



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
INSTITUTO DE GEOFISICA

ESTUDIO DE LAS FASES INICIALES DEL  
VULCANISMO MONOGENÉTICO DE LA SIERRA CHICHINAUTZIN,  
MÉXICO

T E S I S  
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE  
DOCTORA EN CIENCIAS

PRESENTA:  
MARIA DEL CARMEN JAIMES VIERA

DIRECTORA DE TESIS  
Dra. Ana Lillian Martin Del Pozzo  
Instituto de Geofísica

COMITÉ TUTOR:  
Dr. Arturo Gómez Tuena  
Centro de Geociencias.  
Dr. Paul W. Layer  
Universidad de Alaska, Fairbanks, Alaska, USA.

Ciudad Universitaria, CDMX,

Junio de 2018.



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.

**Asunto:** Aprobación de tema, asesor de tesis  
y asignación de jurado para examen de grado.

**JAIMES VIERA CARMEN**

ESTUDIANTE DE DOCTORADO

P R E S E N T E,

El Comité Académico de Posgrado, reunido el 28 de noviembre del año en curso, aprobó el título de tesis **“Estudio de las fases iniciales del vulcanismo monogenético en la Sierra Chichinautzin, México”**. Así mismo ratificó al Dra. Ana Lillian Martín del Pozzo como su asesora de tesis y designó a los siguientes investigadores como jurado para su examen de grado.

Dr. Jorge Aranda Gómez	Presidente
Dr. Luis Manuel Alva Valdivia	Vocal
Dra. Ana Lillian Martín del Pozzo	Secretario
Dr. Jesús Solé Viñas	Suplente
Dr. Giovanni Sosa Ceballos	Suplente

Sin otro particular por el momento, reciba un saludo cordial.

Atentamente,

**"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"**

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., a 4 de diciembre de 2017.

**COORDINADORA DEL PROGRAMA**



**DRA. ELIZABETH SOLLEIRO REBOLLEDO**

ESR'gaba

## Agradecimientos

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional Autónoma de México, por permitirme continuar con mis estudios.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (*CONACyT*) por la beca otorgada durante mis estudios de Posgrado. Al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (*PAPIIT-UNAM*) y a la Secretaría de Ciencia, Tecnología e Innovación (*SECITI-CDMX*), a cargo de la Dra. Martín Del Pozzo, por las becas concedidas para la culminación de esta tesis.

A la Dra. Ana Lillian Martín Del Pozzo por haber aceptado ser mi tutora y dirigir este trabajo de tesis. A los miembros del comité tutor, los Drs. Arturo Gómez Tuena y Paul W. Layer por sus atinados comentarios y discusiones a lo largo de la realización de mis estudios y trabajo de investigación.

A los sinodales: Dr. Jorge Aranda Gómez, Dr. Luis M. Alva Valdivia, Dr. Jesús Solé Viñas y Dr. Giovanni Sosa Ceballos por sus acertados comentarios y observaciones que mejoraron el trabajo de Tesis.

A los Técnicos Académicos: Fabiola Mendiola del Laboratorio de Sedimentología Volcánica, Teodoro Hernández Treviño del Laboratorio de Separación de Minerales y a Elizabeth Hernández Álvarez del Laboratorio de ICP de masas, por su apoyo en la preparación de muestras para los análisis realizados.

Al laboratorio de Geocronología de la Universidad de Alaska, Fairbanks (UAF), Alaska, USA, a cargo de los Drs. Paul W. Layer y Jeff Benowitz, por los análisis de fechamiento  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de las muestras de este trabajo.

A la Dra. Ofelia Morton Bermea por su gran amistad, consejos y ánimos en todos estos años. Al Dr. Tomás Morán González, por su apoyo, amistad y compañía.

A Araceli Chaman y Laura Mendoza, del Posgrado, por su paciencia infinita.

A Crisóforo Torres Romero, Alan Rodríguez Moreno (Alan Droide), Ana Gabriela Arreola y Andrés Salinas Omasi por su amistad y apoyo en las salidas a campo y en el laboratorio, con ustedes todo fue más divertido.



*A mi papá (¡que te extraño tanto!), desearía que estuvieras aquí.*

*A mi mamá, por todo su apoyo y fortaleza. Eres la mujer más fuerte, valiente y guerrera que conozco. Una vez más luchaste y saliste adelante, te amo mamá.*

*A mi sobrino Ale y a mi hermano Roberto, por todo el aguante, el apoyo y los ánimos. ¡Los quiero!*

*A todos y a cada uno de los que estuvieron conmigo durante este recorrido tan largo. Gracias por estar ahí.*

*Lo que ahora ha sido probado, fue una vez imaginado.  
William Blake*

*A Leonardo y Amiel.*

*Por ser lo más valioso de mi vida, mi motor y guía.  
Los amo indescriptiblemente.*

# Estudio de las fases iniciales del vulcanismo monogenético de la Sierra Chichinautzin.

Índice

Resumen

Abstract

Introducción.

Contexto tectónico y localización del área de estudio.

Antecedentes de la zona de estudio.

Planteamiento del problema y Justificación.

Objetivos.

General.

Particulares.

**Capítulo 1. Campos volcánicos monogenéticos.**

1.1 Vulcanismo monogenético.

1.2 Tipo de actividad volcánica y estilo eruptivo en los campos volcánicos monogenéticos.

1.3 Tipos de estructuras y características de los depósitos volcánicos.

1.4 Emplazamiento de los volcanes, tamaño y duración de los campos monogenéticos.

1.5 Campos Volcánicos Monogenéticos en México.

**Capítulo 2. Metodología.**

2.1 Morfometría y trabajo de campo.

2.2 Análisis petrográfico y geoquímico.

2.3 Análisis geocronológico.

2.3.1 Método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

2.3.2 Estudios previos con el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

2.3.3 Procedimiento del análisis  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  para las rocas de la Sierra Chichinautzin.

**Capítulo 3. Resultados.**

3.1. Morfometría

3.1.1 Datos morfométricos.

3.1.2 Clasificación de los volcanes según edad relativa por  $h/W_b$

3.2. Geocronología.

3.2.1 Análisis de las edades: periodos de actividad y de inactividad.

3.2.2 Correlación del análisis geomorfológico y las edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

3.3 Grupos volcánicos de la Sierra Chichinautzin,

Grupo Volcánico Monogenético Peñón (GVMP).

Grupo Volcánico Chichinautzin Antiguo (GVCA).

Grupo Volcánico Chichinautzin Joven (GVCJ).

Sierra Santa Catarina. Un campo monogenético separado.

**Capítulo 4. Discusión.**

Conclusiones.

Apéndice 1

Apéndice 2

Apéndice 3

Referencias.

## Resumen.

La naturaleza única del vulcanismo monogenético ha generado muchas incógnitas acerca de su origen, duración y distribución espacial. En la Sierra Chichinautzin se realizaron estudios de reconocimiento, análisis morfométrico para edades relativas, procesamiento de imágenes y mapeo de los volcanes que conforman esta Sierra. Posteriormente se llevó a cabo una selección de estructuras volcánicas, enfatizando las representativas de los diferentes estilos eruptivos, morfologías y de edades relativas más antiguas. Una vez realizada esta selección, se hicieron estudios detallados sobre morfometría, estratigrafía volcánica, mapeo y análisis químicos a 23 volcanes, de los cuales 20 son conos de escoria/ceniza, dos domos y un derrame grueso de lava sin cono asociado. De estas estructuras se obtuvieron en total 24 edades nuevas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Se definieron los límites temporales y espaciales del vulcanismo monogenético en la Sierra Chichinautzin y los conos se dividieron en cuatro grupos volcánicos: (1) Grupo Volcánico Monogenético Peñón (GVMP); (2) Grupo Volcánico Chichinautzin Antiguo (GVCA); (3) Grupo Volcánico Chichinautzin Joven (GVCJ) y (4) Sierra Santa Catarina (SSC).

El Grupo Volcánico Monogenético Peñón es el vulcanismo más antiguo ( $1,294 \pm 36$  a  $765 \pm 30$  ka) e inició en la parte norte del área con el volcán Peñón Del Marqués y la última erupción ocurrió en el sur. Estos conos basáltico andesíticos están ampliamente espaciados y forman un alineamiento NE-SW ( $N60^\circ\text{E}$ ). Después de esta actividad volcánica, el vulcanismo monogenético aparentemente se detuvo por  $\sim 527$  ka.

El vulcanismo monogenético se reactivó después de este primer *gap*, con el nacimiento del volcán Tezoyuca 1, marcando el inicio del segundo grupo volcánico (Grupo Volcánico Chichinautzin Antiguo;  $238 \pm 51$  a  $95 \pm 12$  ka) en la parte sur del área de estudio. En estos conos basálticos, andesíticos y dacíticos se identificaron dos grupos, uno con alto MgO y otro con bajo MgO. Posterior a la última erupción en el Grupo Volcánico Chichinautzin Antiguo, el vulcanismo monogenético se detuvo de nuevo, ahora por  $\sim 60$  ka.

Hace  $\sim 35$  ka, la actividad monogenética comenzó otra vez, pero ahora en la parte este del área de estudio, cerca del volcán Popocatepetl, con la erupción del volcán Zitlaltépetl. Esto dio inicio a la formación del GVCJ ( $< 35 \pm 4$  ka). Los conos de este grupo están alineados E-W y las muestras

analizadas varían de basaltos a dacitas. El Grupo Volcánico Chichinautzin Joven se considera aún activo ya que las últimas erupciones tuvieron lugar hace menos de 2 ka.

La Sierra Santa Catarina ( $132 \pm 70$  a  $2 \pm 56$  ka) está localizada en la parte norte del área, en el antiguo Lago de Chalco y está separada del resto de los volcanes, considerándose una sierra diferente. Esta sierra formó alineamientos de conos basáltico-andesíticos a andesíticos muy juntos entre sí, con una orientación N70°E. Las muestras de este grupo volcánico tienen concentraciones más altas en Zr, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, y Nb, comparados con los otros grupos volcánicos, lo que sugiere una fuente mantélica diferente de los demás volcanes.

Los límites espaciales al norte y sur de cada grupo volcánico se fueron reduciendo con el tiempo: 78 km en el GVMP, ~40 km en el Grupo Volcánico Chichinautzin Antiguo y ~25 km en el Grupo Volcánico Chichinautzin Joven, concentrando los volcanes más jóvenes en la parte central del área. Los alineamientos de los conos también cambiaron progresivamente de NNE-SSW a NE-SW a E-W a través del tiempo, estos cambios se asociaron a variaciones en el campo de esfuerzos presente en el área. La rotación de estos campos de esfuerzos en sentido horario parece controlar la distribución de los campos volcánicos, en la que la extensión N-S incrementa con el tiempo permitiendo la alineación de los conos E-W.

Los resultados obtenidos sugieren que la Sierra Chichinautzin se compone de cuatro campos volcánicos diferentes, en lugar de uno como se había pensado anteriormente. Las diferencias en edad, en la orientación de emplazamiento y las variaciones geoquímicas apoyan esta conclusión.

## Abstract.

The unique nature of monogenetic volcanism has always raised questions about its origin, longevity and spatial distribution. Detailed temporal and spatial boundaries resulted from a morphometric study, mapping, relative dating, twenty-four new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dates, and chemical analyses for the Sierra Chichinautzin, Central Mexico. Based on these results the monogenetic cones were divided into four groups: (1) Peñón Monogenetic Volcanic Group (PMVG); (2) Older Chichinautzin Monogenetic Volcanic Group (Older CMVG); (3) Younger Chichinautzin Monogenetic Volcanic Group (Younger CMVG) and (4) Sierra Santa Catarina Monogenetic Volcanic Group (SSC).

The PMVG cover the largest area and marks the northern and southern boundaries of this field. The oldest monogenetic volcanism (PMVG;  $1,294 \pm 36$  to  $765 \pm 30$  ka) started in the northern part of the area and the last eruption of this group occurred in the south. These basaltic-andesite cones are widely spaced and are aligned NE-SW ( $N60^\circ\text{E}$ ). After this activity, monogenetic volcanism stopped for  $\sim 527$  ka.

Monogenetic volcanism was reactivated with the birth of the Tezoyuca 1 Volcano, marking the beginning of the second volcanic group (Older CMVG;  $238 \pm 51$  to  $95 \pm 12$  ka) in the southern part of the area. These andesitic to basaltic andesite cones plot into two groups, one with high MgO and Nb, and the other with low MgO and Nb, suggesting diverse magma sources. The eruption of the Older CMVG ended with the eruption of Malacatepec volcano and then monogenetic volcanism stopped again for  $\sim 60$  ka.

At  $\sim 35$  ka, monogenetic volcanism started again, this time in the eastern part of the area, close to Popocatepetl volcano, forming the Younger CMVG ( $<35 \pm 4$  ka). These cones are aligned in an E-W direction. Geochemical composition of eruptive products of measured samples varies from basalts to dacites with low and high MgO. The Younger CMVG is considered still active since the last eruptions took place  $<2$  ka.

The SSC ( $132 \pm 70$  to  $2 \pm 56$  ka) is located in the northern part of the area, in the old Chalco Lake and is separated by faults from the rest of the volcanic groups as a different range. The SSC



formed closely spaced basaltic andesites to andesitic cones oriented NE-SW (N70°E). The SSC samples have high Zr, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, and Nb, indicating a different magma source.

The northern and southern spatial boundaries of the field (the surface area with monogenetic volcanoes) became smaller with time: 78 km for PMVG, ~40 km for the Older CMVG and ~25 km for the Younger CMVG, concentrating the volcanoes in the central part of the area. The alignment of the cones changed progressively from NNE-SSW to NE-SW to E-W through the time, associated with the changes in the stress field which appears also to have caused the gaps.

Results suggest that the Sierra Chichinautzin is actually four different volcanic fields, some partially overlapping, instead of one as previously considered. The differences in age, emplacement orientation and geochemistry support this conclusion.

## Introducción.

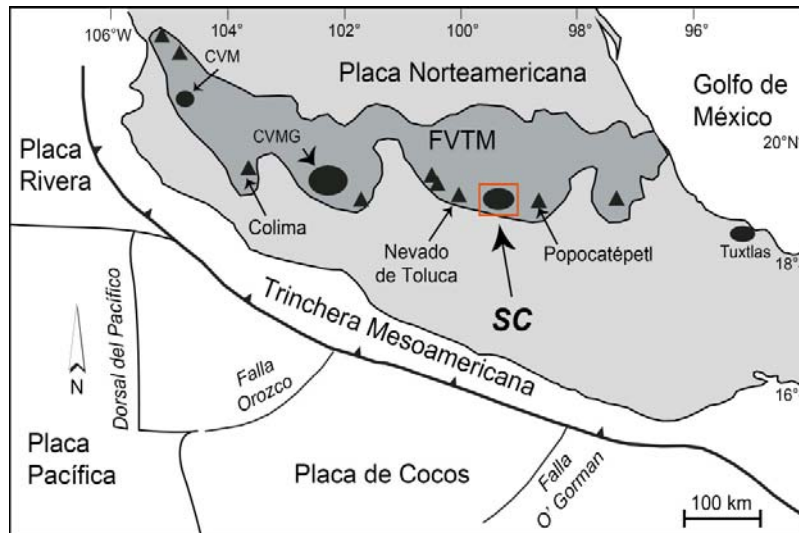
El comportamiento y la naturaleza de los campos monogenéticos, su inicio y el tiempo que duran activos son cuestiones que aún no han sido totalmente definidas. Identificar cómo y cuándo ocurrió el vulcanismo monogenético, así como establecer los límites espaciales, servirá para entender el comportamiento de los campos monogenéticos, su historia eruptiva y su evolución mediante la distribución espacio-temporal de los conos. El vulcanismo monogenético se define como la actividad volcánica que tiene un periodo de vida corto y que ocurre en un solo evento eruptivo (Nakamura, 1975, 1986). Se refiere también a un sistema magmático pequeño que forma campos de volcanes monogenéticos, los cuales se producen por erupciones explosivas y efusivas que son activadas por pequeños pulsos de magma (Cañón-Tapia y Walker, 2004; Smith y Németh, 2017).

El inicio de la actividad volcánica monogenética de la Sierra Chichinautzin (SC) y sus límites espacio-temporales son temas de incertidumbre. Se llevaron a cabo estudios de reconocimiento en campo, análisis morfométrico y procesamiento de imágenes de todos los volcanes de la Sierra Chichinautzin, enfatizando aquéllos que, de acuerdo a la edad relativa, fueran los más antiguos en la zona de estudio. A partir de estos estudios se seleccionaron 23 volcanes monogenéticos que son representativos de los diferentes estilos eruptivos, morfologías, distribución espacial y variaciones químicas. De dichas estructuras monogenéticas se detalló el análisis morfométrico [altura ( $h$ ), diámetro basal ( $W_b$ ), diámetro del cráter ( $W_{cr}$ ), y relación ( $h/W_b$ )] para la edad relativa, se muestrearon para análisis químicos y se obtuvieron 24 edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  nuevas.

### **Contexto tectónico del área de estudio.**

La zona de estudio se ubica en la parte frontal de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), la cual está formada por varios campos monogenéticos como el Campo Volcánico Mascota, Michoacán-Guanajuato, la Sierra Chichinautzin, el Campo Volcánico Apan o el Campo volcánico de Los Tuxtlas, que están separados por grandes volcanes poligenéticos como el Volcán de Fuego de Colima, el Popocatepetl o el Pico de Orizaba. La FVTM se encuentra a una distancia variable de Oeste (~120 km) a Este (~320 km) de la Trinchera Mesoamericana, tiene de 40 a 200 km de ancho

y aproximadamente unos 800-1000 km de largo, desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México (Velasco-Tapia y Verma, 2001; Demant, 1976; Nixon, 1982; Urrutia-Fucugauchi y Del Castillo, 1977; Pardo y Suárez, 1995; Mooser, 1969; Fig. 1).



Fi. 1. Mapa general del área de estudio. FVTM: Faja Volcánica Trans Mexicana. CVM: Campo Volcánico Mascota; CVGM: Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. SC: Sierra Chichinautzin.

La FVTM es el resultado de la subducción de las placas de Cocos y Rivera, desde el Mioceno, debajo de la de Norteamérica (Nixon, 1982; Johnson y Harrison, 1990; Pardo y Suarez, 1995; Pérez-Campos, et al., 2008; Ferrari et al., 2012). La subducción de la placa de Cocos es subhorizontal y conforme avanza al interior cambia el ángulo de inclinación de la zona de Benioff a casi vertical (Suárez et al., 1990; Pardo y Suárez, 1995; Singh y Pardo, 1993; Ferrari et al., 1999; Pérez-Campos et al., 2008), llegando a una profundidad de unos 150 km bajo la Ciudad de México (Pérez-Campos et al., 2008). Sin embargo, la placa de Cocos tiene una subducción oblicua con respecto a la Trinchera, subduciendo hacia el N-NE (Pardo y Suárez, 1995; Ferrari et al., 1999; Gorbатов y Fukao, 2005).

#### **Localización del área de estudio.**

El área de estudio está limitada por la Sierra de las Cruces al W, la Sierra Nevada al E, al N por sedimentos lacustres y al S por los valles de Cuernavaca y Cuautla. La figura 2 muestra la zona de estudio que comprende parte de las siguientes cartas topográficas de INEGI: Ciudad de México (E14A39), Milpa Alta (E14A49), Cuernavaca (E14A59), Jojutla de Juárez (E14A69), Chalco (E14B31),

Amecameca de Juárez (E14B41) y Cuautla (E14B51). En el área de estudio se contabilizaron 227 estructuras volcánicas, incluyendo a los volcanes localizados al oriente de la CDMX los cuales son Chimalhuacán (CHI), Peñón Del Marqués (PB), Cerro de la Estrella (EST) y a la Sierra Santa Catarina (SSC).

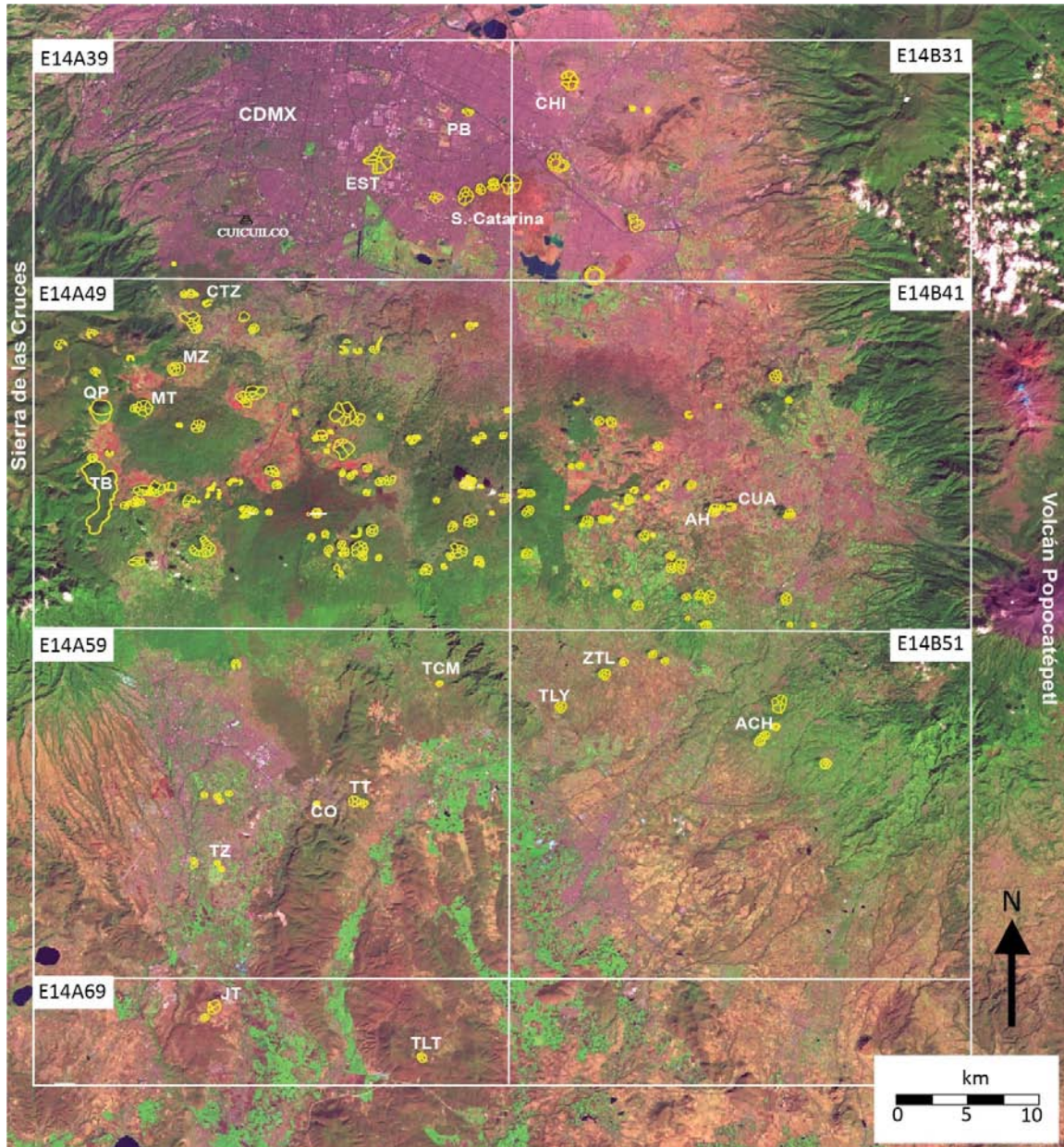


Fig. 2. Imagen Landsat 8 Thematic Mapper (RGB 4-3-2) indicando el área de estudio. CDMX: Ciudad de México; CHI: Chimalhuacán; PB: Peñón Del Marqués; EST: La Estrella; S. Catarina: Sierra Santa Catarina; CTZ: Coatzontle; MZ: Mezontepec; MT: Malacatepec; QP: Quepil; TB: Tabaquillo; AH: Aholo; CUA: Cuautepel; TCM: Tecmilco; TLY: Tlayacapan; ZTL: Zitlaltépetl; ACH: Achichipilco; TT: Las Tetillas; CO: La Corona; TZ: Tezoyuca 1 y 2; JT: Jumiltepec; TLT: Tlaltizapán.

### ***Antecedentes de la zona de estudio.***

El área de estudio está conformada por 227 estructuras volcánicas, entre conos y flujos de lava asociados, volcanes tipo escudo pequeños, domos y derrames gruesos de lava dentro de un área  $\sim 5945 \text{ km}^2$  (Martin Del Pozzo, 1982; Wallace y Carmichael, 1999; Velasco-Tapia y Verma, 2001; Velasco-Tapia, 2003). La densidad de conos en la Sierra Chichinautzin es de  $0.15/\text{km}^2$  y el volumen total  $\sim 470 \text{ km}^3$ , con una tasa de erupción de  $11.75 \text{ km}^3/1000$  años (Márquez et al., 1999).

### **Estudios morfológicos, vulcanológicos y petrográficos.**

Los análisis geomorfológicos y la estratigrafía volcánica en la zona de estudio han permitido inferir el desarrollo eruptivo y edades relativas de los conos (Bloomfield, 1975; Martin Del Pozzo, 1982). Estos autores utilizaron los siguientes parámetros morfométricos: base del cono/altura, altura/diámetro basal, diámetro del cráter/diámetro basal del cono y las estructuras primarias de los derrames de lava (conservación de los bordes y frentes del derrame, *levees*, crestas de presión, líneas de flujo) para obtener edades relativas. Basado en un análisis morfoestratigráfico, los conos de la Sierra Chichinautzin se dividieron en cinco grupos: Plv1, Plv2, Plv3, Plv4 y Hv (Martin Del Pozzo, 1982). Estudios realizados para los derrames de lava indican que son principalmente flujos de bloques cuya relación longitud/espesor varía de 21.4 a 350; el alcance de los derrames va de 1 a 21.5 km y el espesor de 0.5 a 100 m (Martin Del Pozzo, 1982). La granulometría de los piroclastos llevada a cabo por Martin Del Pozzo (1982) indica que el tipo de vulcanismo presente fue de tipo surtseyano y estromboliano, aunque también se identificaron productos asociados a vulcanismo de tipo hawaiano.

Los diferentes estilos eruptivos presentes en la zona de estudio han producido estructuras de diversos tipos. Ejemplos del vulcanismo de tipo surtseyano, que en este trabajo se decidió nombrarlo hidromagmático, son el anillo piroclástico Xico, localizado en el borde SE del Lago de Chalco, en el área metropolitana de la CDMX (Ordoñez, 1904; Gallegos-Meza et al., 2015) y el volcán La Caldera, perteneciente a la Sierra Santa Catarina, que es considerado como un *tuff cone* o cono de tobas descrito previamente por Francis y Thorpe (1974) y Lugo-Hubp et al (1994) y que se encuentra a 7 km al norte del volcán Xico.

El volcán Xitle es un cono de escorias cuya erupción inició con emisiones de ceniza y escoria, posteriormente la erupción fue dominada por flujos de lava alimentados por tubos (Martin Del Pozzo et al., 1997). El volcán Chichinautzin se formó inicialmente por secuencias de flujos delgados de lava que fluyeron al sur, mientras que los derrames de lava al Este, Oeste y Norte fueron más gruesos (Martin Del Pozzo et al., 1997). Ambos volcanes podrían ser ejemplo de una actividad volcánica tipo estromboliana-estromboliana violenta.

Los derrames gruesos de lava sin cono asociado y domos son productos del estilo eruptivo efusivo. Los derrames como el Tabaquillo y la Mesa La Gloria, al oeste del área de estudio, y el Tetequillo-Xicomulco, al norte, son derrames de lava viscosa que se van autobrechando mientras avanzan. En estos derrames también se observan *levees* marcados, indicando la dirección del flujo y es posible identificar las bocas por donde salió la lava (Martin Del Pozzo, 1982).

Los datos petrográficos muestran que en la Sierra Chichinautzin las rocas máficas en general presentan cristales de olivino y piroxeno (ortopiroxeno), mientras que en las rocas más silíceas el olivino decrece en cantidad, aumenta el clinopiroxeno y aparece la hornblenda (Martin Del Pozzo, 1982). En el caso de las plagioclasas, éstas suelen presentar fenocristales, microfenocristales y microlitos de acuerdo a los tamaños publicados por Martin Del Pozzo (1982; Nota: los tamaños para los cristales en el estudio petrográfico fueron tomados de Nelson (2017): 0.03 - 0.3 mm microfenocrystal, 0.3 - 5 mm fenocrystal y > 5 mm megafenocrystal). La matriz de estas rocas, en la mayoría, es de grano fino con microlitos de plagioclasa, piroxeno, titanomagnetita y vidrio (Martin Del Pozzo, 1982; Wallace y Carmichael, 1999; Velasco-Tapia y Verma, 2001; Márquez y De Ignacio, 2002; Siebe et al., 2004; Meriggi et al., 2008). Para los derrames gruesos de lava, de composición principalmente dacítica, se identificaron hiperstenas y hornblendas muy oxidadas (reportadas como oxihornblendas) así como cristales de cuarzo y plagioclasas (Martin Del Pozzo, 1982).

### **Estudios geocronológicos.**

Bloomfield (1975) obtuvo edades  $^{14}\text{C}$  de paleosuelos y carbones asociados a los conos que varían en un rango de  $38,592 \pm 3210$  a B.P. a  $8440 \pm 70$  a B.P., en la zona oeste del área de estudio y propuso que el vulcanismo en la Sierra Chichinautzin inició aproximadamente hace 40 ka. Estas



edades sirvieron como base para la clasificación morfoestratigráfica de los cinco grupos realizada por Martin Del Pozzo (1982). Posteriormente, Kirianov et al., (1999), Siebe (2000) y Siebe et al., (2004, 2005) publicaron edades  $^{14}\text{C}$  en un rango de  $>21675 \pm 220/-215$  a B.P. a  $1675 \pm 40$  a B.P.; otras edades publicadas por Córdova et al. (1994) para el volcán Xitle son de  $1975 \pm 60$  a B.P., y otra de  $2030 \pm 60$  a B.P. (Córdova et al., 1997).

Por otro lado, las mayores edades obtenidas en la zona de estudio con el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  son de  $1020 \pm 160$  ka para rocas en la parte sur de la zona de estudio (Arce et al., 2013); mientras que las menores, también con este método, son de alrededor de 2 ka (Arce et al., 2015).

Las investigaciones en la zona del Lago de Chalco han detallado la secuencia cronológica del relleno sedimentario partiendo del estudio de diatomeas, polen, susceptibilidad magnética y fechamientos de radiocarbono (Lozano-García et al., 1993; Urrutia-Fucugauchi et al., 1994; Caballero-Miranda y Guerrero-Ortega, 1998). Se reportó una actividad volcánica intensa durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno debido a la presencia de 10 horizontes de tefra con fechamientos de hasta  $21600 \pm 1050$  años B.P. (tefra IX; Ortega-Guerrero y Newton, 1998). Además, en esta secuencia vulcano-sedimentaria se identificaron marcadores estratigráficos como la Pómez con Andesita del volcán Popocatepetl (PWA; Mooser, 1967; también llamada Pómez Tutti Frutti por Siebe et al., 1996), de hace  $\sim 14$  ka, y la Pómez Toluca Superior ( $\sim 10$  ka; Arce et al., 2003). Recientemente, Ortega-Guerrero et al. (2017) presentaron una litoestratigrafía detallada de la secuencia maestra del Lago de Chalco, compuesta por una serie de núcleos con una profundidad total de 122 m, en la que está registrada la actividad volcánica y los cambios climáticos de los últimos 150 ka en la región.

### **Estudios petrogenéticos.**

La composición química de las rocas de la Sierra Chichinautzin es predominantemente andesítica aunque también hay basalto y dacita (Martin Del Pozzo, 1982; Márquez et al., 1999). Se han propuesto modelos para explicar el origen de los magmas, como el de Martin Del Pozzo (1990) en el que los magmas de la Sierra Chichinautzin provienen de tres tipos de fuentes que se forman tanto del manto como de la corteza inferior, presentan contaminación cortical y mezcla de magmas. Esto se evidencia con la variación de los valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y por algunos aspectos

petrográficos, así como la presencia de valores altos de MgO, Cr, Ni y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> en algunas muestras. También se ha propuesto que los magmas se formaron por la presencia de una placa subducida hidratada, rica en Si, Na y elementos LILE que transforma el manto peridotítico (OIB) en un manto piroxenítico (Straub et al., 2008). Un modelo similar a estos es el que proponen Cervantes y Wallace (2003), quienes mencionan que los fundidos se formaron mediante descompresión de un manto modificado ligeramente por los componentes del *slab* subducido, dando origen a magmas calcoalcalinos. Según Wallace y Carmichael (1999) las rocas intermedias de afinidad calcoalcalina, provienen de magmas que fueron generados a partir de una región del manto que fue empobreciéndose por fusiones parciales previas; mientras que los magmas de las rocas basálticas con afinidad alcalina fueron generados por la fusión de un manto con diferencias en elementos traza, variando desde un manto tipo tras-arco (*back-arc*) a un manto altamente empobrecido similar al de los magmas calcoalcalinos (manto heterogéneo).

Al SE de la Sierra Chichinautzin se realizaron estudios en rocas miocénicas (~20.7 Ma) del complejo de domos Chalcatzingo, indicando que la composición de estos domos representa contribuciones magmáticas del *slab* subducido que interactúa con la cuña del manto sub-arco durante el ascenso (Gómez-Tuena et al., 2008). Las rocas del complejo Chalcatzingo muestran los valores isotópicos más primitivos reportados hasta el momento en la FVTM (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr: 0.703186 - 0.703626; <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb: 18.346 - 18.449; <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb: 15.479 - 15.516; <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb: 37.836 - 38.045; <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd: 0.512893 - 0.513009), pero muy similares al MORB del Pacífico. El modelo propuesto por Gómez-Tuena et al. (2008) indica que valores altos de Sr/Y, y Mg# se pueden modificar por una asimilación continua del manto, obteniendo composiciones similares a las rocas intermedias en México (Gómez-Tuena, et al., 2008).

Schaaf et al. (2005) consideran que la cristalización fraccionada polibárica explica las variaciones en la geoquímica entre las rocas alcalinas y calcoalcalinas. Para Siebe et al. (2004), Martínez-Serrano et al. (2004) y Meriggi et al. (2008), además de la cristalización fraccionada polibárica, también hay procesos de asimilación y esto lo explican mediante el comportamiento de los elementos traza.

Además del modelo de subducción para la generación de magmas en la Sierra Chichinautzin, algunos autores proponen que en la zona existe un proceso de extensión tipo *rift*.

Uno de estos autores, Verma (2000), argumenta que este *rift* existe debido a que las rocas más primitivas, alcalinas, presentan características tipo islas oceánicas (OIB) con números Mg altos, enriquecidas en REE ligeras y alto Nb; mientras que las rocas más diferenciadas, calcoalcalinas, tienen cantidades menores de elementos incompatibles, anomalías negativas de Ce pequeñas y valores isotópicos de Sr, Pb y Nd bajos. Verma (2000) y Márquez y De Ignacio (2002) reconocieron dos tipos de fuentes para los magmas: 1) manto anhidro y enriquecido para las rocas tipo OIB, y 2) manto hidratado y metasomatizado para las rocas calcoalcalinas. El modelo petrogenético propuesto por Márquez y De Ignacio (2002) involucra la mezcla de un magma máfico (manto superior heterogéneo) con dos magmas corticales félsicos para explicar la diversidad en composición, texturas y mineralogías de las rocas de la Sierra Chichinautzin.

### **Estudios geológico-estructurales.**

Estudios realizados sobre la geología estructural de la zona, indican que hay fallas de tipo transtensional y extensional que se asocian al vulcanismo Plio-Cuaternario de la Sierra (Ferrari et al., 1994). Se ha observado que los volcanes monogenéticos se alinean en dirección E-W (Bloomfield, 1975; Martin Del Pozzo, 1982; Martin Del Pozzo et al., 1997; Alaniz-Álvarez et al., 1998; Márquez et al., 1999), además se ha identificado que existe una diferencia de altura entre las rocas calizas del Mesozoico en la cuenca de México (encontrada a profundidades entre 1200 y 3775 m en los pozos de PEMEX Mixhuca y Tulyehualco) y al sur de la misma (alrededor 1500 msnm), por lo que se ha propuesto que la Sierra Chichinautzin se localiza sobre una serie de fallas en dirección E-W (Márquez et al., 1999; García-Palomo et al., 2000; Ferrari et al., 1994, 2000). De acuerdo con Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego (2005). A nivel regional se identificó al Sistema de Fallas San Antonio (SFSA), el cual está caracterizado por fallas normales orientadas NNE-SSW con un componente lateral izquierdo (García-Palomo, et al., 2000). Existe además un sistema de fallas mayor llamado La Pera, la cual se ha asociado con el Sistema de Fallas Tenango (SFT), situado al oeste del área de estudio (García-Palomo et al, 2002, 2008; Norini et al, 2006). El sistema de fallas Tenango tiene una deformación típica de un régimen de esfuerzos transtensional lateral-izquierdo con una componente normal, siguiendo una tendencia general E-W con una longitud de 50 km (García-Palomo et al, 2002). Todos estos autores mencionan que la distribución de los aparatos volcánicos está controlada por las fallas identificadas en la zona de estudio y que es posible observar un alineamiento preferencial, en donde volcanes poligenéticos se orientan casi N-S

(Alaniz-Álvarez et al., 1998); mientras que los de tipo monogenético se alinean en dirección E-W (Bloomfield, 1975; Martin Del Pozzo, 1982; Martin Del Pozzo et al., 1997; Márquez et al., 1999).

### **Planteamiento del problema y justificación.**

La Ciudad de México se encuentra parcialmente edificada sobre la Sierra Chichinautzin, por esta razón resulta de vital importancia conocer la historia eruptiva de los volcanes que la componen, así como dar a conocer las fases iniciales del vulcanismo en un contexto geocronológico. Este trabajo ampliará el conocimiento sobre el vulcanismo monogenético de la Sierra Chichinautzin investigando cuáles fueron sus manifestaciones iniciales, las relaciones temporales, la distribución de los conos, los factores que controlaron el emplazamiento y las características químicas generales y de estilo eruptivo entre diferentes grupos volcánicos.

### **Objetivo general.**

El propósito de esta investigación es determinar cómo fueron las primeras etapas del vulcanismo monogenético en la Sierra Chichinautzin y si evolucionó como un solo campo, así como aportar información al conocimiento de los procesos eruptivos y evolutivos en los campos monogenéticos mediante fechamientos relativos, edades radiométricas, estratigrafía volcánica, características químicas y distribución espacio-temporal.

Se realizó un reconocimiento del área y posteriormente una discriminación morfométrica de los conos, ya que este análisis permite conocer el desgaste del relieve y aporta una estimación sobre las edades de los conos. Sin embargo, este análisis se realizó con cautela, pues existen factores que pueden alterar en mayor o menor grado la morfología de los conos y dar edades erróneas. Una vez obtenida esta primera clasificación de edad relativa se realizaron los estudios vulcanológicos y los fechamientos para corroborar las edades relativas de los conos y determinar las fases iniciales del vulcanismo monogenético.

**Objetivos particulares.**

Determinar las edades relativas de las estructuras volcánicas de la Sierra Chichinautzin por medio de un análisis morfométrico y seleccionar los conos que clasifiquen como los más antiguos de la Sierra.

Identificar cuándo inició el vulcanismo monogenético en la Sierra Chichinautzin mediante edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , así como los eventos volcánicos subsecuentes denominándolos grupos volcánicos de diferente edad.

Interpretar la secuencia eruptiva a partir del análisis estratigráfico de la secuencia piroclástica de los conos seleccionados de cada grupo de edad.

Determinar las áreas donde se presentaron las primeras erupciones monogenéticas y establecer cómo ocurrieron las manifestaciones iniciales tanto de los conos de cada grupo volcánico como del campo en general.

Identificar los aspectos químicos generales de cada grupo volcánico, los cambios importantes en la orientación de los conos y los estilos eruptivos dominantes a través del tiempo.

# Capítulo 1. Campos volcánicos monogenéticos.

## 1.1 Vulcanismo monogenético.

El vulcanismo monogenético produce volcanes que hacen erupción en un solo periodo eruptivo, estos volcanes llegan a formar campos monogenéticos. Los campos monogenéticos se encuentran en diferentes ambientes tectónicos como el intraplaca con campos volcánicos como el de Auckland, Nueva Zelanda o el Eiffel, en Alemania; o en arcos volcánicos como el campo volcánico, San Francisco, Arizona, USA; o el campo Carrán-Los Venados en Chile (Tabla 1). Aunque los campos volcánicos están asociados generalmente a esfuerzos extensionales a nivel regional, de corta duración y caracterizados por volúmenes pequeños de magma, entre  $0.0001 - 0.10 \text{ km}^3$  (Németh y Kereszturi, 2015; Le Corvec et al., 2013a,b; Németh 2010; Connor y Conway 2000), también pueden presentarse en ambientes tectónicos compresivos, como el caso de Newer Volcanics Province, al sureste de Australia (van den Hove et al., 2017; Le Corve et al., 2013a). Sin embargo, también es posible encontrarlos en ambientes tectónicos transicionales entre la extensión y la convergencia como el caso del campo volcánico Boring, en Oregon, USA (Fleck et al., 2002).

## 1.2 Tipo de actividad volcánica y estilo eruptivo en los campos volcánicos monogenéticos.

El ascenso de magma a la superficie se interpreta como el resultado del desequilibrio entre la presión magmática y la presión litostática. Una vez que el magma sale a superficie, interactúan tanto factores internos como externos a diferentes proporciones, los cuales son responsables de los diferentes estilos eruptivos y morfologías en los volcanes monogenéticos (Németh, 2010). Es decir, una erupción volcánica en superficie dependerá de la relación entre los procesos internos (tasa de extracción de magma, dinámica de los diques en ascenso) y los procesos externos (tectónica regional y local; Németh, 2010).

La clasificación de las erupciones volcánicas se basa en la composición del magma, relación magma/agua, tamaño y geometría del edificio volcánico, altura de la columna eruptiva y dispersión y tamaño dominante de los piroclastos. Las erupciones provocadas por mecanismos



internos son originadas por la exsolución de los volátiles en el magma, principalmente H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub>, estos dos gases, presentes en todos los magmas, son los que permiten la formación de burbujas y éstas, al romperse, generan lo que se conoce como fragmentación del magma.

En las erupciones de tipo Hawaiano se presenta muy poca fragmentación del magma debido al bajo contenido de gases disueltos. Se caracteriza por producir fuentes y ríos de lava muy fluida, con piroclastos muy gruesos que generalmente se depositan cerca del conducto ocurriendo así una compactación mecánica debido a la presión de sobrecarga. Se pueden presentar pequeñas columnas eruptivas con material como la ceniza o lapilli que se deposita cercano al conducto, permitiendo así la formación de conos cineríticos.

Las erupciones Estrombolianas tienden a presentar mayor fragmentación del magma que las Hawaiianas, se producen columnas eruptivas poco sostenidas que generan grandes cantidades de tefra. Los mecanismos de fragmentación cerca de la superficie y la limitada energía liberada en una erupción crean piroclastos gruesos (lapilli a bloques) con dimensiones entre 1 a 10 cm de diámetro. La altura máxima del edificio volcánico está determinada por la velocidad de salida y el ángulo en la trayectoria balística (20-25°) de las partículas eyectadas. Una fragmentación magmática más energética causa erupciones del tipo Estromboliano violento, generando material volcánico más fino. Mientras que en las erupciones estrombolianas el gas se separa del magma en burbujas que ascienden a la superficie, se unen con otras burbujas y posteriormente se rompen, en las erupciones de tipo Estromboliano violento la segregación del gas se incrementa y la ruptura de las burbujas se vuelve más continua, generando así mayor explosividad en la erupción (Németh, 2010).

Las erupciones pueden estar influenciadas por factores externos cuando el magma/lava interactúa con acuíferos, lagos, agua de mar o sedimentos saturados en agua, que es el caso de la actividad hidromagmática. En estas erupciones, una cantidad mayor de energía liberada durante las explosiones produce un alto grado de fragmentación y por lo tanto, se generará material fino (ceniza-lapilli), así como columnas eruptivas de hasta 10 km de altura que permitirán la dispersión de este material fino a distancias mayores (Németh et al, 2011). En esta actividad la fragmentación del magma se debe a procesos de interacción entre agua y magma que convierten el calor magmático en energía mecánica (Németh et al., 2011).

### 1.3 Tipos de estructuras y características de los depósitos volcánicos.

Las estructuras volcánicas más comunes en un campo monogenético varían entre conos de salpicadura (*spatter cones*), conos de escoria y/o ceniza, anillos piroclásticos, maares y algunos volcanes escudos. Generalmente los edificios volcánicos tienen aspecto de un cono truncado y muchas veces presentan un cráter en la cima. La actividad inicial de los conos cineríticos o de escoria es de tipo explosivo, produciendo así los piroclastos que se depositan alrededor del conducto del volcán formando el cono y posteriormente, en los estados tardíos de actividad, es cuando se producen los derrames de lava que frecuentemente destruyen parte de los edificios (Kereszturi et al., 2011). En la formación de estas estructuras volcánicas intervienen factores internos como la composición del magma, flujo magmático, tasa de efusión, viscosidad o contenido de gases; y factores externos como la tectónica local y regional, la topografía pre-eruptiva o la presencia de agua. Estos factores son los que definen una morfología específica para cada estructura, así como los patrones de distribución y las facies volcánicas. Las tasas de emisión son altas los primeros días de actividad entre  $10^4$  y  $10^6$  m<sup>3</sup>/día, y posteriormente disminuyen. La forma de los conos está definida por los siguientes parámetros: diámetro del cráter ( $W_{cr}$ ), diámetro basal ( $W_b$ ), altura ( $h$ ) y ángulo de la pendiente ( $\alpha$ ; Fig. 3). El volumen total emitido en un cono cinerítico varía entre 0.0001 - 0.10 km<sup>3</sup> (Connor y Conway 2000; Németh 2010; Le Corvec et al., 2013; Németh y Kereszturi, 2015).

