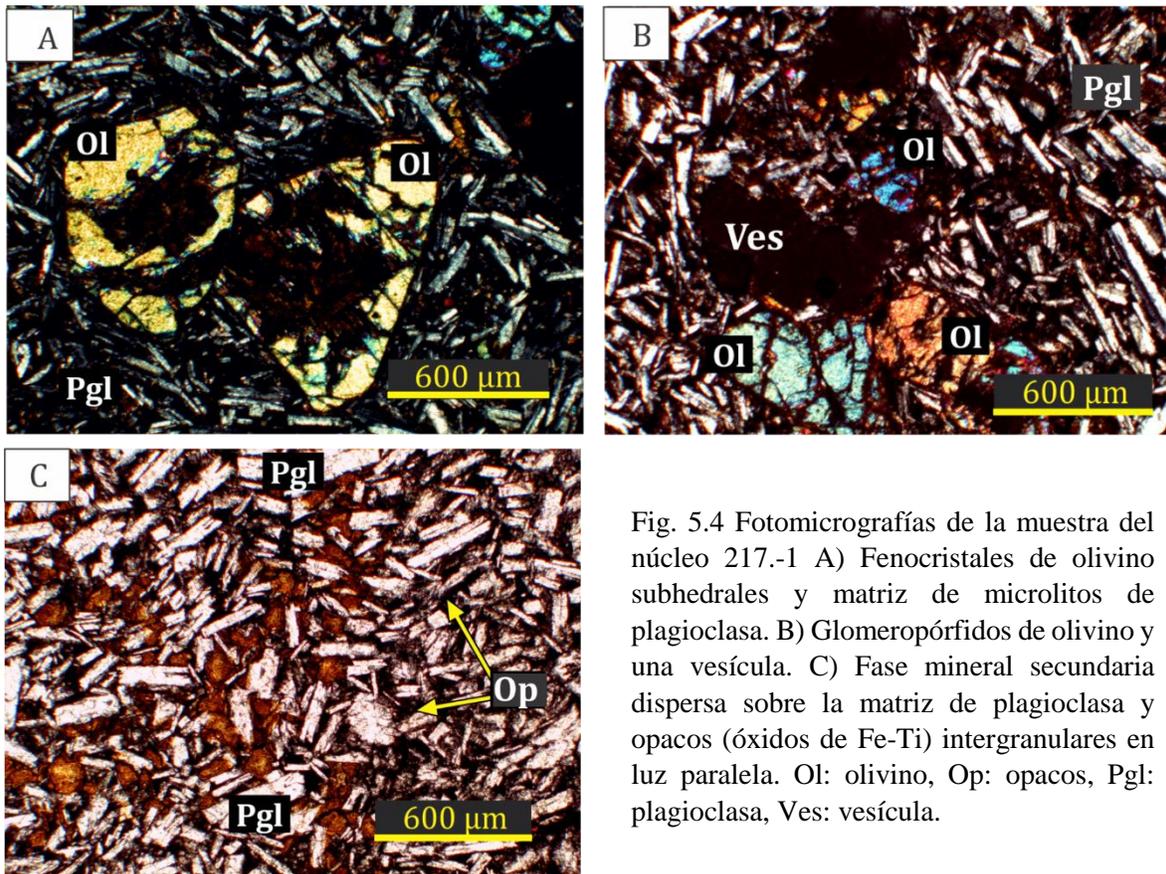


Fig. 5.4 Fotomicrografías de la muestra del núcleo 217.-1 A) Fenocristales de olivino subhedrales y matriz de microlitos de plagioclasa. B) Glomeropórfidos de olivino y una vesícula. C) Fase mineral secundaria dispersa sobre la matriz de plagioclasa y opacos (óxidos de Fe-Ti) intergranulares en luz paralela. Ol: olivino, Op: opacos, Pgl: plagioclasa, Ves: vesícula.

**Muestra 225-2**

En la muestra se observa una textura porfirítica con una matriz traquítica e intersertal. Los fenocristales abundan en un 6.1%, tienen forma subhedral y eudral, y un rango de tamaño entre 200 y 1300  $\mu\text{m}$ . La mayoría de ellos se observan reemplazados por una fase mineral secundaria de color café claro y verde (se observa una textura criptocristalina con los nicoles cruzados, Fig. 5.5 A) y con bordes de oxidación, características que dificultaron su identificación, sin embargo, se pudieron distinguir algunos olivinos (Fig. 5.5 B). También se identifican microfenocristales de plagioclasa con maclado simple y polisintético.

Por su parte, la matriz está constituida por clinopiroxeno, óxidos de Fe-Ti y microlitos de plagioclasa (Fig. 5.5 C). Los microlitos se orientan preferencialmente mientras que el clinopiroxeno y los óxidos de Fe-Ti se observan intersticiales. Las vesículas (15% abundancia), son alargadas y redondas con bordes irregulares.

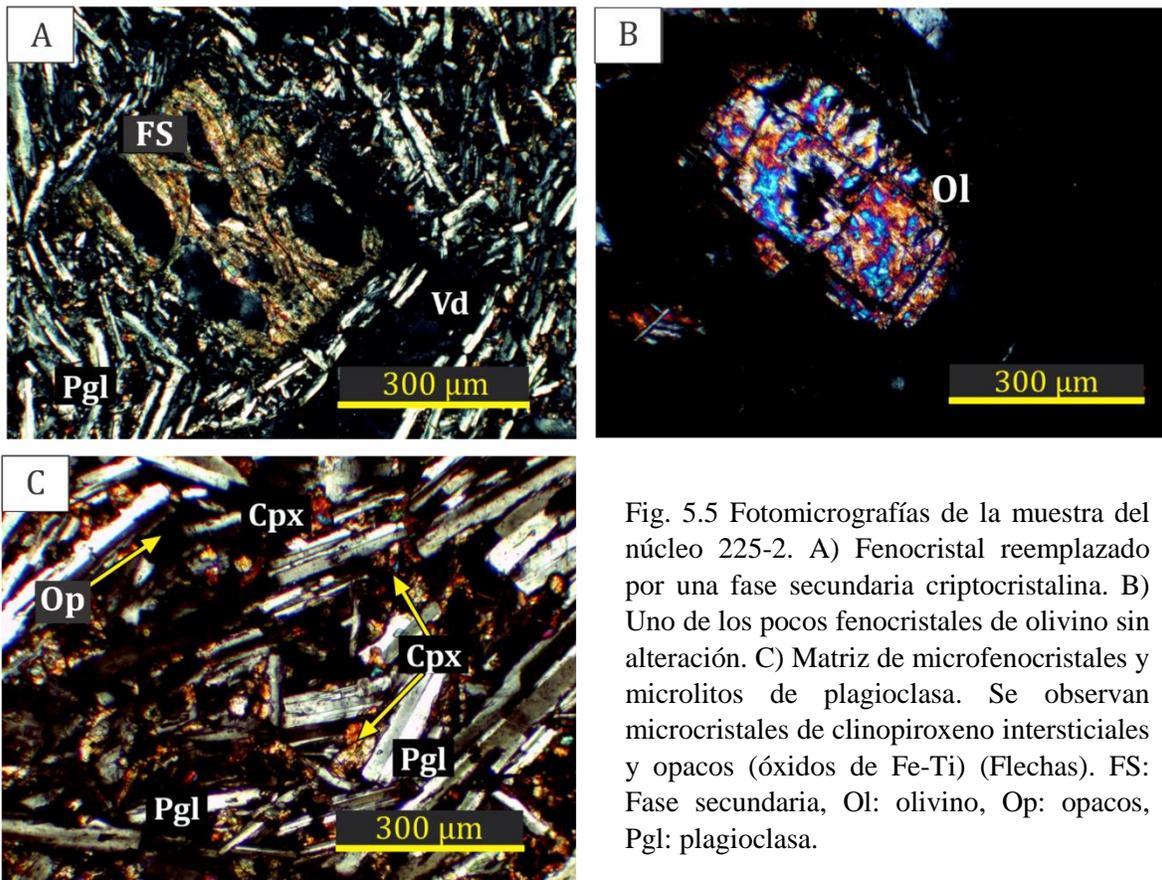


Fig. 5.5 Fotomicrografías de la muestra del núcleo 225-2. A) Fenocristal reemplazado por una fase secundaria criptocristalina. B) Uno de los pocos fenocristales de olivino sin alteración. C) Matriz de microfenocristales y microlitos de plagioclasa. Se observan microcristales de clinopiroxeno intersticiales y opacos (óxidos de Fe-Ti) (Flechas). FS: Fase secundaria, Ol: olivino, Op: opacos, Pgl: plagioclasa.

### Muestra 233-3

La roca presenta una textura porfirítica, seriada con una matriz traquítica e intersertal. Las fases minerales que se identifican son: fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno, y microfenocristales de plagioclasa (Fig. 5.6 A). La matriz está constituida por microlitos de plagioclasa y por vidrio y óxidos de Fe-Ti. También se identifican en la matriz algunos cristales dispersos de epidota (Fig. 5.6 B).

Los fenocristales de olivino abundan en un 3.7%, tienen forma subhedral y ehedral, su tamaño varía entre 500 y 1400  $\mu\text{m}$ . Se observan en su mayoría de manera individual pero también en asociación con otros fenocristales de olivino (glomeropórfidos). Se pueden distinguir inclusiones con forma cúbica (Fig. 5.6 C) posiblemente minerales del grupo de la espinela. Algunos presentan rasgos de disequilibrio como bahías de corrosión en los bordes y al interior del mineral. Presentan una fase mineral secundaria color amarillo-café en bordes y superficie.

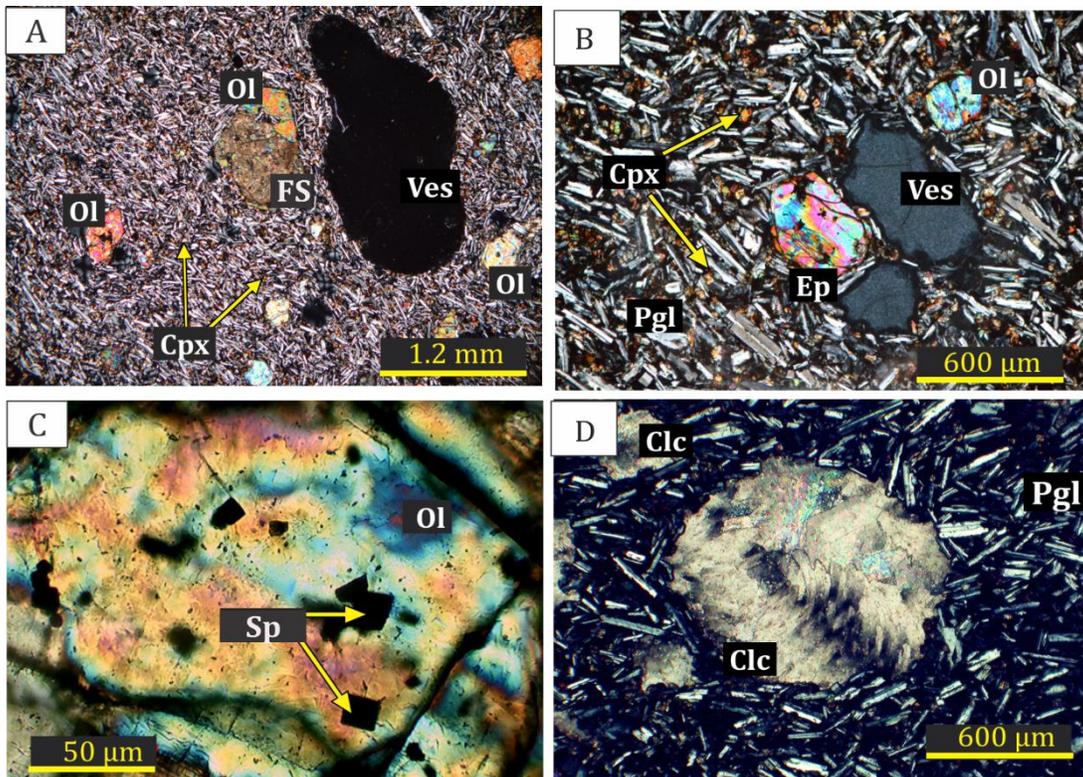


Fig. 5.6 Fotomicrografías de la muestra 233-3. A) Fenocristales de olivino, clinopiroxeno intergranular (Flechas) y una vesícula. B) Cristal de epidota y vesículas en Matriz de plagioclasa traquítica C) Inclusiones de espinela dentro de un fenocristal de olivino. D) Vesícula rellena de calcita, rodeada por microlitos de plagioclasa. FS: Fase secundaria, Clc: calcita, Cpx: clinopiroxeno, Ep: epidota, Ol: olivino, Pgl: plagioclasa, Sp: espinela, Ves: vesícula.

Por su parte, los fenocristales de piroxeno (clinopiroxeno y ortopiroxeno), se encuentran en menor proporción que el olivino (0.8% y 0.6% respectivamente), con un rango de tamaño entre 300 y 900  $\mu\text{m}$ . Son subhedrales, se distribuyen individualmente y también presentan bahías de corrosión.

Los microfenocristales de plagioclasa presentan macla simple y polisintética, son subhedrales y euhedrales, y se orientan de manera preferencial.

Finalmente, se observan vesículas cuya proporción se representan en un 7.4%; son de forma alargada y circular, predominando las circulares, algunas de ellas están rellenas por calcita (Fig. 5.6 D).

#### Muestra 240-4

En esta muestra se observa una textura porfirítica, con una matriz traquílica, subofítica e intergranular (Fig. 5.7 A). Se identifican fenocristales de olivino y microfenocristales de plagioclasa. La matriz está constituida por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y algunos óxidos de Fe-Ti. Los fenocristales tienen forma subhedral a euhedral (algunos con textura esqueletal, Fig. 5.7 B), con un rango de tamaño entre 400 y 2000  $\mu\text{m}$ . Se observan individualmente y también como glomeropórfidos. Algunos de ellos presentan en los bordes y fracturas iddingsita y una fase mineral secundaria color amarillo-cafe. Por su parte, los microfenocristales de plagioclasa presentan macla simple y polisintética. En esta unidad no se observan vesículas.

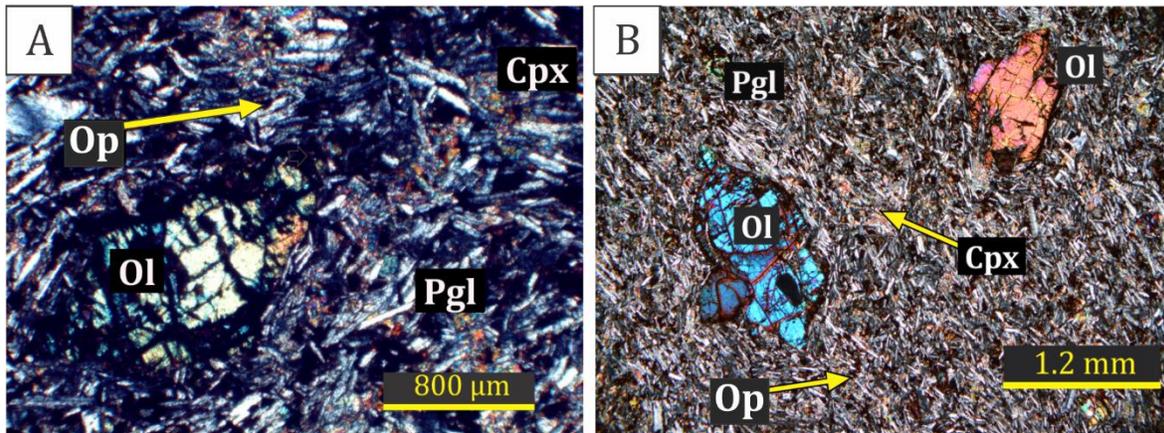


Fig. 5.7 Fotomicrografías de la sección de la muestra 240-4. A) Fenocristales de olivino. Intercrecimiento de clinopiroxeno en la matriz de plagioclasa. B) Fenocristales de olivino en una matriz traquílica, con intercrecimiento de clinopiroxeno y opacos (óxidos de Fe-Ti) intersticiales. Olivino esqueletal arriba a la derecha. Cpx: clinopiroxeno, Ol: olivino, Op: opacos, Pgl: plagioclasa.

### Muestra 250Y-5

La muestra 250 tiene textura holocristalina, porfirítica, traquítica, intergranular y subofítica. Los minerales que se identifican son fenocristales de olivino y microfenocristales de plagioclasa. La matriz está constituida por clinopiroxeno, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti.

Los fenocristales de olivino son subhedrales a euhedrales con tamaños entre 200 y 1000  $\mu\text{m}$  (Fig. 5.8 A). Se observan algunas inclusiones cúbicas en algunos de ellos (espinela). De manera similar a la unidad anterior, algunos fenocristales presentan alteración en bordes y fracturas con iddingsita, así como bahías de corrosión rellenas de microlitos de plagioclasa.

La matriz, también es muy similar a la unidad anterior, pues también presenta una textura subofítica con un ligero aumento en el tamaño del clinopiroxeno (Fig. 5.8 B). Tampoco se presentan vesículas en esta unidad.

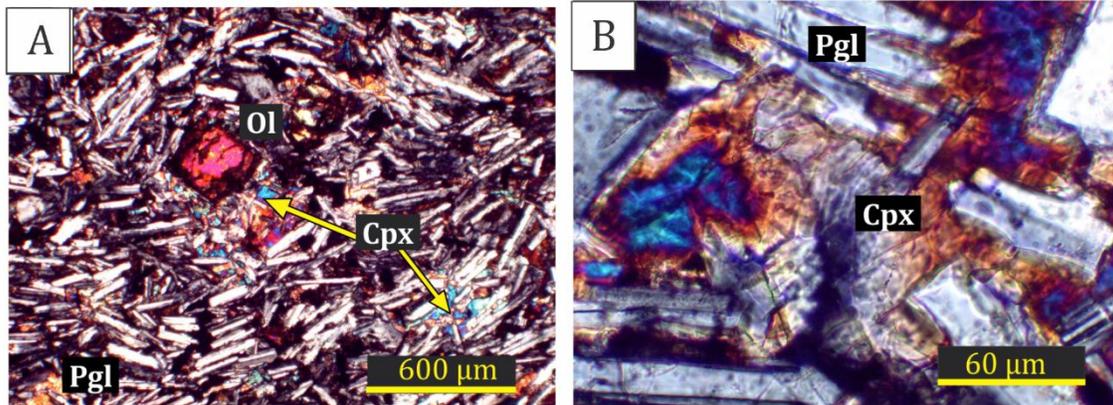


Fig. 5.8 Fotomicrografías de la muestra 250-5. A) Fenocristal de olivino en una matriz de microlitos de plagioclasa traquítica, con intercrecimiento de clinopiroxeno. B) Textura subofítica. Cpx: clinopiroxeno, Ol: olivino, Pgl: plagioclasa.

### Muestra 259-6

Se observa una textura porfirítica, pilotaxítica, subofítica e intergranular. Las fases minerales son fenocristales de olivino subhedrales y euhedrales, con inclusiones de espinela en algunos de ellos. El rango de tamaño de estos fenocristales se encuentra entre 300 y 1500  $\mu\text{m}$ . De igual forma que la unidad anterior, presentan bordes con iddingsita (Fig. 5.9 A).

En cuanto a la matriz, se identifica una textura subofítica, con óxidos de Fe-Ti intersticiales. También se identificó de acuerdo a sus propiedades ópticas y a su hábito radial una zeolita dispersa en la matriz, así como una fase mineral amarillo-café criptocristalina sobre la matriz (Fig. 5.9 B). No hay vesículas en esta unidad.

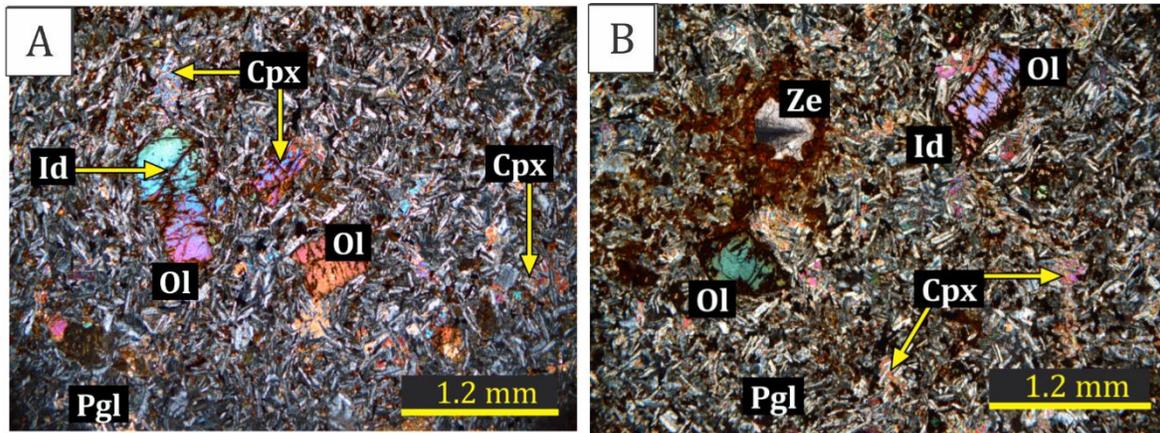


Fig. 5.9 Fotomicrografías de la muestra 259-6. A) Fenocristales de olivino con iddingsita en los bordes y fracturas. Se observa matriz con textura subofítica. O) Fenocristales de olivino, intercrecimiento de clinopiroxeno (flecha) y un cristal de zeolita. Cpx: clinopiroxeno, Id: iddingsita, Ol: olivino, Pgl: plagioclasa, Ze: zeolita.