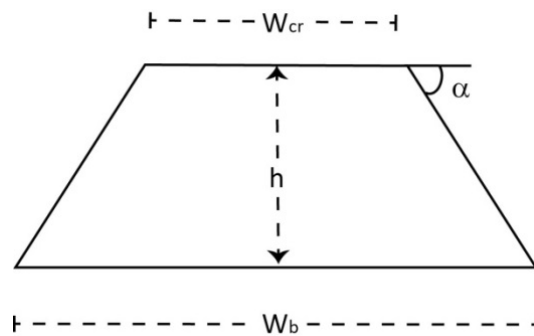


Fig. 3. Parámetros morfológicos de conos piroclásticos idealizados (modificado de Porter, 1972)

La variación en el tamaño de los clastos dentro de un cono permite inferir el o los estilos eruptivos que estuvieron presentes en la formación del cono. Los clastos gruesos como bombas, bloques o lapilli son el resultado de los procesos asociados al vulcanismo estromboliano. De igual manera se pueden depositar clastos de menor tamaño y ceniza, pero estos productos se relacionan con la actividad estromboliana violenta. Es decir, los depósitos de balísticos son

comunes en la actividad estromboliana y hawaiana (McGetchin et al., 1974, Blackburn et al., 1976); mientras que los depósitos de caída, clastos <10 cm, están asociados a columnas eruptivas de varios km de altura que sufrieron colapsos a pequeña escala, es decir estromboliano violento (Riedel et al., 2003; Martin y Nemeth, 2006; Keresturi y Németh, 2012).

#### **1.4 Emplazamiento de los volcanes, tamaño y duración de los campos monogenéticos.**

La distribución de los volcanes en los campos monogenéticos parece estar controlada por la tectónica regional y local (Wood, 1980; Pasquarè et al., 1988; Connor, 1990; Connor et al., 1992; Valentine y Perry, 2007; Le Corvec et al., 2013). Sin embargo, el campo de esfuerzos que controla el ascenso del magma estará supeditado a las características de la litósfera y en particular a las barreras tensionales que estén presentes según las discontinuidades reológicas o estructurales. Además, se han relacionado los procesos de generación de magma con los que controlan su propagación a través de la litósfera, apoyando la idea de que el emplazamiento de los conos está controlado tectónicamente y que pueden ocurrir en grupos tipo *cone cluster* (Connor et al., 2000; Kiyosugi et al., 2010; Alberico et al., 2002, Mazarini et al., 2010; Bebbington, 2013). También se ha observado una fuerte correlación entre las fracturas y los alineamientos de los conos en varios campos monogenéticos activos (Menand et al., 2010; Maccaferri et al., 2010, 2011; Mazarini et al., 2010; Gudmundsson, 2011; Bolós et al., 2015). Sin embargo, se ha observado que en campos monogenéticos más antiguos, como en el caso del Campo Volcánico Camargo (Aranda et al., 2003), existe una anticorrelación entre la densidad de fallas y densidad de volcanes.

Los análisis geoestadísticos como los modelos del Vecino más cercano (*Nearest Neighbor*) o el de Kernel han sido útiles para establecer la probabilidad de erupciones futuras dentro de un campo monogenético, como ha sido en los campos volcánicos de Abu, en Japón; Michoacán-Guanajuato, México, Yucca Mountains, USA; Auckland, Nueva Zelanda e inclusive en el campo volcánico de Tharsis, en Marte (Connor y Conway, 2000; Alberico et al., 2002, Kiyosugi et al., 2010; Mazarini et al., 2010; Bebbington, 2013; Richardson et al., 2013; Pozzobon et al., 2014).

El tiempo que dura activo un campo monogenético ha sido definido mediante fechamientos detallados, considerando que las evidencias de pausas temporales no han sido claras (Smith y Németh, 2017). La actividad que da origen a un volcán monogenético puede durar

semanas, meses, años o incluso décadas, como ocurrió con el volcán Parícutín (1943-1952) en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato; pero la duración de todo el campo como tal, no ha quedado bien establecida. Existen varios campos monogenéticos que duran hasta millones de años como en el campo volcánico Highland Bakony-Balaton, Hungría (2.6-7.9 Ma, Wijbrans et al., 2007), el Newer Volcanic Province, en Australia (0.005-4.6 Ma; Matchan et al., 2001; Gray y McDougall, 2009), o el Campo Volcánico Camargo, México (0.09-5 Ma; Aranda et al., 2003), pero no indican los periodos de reposo o cuánto han durado estos periodos (Tabla 1).

Tabla 1. Ambientes tectónicos, edades y número de estructuras volcánicas de campos monogenéticos.

Campo volcánico	País	# volcanes	Ambiente tectónico	Edad mín.	Edad máx.	Método	Área (km <sup>2</sup> )	Referencias.
San Quintín	México	10	Intraplaca	22 ka	165 ka	Ar-Ar, <sup>3</sup> He- <sup>4</sup> He	0.05-50	Luhr et al., 1995b; Williams, 1999; Aranda-Gómez et al., 2005.
Auckland	Nueva Zelanda	49	Intraplaca	10 ka	0.25 Ma	K-Ar, Ar-Ar, <sup>14</sup> C	336	Kermode 1992; Allen y Smith, 1994; Edbrooke et al., 2003; Cassidy y Locke, 2004; Magill et al., 2005; Lindsay y Leonard 2007; Molloy et al., 2009; Kereszturi et al., 2010; Németh et al., 2010; Lindsay et al., 2011; Le corvec et al., 2013; Németh y Kereszturi, 2015.
Bakony-Balaton Highland	Hungría	50	Intraplaca	2.61 Ma	7.96 Ma	K-Ar	3500	Balogh y Németh, 2005; Wijbrans et al., 2007; Kereszturi et al., 2011.
La Garrotxa	España	54	Intraplaca	600 ka	12 Ma	K-Ar	600	Martí y Mallarach, 1987; Martí et al., 2011; Bolós et al., 2014;
Grupo volcánico Abu	Japón	56	Intraplaca	10 ka	3.3 Ma	K-Ar	400	Uto y Koyaguchi, 1987; Kakubuchi et al., 2000; Kiyosugi et al., 2010.
Carrán-Los Venados	Chile	65	Subducción	1979 última erupción	13.9 ka	<sup>14</sup> C	160	Bucchi et al., 2015
Lamongan	Java	91	Intraplaca	1898 última erupción	40 ka		260	Carn, 2000; Carn y Pyle, 2001.
Valle de Bravo	México	120	Subducción	5 ka	40 ka	Ar-Ar	3703	Blatter et al., 2001; Aguirre-Díaz et al., 2006.
Eiffel (Este)	Alemania	57	Intraplaca	0.01 Ma	0.6-0.7 Ma	K-Ar, Ar-Ar, <sup>14</sup> C	400	Schmincke y Mertes, 1979; Schmincke et al., 1983; Büchel, 1993; Schmincke, 2007.
Eiffel (Oeste)		600						
Isla Jeju	Corea del Sur	250	Intraplaca	1 ka	1.8 Ma	Ar-Ar, <sup>14</sup> C	2000	Brenna et al., 2011; Brenna et al., 2012; Brenna et al., 2015; Cheong et al., 2007; Sohn et al., 2008, 2012.
Hopi Buttes	USA	300	Intraplaca	5 Ma	7 Ma	Ar-Ar	2000	White, 1991; Lefebvre, 2013; Re et al., 2015; Muirhead et al., 2016.
Camargo	México	300	Intraplaca	0.09 Ma	4.73 Ma	Ar-Ar	3000	Aranda-Gómez et al., 2003.
Provincia volcánica Newer	Australia	400	Subducción	0.005 Ma	4.6 Ma	K-Ar	25000	McDougall et al., 1966; Wellman y McDougall, 1974; Price et al., 1997; Hare y Cas, 2005.
El Pinacate	México	408	Intraplaca	Pre- Pinacate		K-Ar	3000	Vidal et al., 2005; 2007.
				11 Ma	15 Ma			
				10 ka	1.5 Ma			
San Francisco	USA	360	Subducción	1064 A.D. (.25 Ma)	5 Ma	K-Ar	4800	Tanaka et al., 1986
Harrat Rahat	Reino de Arabia Saudita	968	Intraplaca	0.05 Ma	10 Ma	Ar-Ar	20000	Camp y Roobol 1989; Coleman y Gregory 1983; El Difrawy et al. 2013; Moufti et al. 2013; Murcia et al., 2014.
Michoacán-Guanajuato	México	1000	Subducción	Parícutín (1942-1953)	5 Ma	K-Ar, <sup>14</sup> C	40000	Hasenaka y Carmichael, 1985, 1987; Hooper y Sheridan, 1998; Mazzarini et al., 2010.
Provincia volcánica de Anatolia Central	Turquía	819	Posible subducción asociada a esfuerzo	0.06 Ma	0.55 Ma	Ar-Ar	20000	Innocenti et al., 1975; Pasquaré et al., 1988; Ercan et al., 1992; Notsu et al., 1995; Gençlioglu-Kuşcu, 2011; O'Sadnick et al., 2013; Aydin et al., 2014.
				0.22 Ma	0.65 Ma	Ar-Ar		
				0.89 Ma	1.08 Ma	U-Pb		
				0.8 Ma	2.6 Ma	K-Ar		

Otra característica de los campos volcánicos monogenéticos es su tamaño, el cual depende de la cantidad de estructuras monogenéticas que contenga. Algunos campos son muy pequeños,

como el San Quintín, México, que cuenta con 10 volcanes; mientras que otros son muy grandes con hasta 1000 estructuras, como el campo volcánico Michoacán-Guanajuato (Tabla 1).

La tabla 1 resume las características mencionadas anteriormente, y se puede ver que los campos volcánicos monogenéticos tienen grandes variaciones de rangos de edad entre sí.

### **1.5 Campos Volcánicos Monogenéticos en México.**

En México se han identificado varios campos volcánicos monogenéticos con características químicas y de emplazamientos diferentes, a continuación se hablará de algunos de ellos.

El Campo Volcánico El Pinacate (CVP; Fig. 4) comprende una superficie  $\sim 3,000 \text{ km}^2$ , en la cual hay más de 400 conos cineríticos y ocho maares que se encuentran en una cuenca sedimentaria dispuesta en el límite divergente entre dos placas, una principalmente oceánica (Pacífico) y otra principalmente continental (Norteamérica). La región es sísmicamente activa y pertenece al sistema transforme de la Falla de San Andrés, que separa las placas del Pacífico y Norteamérica. En este campo se reconocen dos grandes eventos de vulcanismo Neógeno - Cuaternario: el Evento Pre-Pinacate con edades de 15 a 11 Ma (Lynch, 1981) y el pulso más joven de edad cuaternaria a histórica, de afinidad alcalina, conocido propiamente como Evento Pinacate y fechado en 1.5 Ma a menos de 10 ka (Vidal et al, 2005). El vulcanismo monogenético reciente generó más de 100 conos de salpicadura (*spatter cones*) con flujos de lava aa y pahoehoe asociados, que muestran ciclos eruptivos en los cuales un flujo fisural inicial es seguido de emisiones piroclásticas que edifican la estructura volcánica, posteriormente se renueva la actividad efusiva con flujos de lava que rompen los conos y finalmente ocurren emisiones piroclásticas ricas en lapilli (Vidal et al., 2007).

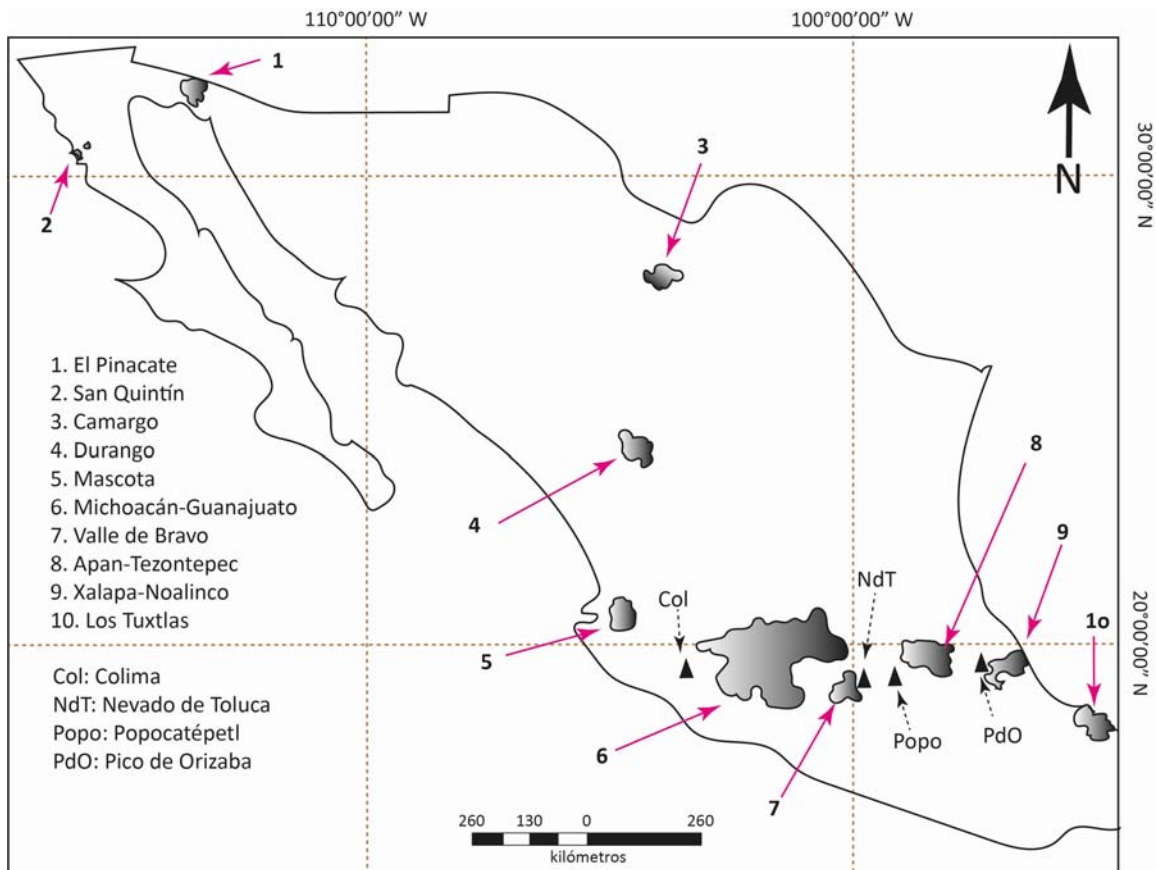


Fig. 4. Localización de los campos volcánicos monogénéticos descritos en este capítulo.

El Campo Volcánico San Quintín se encuentra localizado a lo largo de la Costa del Pacífico de Baja California Norte, a unos 260 km al sur de la frontera con USA (Fig. 4). Este campo cuenta con 10 conos cineríticos agrupados en dos grupos y separados geográficamente, estos grupos reciben el nombre de grupo del norte y el grupo del sur, además de otros dos volcanes aislados conocidos como Monte Mazo y la Isla San Martín (un posible undécimo complejo está representado por restos expuestos entre los grupos del norte y del sur; Aranda-Gómez et al., 2005). Una peculiaridad de este campo es que está emplazado en ambiente intraplaca con vulcanismo máfico-alcalino (Aranda-Gómez et al., 2005). Se considera que la actividad de este campo comenzó en el Pleistoceno y se ha argumentado que tuvo actividad muy reciente hace aproximadamente 3,000 años (Gorsline y Stewart, 1962), o tal vez en el tiempo histórico (Woodford, 1928).



El campo volcánico Camargo se localiza en la parte sureste del estado de Chihuahua (Fig. 4). Este campo se considera del Plio-Pleistoceno y está formado por ~300 conos de ceniza y extensos campos de lava de composición máfica alcalina que cubren un área aproximada de 3000 km<sup>2</sup> y un volumen estimado de 120 km<sup>3</sup> (Aranda-Gómez, et al., 2003; 2010). En las lavas de este campo se han encontrado xenolitos de peridotita, piroxenita y granulitas. Fechamientos Ar-Ar obtenidos para las lavas de este campo indican edades entre 4.6 y 0.09 Ma, sugiriendo que el vulcanismo migró de SW a NE (Aranda-Gómez et al, 2003).

El Campo Volcánico Durango (CVD) está ubicado al Este de la Sierra Madre Occidental (Fig. 4). Es una meseta de lava extensa, que cubre un área aproximada de 2,100 km<sup>2</sup> y tiene un volumen estimado de magma de 20 km<sup>3</sup>. En el área hay aproximadamente 100 conos cineríticos, conos de lava y dos maares. La edad isotópica (K-Ar, roca total) de dos muestras colectadas en este campo volcánico es < 0.8 Ma (Smith, 1989), aunque con base en el estudio de la degradación de conos cineríticos se estima que hay conos de edad muy joven y otros considerablemente viejos, cercanos a exponer sus cuellos (Aranda-Gómez et al., 2000, 2005). El complejo volcánico La Breña-El Jagüey está formado por dos maares, conos cineríticos y derrames de lava, sepultados por los depósitos del volcán La Breña (Aranda-Gómez et al., 1992); este campo presenta actividad volcánica de tipo estromboliano, fisural y freatomagmático. La región ha experimentado varios períodos de fallamiento normal durante el Cenozoico medio y tardío. Los alineamientos de conos cineríticos sugieren que los magmas alcanzaron la superficie a través de grietas tensionales de rumbo NW, similar al de las fallas normales cuaternarias y a fallas regionales más antiguas (Aranda-Gómez et al., 1992).

El Campo Volcánico Mascota (CVM) se encuentra en el Bloque de Jalisco (Fig. 4), tiene una extensión de 2,000 km<sup>2</sup>, con 85 estructuras volcánicas entre conos de lava, conos de escoria con diferentes grados de erosión, y coladas de lava con diversa morfología y dimensiones (Ownby et al., 2008). Se encuentra localizado a 160 km de la Trinchera Mesoamericana, en una serie de fosas con orientación NE dentro del bloque Jalisco. Este campo ha producido un total de 7 km<sup>3</sup> de magma. Las rocas de este campo son calcoalcalinas y potásicas cuyas erupciones fueron contemporáneas. Los volúmenes de estos dos tipos de lavas son semejantes ya que tenemos ~49% vulcanismo calcoalcalino (andesita basáltica y andesita) y ~51% vulcanismo potásico (minettas, absarokitas y lamprofidos básicos de hornblenda; Carmichael et al., 1996).

El Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato (CVMG) comprende unas 1,400 estructuras volcánicas en un área de 40,000 km<sup>2</sup> (Hasenaka y Carmichael, 1985a, b; Hasenaka, 1994), que cubre la mitad del estado de Michoacán y el sur del estado de Guanajuato (Fig. 4). Lo constituyen 901 conos cineríticos y conos de lavas, 43 domos de lava, 22 maares, ~300 volcanes escudos pequeños y 61 derrames de lava (Hasenaka, 1994). En este campo dos volcanes hicieron erupción en tiempos históricos, el Parícutin y el Jorullo (Dobson, 1985). El vulcanismo de este campo comenzó a partir del Plioceno Tardío y continúa hasta el presente (Gómez-Tuena et al., 2005). En el CVMG existen volcanes profundamente erosionados, probablemente del Mioceno Tardío al Plioceno Temprano. De los 1,400 aparatos que integran el CVMG, con base en sus características geomorfológicas y fechamiento <sup>14</sup>C, 60 son estimados de edad holocénica y 78 son considerados más viejos que 40,000 años (Hasenaka y Carmichael, 1985a). Estos volcanes más antiguos sólo ocurren en el sureste del campo volcánico, y muestran alineamientos locales (NE), que son paralelos al vector de movimiento relativo entre las placas de Cocos y Norteamérica. En contraste, los alineamientos E-W son predominantes en la parte norte del campo, y son subparalelos a las fallas normales E-W del sistema de fallas Tula-Chapala. Se ha encontrado que los conos cineríticos jóvenes varían en composición de basalto de olivino-augita a andesita de hornblenda y piroxenos, mientras que los volcanes viejos tipo escudo y los estratovolcanes son más silíceos (Williams, 1950; Hasenaka y Carmichael, 1985b).

El Campo Volcánico Valle de Bravo (CVVB) se encuentra al oeste del Nevado de Toluca (Fig. 4), está conformado por 120 conos cineríticos, un volcán escudo, el San Agustín; varios domos y algunos derrames de lava fisurales, todas estas estructuras dentro de un área de 3,703 km<sup>2</sup> (Aguirre-Díaz et al., 2006) de edad plio-cuaternaria (Blatter y Carmichael, 2001). Este campo tiene dos direcciones preferenciales de alineamientos de volcanes, una en dirección NE que corresponde a los conos cineríticos, la cual se asocia a la dirección que sigue el vector de convergencia entre la placa de Cocos y Norteamérica, y de manera regional se asume que sigue la tendencia del sistema de fallas Tenochtitlán (De Cserna et al., 1989; García-Palomo et al., 2002); el segundo alineamiento es en dirección NW, perpendicular al primero y se acerca a la orientación del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende en la región (Demant, 1978; Pasquaré et al., 1988; Johnson y Harrison, 1990; Aguirre-Díaz et al., 2005). En este campo se identificaron diferentes tipos de domos y derrames de lava, que incluyen los tipo Peleano que se caracterizan por tener flancos muy escarpados debido a que su lava es extremadamente viscosa y se consolida

con gran rapidez (Blake, 1990). El tipo colada o *coulée* que se forman cuando un flujo de lava viscosa sale en una superficie inclinada, con forma de una lengua y un alcance muy corto (Blake, 1990). Los domos tipo Bajo presentan ángulos bajos, este tipo de domo hizo erupción generalmente en terreno casi plano, son de cima plana y más o menos circular (Blake, 1990).

El Campo Volcánico Apan-Tezontepec (CVAT) se encuentra en la parte Este del país (Fig. 4) y es un campo cuyo registro geológico muestra una interacción intermitente entre vulcanismo y tectónica. Este campo se conforma por aproximadamente 280 conos de escoria, 10 volcanes en escudo, 5 domos y múltiples flujos de lava (García-Palomo et al., 2002). Se han obtenido algunas fechas radiométricas para este campo, una de  $1.5 \pm 0.07$  Ma (Cantagrel y Robin, 1979),  $0.8 \pm 0.2$  Ma (López Hernández y Hernández-Castillo, 1997) y  $0.47 \pm 0.07$  Ma (Carrasco-Núñez et al., 1997). Las rocas de este campo se clasificaron como andesitas basálticas con un contenido de sílice de 50 a 56.5 %p y afinidad calcoalcalina (García-Palomo et al., 2002). Las características geoquímicas indican que son productos eruptivos procedentes de una zona de subducción.

El campo volcánico Xalapa-Naolinco (Fig. 4) tiene un extensión de  $2,400 \text{ km}^2$  y está formado por al menos 129 estructuras volcánicas como conos piroclásticos, volcanes escudo pequeños y anillos piroclásticos de composición alcalina y calcoalcalina (Siebert y Carrasco-Núñez, 2002). Se localiza en la parte este de la FVTM a 35 km desde el Golfo de México. El cono de mayor tamaño es el Cerro Acatlán al NE de Naolinco de Victoria. Este y otros conos cercanos tuvieron erupciones que han derramado importantes cantidades de lava que viajaron hacia el sur y sureste. Se tiene el registro del flujo de lava Coacoatzintla, que provino del cono de escoria Rincón de Chapultepec, en la parte occidental del campo, hace unos 3,000 años y representa uno de los flujos de lava más jóvenes del campo. Otro evento importante fue el nacimiento del Volcancillo, el cual tiene un derrame fechado en 870 años y otro en 780 años. Para explicar el complicado vulcanismo de este campo, algunos autores lo consideran consecuencia de un período de extensión tectónica (López-Infanzón, 1991) y otros sugieren que el vulcanismo alcalino y calcoalcalino están relacionados con la subducción de la placa de Cocos (Gómez-Tuena et al., 2003). La tasa de emisión de este campo se ha estimado en  $0.007 \text{ km}^3/1000$  años, la cual es una tasa de emisión muy baja si se compara con otros campos como el Michoacán-Guanajuato, con  $0.8 \text{ km}^3/1000$  años (Hasenaka y Carmichael, 1985) o Chichinautzin con  $11.5 \text{ km}^3/1000$  años (Márquez et al., 1999).

El campo volcánico Los Tuxtlas (CVT) está localizado en la porción meridional de la planicie costera del Golfo de México (Fig. 4). El CVT está compuesto por cerca de 210 conos de escoria, maares y cuatro edificios volcánicos grandes: San Martín Tuxtla, Santa Marta, San Martín Pajapan y Cerro El Vigía (Zamora-Camacho et al., 2010); todas estas estructuras se encuentran localizadas a unos 350 km de la trinchera. El vulcanismo en esta zona presenta dos episodios, el primero tuvo actividad entre 7 y 1.5 Ma (Nelson y González-Caver, 1992) y el segundo evento es menor a 0.8 Ma (Nelson y González-Caver, 1992). La actividad volcánica ha sido de tipo explosivo con erupciones plinianas, fisurales (erupciones efusivas) y de carácter predominantemente alcalino (Zamora-Camacho et al., 2010; Nelson y González-Caver, 1992).

## Capítulo 2. Metodología.

Se llevó a cabo reconocimiento en campo y procesamiento de imágenes de satélite de la zona de estudio, así como análisis morfométricos de las estructuras volcánicas para estimar edades relativas. Posteriormente se hizo una selección de los volcanes que se juzgaron como representativos del área de estudio de acuerdo a las edades relativas, enfatizando las más antiguas, que incluyera los diferentes tipos de estilo eruptivo y morfologías, así como la distribución espacial para estudiarlos a mayor detalle. En total se seleccionaron 22 conos, un flujo de lava grueso sin cono asociado y dos domos. Todas estas estructuras fueron mapeadas y muestreadas para fechamientos y análisis químicos de elementos mayores y traza.

### 2.1 Morfometría y trabajo de campo.

Se realizó la fotointerpretación del área de estudio mediante fotografías aéreas verticales a escala 1:75,000 de las cartas topográficas 1:50,000 de INEGI: Milpa Alta (E14A49), Cuernavaca (E14A59), Jojutla de Juárez (E14A69) y Amecameca de Juárez (E14B41), posteriormente con el modelo de elevación digital a 5 m (DEM), también de INEGI, se analizaron las cartas restantes con el programa Arc Gis. La fotointerpretación de las fotografías aéreas y del DEM se usó para la identificación y separación de los volcanes y sus unidades, así como para marcar los contactos de los depósitos y elaborar un mapa geológico de reconocimiento de las estructuras. La zona de estudio cubre un área localizada dentro de los 99°23' a 98°40' longitud oeste y 18°34' a 19°26' latitud norte (coordenadas UTM 14Q 470,000–515,500 E y 2,050,000–2,149,000 N, Datum WGS 1984).

La metodología propuesta en este estudio está basada en los trabajos de Wood (1980) y Hopper (1995) en los que se demuestra que los parámetros geomorfológicos de un cono de escorias están relacionados con su edad. El análisis morfométrico de este estudio se realizó a partir de los datos obtenidos por el DEM LIDAR (obtenido del INEGI) con resolución de 5 metros, diversas imágenes de satélite SPOT (proporcionadas por el CENAPRED) con resolución de 10, 5 y 2.5 metros, Imágenes Landsat y Digital Globe. Estos archivos se procesaron en el programa Arc View y se obtuvo el modelo de sombreado del área. Se utilizó un valor de altitud de 45°, que

representa el ángulo sobre el horizonte desde donde incide la luz del sol ( $0^\circ$  es el horizonte,  $90^\circ$  es el medio cielo). Este valor determina el alargamiento de las sombras sobre el mapa topográfico; cuanto más cerca el sol del horizonte, las sombras son más alargadas. El valor Azimut elegido fue de  $315$ , este valor representa el ángulo respecto al norte desde donde proviene la luz del sol ( $0^\circ$  es el Norte,  $90^\circ$  es el Este,  $180^\circ$  el Sur y  $270^\circ$  el Oeste). También se realizó medición directa de las cartas topográficas se obtuvieron los parámetros morfológicos de los conos usando la terminología de Porter (1972):  $W_b$ = diámetro basal del cono,  $W_{cr}$ = diámetro del cráter,  $h$ = altura y  $\alpha$ =ángulo de la pendiente (Fig. 5). Con estos parámetros se calcularon la relación  $h/W_b$ , para inferir edades relativas y el volumen.

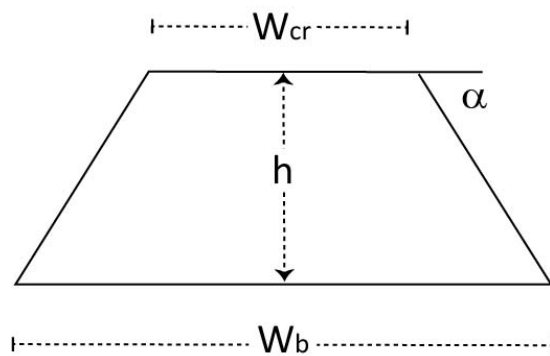


Fig. 5 Esquema ilustrativo para representar los parámetros morfológicos en un cono piroclástico idealizado (modificado de Porter, 1972).

Los parámetros morfométricos son útiles para estimar las edades relativas en los conos de escoria o ceniza, pues éstos muestran varios estados de degradación que se asocian al paso del tiempo. Estudios morfológicos han examinado los procesos de modificación de los conos para dos de los mecanismos más importantes en la degradación: la cobertura de los flancos del cono por flujos de lava posteriores y la erosión y pérdida de masa de material del cono (Wood, 1980; Hopper, 1995).

El diámetro basa del cono ( $W_b$ ) se obtuvo del promedio entre el diámetro mayor y el menor, ya que muchos conos no presentan una base circular sino más bien de tipo elíptica; el mismo criterio se usó para calcular el diámetro promedio del cráter. El valor de la altura es la diferencia entre la curva de nivel más baja, perteneciente a la base del cono y la curva de nivel más alta, perteneciente al cráter. La obtención de este parámetro fue mediante procesos manuales con las cartas topográficas y mediante el programa Arc Gis con el DEM. En algunos

volcanes la imagen del DEM muestra conos muy desgastados producto de una continua explotación para la industria de la construcción, y en estos casos se utilizaron los datos de las cartas topográficas. El cálculo del volumen se realizó con la fórmula geométrica del cono trunco cuya fórmula es:  $V=1/3*\pi*h(R^2+r^2+R*r)$  donde R=radio de la base del cono ( $0.5W_b$ ) y r=radio del cráter ( $0.5W_{cr}$ ). Para calcular la pendiente promedio se utilizó la fórmula:  $\alpha=\tan^{-1}(2h)/(W_b-W_{cr})$ .

Una vez obtenidos los datos de la altura y diámetro de la base de los conos, se calculó la relación  $h/W_b$  para estimar la edad relativa, cuyo criterio básico es que los valores altos en esta relación se asocian a los conos más jóvenes y los más bajos corresponden a los conos más antiguos. Se calculó el ángulo de la pendiente para estimar la degradación del cono de manera general y se contabilizaron la cantidad y profundidad de los surcos en los conos, ya que éstos tienden a aumentar con la edad. Todos estos parámetros son criterios útiles para determinar la edad relativa (Martin Del Pozzo, 1982; Hasenaka y Carmichael, 1985), sin embargo, existen algunas limitaciones al emplear los métodos propuestos por Wood (1980) y Hooper (1995); la más importante de ellas es la gran variación que existe en la morfología de los conos de escoria como son los conos tipo anillo simétrico o asimétrico, en forma de herradura, múltiples o volcanes sin cráter (Fig. 6a; Dóniz-Páez, 2015). Además de tomarse en cuenta que algunos conos pueden estar cubiertos por depósitos de cenizas de otros volcanes y presentar una morfología alterada.

Recientemente, Bemis y Ferencz (2017) también han considerado otros parámetros para definir la forma como la elongación del cono, y el número, geometría, forma y elongación de los cráteres, ya que los conos no siempre son estructuras perfectas. Bemis y Ferencz (2017) hacen una clasificación de los conos y además de los propuestos por Dóniz-Páez (2015), que incluye a los conos surcados, conos inclinados, con cráteres en línea y conos parásitos (Fig. 6b). También proponen otros parámetros morfométricos como el grado de redondez de la cima del cono ( $F$ , *flat-topped-ness*); la inclinación de la pendiente o qué tan abrupta es ( $S$ , *Steep-sided-ness*), la profundidad relativa del cráter, la pendiente del cráter y la elongación del cono. La fórmula usada para calcular el volumen por Bemis y Ferencz (2017) es  $V=\pi h[(W_{cr}^2+W_{cr})*(W_b+W_b^2)]/12$ , donde  $W_b$ = diámetro del cono y  $W_{cr}$ =diámetro del cráter.

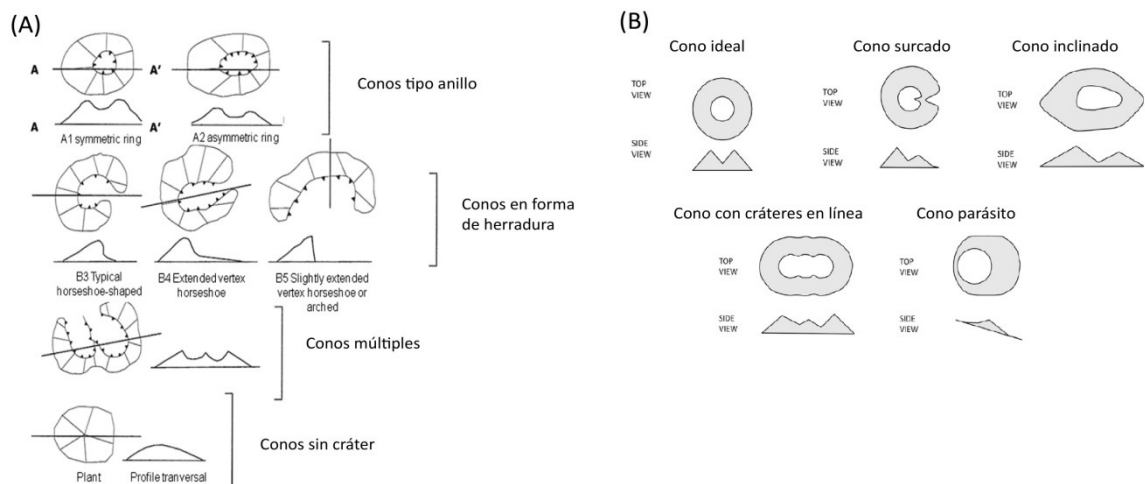


Fig. 6. Tipos morfológicos de conos, modificados de (a) Dóniz-Páez, 2015 y (b) Bemis y Ferencz, 2017

Estas distintas morfologías se asocian a diferentes tipos de actividad eruptiva y podrían obtenerse valores erróneos al aplicar la metodología aquí planteada si no se toman en cuenta. Es por eso que todas las características y parámetros antes mencionados sirven para determinar los efectos que se tienen en los conos durante los procesos de crecimiento y erosión, lo que influye en la estimación de las edades relativas.

El análisis morfométrico para los derrames gruesos de lava sin cono asociado y los domos es diferente al análisis de los conos de escoria. Para los derrames gruesos de lava se tomó en cuenta el espesor y la longitud del derrame, además de identificar las características primarias como los *levees*, líneas de flujo crestas de presión, y determinar la redondez de los bordes del derrame. Otro parámetro es la medición del espesor de suelo presente. En el caso de los domos se obtuvo la altura y el diámetro basal promedio, se midió el espesor de la capa de suelo y se calculó el volumen y el ángulo de la pendiente.

La distribución espacial de los volcanes seleccionados (conos, derrames gruesos de lava sin cono asociado y domos) se evaluó tomando en cuenta la ubicación de cada uno, y que estuvieran localizados de preferencia en los extremos del área de estudio.

El criterio de selección de los volcanes se basó en escoger aquéllos que presentaran una morfología antigua, en el caso de los conos que tuvieran valores bajos de la relación  $h/W_b$ , que



fueran representativos de los estilos eruptivos, así como su distribución espacial. Una vez seleccionadas las 29 estructuras volcánicas de las 227, se complementó la información morfométrica de los conos de escoria/ceniza con los parámetros morfométricos propuestos por Bemis y Ferencz (2017).

Considerando todos estos parámetros se planearon las salidas de trabajo de campo, el cual se llevó a cabo en 50 días efectivos para examinar, describir y muestrear los depósitos que construyeron los edificios volcánicos, las características de los derrames gruesos de lava sin cono asociado y de los domos. Se describieron y midieron 30 columnas estratigráficas resaltando las características y diferencias de los depósitos piroclásticos, mostrando los cambios en tipo (ceniza, lapilli, bloques) y estructura del depósito (estratificación, flujo, caída) en el caso de los conos. En campo se realizaron observaciones en la estratigrafía de los conos para determinar si los depósitos presentaban una secuencia cíclica y se llevó a cabo un reconocimiento de los alcances de los derrames de lava asociados a los conos y del tipo de roca. Una vez realizado lo anterior se seleccionaron así los volcanes en los que se llevarían a cabo los análisis petrográficos, geoquímicos y geocronológicos.

## **2.2 Análisis petrográfico y geoquímico.**

A las muestras colectadas se les hicieron análisis microscópicos, indicando características petrográficas como la mineralogía, grados de cristalinidad de la matriz, cantidad y forma de los fenocristales y texturas de las rocas y minerales.

Se llevaron a cabo 24 análisis de elementos mayores y traza de los volcanes representativos en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología de la UNAM. Las muestras fueron trituradas y pulverizadas hasta obtener polvos de 200  $\mu$ , se prepararon en base seca y se fundieron con Borato-Tetraborato de Litio (8 gr de fundente y 0.4 gr de muestra) para el análisis de elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P). En el caso del análisis de elementos traza (Ba, Zr, Sr, Nb and Rb) se preparó una tableta de 5 gr de muestra y 1.6 gr de cera-C en micropolvo. Los análisis se llevaron a cabo en un espectrómetro secuencial de rayos X (Rigaku ZSX Primus II), equipado con un tubo de rodio y una ventana de berilio de 30  $\mu$ , calibrado con muestras internacionales de referencia geoquímica. Los errores estimados son

<1% en los elementos mayores y <4% en elementos traza. Los análisis se realizaron de acuerdo a los procedimientos descritos por Lozano-Santa Cruz et al. (1995).

### 2.3 Análisis geocronológico.

#### 2.3.1 Método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

La geocronología es la ciencia que fija en términos de años los eventos ocurridos durante la historia de la Tierra mediante fechamiento relativo (geomorfología, magnetoestratigrafía, morfometría de conos piroclásticos) o fechamiento absoluto numérico. Dentro de los métodos absolutos destacan los astronómicos, de termoluminiscencia, la dendrocronología y los radiométricos, los cuales se basan en la desintegración radioactiva de ciertos isótopos. La edad isotópica de una roca o mineral se define como el tiempo transcurrido desde que dicho material se comporta como un sistema hasta el momento del fechamiento.

El método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  es una modificación al método  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ . Dicha modificación radica en la producción de  $^{39}\text{Ar}$  mediante una reacción nuclear del  $^{39}\text{K}$ , el isótopo más abundante del K, mediante la irradiación de muestras que contienen potasio con neutrones rápidos en un reactor nuclear (Merrihue y Turner, 1966). Cuando una muestra que contiene K es irradiada con neutrones, los isótopos de argón se forman por varias reacciones incluyendo al potasio, calcio y cloro (Faure, 1986). La producción de  $^{39}\text{Ar}$  a partir del  $^{39}\text{K}$  se puede expresar como (White, 2007):

$$^{39}\text{Ar} = ^{39}\text{K} \tau \int \phi_e \sigma_e de \dots \dots \dots (1)$$

Donde  $e$  es la energía de neutrón,  $\phi_e$  es la densidad de flujo de neutrones a una energía  $e$ ,  $\sigma_e$  es la captura de  $^{39}\text{K}$  para neutrones con energía  $e$ , y  $\tau$  es el tiempo de irradiación. Entonces la relación  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$  está dada por:

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} = \frac{\lambda_e ^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1)}{\lambda ^{39}\text{K} \tau \int \phi_e \sigma_e de} \dots \dots \dots (2)$$

Durante la práctica, el análisis y la irradiación se realizan simultáneamente a un estándar de edad conocida (Lanphere y Dalrymple, 2000). El flujo, la captura de electrones y la constante de decaimiento pueden ser los mismos tanto para el estándar como para la muestra. A este punto se puede introducir la variable C, la cual está dada por:

$$C = \frac{\lambda_e}{\lambda} \frac{1}{\tau \int \phi_e \sigma_e de}$$

Y sustituyendo en la ecuación (2):

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}} = C \frac{{}^{40}\text{K}(e^{\lambda t} - 1)}{{}^{39}\text{K}} \dots\dots\dots(3)$$

El valor de C se puede determinar mediante el análisis del estándar (que se determina por K-Ar), y la relación  ${}^{40}\text{K}/{}^{39}\text{K}$  de la ecuación (3) se incorpora también en la constante C (denominada generalmente J),

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left( 1 + J \frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} \right) \dots\dots\dots(4)$$

En la datación normal de K-Ar, el Ar se libera de las muestras por fusión al vacío, pero es común que durante el análisis se presente un fenómeno llamado difusión, lo que significa que una muestra perderá Ar antes de alcanzar su temperatura de fusión. Si la relación de  ${}^{40}\text{Ar}$  radiogénico y K (y por lo tanto,  ${}^{39}\text{Ar}$ ) estuviera distribuida uniformemente en toda la muestra, el dato obtenido daría la misma edad para una fusión total. Sin embargo, algunas partes del cristal tienen una pérdida preferencial de Ar a través de la difusión durante el enfriamiento inicial del cristal o durante algún evento subsecuente de recalentamiento. Debido a que la difusión es proporcional al gradiente de concentración, se esperaría que la difusión fuese más rápida en los bordes -donde este gradiente es mayor- que en el centro del cristal, dándose así una pérdida mayor de Ar a temperaturas bajas en los bordes, lo que se traduce en edades jóvenes. Si calentáramos una muestra, la orilla del cristal empezaría a desprender Ar a temperaturas bajas porque el Ar tiene menos distancia que recorrer para salir. La baja relación de  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$  del gas en el borde podría ser visto como una edad joven, pero al ir aumentando la temperatura, las partes más retentivas del cristal liberan el gas, incrementando esta relación y la edad aparente. Si algunas partes del cristal no han perdido gas, la relación  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$  registraría la edad "correcta".

El método  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$  llevado a cabo con el proceso de calentamiento por pasos provee información geocronológica muy útil en las muestras cuyos valores se han visto comprometidos debido a la pérdida de Ar por difusión. En los fechamientos radiactivos, es importante que el

sistema haya permanecido cerrado, pero con la datación  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  se requiere solo que algunas partes del sistema hayan permanecido así (Dalrymple y Lanphere, 1971; 1974).

### **2.3.2 Estudios previos con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .**

Este método es más ventajoso que el de K-Ar, a pesar de tener un procedimiento más complejo. En primera, la relación  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  se mide de la misma muestra, lo que reduce el problema de la no homogeneidad en la distribución del K que a su vez es una de las fuentes de incertidumbre en el análisis por K-Ar. En segunda, no se necesitan concentraciones absolutas de isótopos de argón. Esto incrementa la precisión del método y permite que muestras con pequeñas cantidades de argón sean analizadas. Tercero, las relaciones isotópicas pueden ser medidas en fracciones de gas liberado a diferentes temperaturas (calentamiento por pasos y fusión por láser; Ivanov et al., 2003).

La datación  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  es una de las herramientas geocronológicas más precisas y exactas con un rango de varios millones de años hasta 2 ka (Arce et al., 2015). En estudios recientes se obtuvieron edades de  $5.3 \pm 0.3$  ka, realizadas en sanidinos obtenidos de tefras de los Mono Craters, en California. A su vez, esta edad se calibró mediante  $^{14}\text{C}$  cuyo resultado fue de  $4.6 \pm 0.1$  ka (Chen et al., 1996). Otro estudio, también en sanidinos separados de pómez alcalinas con más del 5% de esta fase mineral (Cioni et al., 1995), fue el realizado para la erupción del Volcán Vesubio y reportó un edad de  $1925 \pm 94$  años, la cual corresponde al evento del 79 A.D. (Renne et al., 1997). Al tratarse de rocas muy jóvenes, se tiene el problema del exceso de Ar, sin embargo, Renne et al., (1997) indican que a pesar de esto, el método tiene buena efectividad en muestras tan antiguas como 2000 años con una precisión de 5% y por lo tanto puede ser un geocronómetro viable para rocas volcánicas del Holoceno tardío. Jicha y Singer(2006) mostraron que este método es eficaz para fechar rocas del Pleistoceno tardío al Holoceno, inclusive en rocas toleíticas con bajo contenido en potasio.

### 2.3.3 Procedimiento del análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para las rocas de la Sierra Chichinautzin.

Se realizaron análisis geocronológicos  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  a 24 muestras de diferentes volcanes del área de estudio. Se escogieron muestras de domos, derrames de lava y piroclastos masivos tipo bombas pertenecientes a los conos que cumplieran con los criterios de selección basados en la morfología, en la relación  $h/W_b$  y en las características petrográficas. La petrografía permitió identificar las rocas que tuvieran minerales apropiados para el método (sanidinos, micas, hornblendas, plagioclasas, roca total), o bien, que fueran lo menos vítreas para obtener mejores resultados. Se descartaron las rocas muy vesiculares.