### Muestra 265-6

La muestra presenta textura porfírica, pilotaxítica, seriada, subofítica e intersertal (Fig. 5.10A). Se identifican fenocristales de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y microfenocristales de plagioclasa. La matriz tiene textura subofítica y presenta óxidos de Fe-Ti intersticiales. Se observa a lo largo de la matriz una fractura con relleno mineral secundario criptocristalino de color amarillo-café.

De manera general, los fenocristales son subhedrales y euhedrales, con un rango de tamaño entre 500 y 800  $\mu\text{m}$  para el olivino, 300-700  $\mu\text{m}$  para el clinopiroxeno (Fig. 5.10 B) y alrededor de 600  $\mu\text{m}$  para el ortopiroxeno. Los fenocristales de olivino abundan en un 2.9%, son subhedrales y euhedrales, se distribuyen de manera individual (algunos presentan textura esqueletal) y también como glomeropórfidos. Presentan inclusiones de espinela y algunos de ellos se encuentran reemplazados por una fase secundaria criptocristalina de color amarillo-café. También son visibles las bahías de corrosión rellenas con microlitos de plagioclasa en algunos de ellos.

Por su parte, los microfenocristales de plagioclasa tienen macla simple y no muestran una orientación preferencial. Esta unidad tampoco presenta vesículas.

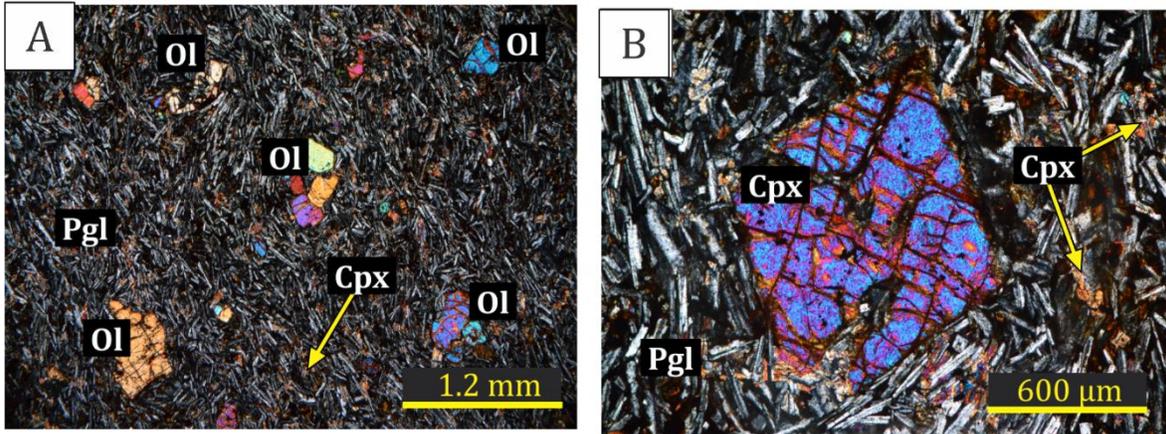


Fig. 5.10 Fotomicrografías de la muestra 265-6. A) Textura traquítica con glomeropórpidos de olivino al centro y fenocristales individuales en la periferia. Se observa textura esqueletal en uno de ellos (inferior izquierda). B) Fenocristal de clinopiroxeno y textura subofítica. Cpx: Clinopiroxeno, Ol: Olivino, Pgl: Plagioclase.

### Muestra 279-7

La roca tiene una textura porfirítica, traquítica e intergranular (Fig.5.11 A). Los fenocristales que se identifican son de olivino con un 7.5% y de clinopiroxeno con un 1.9 %. Los fenocristales de ambas fases minerales son subhedrales y euhedrales (algunos con textura esqueletal, Fig. 5.11 B) con un tamaño entre los 600 y 2000  $\mu\text{m}$  para el olivino, y entre los 600 y 800  $\mu\text{m}$  para el clinopiroxeno. Algunos presentan una fase mineral secundaria color amarillo-cafe, parecida a la descrita en las secciones anteriores.

La matriz está compuesta por microlitos de plagioclase muy finos y con una orientación de flujo muy visible. Se observan cristales de clinopiroxeno y óxidos de forma intergranular (Fig. 5.11 C) y algunas amígdalas de calcita.

### Muestra 284-7

Se observa una textura, porfirítica, pilotaxítica, seriada e intersertal. Presenta fenocristales de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclase (Fig. 5.12 A), los cuales se distribuyen de manera individual y como glomeropórpidos. La matriz está compuesta por microfenocristales de plagioclase con macla simple, por microlitos de este mismo mineral y por clinopiroxeno intergranular.

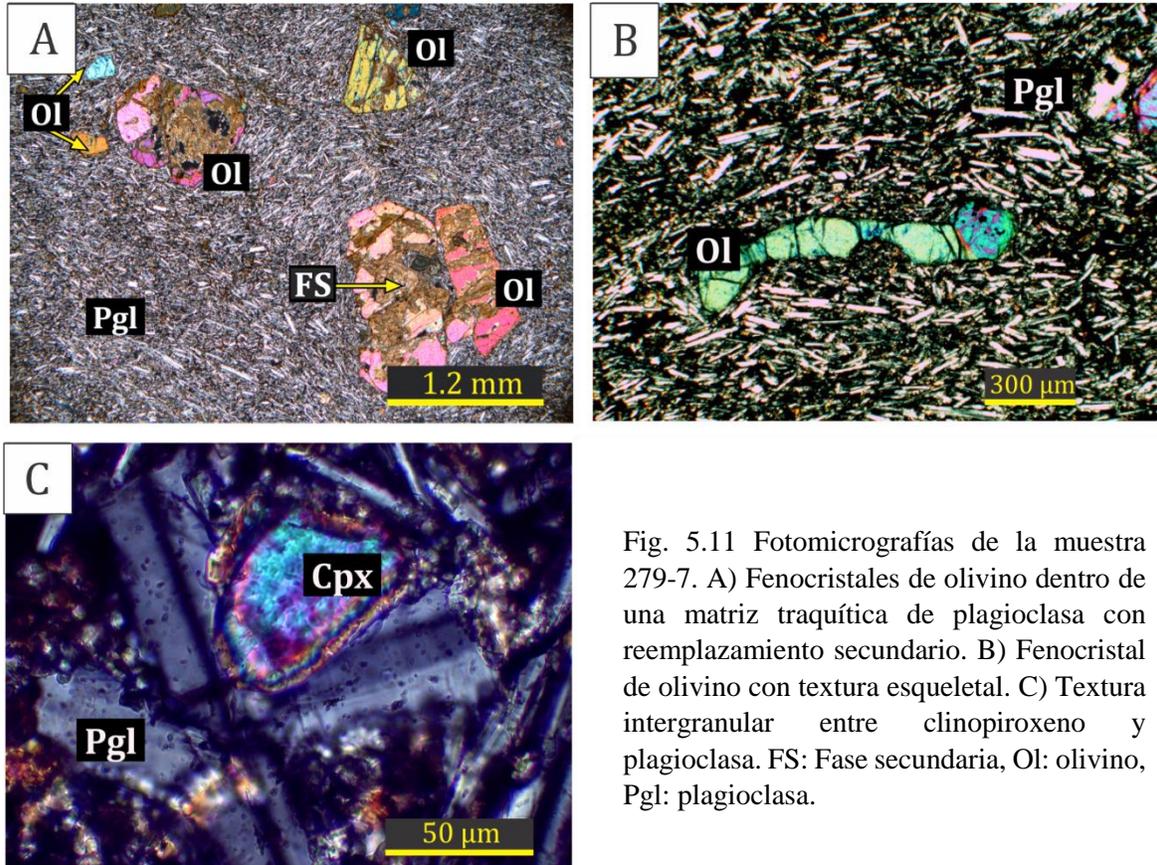


Fig. 5.11 Fotomicrografías de la muestra 279-7. A) Fenocristales de olivino dentro de una matriz traquítica de plagioclasa con reemplazamiento secundario. B) Fenocristal de olivino con textura esqueletal. C) Textura intergranular entre clinopiroxeno y plagioclasa. FS: Fase secundaria, Ol: olivino, Pgl: plagioclasa.

El olivino se presenta de forma subhedral y euhedral, con tamaños entre 350 y 2000  $\mu\text{m}$ . Se observan inclusiones de óxidos de Fe-Ti y algunas fases se encuentran reemplazadas por material criptocristalino en bordes y fracturas. Por su parte, los piroxenos tienen forma subhedral y su tamaño se encuentra entre 300 y 1000  $\mu\text{m}$  para los clinopiroxenos y alrededor de 800  $\mu\text{m}$  para los ortopiroxenos.

Los fenocristales de plagioclasa tienen forma euhedral y su tamaño se encuentra alrededor de 600  $\mu\text{m}$  (Fig. 5.12 B). Presentan macla polsintética y simple, en este caso fue posible obtener su composición por el método de Michel-Lévy, ubicándose entre andesina y labradorita con 25% y 28% de anortita, respectivamente. También presenta vesículas abundantes de forma alargada y subcircular, algunas de ellas rellenas con un material de color café oscuro y amarillo que se dispone en bandas concéntricas (Fig. 5.12 C)

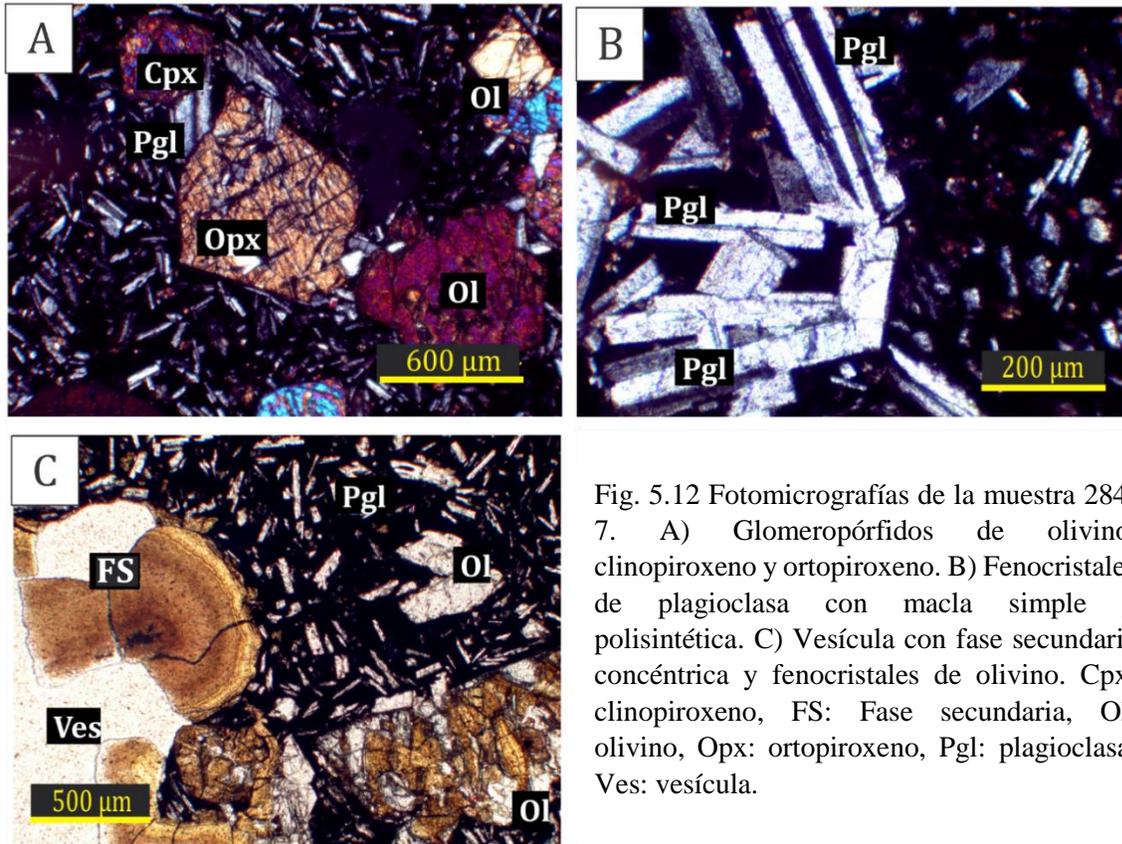


Fig. 5.12 Fotomicrografías de la muestra 284-7. A) Glomeropórfitos de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno. B) Fenocristales de plagioclasa con macla simple y polisintética. C) Vesícula con fase secundaria concéntrica y fenocristales de olivino. Cpx: clinopiroxeno, FS: Fase secundaria, Ol: olivino, Opx: ortopiroxeno, Pgl: plagioclasa, Ves: vesícula.

Tabla 5.2 Conteo modal de las fases minerales identificadas en cada muestra de los núcleos de lava. El conteo fue de 1000 puntos para cada lámina delgada. Ol: olivino, Cpx: clinopiroxeno, Opx: ortopiroxeno, Pgl: plagioclasa

Núcleo	Fase mineral (%)					Matriz (%)		Total (%)
	Ol	Cpx	Opx	Pgl	Fenocristales	Vesículas	Matriz <sup>1</sup>	
217-1	4.6	0	0	0	4.6	1.7	93.7	100
225-2	<1	*	*	0	6.1	15	78.9	100
233-3	3.7	0.8	0.6	0	5.1	7.4	87.5	100
240-4	4.8	0	0	0	4.8	0	95.2	100
250-5	6.9	0	0	0	6.9	0	93.1	100
259-6	6.4	0	0	0	6.4	0	93.6	100

<sup>1</sup> Matriz compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, opacos (óxidos de Fe-Ti) y vidrio. \* No fue posible la identificación de estas fases debido al grado de alteración de los fenocristales

Tabla 5.2 Conteo modal de las fases minerales identificadas (*Continuación*)

Núcleo	Fase mineral (%)					Matriz (%)		Total (%)
	Ol	Cpx	Opx	Pgl	Fenocristales	Vesículas	Matriz <sup>1</sup>	
265-6	2.9	1.8	0.4	0	5.1	0	94.9	100
279-7	7.5	1.9	0	0	9.4	0	90.6	100
284-7	5.5	1.7	0.9	3.5	8.1	14.8	77.1	100

<sup>1</sup> Matriz compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, opacos (óxidos de Fe-Ti) y vidrio.

### 5.3 Análisis geoquímicos

En la siguiente sección se presentan los diagramas que clasifican y caracterizan químicamente la secuencia de lavas objeto de este estudio. La concentración de cada elemento puede consultarse en la Tabla I del anexo A.

#### 5.3.1 Elementos mayores

De acuerdo al diagrama de clasificación química para rocas ígneas TAS (Total Alcalis Silica, por sus siglas en inglés) de Le Bas et al. (1986), los flujos de lava se clasifican mayoritariamente dentro del área de las andesitas basálticas, sólo la muestra del núcleo 259-6 se ubica en el área de los basaltos; en el límite entre éstos y las andesitas basálticas. La variación del contenido de sílice se encuentra dentro del rango: 51.78 a 54.15% en peso, mientras que el rango de los álcalis ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) se mantiene entre 4.6 a 5.08%, cercano al límite de traquibasalto y basalto traquiandesítico (Fig. 5.13).

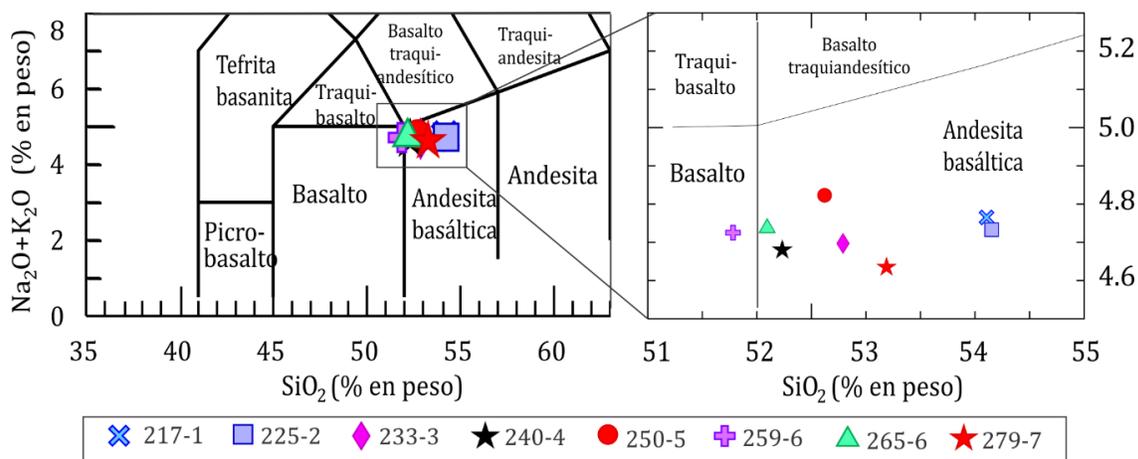


Fig. 5.13 Diagrama de clasificación para rocas ígneas TAS (Le Bas et al., 1986), en el que se ubican los valores de las lavas analizadas.

Para identificar la serie magmática a la que pertenecen las muestras, se realizó el diagrama de SiO<sub>2</sub> vs K<sub>2</sub>O de Pecerrillo y Taylor (1976). Las muestras se ubican en la región acotada por la serie calcialcalina (Fig. 5.14 A). De manera complementaria, el diagrama de clasificación de series magmáticas subalcalinas AFM de Irvine y Baragar (1971), ubica a las muestras en la misma región (calcialcalina), manteniendo valores relativamente bajos de FeO y MgO en relación con la serie toleítica (Fig. 5.14 B).

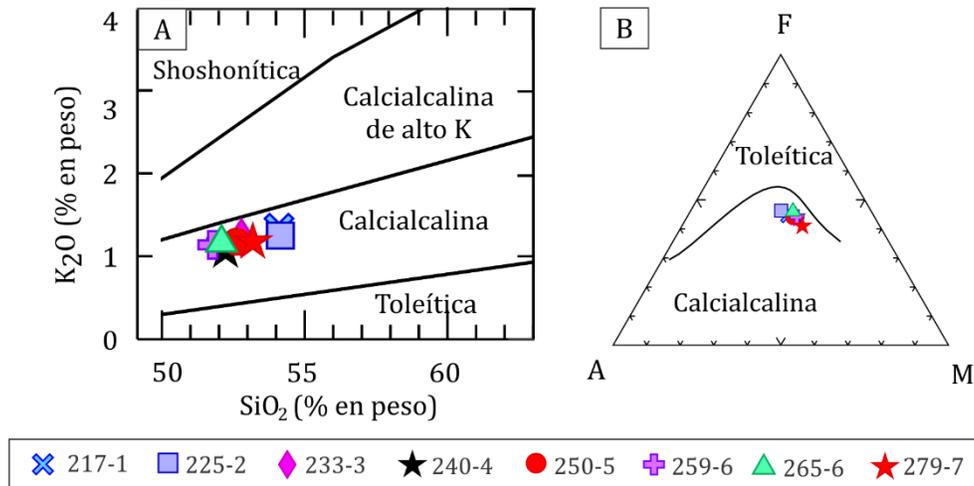


Fig. 5.14 Diagramas de clasificación de series magmáticas. A) Diagrama propuesto por Pecerrillo y Taylor (1976), que relaciona el contenido de SiO<sub>2</sub> y K<sub>2</sub>O. Las lavas pertenecen a la serie calcialcalina de acuerdo a su contenido de K<sub>2</sub>O. B) Diagrama propuesto por Irvine y Baragar (1971), para las series subalcalinas AFM (A: Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O, F: FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, M: MgO).

Para la elaboración de los diagramas de variación tipo Harker se utilizó el SiO<sub>2</sub> como índice de diferenciación, por lo que su concentración en % peso, se ubica en el eje de las abscisas. A partir de su relación con la concentración de los otros elementos y del cálculo del coeficiente de correlación, se identifican las siguientes tendencias:

Una tendencia negativa para el caso del Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, MgO y Na<sub>2</sub>O (Fig. 5.15 A-D). En el caso del Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> la concentración varía entre 9-10.5% (Fig. 5.15 A) y se observa que la disminución de este elemento es de forma gradual conforme aumenta la concentración de SiO<sub>2</sub>, mientras que en los gráficos del TiO<sub>2</sub> y MgO (Fig. 5.15 B, C) se observa un agrupamiento de la concentración en dos sectores; el primero, conformado por las muestras 217-1 y 225-2, y el segundo por las muestras 233-3, 240-4, 250-5, 259-6, 265-6. Cabe destacar que la muestra del núcleo 279-7 es la de mayor concentración de MgO%, relación inversa en comparación con el Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y el TiO<sub>2</sub> y por lo tanto más afín a las muestras 233-3

a 265-6 (Fig. 5.15 C). Por otra parte, en el gráfico del Na<sub>2</sub>O se observa una variación dentro del rango 3.4-3.7% en peso y también se distinguen dos grupos de variación; el grupo de menor concentración de Na<sub>2</sub>O está conformado por las muestras 217-1 y 225-2, 233-3 y 279-7, manteniéndose en un rango entre 3.4 y 3.5% en peso (Fig.5.15 D).

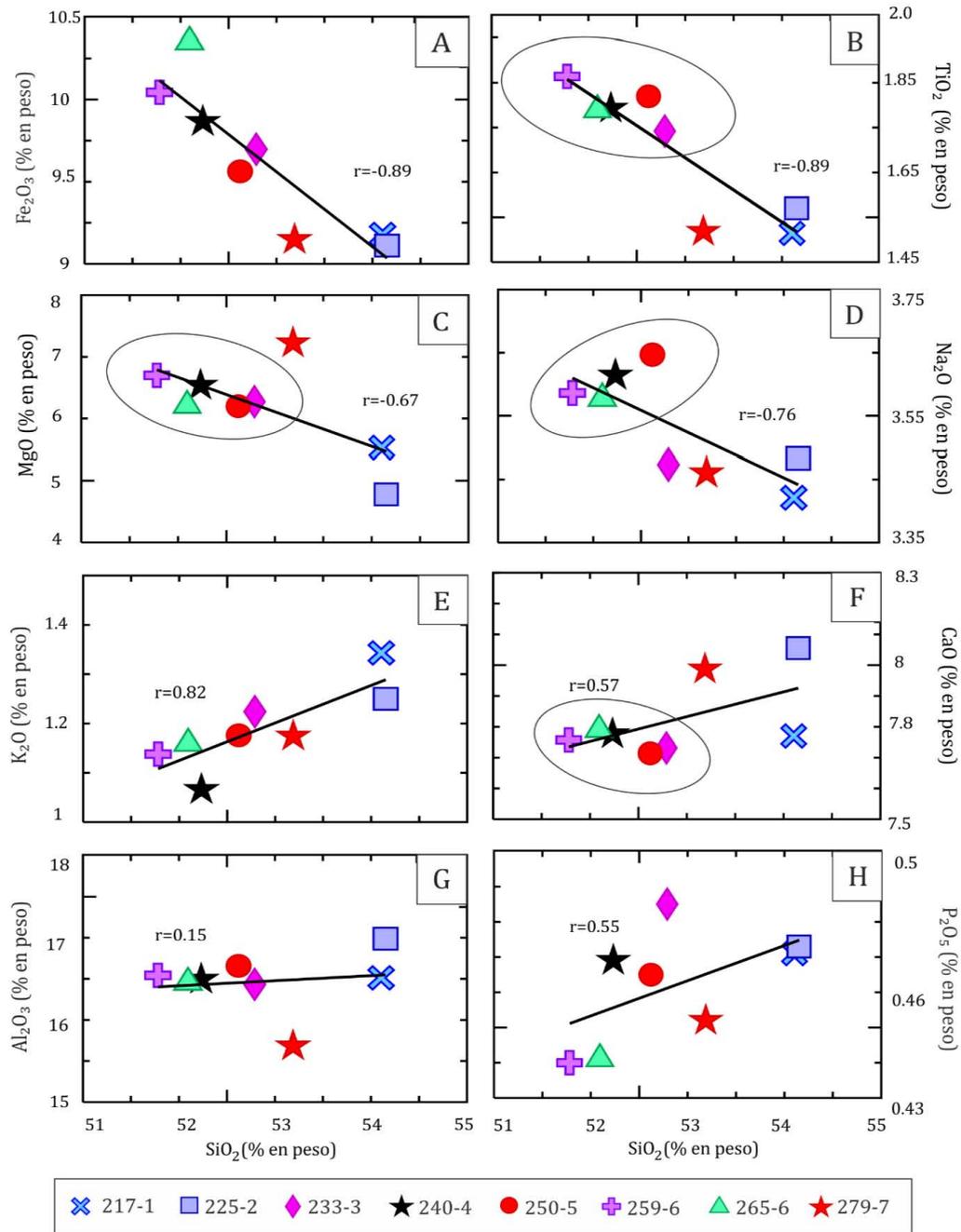


Fig. 5.15 Diagramas de variación tipo Harker de elementos mayores para la secuencia de lavas analizadas. La abundancia de los óxidos está normalizada en base anhidra. Se incluye también la línea de tendencia y el coeficiente de correlación *r* para cada una.

Los elementos que muestran una tendencia positiva son el  $K_2O$ ,  $CaO$ ,  $Al_2O_3$ , y  $P_2O_5$ , (Fig. 5.15 E-H). Se puede ver que la concentración del  $K_2O$  aumenta gradualmente en comparación con el  $CaO$  (Fig. 5.15 F) en el que se observa un agrupamiento más marcado de los sectores anteriormente descritos. En el caso del  $Al_2O_3$  la variación es mínima, pues las muestras se ubican mayoritariamente alrededor del 16.5% en peso. Por otra parte, en el gráfico del  $P_2O_5$  se observa que la variación de la concentración es más heterogénea abarcando un rango entre 0.44 y 0.49% en peso (Fig. 5.15 H).

### 5.3.2 Elementos traza

Los gráficos de variación tipo Harker para los elementos traza también emplean el  $SiO_2$  como índice de diferenciación. Se identifican de igual manera dos tendencias (positiva y negativa) de acuerdo a la variación de la concentración de estos elementos. Se describen a continuación.

Se observa una tendencia positiva en los gráficos del Ba, Sr, Rb, Zr y Cr (Fig. 5.16 A-E). En el gráfico del Ba (Fig. 5.16 A) se observa una menor variación en la concentración de este elemento para las muestras 233-3, 240-4, 250-5, 259-6 y 265-6, por lo que en este caso se relaciona con los agrupamientos anteriormente descritos para algunos elementos mayores. Por otra parte, el Sr (Fig. 5.16 B) tiene una correlación lineal fuerte ( $r = 0.88$ ) explicada por la variación gradual de este elemento con respecto al  $SiO_2$ . En contraste, la concentración de los elementos Rb, Zr, y Cr se distribuye ampliamente en los siguientes rangos (12-26 ppm; 215-250 ppm; 221-286 ppm, respectivamente), aumentando la concentración de cada elemento conforme aumenta su concentración en  $SiO_2$ .

Por otra parte, en los gráficos del Ni y el V se establece una tendencia negativa (Fig. 5.16 F, G). Se observa que las muestras 233-3, 240-4, 250-5, 259-6 y 265-6 agrupan su concentración entre los 65 y 70 ppm, mientras que las muestras 217-1 y 225-2 se encuentran por debajo de este rango, y la muestra 279-7 por arriba de éste. En el caso de V, no se observa agrupamiento sino una distribución más heterogénea con un coeficiente de correlación bajo ( $r = -0.34$ ). Por último, en el gráfico del Nb (Fig. 5.16 H), no se identifica una tendencia dominante, las muestras tienen un rango de variación relativamente mayor en comparación con los otros elementos.

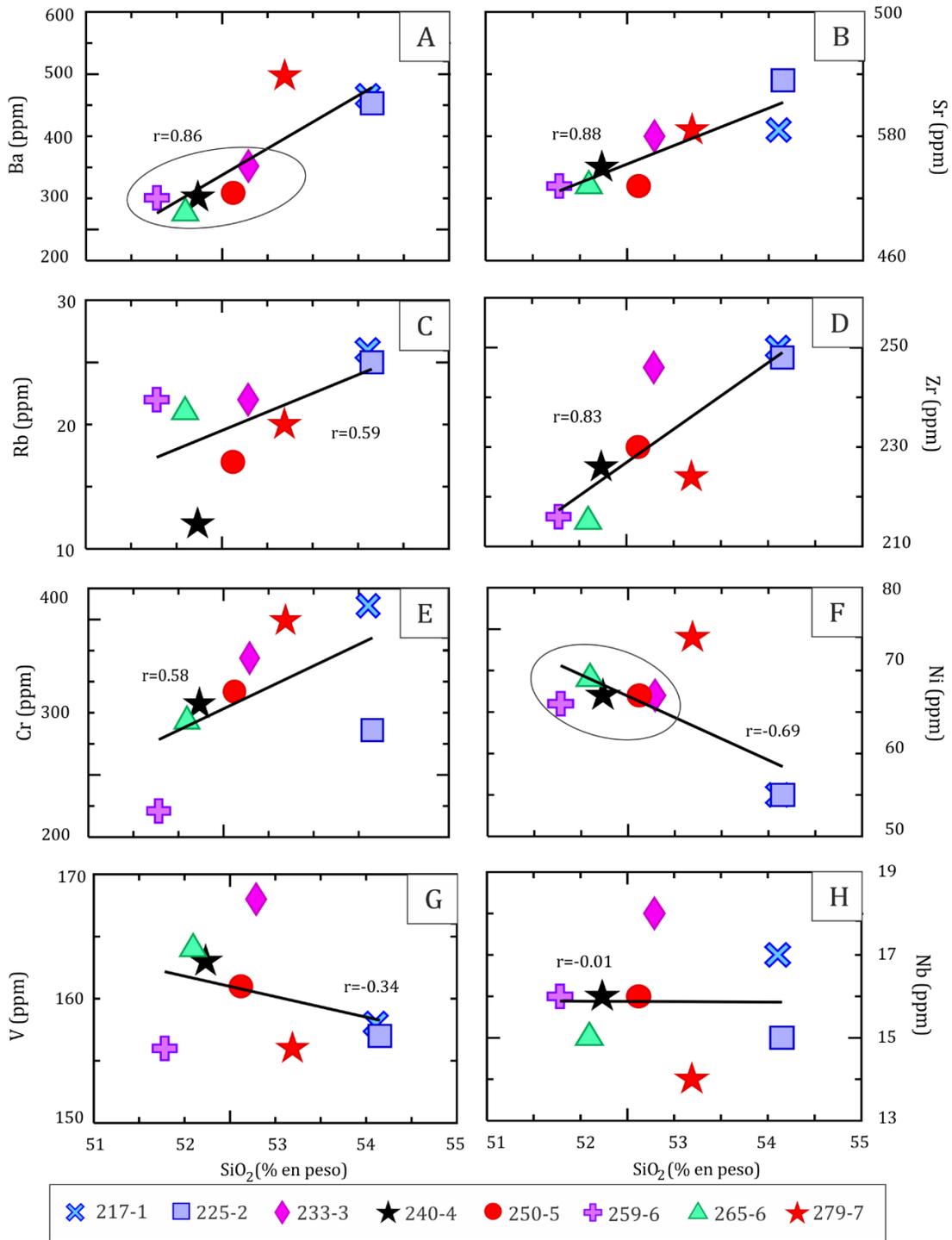


Fig. 5.16 Diagramas de variación tipo Harker para elementos traza de la secuencia de lavas analizadas. La abundancia de los óxidos está normalizada en base anhidra. Se incluye también la línea de tendencia y el coeficiente de correlación  $r$  para cada una.

5.3.3 Diagrama multielementos

Debido a que solo se midieron elementos traza por el método de Fluorescencia de rayos X (FRX), solo se realizó el diagrama multielementos o diagrama de araña. En este diagrama se normaliza la concentración de elementos traza con respecto a valores establecidos, con la finalidad de identificar tendencias y anomalías en la distribución de los elementos de acuerdo a su grado de compatibilidad. En este trabajo se utilizó el manto primitivo de Sun y McDonough, (1989).

En el diagrama (Fig.5.17) se observa que las muestras de la secuencia siguen un patrón similar, presentan un enriquecimiento de algunos elementos móviles pertenecientes al grupo LILE (Large Ion Litophile Elements) como el Ba y el Th, sin embargo, el Rb que también pertenece a este grupo de elementos, se observa bajo, sobre todo la muestra 240-4 que se sale del conjunto de la secuencia. También se observan anomalías negativas de Nb y Ti, elementos pertenecientes al grupo HFSE (High Field Strength Elements) y un empobrecimiento de Y (HREE). Es de resaltar la anomalía positiva de Pb la cual es más alta en las muestras 233-3 y 217-1. El patrón que se observa es una tendencia típica de magmatismo asociado a zonas de subducción (Wilson, 1989).

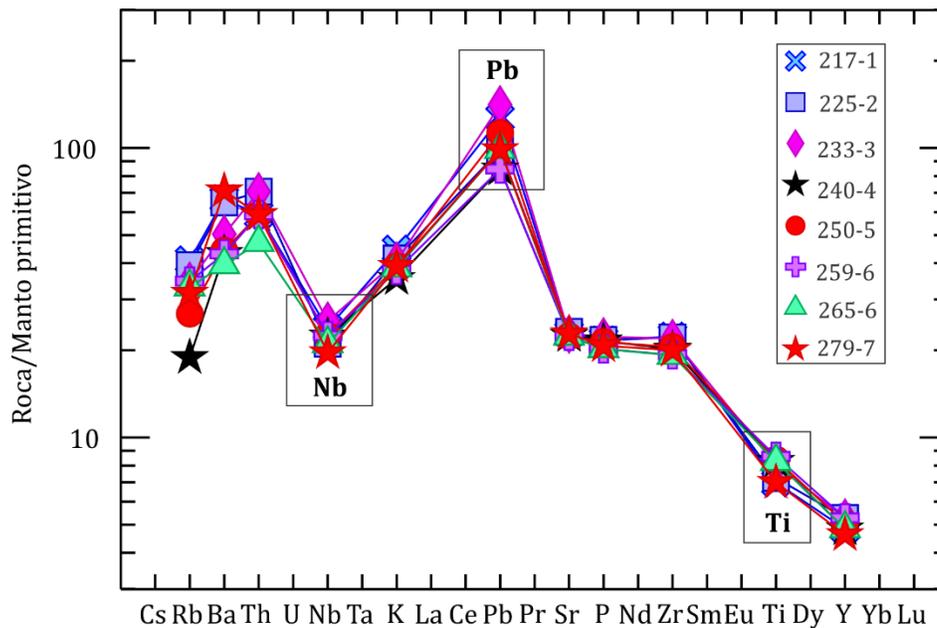


Fig. 5.17 Diagrama de multielementos de la secuencia en estudio, realizado a partir de los valores para el manto primitivo de Sun y McDonough (1989).

### 5.3.4 Isótopos de Sr, Nd, y Pb

Las mediciones de las relaciones isotópicas se muestran en la Tabla II del anexo A. A partir de ellas se realizaron los siguientes gráficos que muestran la variación de los isótopos en las muestras seleccionadas para este estudio como se mencionó en la metodología. La Fig. 5.18 muestra la relación entre  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y el parámetro  $\epsilon\text{Nd}$ . Se observa que todas las muestras de los núcleos tienen valores positivos de  $\epsilon\text{Nd}$  ( $\epsilon\text{Nd} = \left[ \frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{muestra}}}{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}} - 1 \right] 10^4$ ) entre un rango de 0.6 a 1.7. La muestra del núcleo 217-1 tiene el valor más bajo para este parámetro, ubicándose fuera del rango de las demás muestras. Por otra parte, los valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  están dentro del rango 0.7045-0.7049 y la muestra 217-1 es la de mayor coeficiente.

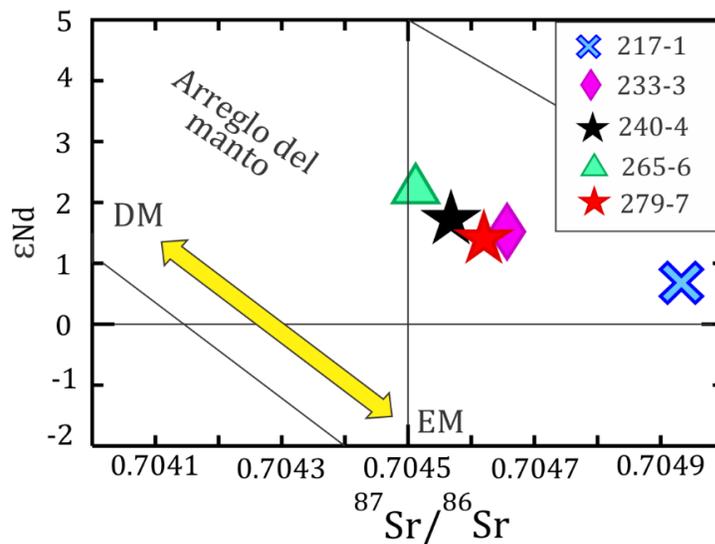


Fig. 5.18 Diagrama de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs  $\epsilon\text{Nd}$  para la secuencia de lavas analizada. Se muestra también el arreglo del manto y la tendencia hacia el manto empobrecido (DM: Depleted Mantle) y hacia el manto enriquecido (EM: Enriched Mantle)

La Fig. 5.19 A, muestra la relación de los isótopos de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  con respecto a los de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , los rangos que abarca son de 18.79-18.84 y de 0.51267-0.51275 respectivamente. En el caso de la relación de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , la muestra 279-7 es la de coeficiente más bajo, ubicándose en un área aparte en relación a las demás muestras, a diferencia de la relación de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en la que la muestra 217-1 se ubica fuera del rango predominante. En general, el conjunto de la secuencia se ubica cerca del reservorio BSE (*Bulk Silicate-*

*Earth*) o condrítico, mostrando valores por arriba de su rango tanto en  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  como en  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ .

Por otra parte la Fig. 5.19 B, muestra la relación de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  con el  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , en la que se observa una distribución similar a la del  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ; las muestras 279-7 y 217-1 se encuentran fuera del rango de distribución de las otras. La muestra 217-1, como se había mencionado anteriormente para el gráfico del  $\epsilon\text{Nd}$ , es el de mayor coeficiente. De manera general, también se observa, que las muestras tienen valores mayores a los reservorios EM-I (*Enriched Mantle I*) y BSE.

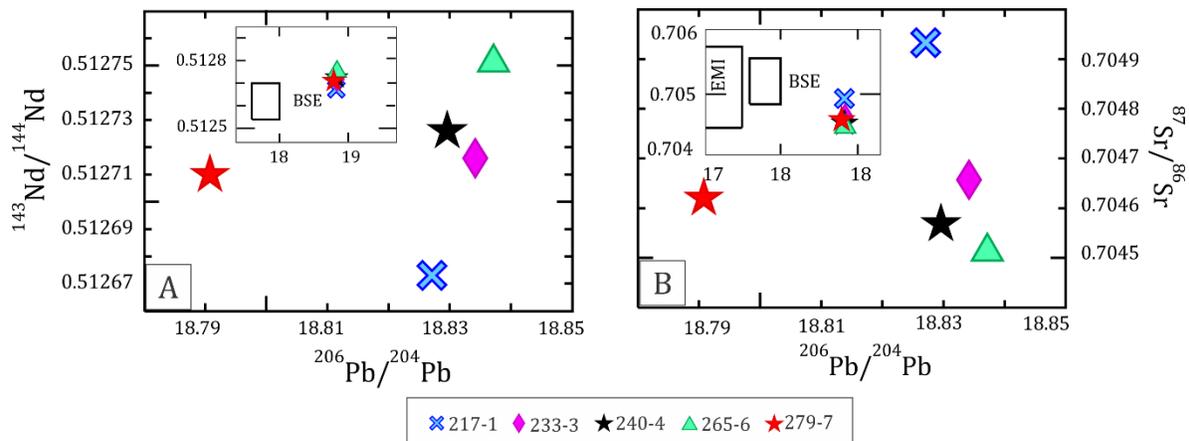


Fig. 5.19 A) Diagramas de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  con las relaciones isotópicas de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , B) Diagrama de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  contra  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para las muestras de la secuencia de lavas analizada. Se muestra al interior de cada diagrama la sección afín al diagrama global de reservorios isotópicos.

En la Fig. 5.20 A, se observa la relación de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  con  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  en la que se identifica una diferencia en la distribución de la secuencia; las muestras 279-7 y 240-4 poseen los valores más bajos del rango total del conjunto de muestras (15.607 a 15.617) para la relación de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Está relación junto con la abundancia descrita anteriormente para el  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , ubican a las muestras en su conjunto, cerca del reservorio EM-II (*Enriched Mantle II*), hacia la sección inferior de éste, se observa una mayor distancia con el BSE.

La variación del  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  con el  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Fig. 5.20 B) es muy similar con respecto al  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ; se observa un patrón de distribución similar que agrupa las muestras 217-1, 233-3 y 265-6 en el intervalo superior (38.63 a 38.64) del rango total (38.58 a 38.64) de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . En este caso, la muestra del núcleo 240-4 tiene una relación de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de

38.61, lo que la hace más afín al grupo de muestras anterior, a diferencia del  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Fig. 5.20 A) en el que se observa con un rango inferior a éste grupo de muestras.

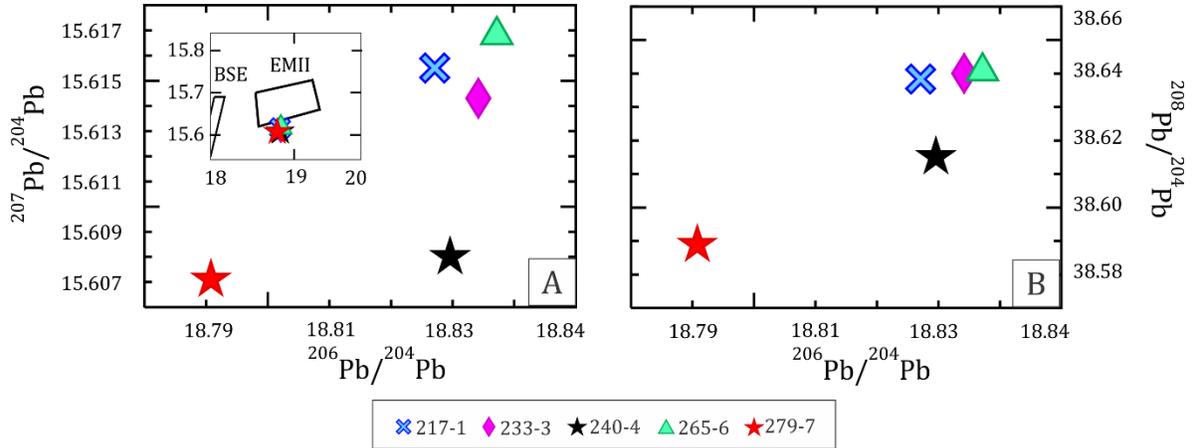


Fig. 5.20 Diagramas de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  con las relaciones isotópicas de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (A) y de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (B) para las muestras de la secuencia de lavas analizadas. Se muestra al interior de (A), la sección afín al diagrama global de reservorios isotópicos.

## **VI. Análisis de resultados y discusión**

### **6.1 Interpretación de las características petrográficas**

Las características petrográficas de las secciones delgadas son típicas de rocas volcánicas de composición máfica. Las texturas que se identifican, registran los procesos que tuvieron lugar antes, durante y después de la erupción. Se describen a continuación.