Las muestras seleccionadas se analizaron en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Alaska, Fairbanks, USA, donde fueron trituradas y tamizadas hasta obtener granos de  $\sim 0.3$  mm. Se utilizó un mineral estándar tipo TCR-2 con una edad conocida (27.87 Ma; Lanphere y Dalrymple, 2000) para vigilar el flujo de neutrones y calcular el parámetro  $J$ , el cual es un parámetro instrumental para cada muestra, que se obtiene a partir de una curva de calibración establecida con patrones de edad conocida introducidos en el reactor. Las muestras, una vez separadas y limpias, fueron envueltas en láminas de aluminio e introducidas en recipientes, también de aluminio, de 2.5 cm de diámetro por 6 cm de largo. Las muestras se irradiaron en un reactor con uranio enriquecido en la Universidad de McMaster, Hamilton, Ontario, Canadá con una tasa de 0.5 MW-hrs. Después de la irradiación, las muestras y el estándar se montan en rejillas de cobre de 2 mm de diámetro debajo de una columna con extractor a ultra-alto vacío. Una vez que las muestras y los minerales estándar se cargan, se calientan y fusionan progresivamente mediante la incidencia de un haz láser generado por un láser de iones de argón de 6 watts siguiendo la técnica descrita por York et al. (1981), Layer et al. (1987), Layer (2000) y Benowitz (2014).

La purificación del argón se obtuvo usando una trampa de enfriamiento con nitrógeno líquido y una trampa de gases reactivos marca SAES de Zr-Al a 400°C por 10 minutos. Las muestras se analizaron en un espectrómetro de masas VG-3600. Los isótopos de argón medidos se corrigen para un sistema en blanco (estándar) y para una discriminación de masas, así como para las interferencias de reacción de calcio, potasio y cloro siguiendo el procedimiento de McDougall y Harrison (1999). Los blancos analíticos del sistema son generalmente  $2 \times 10^{-16}$  mol  $^{40}\text{Ar}$  y  $2 \times 10^{-18}$  mol

$^{36}\text{Ar}$ , los cuales son 10 a 50 veces más pequeños que las señales analíticas de las muestras. La discriminación de masas se monitorea haciendo pasar igual número de disparos de aire calibrado como muestras de vidrio de edad cero, y para el caso de las muestras analizadas fue de 0.8% por unidad de masa. Durante el análisis, la calibración se realizó semanal y mensualmente para revisar cambios en la discriminación de masa, los cuales no presentaron variaciones significativas. Los resultados se presentan con un error de la desviación estándar ( $+1\sigma$ ), los cuales se calcularon usando las constantes de Steiger y Jäeger (1977) y de Renne et al. (2010).

La edad integrada es la edad dada por el total del gas medido. El espectro provee una edad de plataforma o meseta si tres o más fracciones de gas consecutivas representan al menos el 50% del total del gas liberado (Fig. 7) y se encuentran dentro de la segunda desviación estándar de cada una ( $\text{MSWD} < 2.5$ ).

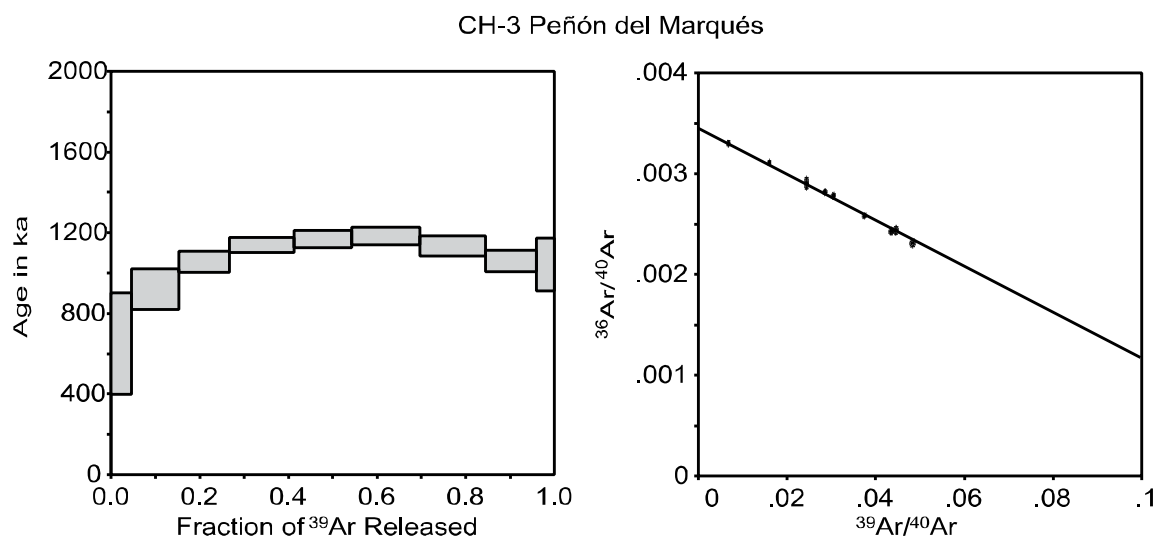


Fig. 7. Ejemplo de meseta con varias fracciones consecutivas de gas representando el 50% del total del gas liberado correspondiente a una de las muestras analizadas en este trabajo.

## Capítulo 3. Resultados.

### 3.1 Morfometría.

#### 3.1.1. Datos morfométricos.

Los conos, domos y derrames de lava gruesos sin cono asociado, analizados morfométricamente fueron agrupados según el tipo de estructura y de acuerdo a la carta topográfica a la que corresponden. En el caso de los conos cineríticos y de escoria se ordenaron de menor a mayor según el valor  $h/W_b$ . Durante el análisis morfométrico se presentaron casos que requirieron atención especial, como los conos en forma de herradura y los conos que han sido sometidos a explotación como banco de materiales. En el caso de los primeros, se decidió extrapolar la circunferencia de la base y del cráter para obtener los diámetros; y en el caso de los conos usados como bancos de materiales se usaron los datos de las cartas topográficas del INEGI más antiguas disponibles, en las que se pudieran apreciar las curvas de nivel de los conos. Ejemplo de esto es el análisis del cono Yuhualixqui, en la Sierra Santa Catarina, en donde se utilizó la carta topográfica E14A39F, escala 1:20,000 del INEGI para trazar de manera manual la base del cono y el cráter, ya que al usar la imagen del DEM, no se logra apreciar un cono como tal (Fig. 8).

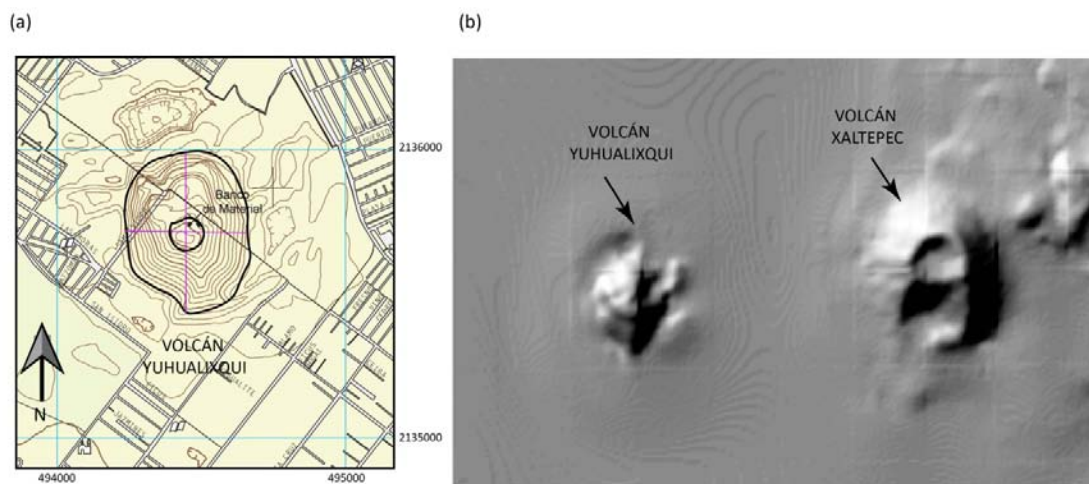


Fig. 8. (a) Carta topográfica 1:20,000 del INEGI donde se muestra al volcán Yuhualixqui y sus curvas de nivel con los diámetros marcados manualmente de la base y cráter del cono. (b) Imagen del mismo volcán en el DEM a 5m del INEGI.

Los datos morfométricos de altura y diámetro para los domos y espesor para los derrames de lava sin cono asociado se muestran en la Tabla 2, además de sus coordenadas UTM centrales.

Tabla 2. Parámetros morfométricos de los domos y derrames gruesos de lava sin cono asociado.

	Estructura volcánica	Coordenadas UTM		h	W <sub>b</sub>
		X	Y		
CDMX	Tecuautzi	498867	2137066	170	550
Milpa Alta	Quepil	470061	2118525	90	575
	San Bartolome	491914	2123459	70	280
	Tetequillo	484758	2123959	200	-----
	Xicomulco	493168	2124064	160	-----
	Tabaquillo	469184	2114130	300	-----
	La Gloria	468734	2110874	310	-----

En la Tabla 3 se presentan las coordenadas UTM de los conos de escoria/ceniza, la altura (h) que varía de 15 a 330 m, diámetros promedios de la base (W<sub>b</sub>) de 180 a 1800 m y la relación h/W<sub>b</sub>, cuyos valores oscilan entre 0.0385 a 0.28.

Tabla 3. Parámetros morfométricos de los conos de escoria y ceniza.

	Volcán	Coordenadas UTM					h/W <sub>b</sub>		Volcán	Coordenadas UTM					h/W <sub>b</sub>
		X	Y	h	W <sub>b</sub>	W <sub>cr</sub>				X	Y	h	W <sub>b</sub>	W <sub>cr</sub>	
Amecameca	Tlalpexcua II	509786	2111891	15	350		0.0429	Cilcuayo III	500737	2112113	120	900	240	0.1333	
	Canta I	520229	2101877	40	800	200	0.0500	Sxoyacan	520316	2110497	80	600	200	0.1333	
	Coronilla	519064	2118448	30	600	150	0.0500	Tapeixte	521004	2119984	200	1500	220	0.1333	
	Tezoyo	507580	2104325	70	1300	200	0.0538	Tepenecasco	519352	2114778	40	300	---	0.1333	
	Huehuelcon	506574	2110128	45	680	150	0.0662	Dolores	519890	2103603	90	670	---	0.1343	
	Mesa I	513668	2104122	40	575	200	0.0696	Apozonalco	515141	2119200	50	370	---	0.1351	
	Canta II	521891	2101835	50	700	---	0.0714	Joya	521628	2120430	130	940	200	0.1383	
	Cilcuayo VII	502104	2115654	30	420	195	0.0714	Ninfa	507131	2117814	130	925	125	0.1405	
	Huihuilanco	507936	2111105	40	550	150	0.0727	Cohuzalo	508841	2112441	80	560	100	0.1429	
	Guarda	504259	2114319	25	330	100	0.0758	Xaxa	518121	2119340	90	620	200	0.1452	
	Mesa II	514024	2101891	60	750	400	0.0800	Cilcuayo VI	501893	2115543	50	340	179	0.1471	
	Teziolo	507892	2106029	80	900	150	0.0889	Joyacan	520130	2110790	120	800	75	0.1500	
	Cuajoma	512793	2118429	50	540	150	0.0926	Sochol	504926	2114469	90	595	150	0.1513	
	Cilcuayo I	499369	2111891	65	700	335	0.0929	Ocoxusco	509631	2108749	150	940	250	0.1596	
	Sacromonte	523692	2115040	20	215	300	0.0930	Tlalpexcua II	509467	2111783	120	750	150	0.1600	
	Cuatepel	505399	2104954	55	560	150	0.0982	Atlalcorra	511182	2112960	150	900	200	0.1667	
	Aire	509162	2103434	80	800	225	0.1000	Huipilo	512085	2106349	250	1500	225	0.1667	
	Moyocalco	507203	2110117	60	580	100	0.1034	Tenayo	519371	2121384	150	900	250	0.1667	
	Chiconquiast	519083	2119584	150	1400	275	0.1071	Ahuazatepel	508420	2111698	120	700	225	0.1714	
	Escobeta	514237	2103905	120	1100	100	0.1091	Tlacuayol	515871	2111025	60	350	200	0.1714	
Zoceyuca	510549	2115999	100	900	150	0.1111	Ayaqueme	504784	2119405	130	740	100	0.1757		
Huiztomayo	513255	2101977	70	625	175	0.1120	Huehuel	505458	2109925	180	1020	375	0.1765		
Zoyazal	511620	2107218	80	680	300	0.1176	Cilcuayo II	499580	2111781	80	450	155	0.1778		
Loreto	512738	2103926	72	600	100	0.1200	Quistepec	519995	2103935	100	560	---	0.1786		
Cilcuayo V	502840	2112113	100	800	370	0.1250	Tepozmayo	506357	2117952	155	680	150	0.2279		
Cilcuayo IV	501368	2112223	125	950	247	0.1316	Cuatepel	514673	2110709	200	855.8	120	0.2337		
Amoloc	513144	2112827	110	825	350	0.1333	Aholo	515303	2111090	130	525	88	0.2476		



Tabla 3. Parámetros morfométricos de los conos de escoria y ceniza (continuación).

	Volcán	Coordenadas UTM						Volcán	Coordenadas UTM					
		X	Y	h	W <sub>b</sub>	W <sub>cr</sub>	h/W <sub>b</sub>		X	Y	h	W <sub>b</sub>	W <sub>cr</sub>	h/W <sub>b</sub>
Chalco	Chimalhuacan	504312	2146090	140	1447	100	0.0968	Xistune I	497266	2116318	40	410	---	0.0976
	La Caldera 1	503737	2138304	100	775	600	0.1290	Agua Grande	468988	2122429	50	500	250	0.1000
	La Caldera	503281	2138476	160	1025	500	0.1561	Chingueriteria	488221	2113666	50	500	125	0.1000
Ciudad de México	Peñón Del Marqués	496853	2142513	70	815.3	370	0.0859	Ocotecat II	495371	2109236	80	800	500	0.1000
	C. La Estrella	490401	2138863	110	1070	150	0.1029	Pole	489037	2123247	50	500	100	0.1000
	Xaltepec	496701	2136057	150	1072	290	0.1399	Tlaloc VII	497686	2112777	30	300	---	0.1000
	Tetecón	497776	2136421	90	650	170	0.1385	Cajete I	473810	2112502	100	970	200	0.1031
	Yuhualixqui	494434	2135819	110	794.8	100	0.1384	Tres cumbres	477765	2107669	75	700	---	0.1071
	Mazatepec	498482	2136475	180	923.8	290	0.1949	Ocotecat III	498422	2110674	45	410	---	0.1098
	Guadalupe	500001	2136808	270	1401	387.5	0.1928	Cadenita I	467082	2114908	50	450	300	0.1111
Cuautla	Mirador	522852	2090772	40	629	---	0.0636	Cadenita II	467609	2115239	50	450	200	0.1111
	Tlecuilco	518384	2092872	50	600	---	0.0833	Ocusacayo IV	493060	2116319	20	180	90	0.1111
	Zitlaltpetl	506737	2097840	120	745.3	150	0.1610	Raices II	473389	2112464	100	900	150	0.1111
	Texquixtle	510208	2099403	80	760	200	0.1053	Tetzacoatl El Grand	486540	2116212	90	800	200	0.1125
	Tlayacapan	504315	2098386	100	840	90	0.1190	Xistune IV	499264	2116871	60	515	---	0.1165
	Huilotepec Tepoz	492421	2097730	50	440	---	0.1136	Qumistepec	486744	2107581	70	600	275	0.1167
	Yeteco	518111	2092537	80	675	---	0.1185	Xistune VI	499264	2117866	20	170	---	0.1176
	Tlalamac	519582	2095526	150	1140	---	0.1316	Coatzontle	477697	2127468	60	545	190	0.1101
	Barbara	508192	2098848	140	1000	250	0.1400	Jaras Verdes	468244	2117562	70	580	300	0.1207
	Partido	511222	2098904	95	550	125	0.1727	Teteconzi	495581	2107466	80	650	150	0.1231
	Achichipilco	519198	2093653	150	645.5	200	0.2324	Cadena	466873	2115794	200	1600	300	0.1250
Cuernavaca	La Corona	485935	2087341	30	322.3	72	0.0931	Chingueriteria I	488431	2113776	50	400	200	0.1250
	Tres de Mayo I	478595	2087095	35	290.3	50	0.1206	La Comalera III	489272	2112226	40	315	250	0.1270
	Tetillas	488415	2087626	130	1245	200	0.1044	Guarda	482997	2112890	90	700	75	0.1286
	Tezontle Tepoz	499263	2095626	30	320	---	0.0938	La Comalera	488641	2112669	170	1300	300	0.1308
	Tierra Colorada	477670	2081631.3	30	300	100	0.1000	Malacatepec	473188	2118993	125	1046	200	0.1195
	Nopalera	478949	2086824	30	300	100	0.1000	Judio	471616	2120994	100	750	50	0.1333
	Tezoyuca 2	478538	2079551	30	190	80	0.1579	Malinalito II	476877	2125848	40	300	150	0.1333
	Tezoyuca 1	478277	2079994	65	540	90	0.1204	Pajonal	497606	2107137	100	750	350	0.1333
	Texio	491925	2095492	16.95	6E-04	1	2.8	San Bartolito	491060	2113221	60	450	250	0.1333
	Tezontlala	495500	2101605	60	450	300	0.1333	Tuxtepec	470554	2115456	80	600	300	0.1333
	Tres de Mayo 2	478887	2086784	40	331.7	100	0.1206	Yecahuazac	489691	2109239	115	850	375	0.1353
	Tres de Mayo 3	479557	2086952	45	288.3	70	0.1561	Acopiaxco II	482455	2114100	70	500	250	0.1400
	La Herradura	479809	2098523	130	875	533	0.1486	Muñeco	465828	2119005	140	1000	200	0.1400
Tecmilco	494936	2097172	130	803.3	55	0.1618	Cahu	488651	2108864	85	600	250	0.1417	
Jojutla de Juárez	Nananche	477451	2070465	20	500	150	0.0400	Palomito II	480750	2110906	100	700	100	0.1429
	Chichco			20	300	100	0.0667	Oclayuca	493687	2106139	130	900	100	0.1444
	Jumiltepec	478448	2071772	218	1800	450	0.1211	Teuhtli	496829	2125577	110	750	250	0.1467
	Tlaltizapán	493405	2067376	80	462.3	100	0.1731	Tesoyo	476228	2111685	150	1000	350	0.1500
Milpa Alta	Tlaloc II	495688	2112777	20	520	---	0.0385	Malinala	477106	2125525	115	750	275	0.1533
	Tlaloc I	494320	2111671	20	430	---	0.0465	Tzompoli	487911	2123403	100	650	250	0.1538
	Tulmiaqui I	487065	2115437	15	300	350	0.0500	Caballito II	480855	2110574	110	700	125	0.1571
	Cuiloyito	487479	2105921	20	360	175	0.0556	Pancita	470464	2125083	40	250	200	0.1600
	Muñequito	465302	2119006	35	600	200	0.0583	Yololcica	481606	2124957	40	250	125	0.1600
	Cima III	480226	2112898	25	410	150	0.0610	Tulmiac	487765	2115748	170	1050	350	0.1619
	San Bartolo	490429	2113222	70	1000	180	0.0700	Oyametepec	496318	2107687	150	920	360	0.1630
	Cuiloyo	487443	2105965	35	480	125	0.0729	Ahua	488230	2124273	100	610	425	0.1639
	Cima II	479700	2112898	30	390	150	0.0769	Caballito	480995	2110668	125	750	300	0.1667
	La comalera II	489377	2112448	20	250	200	0.0800	Cajete II	474166	2112358	150	900	250	0.1667
	Tetzacoatl II	486750	2115769	20	250	150	0.0800	Cocinas	467717	2117120	100	600	150	0.1667
	Tulmiaqui II	486854	2114884	20	250	350	0.0800	Los Otates II	487796	2107580	50	300	250	0.1667
	Piripitillo	487627	2114010	45	550	300	0.0818	Tesoyito	476648	2111464	50	300	250	0.1667
	Tepeyehualco	474967	2112794	50	600	---	0.0833	Toxtepec	484198	2118714	50	300	200	0.1667
	Xistune III	497897	2116539	30	340	---	0.0882	Magdalena	480451	2126176	110	650	115	0.1692
	Micro	485272	2108688	40	450	150	0.0889	Yololica	481186	2125290	130	750	275	0.1733
	Xistune II	497476	2116207	40	420	---	0.0952	H. Cuahutzin	490221	2118090	70	400	100	0.1750
Xistune V	499054	2117756	20	210	---	0.0952	Ocusacayo	492849	2116540	70	400	125	0.1750	

Tabla 3. Parámetros morfométricos de los conos de escoria y ceniza.

	Volcán	Coordenadas UTM					h/W <sub>b</sub>	Volcán	Coordenadas UTM					h/W <sub>b</sub>
		X	Y	h	W <sub>b</sub>	W <sub>cr</sub>			X	Y	h	W <sub>b</sub>	W <sub>cr</sub>	
Milpa Alta	Chalchu	500936	2107274	170	970	370	0.1753	Xicomulco I	492116	2123511	100	450	---	0.2222
	Tezontle	472666	2106769	165	930	100	0.1774	Cuahutzin I	488434	2118202	190	850	750	0.2235
	Acopiaxco I	482808	2113867	160	900	260	0.1778	Panza	469382	2125221	140	620	250	0.2258
	Mezontepecito I	474034	2122311	160	900	200	0.1778	Tlaloc V	496845	2112887	155	680	---	0.2279
	OcotecatI	496973	2110305	170	950	350	0.1789	Los Cardos I	471809	2111249	140	610	300	0.2295
	Malinalito I	476561	2125516	90	500	200	0.1800	Capulin	469111	2116740	150	650	250	0.2308
	Teoquita	490750	2123623	85	460	250	0.1848	Palomito	480888	2111072	150	650	350	0.2308
	Raices I	472968	2112354	150	800	300	0.1875	Texocol	475813	2117802	90	375	175	0.2400
	San Miguel	499548	2118790	75	400	175	0.1875	Mezontepec	475863	2121787	200	834	75	0.2398
	Tuxtepec	489378	2114218	100	530	150	0.1887	Cuilotepc	475318	2130546	50	200	---	0.2500
	Suchioc Grande	488848	2107801	180	950	450	0.1895	Los Cardos II	472230	2111470	50	200	80	0.2500
	Quepil I	470033	2118776	240	1250	250	0.1920	Ocusacayo III	493165	2116540	75	300	150	0.2500
	Los Otates I	487586	2108133	130	660	275	0.1970	Ocusacayo IV	493060	2116319	50	200	---	0.2500
	Cima I	479490	2113231	100	500	250	0.2000	Pelado	477182	2117549	220	855	425	0.2573
	Cuahutzin II	489065	2117980	70	350	300	0.2000	Cerro del Agua II	501123	2110869	160	620	300	0.2581
	El Hoyo	482223	2110683	100	500	300	0.2000	Los Otates III	488006	2107691	80	310	100	0.2581
	H. Cuahutzin II	491378	2118311	60	300	200	0.2000	Pelagatos	504011	2111113	80	310	125	0.2581
	Huilotito	466865	2111368	150	750	300	0.2000	Jumento	466973	2124090	155	600	300	0.2583
	Manteca	481271	2110781	90	450	150	0.2000	Ocusacayo II	493060	2116540	65	250	125	0.2600
	Mezontepecito II	474769	2122088	150	750	200	0.2000	Tlacotenco	499159	2113440	65	250	---	0.2600
	Teoca	490119	2123402	110	550	250	0.2000	Cerro del agua I	501106	2110884	150	570	300	0.2632
	Chalchihuites	468235	2112583	315	1500	350	0.2100	Los Cardos III	472441	2111469	65	245	130	0.2653
	Mixte	486401	2108951	110	520	200	0.2115	Chichinautzin	485704	2110841	160	600	250	0.2667
	Oyameyo	481075	2120310	170	800	300	0.2125	Los Cardos V	472861	2111469	120	450	150	0.2667
	Tlaloc III	496424	2113010	140	655	---	0.2137	Xitle	476680	2128147	175	645	350	0.2713
	Tlaloc VI	497160	2112998	90	420	---	0.2143	Los Cardos IV	472651	2111469	120	430	195	0.2791
	Suchioc Chico	488638	2108022	160	730	250	0.2192	Los Cardos VI	472651	2111358	120	430	114	0.2791
	Tlaloc IV	496635	2112888	160	720	---	0.2222	Huilote	466446	2111922	280	1000	250	0.2800

La selección final consistió, como se mencionó en la metodología, en escoger las estructuras volcánicas que fueran representativas de los diferentes estilos eruptivos, distintas morfologías y límites del área. En esta selección se excluyeron los volcanes escudos identificados, como el volcán Pelado (Siebe et al., 2004;) y el Tláloc (Siebe et al., 2005), ya que éstos son volcanes de edad Holocénica y este trabajo está enfocado a identificar las primeras manifestaciones de vulcanismo monogenético en la zona. En total se escogieron 29 estructuras volcánicas representativas, de las cuales 26 son conos de escoria y/o ceniza, dos domos y un derrame de lava grueso sin cono asociado.

Los domos Quepil y Tecuautzi, y el derrame grueso sin cono asociado, El Tabaquillo, son las estructuras seleccionadas para representar el estilo efusivo. El domo Quepil tiene una altura de 90 m y un diámetro promedio de 575 m, está cubierto por una capa de suelo de 10 cm en promedio con abundante vegetación. Por otro lado, el domo Tecuautzi no está cubierto por suelo y tiene 170

m de altura y 575 m de diámetro (Tabla 4). El derrame de lava sin cono asociado Tabaquillo tiene 300 m de espesor promedio, una longitud máxima de 6 km y se midieron 3 cm de espesor de suelo. Este derrame de lava conserva sus crestas de presión o líneas de flujo que indican la dirección de flujo hacia el sur y también pueden ser útiles para identificar la boca del derrame.

Tabla 4. Parámetros morfológicos de los domos y derrames gruesos de lava seleccionados.

Derrame grueso de lava/Domo	Espesor/h (m)	$W_b$ (m)	Longitud (*km)	Volumen ( $km^3$ )	Pendiente $e^\circ (\alpha)$	Espesor de suelo (cm)	Dirección líneas de flujo	Leeves	Redondez de los bordes
Tabaquillo	300	-----	6.0	0.72	N/A	3	Sur	sí	Incipiente
Quepil	90	575	-----	0.14	18	10	N/A	N/A	N/A
Tecuautzi	170	575	-----	0.11	20	0	N/A	N/A	N/A

### 3.1.2. Clasificación de los volcanes según edad relativa por $h/W_b$

A los 26 conos de escoria y ceniza seleccionados se les recalcularon los parámetros propuestos por Bemis y Ferencz (2017) tales como el grado de redondez de la cima del cono (*F, flat-topped-ness*); la inclinación de la pendiente (*S, Steep-sided-ness*); la profundidad relativa del cráter, la pendiente del cráter y la elongación del cono, además se calculó de nuevo el volumen de acuerdo a la fórmula usada por estas autoras. Estos parámetros complementan los propuestos por Wood (1980) para determinar el desgaste de los conos por procesos erosivos.

Los conos seleccionados tienen alturas ( $h$ ) entre 20 y 200 m y diámetros basales ( $W_b$ ) de 196 m a 1807 m (volcanes Tezoyuca 2 y Jumiltepec respectivamente). La relación  $h/W_b$  aumenta de 0.093 a 0.24 y los derrames de lava asociados a los conos alcanzan longitudes desde 1 km (Peñón Del Marqués) a 11.5 km (Achichipilco), con espesores de hasta 5 m. La pendiente varía de  $12^\circ$  a  $34^\circ$  y el volumen de los conos varía de  $0.0005 km^3$  (Tezoyuca 2) a  $0.19 km^3$  (Jumiltepec).

Los conos fueron divididos en cuatro grupos, tres de ellos de acuerdo a la edad relativa y uno a su localización. El grupo con edad relativa más antigua tiene valores  $h/W_b$  de 0.085 a 0.104 y pendientes de  $12^\circ$  a  $17^\circ$ ; el grupo intermedio varía de 0.11 a 0.157 y el ángulo de la pendiente varía de  $15^\circ$  a  $22^\circ$  y el grupo más joven oscila entre 0.161 a 0.247, con pendientes entre  $19^\circ$  a  $34^\circ$  (Tabla 5).

El cuarto grupo está representado por la Sierra Santa Catarina, la cual es una cadena volcánica que se encuentra 12 km alejada de los demás conos por sedimentos lacustres y fallamiento normal, considerándose un grupo aparte. Por tal motivo, se analizaron de manera independiente al resto de los volcanes y no se incluyeron en los grupos de edades relativas, pero se graficaron en las mismas gráficas. Los conos de la Sierra Santa Catarina presentan valores  $h/W_b$  de 0.138 a 0.195 y pendientes de 18° a 29°. (Tabla 5).

Tabla 5. Morfometría de los conos piroclásticos seleccionados.

Edad relativa	Volcán	Parámetros morfométricos (basados en metodología de Wood, 1980)					Flujos de lava asociados a conos			Parámetros morfométricos (basados en metodología de Bemis y Ferencz, 2017)					
		h (m)	$W_b$ (m)	$W_{cr}$ (m)	Pendiente del cono ° $h/W_b$	V cono ( $km^3$ )	Longitud (*km) prom	Espesor (*m) prom	V cono ( $km^3$ )	(S)	(F)	PRC * del cráter	Elongación		
Grupo joven	Tlaltizapán	80	462	100	0.1731	24	0.0057	1.50	2.00	0.0047	0.4417	0.22	0.25	0.4000	0.796
	Tecmilco	130	803	55	0.1618	19	0.0236	5.20	1.50	0.0221	0.3475	0.07	0.60	2.8364	0.903
	Mezontepec	200	834	75	0.2398	28	0.0400	4.20	2.70	0.0368	0.5270	0.09	0.06	0.3200	0.811
	Aholo	130	525	88	0.2476	31	0.0112	1.70	3.00	0.0097	0.5950	0.17	0.46	1.3698	0.825
	Cuautepel	200	856	120	0.2337	28	0.0445	10.00	3.00	0.0391	0.5437	0.14	0.10	0.3175	0.903
	Achichipilco	150	646	200	0.2324	34	0.0230	11.50	2.70	0.0180	0.6734	0.31	0.27	0.4000	0.592
	Zitlaltepel	120	745	150	0.1610	22	0.0217	4.10	1.00	0.0182	0.4032	0.20	0.29	0.4667	0.700
<i>Promedios</i>		<i>144</i>	<i>696</i>	<i>113</i>	<i>0.2071</i>	<i>26</i>	<i>0.0242</i>	<i>5.46</i>	<i>2.27</i>	<i>0.0212</i>	<i>0.5045</i>	<i>0.17</i>	<i>0.29</i>	<i>0.8729</i>	<i>0.790</i>
Grupo intermedio	Malacatepec	125	1046	200	0.1195	16	0.0440	2.50	1.50	0.0371	0.2955	0.19	0.24	0.2980	0.858
	Tlayacapan	100	840	90	0.1190	15	0.0207	6.40	2.80	0.0187	0.2667	0.11	0.23	0.5111	0.820
	Tezoyuca 2	30	190	80	0.1579	28	0.0005	1.25	4.00	0.0003	0.5455	0.42	0.47	0.3500	0.849
	Texio	30	247	50	0.1216	17	0.0006	1.00	2.80	0.0005	0.3050	0.20	0.33	0.4000	0.933
	Tres de Mayo 1	35	290	50	0.1206	16	0.0009	1.00	2.00	0.0008	0.2914	0.17	0.49	0.6800	0.661
	Tres de Mayo 2	40	332	100	0.1206	19	0.0016	1.80	1.50	0.0013	0.3453	0.30	0.48	0.3800	0.586
	Tres de Mayo 3	45	288	70	0.1561	22	0.0013	2.50	2.00	0.0010	0.4124	0.24	0.33	0.4286	0.920
	Coatzontle	60	545	190	0.1101	19	0.0069	1.20	2.00	0.0052	0.3383	0.35	0.98	0.6211	0.890
Tezoyuca 1	65	540	90	0.1204	16	0.0059	2.10	7.00	0.0051	0.2889	0.17	0.29	0.4222	0.636	
<i>Promedios</i>		<i>59</i>	<i>480</i>	<i>102</i>	<i>0.1273</i>	<i>19</i>	<i>0.0091</i>	<i>2.19</i>	<i>2.84</i>	<i>0.0078</i>	<i>0.3432</i>	<i>0.24</i>	<i>0.43</i>	<i>0.4546</i>	<i>0.795</i>
Grupo viejo	C. La Estrella	110	1070	150	0.1029	13	0.0382	1.50	5.00	0.0336	0.2393	0.14	0.09	0.1333	0.797
	La Corona	30	322	72	0.0931	13	0.0010	2.10	3.00	0.0009	0.2398	0.22	0.47	0.3889	0.568
	Jumiltepec	170	1807	450	0.0941	14	0.1904	7.80	3.70	0.1543	0.2506	0.25	0.12	0.0889	0.934
	Las Tetillas	130	1245	200	0.1044	14	0.0626	4.70	5.00	0.0542	0.2487	0.16	0.17	0.2200	0.797
	Chimalhuacan	140	1447	100	0.0968	12	0.0824	1.90	2.00	0.0771	0.2079	0.07	0.34	0.9600	0.872
	Peñón del Marqués	70	815	370	0.0859	17	0.0202	1.10	1.70	0.0147	0.3144	0.45	0.71	0.2703	0.864
<i>Promedios</i>		<i>108</i>	<i>1118</i>	<i>224</i>	<i>0.0962</i>	<i>14</i>	<i>0.0658</i>	<i>3.18</i>	<i>3.40</i>	<i>0.0558</i>	<i>0.2501</i>	<i>0.22</i>	<i>0.32</i>	<i>0.3436</i>	<i>0.805</i>
SSC	Guadalupe	270	1401	388	0.1928	28	0.1876	2.50	2.50	0.2767	0.2963	0.41	0.86	0.41	0.854
	Mazatepec	180	924	290	0.1949	29	0.0568	2.30	3.00	0.0442	0.5680	0.31	0.18	0.2181	0.506
	Yuhualixqui	110	795	100	0.1384	18	0.0208	1.50	1.00	0.0185	0.3167	0.13	0.21	0.4600	0.904
	Tetecón	90	650	170	0.1385	21	0.0132	1.90	2.00	0.0106	0.3750	0.26	0.89	0.9412	0.773
	Xaltepec	150	1072	290	0.1399	21	0.0607	2.40	2.80	0.0485	0.3835	0.27	0.33	0.3421	0.919
<i>Promedios</i>		<i>160</i>	<i>968</i>	<i>248</i>	<i>0.1609</i>	<i>23</i>	<i>0.0678</i>	<i>2.12</i>	<i>2.26</i>	<i>0.0797</i>	<i>0.3879</i>	<i>0.28</i>	<i>0.49</i>	<i>0.4749</i>	<i>0.7912</i>

\* PRC: Profundidad relativa del cráter

Los parámetros calculados según la metodología de Wood (1980) y Bemis y Ferencz (2017) muestran ligeras variaciones (Tabla 5). Se puede apreciar que los volúmenes calculados son similares y la pequeña diferencia se debe a que la fórmula usada por Wood (1980) considera el radio de la base del cono y del cráter, y la usada por Bemis y Ferencz (2017) utiliza el diámetro del

cono y del cráter. Sin embargo, al comparar con los grupos de edad relativa, se observa un comportamiento similar con los parámetros de las metodologías diferentes.

Aun considerando las diferentes metodologías, los volúmenes mayores corresponden a los volcanes clasificados dentro del grupo más antiguo, y el volumen de los conos disminuye en los volcanes de los grupos más jóvenes (Fig. 9). Por otro lado, al comparar el valor de  $\alpha$  y S con los diferentes grupos de edades relativas, se pudo identificar que la pendiente en los volcanes del grupo más antiguo es menor mientras que en los volcanes del grupo más joven, tiende a aumentar (Fig. 9). En el caso de la Sierra Santa Catarina, los conos con mayor pendiente tienen mayor volumen y los de menor pendiente, menor volumen. Estas características son consistentes con el tiempo de exposición a procesos de erosión de los conos, entre más tiempo transcurra, es de esperarse que ocurra un mayor desgaste en los conos (Fig. 9).

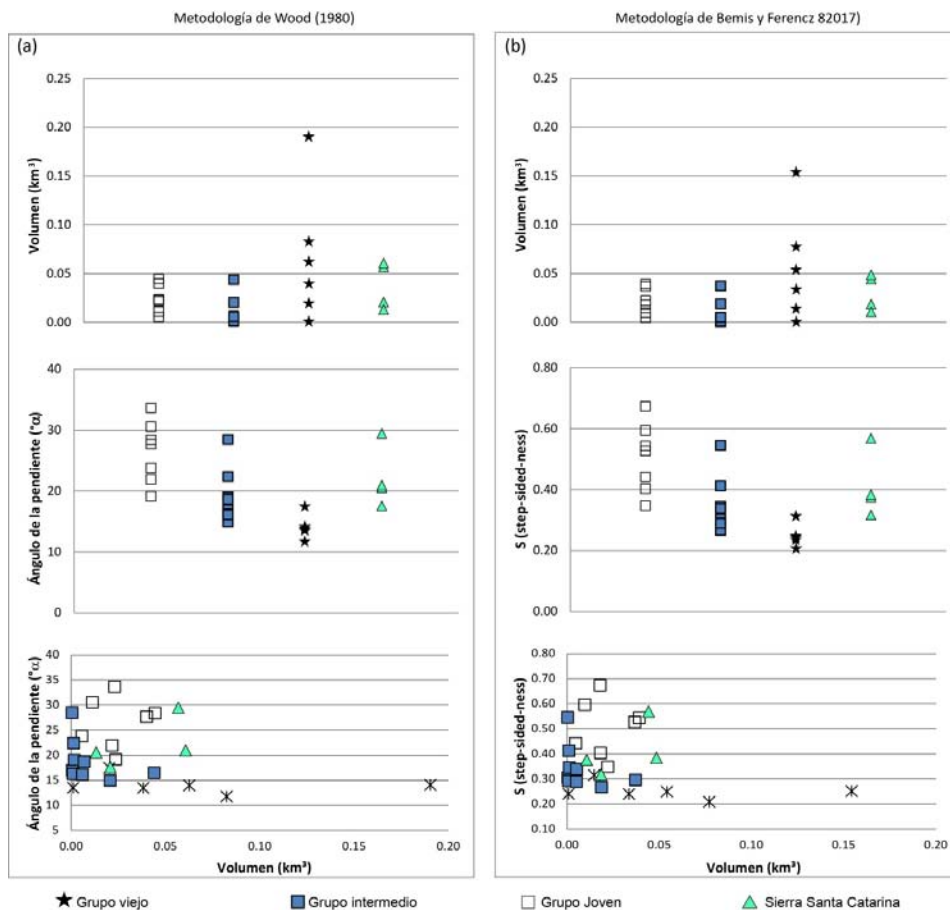


Fig. 9. Comparación de volumen de conos y pendientes contra edades relativas. (a) usando parámetros de Wood (1980). (b) Usando parámetros de Bemis y Ferencz (2017).



En cuanto a la longitud y el espesor de los derrames de lava asociados a los conos son en promedio 3.18 km y 3.40 m, respectivamente para los conos del grupo más viejo. En los conos de los grupos más jóvenes, el alcance de los derrames de lava es mayor, con un promedio de 5.46 km y un espesor promedio de 2.27 m.

Los volcanes de la Sierra Santa Catarina se encuentran con valores  $h/W_b$  entre el grupo intermedio y el joven (0.138 y 0.194), con volumen promedio de  $0.036 \text{ km}^3$ , y longitud y espesor promedio de 2.03 km y 2.20 m respectivamente.

La figura 10 muestra la correlación entre los parámetros  $F$  (*Flat-topped-ness*) y  $S$  (*Steep-sided-ness* o inclinación de la pendiente) y el valor del cono ideal según Wood (1980) que es  $F: 0.4$  y  $S: 0.6$ . Se puede observar que la pendiente es menor en los volcanes del grupo más antiguo y que va incrementándose, de manera general, en los volcanes de los grupos más jóvenes. Se observa además una correlación entre  $F$  (redondez de la cima) y  $S$  en la cual a mayor redondez menor la inclinación. Esto, en general, es consistente con la degradación de los conos a través del tiempo.

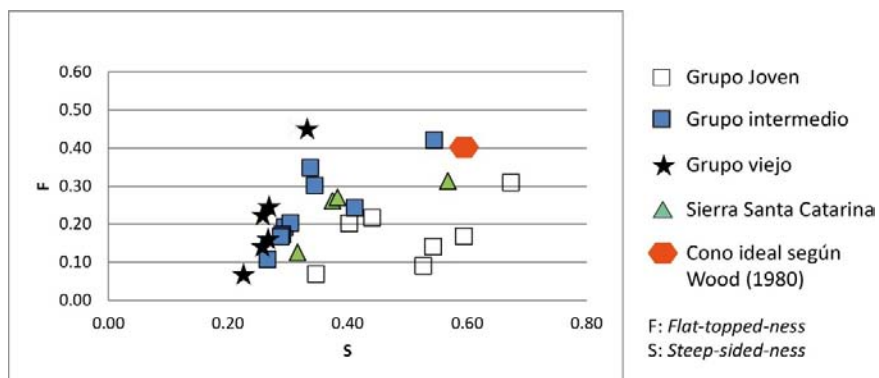


Fig. 10. Comparación entre los parámetros  $F$  y  $S$  de los volcanes de cada uno de los grupos de edad relativa.

### 3.2 Geocronología

#### 3.2.1 Análisis de las edades: periodos de actividad y de inactividad.

El análisis de fechamiento se hizo para 23 conos piroclásticos, dos domos y un derrame de lava sin cono asociado. Las edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtenidas se muestran en la Tabla 6 y varían de  $\sim 1294$  ka a  $\sim 7$  ka con una incertidumbre de  $1 \sigma$ . Las estructuras fechadas se dividieron en cuatro grupos,

tres de ellos por edad y uno por su ubicación. Los volcanes divididos por edad fueron corroborados con los grupos de edad relativa obtenidos por la relación  $h/W_b$  mencionados anteriormente (Tabla 5).

Tabla 5. Edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y  $^{14}\text{C}$  de la Sierra Chichinautzin.

Edad relativa	Volcán	Edad isotópica	Método	Posición/tipo de muestra	Autor	
Grupo joven	Xitle	1,675 ± 40 yr B.P.	$^{14}\text{C}$	Carbón en ceniza	Siebe 2000	
		1975 ± 60 yr B.P.	$^{14}\text{C}$	Carbón en material arqueológico debajo de lava	Córdoba, et. al., 1994	
	Chichinautzin	1835 ± 55 yr B.P.	$^{14}\text{C}$	Carbón en ceniza	Siebe et. al. 2004	
	PL-1 Tecuautzi	2 ± 56 ka	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Roca total	Layer et al., 2009	
	Jumento	2010 ± 30 yr B.P.	$^{14}\text{C}$	Oleada húmeda basal	Arce et al., 2015	
	Pelagatos	>2520 ± 105 yr B.P.	$^{14}\text{C}$	Carbón retrabajado contra flujos de lava	Guilbaud et al., 2009	
	Gespalapa	>2835 ± 75 yr B.P.	$^{14}\text{C}$	Paleosuelo sobre cono	Siebe et al., 2004	
	Pelado	4070 ± 150 yr B.P.	$^{14}\text{C}$	Paleosuelo entre bloques de lava	Kirianov, et. al. 1990	
	Tláloc	>6200 ± 85 yr B.P.	$^{14}\text{C}$	Paleosuelo debajo de ceniza	Siebe et. al. 2005	
	P3C1	>6700 ± 150 yr B.P.	$^{14}\text{C}$	Paleosuelo sobre el cono	Kirianov, et. al. 1990	
	<b>Tabaquillo</b>	<b>7 ± 9 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>	
	Cuauhtzin	7360 ± 120 yr B.P.	$^{14}\text{C}$	Depósito de flujo de bloques y ceniza	Siebe et. al. 2005	
		8225 ± 130 yr B.P.	$^{14}\text{C}$	Lahar debajo de un depósito de BAF	Siebe et. al. 2005	
	La Cima	>1060 ± 70 yr B.P.	$^{14}\text{C}$	Paleosuelo sobre cono	Kirianov, et. al. 1990	
		>10410 ± 80 yr B.P.	$^{14}\text{C}$	Paleosuelo sobre cono	Kirianov, et. al. 1990	
	<b>Mezontepec</b>	<b>11 ± 3 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>	
	Ocusacayo	13585 ± 75 yr B.P.	$^{14}\text{C}$	Ceniza debajo de PWA*	Siebe et. al. 2005	
		>21675 + 220/-215 yr B.P.	$^{14}\text{C}$	Paleosuelo sobre flujo de lava	Siebe et. al. 2005	
	Oyameyo	13755 ± 95 yr B.P.	$^{14}\text{C}$	Carbón debajo de lapilli	Wallace y Carmichael, 1999	
	Raíces	>15570 ± 300 yr B.P.	$^{14}\text{C}$	Paleosuelo sobre cono	Kirianov, et. al. 1990	
		>15740 ± 80 yr B.P.	$^{14}\text{C}$	Paleosuelo sobre cono	Kirianov, et. al. 1990	
	P3C2	18680 ± 120 yr B.P.	$^{14}\text{C}$	Paleosuelo sobre lava	Kirianov, et. al. 1990	
	Malinale	18900 ± 600 yr B.P.	$^{14}\text{C}$	Carbón en cono de escoria	Kirianov, et. al. 1990	
	Hijo del Cuautzin	>20895 + 245/-235 yr B.P.	$^{14}\text{C}$	Paleosuelo sobre lava debajo de PWA*	Siebe et. al. 2005	
	<b>V. Aholo</b>	<b>23 ± 15 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>	
	<b>V. Cuauhtepel</b>	<b>34 ± 5 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>	
	<b>Achichipilco</b>	<b>34 ± 6 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>	
	<b>Tlayacapan</b>	<b>35 ± 4 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>	
Grupo intermedio	<b>Malacatepec</b>	<b>95 ± 12 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>	
	<b>Zitlaltépel</b>	<b>133 ± 32 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>	
	<b>Tezoyuca 2</b>	<b>159 ± 26 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>	
	<b>Quepil</b>	<b>181 ± 20 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>	
	<b>Coatzontle</b>	<b>222 ± 52 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>	
	<b>Tezoyuca 1</b>	<b>238 ± 51 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>	
	Grupo viejo	<b>C. La Estrella</b>	<b>765 ± 30 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>
		<b>La Corona</b>	<b>820 ± 11 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>
<b>Jumiltepec</b>		<b>846 ± 8 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>	
<b>Las Tetillas</b>		<b>986 ± 46 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>	
AT-1		1020 ± 160 ka	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Roca total	Arce et al., 2013	
<b>Chimalhuacan</b>		<b>1094 ± 23 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>	
<b>Peñón Del</b>		<b>1124 ± 21 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>	
<b>Marqués</b>		<b>1294 ± 36 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>	
SSC	<b>Mazatepec</b>	<b>23 ± 4 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>	
	<b>Tecuautzi</b>	<b>29 ± 4 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>	
	<b>Yuhualixqui</b>	<b>62 ± 98 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>	
	<b>Tetecón</b>	<b>85 ± 32 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>	
	<b>Xaltepec</b>	<b>132 ± 70 ka</b>	<b><math>^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}</math></b>	<b>Roca total</b>	<b>Este trabajo</b>	

PWA. Pómez con Andesita (Mooser, 1967). También conocida como Pómez Tutti Frutti (Siebe et al., 1996)

En el caso del domo El Quepil, éste se había asignado al grupo intermedio por las características del espesor del suelo y la pendiente, y en el caso del derrame Tabaquillo al grupo de edad más joven por su incipiente suelo y sus bordes abruptos, así como las crestas de presión bien conservadas. El domo Tecuautzi pertenece al grupo de la Sierra Santa Catarina. La figura 11 muestra las incertidumbres de las edades obtenidas para cada estructura fechada.

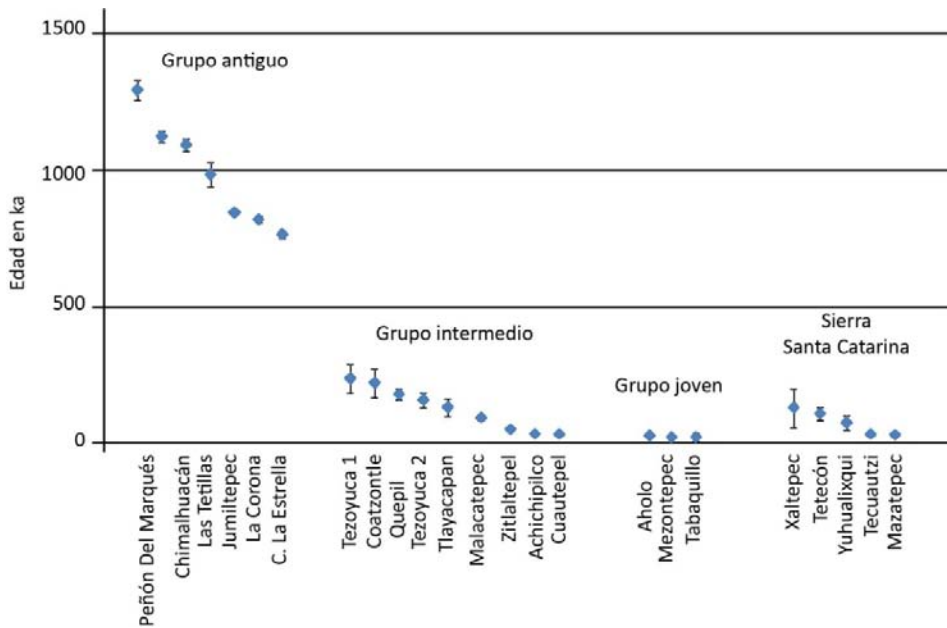


Fig. 11 Gráfica de las incertidumbres sigma 1 de las fechas obtenidas en este trabajo.

Del análisis de la tabla 4 y de la figura 11 se identificaron tres grupos de edades que están separados por dos *gaps* temporales en el vulcanismo monogenético. De acuerdo a las edades, el vulcanismo monogenético más antiguo en el área de estudio aconteció hace  $1294 \pm 36$  ka y terminó hace  $765 \pm 30$  ka. En este trabajo se nombraron a los conos que conforman ese grupo como el Grupo Volcánico Monogenético Peñón (GVMP). En la figura 12a se observa un *gap* temporal en la actividad monogenética que duró aproximadamente 527 ka, este *hiatos* terminó cuando el vulcanismo monogenético se reactivó hace  $238 \pm 51$  ka. Esta segunda etapa de vulcanismo monogenético finalizó hace  $95 \pm 12$  ka y a los conos que pertenecen a este grupo se les denominó Grupo Volcánico Chichinautzin Antiguo (GVCA), seguido de un segundo periodo de quietud volcánica monogenética que duró unos 60 ka (Fig. 12b). El vulcanismo monogenético empezó de nuevo hace  $35 \pm 4$  ka con los volcanes que conforman al Grupo Volcánico Chichinautzin Joven (GMCJ; Fig. 6b). Las últimas erupciones datadas de este grupo son entre  $1675 \pm 40$  a  $1975 \pm$



60 yr B.P. (Córdova et al., 1994; Siebe, 2000). La Sierra Santa Catarina tiene un rango de edad de  $132 \pm 70$  a  $23 \pm 4$  ka.

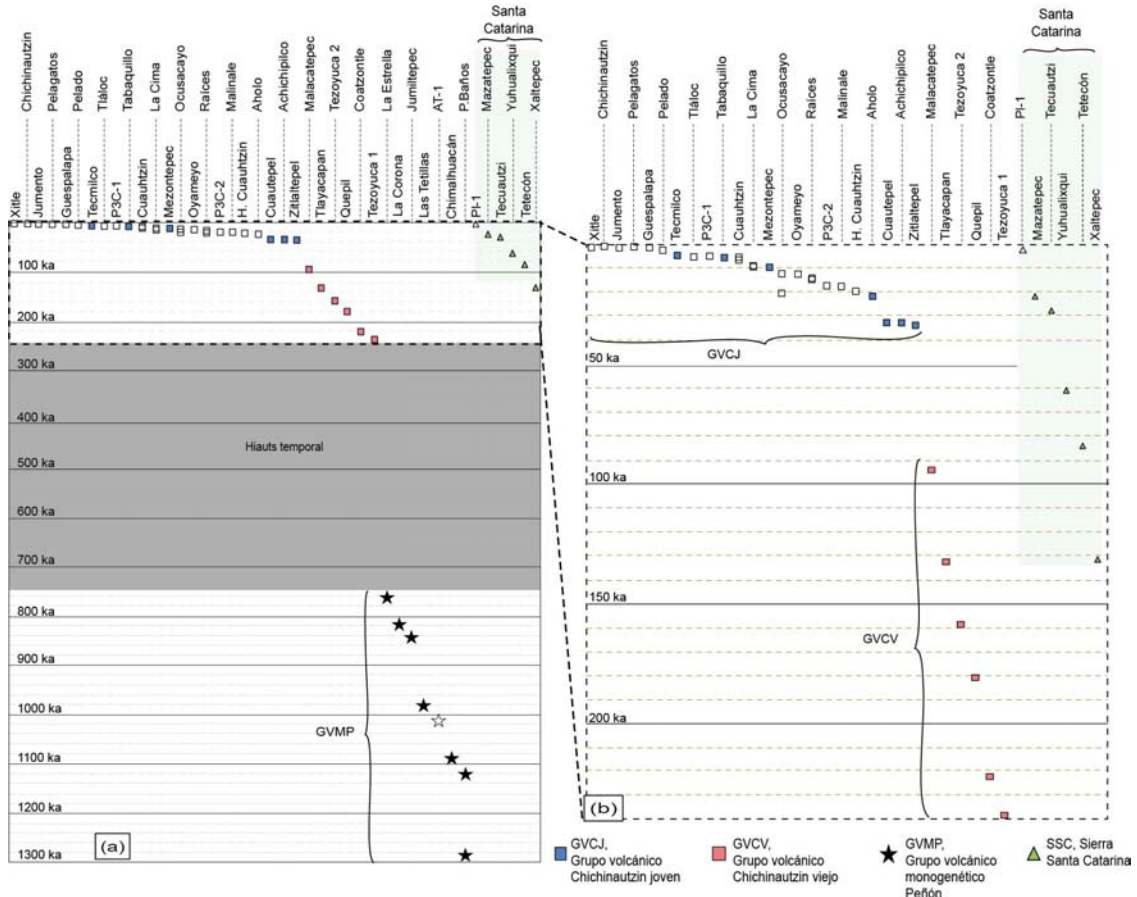


Fig. 12 (a) Los volcanes del GVMP tienen edades de  $1294 \pm 36$  ka a  $765 \pm 30$  ka. Entre el GVMP y el GVCV se observa el primer *gap* de  $\sim 527$  ka. (b) Acercamiento de los últimos 240 ka, se observan la segunda y tercera reactivación del vulcanismo monogenético y el segundo *gap* de  $\sim 60$  ka. Los símbolos rellenos son de este trabajo, los símbolos abiertos son de trabajos previos (Tabla 5).

### 3.2.2 Correlación del análisis morfométrico y las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

Las edades relativas fueron correlacionadas con las edades radiométricas obtenidas en esta investigación y, con estos datos se realizó un análisis geoestadístico con el método Spline, en Arc Gis, el cual interpola una superficie raster a partir de puntos usando una técnica de curvatura mínima bidimensional. El resultado se usó para determinar la posible distribución de los volcanes monogenéticos de cada uno de los grupos identificados. Con este mapa de distribución (Fig. 13) se observa que los volcanes más recientes se fueron concentrando en la parte media del área con el tiempo.

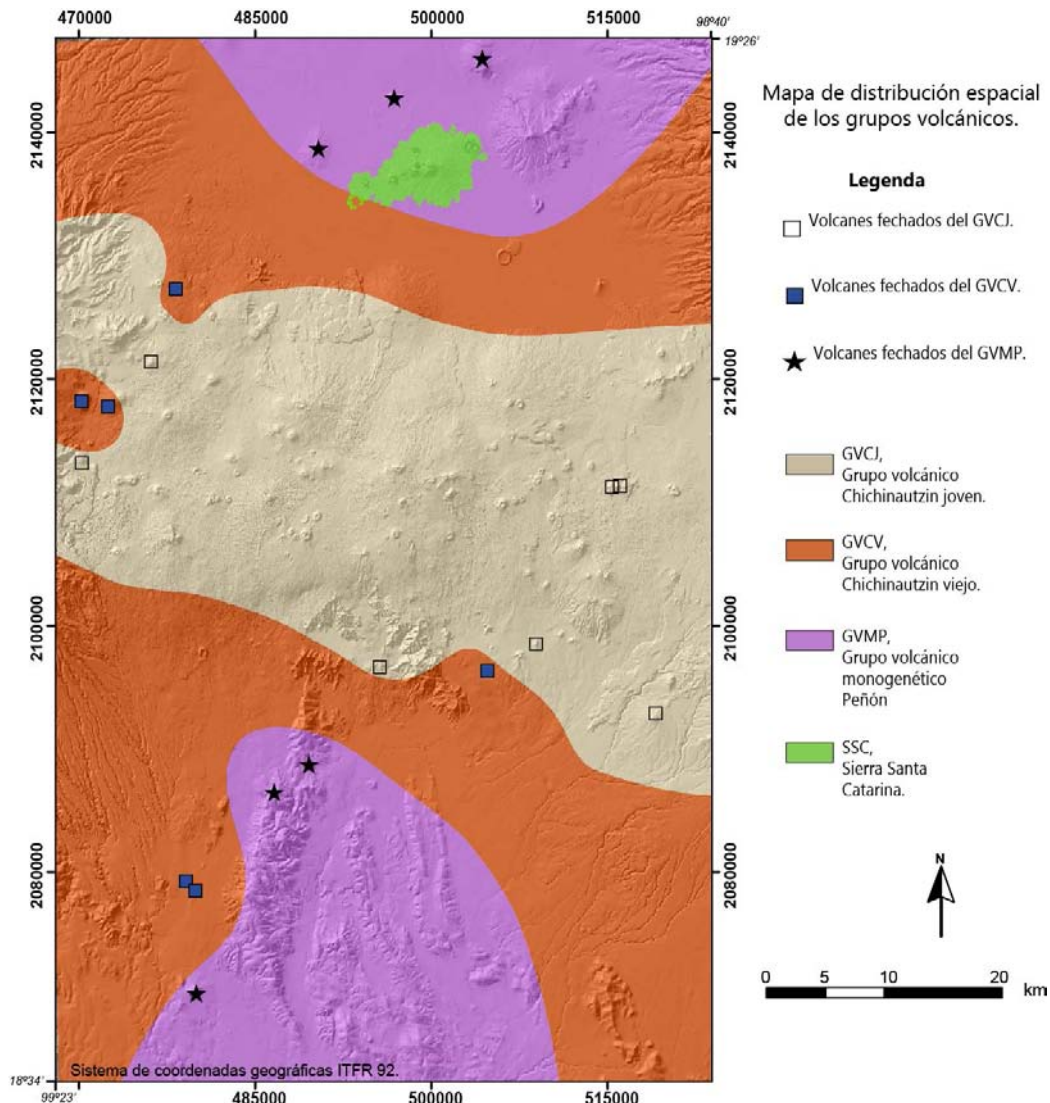


Fig. 13 Mapa de distribución de los grupos volcánicos monogénicos.

El vulcanismo monogénico más antiguo del área lo representa el Grupo Volcánico Monogénico Peñón (GVMP), el cual fue identificado en las partes norte y sur del área estudiada (Fig. 14). Los depósitos de este grupo volcánico podrían continuar por debajo de los sedimentos lacustres del lago de Chalco, como sugieren estudios geofísicos y de limnología realizados en la zona (Lozano-García et al., 1993; Campos-Enríquez et al., 1997, 2015; Ortega-Guerrero et al., 2017). Los volcanes del Grupo Volcánico Chichinautzin Antiguo (GVCA) fueron identificados en los extremos oeste, este y sur (Fig. 14). El Grupo Volcánico Chichinautzin Joven (GVCJ) se emplazó en la parte central del área de estudio, sobreyaciendo algunos depósitos del GVCA (Fig. 14).



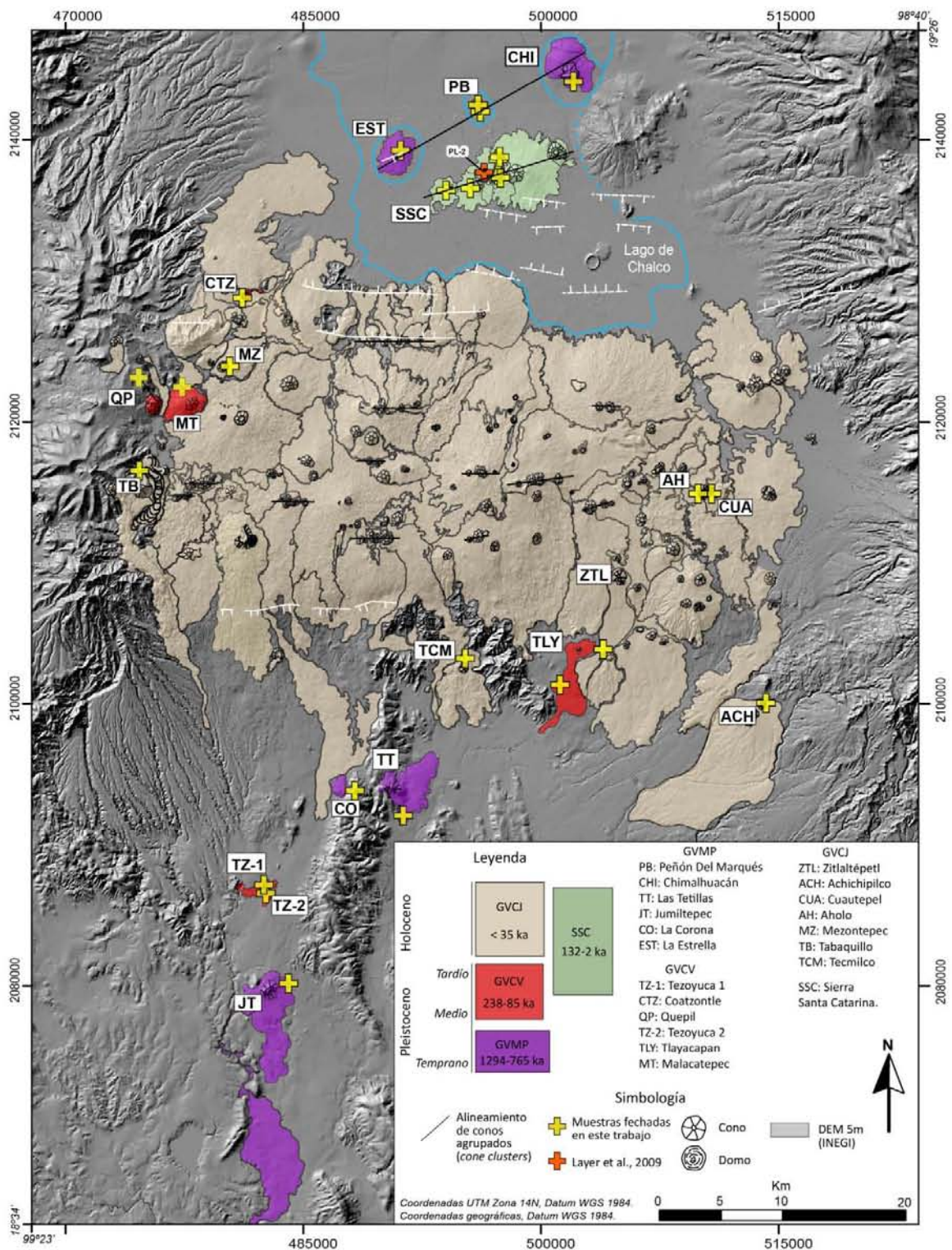


Fig. 14 Mapa geológico del área de estudio. Líneas blancas: fallas(García-Palomo et al, 2002, 2008); líneas blancas punteadas: fallas inferidas(Campos-Enríquez et a., 2015); línea azul: límite inferido del antiguo Lago de Chalco.

La Sierra Santa Catarina se encuentra en la parte norte del área estudiada y está limitada al norte y al sur por depósitos lacustres (Fig. 14). De acuerdo a los depósitos observados en la sierra, se piensa que éstos sobreyacen algunos depósitos del lago y depósitos volcánicos más antiguos.

### 3.3 Grupos volcánicos de la Sierra Chichinautzin.

En la siguiente sección se describirán cada uno de los grupos volcánicos. Se explicará el pulso inicial de la actividad volcánica, los cambios en el vulcanismo a través del tiempo y el estilo eruptivo mediante la secuencia estratigráfica de los volcanes representativos de cada grupo.

#### **Grupo Volcánico Monogenético El Peñón (GVMP).**

El vulcanismo monogenético más antiguo del área comenzó en el norte con las erupciones de los volcanes Peñón Del Marqués (PB) y Chimalhuacán (CHI) hace  $1294 \pm 36$  ka (Fig. 15). Estos volcanes marcan el límite norte de este grupo volcánico.

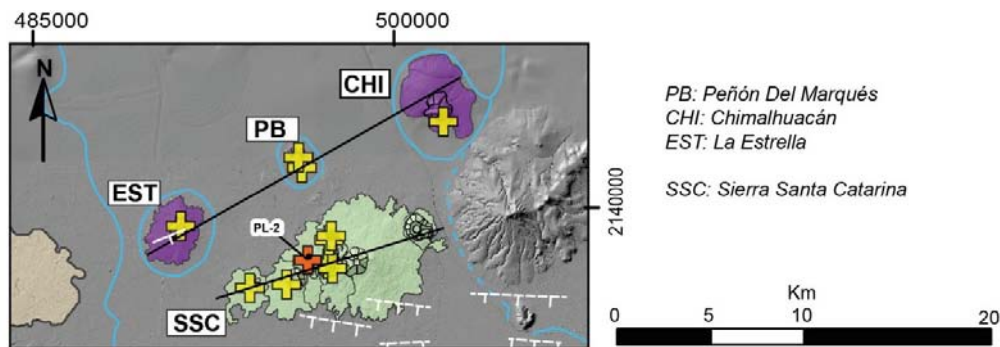


Fig. 15. Localización de los volcanes más Peñón Del Marqués, Chimalhuacán y La Estrella del GVMP, ubicados en la parte norte del área de estudio.

Posteriormente, el vulcanismo monogenético migró hacia el sur con los volcanes Las Tetillas (TT), Jumiltepec (JT) y La Corona (LC), los cuales son los conos más al sur en el área (Fig.16).

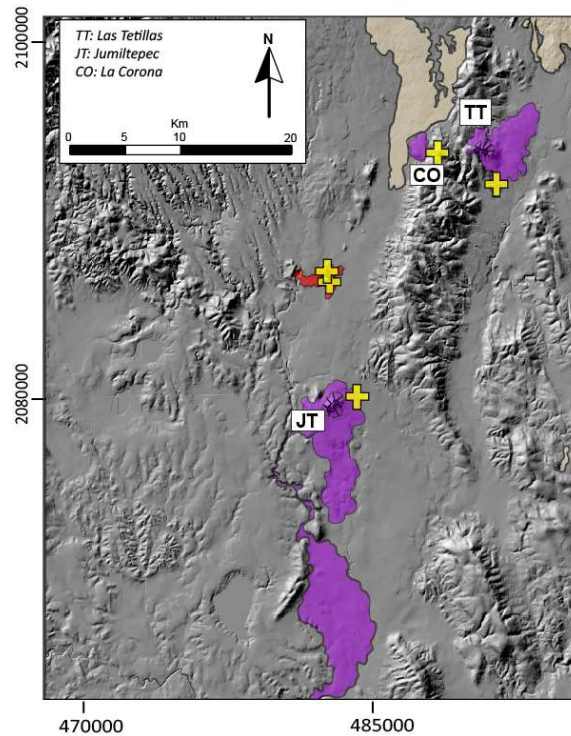


Fig. 16. Localización de los volcanes Las Tetillas, La Corona y Jumiltepec pertenecientes al GVMP, ubicados en la parte sur del área de estudio.

Los depósitos de estos volcanes, probablemente subyacen a los depósitos de los volcanes más jóvenes en la parte media del área. La última actividad monogenética registrada en el GVMP fue con la erupción del volcán La Estrella hace  $765 \pm 30$  ka. Las edades obtenidas en estos volcanes podrían considerarse consistentes con la polaridad inversa que se obtuvo para estos conos, y se asocian con el Cron Matuyama, el cual es mayor a 700 ka (Martin Del Pozzo, 1989).

La distancia entre los bordes norte y sur de este grupo es  $\sim 78$  km, y morfológicamente los conos son amplios, con diámetros entre 322 y 1807 m y bajos con alturas entre 30 y 170 m. Estos conos muestran pendientes suaves, lo que puede indicar que estuvieron sometidos a procesos de erosión por más tiempo. Además se encuentran a una distancia promedio entre sí de 8 km y están alineados con una orientación promedio  $N70^\circ E$ . La figura 17 muestra los perfiles topográficos elaborados a partir de las imágenes de satélite y del modelo de elevación digital.

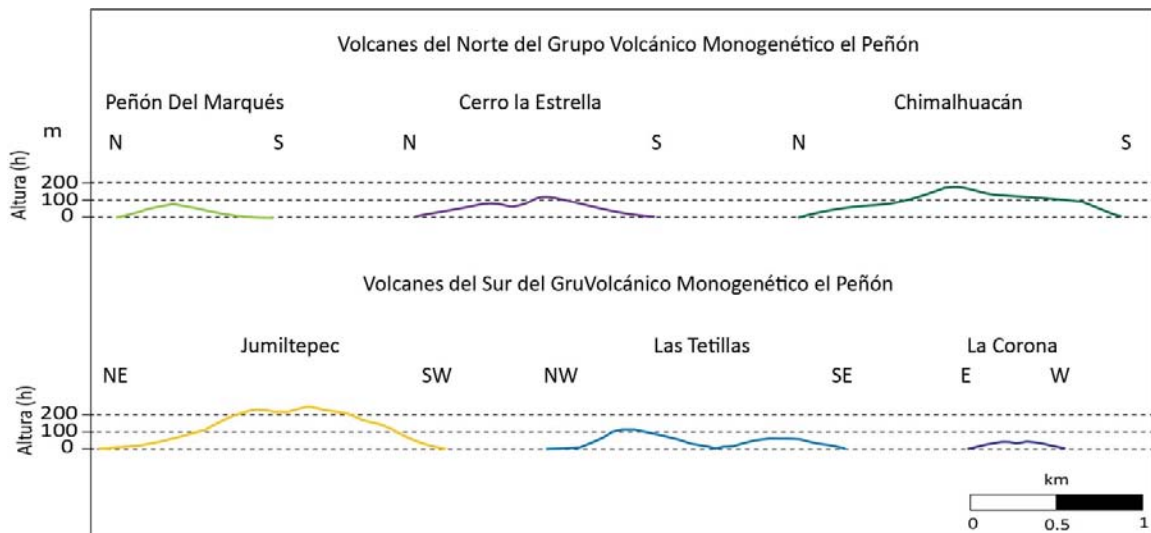


Fig. 17 Perfiles topográficos de los volcanes más antiguos del área de estudio. La escala vertical y la horizontal no son iguales.

Las erupciones iniciales en los volcanes Chimalhuacán, Peñón Del Marqués, La Estrella y Jumiltepec ocurrieron por un conducto abierto, esta actividad produjo grandes fragmentos de lava masivas tipo *spatter* y bombas que al depositarse se fueron aglutinando y soldando, formando la base de los conos. Este tipo de piroclastos se asocia a una fragmentación lenta del magma durante su ascenso, provocando que las burbujas de gases exploten cerca de la superficie, arrojando los fragmentos de lava (Zimanowski et al., 1997). Posteriormente, las erupciones produjeron estratos de ceniza gruesa de color rojizo con espesores entre 10 y 40 cm, intercaladas con capas de lapilli grueso y capas de lapilli escoreáceo con bombas densas de lava en proporciones variables. Hacia la cima de los volcanes es común encontrar estratos de lapilli grueso con espesores de 4 a 7 cm. La presencia de materiales menos gruesos como lapilli y la ceniza, indican que la actividad eruptiva se volvió medianamente más explosiva. Los flujos de lava se emplazaron rodeando a los conos, como se puede ver en el mapa geológico (Fig. 14). Los volcanes parecen haber sido formados primero eyectando materiales gruesos (bombas y escorias) y después emitiendo materiales finos como la ceniza (Fig. 18).



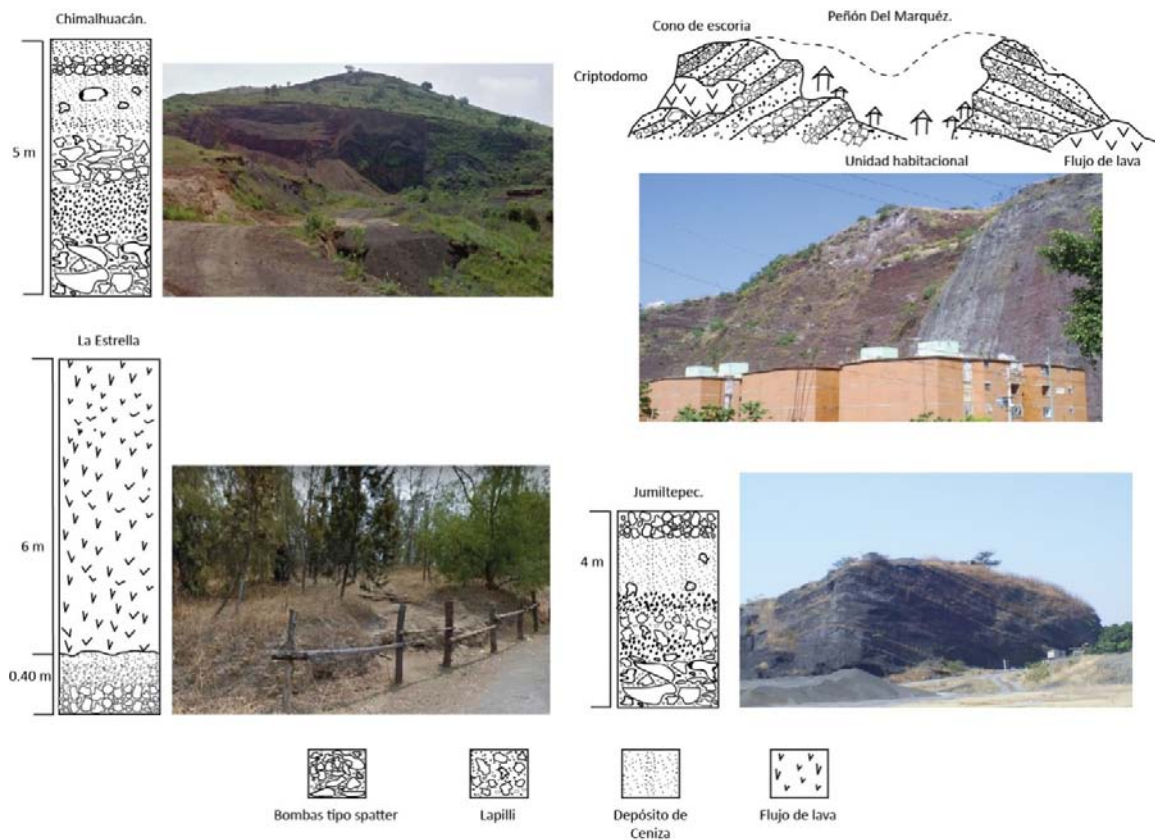


Fig. 18 Columnas estratigráficas de los volcanes Chimalhuacán, Peñón Del Marqués, La Estrella y Jumiltepec.

En el caso de los volcanes La Corona y Las Tetillas, al sur del área de estudio, la base de los conos se formó por la acumulación de bloques masivos juveniles. Sobreyaciendo estos bloques se observa un cambio gradual de bombas tipo *spatter* a una sucesión de capas de 10 a 20 cm de espesor de ceniza y lapilli rojiza, intercaladas con estratos delgados (2-3 cm) de bombas escoreáceas. Esto sugiere que hubo variaciones en el contenido de gas en el magma, favoreciendo una mayor fragmentación del mismo y una vesicularidad mayor en los productos generados, lo que se asocia a procesos explosivos (Fig. 19).

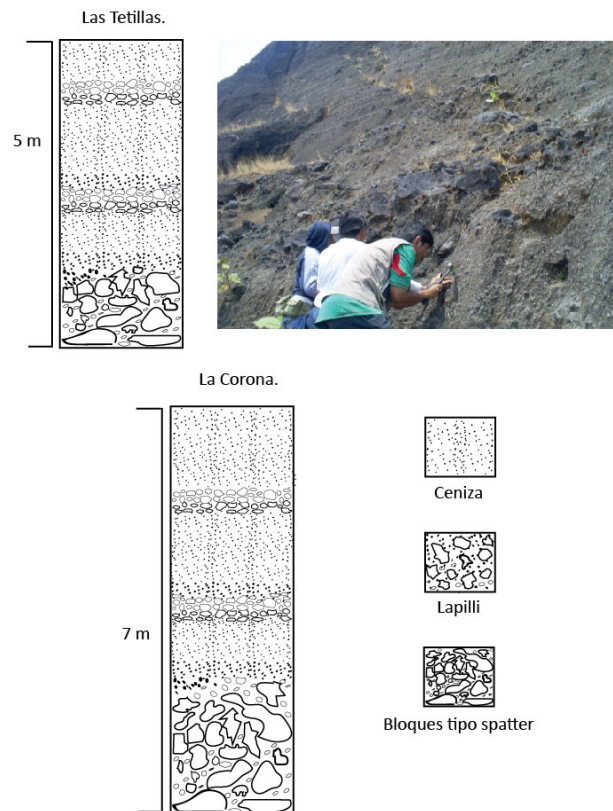


Fig. 19 Columnas estratigráficas de los volcanes Las Tetillas (arriba) y La Corona (abajo).

Los flujos de lava asociados a los volcanes Chimalhuacán, La Estrella y Peñón Del Marqués, en la parte norte del área, tienen hasta 4 km de largo; mientras que los derrames de lava de los volcanes Las Tetillas, La Corona y Jumiltepec, localizados en la parte sur del área, fueron más fluidos y alcanzaron hasta 8 km de longitud, probablemente formando tubos de lava. Estudios previos de paleomagnetismo realizados en las rocas de estos volcanes indican que estos conos tienen polaridad reversa (Martin Del Pozzo, 1989), lo que los ubica en el cron Matuyama ( $>777.76$  ka, Hyodo y Kitaba, 2015). Las edades obtenidas en este trabajo, de  $1294 \pm 36$  ka (Peñón Del Marqués) a  $820 \pm 11$  ka (La Corona) pueden ser consistentes con las polaridades reversas. En el caso del volcán C. La Estrella, la edad obtenida ( $765 \pm 30$  ka) está en el límite propuesto para los cronos Matuyama y Bruhnes y de acuerdo con Urrutia-Fucugauchi (1995), las rocas tienen polaridad normal pero con inclinación intermedia, por lo que este autor las sitúa en el cron Matuyama.

La petrografía muestra que las rocas (CH-2 Chimalhuacán, CH-3 Peñón Del Marqués, JJ-1 Jumiltepec y CV-4 La Corona) son hipocristalinas con matriz de microlitos de plagioclasa inmersos



en vidrio. Algunas rocas presentan texturas porfídicas (20-30% matriz, 80-70% fase cristalina) y otras pilotaxíticas. Se encontraron plagioclasas en fenocristales (0.3 a > 3 mm) euhedrales y subhedrales que se encuentran fracturados, algunas con zoneamiento oscilatorio y la mayoría sin bordes de reabsorción. En el volcán Chimalhuacán se identificaron plagioclasas con el centro reabsorbido (Fig. 20), indicando desequilibrio en esta fase mineral. Los piroxenos se presentan en fenocristales (0.3 mm) y microfenocristales (0.15 mm) euhedrales y subhedrales con indicios de desequilibrio como bahías y bordes ligeramente reabsorbidos, excepto en el volcán La Corona, en donde se observaron bordes de oxidación muy desarrollados (0.05 mm) y centro reabsorbido con cristales de plagioclasa (Fig. 20).

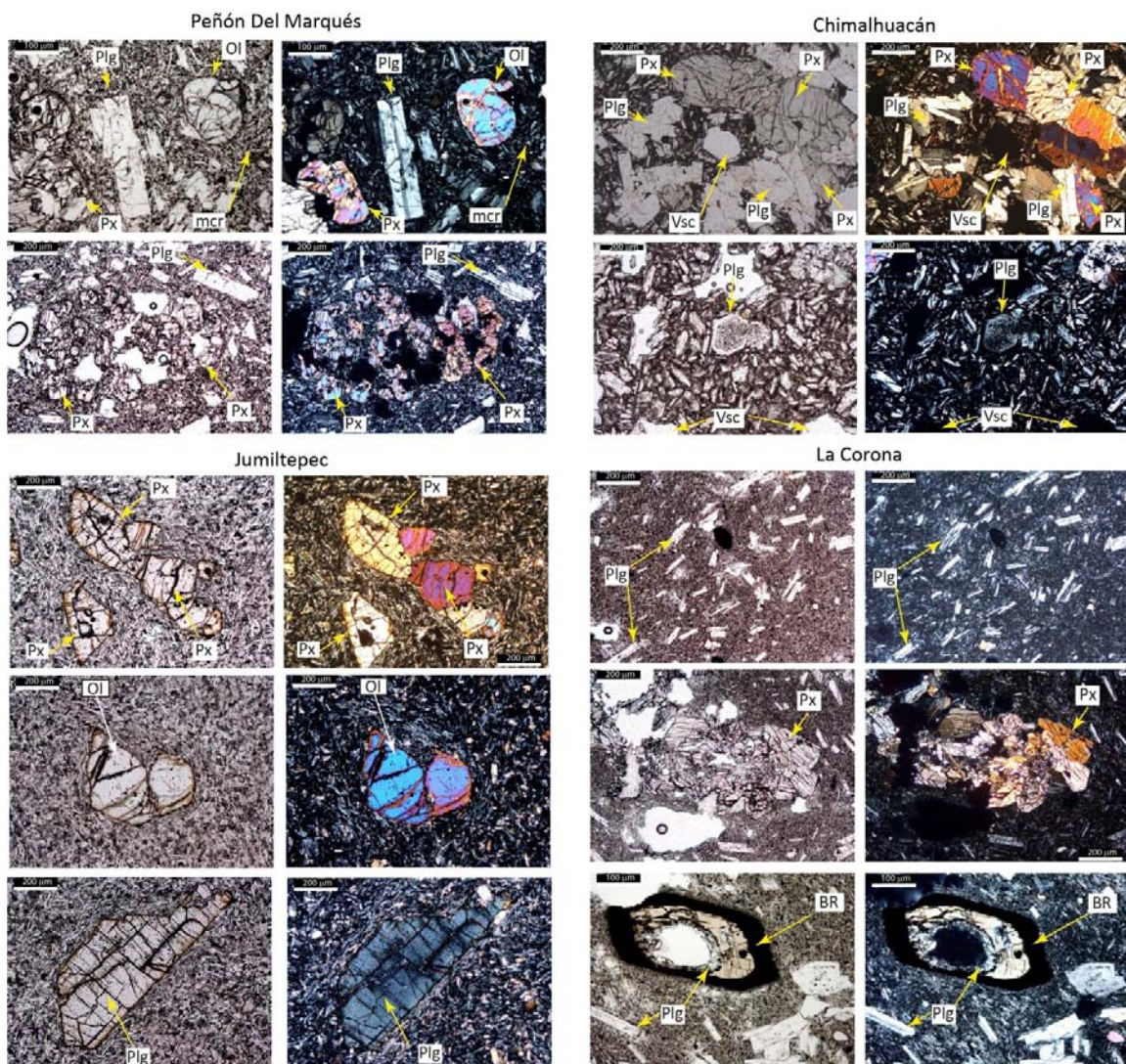


Fig. 20. Fotomicrografías de muestras de algunos volcanes del Grupo Volcánico Monogenético Peñón. Plg: plagioclasa; Px: piroxeno; Ol: olivino; mcr: microlitos; Vsc: vesícula; BR: bordes de reacción por oxidación.

También en las rocas del Peñón Del Marqués se identificaron algunos piroxenos con evidencias de disolución. El olivino se identificó en rocas de los volcanes Peñón Del Marqués y Jumiltepec, son poco abundantes y se encontraron en microfenocristales (0.1-0.2 mm), subhedrales, fracturados y con bordes de reabsorción delgados (Fig. 20).

En la muestra CH-2 del volcán Chimalhuacán, se presentan glomerocristales de plagioclasa y piroxeno. Los óxidos de Fe-Ti se encuentran diseminados en la matriz (son poco abundantes) y como bordes de reacción poco desarrollados en los minerales ferromagnesianos (Fig. 20). La clasificación petrográfica de todas las muestras estudiadas corresponde a andesitas.

Los resultados químicos se muestran en la tabla 5 y se aprecia que el sílice varía de 53.3 % a 59.7%. El cálculo de mg# se realizó usando la fórmula  $mg\# = MgO / (FeO_t + MgO)$  y para calcular el FeO se multiplicó el valor de  $Fe_2O_{3t}$  por 0.9889.

Tabla 5. Química de elementos mayores (%p) y traza (ppm) de los volcanes del GVMP.

Volcán	Muestra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total	mg#
La Corona	CV4	59.74	0.94	17.53	6.21	0.08	3.15	6.18	4.26	1.6	0.2	0.43	100.35	50.08
Jumiltepec	JJ1	53.99	0.92	16.89	7.48	0.11	7.09	7.78	3.44	1.32	0.27	0.13	99.47	65.27
Las Tetillas *	LT3*	53.3	0.96	16.6	8.1	0.13	8.15	8.23	3.59	0.92	0.19	-----	-----	66.59
Chimalhuacán	CH2	55.28	1.12	18.95	7.27	0.11	4.55	7.28	3.56	1.45	0.34	0.69	100.64	55.36
Peñón Del Marqués	CH3	54.6	1.34	17.19	8.21	0.11	5.43	7.75	3.76	1.33	0.41	0.19	100.35	56.75

Volcán	Muestra	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th
La Corona	CV4	42	674	400	26	207	4	128	73	38	30	47	89	4
Jumiltepec	JJ1	30	724	502	27	175	4	165	334	47	200	62	84	3
Las Tetillas *	LT3*	18	364	221	20	134	5	172	409	34	142	-----	-----	-----
Chimalhuacán	CH2	35	564	478	27	222	9	119	127	38	44	34	97	4
Peñón Del Marqués	CH3	32	535	441	33	227	12	119	126	46	83	39	102	3

\* Straub et al., 2008

Las rocas de los volcanes monogenéticos del vulcanismo más antiguo son principalmente andesitas basálticas de acuerdo al diagrama TAS (Le Bas et al., 1986), calcoalcalinas con contenido medio de K (Fig. 21a), la excepción, al igual que en la petrografía, es la muestra CV-4 (volcán La Corona) la cual fue clasificada como andesita. En las andesitas basálticas, la variación de los porcentajes de los elementos mayores ocurre dentro de un rango restringido de sílice, de los más significativos serían el CaO (6.16-8.23 %p), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (6.21-8.21 %p), MnO (0.08-0.13 %p) y K<sub>2</sub>O (0.92-1.60 %p). El TiO<sub>2</sub> y el Na<sub>2</sub>O no muestran variaciones significativas.

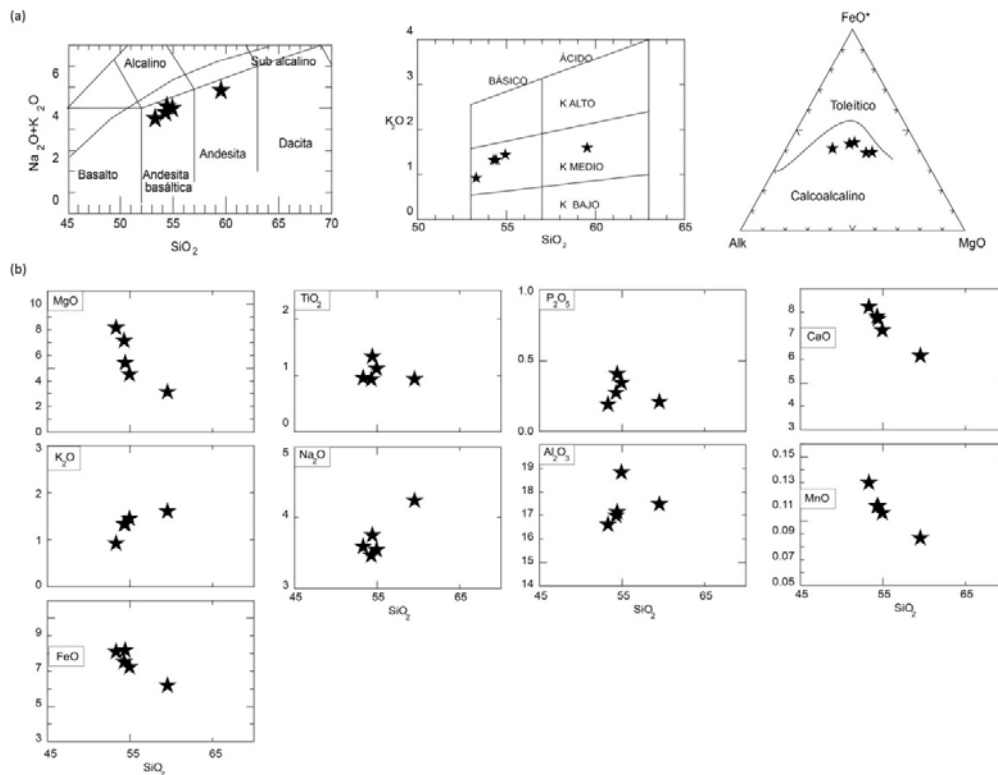


Fig. 21 a) Diagramas TAS (Le Bas et al., 1986), álcalis vs sílice y AFM (Irvine y Baragar, 1971). b) diagramas Harker de elementos mayores (%p) de las rocas del GVMP.

Las concentraciones de los elementos trazas como el Sr (364-724 ppm), Zr (134-227 ppm), Cr (73-409 ppm), Nb (4-12 ppm) y Ni (30-200 ppm) muestran variaciones significativas en el rango restringido de sílice (Fig. 13). Este comportamiento es similar al de los elementos mayores.

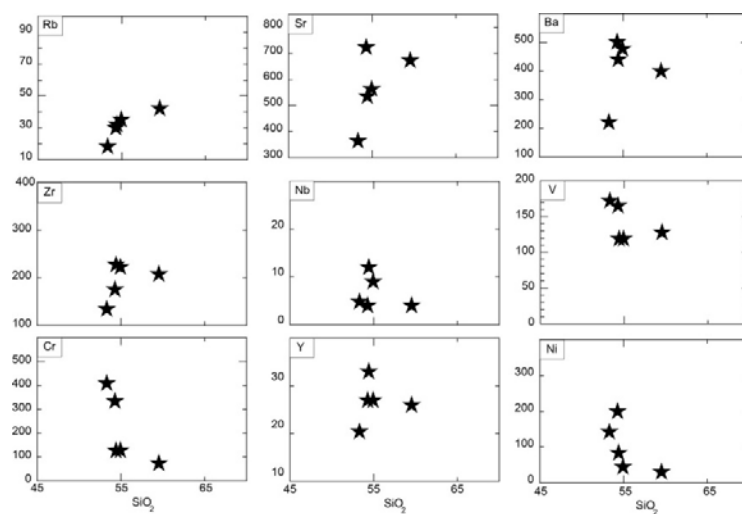


Fig. 22 Diagramas Harker de elementos traza en ppm de las rocas del GVMP.