Aunque las rocas en muestra de mano son afáníticas, microscópicamente se distinguen fenocristales inmersos en una matriz de cristales finos y microlitos. Este rasgo textural (textura porfirítica) se observó en todas las secciones delgadas con algunas variaciones en el tamaño, la abundancia y la composición de los fenocristales. La presencia de fenocristales y matriz microlítica, rasgos que definen a la textura porfirítica, está asociada a los cambios en la tasa de enfriamiento del magma durante el ascenso a la superficie (Gill, 2010), en el cual se favorece el crecimiento de los fenocristales al interior de la cámara magmática debido a un enfriamiento lento (Gill, 2010; Winter, 2014). Sin embargo, también se reconoce que la cristalización de los fenocristales se puede consolidar durante la erupción, como resultado de la descompresión del magma durante el ascenso (Kuritani, 1999).

En la secuencia de estudio, la variación del tamaño de los cristales establece una distribución trimodal inequigranular (algunas muestras; 217-1, 233-3, 265-6 y 284-7 tienen una variación más marcada en el tamaño de los fenocristales), cuyas generaciones están integradas por 1) fenocristales de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa, 2) microfenocristales de plagioclasa y 3) los cristales que componen la matriz; plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y óxidos de Fe-Ti. Con base en estas observaciones se distingue una distribución del tamaño relativamente homogénea para la secuencia en general, lo que sugiere que el fundido magmático fue sometido a eventos de cristalización con diferentes velocidades de enfriamiento.

Por otra parte, la morfología de los fenocristales también es clave en el reconocimiento de los procesos que se llevaron a cabo en el sistema magmático, pues los fenocristales que presentan baja integridad y rasgos esqueléticos sugieren enfriamientos súbitos (Donaldson, 1976; Hibbard, 1995). Estas características se identificaron en los fenocristales de olivino, lo que sugiere un ascenso del magma a la superficie relativamente rápido. También, la baja abundancia de fenocristales (<10 % Vol) observada en toda la secuencia apoya esta idea, pues

los descensos abruptos de temperatura inducen la nucleación en lugar del crecimiento cristalino (Gill, 2010). Es importante mencionar que, de manera general, las rocas de los volcanes Pelagatos, Cerro del Agua y Dos Cerros, volcanes pertenecientes al Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin (CVSC), comparten estas características, a partir de las cuales Agustín et al., (2011) concluyen que los magmas experimentaron una cristalización rápida, poco fraccionamiento y por lo tanto periodos cortos de residencia en la corteza.

En cuanto a la matriz, la textura subofítica se identifica en las secciones 240-4, 250-5, 259-6 y 265-6, mientras que las demás presentan textura intergranular, lo que sugiere una mayor tasa de crecimiento derivado de la nucleación conjunta de plagioclasa y clinopiroxeno y un enfriamiento relativamente menor en comparación con la textura intergranular (Vernon, 2004). También, existe una variación en las texturas de flujo, en el contenido de vidrio, y en las vesículas. La orientación preferencial de los microlitos de plagioclasa (textura traquítica), domina la secuencia y señala un movimiento direccional a causa de la compactación o del flujo laminar durante el emplazamiento de las lavas (Shelley, 1993).

Se observa una variación en el grado de cristalinidad, pues se identifica una textura intersertal en las muestras 217-1, 225-2, 233-3, 265-6 y 284-7, lo que sugiere un escenario de mayor enfriamiento con respecto a las muestras intergranulares. Por otra parte, solo las muestras 217-1, 225-2, 233-3 y 284-7 presentan vesículas, las cuales son alargadas a subcirculares. De este conjunto de lavas vesiculadas, las muestras 225-2 y 284-7 son las de mayor contenido (15% y 14.8%Vol respectivamente), lo cual indica que se desgasificaron más rápidamente. Corresponde con las características observadas a simple vista en las que se identifica una textura de basalto vesiculado a escoria.

Por otra parte, en todas las secciones delgadas se observaron (aunque en diferente medida) fases minerales secundarias en los bordes de los fenocristales y también, dispersos en la matriz. Su apariencia criptocristalina observada bajo el microscopio, dificultó su identificación, sin embargo, los análisis por DRX realizados al relleno de las vesículas (Tabla 5.1) identifican en las muestras analizadas (217-1 y 284-7) filosilicatos del grupo de la esmectita y la clorita respectivamente por lo que no se descarta su presencia a menor escala. A su vez, el reemplazamiento de fenocristales de olivino por agregados criptocristalinos como la iddingsita (compuesta por: goetita, hematita, esmectita, cuarzo, calcita y magnetita) y la bowlingita (compuesta por: clorita, esmectita, serpentina, talco y brucita) son comunes

en lavas basálticas sometidas a procesos de oxidación e hidratación, procesos relacionados con el intemperismo o con la alteración deutérica (Shelley, 1993; Demange, 2012), por lo que es posible que las fases secundarias de los fenocristales descritas en este trabajo estén relacionadas con estas fases de alteración que se presentan comunmente en los olivinos. La alteración probablemente responda a la acción de algún fluido o cuerpo de agua con estas lavas ya que se observan amígdalas de calcita en algunas secciones, las cuales son características de lavas submarinas (Shelley, 1993). En este mismo sentido la presencia de la zeolita en la muestra 259-6 y de la epidota en la muestra 233-3, apoyan esta idea ya que son fases minerales asociadas al hidrotermalismo (Nesse, 1991; Gill, 2010; Gysi et al., 2012). Por último la fase secundaria concéntrica en la muestra 284-7 muestra la morfología característica de la palagonita, esta fase es el resultado de la hidratación del vidrio volcánico a causa de la interacción con agua (Stroncik et al., 2002; Schramm, 2004) por lo que su presencia apoya lo planteado anteriormente.

## 6.2 Interpretación de los resultados geoquímicos

A pesar de que las rocas analizadas presentan cierto grado de alteración, es posible identificar los procesos que participaron en su génesis, así como establecer la relación que guardan entre sí las unidades estratigráficas.

### 6.2.1 Variación geoquímica de la secuencia

Como se menciona en los resultados, en los diagramas de variación Harker de elementos mayores y traza se observa que la distribución de las muestras tiende a agruparse en los siguientes sectores:

- 1) 217-1 y 225-2 (rango de % SiO<sub>2</sub> entre 53.57 y 53.65)
- 2) 233-3, 240-4, 250-5, 259-6 y 265-6 (rango % SiO<sub>2</sub> entre 51.4 y 52.28).
- 3) No es claro el comportamiento de la muestra 279-7 (% SiO<sub>2</sub> = 53.12) pues tiene concentraciones relativamente altas de MgO, CaO, Ba y Ni, y relativamente bajas de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> y Zr con respecto a las muestras de toda la secuencia (Fig. 5.15 y 5.16).

Por lo que se considera una unidad con diferentes características.

Los diagramas de variación Harker, también evidencian que las concentraciones de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, MgO y CaO disminuyen a medida que aumenta el SiO<sub>2</sub>, lo que indica el fraccionamiento inicial del olivino y clinopiroxeno (Hildreth & Moorbath, 1988; Wilson,

2007). Cabe destacar que la muestra 279-7 es la de mayor concentración en MgO (7.2% Vol) observación correspondiente con la abundancia de fenocristales de olivino identificados en la petrografía.

El agrupamiento de las unidades se puede visualizar mejor en la Fig. 6.1 en donde se relaciona la variación de la concentración elemental con respecto a la profundidad de cada muestra. Las bandas de diferentes colores agrupan a las unidades que visiblemente son afines en la concentración de sus elementos. Las variaciones de las muestras correspondientes a las unidades 1 y 2, expresadas en la banda de color verde, tienen concentraciones similares en la mayoría de los elementos y difieren con respecto a las unidades subsecuentes; 3, 4, 5 y 6 (banda amarilla). Estas unidades (3, 4, 5 y 6) mantienen cierta homogeneidad en sus concentraciones, excepto en el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ . Como se mencionó anteriormente la muestra de la unidad 7 (279-7, banda naranja) aumenta su concentración con respecto a a las unidades anteriores o disminuye como en el caso del  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y el  $\text{Na}_2\text{O}$ .

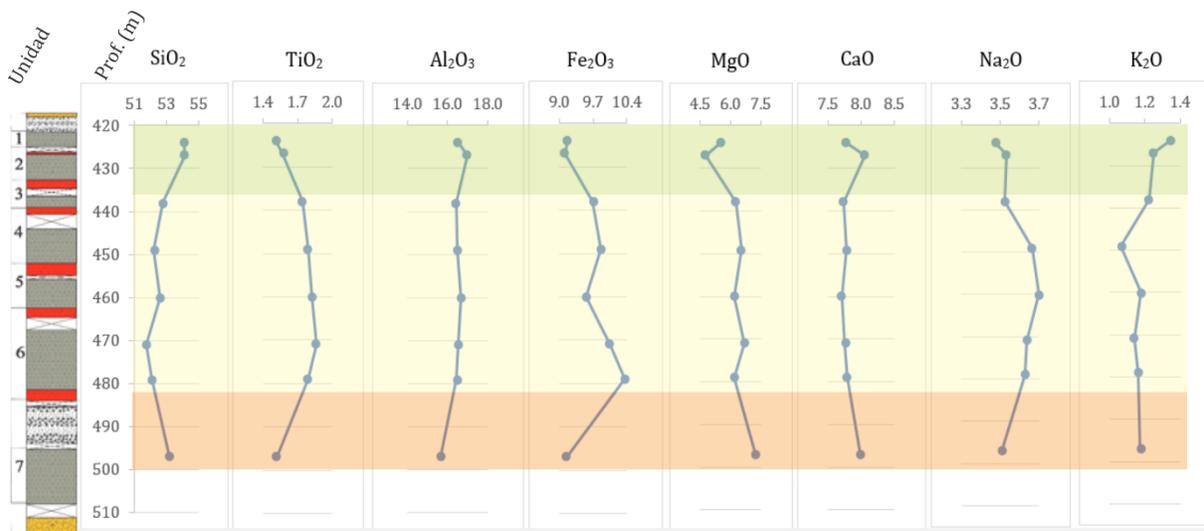


Fig. 6.1 Variación de la concentración de los elementos mayores a lo largo de la secuencia. Como referencia se coloca del lado izquierdo la columna estratigráfica con las unidades de lava. Se identifican con diferentes colores las unidades afines. La concentración está expresada en % en peso y normalizada en base anhidra.

El análisis de los elementos traza con respecto a la profundidad se ilustra en la Fig. 6.2, en la que se observan variaciones principalmente de Ba, Cr y Ni, conservando el agrupamiento preferente de las unidades descrito anteriormente. Se observa que la unidad 7 presenta concentraciones más elevadas de estos elementos (Ba, Cr, Ni), solo la concentración de Sr y Zr es menor y por lo tanto afín a las unidades superiores (1 y 2).

En la Fig. 6.2, también se grafican las relaciones isotópicas en las que se observa un patrón de variación similar, a pesar de contar con un menor número de muestras. La muestra de la unidad 1 tiene una similitud con la unidad 7 en el caso del parámetro  $\epsilon Nd$  y del  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , mientras que en el gráfico del  $^{207}Pb/^{204}Pb$  la tendencia marca una disminución muy evidente en la unidad 4. Esto sugiere, como primera aproximación, que las unidades 1 y 2 derivan de magmas con un mayor grado de evolución, y que la muestra de la unidad 7, al tener señales similares a éstas, también deriva de magmas con cierto grado de evolución.

En la siguiente sección, se discuten los procesos que posiblemente participaron en la evolución de estos flujos de lava.

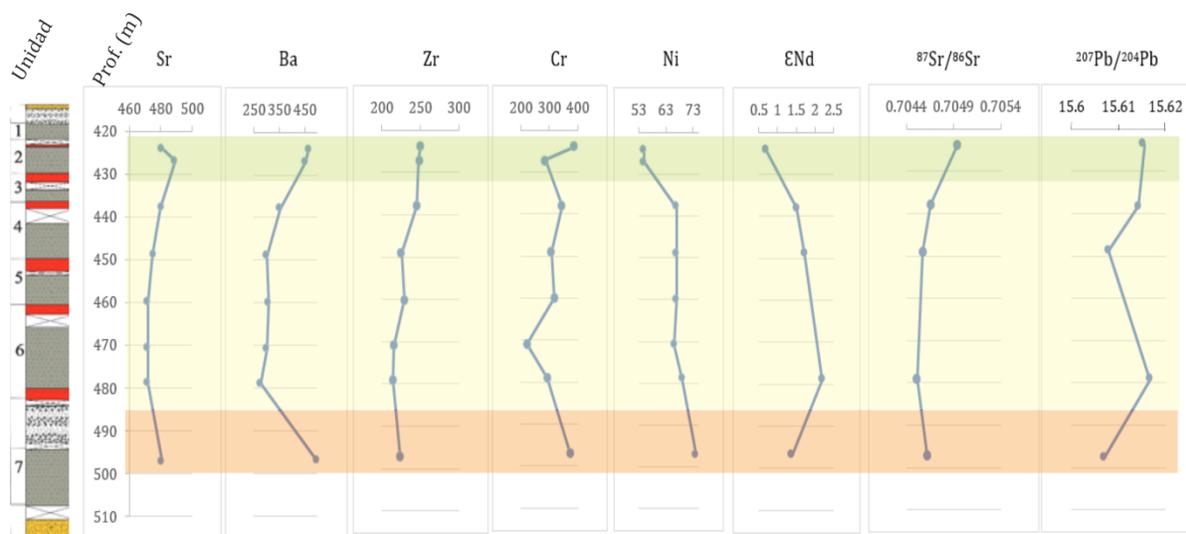


Fig. 6.2 Variación de la concentración de los elementos mayores a lo largo de la secuencia. Como referencia se coloca del lado izquierdo la columna estratigráfica con las unidades de lava. Se identifican con diferentes colores las unidades afines. La concentración está expresada en ppm. Se incluye también el parámetro  $\epsilon Nd$ ,  $^{87}Sr/^{86}Sr$  y  $^{207}Pb/^{204}Pb$ .

### 6.2.2 Procesos que generaron la variabilidad geoquímica

Para poder identificar los procesos que participaron en la evolución de la secuencia estudiada, es importante reconocer que los procesos que se generan al interior de la cámara magmática frecuentemente modifican la composición química del fundido debido a la fusión parcial de la región fuente, la cristalización fraccionada, los procesos de mezcla de magmas, contaminación, o una mezcla dinámica de todos estos procesos (Rollinson, 1993).

La cristalización fraccionada y la asimilación cortical están estrechamente relacionadas y son difíciles de distinguir en los diagramas de variación. Utilizando algunos cocientes elementales como el Zr/Nb en relación al % SiO<sub>2</sub>, se puede identificar cuál de los dos procesos dominó la evolución de la secuencia, ya que estos cocientes se mantienen constantes durante la cristalización fraccionada (Hart & Allegre, 1980; Albarede, 1995). La Fig. 6.3 A muestra que la variación de Zr/Nb aumenta conforme lo hace el % SiO<sub>2</sub> ( $r = 0.73$ ), por lo que es muy probable que la asimilación cortical haya estado presente en la evolución de los magmas. Se observa también que las muestras de las unidades 1 y 2 son más variables con respecto al grupo de las unidades inferiores (3, 4, 5 y 6), por lo que la asimilación en las lavas de las unidades superiores dominó más en diferente medida que en las inferiores. Análogamente, un indicador de la asimilación cortical durante la diferenciación magmática es el cociente K<sub>2</sub>O/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> comparado con el %SiO<sub>2</sub> (Carlson & Hart, 1988), en la Fig. 6.3B se grafican estas dos cantidades y se observa una tendencia positiva en la que la muestra de la unidad 1 (217-1) tiene el mayor cociente de toda la secuencia. Sin embargo el coeficiente de correlación es relativamente bajo ( $r = 0.59$ ) por lo que no es tan concluyente discernir si las muestras con menor sílice tuvieron un menor aporte de asimilación cortical, ya que estas muestras también tienen un cociente relativamente alto.

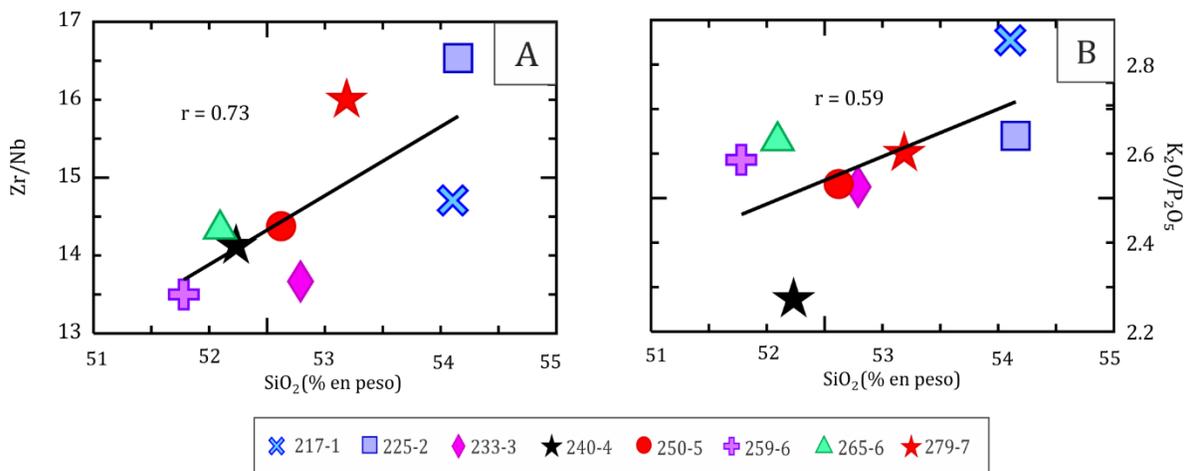


Fig. 6.3 Diagramas de relación de concentración de sílice con los cocientes de algunos elementos traza y mayores para diferenciar el proceso de cristalización fraccionada y asimilación cortical (ACF) durante la evolución de la secuencia en estudio.

DePaolo (1981), argumenta que el calor que requiere este proceso para fundir la corteza proviene del proceso exotérmico de la cristalización fraccionada, por lo que una correlación

positiva entre el %SiO<sub>2</sub> y los valores radiogénicos de Sr estaría explicada por el involucramiento de la corteza durante la evolución magmática. Como se puede ver en la Fig.6.4 A, la correlación entre estas dos variables es muy fuerte, la muestra 217-1 es la de mayor sílice y <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, por lo que la corteza continental podría desempeñar un papel importante en la evolución de esta secuencia.

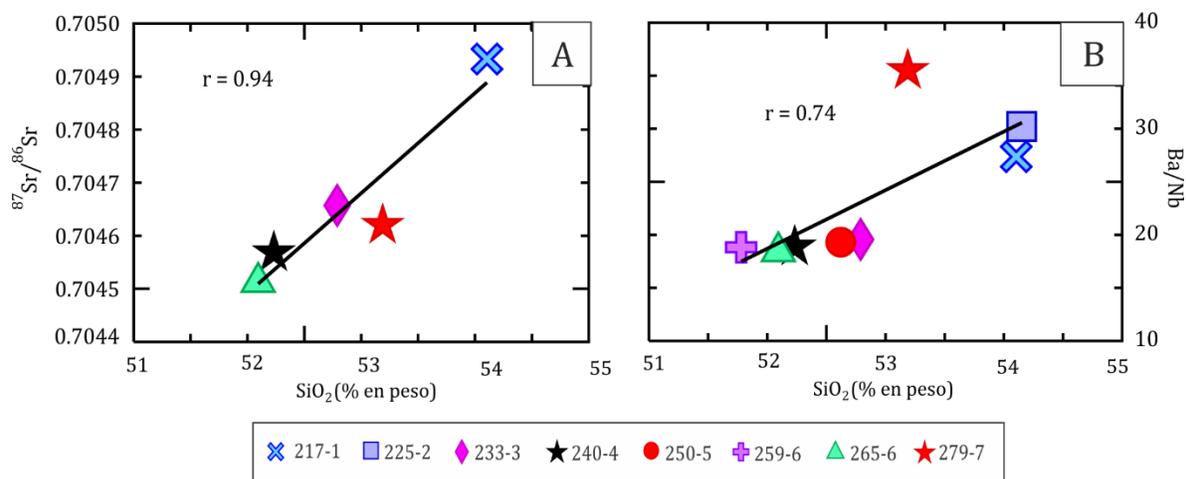


Fig. 6.4 A) Diagrama de relación de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr contra sílice .B) Diagrama de relación de Ba/Nb contra sílice. Se observa una correlación fuerte entre estas dos variables por lo que la corteza continental está involucrada en la evolución magmática que le dio origen a la secuencia en estudio.

Si siguiendo este mismo análisis, la relación de la concentración de Ba, que es un elemento altamente incompatible con el manto, con respecto a la concentración de un elemento del grupo de los HFSE, los cuales son menos solubles, puede ayudar a discernir el grado de contaminación cortical. Esta relación se grafica en la Fig. 6.4 B junto con el %SiO<sub>2</sub> y se observa que las muestras con un cociente alto de Ba/Nb son también las muestras con más sílice, por lo que, materiales con alto contenido de Ba, como la corteza continental, están implícitas en la evolución de esta secuencia. Sin embargo, la diferenciación sobre el agente que genera la contaminación en los arcos continentales activos, como la FVTM que se edifica sobre una corteza continental gruesa (42 y 50 km de espesor en la parte central, Campos-Enríquez & Sánchez-Zamora, 2000), resulta más difícil debido a que los materiales asociados a la subducción como los fluidos provenientes de la deshidratación de la placa o los fluidos enriquecidos en sílice provenientes de los sedimentos o de la corteza oceánica, tienen

características similares a la composición química de la corteza continental (Gómez-Tuena et al., 2003). Análogamente, Elliot (2003) menciona que el incremento de la relación de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  también se puede explicar por una contribución de los fluidos provenientes de la placa oceánica alterada.