### Grupo Volcánico Chichinautzin Antiguo (GVCA).

Después de un periodo de inactividad volcánica monogenética de  $\sim 527$  ka, la actividad se reinició hace  $\sim 238$  ka dando origen al Grupo Volcánico Chichinautzin Antiguo (GVCA). Las primeras manifestaciones ocurrieron en la parte sur del área con el volcán Tezoyuca 1 (Tz1), Tres de mayo (3MY; de acuerdo a las características morfométricas) y Coatzontle (CZT); Fig.23).

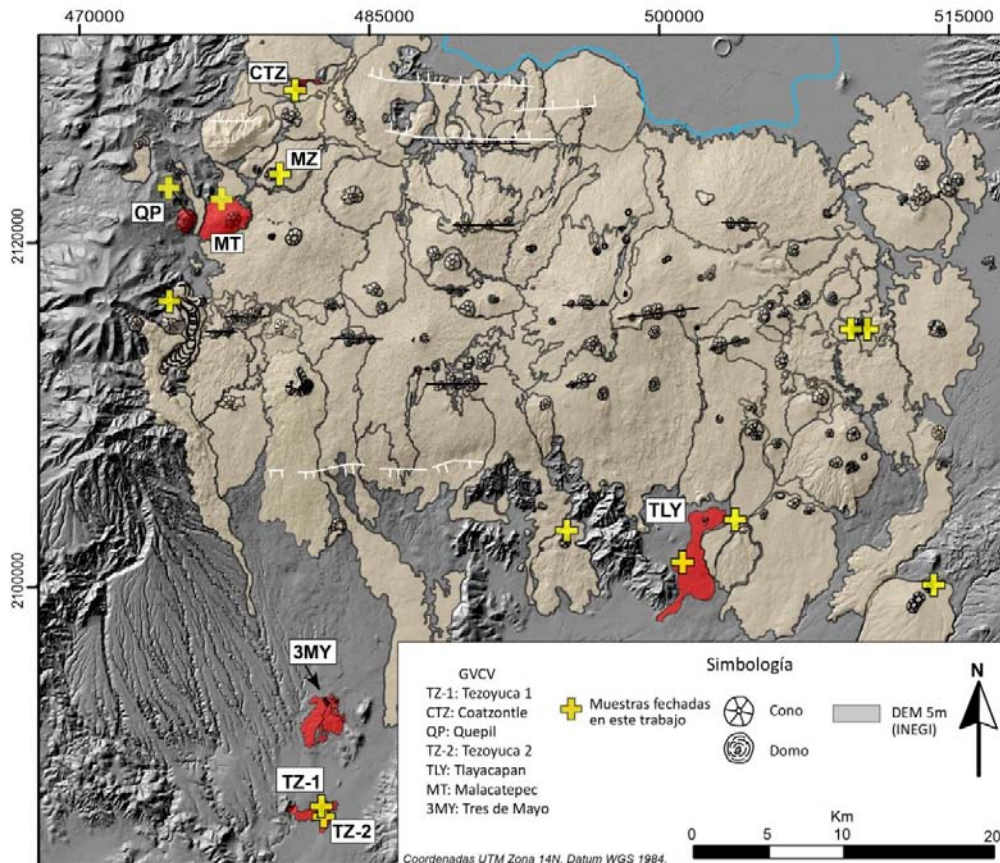


Fig. 23. Mapa de localización de los volcanes del Grupo Volcánico Chichinautzin Viejo.

La relación  $h/W_b$  de los conos de este campo aumenta de 0.111 a 0.14, con diámetros 180 a 950 m y alturas de 20 a 125 m. Al comparar los valores del diámetro y la altura con los conos del grupo anterior (GVMP), se observa que las estructuras del Grupo Volcánico Chichinutzin Antiguo son más pequeñas y al compararlos perfiles topográficos de ambos grupos volcánicos, los del GVCV se encuentran medianamente redondeados (Fig. 24).

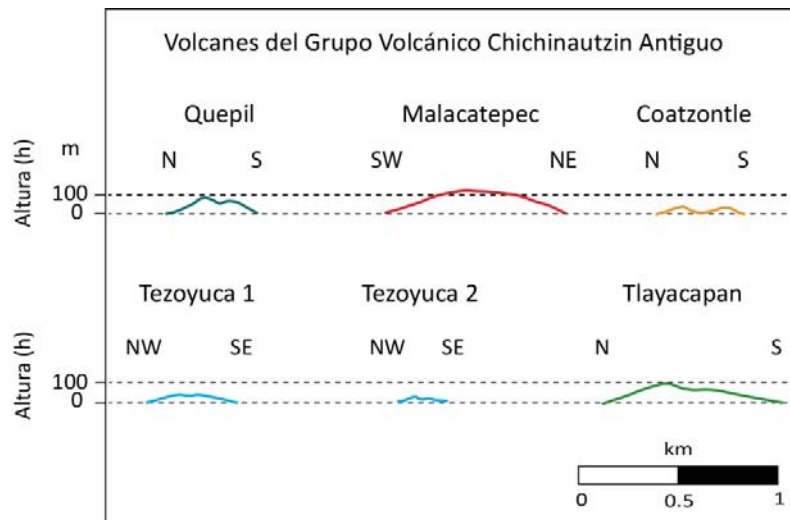


Fig. 24. Perfiles topográfico de volcanes considerados representativos del Grupo Volcánico Chichinautzin Antiquo.

El vulcanismo monogenético de este campo inició con las erupciones de los volcanes Tezoyuca 1(TZ-1) y Coatzontle(CZT), cuyos conos se formaron por el depósito de grandes bombas de lava tipo *spatter* generadas por erupciones poco violentas. Fragmentos de lava tipo *spatter* forman la bases del cono, sobre el cual se depositó una secuencia intercalada de estratos de ceniza media a fina de 50 a 70 de espesor con estratos de 3-4 cm de espesor compuestos por bombas escoriaáceas. Este cambio en el tipo de productos sugiere que la actividad eruptiva cambió e incrementó su explosividad, produciéndose mayor fragmentación del magma. La cima de estos volcanes está caracterizada por depósitos gradados de ceniza gruesa a fina, esto es indicativo de que la energía de la columna eruptiva disminuyó (Fig. 25). Por otro lado, la actividad eruptiva de tipo efusivo está representada por el domo El Quepil (QP), de composición dacítica que se emplazó en la parte oeste del área, muy cerca de la Sierra de las Cruces.

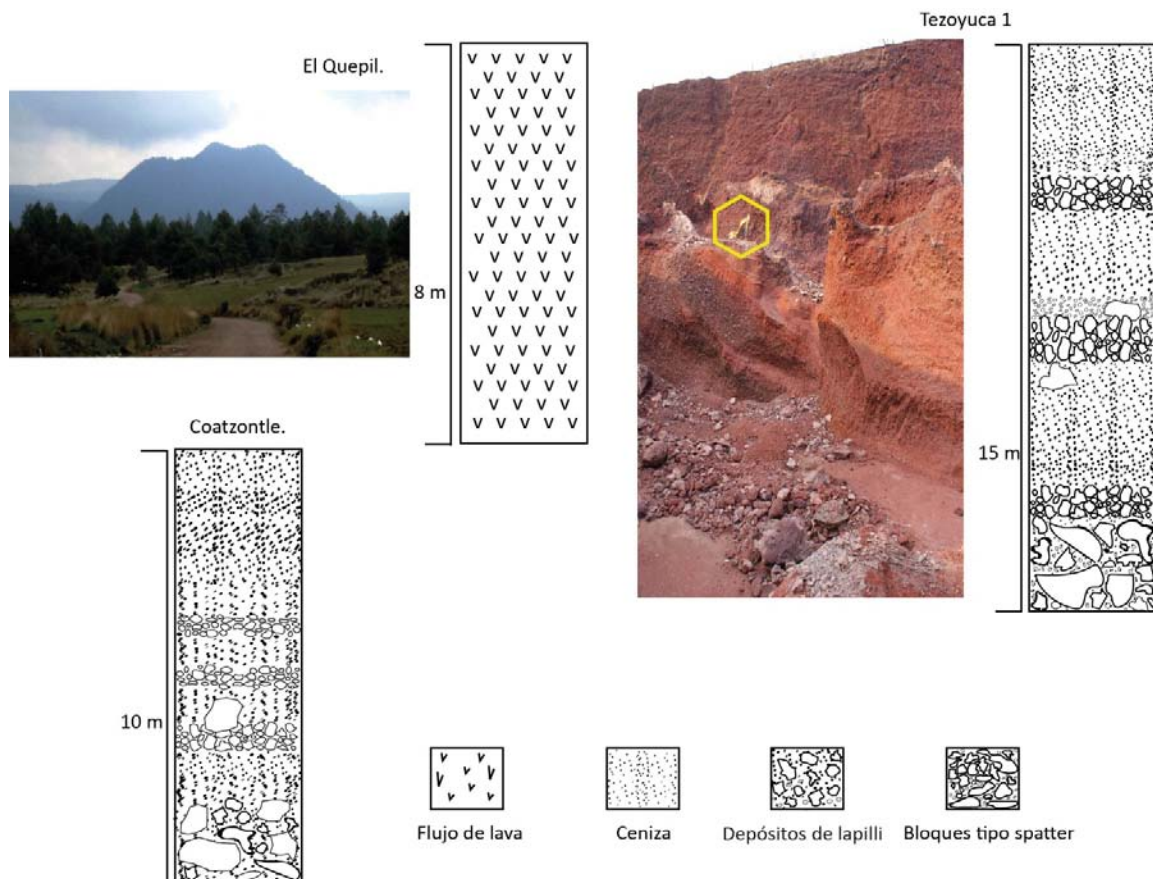


Fig. 25 Columnas estratigráficas de los volcanes Quepil (izquierda arriba), Tezoyuca 1 (derecha arriba; el cuadro muestra una retro excavadora para escala) y Coatzontle (abajo).

En el caso de los volcanes Tezoyuca 2 (TZ-2), Tlayacapan (TLY) y Malacatepec (MT; Fig. 26), las erupciones de tipo estromboliano generaron bombas tipo listón o *ribbon* (1.5 m), bombas tipo bolillo o *spindle* (10 cm) y lapilli escoriáceo de 3 a 7 cm de color negro, distribuidos aleatoriamente para formar la base de los conos.

Estos depósitos basales fueron cubiertos por una secuencia de capas delgadas de 5 a 7 cm de espesor de ceniza media a fina de color rojizo alternadas con estratos gruesos (70 a 100 cm) de bombas tipo *spatter*. Esta secuencia de estratos se repite hasta la cima de los conos. La intercalación de estratos de materiales gruesos y estratos de materiales finos reflejan cambios que están relacionados con la ruptura de burbujas que explotan cerca de la superficie y con el incremento en la fragmentación del magma para producir ceniza. Los volcanes son ejemplos de conos construidos por estos procesos volcánicos (Fig. 26).

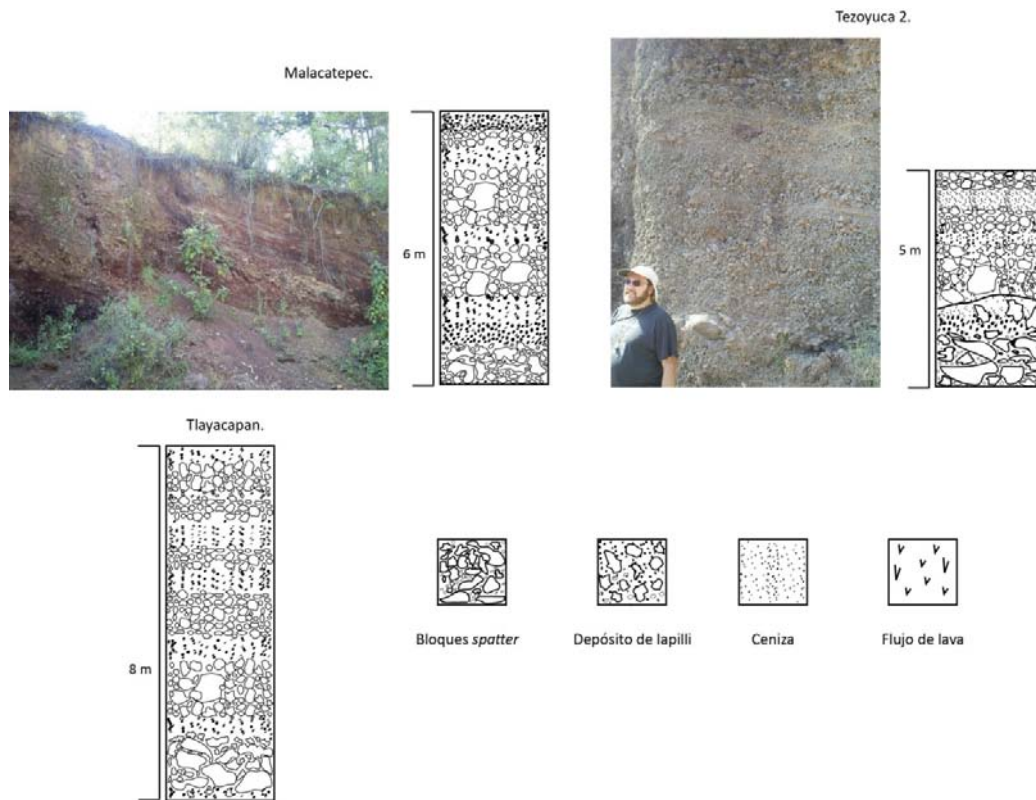


Fig. 26 Columnas estratigráficas de los volcanes Tezoyuca 2, Malacatepec y Tlayacapan.

De acuerdo a las edades obtenidas, la última erupción monogenética en la zona ocurrió hace ~95 ka con el cono de escoria Malacatepec y se estima que esta erupción marca así el final de la actividad volcánica del Grupo Volcánico Chichinautzin Antiguo. En este grupo volcánico predominan los volcanes individuales, como en el Grupo Volcánico Monogenético Peñón, pero es en este grupo que los volcanes empiezan a emplazarse en forma de racimos (*clusters*), como el caso de los volcanes Tres de Mayo.

Las muestras estudiadas petrográficamente de los conos del Grupo Volcánico Chichinautzin Antiguo son hipocristalinas, con matriz formada por microlitos de plagioclasa inmersos en vidrio (70-80%), y cristales (30-20%). Algunas rocas tienen textura pilotaxítica con microfenocristales (0.2-0.25 mm) de plagioclasas subhedrales con poca evidencia de desequilibrio. Los piroxenos se presentan en fenocristales (0.3 mm) euhedrales a subhedrales con bordes de reacción delgados formados por óxidos de Fe-Ti. En estas muestras se identificaron fenocristales (0.4 mm) subhedrales de anfíbol. Los minerales opacos se encuentran esparcidos en la matriz como bordes de reacción (Fig. 27).



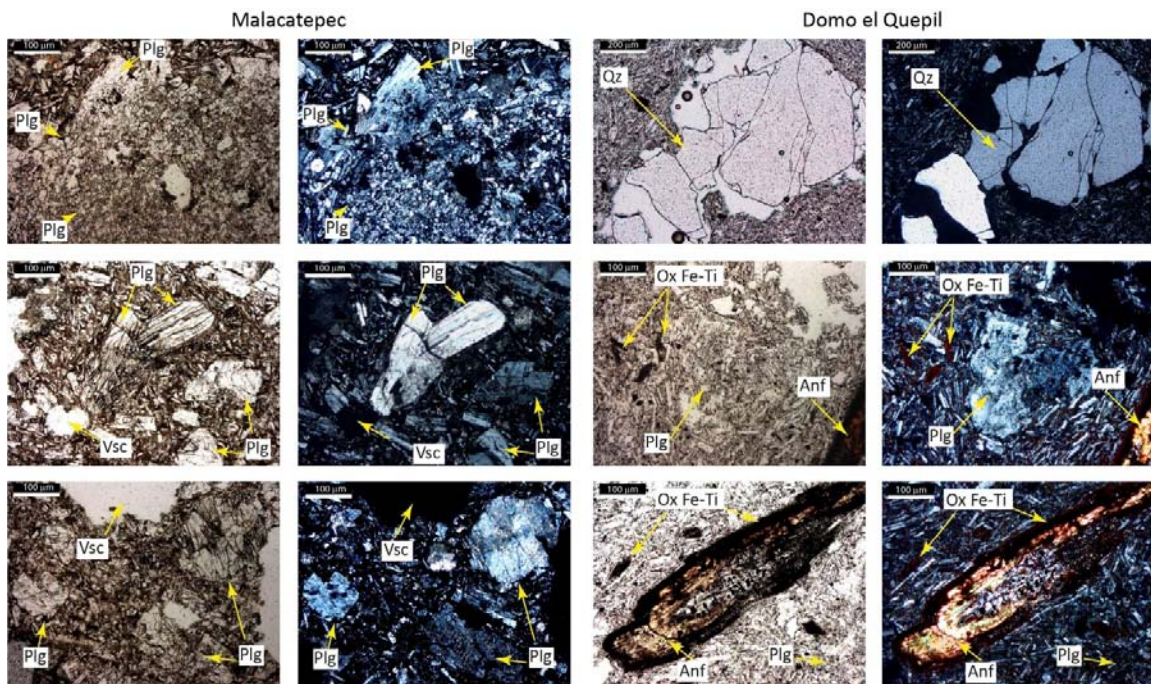


Fig. 27. Fotomicrografías de las rocas de algunos volcanes del Grupo Volcánico Chichinautzin Antiguo. Plg: plagioclasa; Px: piroxeno; Ox Fe-Ti: óxidos de Fe-Ti; Anf: anfíbol; Qz: cuarzo; Vsc: vesícula.

Otras muestras tienen textura porfídica, con matriz microlítica de plagioclasa en un 70% y un 30% de cristales. La plagioclasa se presenta en microfenocristales (0.25 mm) subhedrales, algunos de ellos con evidencias de desequilibrio pues están reabsorbidos en el centro, pero tienen bordes sanos. El anfíbol es de color rojizo con pleocroísmo de pardo claro a oscuro en fenocristales (0.7 mm) subhedrales, algunos tienen bordes de desequilibrio muy desarrollados (oxidación) y el centro del cristal está parcialmente reabsorbido. En la muestra del domo El Quepil se identificó biotita en microfenocristales (0.1mm) subhedrales y se identificaron xenocristales >1 mm de cuarzo muy fracturado. Los minerales opacos fueron identificados como bordes de desequilibrio en los minerales ferromagnesianos, principalmente en los anfíboles (Fig. 27).

De acuerdo a las características petrográficas, las muestras fueron clasificadas como andesitas y dacitas.

La tabla 6 muestra los contenidos de los óxidos de elementos mayores en porcentaje en peso, con una variación de sílice de 51.16 a 67.66 %p.



Tabla 6. Química de elementos mayores (%p) y traza (ppm) de los volcanes del GVCA.

Volcán	Muestra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total	mg#
Malacatepec	MPA-6	62.02	0.94	15.31	5.78	0.09	3.54	5.05	4.20	1.82	0.28	0.31	99.34	54.77
Malacatepec	MPA-7	60.01	0.87	15.65	6.09	0.09	4.84	5.82	3.58	1.71	0.18	0.65	99.48	61.14
Tlayacapan	CT-4	51.19	1.52	17.41	9.17	0.13	8.11	7.96	3.28	1.11	0.34	0.64	100.84	63.66
Tezoyuca 2	CV-9	51.64	1.96	15.59	9.41	0.15	8.25	7.78	3.44	1.21	0.46	-0.06	99.80	63.48
Quepil	MPA-5	67.66	0.57	14.54	3.88	0.07	1.65	4.03	4.53	1.90	0.15	0.25	99.24	45.80
Coatzontle	MPA-1	62.58	0.70	17.49	5.17	0.07	2.91	5.00	4.33	1.35	0.17	0.87	100.63	52.72
Tezoyuca 1	CV-2	51.60	1.63	15.67	9.68	0.14	6.90	8.00	3.54	1.13	0.44	0.51	99.24	58.52

Volcán	Muestra	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th
Malacatepec	MPA-6	54	469	510	30	233	9	89	122	39	72	43	99	4
Malacatepec	MPA-7	45	515	463	25	210	4	97	206	29	58	36	83	5
Tlayacapan	CT-4	26	470	250	32	198	17	150	356	50	177	51	94	3
Tezoyuca 2	CV-9	20	506	273	22	198	17	164	409	39	164	34	79	4
Quepil	MPA-5	29	650	404	15	219	3	38	34	19	17	24	71	4
Coatzontle	MPA-1	30	496	386	17	198	4	55	99	33	57	32	101	3
Tezoyuca 1	CV-2	27	489	326	33	202	16	158	298	51	184	48	103	3

Las muestras analizadas químicamente fueron clasificadas como basaltos, andesitas ricas en sílice y dacitas, todas son calcoalcalinas con contenido de K medio (Fig. 28). Las muestras se distribuyen en dos grupos, separados por un *gap* de sílice con valores entre 52-60 %p, en donde no se graficaron muestras. Las que se catalogan como basaltos tienen altas concentraciones de MgO (6.90-8.11 %p), TiO<sub>2</sub> (1.52-1.96 %p), CaO (7.78-8.00 %p), MnO (0.13-0.15 %p) y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (9.17-9.68 %p), pero con variaciones mínimas entre cada uno de estos elementos. Las clasificadas como andesitas y dacitas tienen menores concentraciones de estos mismos elementos (Fig. 28). Por otro lado, los porcentajes de Na<sub>2</sub>O son bajos para los basaltos (3.28-3.58 %p), mientras que para las andesitas y dacitas varían de 3.60 a 4.56 %p. En el caso del Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, las concentraciones en todas las muestras oscilan entre 14.54 a 17.49 %p.

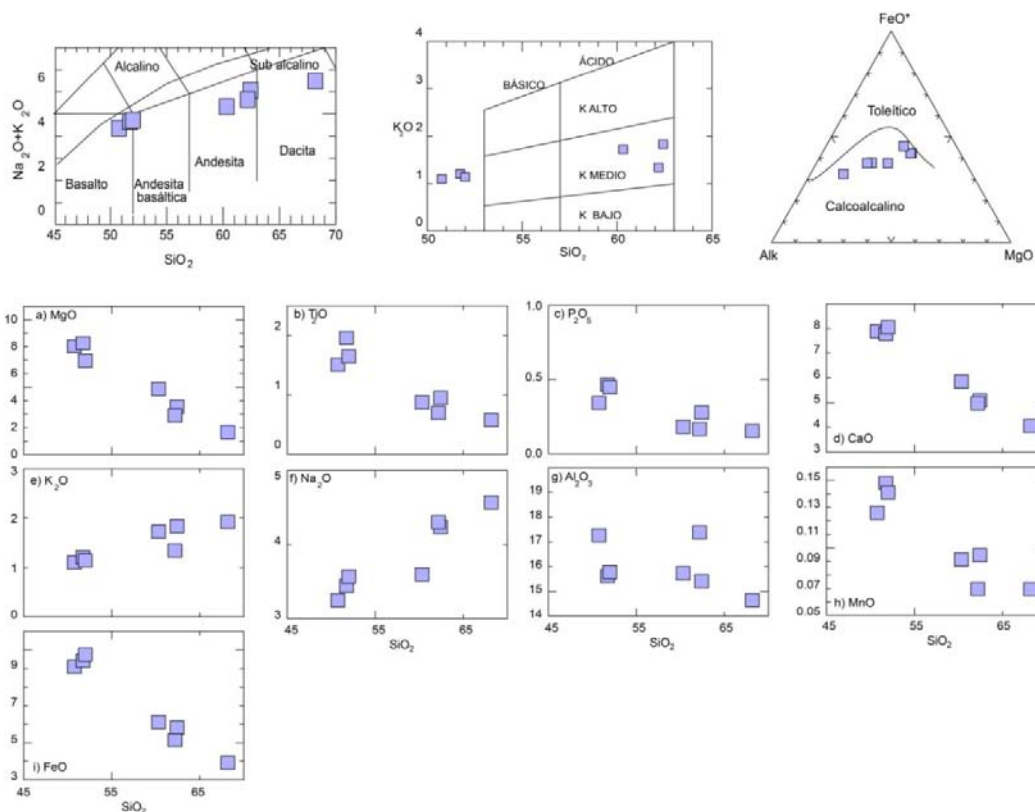


Fig. 28. Diagramas TAS (Le Bas et al., 1986), álcalis vs sílice y AFM (Irvine y Baragar, 1971). Diagramas Harker de elementos mayores (%p) de las rocas del Grupo Volcánico Chichinautzin Antiguo.

En cuanto a los elementos traza, los basaltos muestran variaciones mínimas en las concentraciones de Rb (20-27 ppm), Sr (470-506 ppm), Zr (198-202 ppm), Nb (16-17 ppm), V (150-164 ppm) y Ni (164-184 ppm). Para el Ba (250-326 ppm) y Cr (298-409 ppm) las concentraciones tienen un rango más amplio de variación (Fig. 29). Por otro lado, las andesitas y dacitas tienen concentraciones de estos mismos elementos con un rango más amplio y se observa que el contenido de Ba tiende a ser mayor (386-510 ppm), mientras que para el Nb (3-9 ppm), Cr (34-206 ppm) y Ni (17-72 ppm) son menores (Fig. 29).

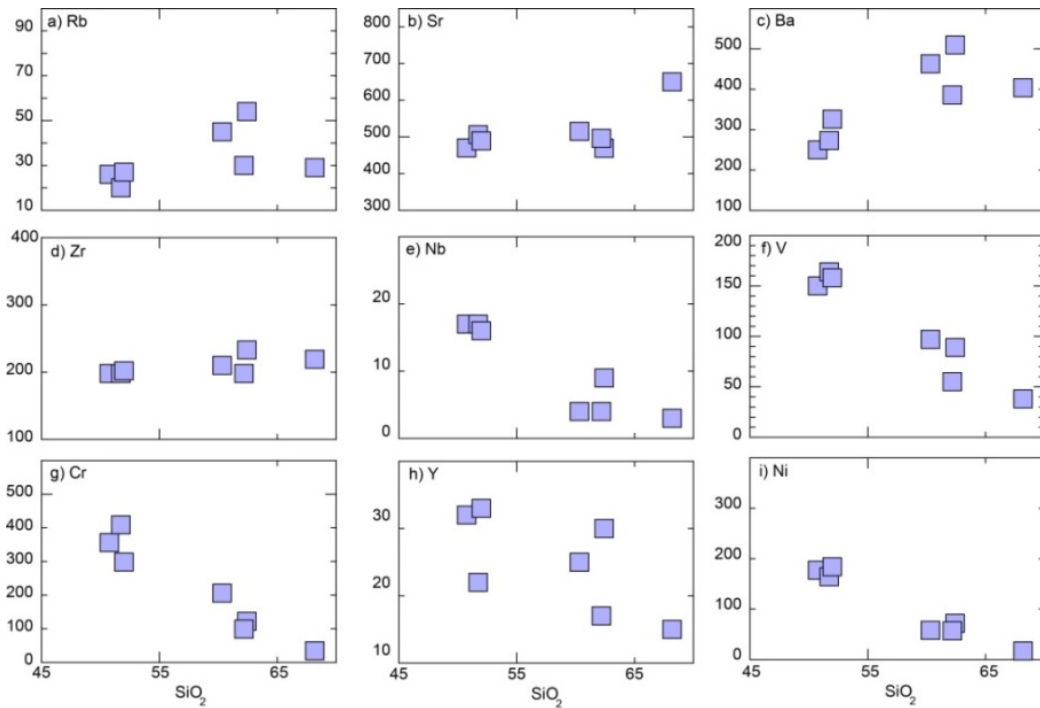


Fig. 29. Diagramas Harker de elementos trazas en ppm de las rocas del GVCA.

### Grupo Volcánico Chichinautzin Joven (GVCJ).

El Grupo Volcánico Chichinautzin Joven inició después de un hiato de  $\sim 60$  ka, en los que no se tiene vulcanismo monogenético fechado. La actividad monogenética inició hace  $35 \pm 4$  ka, en la parte este del área de estudio, cerca del volcán Popocatepetl, con las erupciones de los volcanes Zitlaltépetl (ZTL), Cuautepel (CUA), Achichipilco (ACH) y Aholo (AH;). Posteriormente, y de acuerdo a las edades, el vulcanismo monogenético se presentó con la actividad de los volcanes Tecmilco (TCM), Mezontepec (MZ) y el derrame de lava grueso Tabaquillo (TB; Fig. 30)

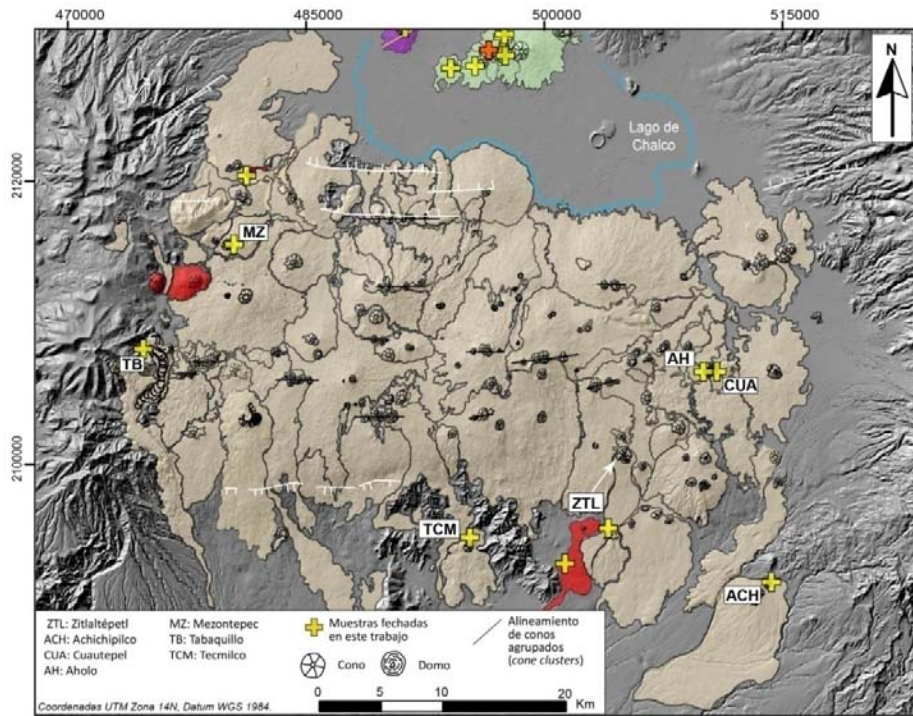


Fig. 30. Mapa de localización de los volcanes del Grupo Volcánico Chichinautzin Joven.

Los diámetros y las alturas de los conos de este grupo van de 280 a 860 m y 50 a 200 m, respectivamente. Esto indica que en promedio el diámetro de los conos ha ido disminuyendo en cada grupo, y las alturas muestran una ligera tendencia a aumentar. La figura 31 muestra los perfiles topográficos de los conos.

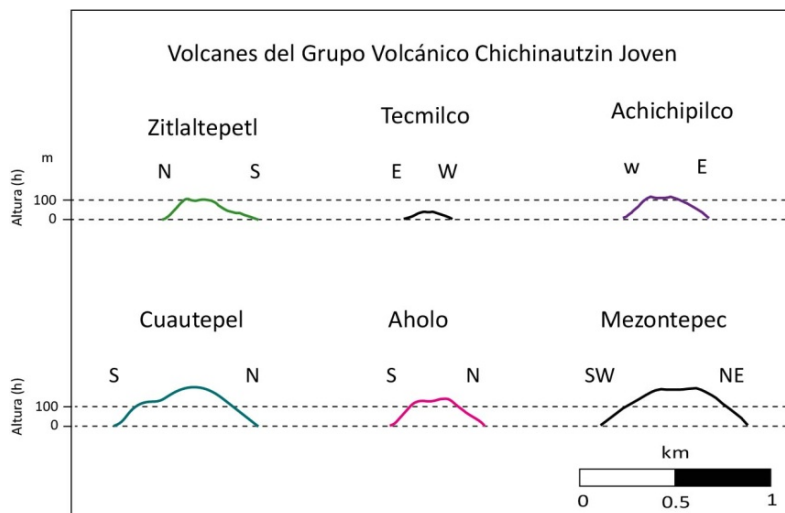


Fig. 31. Perfiles topográfico de volcanes representativos del Grupo Volcánico Chichinautzin Joven.

Las primeras erupciones de los volcanes Zitlaltepel (ZTL), Cuautepel (CUA), Achichipilco (ACH) y Aholo (AH) ocurrieron en conductos abiertos que arrojaron a la superficie fragmentos y bombas de lava tipo *spatter* de 10 hasta 20 cm de tamaño. Este tipo de piroclastos forman las bases de los conos. Sobreyaciendo a estos depósitos se encuentran capas de bombas escoreáceas y estratos de ceniza y lapilli vesicular con espesores de 5 a 20 cm. La presencia de clastos finos indica una mayor fragmentación del magma. Después de esto, se piensa que las erupciones se volvieron menos explosivas con menor fragmentación del magma, lo que produjo horizontes gruesos de bombas tipo *spindle*. La alternancia entre estratos de clastos gruesos con grandes espesores y estratos delgados de materiales finos se asocia a varios pulsos en la columna eruptiva durante la formación de los conos en la que había un conducto abierto (Fig. 32).

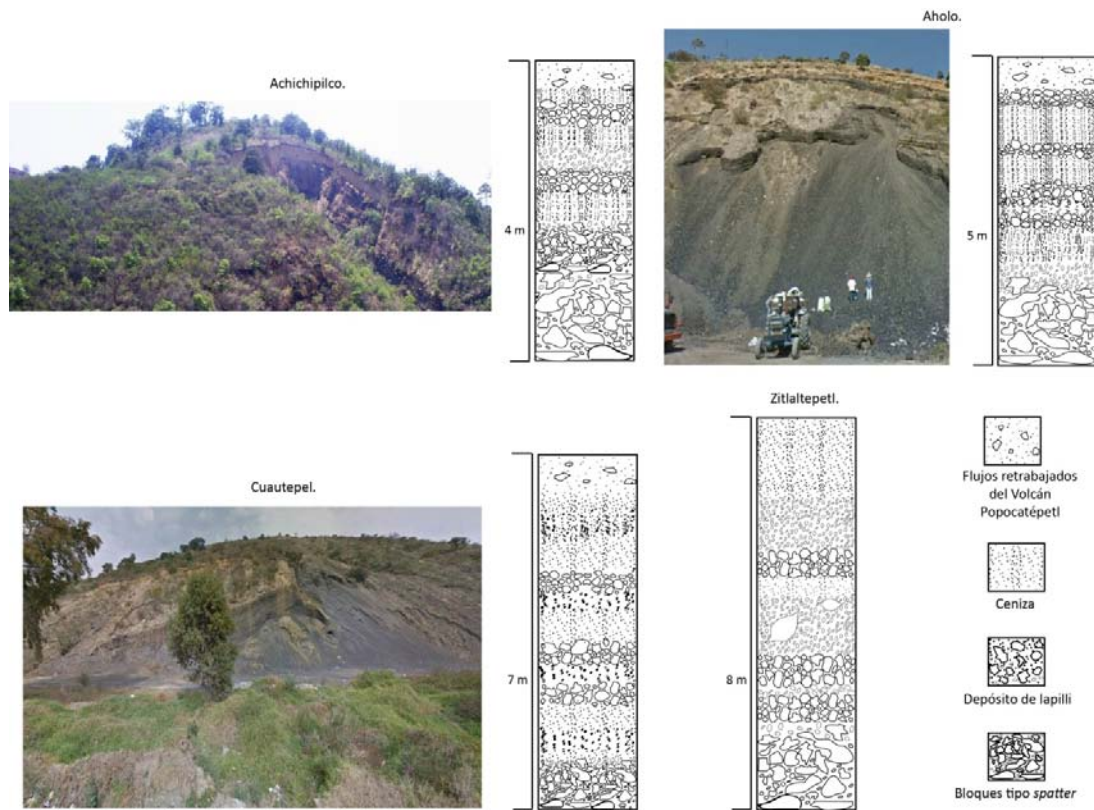


Fig. 32 Columnas estratigráficas de los volcanes Achichipilco (arriba izquierda), Aholo (arriba derecha) Cuautepel (abajo izquierda) y Zitlaltepel (abajo derecha).

La mayoría de los volcanes de la zona este del área de estudio están cubiertas por flujos de lodo del Popocatepetl asociados a la erupción de hace ~14 ka [Pómez con Andesita (PWA; Mooser, 1967) o Pómez Tutti Frutti (Siebe et al., 1996)]. En estos casos se realizó en campo una medición directa de la pendiente y se comparó con la obtenida mediante los parámetros morfométricos, y



también se midió el espesor del depósito retrabajado del Popocatepetl para restarlo de la altura de los conos medidos en cartas topográficas y en el DEM. Se manejó un espesor constante para cada uno de los conos. Esto se hizo para tener datos morfométricos más precisos a la estructura volcánica y que no estuvieran modificados por los depósitos de otros volcanes.

En la parte oeste del área, el volcán Mezontepec inició su actividad mediante la emisión de bombas andesíticas tipo bolillo (*spindle*) cerca del conducto, formando así la base del cono del volcán. Cubriendo estos depósitos se encuentran estratos de 40 a 70 cm de espesor de lapilli gruesa con alta vesicularidad y ceniza media intercalados con estratos delgados (4-10 cm) de bombas de lava masiva tipo *spatter*. Esta erupción finalizó con una fase estromboliana típica, produciendo horizontes de bombas escoréáceas hacia la cima del cono. Se considera que esta secuencia de depósitos fue producida por cambios en la fragmentación del magma, a mayor cantidad de burbujas rompiéndose, mayor fragmentación, lo que da como resultado la producción de ceniza; y a menor fragmentación se producen más fragmentos balísticos y lava tipo *spatter*. Por otro lado, el volcán Tecmilco, localizado en la parte central del área, comenzó su formación con una actividad estromboliana por un conducto abierto, expulsando bombas de lava densa, bombas tipo listón (*ribbon*), formando aglomeraciones de lava soldada de composición basáltica (Fig. 33). Estas capas están intercaladas con depósitos de caída de 3-5 cm de espesor conformados por lapilli grueso de color negra a rojiza. Un flujo de lava de 5 km de longitud hacia el sur, marca el final de la erupción de este volcán.

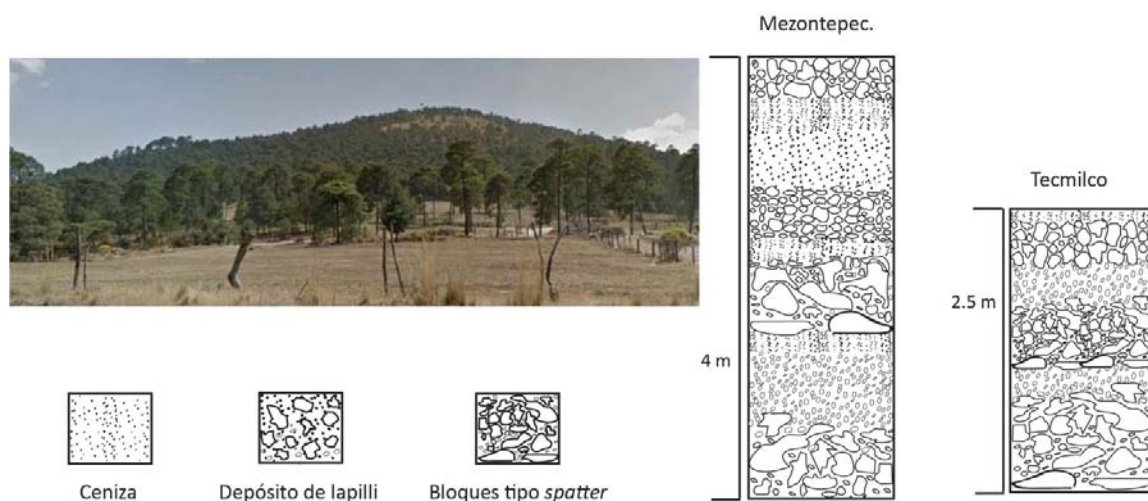


Fig. 33. Columnas estratigráficas del volcán Mezontepec y del volcán Tecmilco.

Una característica importante en este grupo de volcanes es que existen varios conos que se emplazaron en forma de *cone clusters* o racimos de conos. Estos *cone clusters* pueden estar formados por 3 o hasta 7 volcanes, y cada uno de ellos puede tener derrames de lava asociados con diferentes direcciones de flujo. Por lo general, estos conos agrupados muestran un alineamiento en dirección E-W, lo que permite suponer que en el área de estudio existen zonas de debilidad cortical, en esa misma orientación, que facilita el ascenso de los magmas. Los volcanes más jóvenes de este grupo tienen flujos de lava extensos y tan fluidos que algunos formaron tubos de lava como el caso del Xitle, Chichinautzin y Suchiooc (Martin Del Pozzo, 1982; Espinasa-Pereña, 2001; Straub et al., 2008)

Dentro de este grupo volcánico se encuentran varios derrames de lava gruesos sin cono asociado, como los de Tetequillo-Xicomulco, el Tabaquillo y la mesa La Gloria por mencionar algunos. En este trabajo se seleccionó al derrame Tabaquillo como representativo del estilo efusivo, además de los domos.

El Tabaquillo es un derrame de lava de composición dacítica con un espesor promedio de 300 m (Fig. 34) y una longitud máxima de 6 km.

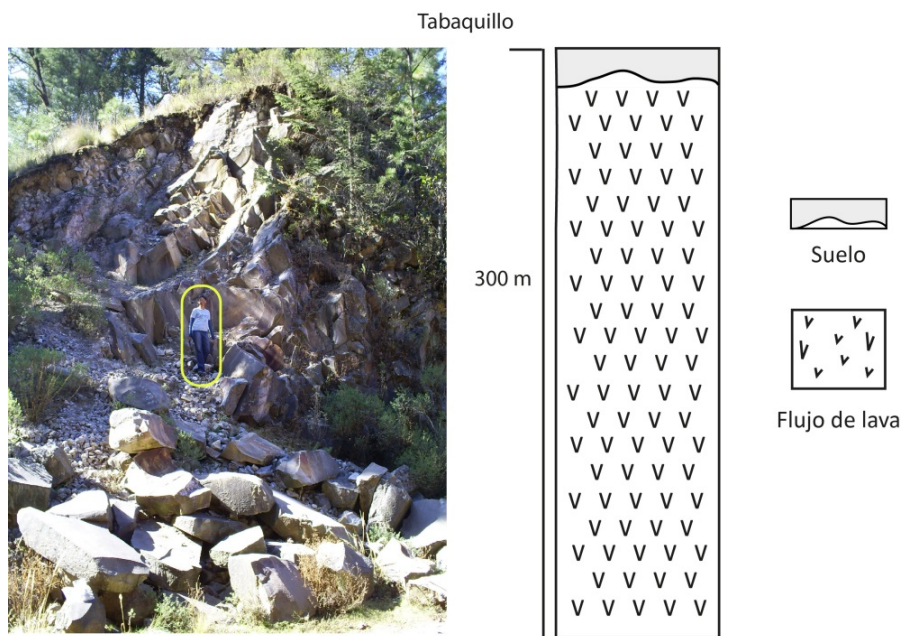


Fig. 34. Columna estratigráficas del derrame de lava sin cono asociado Tabaquillo. El rectángulo en amarillo indica la escala.

Este derrame grueso de lava se encuentra en la parte oeste del área de estudio, está cubierto por un suelo incipiente y las crestas de presión están bien conservadas las cuales se pueden utilizar para inferir la ubicación del conducto por el cual ascendió el magma y también indican que la dirección de flujo fue hacia el sur.

El Tabaquillo es un ejemplo de la gran extensión que pueden alcanzar los flujos de lava dacíticos, al igual que el derrame Tetequillo o la mesa La Gloria, aunque en la Sierra Chichinautzin existen flujos de lava con cono asociado y de composición más máfica que fueron muy fluidas y también extensas (Martin Del Pozzo, 1982; Siebe 2000, 2005).

Las últimas erupciones fechadas en los conos del Grupo Volcánico Chichinautzin Joven oscilan entre  $1675 \pm 40$  a  $\sim 2000$  años BP (Tabla 2; Córdova et al., 1994; Martin Del Pozzo et al., 1997; Siebe, 2000), por lo cual se considera como una zona volcánica activa que podría impactar a la Ciudad de México.

El análisis petrográfico indica que las muestras son hipocristalinas [matriz microlítica y vidrio (80%) y cristales (20%)]. Algunas rocas presentan texturas pilotaxítica, otras microporfídica o porfídica. Se identificaron microfenocristales (0.1 a 0.25 mm) de plagioclasas subhedrales y anhedrales, con zoneamiento normal, parcialmente reabsorbidas. Se observaron pocos microfenocristales (0-15 mm) de piroxenos subhedrales con bordes de alteración delgados ( $<0.01$  mm), también parcialmente reabsorbidos y con evidencias de disolución. Los minerales opacos se observan distribuidos en las muestras y en los bordes de alteración. Estudios anteriores mencionan que las dacitas que corresponderían a este grupo volcánico (como el derrame El Tabaquillo) tienen textura porfídica, matriz de vidrio y cristales de plagioclasas subhedrales y anhedrales con zoneamiento inverso y normal; también tienen diópsido e hiperstena y pocos anfíboles de color rojizo con pleocroísmo de pardo claro a oscuro en cristales subhedrales (Martin Del Pozzo, 1982; Fig. 35).