### 6.2.3 Componentes de la subducción

La Fig. 6.5 ilustra los cocientes obtenidos a partir de las concentraciones de Ba/Th y de Th/Nb, misma que brinda una aproximación a la diferenciación de estos dos elementos debido a que el Ba es un elemento relativamente móvil en los fluidos provenientes de la placa y por lo tanto asociados a la corteza inferior, mientras que el Th y las LREE lo son en menor medida y su concentración está enriquecida en los sedimentos marinos, asociados a la corteza superior (Schaaf & Carrasco-Núñez, 2010). Se observa que las muestras de las unidades 1 y 7 tienen una relación más alta de Ba/Th por lo que los fluidos provenientes de la deshidratación de la placa están más asociados en la evolución de los magmas de estas unidades. Por el contrario las muestras de las unidades 3, 4, 5 y 6 se ubican en la parte izquierda del diagrama, por lo que su señal de Ba/Th es menor, aunque se mantienen en un rango similar de Th/Nb. La muestra de la unidad 2 (225-2) tiene una mayor relación de Th/Nb por lo que tiene una señal más alta de la asimilación de sedimentos en el curso de su evolución.

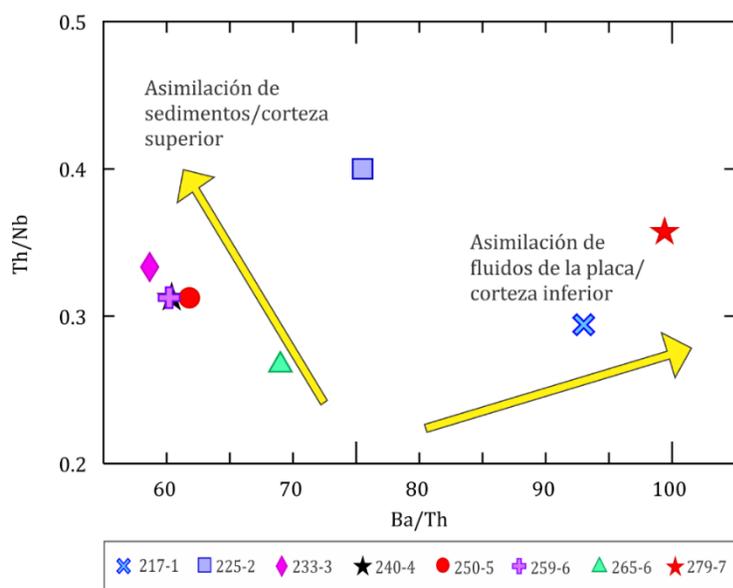


Fig. 6.5 Relación de Ba/Th vs Th/Nb para la secuencia de lavas en estudio. Se incluyen también las tendencias que sugieren la contaminación por sedimentos o por la deshidratación de la placa.

#### 6.2.4 Sobre la fuente magmática

Con respecto a las relaciones isotópicas, la Fig. 5.10 muestra a partir del parámetro  $\epsilon_{Nd}$  que el conjunto de rocas analizadas tiene una relación mayor de  $^{143}Nd/^{144}Nd$  que el reservorio condrítico uniforme (CHUR) por lo que el magma del cual se originan estas lavas deriva de una fuente empobrecida del manto (Rollinson, 1985; Misra, 2012). Sin embargo, se ubican en una región con valores de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  más radiogénicos, y exhiben una tendencia diagonal, lo cual está asociada a procesos de contaminación cortical (Schaaf & Carrasco-Núñez, 2010).

En la Fig. 6.6 A, se realiza la comparación de los valores de  $\epsilon_{Nd}$  y de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  de las muestras del presente estudio con respecto a los determinados para algunas estructuras del Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin (CVSC), el cual abarca volcanes monogenéticos del Holoceno (Siebe et al., 2004b; Agustín-Flores et al., 2011) y del Pleistoceno temprano (Arce et al., 2013b), éste último se señala en la figura con la abreviación CVSC-P. También se incluyen los datos del Popocátépetl (Schaaf et al., 2005) y del Pico de Orizaba (Citlaltépetl) (Schaaf & Carrasco-Núñez, 2010).

Se observa que las muestras del pozo MexiDrill se ubican en el rango más evolucionado del CVSC y que en comparación al CVSC-P las lavas de este estudio tienen valores más altos de  $^{87}Sr/^{86}Sr$ . Las muestras con las que guardan cierta afinidad son las pertenecientes al complejo volcánico Dos Cerros (Fig. 6.6 B), que se encuentra ubicado al NE del CVSC y al SO del Lago de Chalco (Fig. 2.4). De acuerdo con Agustín-Flores et al., (2011), este volcán tiene afinidad hacia un manto enriquecido, resaltado por su alto contenido en HFSE, y con un contenido de sílice relativamente alto, atribuido a procesos de asimilación y cristalización fraccionada. A su vez, se menciona que los magmas del Dos Cerros no tuvieron un periodo de residencia largo en la corteza, pero que presentan señales de contaminación cortical, por lo que el magma parental pudo haberse modificado por fraccionamiento cristalino, y contaminación cortical durante su ascenso a la superficie. En el acercamiento que se observa en la Fig. 6.6 B se ve que la muestra 217-1 tiene incluso valores más radiogénicos que este volcán, por lo que probablemente la contaminación en esta unidad se haya desempeñado en mayor medida.

Con respecto a los estratovolcanes, se observa que la secuencia de estudio presenta valores más bajos de  $\epsilon_{Nd}$  con respecto al conjunto de las lavas del Popocátépetl, y más altos con respecto al Citlaltépetl. En este aspecto, Schaaf & Carrasco-Núñez, (2010) mencionan que la

distribución de las muestras del Pico de Orizaba, en la que el Citlaltépetl corresponde a la fase más evolucionada, presenta una distribución global paralela al UR (Uniform Reservoir  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$ ) como resultado de las diferentes contribuciones del Nd no radiogénico proveniente de los sedimentos de la placa de subducción que se fundió en la cuña del manto y se incorporó a los magmas parentales del Pico de Orizaba, así pues, la secuencia analizada tiene una contribución menor de sedimentos con respecto a este estratovolcán. Mientras que en el Popocatépetl, sus valores más altos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  con respecto a algunos conos cinéuticos del CVSC se explica por una asimilación de la corteza superior compuesta por calizas del Cretácico (Schaaf et al., 2005).

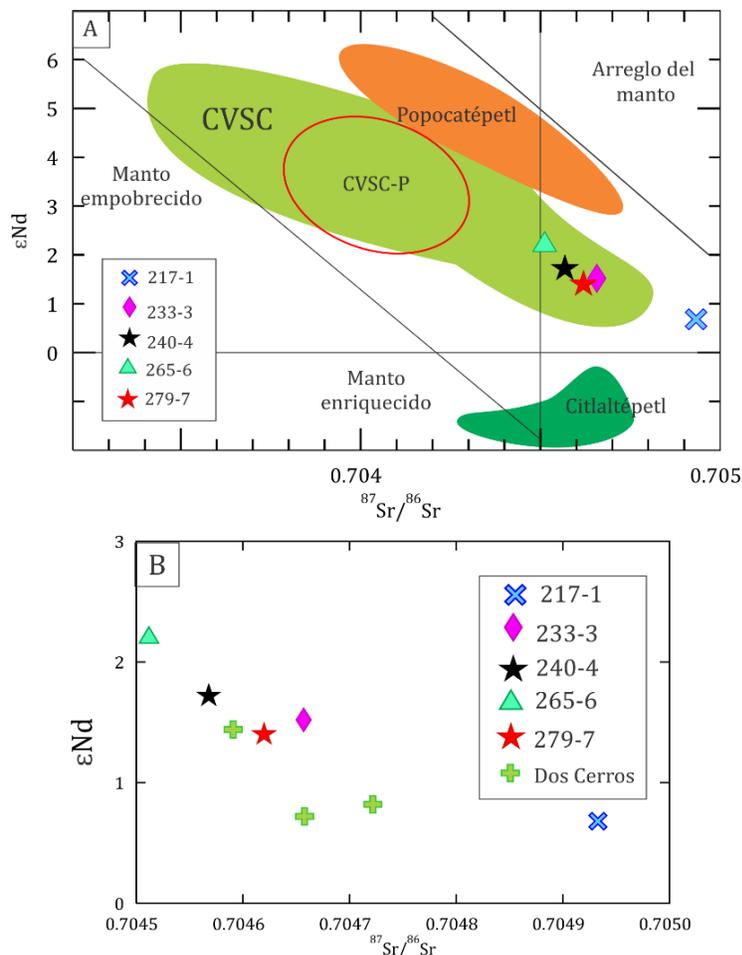


Fig. 6.6 A) Diagrama comparativo de  $\epsilon\text{Nd}$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de las muestras de las lavas del pozo MexiDrill con los valores reportados para el Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin (CVSC) de Siebe et al., (2004), Agustín-Flores et al., (2011) y Arce et al., (2013b), del Popocatépetl (Schaaf et al., 2005) y del Citlaltépetl (Schaaf & Carrasco-Núñez, 2010). B) Acercamiento al diagrama anterior. Se observan las variaciones de las lavas del MexiDrill junto con las de Dos Cerros (Agustín-Flores et al., 2011).

Con respecto a los isótopos de Pb, los resultados visibles en la Fig. 5.12 y 6.2 apuntan a la participación de componentes asociados a la subducción como la corteza o los sedimentos de la placa. La mayor relación para las muestras de las unidades 1, 3 y 6 supone la mezcla con un componente enriquecido en  $^{207}\text{Pb}$  como los sedimentos “jóvenes” de la corteza oceánica, ya que la vida media del sistema  $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$  es menor con respecto a la del  $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$  (Schaaf & Carrasco-Núñez, 2010). En este mismo sentido, Church & Tutsumoto (1975) y Plank & Langmuir (1988) reportan valores isotópicos de Pb de los sedimentos de la corteza oceánica del pacífico, los cuales están por arriba de 15.60 para el  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y de 38.5 para el  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , por lo que se apoya el involucramiento de este material en las muestras de la secuencia de estudio debido a que sus valores se encuentran en este rango (la señal más visible en las unidades 1 y 3 y en menor proporción en la 7).

En la Fig. 6.7 se comparan las relaciones isotópicas de la secuencia de estudio con los mismos campos empleados para el  $\epsilon\text{Nd}$  y el  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de la Fig. 6.6.

Se observa que la secuencia en estudio cae fuera de la distribución del CVSC, pues muestra valores más radiogénicos de Pb. Por el contrario el CVSC-P tiene valores más afines al manto (Arce et al., 2013b). Los valores con los que la secuencia guarda más similitud es igualmete, con los determinados para el Dos Cerros (Agustín-Flores et al., 2011) y em este caso, también para el volcán Teuhtli (Arana-Salinas, 2004) (Fig. 6.7 B), éste último ubicado al O de la cuenca de Chalco (Fig. 2.4).

En la investigación de Agustín-Flores et al., (2001), se evidencía que los valores isotópicos de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  del Dos Cerros se distribuyen en el campo de los basaltos intraplaca (IP-B: Intraplate basalts) determinados por Gómez-Tuena et al., (2003) y por La Gatta, (2003) en la región este de la FVTM (Macizo de Palma Sola) y en el centro de esta misma provincia, respectivamente. Esta relación anómala del complejo Dos Cerros en comparación con los datos del CVSC refleja la composición de una fuente mantélica heterógena y la contribución de los sedimentos de la placa en subducción, pues muestra valores más radiogénicos que las muestras estudiadas por Schaaf et al., (2005) para el Popocatepetl. Sin embargo, estos mismos autores hacen referencia a la dificultad para discernir las variaciones del manto en un ambiente de subducción donde la contaminación por diferentes agentes está involucrada.

Los basaltos intraplaca o también conocidos como OIB (Ocean Island Basalt) en el centro de la FVTM han sido anteriormente estudiados (Wallace & Carmichael, 1999; La Gatta, 2003; Siebe et al., 2004b; Blatter et al., 2007; Johnson et al., 2009) y su origen no está del todo claro. Entre las ideas que sobresalen está la de Straub et al., (2008) en la que se propone, a partir de las diferencias en la concentración de Ni en los olivinos, un cambio en la composición del manto mediante la fusión en serie del manto peridotítico a litologías secundarias de composición piroxenítica.

En el caso del volcán Teuhtli Arana-Salinas, (2004) asocia los valores radiogénicos de Pb con la participación de sedimentos de la placa oceánica o bien un mayor grado de contaminación cortical.

Así pues, de acuerdo al análisis en conjunto de los resultados geoquímicos, se plantea que la fuente a partir de la cual se originó esta secuencia es posiblemente una fuente distinta dentro del CVSC, de acuerdo a la similitud con el complejo Dos Cerros de Agustín-Flores et al., (2011), misma que tiene características asociadas al manto empobrecido (como lo muestran los valores positivos de  $\epsilon\text{Nd}$ ), pero que muestra señales variables de contaminación asociada a la subducción entre cada unidad, siendo las unidades 1 y 2 las de mayor grado de contaminación, mientras que las unidades subsecuentes son relativamente más primitivas. La muestra de la unidad 7, la de mayor profundidad, también tiene evidencias claras de contaminación, sin embargo la posición que tiene en los diagramas de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  sugiere que fue afectada en menor medida por corteza o sedimentos en comparación con las otras muestras.

Por otra parte, aunque los rasgos petrográficos indican que el ascenso del magma hacia la corteza fue relativamente rápido, como también ha sido planteado para el vulcanismo monogénico en el que el periodo de residencia del magma debajo de la corteza es corto (Siebe et al., 2004b) (en comparación con las grandes cámaras magmáticas de algunos estratovolcanes como el Popocatepetl: Schaaf et al., 2005), se podría descartar la asimilación cortical como principal agente de evolución magmática. Sin embargo, Mattioli et al., (2006) proponen la contaminación cortical como agente participante en un magma que asciende del manto sin periodos de estancamiento en la corteza (ca. 70 km de espesor, en los Andes, región Ollagüe), las cuales reflejan valores de altos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7068). Por lo que no se descarta

que la contaminación cortical esté implícita en la diferenciación de las unidades que componen la secuencia.

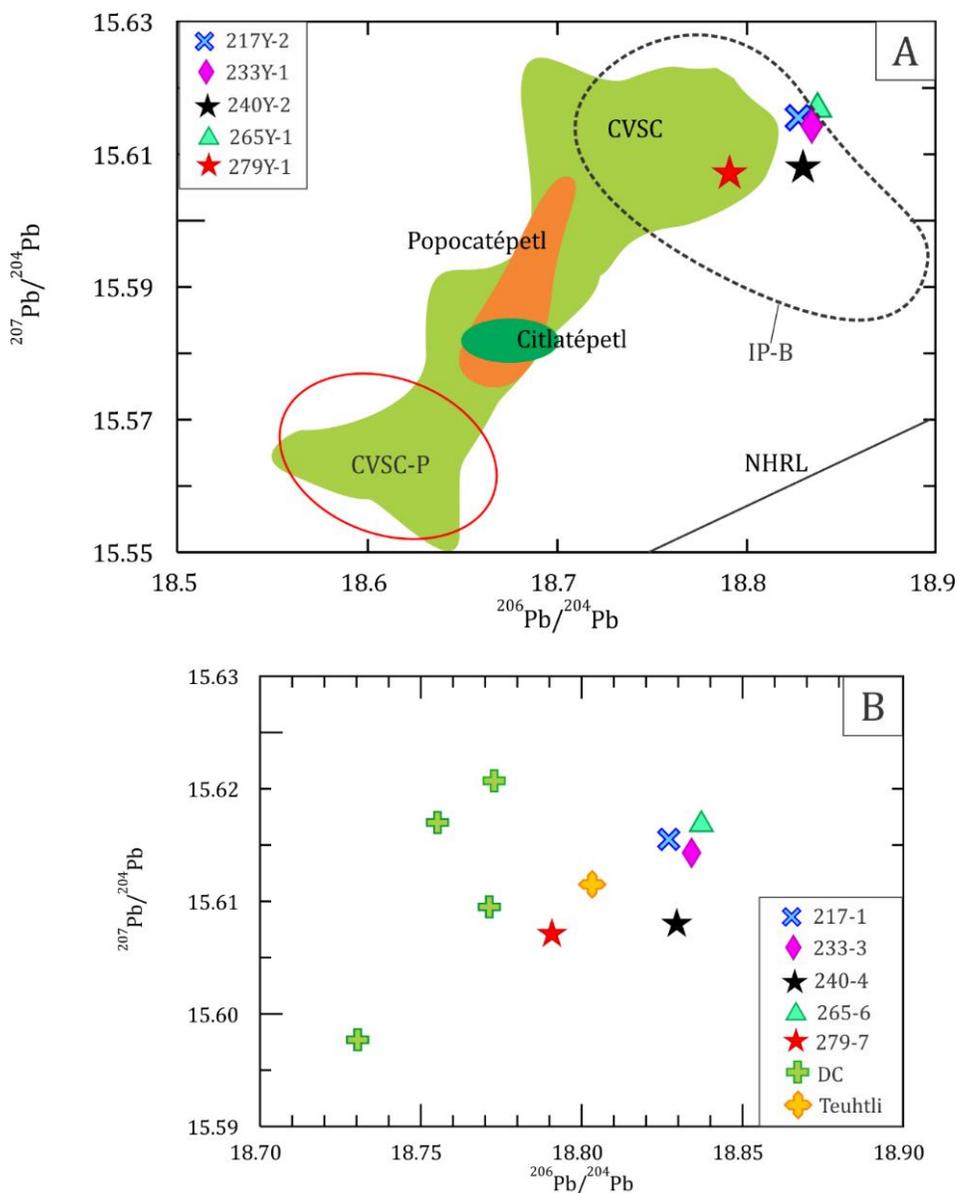


Fig. 6.7 A) Diagrama de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de las muestras de las lavas del pozo MexiDrill con los valores reportados para el Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin (CVSC) de Siebe et al., (2004), Agustín-Flores et al., (2011) y Arce et al., (2013b), del Popocatépetl (Schaaf et al., 2005) y del Citlatépetl (Schaaf & Carrasco-Núñez, 2010). B) Acercamiento al diagrama anterior. Se observan las variaciones de las lavas del MexiDrill junto con las de Dos Cerros (Agustín-Flores et al., 2011) y con el Teuhtli (Arana-Salinas, 2004). NHRL: Línea de referencia para el hemisferio Norte, Hart, (1984). CVSC-P: Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin- Pleistoceno, IB-P: Intraplate Basalts.

### 6.3 Temporalidad. Posible edad de los derrames y sus implicaciones

Como se mencionó anteriormente en el Capítulo I, sección 1.1, las investigaciones en el lago de Chalco han estimado una edad de 150 ka para los primeros 122 m de las secuencias lacustres (Ortega-Guerrero et al., 2017). Recientemente se obtuvo una nueva edad para el sondeo MexiDrill:  $280 \pm 40$  ka, la cual se determinó por el método Th/U en circones de un depósito volcánico a 170 m de profundidad (S. Lozano-García, com. pers.). De este mismo pozo, también se ha estudiado la sección correspondiente a los depósitos sedimentarios acotados entre 257 y 315 m y se ha determinado mediante una extrapolación bayesiana, una edad de  $475 \pm 38$  ka para un depósito de coquina a 266.8 m de profundidad (L. Martínez-Abarca, datos no pub, 2019), por lo que la edad de la secuencia de las lavas del presente estudio, acotadas entre 420 y 509 m, se estima superior a los 500 ka (0.5 Ma).

¿Cuáles serían las estructuras responsables que emitieron estos derrames de lava? Con la finalidad de analizar las posibles conexiones de estos flujos con las estructuras volcánicas de la cuenca de Chalco, se presenta en la Fig. 6.8 un mapa del sector sur de la cuenca de México con las edades determinadas para las estructuras volcánicas en millones de años (Ma).

Debido a la cercanía del Lago de Chalco con la Sierra Santa Catarina (4.74 km al NO), se podría pensar que los flujos de lava del pozo MexiDrill guardan alguna relación con esta sierra, como lo sugieren los derrames de lava perforados en el pozo de San Lorenzo Tezonco, acotados entre 70 y 120 m de profundidad (Arce et al., 2015). Sin embargo, el rango de edad determinado para esta sierra se ubica entre  $132 \pm 70$  y  $2 \pm 56$  ka (Layer et al., 2009; Jaimes-Viera et al., 2018), por lo que los productos emanados de esta actividad volcánica son más recientes para la edad estimada de la secuencia en estudio.

Otra de las estructuras cercanas al lago de Chalco es el Xico, anillo de tobas ubicado aproximadamente a 3 km al este del lago. Recientemente, se ha determinado una edad de 101 ka por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  para el derrame de lavas asociado (Gallegos-Meza, 2018). Sin embargo, no se tiene mayor información sobre la incertidumbre, por lo que no es posible realizar una conexión más certera con esta estructura.



la relación entre la actividad de estas sierras volcánicas y los flujos de lava del pozo MexiDrill, es el tema de discusión de la siguiente sección.

### 6.3.1 Comparación petrográfica y geoquímica

La Fig. 6.9 compara, de acuerdo a su clasificación química, las estructuras anteriormente mencionadas con la secuencia de lavas de este estudio. Se incluyen también los datos reportados en las unidades volcánicas 1 (70 a 572 m) y 2 (696-720 m) del pozo de San Lorenzo Tezonco, ya que son las unidades correlacionadas con el vulcanismo de la Sierra Santa Catarina y de la Sierra de las Cruces (Arce et al., 2013b).