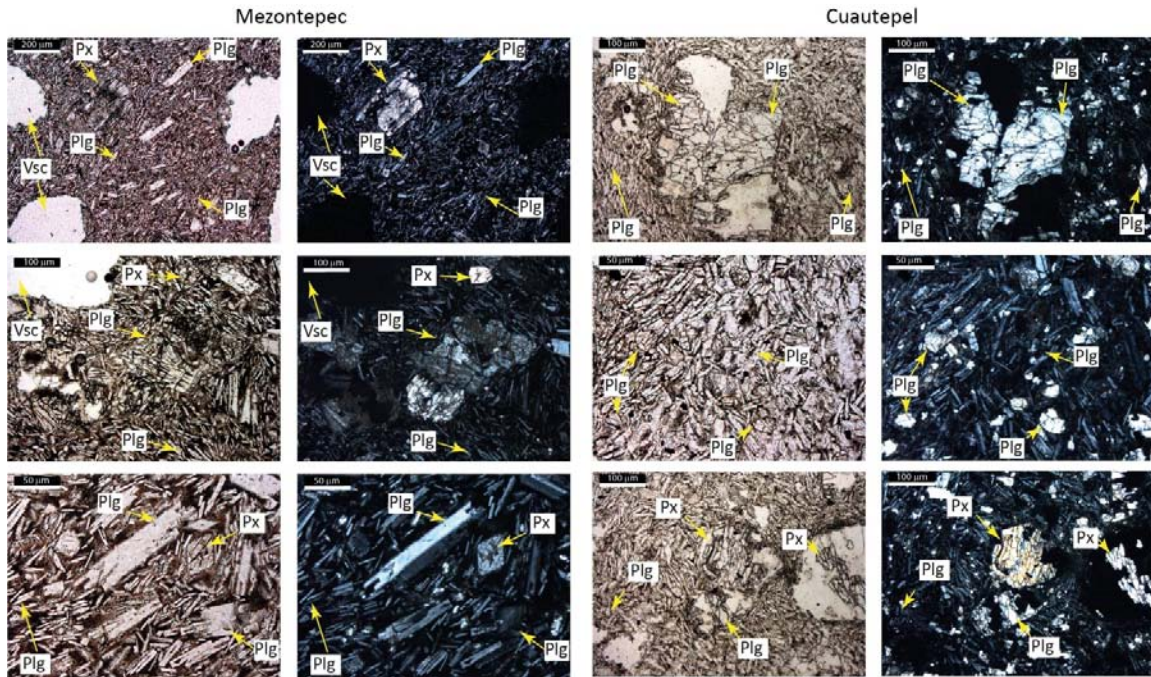


Fig. 35. Fotomicrografías de muestras del Grupo Volcánico Chichinautzin Joven. Plg: plagioclasa; Px: piroxeno, Vsc: vesícula.

Los datos químicos de los óxidos de elementos mayores de las rocas analizadas en este trabajo, muestran que el contenido de sílice varía de 49.79% a 64.13%p (Tabla 7), estos valores clasifican a las rocas de basaltos a dacitas, todas estas rocas son calcoalcalinas con K-medio (Fig. 34). Datos publicados también mencionan que existen algunas muestras que pertenecen al campo alcalino (Wallace y Carmichael, 1999; Schaaf et al., 2005; Straub et al., 2008).

Tabla 7. Química de elementos mayores (%p) y traza (ppm) de los volcanes del GVCJ.

Volcán	Muestra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total	mg#
Tecmilco	CV-3	49.456	1.847	16.462	10.382	0.146	8.361	8.568	3.374	0.896	0.342	-0.51	99.32	61.47
Mezontepec	MPA-4	63.221	0.948	15.567	5.764	0.092	3.173	4.942	4.088	1.851	0.278	0.47	100.39	52.17
Aholo	AJ-2	64.144	0.707	15.67	5.037	0.077	3.009	4.703	4.135	1.85	0.16	0.53	100.02	54.20
Cuautepel	AJ-1	58.624	0.89	17.629	6.509	0.106	5.04	5.793	3.78	1.489	0.211	0.41	100.48	60.54
Achichipilco	CT-5	61.639	0.678	15.259	5.465	0.084	4.276	5.22	3.676	2.047	0.185	1.96	100.49	60.79
Zitlaltpetel	CT-2	63.498	0.637	17.51	4.552	0.056	2.902	4.064	3.974	2.263	0.141	0.66	100.26	55.81
Volcán	Muestra	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th
Tecmilco	CV-3	19	510	152	36	181	16	151	285	61	188	61	89	3
Mezontepec	MPA-4	55	468	504	28	240	10	90	156	36	62	43	94	4
Aholo	AJ-2	60	406	426	23	190	3	77	113	32	65	38	90	4
Cuautepel	AJ-1	43	453	368	27	182	5	114	272	37	128	48	94	3
Achichipilco	CT-5	71	444	439	27	199	4	104	253	35	105	54	81	5
Zitlaltpetel	CT-2	92	409	447	30	228	6	82	131	30	72	44	79	9

Los porcentajes de estos óxidos varían ampliamente en las rocas analizadas, pero las más primitivas contienen los valores más altos en MgO, TiO<sub>2</sub>, CaO, MnO y FeO; mientras que para el K<sub>2</sub>O y Na<sub>2</sub>O tienen los valores más bajos. Sin embargo, existen muestras en las que el contenido de óxidos como el MgO es muy similar en un contenido de sílice constante (Fig. 36). El porcentaje de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> en todas las rocas varía de manera poco significativa, manteniéndose menor a 0.5 %p. En el caso del Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, se observa una amplia dispersión del porcentaje en las muestras (Fig. 36).

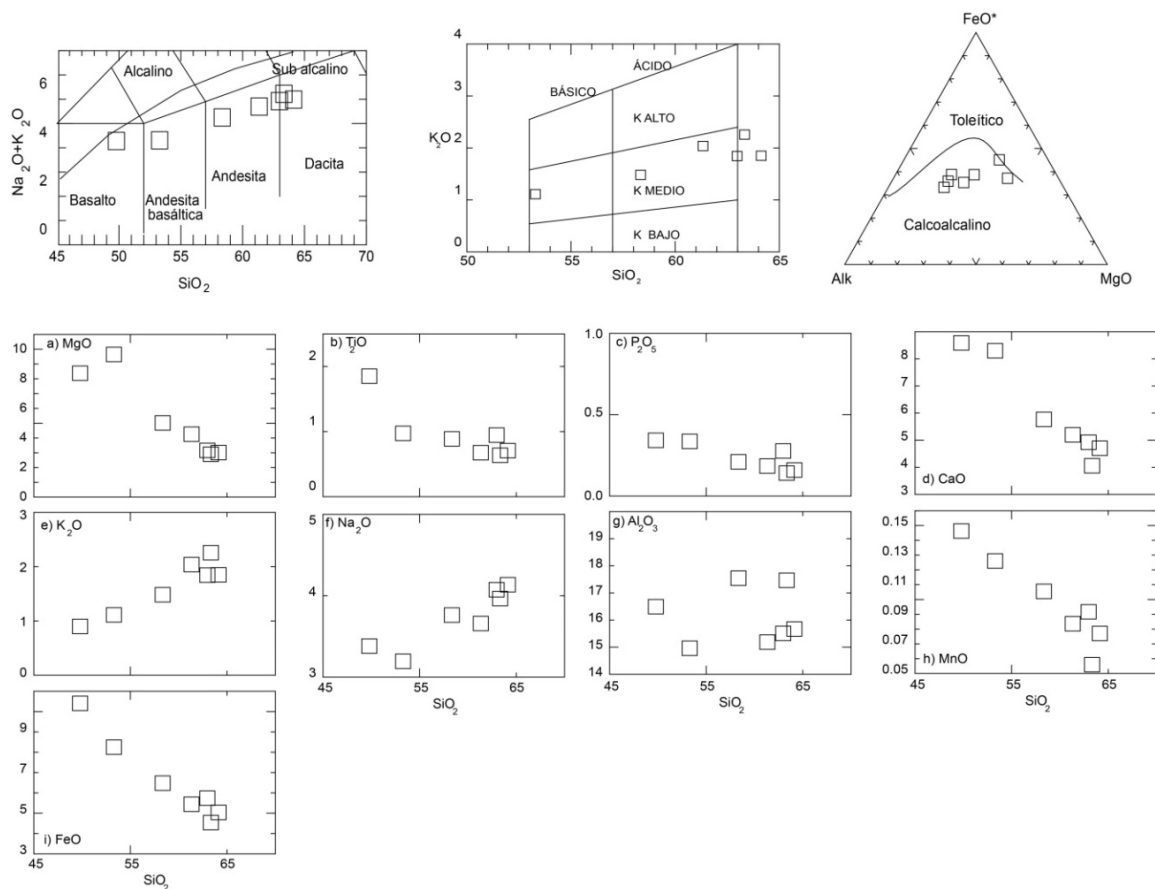


Fig. 36 Diagramas TAS (Le Bas et al., 1986), álcalis vs sílice y AFM (Irvine y Baragar, 1971) y de elementos mayores (%p) de las rocas del Grupo Volcánico Chichinautzin Joven.

Los contenidos de los elementos traza permiten distribuir a las muestras más primitivas (basaltos y andesitas basálticas) en un grupo con alto contenido de V (151-181 ppm), Cr (285-516 ppm) y Ni (188-313 ppm); mientras que las andesitas y dacitas contienen valores menores a 114 ppm, 272 ppm y 128 ppm para V, Cr y Ni respectivamente. Para el Sr, Ba y Nb la mayoría de las muestras tienen un contenido constante entre 406-510 ppm, 368-504 ppm y 3-10 ppm respectivamente, con una sola muestra que se separa del resto del grupo. Para el Zr e Y las

concentraciones de los elementos se mantienen relativamente constantes. En el caso del Rb, la concentración de este elemento es baja en las rocas primitivas; mientras que tiende a ser mayor en las rocas como andesitas y dacitas (Fig. 37).

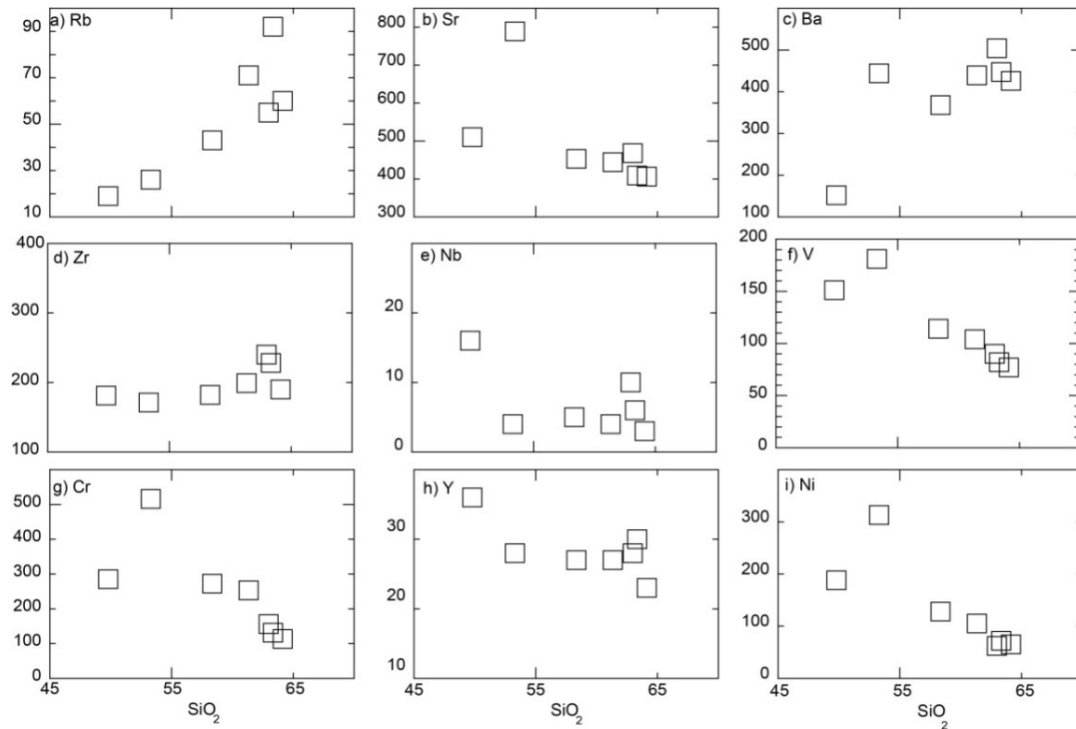


Fig. 37. Diagramas Harker de elementos trazas en ppm de las rocas del GVCJ.

### Sierra Santa Catarina (SSC). Un campo monogénético separado.

La Sierra Santa Catarina (SSC) es una cadena volcánica emplazada dentro del lago de Chalco y compuesta por siete estructuras volcánicas alineadas NE-SW (N70°E), estas estructuras son, de oeste a este: Yuhualixqui, Xaltepec, Tetecón, Mazatepec, Tecuautzi, Guadalupe y La Caldera. Esta sierra se localiza en la parte norte del área de estudio y se considera que estos volcanes pudieron haberse formado hace menos de 40 ka de acuerdo a los estudios sobre morfología que realizaron Lugo-Hubp et al., (1994).

De acuerdo a las edades obtenidas en este trabajo, el vulcanismo en la Sierra Santa Catarina ocurrió entre  $132 \pm 70$  y  $23 \pm 4$  ka. Los datos paleomagnéticos en esta sierra indican polaridades normales e inversas (Urrutia y Martin Del Pozzo, 1993) lo cual podría deberse a que la

actividad monogenética se presentó en los cronos Bruhnes y Matuyama, pero según las edades obtenidas aquí, se apoya la idea de Urrutia y Martin Del Pozzo (1993) que durante el cron Bruhnes han ocurrido periodos transicionales y excursiones del campo magnético. La figura 38 muestra el mapa geológico de la Sierra Santa Catarina.

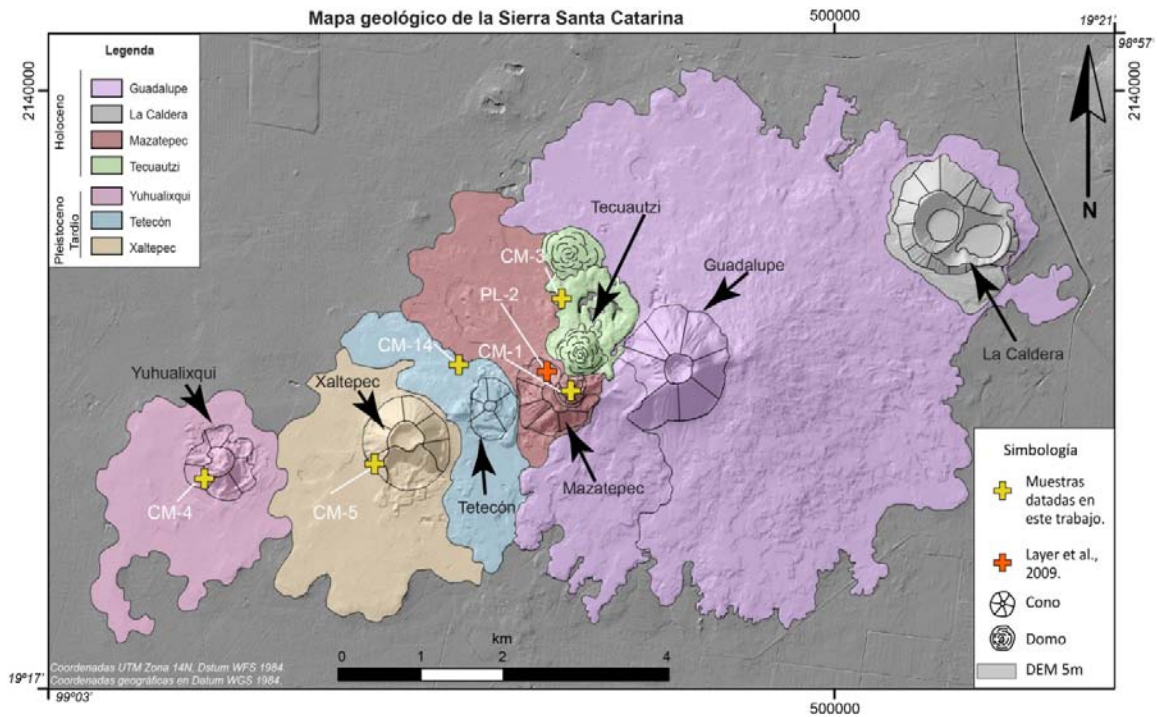


Fig. 38. Mapa geológico de la Sierra Santa Catarina.

Las primeras erupciones iniciaron hace  $132 \pm 70$  ka en la parte oeste de la cadena volcánica (volcán Xaltepec), después el vulcanismo migró al este con la erupción del volcán Tetcón. La siguiente erupción se presentó en el volcán Yuhualixqui, seguido por el emplazamiento del domo Tecuautzi y la formación del volcán Mazatepec, el cual está fechado en  $23 \pm 4$  ka. Sin embargo, la edad más joven para esta cadena volcánica es la reportada por Layer et al., (2009) con  $2 \pm 56$  ka.

Los datos morfométricos indican que los conos tienen diámetros basales entre 650 m y 1401 m y alturas de 90 a 270 m. La relación  $h/W_b$  varía entre 0.138 y 0.19 y las pendientes tienen ángulos entre  $18^\circ$  y  $29^\circ$ . Morfométricamente son volcanes relativamente jóvenes con pendientes pronunciadas (Fig. 39).

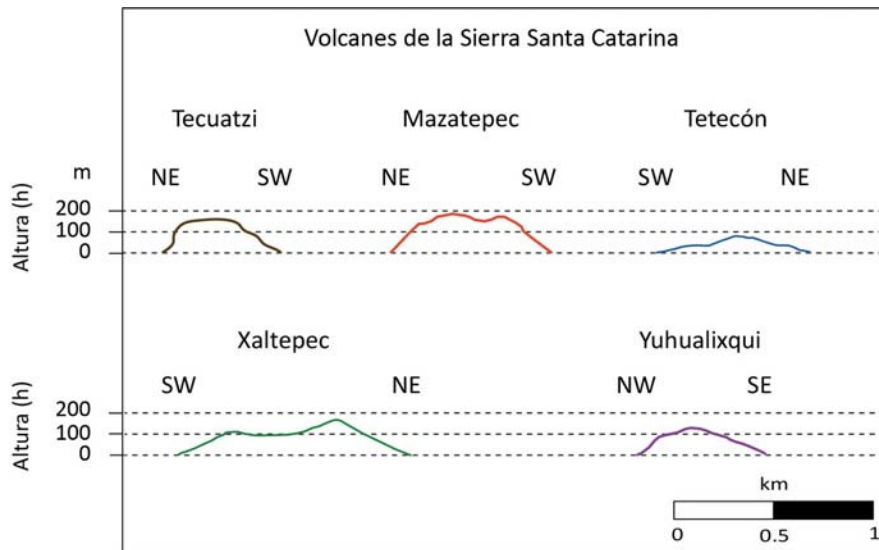


Fig. 39. Perfiles topográfico de los volcanes de la Sierra Santa Catarina.

De acuerdo con los estudios de campo, las erupciones iniciaron con un componente hidromagmático al momento de que el magma se encontró con el Lago de Chalco, formando los volcanes Xaltepec, Yuhualixqui y Mazatepec. Se estima que al momento de las erupciones el lago tenía una profundidad de 15 a 20 m entre el 1,300 – 1,500 A.D. (durante el periodo Azteca; Bellia et al., 1992), sin embargo, el lago ha presentado fluctuaciones en el nivel del agua en los últimos 150 ka, haciendo que el lago fuera a veces un pantano (Ortega-Guerrero et al., 2017). Estas erupciones iniciales produjeron oleadas piroclásticas húmedas de grano medio a grueso con fragmentos escoriaáceos juveniles y lapilli acrecional y depósitos masivos de ceniza fina, estos depósitos formaron la base de los conos. Dentro de esta secuencia se identificaron horizontes de diatomeas intercalados con los depósitos volcánicos. En estos conos no se observaron diatremas, ni brechas volcánicas con fragmentos de rocas del basamento, lo que confirma que el vulcanismo ocurrió en un lago somero. Esta estratigrafía contrasta con la observada en el cráter Souana, en Japón, el cual tiene varias unidades de brechas masivas caóticas con bloques de lava del basamento y bombas juveniles cubiertas por una secuencia horizontal estratificada de ceniza volcánica fina, lapilli y arena lítica (Geshi et al., 2011). En las diatremas o maeres es común que ocurran explosiones sucesivas que generen una mezcla de materiales del basamento o del conducto (Graettinger et al., 2014), este tipo de depósitos no se observaron en los conos de la Sierra Santa Catarina.



Los conos de la Sierra Santa Catarina se consideran conos de toba (*tuff cones*) que evolucionaron a conos cineríticos y por eso no tienen la morfología de anillos de toba (*tuff rings*), es decir, el nivel del cráter de los conos de la Sierra Santa Catarina no está por encima de la topografía pre-eruptiva. Cuando el nivel del cráter está por debajo de la topografía pre-existente, se consideran maeres (Németh et al., 2006; Brand y Heiken, 2009; White y Ross, 2011), algo que tampoco se observó en la sierra.

La actividad hidromagmática cambió a fases estrombolianas cuando el magma dejó de estar en contacto con el cuerpo de agua y se formaron depósitos de caída de lapilli escoriacea gruesa. Al parecer, el vulcanismo estuvo cambiando de hidromagmático a estromboliano-estromboliano violento por los tipos de depósitos identificados, los cuales están alternados entre oleadas piroclásticas húmedas, estratos gruesos de ceniza fina (90 cm), capas de lapilli (10 cm) y horizontes de bombas tipo *spatter* de hasta 5 cm de espesor. Estos cambios en el estilo eruptivo estuvieron sujetos a las interacciones entre el magma y el nivel del lago como se observa en los conos (Fig. 40).

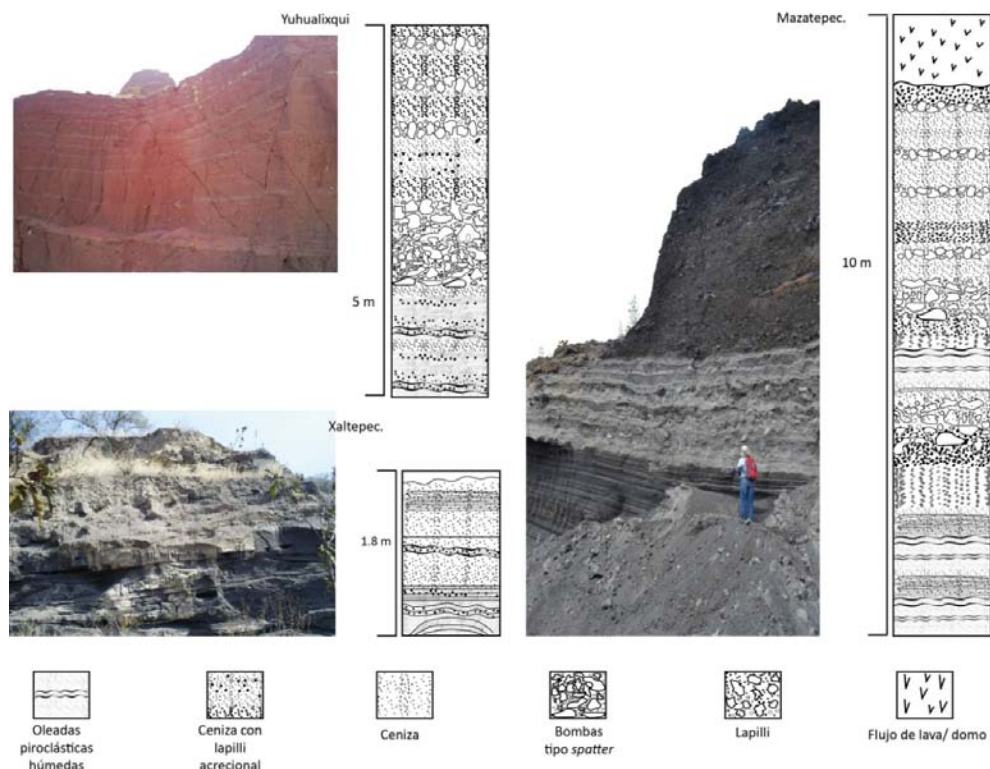


Fig. 40 Columnas estratigráficas de los volcanes Yuhualixqui (arriba izquierda), Xaltepec (abajo izquierda) y Mazatepec (derecha).

Posteriormente y cuando cesó la interacción magma-agua del lago, el vulcanismo finalizó con actividad estromboliana, ya que se observaron bombas de lava tipo *spindle* y lapilli grueso, como lo demuestra el cono Tetcón (Fig. 41). Se considera que la formación del domo Tecuautzi, emplazado en la parte central de la Sierra Santa Catarina, ocurrió una vez que el vulcanismo se volvió subaéreo.

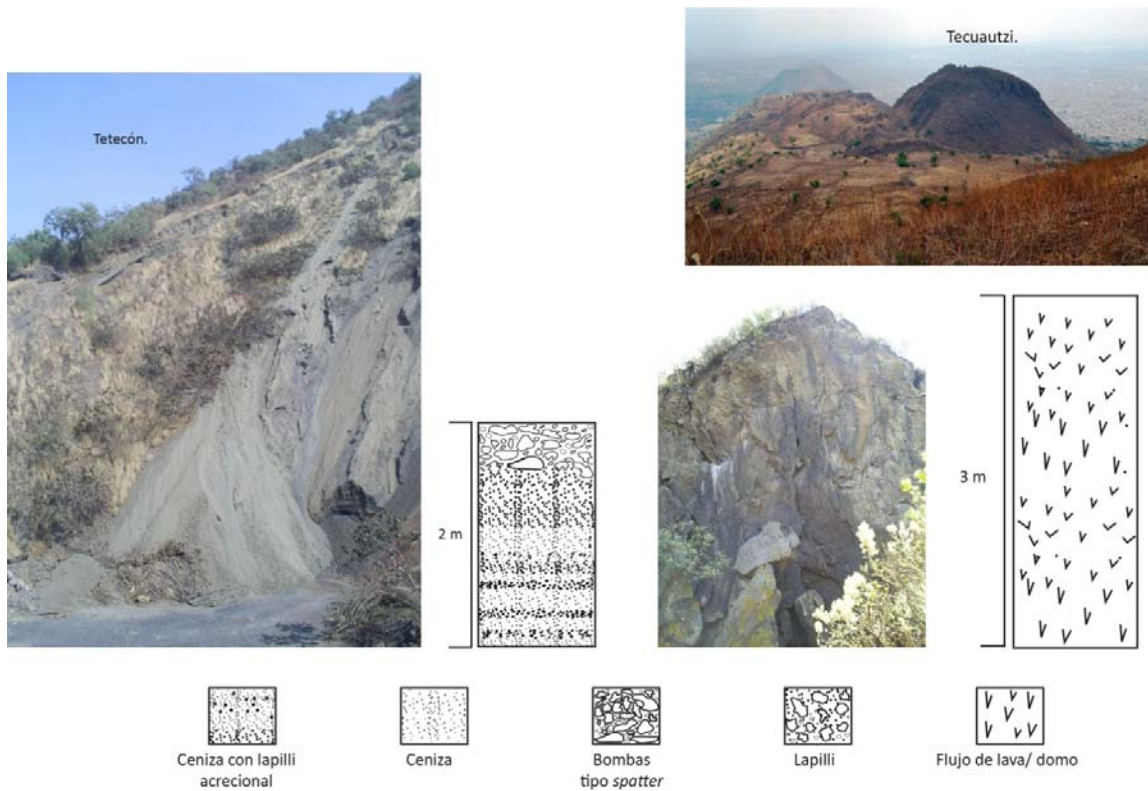


Fig. 41. Columnas estratigráficas del volcán Tetcón (izquierda) y domo Tecuautzi (derecha).

En esta cadena volcánica el volcán Guadalupe, localizado en el extremo E de la sierra, es considerado como el volcán más joven ya que sus lavas sobreyacen los depósitos del volcán Mazatepec, el más joven fechado en este trabajo. Morfométricamente es el cono más alto y con mayor diámetro en toda la Sierra Santa Catarina, con 270 m y 1401 m respectivamente, un diámetro promedio del cráter de 388 m y una profundidad de cráter de 80 m. En el interior de este volcán se identificaron varios domos que se consideran como la última manifestación volcánica de este cono (Fig. 42). En los derrames de lava del volcán Guadalupe es fácil distinguir las líneas de flujo de sus derrames hacia el N, E y S. Un segundo derrame se emplazó hacia el SW cubriendo los primeros derrames de lava así como los derrames del volcán Mazatepec. Estos derrames también

rodean al volcán La Caldera, al extremo este de la Sierra Santa Catarina, un cono con cráter doble que se asocia a actividad hidromagmática con depósitos de caída, oleadas y lapilli acrecional.

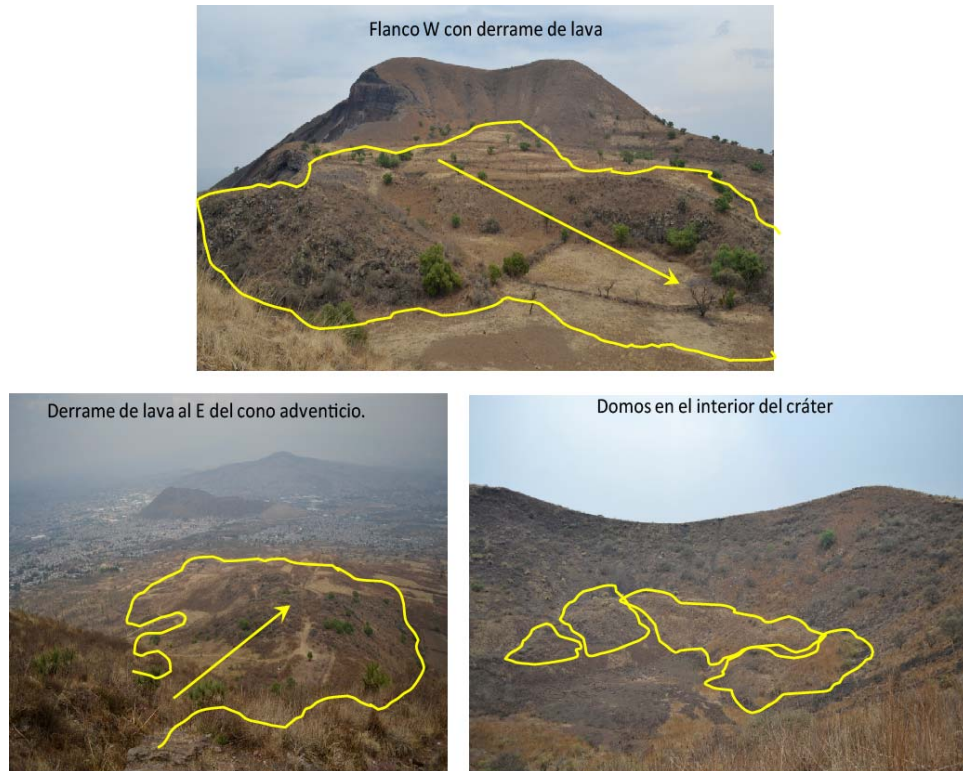


Fig. 42 Vistas del volcán Guadalupe con la dirección de los flujos de lava y los domos dentro del cráter.

La petrografía de las muestras seleccionadas de esta sierra indica que son rocas hipocrystalinas con matriz microlítica y glomerocristales de plagioclasa y piroxenos. Las texturas identificadas en las rocas son porfídicas y otras son pilotaxíticas. Los plagioclasa son fenocristales (0.3 - 0.5 mm) y microfenocristales (<0.25 mm) euhedrales y subhedrales con zoneamiento normal, algunos fenocristales tienen el centro reabsorbido. Los piroxenos se presentan como fenocristales (0.4 - 0.8 mm) y microfenocristales (0.1 - 0.2 mm) subhedrales con ligero pleocroísmo y sin bordes de alteración, aunque sí muy fracturados. Los minerales opacos se encuentran diseminados en la matriz (Fig. 43).



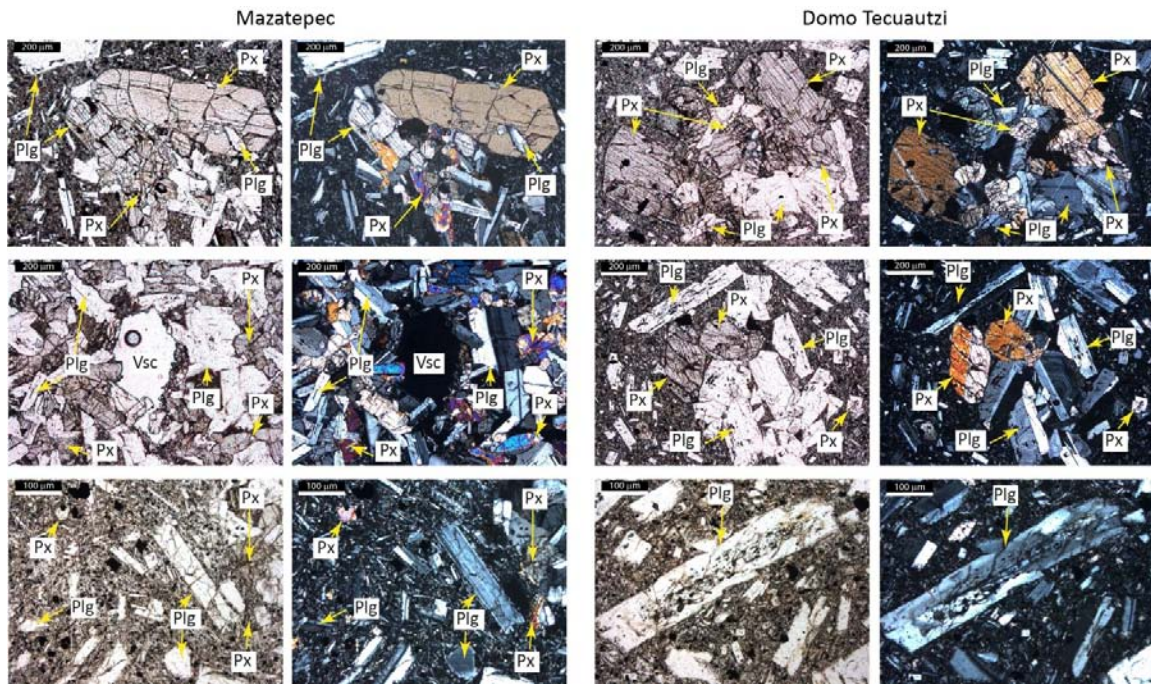


Fig. 43. Fotomicrografías de las rocas de la Sierra Santa Catarina. Plg: plagioclasa; Px: piroxeno, Vsc: vesículas.

El contenido de sílice de las muestras analizadas varía de 56.48% a 59%p (Tabla 6) y se clasificaron como andesitas basálticas y andesitas, todas son calcoalcalinas con contenido medio de K, aunque hay unas muestras que tienden al campo de alto K (Fig. 44).

Tabla 8. Química de elementos mayores (%p) y traza (ppm) de los volcanes de la SSC.

Volcán	Muestra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total	mg#
Mazatepec	CM-1	56.806	1.396	16.796	8.779	0.126	3.007	6.607	3.872	1.596	0.437	-0.14	99.28	40.43
Mazatepec	CM-11	56.706	1.454	17.133	8.597	0.138	3.364	6.572	4.074	1.667	0.458	-0.3	99.86	43.67
Tecuautzi	CM-3	58.604	1.234	16.284	8.361	0.136	2.884	6.058	4.037	1.596	0.401	-0.28	99.32	40.59
Tetecón	CM-16b	56.815	1.336	15.693	8.327	0.141	4.343	6.873	4.076	1.887	0.655	-0.1	100.04	50.82
Xaltepec	CM-5	56.62	1.337	15.94	8.266	0.14	4.329	6.82	3.994	1.875	0.659	0.01	99.99	50.92
Tecuautzi	CM-18	56.416	1.395	15.999	8.324	0.14	4.706	6.338	3.966	1.932	0.601	0.06	99.87	52.83

Volcán	Muestra	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th
Mazatepec	CM-1	40	428	448	30	284	16	99	26	25	14	15	92	3
Mazatepec	CM-11	38	417	467	26	281	16	125	99	27	15	7	90	5
Tecuautzi	CM-3	44	453	427	32	280	15	89	34	31	23	25	98	3
Tetecón	CM-16b	40	553	544	28	372	22	130	222	28	44	19	106	5
Xaltepec	CM-5	41	557	538	28	375	22	134	223	29	43	21	111	6
Tecuautzi	CM-18	39	505	543	27	354	21	129	175	28	51	18	94	6

De acuerdo a los contenidos de óxidos de elementos mayores, se observa que el porcentaje disminuye dentro de un rango de sílice limitado. Este comportamiento se puede observar en el MgO (2.90-4.71 %p), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.40-0.66 %p), K<sub>2</sub>O (1.61-1.93 %p) y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15.69-17.16

%p). En el resto de los óxidos de elementos mayores, las concentraciones tienen variaciones mínimas, lo que se refleja en los diagramas en donde las muestras graficaron casi en el mismo punto. Los valores de  $P_2O_5$  de las rocas de la Sierra Santa Catarina contienen las concentraciones más elevadas, esta característica que no presentan las rocas de los otros grupos volcánicos (Fig. 42).

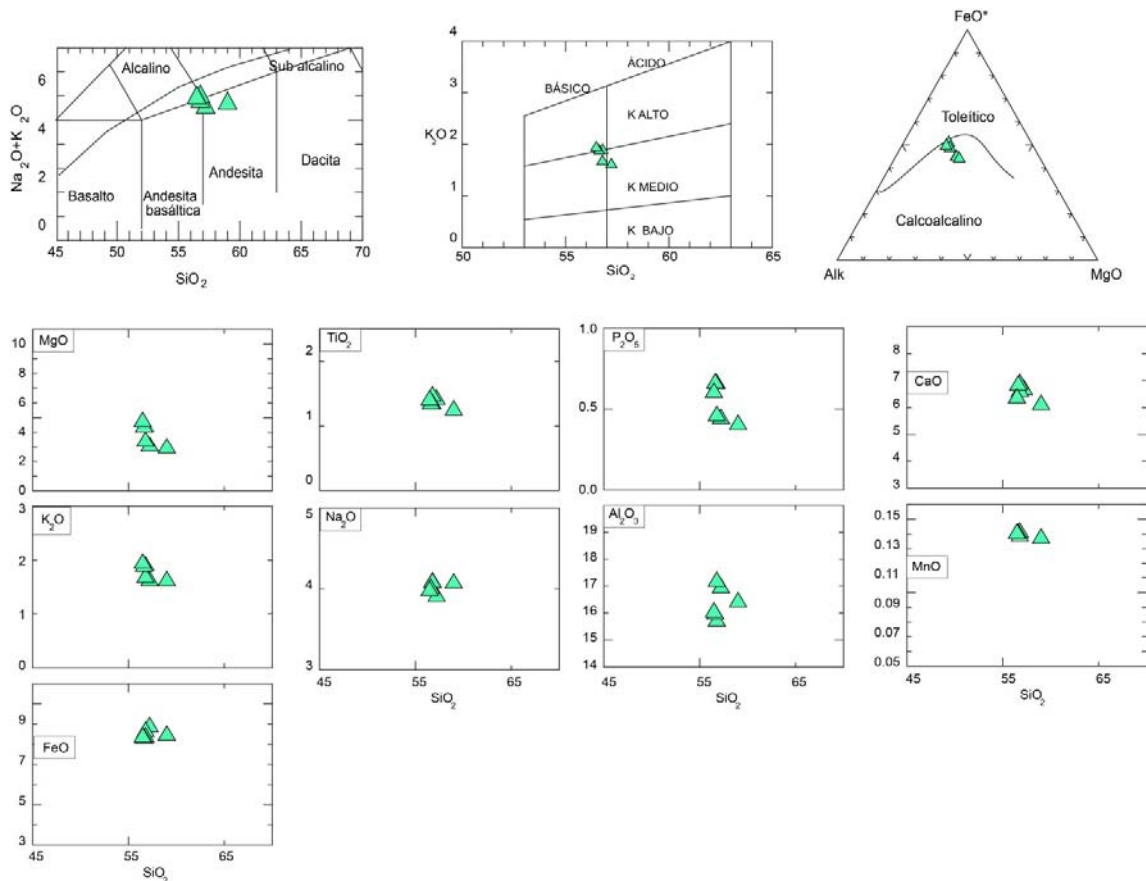


Fig. 44. Diagramas TAS (Le Bas et al., 1986), álcalis vs sílice y AFM (Irvine y Baragar, 1971), y Harker de elementos mayores (%p) de las rocas de la SSC.

En el caso de los elementos traza, se observa un comportamiento similar que al de los elementos mayores, las variaciones en las concentraciones de los elementos ocurren dentro de un rango muy limitado de sílice. Las concentraciones más bajas son para el Ni (14-51 ppm) y las concentraciones altas se observan en el Ba (427-544 ppm). El Rb tiene muy poca variación entre 38 y 44 ppm. El Sr (417-557 ppm), Zr (280-375 ppm), Nb (15-22 ppm), V (89-134 ppm), Y (26-30 ppm) y Cr (26-223 ppm) muestran variaciones considerables, siendo el Cr el elemento que tiene un rango mayor (Fig. 45). Este comportamiento indicaría que los magmas que dieron origen a estas

muestras, no tienen relación con procesos asociados a cristalización fraccionada, además de indicar una fuente mantélica diferente al resto de las rocas de la Sierra Chichinautzin.

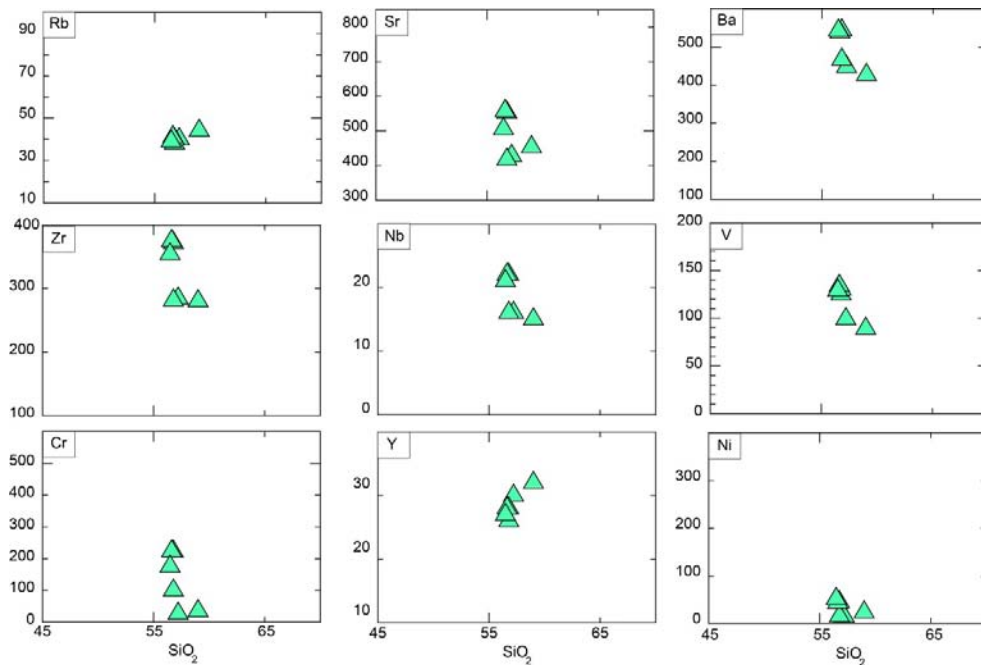


Fig. 45. Diagrama Harker de elementos traza en ppm de las rocas de la SSC.

La Sierra Santa Catarina es considerada un grupo monogenético separado por su localización dentro del lago de Chalco, el emplazamiento de los conos, la orientación NE-SW (N70°E) y la composición química en sus productos.

## Capítulo 4. Discusión

Los resultados obtenidos en este trabajo indican la existencia de varios periodos de actividad volcánica monogenética acotada por las edades Ar-Ar y separados por *gaps* temporales. Estos *gaps* surgieron a partir de un muestreo representativo de las rocas y volcanes seleccionados. También se observaron diferencias químicas en el comportamiento de los elementos mayores y traza de cada grupo, lo que sugiere fuentes magmáticas diferentes y podría relacionarse a los reajustes estructurales en la zona.

Las características geocronológicas y de localización de los volcanes, sugieren que las rocas volcánicas del área de estudio se formaron en cuatro periodos de actividad monogenética con límites temporales y espaciales bien definidos. Esto hace que dichos periodos de vulcanismo con áreas bien definidas sean considerados no solo como simples eventos monogenéticos, previamente llamados grupos volcánicos, sino más bien como cuatro campos volcánicos monogenéticos diferentes. En este trabajo se propone que la Sierra Chichinautzin está conformada cuatro campos volcánicos, en lugar de uno solo como se había manejado antes. Los campos volcánicos se renombraron, del más antiguo al más reciente: Campo Volcánico Monogenético Peñón (CVMP) activo de  $1294 \pm 36$  ka hasta  $765 \pm 30$  ka aproximadamente; Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo (CVCA) que inició actividad alrededor de  $238 \pm 51$  ka y terminó hace  $95 \pm 12$  ka; y el Campo Volcánico Chichinautzin Joven (CVCJ) con la edad más antigua obtenida en este trabajo de  $35 \pm 4$  ka. El cuarto es el Campo Volcánico Monogenético de la Sierra Santa Catarina (SSC), el cual está separado de los demás geográficamente y con actividad entre  $132 \pm 70$  ka y  $23 \pm 4$  ka.

Las fases iniciales del vulcanismo monogenético en el área de estudio fueron identificadas en las partes norte y sur con los volcanes del Campo Volcánico Monogenético Peñón, que comenzaron hace aproximadamente  $1294 \pm 36$  ka. Las primeras manifestaciones de este vulcanismo formaron conos que comenzaron con la eyección de grandes fragmentos de lava tipo *spatter* de baja vesicularidad cuyo contenido de sílice varía entre 53-54%p. Este tipo de productos dominan la construcción de los conos, indicando que en el inicio hubo un magma que se

desgasificó lentamente haciendo que las erupciones fueran poco explosivas aunque hacia la cima se depositó lapilli indicando una mayor explosividad, característico de erupciones estrombolianas.