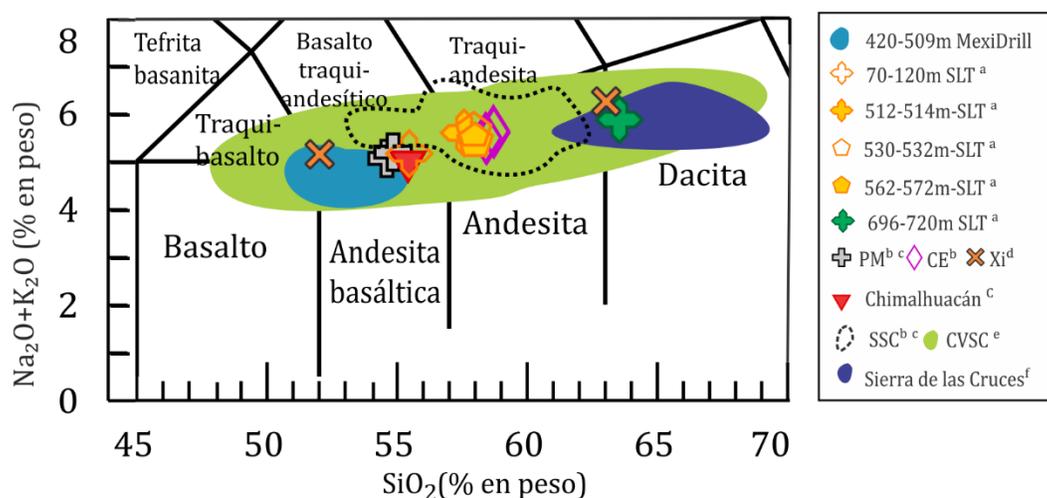


Fig.6.9 Diagrama de clasificación para rocas ígneas TAS (Le Bas, 1986). Se comparan las lavas del pozo MexiDrill con las sierras volcánicas de la cuenca de México y con los datos del pozo de San Lorenzo Tezonco. Datos obtenidos de: <sup>a</sup>Arce et al., (2013a), <sup>b</sup>Ortiz-Enriquez, (2017), <sup>c</sup>Jaimés-Viera et al., (2018), <sup>d</sup>Gallegos-Meza, (2018), <sup>e</sup>Nixon, (1989); Wallace y Carmichael, (1999); Verma et al., (2000); Cervantes y Wallace, (2003); Siebe et al., (2004b); Schaaf et al., (2005); Guilbaud et al., (2009, 2015); Delgado-Martínez, (2012); Agustín Flores et al., (2011); Arce et al., (2013, 2015); Velasco-Tapia, (2013); Jaimés-Viera et al., (2018), <sup>f</sup>Romero-Terán, 2001, Arce et al., 2008. PM: Peñón del Marqués, CE: Cerro de la Estrella, Xi: Xico, SSC: Sierra Santa Catarina, CVSC: Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin.

Con respecto a la información sobre los pozos de PEMEX, solo dos registran edades correspondientes al Pleistoceno temprano, pues el registro volcánico de los demás corresponde a edades superiores a los  $8.7 \pm 0.7$  Ma. Se trata del pozo Copilco-1 que registra una edad de  $0.761 \pm 0.06$  Ma (K-Ar) para una muestra de basalto a 525 m de profundidad y

del pozo Mixhuca-1 con una edad de  $1.2 \pm 0.1$  Ma (K-Ar), igualmente en una muestra de basalto pero a 100 m de profundidad aproximadamente (Murillo-Muñetón & Torres-Vargas, 1987; Pérez-Cruz, 1988; González-Torres et al., 2015). Sin embargo, no se tiene información disponible sobre sus características geoquímicas ni sobre su posible correlación con la geología superficial, por lo que solo se incluyen las unidades mencionadas del pozo de San Lorenzo Tezonco para su comparación.

En la Fig. 6.9 se observa que el Peñón del Márques (PM), Chimalhuacán, el primer paquete de lavas del pozo de San Lorenzo Tezonco (SLT) y una de las muestras del Xico, tienen una composición cercana a las muestras del pozo MexiDrill, mientras que la composición de la SSC así como de los paquetes inferiores del pozo de SLT y del Cerro de la Estrella tienen mayor concentración en sílice, ubicándose en el campo de las andesitas y de las andesitas basálticas.

Con respecto a la Sierra de las Cruces, sus productos están definidos por andesitas y dacitas de la serie calcialcalina (Romero-Terán, 2001; Arce et al., 2008). Las edades para esta sierra, sugieren que el vulcanismo migró de norte a sur, siendo la estructura más antigua la Bufo con edades miocénicas (3.7 Ma) (Aguirre-Díaz et al., 2006). El vulcanismo más joven está representado por el volcán Zempoala con una edad de 0.73 a 0.9 Ma, compuesto por andesitas y dacitas de textura porfirítica y fenocristales de plagioclasa, piroxeno, y anfíbol (Arce et al., 2008). Las muestras del pozo San Lorenzo Tezonco correlacionadas con este campo por Arce et al., (2013a), tienen una composición dacítica (62.58%  $\text{SiO}_2$ ), (Fig. 6.5), con textura porfirítica y fenocristales de plagioclasa, piroxeno, biotita y anfíbol, en contraste, las lavas del pozo MexiDrill que tienen una composición basáltica-andesita basáltica (51.78 a 54.15%  $\text{SiO}_2$ ).

La composición de las lavas del pozo MexiDrill es más afín a la distribución del CVSC, sin embargo, debido a que el origen de este campo volcánico está asociado a diferentes fuentes magmáticas del manto y la corteza (Márquez y De Ignacio, 2002; Verma, 2000; Siebe et al., 2004b; Meriggi et al., 2008; Velasco-Tapia y Verma, 2013), su composición química es muy variable.

Para puntualizar la variación de la secuencia de estudio con las estructuras volcánicas anteriormente mencionadas, se muestran los diagramas Harker para algunos elementos mayores y traza (Fig. 6.10).

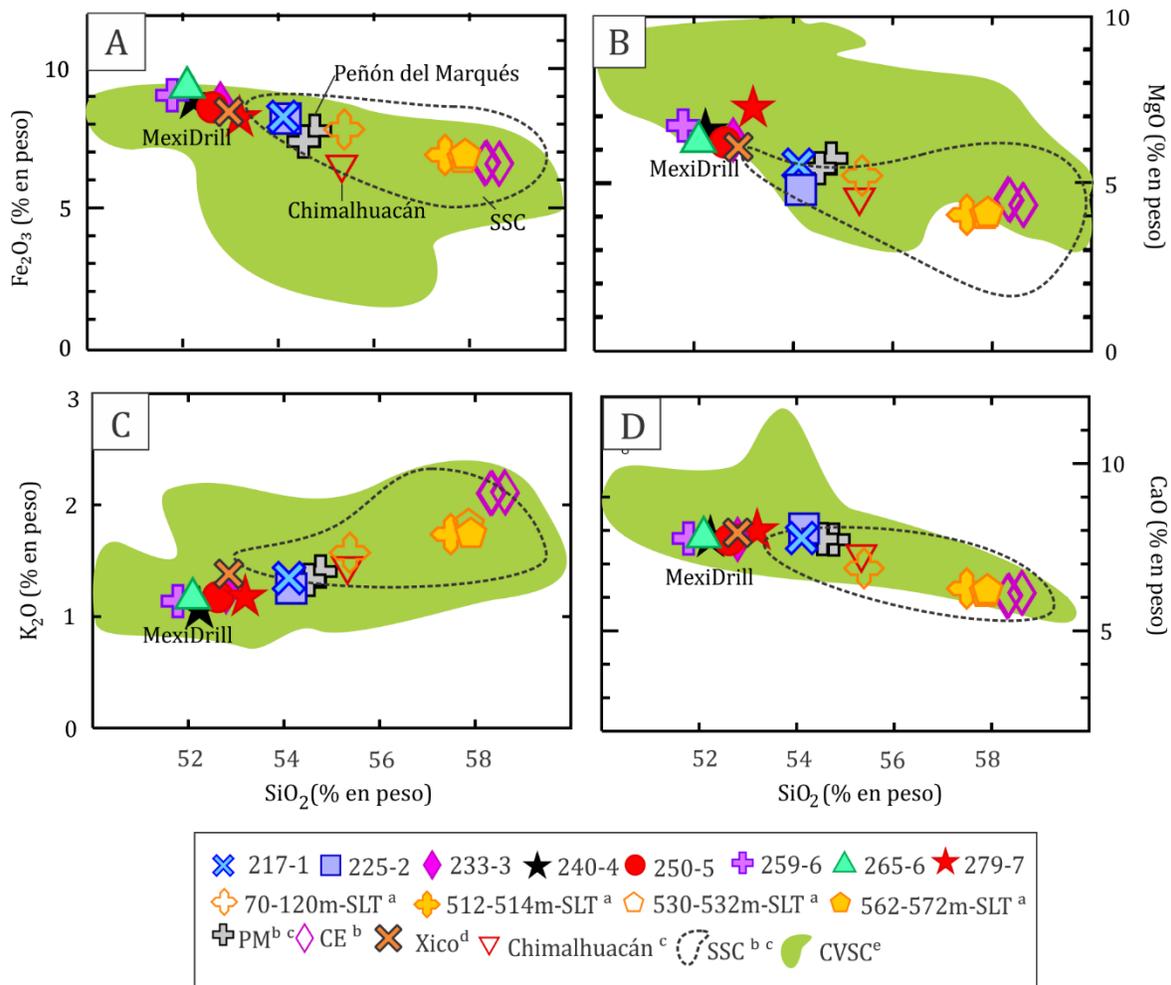


Fig. 6.10 Diagramas Harker de algunos elementos mayores. Comparación de la secuencia de lavas de estudio con las sierras volcánicas mencionadas anteriormente. Las referencias se pueden consultar en el pie de la Fig. 6.9. PM: Peñón del Marqués, CE: Cerro de la Estrella; SLT: Pozo de San Lorenzo Tezonco, SSC: Sierra Santa Catarina; CVSC: Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin.

Como se puede observar, las lavas del pozo MexiDrill tienen una mayor concentración en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y MgO en relación al Peñón del Marqués y Chimalhuacán. En el caso del Xico la muestra que se ilustra en el diagrama es la correspondiente a una muestra de escoria del anillo de tobas (Gallegos-Meza, 2018). La andesita que se observa en la Fig. 6.9 de este mismo volcán pertenece al derrame de lavas asociado, pero para fines comparativos solo se muestra la escoria. En este sentido la concentración de esta muestra es muy similar a la secuencia estudiada, en especial con las unidades 3, 4, 5 y 6.

Con respecto al  $K_2O$ , hay una mayor concentración en la secuencia del pozo MexiDrill en relación al PM y Chimalhuacán, junto con una escasa variación en el  $CaO$ . Por otra parte, los valores son muy similares para el Zr y el Ba, en éste último sólo las unidades 1 y 2 del pozo MexiDrill (muestras 217-1 y 225-2) mantienen concentraciones similares con el Peñón y Chimalhuacán. Sin embargo en el caso del Ni, el Peñón tiene mayores concentraciones (83-117 ppm) con respecto a las lavas del MexiDrill, cuya concentración es menor (74-55 ppm), por lo que ésta secuencia es menos primitiva que el Peñón y Chimalhuacán. En el caso del Cr también se ilustra una diferenciación de estos dos grupos de comparación pues las lavas del MexiDrill tienen mayor concentración de Cr que el conjunto del Peñón y Chimalhuacán.

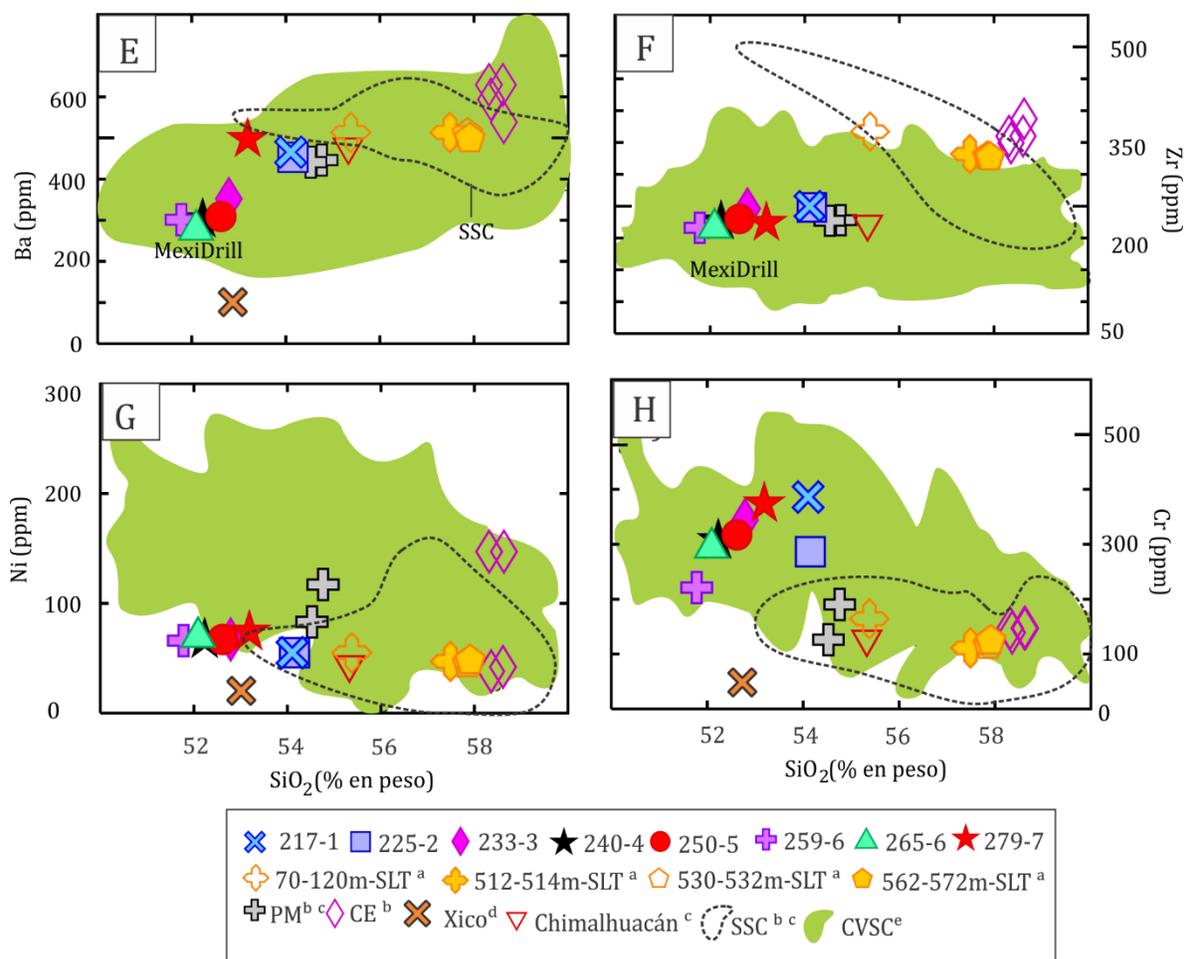


Fig. 6.10 (Continuación) Diagramas Harker de algunos elementos traza para la secuencia en estudio y los datos mencionados anteriormente. En (F) no se muestra el Xico, ya que su concentración de Zr es  $< 50$  ppm. Las referencias se pueden consultar en el pie de la Fig. 6.9.

La variación en la concentración de los elementos traza del Xico con las muestras de este estudio presentan una disminución notable, por lo que los procesos que participaron en la evolución de las rocas de este volcán difieren en comparación con la secuencia de estudio.

En relación a las muestras del pozo de San Lorenzo Tezonco, se observa una ligera afinidad del  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y del  $\text{MgO}$  con el paquete colectado entre 70 y 120 m de profundidad, pues mantienen concentraciones similares. Sin embargo tienen variaciones en el  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ , y también en la mayoría de los traza, por lo que no es posible establecer una relación fuerte entre estos dos grupos de muestras de pozo. Se observa una distribución muy diferente con los datos reportados para la Sierra Santa Catarina y el Cerro de la Estrella.

Por último, es importante, mencionar el hallazgo de los depósitos piroclásticos de pómez entre los 484 y 491.5 m de profundidad, los cuales se encuentran en contacto con los derrames de lava, disminuyendo así el grado de exposición frente a la erosión. De acuerdo a las edades presentadas en la Fig. 6.8, estos depósitos piroclásticos pueden ser contemporáneos con la actividad de la Sierra Nevada y de la Sierra de las Cruces, conjuntos volcánicos con amplia historia explosiva (Arce et al., 2008; García-Palomo et al., 2008; Macías et al., 2012) por lo que estos depósitos de pómez posiblemente guardan alguna relación con la actividad de estas sierras, como el depósito de bloques y cenizas encontrado a 700 m en el pozo de San Lorenzo Tezonco, mismo que está relacionado con la Sierra de las Cruces (Arce et al., 2013). Sin embargo es fundamental realizar un estudio morfológico y geoquímico detallado de esta unidad para establecer a detalle sus características y eventualmente proponer una aproximación con la actividad volcánica previamente estudiada.

## VII. Conclusiones

El pozo MexiDrill, perforado en la cuenca de Chalco, tuvo un alcance total de 523 m de profundidad. A partir de los 420 m se recuperó una secuencia de flujos de lava de 89 m de espesor aproximadamente, misma que se encuentra intercalada por un depósito piroclástico de pómez, masivo y estratificado.

La secuencia está compuesta por siete unidades delimitadas por contactos rojizos por alteración. Estas unidades tienen una composición homogénea, de basalto a andesitas basálticas, cuya asociación mineralógica está representada por fenocristales de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa, siendo el olivino el que se encuentra en mayor abundancia (entre 2.9 y 9.4%). Las características texturales no varían significativamente, todas presentan texturas porfíricas, en mayor medida traquítica y varían de intergranulares a intersertales y subofíticas. En todas las muestras se distinguieron fases minerales secundarias en la matriz y los fenocristales que afectan a la secuencia en diferente grado. El análisis de las facies sedimentarias del lago de Chalco sugiere que los primeros depósitos lacustres tienen una edad de  $475 \pm 41$  ka (L. Martínez-Abarca, datos no pub, 2019) por lo que esta alteración podría deberse a la interacción de la roca con el agua subterránea de la cuenca.

A pesar de las visibles alteraciones, fue posible estudiar sus características geoquímicas, que si bien son homogéneas de manera general, presentan algunas diferencias en el análisis detallado de la secuencia, como la distribución de los elementos mayores y traza identificando las unidades 1 y 2 (423.8 y 427.5 m), 3, 4, 5 y 6 (438.3-479.3 m) y 7(497.5 y 503.8 m) en grupos con características similares.

De acuerdo al conjunto de análisis geoquímicos, se propone que la fuente a partir de la cual se originó esta secuencia tiene características asociadas al manto empobrecido (como lo muestran los valores positivos de  $\epsilon Nd$ ), pero que muestra señales variables de contaminación asociada a la subducción entre cada unidad, siendo las unidades 1 y 2 las de mayor grado de contaminación, mientras que las unidades subsecuentes son relativamente más primitivas. La muestra de la unidad 7, la de mayor profundidad, también tiene evidencias claras de contaminación, sin embargo la posición que tiene en los diagramas de  $^{207}Pb/^{204}Pb$  y

$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  sugiere que fue afectada en menor medida por corteza o sedimentos en comparación con las otras muestras.

Por otra parte, aunque los rasgos petrográficos indican que el ascenso del magma hacia la corteza fue relativamente rápido, se podría descartar la asimilación cortical como principal agente de evolución magmática; sin embargo, Mattioli et al., (2006) propone la contaminación cortical como agente participante en un magma que asciende del manto sin periodos de estancamiento en la corteza (ca. 70 km de espesor, en los Andes, región Ollagüe), las cuales reflejan valores de altos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7068). Por lo que no se descarta que la contaminación cortical esté implicada en la diferenciación de las unidades que componen la secuencia.

La revisión de la literatura sobre los eventos volcánicos ocurridos en la cuenca de México en relación a la posible edad que tendrían estos derrames de lava, sugieren que estas lavas guardan una relación con el vulcanismo del Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin, perteneciendo a la fase más evolucionada de este campo de acuerdo a las relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Sin embargo, las relaciones isotópicas que se determinaron en este estudio, no son similares con las determinadas por Arce et al., (2013b) para las estructuras del CVSC del pleistoceno temprano (1.25 Ma a 0.24 Ma), por lo que la fuente magmática, aunque posiblemente contemporánea presenta otras características más evolucionadas.

En contraste, los diagramas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs  $\epsilon\text{Nd}$  muestran afinidad al complejo volcánico Dos Cerros, el cual presenta señales de magmatismo de intraplaca, a partir de sus relaciones de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Agustín-Flores et al., 2011). Aunque el complejo Dos Cerros es un conjunto volcánico mucho más reciente (14000 años BP, Agustín-Flores et al., 2011) con respecto a los derrames de lava del pozo MexiDrill, el hecho que guarden una relación con este complejo indica que existe una variación del tipo de actividad magmática en el tiempo para este campo, como se ha investigado ampliamente por Siebe et al., (2004b); Meriggi et al., (2008); Velasco-Tapia y Verma (2013).

Con respecto al Peñón del Marqués y a Chimalhuacán, no es clara la relación que guardan con los derrames de lava del pozo MexiDrill, pues aunque tienen una composición química similar (andesitas basálticas) y una variación de elementos mayores y traza semejante (incluyendo el #Mg), difieren en sus concentraciones de Ni y Cr, por lo que la secuencia del

---

MexiDrill pudiera ser más evolucionada con respecto a estas dos estructuras con base en su menor concentración en Ni. Por otro lado, la petrografía del Peñón y de Chimalhuacán presenta fenocristales de plagioclasa, los cuales son escasos en la secuencia del MexiDrill, por lo que sería apropiado investigar a mayor profundidad estas estructuras volcánicas ya que se tiene poca información geoquímica sobre ellas. Con respecto al Xico, no hay una relación clara en cuanto a la variación de su composición geoquímica pues esta estructura tiene concentraciones mas bajas en la mayoría de sus elementos traza. Por otra parte, también sería conveniente estudiar con mayor detalle el volcán El Pino, ubicado al norte de la cuenca de Chalco, pues de acuerdo a su polaridad magnética inversa, se estima una edad entre 0.9 y 0.7 Ma (Mooser, 1975; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989), periodo al cual puedan pertenecer los derrames de lava del pozo MexiDrill.

Por su parte, Jaimes-Viera et al., (2018), establecen un gap de actividad volcánica de la Sierra Chichinautzin a partir de los  $765 \pm 30$  ka hasta los  $238 \pm 51$  ka. La determinación de una edad dentro de este rango ampliará la temporalidad de este campo volcánico ya que tiene una extensa ventana temporal, en donde posiblemente las estructuras más antiguas se encuentren sepultadas por el vulcanismo más reciente.

Por último, los resultados obtenidos en esta investigación aportan información valiosa para tener un mejor entendimiento de la evolución de la actividad volcánica en la cuenca de Chalco. La determinación de su edad será trascendente para la calibración de la edad de las secuencias perforadas en Chalco hasta ahora estudiadas, otorgará la posibilidad de comprender mejor la evolución de la actividad volcánica en la cuenca de Chalco y por lo tanto en la cuenca de México.

## Bibliografía

- Aguirre-Díaz, G., López-Martínez, M., Rendón Marqués, G., (2006), La Caldera de La Catedral, Sierra de las Cruces, una caldera al norponiente de la Ciudad de México (resumen), *en* Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta Jalisco, GEOS, 26, 215p.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L., (2002), Rhyolitic volcanism in extensión zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern México, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 1-14 p.
- Albarede, F., (1995), *Introduction to Geochemical Modelling*, Cambridge University Press.
- Allan, J., (1986), Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt, *Geological Society of America Bulletin*, 97, 473-485 p.
- Allan, J., Nelson, S., Luhr, J., Carmichael, I., Wopat, M., Wallace, P., (1991), Pliocene-Recent rifting in SW Mexico and associated volcanism: An exotic terrain in the making, *en* Dauphin, J., Simoneit, B., (Eds.), *American Association of Petroleum Geologists Memoir, Peninsular Province of the Californias*, 425-445 p.
- Agustín-Flores, J., Siebe, C., Guilbaud M.-N., (2011), 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*, 201, 143-162 p.
- Arana-Salinas, L., (2004), Geología de los volcanes monogenéticos Teuhtli, Tláloc, Tlacotenco, Ocusacayo y Cuauhtzin en la Sierra Chichinautzin, al sur de la Ciudad de México, Tesis de maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Arce, J.L., Macías, J.L., Vázquez-Selem, L., (2003), The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca, Mexico, Stratigraphy and hazard implications, *GSA Bulletin*, 115 (2), 230-248 p.
- Arce, J.L., Macías, R., García-Palomo, A., Capra, L., Macías, J.L., Layer, P., Rueda, H., (2008), Late Pleistocene flank collapse of Zempoala volcano (Central Mexico), and the role of fault reactivation, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177, 944-958 p.

- Arce, J.L., Layer, P.W., Lassiter, J.C., Benowitz, J.A., Rangel, E., Escolero, O., (2013a), New Constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: The San Lorenzo Tezonco Deep well, on the basis of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and whole-rock chemistry, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 266, 34-49 p.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Lassiter, J.C., Benowitz, J.A., Macías, J.L., Ramírez-Espinosa, J., (2013b),  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating, geochemistry, and isotopic analyses of the quaternary Chichinautzin volcanic field, south of Mexico City: implications for timing, eruption rate, and distribution of volcanism, *Bulletin of Volcanology*, 75, 774 p.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Martínez I., Salinas J. I., Macías-Romo M.C., Morales-Cacique E., Benowitz J., Escolero O., Lenhardt N., (2015), Geología y estratigrafía del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y sus alrededores, sur de la Cuenca de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 67 (2), 123-143 p.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Macías, J.L., Morales-Casique, E., García-Palomo, A., Jiménez-Domínguez, F., Benowitz, J., Vásquez-Serrano, A., (2019), Geology and stratigraphy of the Mexico Basin (Mexico city), central Trans-Mexican Volcanic Belt, *Journal of Maps*. 15:2, 320-332, DOI: 10.1080/17445647.2019.1593251
- Blatter, D. L., Lang, Farmer, G., Carmichael, I. S. E., (2007), A North-South Transect across the Central Mexican Volcanic Belt at 100°W: spatial distribution, petrological, geochemical, and isotopic characteristics of Quaternary volcanism, *Journal of Petrology*, 48, 901-950 p.
- Bloomfield, K., (1975), A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico, *Geologische Rundschau*, 64(1), 476-497 p.
- Bücker M., Lozano G. S., Ortega G. B., Caballero M., Pérez L., Caballero L., Pita de la Paz C., Sánchez-Galindo A., Villegas F., Flores O. A., Brown E., Werne J., Valero G. B., Schwalb A., Kemma A., Sánchez-Alvaro E., Launizar-Martínez N., Valverde-Placencia A., Garay-Jiménez F., (2017), Geoelectrical and Electromagnetic Methods Applied to Paleolimnological Studies: Two Examples from Desiccated Lakes in the Basin of Mexico, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69(2), 279-298 p.
- Caballero, M., Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., Correa-Metrio, A., (2019), Quantitative estimates of orbital and millennial scale climatic variability in central Mexico during the last 40,000 years, *Quaternary Science Reviews*, 205, 62-75 p.
- Cadoux, A., Missenard, Y., Martínez-Serrano, R.G., Guillou, H., (2011), Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of Sierra Nevada Range, *Geological Magazine*, 1-15 p.

- Campa, M. F., Coney, P. J., (1983), Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051 p.
- Campos-Enríquez, J.O., Sánchez-Zamora, O., (2000), Crustal structure across southern Mexico inferred from gravity data, *J.S. Am. Earth Sci*, 13, 479-489 p.
- Campos-Enríquez, J.O., Alatríste-Vilchis, D.R., Huizar-Álvarez, R., Marines-Campos, R., Alatorre-Zamora, M.A., (2003), Subsurface structure of the Tecocomulco sub-basin (northeastern Mexico basin), and its relationship to regional tectonics, *Geofísica Internacional*, 42 (1), 3-24 p.
- Capra, L., 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, Mexico, *Geological Society of America*, Special Paper 402.
- Carlson, R.W., Hart, W.K., (1988), Flood basalt volcanism in the northwestern United States, en: Macdougall, J., (ed.), *Continental flood basalts*, Kluwer, Dordrecht.
- Carreón-Freyre, D., Hidalgo-Moreno, C., Hernández-Marín, M., 2006. Mecanismos de fracturamiento de depósitos arcillosos en zonas urbanas. Caso de deformación diferencial en Chalco, Estado de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LVIII, (2), 237-250.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., (1988), *Volcanic Successions, modern and ancient – a geological approach to processes, products, and successions*, Londres, Chapman & Hall.
- Castillo, A., & Ordóñez, E., (1893), Plano geológico y petrográfico de la cuenca de México, región SW, México, Comisión Geológica, escala 1:200 000
- Cervantes, P., Wallace, P.J., (2003), Role of H<sub>2</sub>O in subduction-zone magmatism: New insights from melt inclusions in high-Mg basalts from central Mexico, *Geology*, 31(3), 325-328 p.
- Cebull, S.E., Shurbet, D.H., (1987), Mexican volcanic belt: an intraplate transform?, *Geofísica Internacional*, 26, 1-13 p.
- Church, S., Tatsumoto, M., (1975), Lead isotopic relations in Oceanic ridge basalts from Juan de Fuca-Gorda ridge area, NE Pacific Ocean, *Contribution Mineralogy and Petrology*, 53, 253-279 p.
- DDF, (1975), *Memorias de las Obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal*, Departamento del Distrito Federal, 4 tomos, México D.F.
- De Cserna, Z., De la Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L.M., Mota-Palomino, R., (1988), Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones

neotectónicas regionales de la cuenca de México, *Boletín del Instituto de Geología*, 60 (104), Universidad Nacional Autónoma de México, 71 p.

Delgado-Granados, H., (2001), Patrones de viento en las cercanías del volcán Popocatepetl, los productos balísticos y sus efectos, *en* Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), Secretaría de Gobernación, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica (Eds.), *Las cenizas volcánicas del Popocatepetl y sus efectos para la aeronavegación e infraestructura aeroportuaria*, 51-81 p.

Delgado-Martínez, N. E., (2012), Evidencias de contaminación cortical en la dacita Tabaquillo, Campo Volcánico Chichinautzin, Tesis de Licenciatura, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero.

Demange, M., (2012), *Mineralogy for petrologists, Optics, chemistry and occurrence of rock-forming minerals*, CRC Press, Taylor & Francis Group.

Demant, A., (1978), Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación, *Revista Instituto de Geología*, 2, 172-187 p.

DePaolo, D. J., (1981), Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractinal crystallization, *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 189-202 p.

Donaldson, C.H., (1976), An experimental investigation of olivine morphology, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 57, 187-213 p.

Duport, C., (1843), *De la production des métaux précieux au Mexique*, París, Chez Firmin Didot Librairies.

Eggleton, R.A., (1984), Formation of iddingsite rims on olivine a transmission electron microscope study, *Clays and Clay Minerals*, 32(1), 1-11 p.

Einsele, G., (2000), *Sedimentary Basins, Evolution, Facies and Sediment Budget*, 2<sup>a</sup> edición, Springer-Verlag, Berlin.

Elliot, T., (2003), Tracers of the Slab, *en* Eiler, J. (Ed.), *Inside the subduction Factory*, Geophysical Monograph Series, vol. 138, American Geophysical Union 23-45 p., 324.

Enciso-De la Vega, S., (1992), Propuesta de nomenclatura estratigráfica para la Cuenca de México, *Revista Instituto de Geología*, Universidad Nacional Autónoma de México, 10 (1), 26-36 p.

Escalante, P., (2010), El Posclásico en Mesoamérica, *en* Velásquez, E., Nalda E., Escalante P., García, B., Hausberger, B., Mazín, O.,..., Lorenzo, M., *Nueva historia general de México*, El Colegio de México, México, D.F., 135-148 p.

- Espinasa-Pereña, R., Martin-del Pozzo, A.L., (2006), Morphostratigraphic evolution of Popocatepetl volcano, Mexico, *en* Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre-Díaz, G.J., (Eds.), Neogene-Quaternary continental Margin Volcanism; a Perspective from México, Geological Society of America, Special Paper 402, Penrose Conference Series, 115-137 p.
- Faure, G., (2001), *Origin of Igneous Rocks: The isotopic evidence*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH.
- Ferrari, L., López-Martínez, 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 p.
- Ferrari, L., Mena, M., López-Martínez, M., Jacobo-Albarrán, J., Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C., González-Cervantes, N., (2002), Estratigrafía y tectónica de la cuenca de la Ciudad de México, y áreas colindantes (resumen), *en* Tercera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta, Jalisco, GEOS, 23 (2), 120 p.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., (2012), The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone, *Tectonophysics*, 522-523, 122-149 p.
- Flores-Estrella, H., Yussim, S., Lomnitz, C., (2007), Seismic response of the Mexico City Basin: A review of twenty years of research. *Natural Hazards*, 40, 357-372 p.
- Frey, F. A., Green, D. H., Roy, S. D., (1978), Integrated model of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeites to olivine melilitites from southeastern Australia utilizing geochemical and petrological data, *Journal of Petrology*, 19, 463-513 p.
- Gallegos-Meza, R., (2018), Estudio Vulcanológico de Xico en el antiguo Lago de Chalco, Estado de México, Tesis de Licenciatura, ESIA-IPN.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Valdez, G., Mora, J.C., (2002a), Volcanic, stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Geofísica Internacional*, 41 (2), 133-150 p.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H., Espíndola, J.M., (2002b), Geology of Nevado de Toluca Volcano and surrounding áreas, central Mexico, Geological Society of America Map and Chart Series, MCH089.
- García-Palomo, A., Zamorano, J.J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R., Macías, J.L., (2008), El arreglo morfoestructural de la Sierra de las Cruces, México central, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 158-178 p.

- García-Tovar, G.P., Martínez-Serrano, G., (2011), Geología y geoquímica de las lavas pleistocénicas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(2), 301-322 p.
- Gill, R., (2010), *Igneous rocks and processes: a practical guide*, Wiley-Blackwell.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C.H., Goldstein, S., Ortega-Gutiérrez, F., Carrasco-Núñez, G., (2003), Temporal control on subduction magmatism in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Mantle sources, slab contributions, and crystal contamination, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4 (8), 1.33 p.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., (2005), Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LVII (3), 227-283 p.
- González-Torres, E.A., Morán-Zenteno, D.J., Mori, L., Díaz-Bravo, B., Martiny, B.M., Solé, J., (2013), Geochronology and magmatic evolution of the Huautla volcanic field: last stages of extinct Sierra Madre del Sur igneous province of southern Mexico, *International Geology Review*, 55(9), 1145-1161 p.
- González-Torres, E., Morán-Zenteno, D.J., Mori, L., Martiny, B.M., (2015), Revisión de los últimos eventos magmáticos del Cenozoico del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur y su posible conexión con el subsuelo profundo de la Cuenca de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 285-297 p.
- Guilbaud, M.-N., Siebe, C., Agustín-Flores, J., (2009), Eruptive style of the Young high-Mg basaltic-andesite Pelagatos scoria cone southeast of México City, *Bulletin of Volcanology*, 71, 859-880 p.
- Guilbaud, M.N., Arana-Salinas, L., Siebe, C., Barba Pingarrón, L., Ortiz, A., (2015), Volcanic stratigraphy of a high-altitude *Mammuthus columbi* (Tlacotenco, Sierra Chichinautzin), Central México, *Bulletin of Volcanology*, 77(17), 1-16 p.
- Gysi, A.P., Stefánsson, A., (2012), Mineralogical aspects of CO<sub>2</sub> sequestration during hydrothermal basalt alteration –An experimental study at 75 to 250 °C and elevated pCO<sub>2</sub>, *Chemical Geology*, 306-307, 146-159 p.
- Hart, S.R., (1984), A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle, *Nature*, 309, 753-757 p.
- Hart, S., Allegre, C., (1980), Trace-element constraints on magma genesis, en Hargraves, R., (ed.), *Physics of magmatic processes*, Princeton University Press.

- Hibbard, M.J. (1995), *Petrography to Petrogenesis*, Prentice Hall.
- Hildreth, W., Moorbath, S., (1988), Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 455-489 p.
- Hiriart, F., Graue, R., (1969), Proyecto Texcoco, Nabor Carrillo: El hundimiento de la ciudad de México proyecto Texcoco, Secretaría de Hacienda y Crédito Público, México, 328 p.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., (1971), A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548 p.
- 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.
- Jaimes-Viera, M.C., Martín del Pozzo, A.L., Layer, P.W., Benowitz, J.A., Nieto-Torres, A., (2018), Timing the evolution of monogenetic volcanic field: Sierra Chichinautzin, Central Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 356, 225-232 p.
- Johnson, E. R., Wallace, P. J., Delgado-Granados, H., Manea, V. C., Kent, A., Bindeman, I. N., Donegan, C.S., (2009), Subduction-related volatile recycling and magma generation beneath Central Mexico: insights from melt inclusions, oxygen isotopes and geodynamical models, *Journal of Petrology*, 20, 1729-1764 p., DOI:10-1093/petro/egp051.
- Keppie, J., Ortega-Gutiérrez, F., (1995), Middle American Precambrian basement a missing piece of reconstructed 1 Ga orogen, *en* Ramos, V., Keppie, J.D., (eds.), Laurentia-Gondwana connection before Pangea: Boulder, CO, Geological Society of America Special Paper, 336, 199-210 p.
- Klein, C., Philpotts, A.R., (2013), *Earth Materials: Introduction to Mineralogy and Petrology*, Cambridge University Press.
- Kuritani, T., (1998), Phenocryst crystallization during ascent of alkali basalt magma at Rishiri Volcano, northern Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88, 77-97 p.
- LaGatta, A., (2003), Arc magma genesis in the Eastern Mexican Volcanic Belt, Tesis de Doctorado, Columbia University, New York.

- Layer, P.W., Macías, J.L., Arce, J.L., García-Tenorio, F., (2009), Late Pleistocene-Holocene volcanism of the Mexico Basin and assessment of volcanic hazards in one of the world's largest cities. AGU Fall Meeting abstracts.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R. W, Streckeisen, A., Zanettin B., (1986), A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *Journal of Petrology*, 27, 745-750 p.
- Lenhardt, N., Böhnelt, H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I.S., Hornung, J., Hinderer, M., (2010), Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico), *Bulletin of Volcanology*, 72, 817-832 p.
- Lozano-Barraza, L., (1968), Geología de la Sierra Guadalupe: México D.F, Tesis profesional (inédita), Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura.
- Lozano-García, M.S. & Ortega-Guerrero, B., (1998), Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico; correlation between Texcoco and Chalco basins, *Review of paleobotany and Palynology*, 99, 77-93 p.
- Lozano-García, S., Brown E.T., Ortega G. B., Caballero M., Werne J., Fawcett P. J., Schwalb A., Valero-Garcés B., Cabral E., Caballero C., Sosa-Nájera S., Soler S. M. Pérez L., Noren A., Myrbo A., Bücker M., Wattrus N., Arcienega A., Wonik T., Watt S., Kumar D., Acosta C., Martínez I., Cossio R., Ferland T., Vergara-Huerta F., (2017), Perforación profunda en el lago de Chalco: reporte técnico, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69(2), 299-311 p.
- Lozano-Santa Cruz, R., Bernal J.P., (2005), Characterization of new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, 329-344 p.
- Lugo-Hubp, J., Mooser, F., Pérez-Vega, A., Zamorano-Orozco, J., (1994), Geomorfología de la Sierra Santa Catarina, D.F., México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(1), 13-52 p.
- Luhr, J., Nelson, S., Allan, J., Carmichael, I., (1985), Active rifting in south-western Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump, *Geology*, 13, 54-57 p.
- Luna-González, L., (2017), Tutorial para la captura y procesamiento de imágenes digitales de láminas delgadas de roca para identificación petrográfica mediante un sistema de información geográfica, Proyecto PAPIME PE 101615 Leyendo la historia de la Tierra: El poder de la observación en el estudio de las rocas a macro y micro escala, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.

- Macías, J.L., Arce, J.L., García-Tenorio, F., Layer, P.W., Rueda, H., Reyes-Agustín, G., López-Pizaña, E., Avellán, D., (2012), Geology and geochronology of Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl, and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, central Mexico, *en* Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., Molina-Garza, R.S., (Eds.), *The Southern Cordillera and beyond*, The Geological Society of America, Field Guide, 25, 163-193 p.
- Manea, V.C., Manea, M., Ferrari, L., Orozco, T., Valenzuela, R.W., Huker, A., Kostoglodov, V., (2017), A review of the geodynamic evolution of flat slab subduction in Mexico, Peru, and Chile, *Tectonophysics*, 695, 27-52 p.
- Márquez, A., Oyarzún, R., Doblas, M., Verma S., (1999), Alakalic (oceanic-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: a case for the plume related magmatism and propagating rifting at an active margin?, *Geology*, 27, 51-54 p.
- Márquez, A., De Ignacio, C., (2002), Mineralogical and geochemical constraints for the origin and evolution of magmas in Sierra Chichinautzin, Central Mexican Volcanic Belt, *Lithos*, 62, 35-62 p.
- Martín del Pozzo, A., (1982), Monogenetic vulcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico, *Bulletin of Volcanology*, 45(1), 9-24 p.
- Martínez-Abarca, L. (2019), Lago de Chalco: registro sedimentario y estratigráfico de sus etapas formativas, Tesis de maestría (en proceso), Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de México.
- Mattioli, M., Renzulli, A., Menna, M., Holm, P. M., (2006), Rapid ascent and contamination of magmas through the thick crust of the CVZ (Andes, Ollagüe región): evidence from a nearly aphyric high-K andesite with skeletal olivine, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158, 87-105 p.
- Mejía, V., Böhnel, H., Opdyke, N. D., Ortega-Rivera, M. A., Lee, J. K., 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 p.
- 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 amphibole-bearing mantle and magmatic evolution processes, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(2), 197-216 p.
- Misra, K., (2012), *Introduction to geochemistry: principles and applications*, Wiley-Blackwell.
- 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 p.

- Mooser, F., (1975), Historia geológica de la cuenca de México, en Memoria de las obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal, México, D.F., Departamento del Distrito Federal, 7-38p.
- Morán-Zenteno, D.J., Monter-Ramírez, A., Centeno-García, E., Alba-Aldave, L.A., Solé, J., (2007), Stratigraphy of the Balsas Group in the Amacuzac area, southern Mexico: relationship with Eocene volcanism and deformation of the Tilzapotla-Taxco sector, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(1), 68-80 p.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R., (1993), *Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*, Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania.
- Murillo-Muñetón, G., Torres-Vargas, R., (1987), Mapa petrogenético y radiométrico de la República Mexicana, Proyecto C-2010, Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, 78 p.
- Neese, W., (1991), *Introduction to optical mineralogy*, 4ª edición, Oxford University Press.
- Nelson, S.A., (2015), Introduction & Textures & Structures of Igneous rocks, *Earth & Environmental Sciences* 212, Lagniappe, recuperado en: <http://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/intro&textures.htm>
- 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.
- Oppenheimer, C., Francis, P., (2002), *Volcanoes*, 2ª edición, Oxford University Press.
- Ortega-Guerrero, B., Thompson, R., Urrutia-Fucugauchi, J., (2000), Magnetic properties of lake sediments from Lake Chalco, central Mexico, and their paleoenvironmental implications, *Journal of Quaternary Science*, 15(2), 127-140p.
- Ortega-Guerrero, B., Lozano-García, M.S., Caballero, M., Herrera-Hernández, D.A., (2015), Historia de la evolución deposicional del lago de Chalco, México, desde el MIS 3, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 185-201 p.
- Ortega-Guerrero B., Lozano-García. S., Herrera-Hernández D., Caballero M., Beramendi-Orosco, L., Bernal J.P., Torres-Rodríguez E., Avendaño-Villeda D., (2017), Lithostratigraphy and physical properties of lacustrine sediments of the last ca. 150 kyr from Chalco basin, central México. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 507-524 p.