El Campo Volcánico Monogenético Peñón se caracteriza por haber formado conos con diámetros basales amplios (1,118 m en promedio), con distancias entre 8 y 15 km de cono a cono, y por tener los mayores volúmenes individuales de los conos. Probablemente el arribo del magma estuvo limitado a sitios muy locales por donde pudiera salir a superficie, haciendo que los conos fueran de mayor volumen. El volcán La Corona es la estructura más baja y angosta de este grupo, y esto podría deberse a que se formó en una zona donde el crecimiento del cono estuvo limitado por las rocas encajonantes. Los perfiles de este campo volcánico monogenético muestran que las laderas de los volcanes se encuentran redondeadas con un ángulo promedio de  $\alpha=14^\circ$ .

La alineación de los conos adentro de este campo volcánico tiene una orientación NNE-SSW (N60°E), aunque son pocos los volcanes expuestos. Las erupciones en este campo finalizaron hace  $765 \pm 30$  ka probablemente por un déficit en el suministro de magma debido a cambios en la tectónica. Después de la última erupción registrada transcurrieron aproximadamente 527 ka en los que no se tiene evidencia de vulcanismo monogenético.

Posterior al *gap* temporal de  $\sim 527$  ka, se reactivó el vulcanismo monogenético, formando el Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo. Esta actividad comenzó hace  $238 \pm 51$  ka en la parte sur del área y las manifestaciones iniciales de este segundo periodo de actividad monogenética produjeron basaltos (50.76-51.99 %p SiO<sub>2</sub>), andesitas (60.32-62.43 %p SiO<sub>2</sub>) y dacitas (68.18 %p SiO<sub>2</sub>). En este campo volcánico no se identificaron rocas con contenidos en sílice entre 53 y 56 %p, porcentaje predominante en las rocas del Campo Volcánico Monogenético Peñón (CVMP). De acuerdo a la estratigrafía, la base de los conos está formada por acumulación de bombas masivas de gran tamaño, cubierta por estratos de bloques, bombas y lapilli con baja vesicularidad, intercalados con estratos de ceniza fina y media. Esto significa que los bloques, las bombas y el lapilli fueron producidos por actividad estromboliana; mientras que la ceniza media y fina fueron generadas por actividad estromboliana violenta. Por otro lado la actividad efusiva formó al domo El Quepil de composición dacítica que se emplazó en la parte oeste del área de estudio.

Los volcanes del Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo, tienen diámetros basales menores a 480 m en promedio, pendientes con un ángulo promedio de  $\alpha=19^\circ$  y distancias entre sí de  $\sim 7$  km. Son en su mayoría volcanes con una sola boca eruptiva.

Se estima que la longitud máxima del Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo es de unos 40 km, aproximadamente 30 km menos que el Campo Volcánico Monogenético Peñón. Es posible que debajo de los volcanes y los depósitos del Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo se encuentren el resto de los volcanes que pertenecen al Campo Volcánico Monogenético Peñón. En los volcanes del Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo predomina la intercalación de estratos de piroclastos gruesos (lapilli y bloques) con estratos de ceniza lo que sugiere cambios en el estilo eruptivo. Los conos y domos se identificaron como basaltos, andesitas y dacitas. Comparando con el Campo Volcánico Monogenético Peñón, se observó que el vulcanismo del Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo presenta mayor variación en el contenido de sílice, aunque no hay rocas con contenidos de sílice entre 53 y 56 %p. También se identificó mayor variación en el tipo de estructuras volcánica, pues en el Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo se identificaron domos además de conos, mientras que el campo volcánico previo, el CVMP, solo se identificaron conos. La última erupción de este campo volcánico se estima que ocurrió hace  $95 \pm 12$  ka.

El tercer campo volcánico monogenético, el Campo Volcánico Chichinautzin Joven, comenzó a formarse después de 60 ka, aproximadamente, de inactividad volcánica monogenética. Las primeras manifestaciones monogenéticas ocurrieron en la parte oriental del área de estudio, a las faldas del volcán Popocatepetl, hace  $35 \pm 4$  ka. Los depósitos piroclásticos de estos conos sugieren que las primeras fases del vulcanismo fueron de tipo estromboliano, formando depósitos con materiales gruesos en la base de los conos, y después el vulcanismo cambió a estromboliano violento, depositando ceniza media a fina y muy fina. Los volcanes que se encuentran en la zona oeste y centro del área son los más jóvenes de acuerdo a las edades obtenidas previamente [volcanes Jumento ( $\sim 2$  ka; Arce et al., 2015), Xitle ( $\sim 1.6$  ka, Córdova et al., 1994; Martin Del Pozzo et al., 1997) y Chichinautzin ( $\sim 1.8$  ka; Siebe et al., 2004)] y muestran mayor variedad en el tipo y tamaño de clastos que formaron los conos, como bloques (masivos en el centro y muy vesiculares en los bordes) y lapilli escoriaáceos. Algunos de estos derrames de lavas fueron muy fluidos y algunos estuvieron alimentados por tubos de lava. En la parte oeste y norte del área de estudio

también se encuentran derrames gruesos de lava sin cono asociado y algunos domos. Esto indica que el estilo eruptivo varió de estromboliano - estromboliano violento- efusivo.

Morfométricamente, los conos del campo volcánico Campo Volcánico Chichinautzin Joven tienen diámetros basales y pendientes promedio de 696 m y 26°, respectivamente. Sin embargo, los volcanes de la parte oriental del área, están cubiertos por flujos de lodo del volcán Popocatepetl, lo cual hace que los perfiles presenten una topografía diferente a la original de cada cono. Los volcanes del Campo Volcánico Chichinautzin Joven presentan una alineación preferencial E-W, muchos de éstos se encuentran formando *cone clusters* (conos agrupados) y tienen como característica el estar concentrados en la parte central del área de estudio. Los conos son pequeños con volúmenes promedio de 0.024 km<sup>3</sup> y separados entre sí de 2 a 4 km. Esto puede estar asociado a un aumento en la debilidad cortical que permitió la formación de diferentes rutas de ascenso de magmas, con zonas de conos pequeños con volúmenes bajos. Los límites al norte y al sur que definen el área del Campo Volcánico Chichinautzin Joven tienen una distancia aproximada de 25 km. Las últimas manifestaciones volcánicas de este campo están fechadas entre 1675 ± 40 a ~2000 yr (Córdova et al., 1994; Martin Del Pozzo et al., 1997; Siebe, 2000), por lo que es considerado como activo.

Las edades radiométricas corroboraron las edades relativas obtenidas con los datos morfométricos, y con la distribución de los conos se determinaron los alcances máximos de norte a sur para cada campo volcánico. El campo volcánico más antiguo, el Campo Volcánico Monogenético Peñón, tiene un alcance máximo de aproximadamente 78 km; el Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo tiene un alcance máximo estimado de 40 km, y por último, el Campo Volcánico Chichinautzin Joven, se concentra en una franja en la parte central del área, con una longitud máxima entre el límite norte y sur de ~25 km. Los márgenes al E con el volcán Popocatepetl, y al W con la Sierra de las Cruces no cambiaron. La reducción de los límites N y S en cada uno de los campos volcánicos puede deberse a un mayor fracturamiento cortical, lo que permite mayor ascenso de pulsos magmáticos y favorece que la distancia entre los conos de cada uno de los campos volcánicos sea cada vez menor. Como resultado se tiene una mayor concentración de volcanes, como se observa en el Campo Volcánico Chichinautzin Joven.

El cuarto Campo Volcánico Monogenético es el de la Sierra Santa Catarina (SSC), la cual se emplazó dentro del Lago de Chalco y se considera como un campo volcánico separado por su ubicación geográfica, a 12 km del resto de los volcanes, y por sus edades. La Sierra Santa Catarina inició hace  $132 \pm 70$  ka con actividad hidromagmática, pero los conos no muestran la morfología típica de las estructuras asociadas a la interacción magma-agua profunda (maares o anillos piroclásticos) por ser un lago somero. Sin embargo, la base de los conos de la Sierra Santa Catarina presenta depósitos asociados a la interacción magma-agua con abundantes fragmentos juveniles vítreos, oleadas piroclásticas húmedas de grano medio a grueso y depósitos de ceniza fina y lapilli (Jaimes-Viera et al., 2018). Estas características son similares a las identificadas en el cono de tobas Table Rock, que tiene depósitos de lapilli masivos a ligeramente estratificados, con capas laminadas finamente de sedimentos de grano fino (Brand y Clarke, 2009); y a los depósitos vistos en los volcanes de la Isla de Jeju, en donde la base de los conos está formada por oleadas piroclásticas y depósitos de caída, asociados a actividad hidromagmática en un mar somero (Sohn et al., 2012).

Después que la interacción magma-agua disminuyó en la Sierra Santa Catarina, el vulcanismo se volvió subaéreo y sobre los productos que formaron la base de los conos se depositaron horizontes de lapilli grueso muy vesicular, bombas tipo *spatter* y bloques. Estas características indican cambios del estilo eruptivo de hidromagmático a estromboliano asociados a las variaciones en el nivel del agua. Cambios similares entre actividad hidromagmática y magmática han sido identificados en el campo volcánico de La Garrotxa (Cataluña, España) en donde la actividad inició con fases hidromagmáticas (oleadas húmedas, ceniza y lapilli) que cambiaron a magmáticos (escoria soldada, bombas y derrames de lava; Martí y Mallarach, 1987; Bolós et al., 2014). También este tipo de cambios en la actividad volcánica se observaron en el cono Maungauika (Campo Volcánico de Auckland), en donde depósitos de ceniza y lapilli gruesos, lapilli fino, bombas y líticos juveniles formaron la base del cono durante actividad hidromagmática y luego ésta se volvió Estromboliana generando lavas tipo *spatter* y escorias (Agustín-Flores, et al., 2015).

Los conos de la Sierra Santa Catarina están muy cercanos con una distancia entre sí de 1 a 1.5 km y orientados N70°E. La SSC presenta pendientes entre 18 y 29°, y diámetros basales promedio de ~968 m. Actualmente los volcanes Yuhualixqui, Mazatepec y Tetecón están siendo explotados



para material de construcción. Esta acción antropogénica modificó los perfiles de los conos, y por esa razón que sus perfiles son diferentes al cono Xaltepec, uno de los volcanes más jóvenes de la Sierra Santa Catarina. En algunos derrames de lava de estos conos se pudieron observar líneas de flujo que indican la dirección del movimiento, como en el caso de las lavas del volcán Guadalupe. Los límites espaciales de este campo son 12.3 km de largo por 7.2 km de ancho, incluyendo el alcance máximo de los flujos de lava.

Al comparar los perfiles de los volcanes fechados en este trabajo se observan las diferencias entre los diámetros basales y las alturas (Fig. 46). Los conos del Campo Volcánico Monogenético Peñón son los más anchos y uno de ellos, el volcán Jumiltepec, es el más alto de todos los conos con más de 200 m. En el Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo las estructuras son pequeñas y su altura es menor a los 100 m. Los conos del Campo Volcánico Chichinautzin Joven tienen diámetros basales de dimensiones similares a las del campo Chichinautzin Antiguo, pero difieren en las alturas, las cuales se acercan a los 200 m. Esto indica que la erosión de los conos de escoria o ceniza está asociada al tiempo al que están expuestos a los procesos de degradación. En la Sierra Santa Catarina los perfiles se muestran redondeados, varios de ellos por la explotación de material, pero el volcán Xaltepec es el mejor conservado.

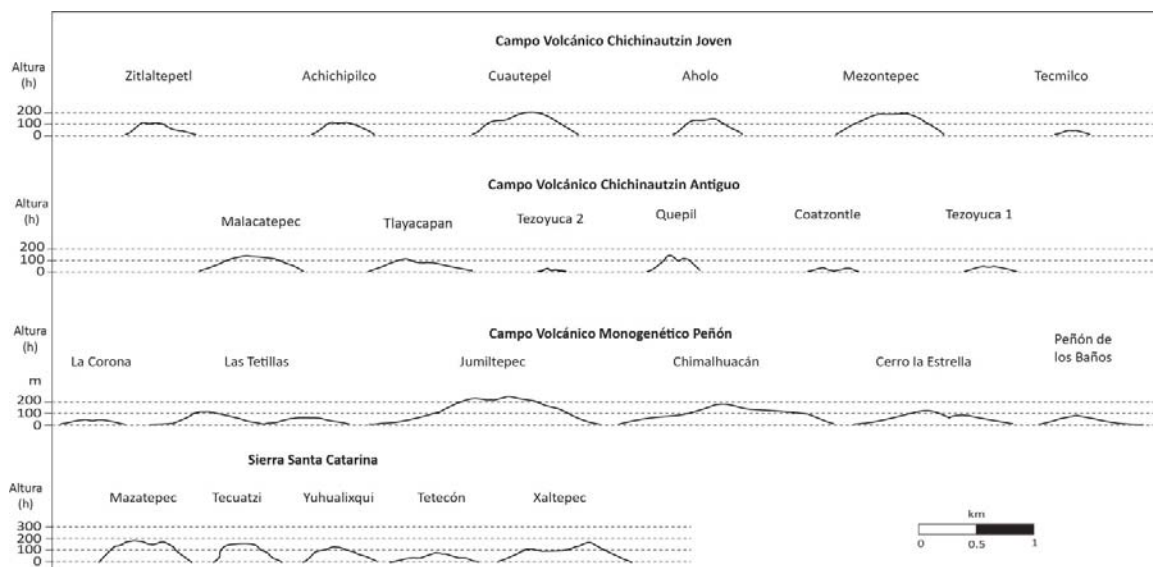


Fig. 46. Perfiles topográficos de los conos de la Sierra Chichinautzin ordenados del más joven al más antiguo, y de la Sierra Santa Catarina, mostrando diferencias en la morfología de los conos.

Las pendientes de los conos y la relación  $h/W_b$  muestran una buena correlación con los grupos de edades para los cuatro campos monogenéticos. La pendiente promedio para cada campo incrementa con la edad:  $14^\circ$  para el Campo Volcánico Monogenético Peñón;  $19^\circ$  para el Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo y  $26^\circ$  para el Campo Volcánico Chichinautzin Joven. Para la Sierra Santa Catarina, el promedio es de  $23^\circ$ . Por otro lado, la relación  $h/W_b$  para todos los conos muestra que los más recientes presentan valores de hasta 0.24 y para los más antiguos es de hasta 0.085. Esta correlación es consistente con los datos publicados para diversas áreas en el mundo con condiciones climáticas diferentes (Hooper, 1995; Wood, 1980; Inbar y Risso, 2001; Inbar et al., 2011, Bemis y Ferencz, 2017). Existe, por lo tanto, una clara relación entre el ángulo de la pendiente y la relación  $h/W_b$  para los datos obtenidos en este trabajo y para los calculados en zonas volcánicas como los conos del Etna (Italia), en los del Campo Volcánico San Francisco (USA) o en el Campo Volcánico de Tolbachic (Wood, 1980, Inbar et al., 2011; Fig. 47).

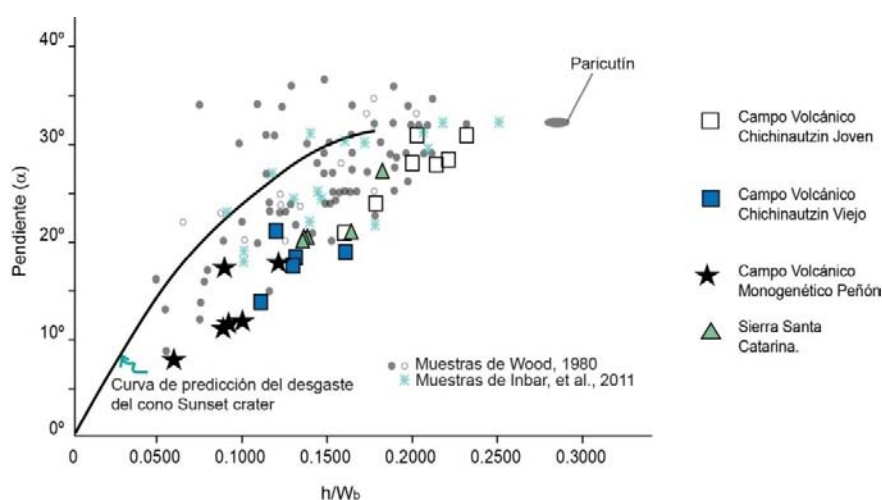


Fig. 47. Comparación de los ángulos de las pendientes y relación  $h/W_b$  de los conos de los cuatro campos volcánicos de la Sierra Chichinautzin con los valores de otros campos volcánicos. La curva de predicción es del modelo de Wood (1980).

La petrografía muestra que las rocas del Campo Volcánico Monogenético Peñón presentan plagioclasas bien conservadas y los minerales ferromagnesianos (olivinos y piroxenos) tienen bordes de reacción poco desarrollados que pueden deberse a la descompresión. Sin embargo, los cristales de los magmas más bien se encontraban en equilibrio. Únicamente las rocas del volcán La Corona presentan plagioclasas con evidencias de disolución en el centro y piroxenos muy alterados y parcialmente reabsorbidos que pueden atribuirse a cambios en la temperatura de los

magmas durante el ascenso. El volcán La Corona también se distingue por contener más sílice (59.7 %p) que el resto del campo.

En algunas rocas del Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo se logró identificar que existen varios grupos de plagioclasas: fenocristales (algunos muy fracturados), microfenocristales y microlitos con características petrográficas similares (mismos ángulos de extinción o mismo tipo de zoneamiento) además de plagioclasas recristalizadas que podrían ser xenocristales. En los minerales ferromagnesianos identificados no se observaron bordes de reacción tan desarrollados. Es posible que algunos de los minerales más grandes se fracturaran durante el ascenso. En otras muestras, como el domo El Quepil, se identificaron xenocristales de cuarzo que el magma incluyó durante su ascenso. Junto a los xenocristales de cuarzo se observaron fenocristales de anfíboles con el centro reabsorbido y bordes de reacción muy desarrollados. El borde de reacción en anfíboles se puede interpretar como una deshidratación del magma por descompresión (Rutherford et al., 1993).

Las rocas del Campo Volcánico Chichinautzin Joven presentan cristales de plagioclasa en desequilibrio con centros fundidos y bordes diluidos, además de pocos fenocristales fracturados, que probablemente sean los minerales más antiguos en el magma. Los piroxenos muestran cristales parcialmente fundidos aunque no presentan bordes de reacción desarrollados como en las muestras del volcán La Corona (CVMP) o del domo El Quepil (CVCA). Dadas las evidencias de reacción, es probable que los cristales experimentaran cambios de temperatura durante el ascenso, moviéndose de zonas más frías a zonas más calientes dentro del mismo conducto. El fracturamiento de los cristales y que no haya bordes de desequilibrio pueden ser atribuidos a una rápida descompresión.

La petrografía de las rocas de la Sierra Santa Catarina muestra plagioclasas con centros disueltos, pero con bordes bien conservados, también los piroxenos presentan características de disolución, pero no presentan bordes oxidados. Los cristales pudieran haber sido fundidos por cambios en la presión y no tanto por mezcla de magmas, a pesar de la fuerte zoneación en las plagioclasas. El zoneamiento de las plagioclasas puede deberse a un movimiento intermitente de los cristales durante el ascenso del magma por el conducto. La abundante presencia de glomerocristales de plagioclasa y piroxenos, podrían indicar las primeras cristalizaciones del

magma, los cuales pudieron haber cristalizado en las paredes del conducto, funcionando como un *crystal mush*, y cuando ocurrió la erupción fueron arrastrados a la superficie. En comparación con las muestras de los otros campos, es una característica que distingue a esta sierra del resto de los volcanes.

La caracterización química de los campos volcánicos monogenéticos permitió identificar que las muestras del Campo Volcánico Monogenético Peñón, Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo y Campo Volcánico Chichinautzin Joven son calcoalcalinas con contenido medio de potasio (Fig. 48). Sin embargo, se identificaron variaciones en el comportamiento de elementos mayores como el  $P_2O_5$  y trazas como el Zr, Nb y Ni. Aunque en este estudio no se encontraron muestras alcalinas, sí se han reportado en trabajos anteriores, sobre todo en los volcanes más jóvenes (Wallace y Carmichael, 1999; Velasco-Tapia y Verma, 2001; Straub et al., 2008, 2009). Las muestras de la Sierra Santa Catarina, también son calcoalcalinas pero con tendencia hacia el campo de potasio alto (Fig. 48), y las concentraciones de elementos mayores ( $P_2O_5$ ) y traza (Zr, Nb) son las más altas de todos los campos monogenéticos.

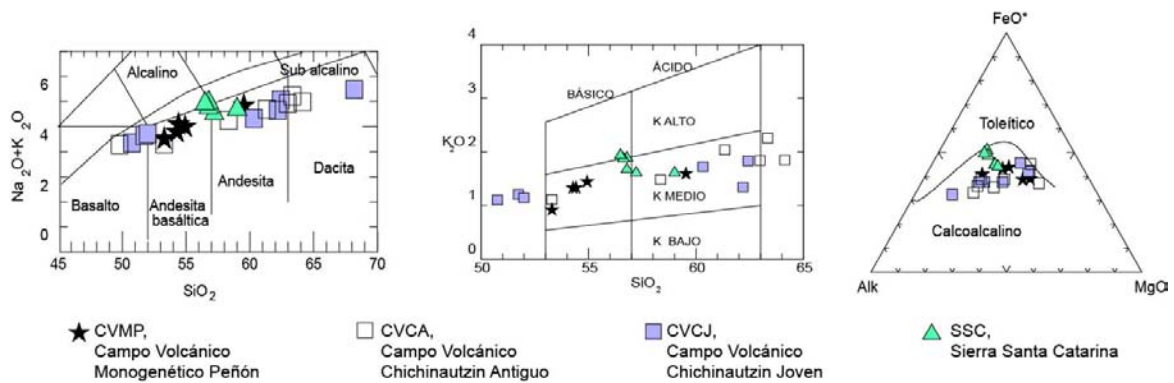


Fig. 48. Diagramas de clasificación TAS (Le Bas et al., 1986), de  $SiO_2$  vs.  $K_2O$  y AFM (Irvine y Baragar, 1971) de las rocas de la Sierra Chichinautzin.

Las rocas más antiguas del área de estudio (Campo Volcánico Monogenético Peñón) presentan valores de sílice entre 53.3% y 54.9%p, excepto el volcán La Corona, que tiene un contenido de 59.5 %p  $SiO_2$ . Rocas con ese intervalo en el contenido de sílice no se encontraron en las muestras del Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo, pero sí se identificaron dos grupos, el primero con sílice entre 50.8 y 52 %p y el segundo grupo con 60.3 a 68 %p. En el tercer campo volcánico (Chichinautzin Joven) el contenido de sílice varía de 49.8% a 63.3 %p.

En las muestras del Campo Volcánico Monogenético Peñón, las concentraciones de  $P_2O_5$  (0.19-0.35%p), MgO (3.14-8.15 %p) y elementos traza como Ni (44 - 200 ppm), Zr (134 – 227 ppm) y Nb (9 – 12ppm) varían en un rango de sílice restringido, definiendo una tendencia casi vertical en el comportamiento de estos elementos, excepto en la muestra del volcán La Corona, ya que tiene mayor contenido de sílice (Fig. 47).

Las muestras del Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo se distribuyen en dos grupos, el de los basaltos y el de las andesitas ricas en sílice y dacitas, con un *gap* de sílice entre 52 y 60 %p (Fig. 49). Las concentraciones de elementos mayores como  $P_2O_5$  y MgO, y trazas como Ni y Nb son mayores en las rocas más primitivas (basaltos) que en las andesitas ricas en sílice y las dacitas. En estas últimas rocas, el contenido de Zr es ligeramente más alto que en las rocas primitivas (Fig. 47). Las muestras del campo volcánico Campo Volcánico Chichinautzin Joven presentan una variación composicional más amplia, de basaltos a dacitas y al igual que el campo Chichinautzin Antiguo, se pueden identificar dos grupos de rocas, uno con alto contenido de MgO y Nb y el otro con bajo contenido de MgO y Nb (Fig. 49).

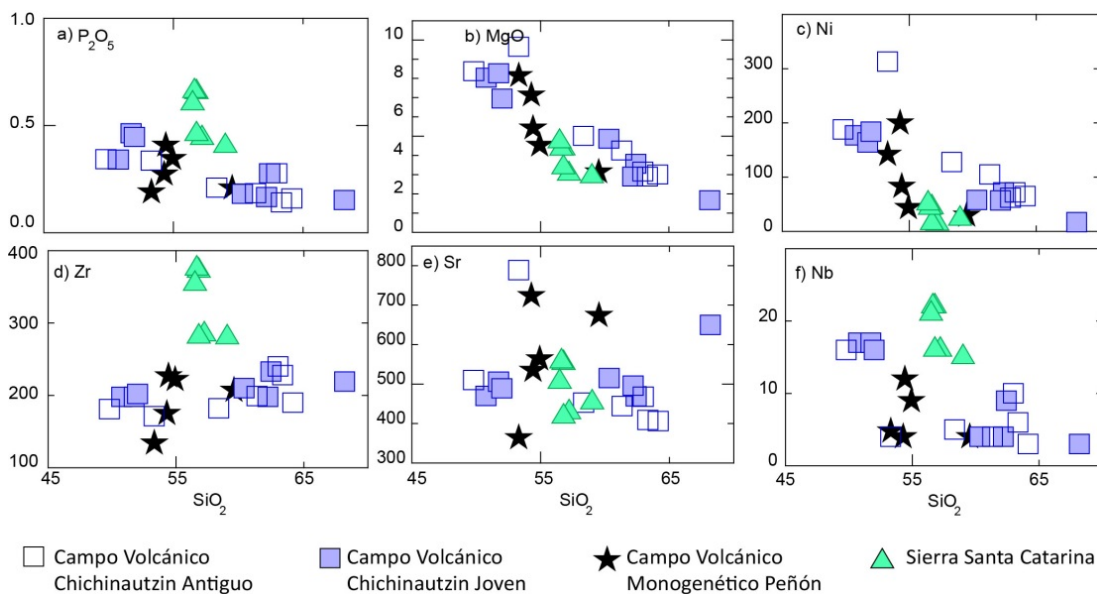


Fig. 49. Comparación de elementos mayores y traza contra  $SiO_2$  de los cuatro campos volcánicos de la Sierra Chichinautzin.

Las rocas de la Sierra Santa Catarina presentan comportamientos diferentes al resto de los campos volcánicos anteriores, siendo las muestras con los valores más altos de  $P_2O_5$  (0.404–0.659

%p), Zr (280–375 ppm) y Nb (15-22 ppm) en este estudio (Fig. 49). Esto podría indicar diferencias en la fuente respecto a los demás campos volcánicos.

El comportamiento de elementos mayores como  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ , FeO y  $\text{K}_2\text{O}$  respecto al mg# de las muestras de los campos volcánicos Chichinautzin Antiguo y Chichinautzin Joven se comportan de manera similar entre sí, esto podría indicar una fuente mantélica común (Fig. 50a). Las muestras del Campo Volcánico Monogenético Peñón y Sierra Santa Catarina se comportan de manera disímil tanto entre ellos dos, como con los campos volcánicos Chichinautzin (Antiguo y Joven). Estas variaciones sugieren que los magmas del campo Peñón y de Santa Catarina no comparten el mismo origen y que la fuente mantélica es diferente al de los campos Chichinautzin (Fig. 50a).

De igual manera, la variación en elementos traza como Ni (14-313 ppm), Nb (3 – 17 ppm) y Zr (166 -240 ppm; Fig. 50b) y el comportamiento químico del  $\text{TiO}_2$  y Zr (Fig. 50c) de las rocas de los campos Chichinautzin Antiguo y Chichinautzin Joven, son similares entre sí, y grafican en los campos de estudios previos para las rocas calcoalcalinas (Straub et al., 2008; Wallace y Carmichael, 1999). Estos datos refuerzan la idea de que las rocas de los campos Chichinautzin pudieran estar asociadas a magmas parentales derivados de la transformación de una fuente peridotítica a una fuente piroxenítica, es decir de una fusión parcial de un manto metasomatizado, como lo proponen Straub et al. (2008). Por otro lado, las rocas del Campo Volcánico Monogenético Peñón y Sierra Santa Catarina se comportan de manera diferente a las rocas de los campos Chichinautzin Antiguo y Joven. Esta diferencia química se relaciona con magmas derivados de la fusión parcial de fuentes mantélicas diferentes, quizá no tan metasomatizadas como en los campos Chichinautzin Antiguo y Chichinautzin Joven. En la figura 50c se muestran las líneas de los modelos de fusión parcial por lotes y se observa que las muestras de los campos Chichinautzin se comportan de manera cercana al modelo de fusión parcial de un manto enriquecido, mientras que las rocas del Campo Volcánico Monogenético Peñón se acercan más a la fusión de manto empobrecido.

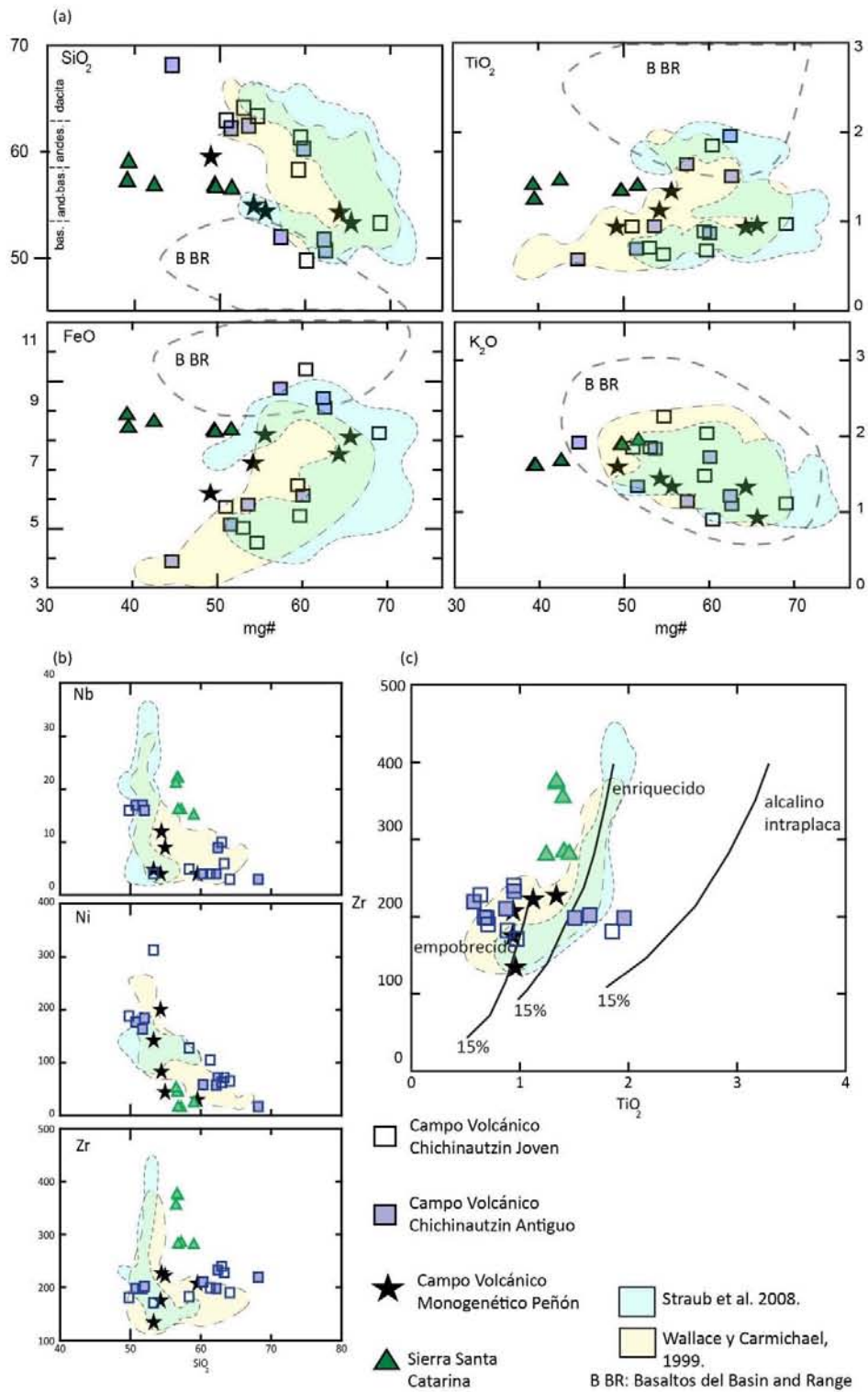


Fig. 50. (a) Diagramas de comparación de elementos mayores contra mg#. (b) Diagramas Harker de elementos traza (Nb, Ni, Zr). (c) Zr-TiO<sub>2</sub> para las muestras de este trabajo, de Straub et al. (2008) y Wallace y Carmichael (1999), las líneas muestran los modelos de fusión parcial por lotes (*batch partial melting*) propuestos por Wallace y Carmichael (1999).



La distribución de la concentración de elementos mayores y traza respecto a la latitud muestra que las rocas del Campo Volcánico Monogenético Peñón ubicadas en el sur contienen valores bajos de  $P_2O_5$ , Zr y Nb, y altos en MgO, Ni y Sr. En las rocas del norte ocurre lo contrario. En las muestras del Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo, la distribución de las concentraciones químicas respecto a la latitud muestra que el  $P_2O_5$ , el MgO y Ni son altos en las rocas del sur y van disminuyendo hacia el norte; mientras que para el Zr, Sr y Nb las concentraciones se mantienen constantes en las rocas del norte y del sur (Fig. 51). En el campo Chichinautzin Joven las concentraciones respecto a la latitud sugieren que el  $P_2O_5$  es mayor en las rocas del sur y que va disminuyendo en las rocas del norte. Para el MgO, Ni y Nb, las muestras se distribuyen en dos grupos, las del sur con altos valores en estos elementos, y las de norte con valores bajos. Por otro lado, el Zr se mantiene constante en las rocas del norte y del sur (Fig. 51).

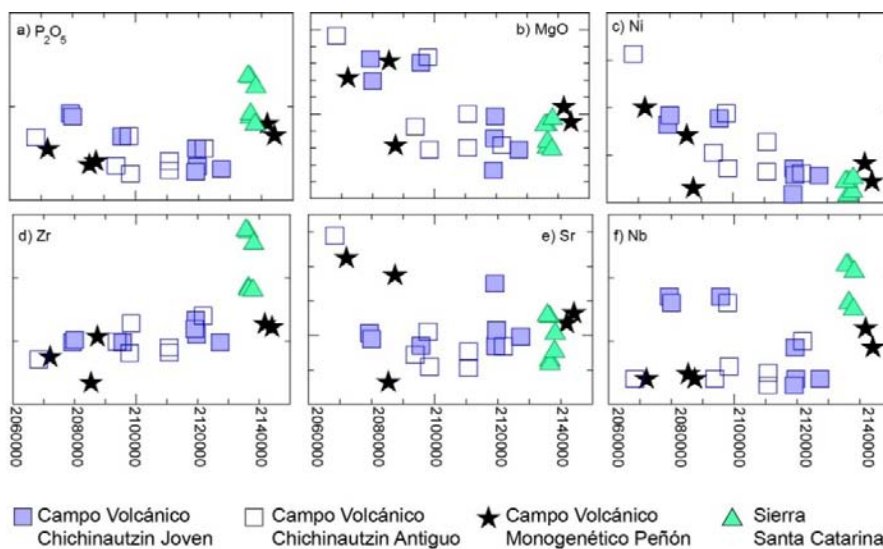


Fig. 51. Distribución de las concentraciones de elementos mayores y traza de los cuatro campos volcánicos respecto a la latitud.

De acuerdo al comportamiento químico observado en cada campo volcánico monogenético, se proponen dos fuentes mantélicas diferentes para los magmas:

1) magmas derivados de una fuente mantélica no modificada (Campo Volcánico Monogenético Peñón y Sierra Santa Catarina) y

2) magmas cuyo origen tiene que ver con la mezcla de fundidos parciales de peridotitas y piroxenitas (fundidos de un manto previamente transformado), como en el caso de los Campos Volcánicos Chichinautzin Antiguo y Chichinautzin Joven.

En el área de estudio se identificaron lineamientos en la parte norte con los volcanes del Campo Volcánico Monogenético Peñón (NNE-SSW) y la Sierra Santa Catarina (ENE-WSW); y en la parte central con la tendencia E-W de algunos volcanes del Campo Volcánico Chichinautzin Joven. La figura 52 muestra los sistemas de fallas regionales cercanos al área de estudio. De acuerdo a los lineamientos identificados, los sistemas de fallas San Antonio (SFSA), caracterizado por fallas normales orientadas NNE-SSW, de edad pleistocénica (García- Palomo, et al., 2000) y el Sistema de Fallas Tenango (SFT) que genera fallas orientadas casi E-W y que se considera aún activo (Yamamoto y Mota, 1988), son los que se encuentran presentes en la zona estudiada.

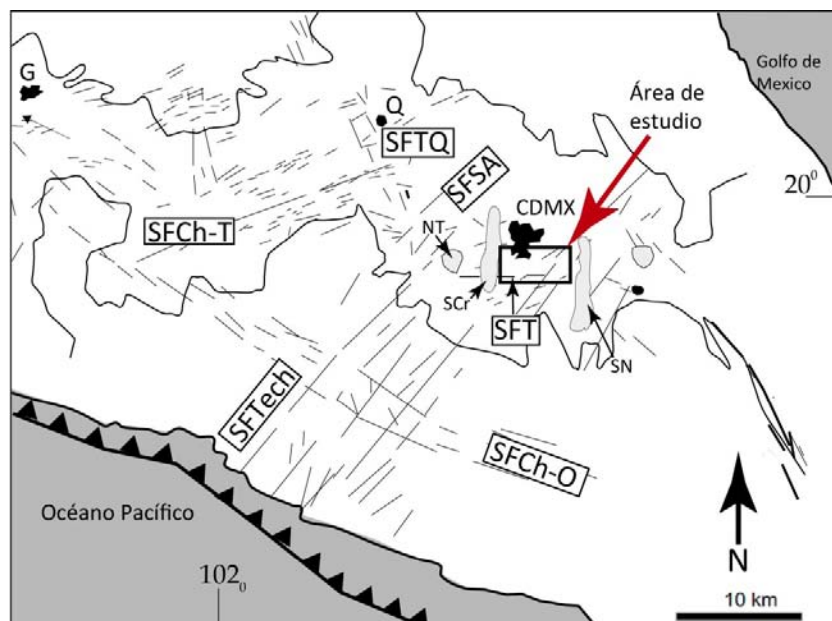


Fig. 52. Mapa de localización del área de estudio y de los sistemas de fallas cercanos. Tomado y modificado de García-Palomo et al. (2002): SFCh-T: Sistema de Fallas Chapala-Tula; SFCh-O: Sistema de Fallas Chapala-Oaxaca; SFTech: Sistema de Fallas Tenochtitlán. NT: Nevado de Toluca; SCr: Sierra de las Cruces; SN: Sierra Nevada; MC: Ciudad de México; Q: Querétaro; G: Guadalajara.

Los conos del Campo Volcánico Monogenético Peñón, en la parte norte, tienen una alineación preferencial N60°E y de acuerdo a sus edades, el vulcanismo estuvo activo durante el Pleistoceno. García-Palomo, et al. (2000), propusieron en el volcán Nevado de Toluca un sistema de fallas normales con componente lateral izquierdo, de edad pleistocénica: el Sistema de Fallas San Antonio (SFSA) con orientación NNE-SSW. Es probable que la alineación de los conos del Campo Monogenético Peñón sea la extensión hacia el Este del SFSA. Probablemente este sistema de fallas tuvo una reactivación cuando cambió el régimen de esfuerzos durante el Pleistoceno-

Holoceno (García-Palomo et al., 2002) favoreciendo, posteriormente, el emplazamiento de los conos de la Sierra Santa Catarina en dirección N70°E. La separación de esta sierra de los otros campos volcánicos debe ser de origen tectónico.

Los conos del Campo Volcánico Chichinautzin Joven presentan una orientación preferencial E-W, y ocurre por primera vez en la zona la formación de *cone clusters*. Las rocas varían de basaltos a dacitas y se han identificaron muestras alcalinas coexistiendo con las rocas calcoalcalinas (Martin Del Pozzo, 1982; Márquez et al., 1999, Wallace y Carmichael, 1999; Cervantes y Wallace, 2003; Siebe et al., 2004; Martínez-Serrano et al., 2004; Schaaf et al., 2005; Meriggi et al., 2008; Straub et al., 2008; Verma, 2000; Márquez y De Ignacio, 2002). En la zona se presentó un cambio en la geología estructural que está asociado a una rotación de  $\sigma_3$  en sentido de las manecillas del reloj a una posición al norte, mientras que  $\sigma_1$  se movió a una posición vertical produciendo fallas normales. Este movimiento provocó que aumentara el esfuerzo extensional en el área y las fallas normales tuvieran un movimiento transtensivo lateral izquierdo con orientación E-W, estas fallas se asocian al Sistema de Fallas Tenango (García-Palomo et al., 2000). Se considera que el vulcanismo del Campo Volcánico Chichinautzin Joven está influenciado por el Sistema de Fallas Tenango (SFT). Se plantea que un mayor fracturamiento promueve el emplazamiento de más volcanes y que la distancia entre sí sea menor causando la formación de *cone clusters*, lo cual está ocurriendo en el Campo Volcánico Chichinautzin Joven. La variación química de estos magmas jóvenes es mayor que en los campos volcánicos previos y en el caso de los volcanes muy jóvenes, menores a 10 ka, existen muestras de carácter alcalino como algunas muestras de los volcanes Xitle, Chichinautzin o Suchiooc (Straub et al., 2008). Las rocas de composición alcalina no fueron identificadas en ninguno de los tres campos volcánicos anteriores (Campo Volcánico Monogenético Peñón, Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo, Sierra Santa Catarina).

Los cambios en la orientación de los conos de NNE-SSW en el campo volcánico más antiguo (Campo Volcánico Monogenético Peñón) a E-W en el campo volcánico más joven (Campo Volcánico Chichinautzin Joven) pueden estar asociados a reajustes o reactivaciones en los sistemas de fallas. Esta rotación y reajuste en los campos de esfuerzos, debieron producir zonas de debilidad cortical que favorecieron el ascenso del magma. Esta rotación podría estar asociada a procesos de extensión cortical.

Cerca del área de estudio se encuentra el volcán Popocatepetl, una estructura poligenética que ha estado activa desde hace aproximadamente 730 ka, edad estimada a partir de las polaridades normales obtenidas en todas las rocas del volcán (Carrasco-Núñez et al., 1985; Delgado-Granados et al., 1988; Conte et al., 2004). La actividad del Popocatepetl es contemporánea al vulcanismo monogenético de la Sierra Chichinautzin. Sin embargo, y aunque la generación del magma está asociada al proceso de subducción para ambos tipos de vulcanismo, las rocas del Popocatepetl son, en general, más evolucionadas que las de los volcanes monogenéticos.

Las rocas del volcán Popocatepetl están asociadas a un sistema de alimentación más complejo que el que alimenta a los volcanes monogenéticos. En el caso de los volcanes monogenéticos el conducto es estrecho y el magma se estaciona poco; mientras que en los poligenéticos el conducto es más grande y el magma puede estacionarse por más tiempo. Esto se observa también en la duración de los volcanes, los monogenéticos pueden durar de meses hasta 10 años, y los poligenéticos, pueden estar activos por más tiempo y tener periodos de reposo largos. Por otro lado, la producción de magma es menor en los volcanes monogenéticos. Esto se observa en los volúmenes calculados en este trabajo para los conos de la Sierra Chichinautzin que son alrededor o menores a  $1 \text{ km}^3$ , lo que contrasta fuertemente con el volumen para el Popocatepetl, que es  $\sim 500 \text{ km}^3$  en los últimos 100 ka (Nixon et al., 1987; Robin y Boudal, 1987).

## Conclusiones

El vulcanismo monogenético en el área de estudio ha tenido varios episodios a través del tiempo, y en cada uno de ellos se identificaron características de orientación de los alineamientos de conos, de edad y de composición química diferente. Los datos obtenidos en este trabajo muestran que el vulcanismo monogenético en el área de estudio originó cuatro campos volcánicos distintos. Tres de estos campos volcánicos muestran límites temporales bien definidos: el Campo Volcánico Monogenético El Peñón (CVMP;  $1294 \pm 36$  a  $765 \pm 30$  ka); el Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo (CVCA;  $238 \pm 51$  a  $95 \pm 12$  ka) y el Campo Volcánico Chichinautzin Joven (CVCI;  $< 35 \pm 4$  ka). El cuarto campo es la Sierra Santa Catarina (SSC;  $132 \pm 70$  a  $2 \pm 56$  ka), está separado 12 km del resto de los volcanes por sedimentos lacustres.

El vulcanismo monogenético en la Sierra Chichinautzin comenzó en la parte norte con el campo volcánico monogenético Campo Volcánico Monogenético El Peñón en el Pleistoceno temprano, con la formación de conos grandes ampliamente distribuidos, dentro de un área de 78 km de largo por 55 km de ancho. Los bordes norte y sur identificados para este campo monogenético indican el alcance máximo para la actividad monogenética más antigua en el área. Los conos presentan una alineación N60°E. El contenido de SiO<sub>2</sub> es restringido, de 53-54% SiO<sub>2</sub>.

Posterior al primer hiatus en el vulcanismo monogenético (~527 ka) la actividad volcánica se reactivó formando el Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo con conos con diámetro basal de 580 m aproximadamente, dentro de un área ~40 km de largo por 55 km de ancho y con una variación química predominante de basaltos a dacitas, con una ausencia en la composición andesítica de 52-60 %p SiO<sub>2</sub>. Luego de un segundo *gap* temporal en el vulcanismo monogenético, el régimen de esfuerzos cambió de NW-SE a N-S, produciendo así los volcanes del Campo Volcánico Chichinautzin Joven con una alineación E-W. Estos conos están más cercanos entre sí, muchos formando *cone clusters*. El área de distribución se redujo más que en el campo volcánico anterior. La variación química es amplia, encontrando desde basaltos hasta dacitas. Los periodos en los cuales no hubo vulcanismo monogenético podrían asociarse a un estrangulamiento en el ascenso de los magmas producido por los cambios en la orientación de los esfuerzos.