- Ortega-Guerrero, B., Caballero-García, L., Linares-López, C., (2018), Tephrostratigraphy of late Quaternary record from Lake Chalco, central Mexico, *Journal of South American Earth Sciences*, 81, 122-140 p.
- Ortiz Enríquez, O., (2017), Petrografía y geoquímica del vulcanismo monogenético de la Sierra Santa Catarina, cuenca de México, Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Guerrero, Taxco el Viejo, Guerrero.
- Ortiz-Zamora, D., Ortega-Guerrero, A., (2007), Origen y evolución de un nuevo lago en la planicie de Chalco: implicaciones de peligro por subsidencia e inundación de áreas urbanas en Valle de Chalco (Estado de México) y Tláhuac (Distrito Federal), *Investigaciones Geográficas*, Instituto de Geografía, Universidad Nacional autónoma de México, 64, 26-42 p.
- Osete, M. L., Ruiz-Martínez, V. C., Caballero, M.C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Tarling, H. D., (2000), Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, México: Paleomagnetic and radiometric evidence, *Tectonophysics*, 318, 201-215 p.
- Oviedo de León, A., (1970), El Conglomerado Texcoco y el posible origen de la Cuenca de México, *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 2, 5-20 p.
- 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 p.
- Pecerillo, A., Taylor, S.R., (1976), Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu área, northern Turkey, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63-81 p.
- 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.
- Pérez-Cruz G., (1988), Estudio sísmológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México. Tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Plank, T., Langmuir, C.H., (1988), An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts, *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 349-370.
- Rollinson, H., (1993), *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*, Essex, Longman Scientific & Technical, xiv, 352 p.

- Romero-Terán, E., (2001), Geología del Complejo Volcánico San Miguel al sur-poniente de la Cuenca de México. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Rueda. H., Macías, J., Arce, J., Gardner, J., Layer, P., (2013), The 31ka rhyolitic plinian to sub-plinian eruption of Tlaloc volcano, Sierra Nevada, Central Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 252, 73-91 p.
- Sarmiento, G., (2000), La creación de los primeros centros de poder, *en* Manzanilla, L., López-Luján, L., (Eds.), *Historia Antigua de México*, volumen I: *El México Antiguo, sus áreas culturales, los orígenes y el horizonte Preclásico*, México, Instituto de Investigaciones Antropológicas-Universidad Nacional Autónoma de México-Instituto Nacional de Antropología e Historia-Coordinación de Humanidades-Porrúa, 247-277 p.
- 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 p.
- Schaaf, P., Carrasco-Núñez, G., (2010), Geochemical and isotopic profile of Pico de Orizaba (Citlaltépetl) volcano, Mexico: Insights for magma generation processes, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197, 108-122 p.
- Schramm B., (2004), Color atlas of low-temperature alteration features in basalts from Southern East Pacific Rise, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems and an electronic Journal of the Earth Sciences*, 5(6), 1-33 p.
- Schmincke, H.U., (2004), *Volcanism*, Springer-Verlag.
- Shelley, D., (1993), *Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures, and mineral preferred orientations*, Chapman & Hall.
- 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 p.
- Siebe, C., (2000), Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico-City, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104, 45-64 p.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., Obenholner, J., (1996), Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, Central Mexico: Paste key to the future?, *Geology*, 24, 399-402 p.

- Siebe, C., Macías, J., Abrams, M., Rodríguez, S., Castro, R., (1997), Catastrophic prehistoric eruptions at Popocatepetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdán-Oriental basin, east-central México, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's interior, Puerto Vallarta, Mexico, 4, 1-88p.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., (2004a), Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archaeology and future hazards, Bulletin of Volcanology, 66(3), 203-225p.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., (2004b), Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City, Journal of Volcanology Geothermal Research, 130, 197-226 p.
- Siebe, C., Arana-Salinas, L., Abrams, M., (2005), Geology and radiocarbon ages of Tlálóc, Tlocotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México, Journal of Volcanology Geothermal Research, 141(3), 225-243 p.
- Siebe, C., Macías, J.L., (2006), Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan areas from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin volcanic field, *en* Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre-Díaz, G.J., (Eds.), Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism: a perspective from Mexico, Geological Society of America, Special Paper, 402, 253-329 p.
- Sosa-Ceballos, G., Gardner J. E., Siebe C., Macías, J. L., (2012), A caldera forming eruption 14,100 <sup>14</sup>C yr BP at Popocatepetl volcano, México: insights from eruption dynamics and magma mixing, Journal of Volcanology Geothermal Research, 213, 27-40 p.
- Sosa-Ceballos, G., Macías, J. L., García-Tenorio, F., Layer, P. W., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Arce, J. L., (2015), El Ventorillo, a paleostructure of Popocatepetl volcano: Insights from geochronology and geochemistry Journal of Volcanology and Geothermal Research, 77, 1-20 p, DOI: 10.1007/s00445-015-0975-2.
- Straub, S. M., LaGatta, A. B., Martin-Del Pozzo, A. L., Langmuir, C. H., (2008), Evidence from high-Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite source for orogenic andesites from the central Mexican Volcanic Belt, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9, 1-33 p.
- Stroncick, N.A., Schmincke, H. (2002), Palagonite -a review, International Journal of Earth Sciences, 91, 680-697 p.

- Sun, S.S., McDonough, W.F., (1989), Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *en* Saunders, A.D., Norry, M.J., (Eds.), *Magmatism in the ocean basins*, Geological Society of London Special Publications, 42, 313-346 p.
- Trabulse, E., (1983), *Cartografía mexicana: Tesoros de la Nación, siglos XVI a XIX*, Archivo General de la Nación, México.
- Vázquez Sánchez, E., Jaimes Palomera, R., (1989), Geología de la Cuenca de México, *Geofísica Internacional*, 28(2), 133-190 p.
- Velasco-Tapia, F., Verma, S.P., (2013), Magmatic processes at the volcanic front of Central Mexican Volcanic Belt: Sierra de Chichinautzin volcanic field (Mexico), *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22(1), 32-60 p.
- Verma, S.P., (2000), Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt, *en* Delgado-Grandados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J.M., (Eds.), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*, Geological Society of America, special Paper, 334, 195-222 p.
- Verma, S.P., (2002), Absence of Cocos plate subduction-related basic volcanism in southern Mexico: a unique case on Earth?, *Geology*, 30, 309-340 p.
- Vergara-Huerta F., (2015), Modelo de velocidad sísmica en la subcuenca de Chalco, Edo. de México, mediante análisis de cocientes H/V de vibraciones ambientales. Tesis de maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Vernon, R.H., (2004), *A Practical Guide to Rock Microstructure*, Cambridge University Press.
- Wallace, P.J., Carmichael, I.S.E., (1999), Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crystal thickness variations on primitive magma compositions, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135(4), 291-314 p.
- Walker, G.P.L., (1973), Explosive volcanic eruptions - a new classification scheme, *Geologische Rundschau*, 62, 431-446 p.
- White, W.M., (2013), *Geochemistry*, Wiley-Blackwell.
- Winter, J.D., (2014). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*, 2ª edición, Pearson.

Wilson, M., (1989), *Igneous Petrogenesis: A global tectonic Approach*, Springer.

Zindler, A., Hart, S.R., (1986), Chemical Geodynamics, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14, 493-571 p.

## Anexo A.

Tabla I: Resultados geoquímicos de roca total por FRX

Tipo de muestra	Lava	Lava esc.	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
Clave de la muestra	217-2	225-2	233-3	240-4	250-5	259-6	265-6	279-7
Profundidad (m)	423.7	427.5	438.2	448.8	459.6	471-4	479.2	497.4
% en peso								
SiO <sub>2</sub>	53.576	53.653	52.283	51.909	52.201	51.4	51.714	53.125
TiO <sub>2</sub>	1.499	1.556	1.725	1.782	1.805	1.85	1.776	1.516
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.35	16.832	16.274	16.392	16.525	16.42	16.333	15.662
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	9.089	9.027	9.604	9.804	9.487	9.97	10.272	9.137
MnO	0.153	0.137	0.153	0.153	0.135	0.147	0.14	0.168
MgO	5.476	4.735	6.212	6.494	6.151	6.65	6.161	7.215
CaO	7.694	7.981	7.657	7.729	7.652	7.70	7.733	7.977
Na <sub>2</sub> O	3.388	3.451	3.44	3.592	3.618	3.56	3.551	3.456
K <sub>2</sub> O	1.33	1.238	1.212	1.059	1.167	1.13	1.151	1.173
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.466	0.469	0.48	0.466	0.461	0.437	0.438	0.451
PXC	0.69	0.92	0.96	0.61	0.7	0.71	0.63	0.02
Total	99.711	99.999	100	99.99	99.902	99.974	99.899	99.9
#Mg	58.42	55.02	60.14	60.70	60.19	60.87	58.31	64.81
ppm								
Rb	26	25	22	12	17	22	21	20
Sr	481	489	480	475	472	472	472	481
Ba	465	453	352	302	309	301	276	497
Y	22	24	24	22	23	24	22	21
Zr	250	248	246	226	230	216	215	224
Nb	17	15	18	16	16	16	15	14
V	158	157	168	163	161	156	164	156
Cr	386	286	344	307	317	221	293	374
Co	31	28	33	34	33	32	37	31
Ni	55	55	67	67	67	66	69	74
Cu	18	9	20	19	19	17	18	15
Zn	97	98	95	96	96	95	94	92
Th	5	6	6	5	5	5	4	4
Pb	9	7	10	6	8	6	7	7

Análisis determinado por FRX (Fluorescencia de Rayos X). Los elementos mayoritarios se midieron en muestra fundida con tetraborato de litio, usando una concentración de 10% de muestra en base seca. La pérdida por calcinación (PXC) se determinó calentando 1 g muestra a 950°C durante dos horas, y calculando la diferencia de masa en por ciento. El #Mg se determinó de acuerdo a Frey et al., (1978):  $(\text{MgO \% wt}/40.31) / [\text{MgO \% wt} + 0.899(\text{FeO}_T \% \text{wt}/71.84)]$ . El FeO<sub>T</sub> fue calculado a partir de multiplicar Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub> por 0.8998 de acuerdo a Irvine y Baragar, 1971. Lava esc: Lava escoriácea.

Tabla II: Composición isotópica de Sr, Nd y Pb

Núcleo	SiO <sub>2</sub> wt%	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	$\pm 1\sigma_{\text{abs}}$	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	$\pm 1\sigma_{\text{abs}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}$	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	$\pm 1\sigma^{\circ}$	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	$\pm 1\sigma^{\circ}$	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	$\pm 1\sigma^{\circ}$
217Y-2	53.576	0.704933	29	0.512673	15	0.68	18.8271	0.019	15.6155	0.020	38.6383	0.017
233Y-1	52.283	0.704657	34	0.512716	18	1.52	18.8342	0.022	15.6143	0.022	38.6400	0.022
240Y-1	51.909	0.704568	30	0.512726	20	1.72	18.8296	0.027	15.6080	0.027	38.6151	0.026
265Y-1	51.714	0.704512	30	0.512751	14	2.20	18.8372	0.025	15.6168	0.024	38.6406	0.026
279Y-1	53.125	0.704620	35	0.512710	16	1.40	18.7908	0.019	15.6071	0.018	38.5889	0.018

Los análisis isotópicos de Sr y Nd se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca THERMO SCIENTIFIC MODELO TRITON PLUS; los de Pb en el espectrómetro marca FINNIGAN MAT 262 en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica, UNAM. El TRITON cuenta con 9 colectores Faraday ajustables mientras que el Finnigan con 8. Todas las mediciones se hicieron de manera estática.

Las muestras de Sr y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. En cada corrida se analizaron 60 relaciones isotópicas para Sr y 70 para Nd. El software integrado arroja *outputs* dependiendo de la estabilidad de la señal. Los valores ( $1\text{sd} = \pm 1\sigma_{\text{abs}}$ ) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos.  $1\text{ SE (M)} = 1\sigma_{\text{abs}}/\text{raíz n}$ . Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$  y  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ , respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr):  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710253 \pm 12$  ( $\pm 1\sigma_{\text{abs}}$ ,  $n = 76$ ); para el estándar La Jolla (Nd):  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511848 \pm 3$  ( $\pm 1\sigma_{\text{abs}}$ ,  $n = 23$ ).

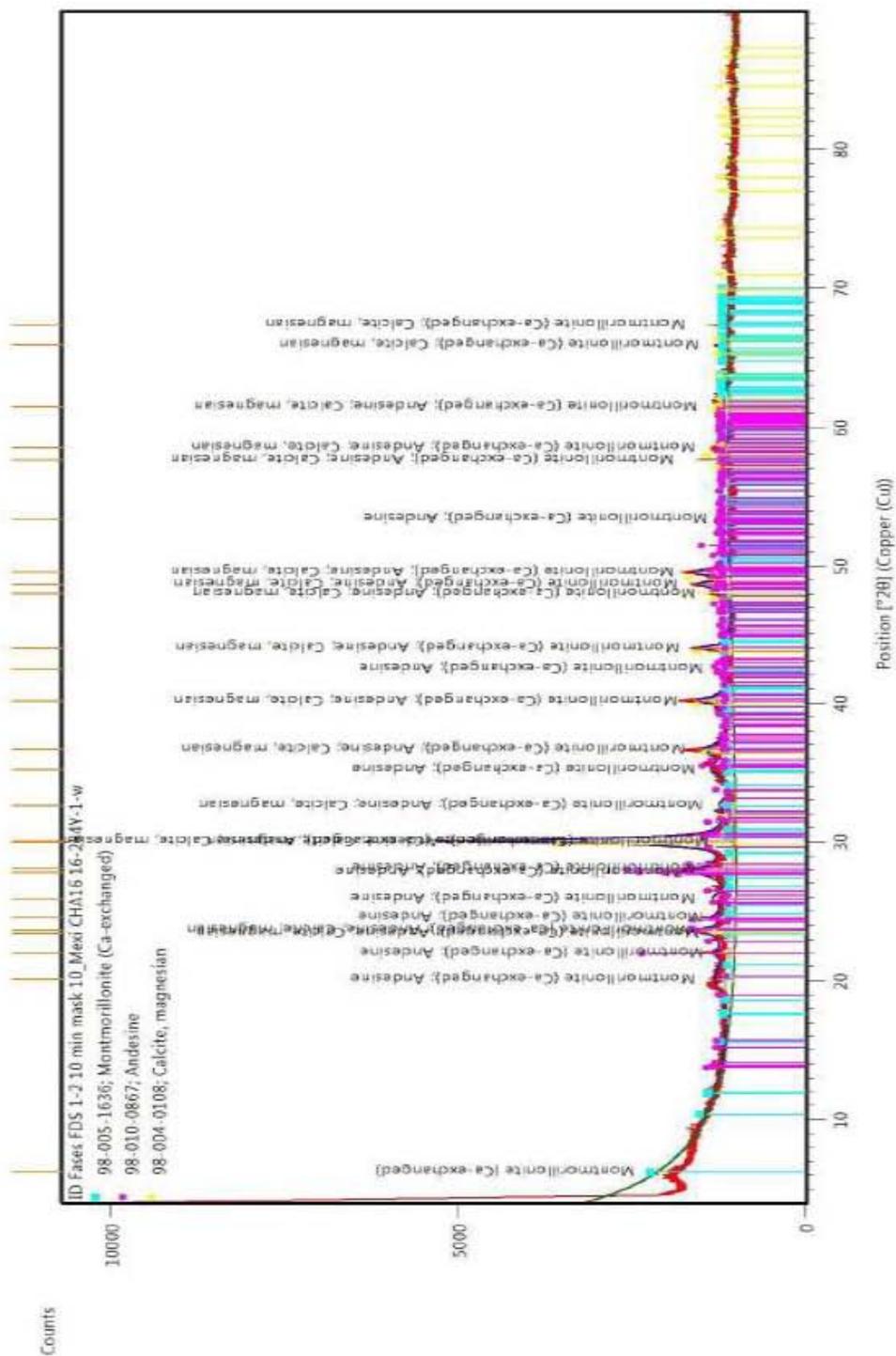
Las muestras de Pb se cargaron con una mezcla de gel de sílice + ácido fosfórico, analizándose 100 relaciones isotópicas. El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió con la comparación al valor promedio del laboratorio para el estándar NBS 981 (Pb):  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.89 \pm 0.07\%$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.43 \pm 0.10\%$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.53 \pm 0.13\%$  ( $\pm 1\sigma_{\text{abs}}$ ,  $n = 58$ ).

Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 7.54 ng Sr, 0.51 ng Nd (blancos de procedimiento total) y 70 pg Pb (blanco de química).

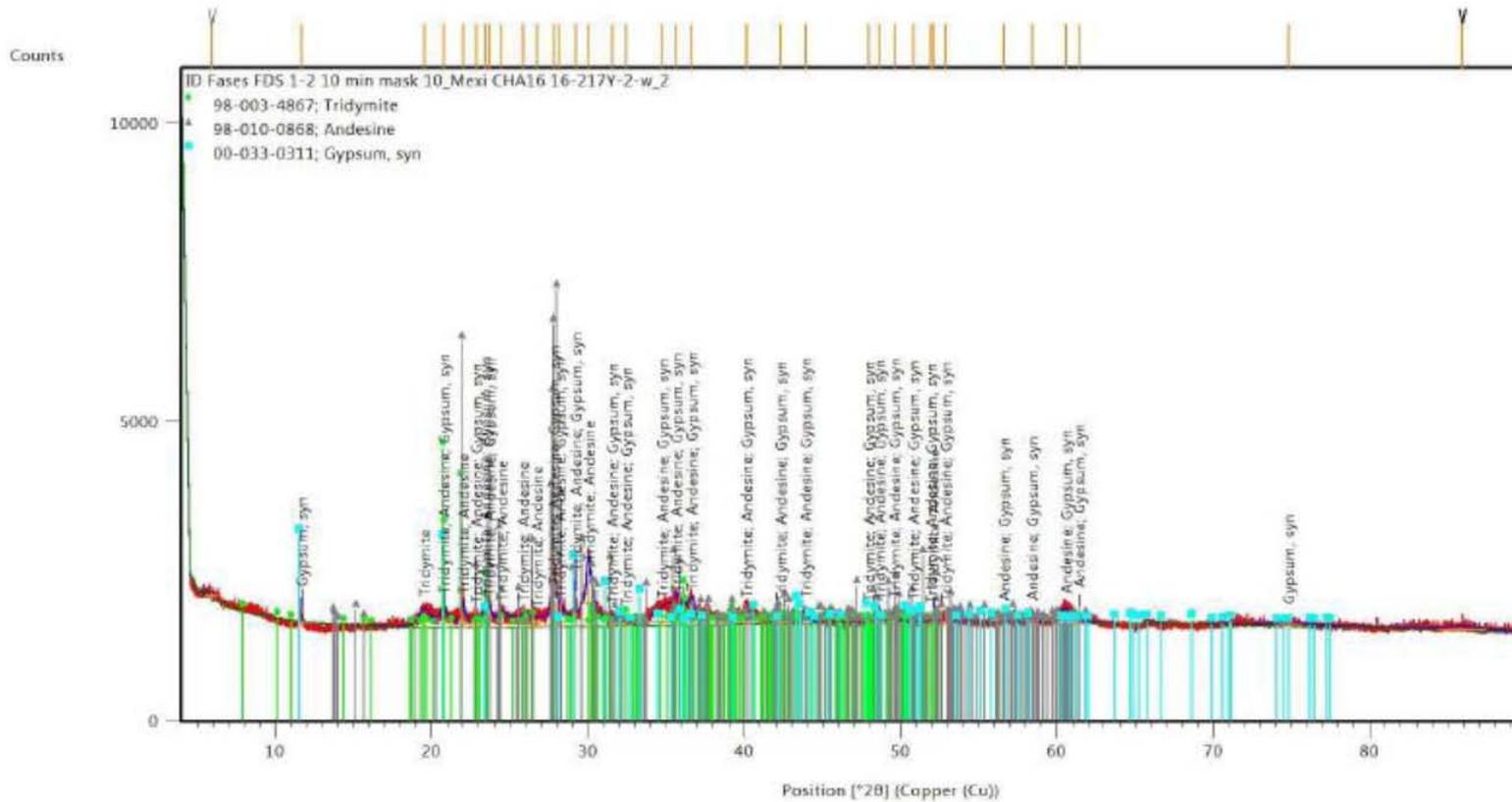
## Anexo B.

### Difractogramas (DRX)

Difractograma de la muestra 217-1



# Difractograma de la muestra 284-7<sup>1</sup>



<sup>1</sup>Los difractogramas se obtuvieron con el difractómetro EMPYREAN marca PANalytical equipado con filtro de níquel, tubo de cobre de foco fino y detector PIXcel3D. Las muestras se midieron utilizando un porta muestras de "zero background". La medición se realizó en un intervalo angular de 2θ de 4° a 70° en escaneo por pasos con un "step scan" de 0.003° (2 Theta) y un tiempo de integración de 40s por paso.