La SSC se emplazó dentro del Lago de Chalco, formando conos muy cercanos entre sí y en alineamientos N70°E. Estos volcanes cubren un área 12.3 km de largo por 7.2 km de ancho y sus rocas presentan una variación de sílice entre 56.49 y 59 %p. La edad más reciente para esta sierra es de  $2 \pm 56$  ka (Layer et al., 2009), por lo que se podría considerar activo.

Los límites al norte y sur de cada campo volcánico en el área se fueron reduciendo a través del tiempo: ~78 km para el Campo Volcánico Monogenético Peñón, ~40 km para el Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo y ~25 km para el Campo Volcánico Chichinautzin Joven; sin embargo, los límites este y oeste se mantuvieron relativamente constantes entre la Sierra de las Cruces al oeste y el volcán Popocatepetl al este. Esta disminución en el área de los campos monogenéticos puede estar ligada a los cambios en los campos de esfuerzos que provocaron zonas de debilidad cortical con orientación que varió de NNE-SSW a NE-SW a E-W.

Las variaciones en las concentraciones de elementos mayores y trazas en un rango de sílice restringido, como ocurre en las rocas del Campo Volcánico Monogenético Peñón y la Sierra Santa Catarina indican que la cristalización fraccionada no es un proceso dominante en la formación de las rocas. En el caso de los campos volcánicos Chichinautzin Antiguo y Chichinautzin Joven, los contenidos de Ni, Nb y Zr sugieren que los fundidos se formaron a partir de la transformación de una fuente peridotítica a una fuente piroxenítica. Por lo tanto, las características químicas identificadas indican que los procesos presentes en las rocas se asocian a fusión parcial de fuentes mantélicas diferentes.

Los estilos eruptivos identificados en la zona, cambiaron de estromboliano (Campo Volcánico Monogenético Peñón) a estromboliano violento en los volcanes del Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo; mientras que en el Campo Volcánico Chichinautzin Joven se identificaron estructuras formadas por actividad estromboliana, estromboliana violenta y efusiva. En el caso de la Sierra Santa Catarina, la actividad predominante fue de tipo hidromagmático, seguido de actividad estromboliana.

Las variaciones identificadas en tiempo, orientación de emplazamiento y química, apoyan la idea de que los grupos volcánicos estudiados son en realidad cuatro campos volcánicos monogenéticos diferentes, en lugar de uno como se había pensado antes. Sin embargo, es posible

que el Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo y el Campo Volcánico Chichinautzin Joven sean uno solo, debido a las similitudes encontradas en la geoquímica, pero se separaron por el *gap* temporal identificado en la actividad volcánica monogenética (~60 ka), el cual es mayor que cualquier otro identificado con anterioridad en otras áreas.

Este trabajo aporta información relevante para la Sierra Chichinautzin, la cual es considerada volcánicamente activa, y profundiza en la información sobre su historia eruptiva dando a conocer cómo se presentaron las fases iniciales del vulcanismo monogenético. Esta información puede ser utilizada para una evaluación de riesgo ya que la CDMX está parcialmente edificada sobre la Sierra Chichinautzin, la cual está conformada por cuatro campos volcánicos monogenéticos que se emplazaron uno encima del otro. Además se muestra que un estudio detallado sobre fechamientos y análisis geomorfológicos podría mostrar que en realidad, otros grandes campos volcánicos monogenéticos fueron formados durante varios pulsos de actividad y no solo en uno. Esto podría ser el caso de otros campos volcánicos en el mundo.



# **Apéndice 1**

**Coordenadas de muestras fechadas.**

**Campo volcánico monogenético El Peñón.**

Muestra	Volcán	X	Y	Z	%SiO <sub>2</sub>	ka
CM-6	Peñón Del	497150	2141850	2280	54.42	1294 ± 36
CH-3	Marqués	497005	2142422			1124 ± 21
CH-2	Chimalhuacán	504818	2144133	2440	54.93	1094 ± 23
CV-5	Las Tetillas	489700	2085350	-----	53.3*	986 ± 46
JJ-1	Jumiltepec	480070	2072073	1100	54.28	846 ± 8
CV-4	La Corona	485800	2087450	1000	59.53	820 ± 11
CM-19	C. La Estrella	490401	2138863	1100		765 ± 30

\* Straub 2008

**Campo volcánico Chichinautzin Antiguo**

Muestra	Volcán	X	Y	Z	%SiO <sub>2</sub>	ka
CV-2	Tezoyuca 1	478250	2080050	1249	51.99	238 ± 51
MPA-1	Coatzontle	477438	2127169	2940	62.20	222 ± 52
MPA-5	Quepil	470586	2119076	3240	68.20	181 ± 20
CV-9	Tezoyuca 2	478362	2079361	2230	51.74	159 ± 26
CT-4	Tlayacapan	502684	2095663	1648	50.76	133 ± 32
MPA-7	Malacatepec	471663	2119645	3210	60.32	95 ± 12

**Campo volcánico Chichinautzin Joven**

Muestra	Volcán	X	Y	Z	%SiO <sub>2</sub>	ka
CT-2	Zitlaltepel	506282	2098385	1880	63.33	35 ± 4
CT-5	Achichipilco	519455	2093815	2000	61.34	34 ± 6
AJ-1	V. Cuautepel	514268	2110778	2593	58.34	34 ± 5
AJ-2	V. Aholo	515367	2110747	2581	64.13	23 ± 15
MPA-18	Tabaquillo	468759	2113573	3110	-----	7 ± 9
MPA-4	Mezontepec	476314	2121804	3410	62.98	11 ± 3

**Sierra Santa Catarina**

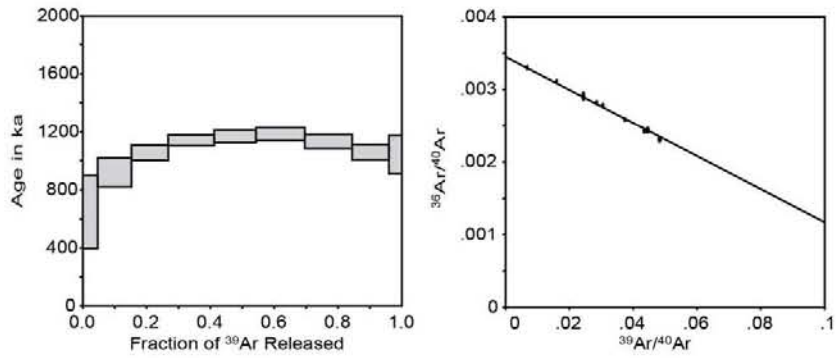
Muestra	Volcán	X	Y	Z	%SiO <sub>2</sub>	ka
CM-5	Xaltepec	496225	2135724	2290	56.63	132 ± 70
CM-14a	Tetecón	497776	2136421	2230	56.79	85 ± 32
CM-4	Yuhualixqui	494227	2135584	2280	-----	62 ± 98
CM-3	Tecuautzi	498540	2137992	2326	59.01	29 ± 4
CM-1	Mazatepec	498681	2136515	2530	57.22	23 ± 4

# **Apéndice 2**

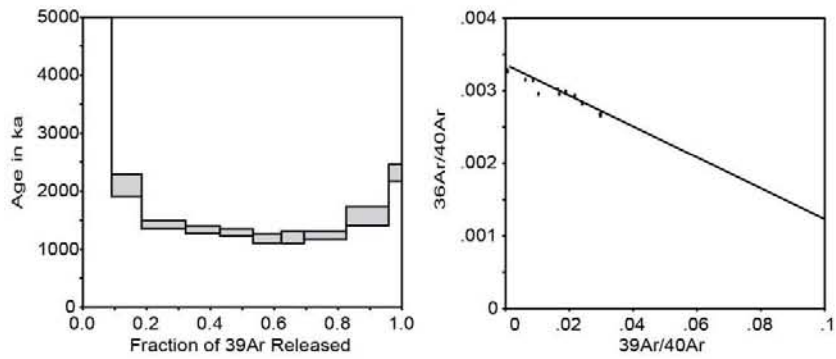
**Diagramas de meseta de las muestras  
fechadas.**

Campo Volcánico Monogenético El Peñón.

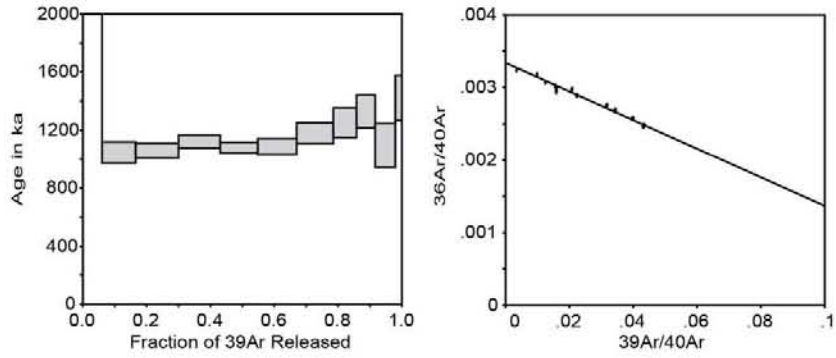
CH-3 Peñón del Marqués



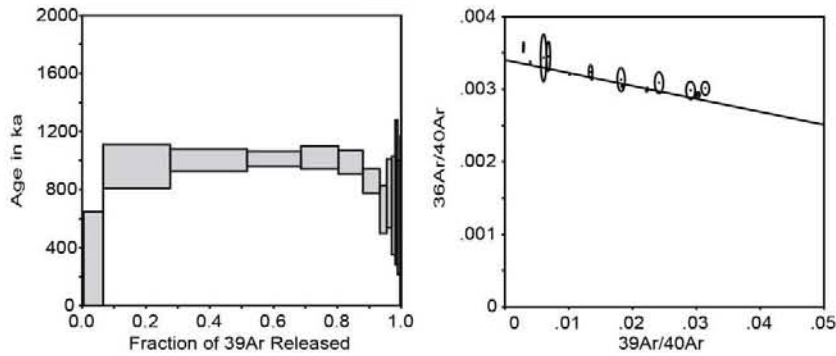
CM-6 Peñón del Marqués



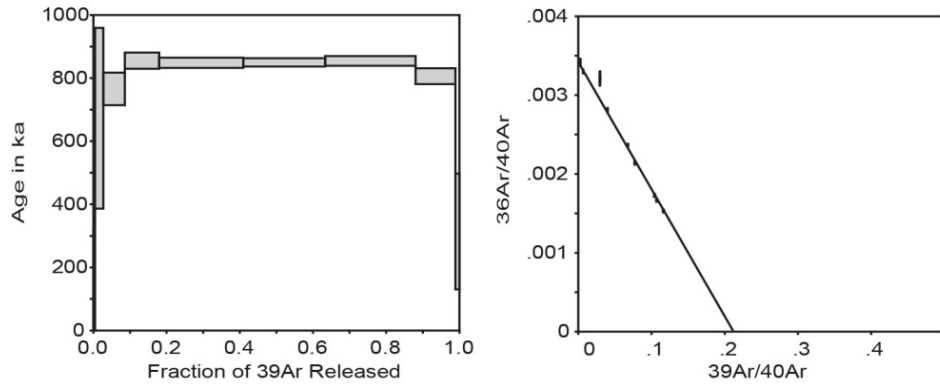
CH-2 Chimalhuacán



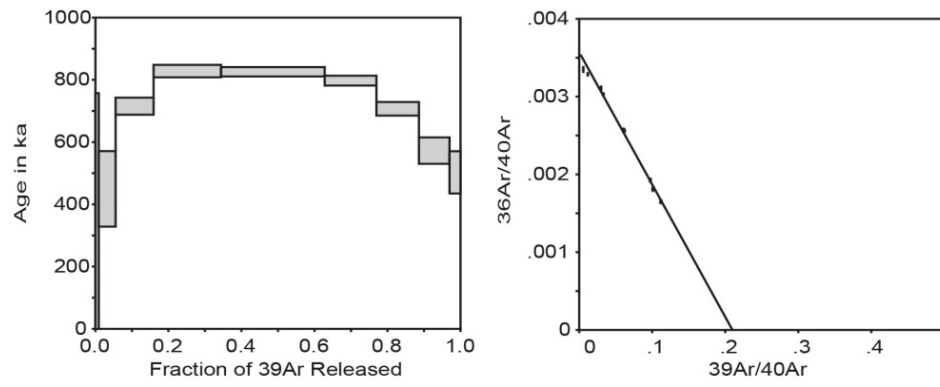
CV-5 Las Tetillas



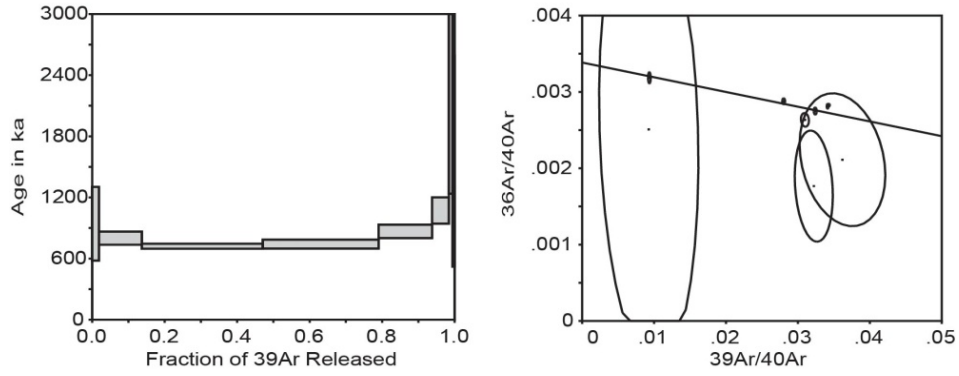
JJ-1 Jumiltepec



CV-4 La Corona

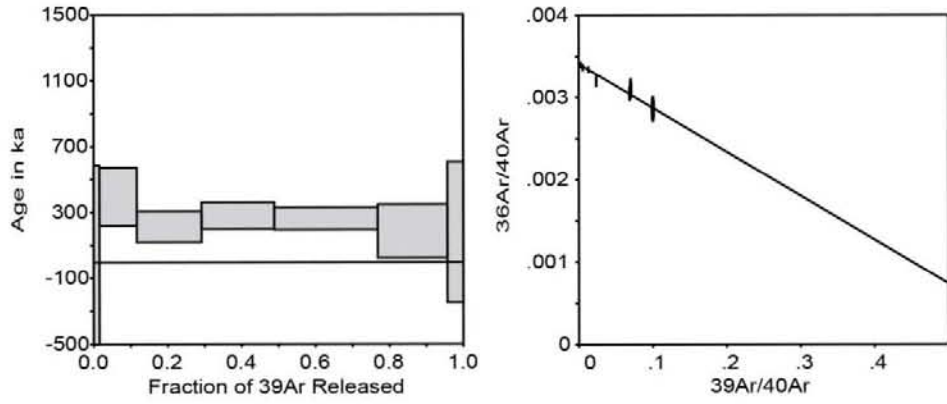


CM-19 La Estrella

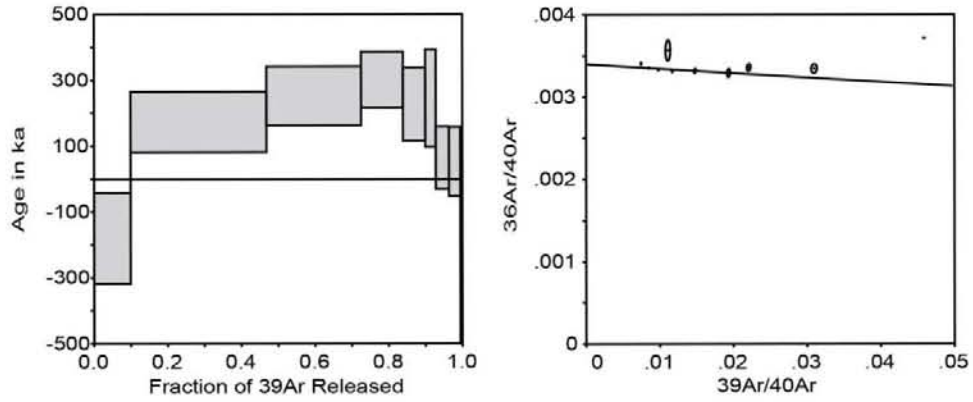


Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo

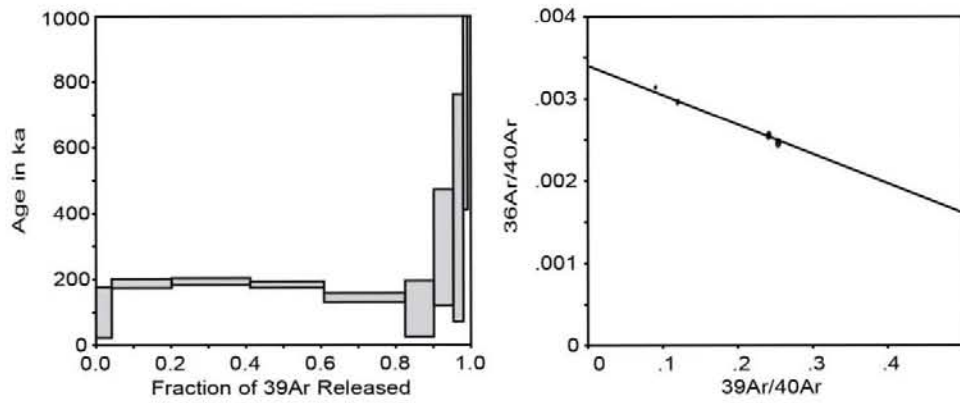
CV-15 Tezoyuca 1



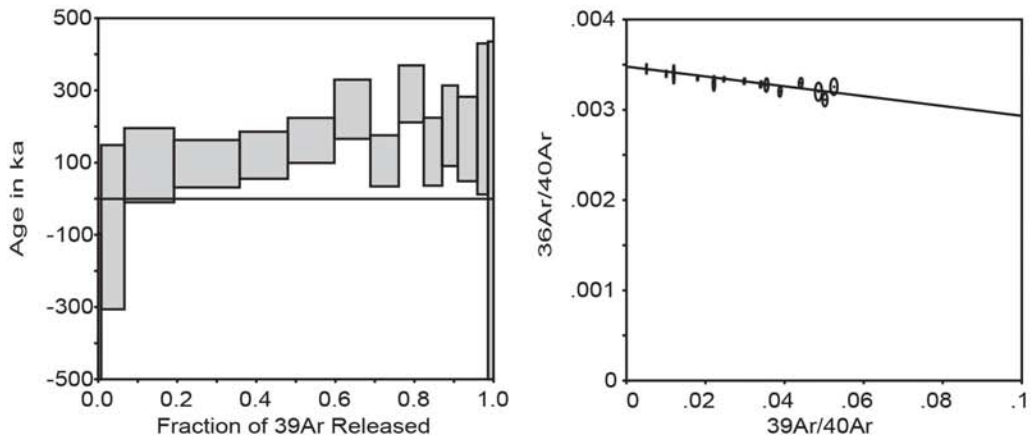
MPA-1 Coatzontle



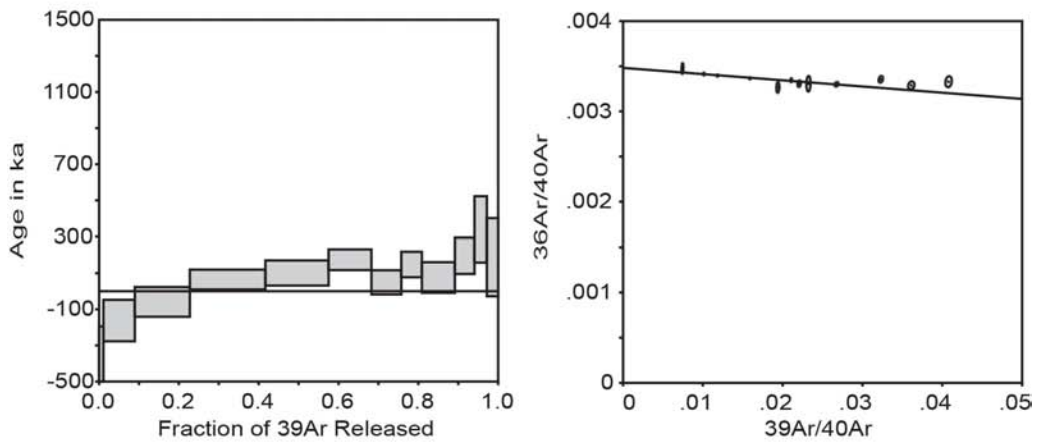
MPA-5 Quepil



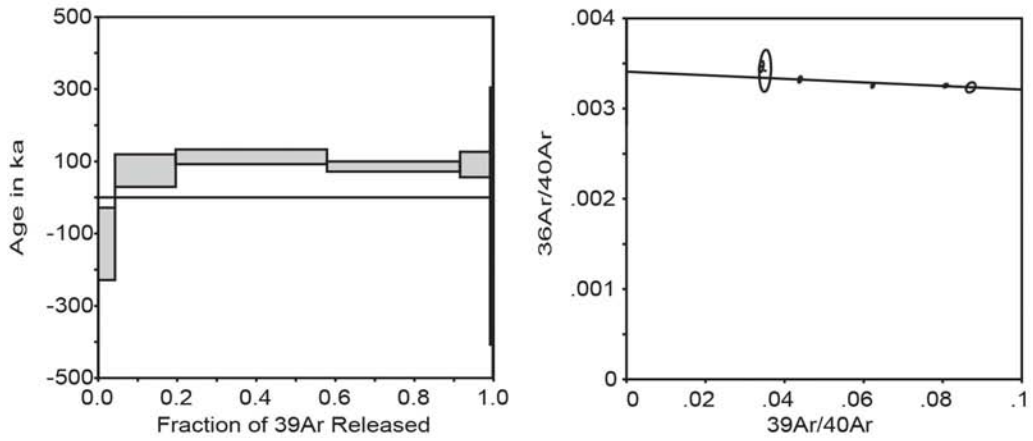
CV-9 Tezoyuca 2



CT-4 Tlayacapan



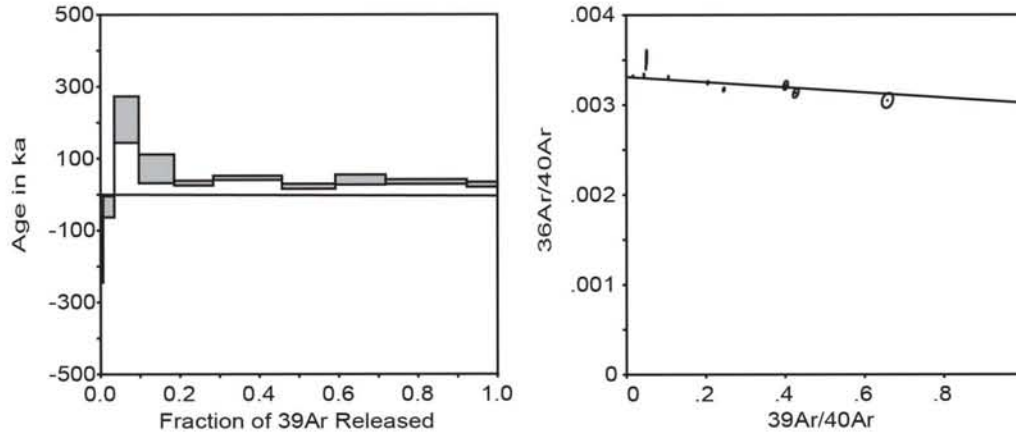
MPA-7 Malacatepec



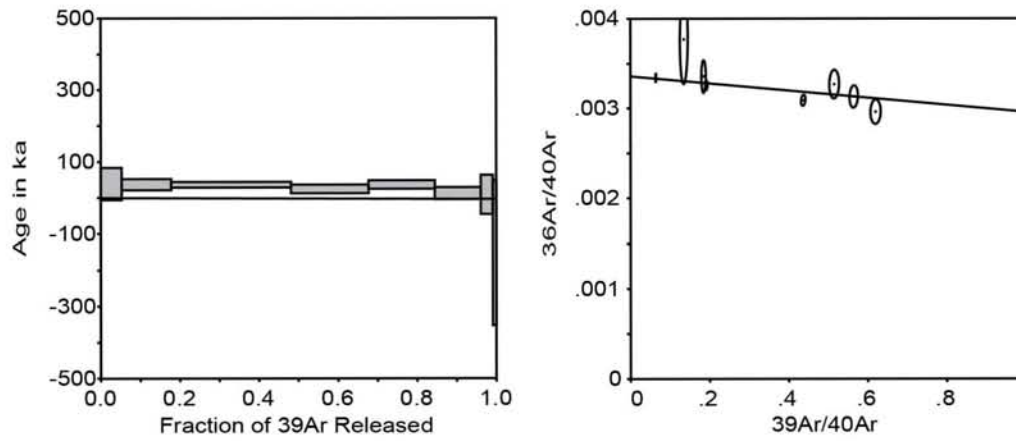


Campo Volcánico Chichinautzin Joven

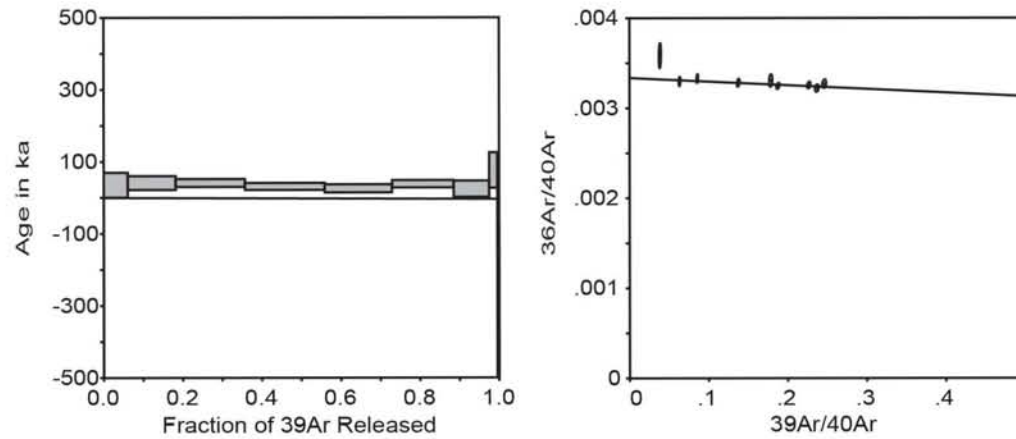
CT-2 Zitaltepel



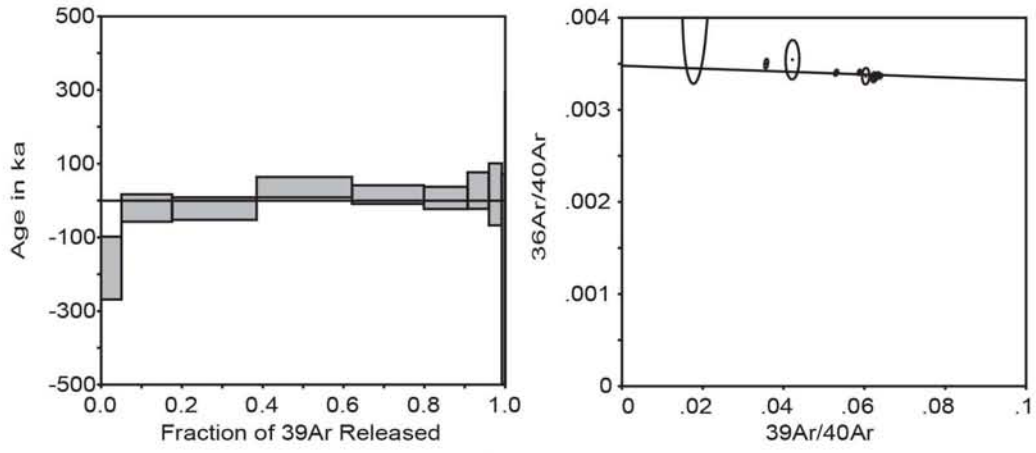
CT-5 Achichipilco



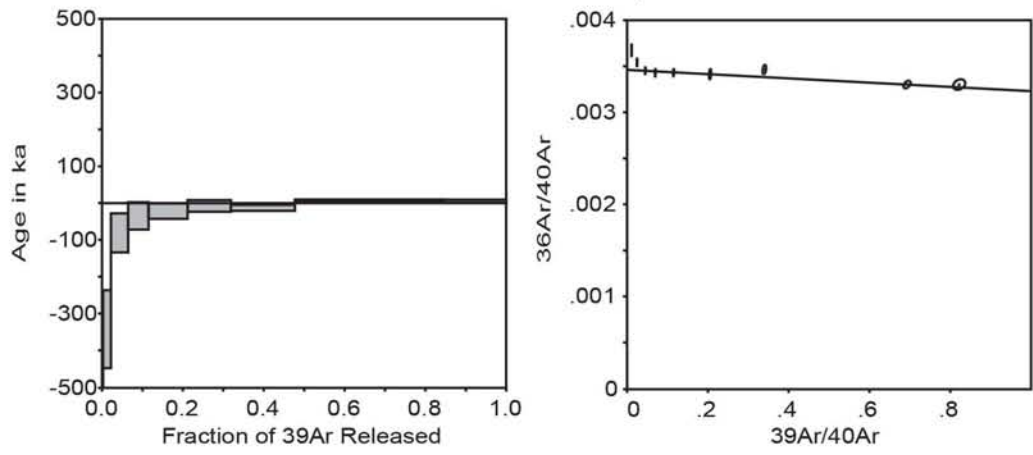
AJ-1 Cuautepel



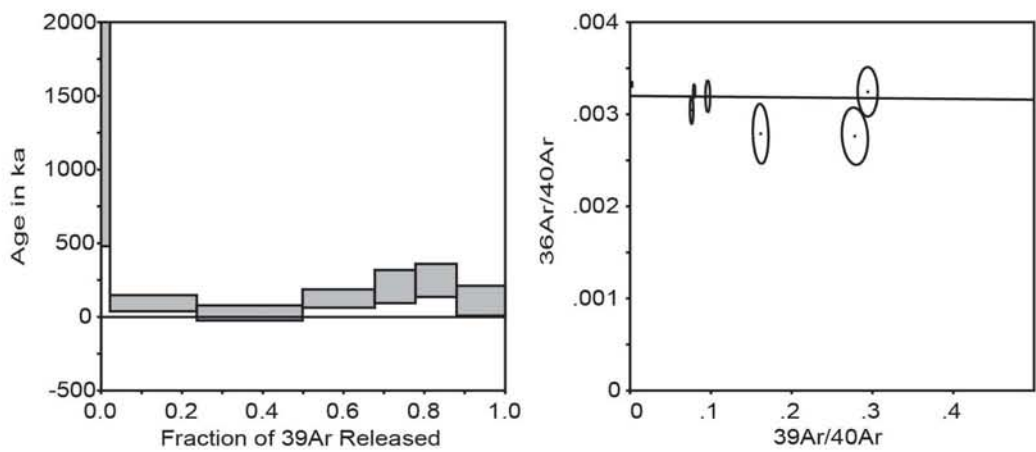
AJ-2 V. Aholo



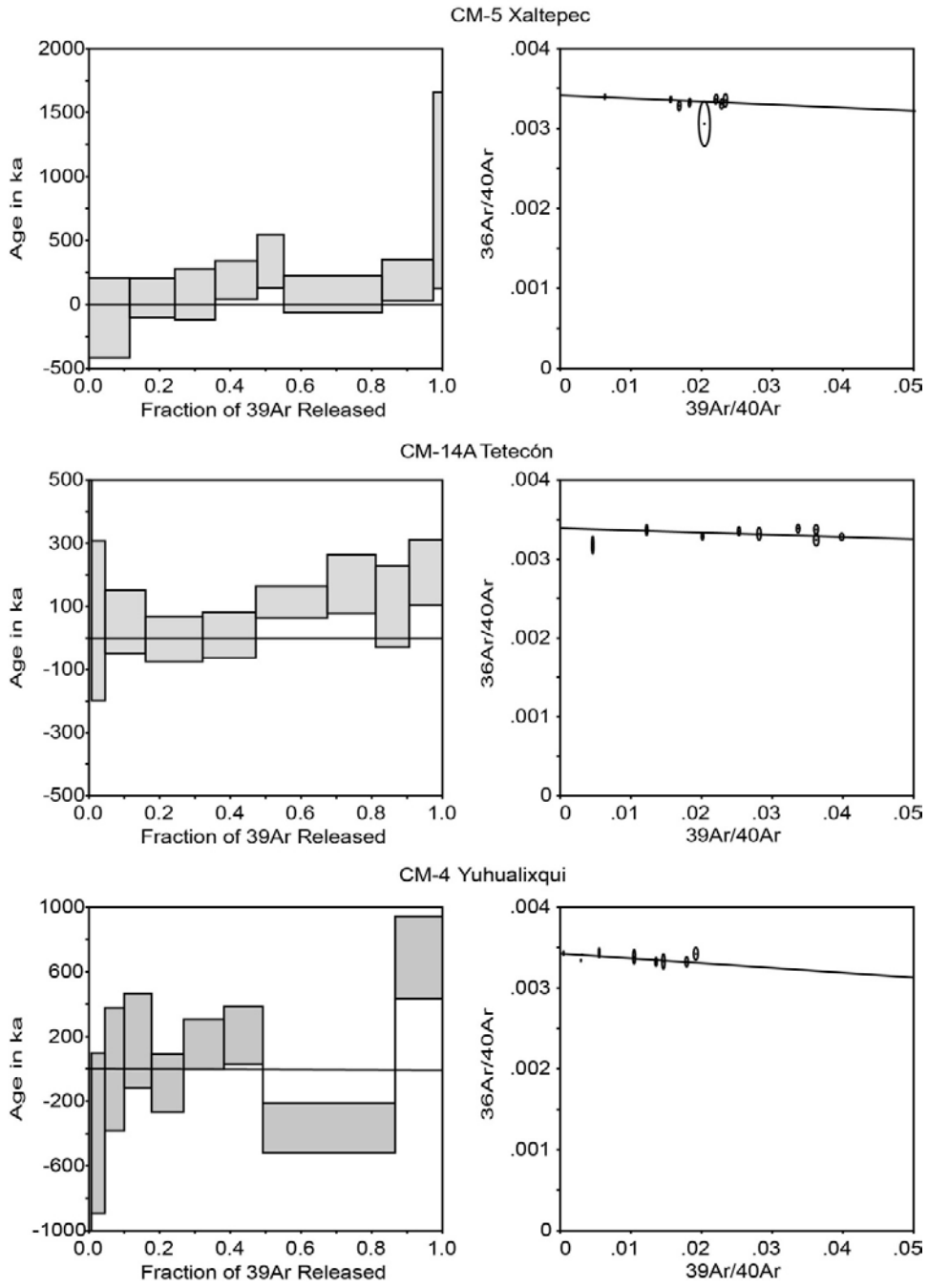
MPA-4 Mezontepec



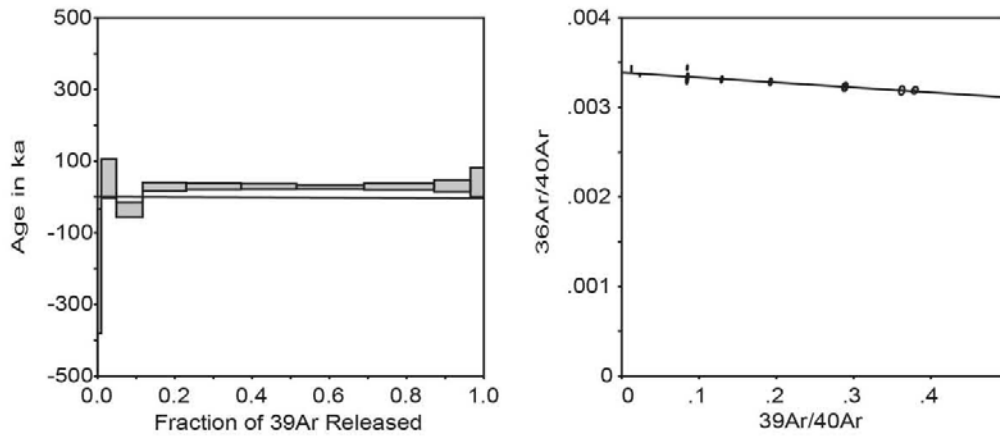
MPA-18 Tabaquillo



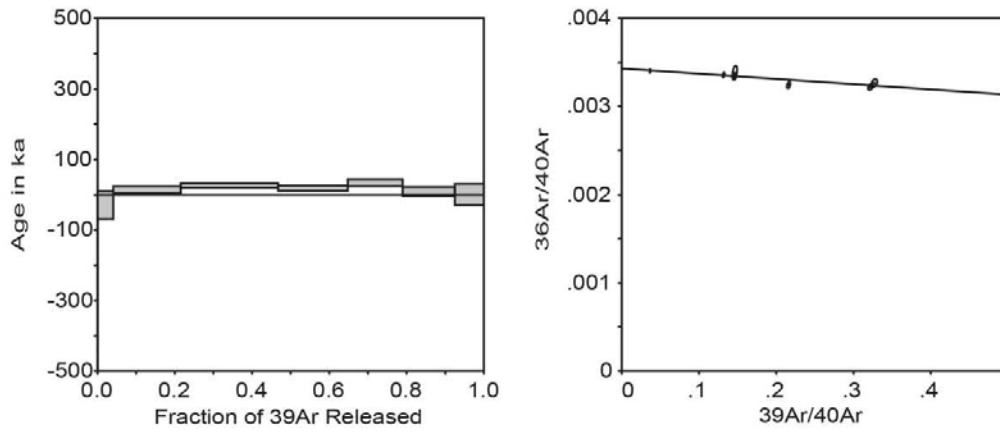
Sierra Santa Catarina



CM-3 Tecuautzi



CM-1 Mazatepec



# **Apéndice 3**

**Datos analíticos del proceso de fechamiento  
de las muestras analizadas.**

Campo Volcánico Monogenético Peñón																	
Peñón Del Marqués CH-3 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.001e-04 ± 2.996e-07																	
Laser (mW)	Cum. <sup>39</sup> Ar	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	% Atm. <sup>40</sup> Ar	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age (ka)	± (ka)
500	0.0465	148.1572	1.4002	0.7314	0.0108	0.4893	0.0052	97.6	0.9	1.343	0.020	0.0291	0.0003	3.597	1.400	648.7	252.4
750	0.1525	62.5480	0.4781	1.1243	0.0076	0.1946	0.0018	91.8	0.9	2.065	0.014	0.0252	0.0004	5.101	0.553	919.8	99.8
1000	0.2678	32.8593	0.2573	1.4356	0.0091	0.0917	0.0009	82.2	0.8	2.637	0.017	0.0187	0.0002	5.849	0.291	1054.7	52.4
1250	0.4121	26.6972	0.1812	1.5670	0.0104	0.0693	0.0006	76.3	0.7	2.878	0.019	0.0128	0.0002	6.323	0.207	1140.2	37.3
1500	0.5427	22.9769	0.1691	1.6363	0.0113	0.0562	0.0007	71.8	0.9	3.006	0.021	0.0094	0.0002	6.475	0.235	1167.5	42.4
2000	0.6959	20.7037	0.1583	1.7350	0.0113	0.0483	0.0008	68.3	1.1	3.187	0.021	0.0076	0.0001	6.562	0.244	1183.3	44.1
3000	0.8442	22.4543	0.1413	1.8670	0.0127	0.0552	0.0009	72.0	1.2	3.430	0.023	0.0084	0.0001	6.283	0.275	1133.0	49.6
5000	0.9593	35.0545	0.2868	2.5715	0.0193	0.0994	0.0010	83.3	0.8	4.727	0.035	0.0167	0.0003	5.874	0.293	1059.3	52.8
9000	1.0000	40.9340	0.3237	3.6421	0.0341	0.1199	0.0025	85.9	1.8	6.700	0.063	0.0232	0.0004	5.777	0.728	1041.8	131.3
Integrated		36.3609	0.0972	1.7457	0.0043	0.1032	0.0004	83.5	0.3	3.207	0.008	0.0145	0.0001	5.989	0.125	1079.9	22.8
Peñón Del Marqués CM-6 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.049e-04 ± 3.760e-07																	
Laser (mW)	Cum. <sup>39</sup> Ar	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	% Atm. <sup>40</sup> Ar	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age (ka)	± (ka)
250	0.0206	1875.8434	14.6475	0.8927	0.0104	6.1750	0.0505	97.3	0.4	1.639	0.019	0.0065	0.0023	51.212	8.486	9656.4	1595.9
500	0.0903	1503.1462	5.0674	1.4869	0.0052	4.8986	0.0210	96.3	0.5	2.731	0.010	0.0049	0.0011	55.761	6.906	10511.6	1298.2
750	0.1845	161.7563	0.6201	1.8115	0.0077	0.5102	0.0033	93.1	0.6	3.328	0.014	0.0010	0.0002	11.118	1.005	2100.8	189.8
1000	0.3226	59.3591	0.3234	1.7452	0.0108	0.1758	0.0014	87.3	0.6	3.206	0.020	0.0007	0.0001	7.540	0.371	1142.9	70.1
1250	0.4300	33.6200	0.2330	1.6024	0.0095	0.0902	0.0011	79.0	0.9	2.944	0.017	0.0003	0.0001	7.077	0.327	1337.5	61.8
1500	0.5335	41.5257	0.2497	1.5854	0.0091	0.1178	0.0010	83.6	0.7	2.912	0.017	0.0004	0.0002	6.831	0.311	1291.1	58.7
1750	0.6222	46.1652	0.3033	1.6229	0.0123	0.1354	0.0014	86.4	0.8	2.981	0.023	0.0004	0.0001	6.278	0.404	1186.6	76.3
2000	0.6936	53.1363	0.3898	1.6904	0.0131	0.1586	0.0019	88.0	1.0	3.105	0.024	0.0003	0.0002	6.394	0.548	1208.5	103.6
3000	0.8255	61.0328	0.2562	1.8779	0.0101	0.1848	0.0012	89.3	0.6	3.450	0.019	0.0012	0.0001	6.564	0.361	1240.5	68.3
5000	0.9585	116.1021	0.4653	3.2899	0.0169	0.3656	0.0029	92.8	0.7	6.051	0.031	0.0060	0.0002	8.337	0.863	1575.5	163.1
9000	1.0000	96.8291	0.5635	4.1170	0.0250	0.2874	0.0023	87.4	0.7	7.576	0.046	0.0097	0.0003	12.257	0.752	2315.9	142.0
Integrated		210.1047	0.4204	1.9910	0.0039	0.6709	0.0017	94.3	0.3	3.658	0.007	0.0022	0.0001	11.995	0.544	2266.3	103.0
Chímalhuacan CH-2 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.001e-04 ± 2.996e-07																	
Laser (mW)	Cum. <sup>39</sup> Ar	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	% Atm. <sup>40</sup> Ar	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age (ka)	± (ka)
500	0.0603	291.4329	1.4645	0.7027	0.0050	0.9423	0.0069	95.5	0.6	1.290	0.009	0.0278	0.0007	13.026	1.856	2348.1	334.4
750	0.1657	48.1792	0.3792	0.6242	0.0049	0.1435	0.0012	88.0	0.8	1.146	0.009	0.0261	0.0003	5.794	0.410	1044.9	73.9
1000	0.2999	31.5413	0.2861	0.7861	0.0085	0.0870	0.0009	81.4	0.8	1.443	0.016	0.0256	0.0003	5.860	0.283	1056.7	50.9
1250	0.4304	23.1468	0.1961	1.0165	0.0093	0.0575	0.0008	73.1	1.0	1.867	0.017	0.0256	0.0003	6.217	0.250	1121.1	45.1
1500	0.5483	25.1231	0.2056	1.2784	0.0093	0.0650	0.0006	76.1	0.7	2.348	0.017	0.0255	0.0002	5.990	0.203	1080.2	36.6
2000	0.6701	29.1379	0.2628	1.6712	0.0141	0.0786	0.0009	79.3	0.9	3.070	0.026	0.0259	0.0003	6.023	0.299	1086.0	54.0
3000	0.7850	44.7705	0.3545	2.0251	0.0156	0.1299	0.0013	85.4	0.8	3.721	0.029	0.0265	0.0003	6.532	0.400	1177.9	72.1
3500	0.8577	64.0169	0.5609	1.8898	0.0148	0.1936	0.0019	89.2	0.8	3.472	0.027	0.0277	0.0004	6.936	0.560	1250.7	100.9
4000	0.9163	80.0071	0.6318	2.3097	0.0201	0.2464	0.0020	90.8	0.7	4.245	0.037	0.0291	0.0004	7.365	0.627	1328.0	112.9
5000	0.9795	101.1460	0.6782	2.8336	0.0225	0.3225	0.0033	94.0	0.8	5.210	0.041	0.0293	0.0005	6.074	0.836	1095.2	150.6
9000	1.0000	62.6789	0.5799	4.9480	0.0447	0.1868	0.0029	87.5	1.3	9.111	0.082	0.0286	0.0005	7.878	0.859	1420.5	154.9
Integrated		58.5856	0.1430	1.4871	0.0040	0.1760	0.0006	88.6	0.3	2.731	0.007	0.0266	0.0001	6.666	0.164	1202.0	29.9
Las Tetillas CV-5 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.049e-04 ± 3.760e-07																	
Laser (mW)	Cum. <sup>39</sup> Ar	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	% Atm. <sup>40</sup> Ar	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age (ka)	± (ka)
250	0.0043	343.8423	8.1305	0.4199	0.0365	1.2300	0.0357	105.7	2.4	0.771	0.067	0.0274	0.0021	-19.633	8.012	-3715.7	1517.8
500	0.0659	251.8690	1.7565	0.5076	0.0057	0.8476	0.0086	99.4	0.8	0.932	0.011	0.0269	0.0006	1.427	1.998	269.8	377.6
750	0.2760	151.4177	0.9746	1.0017	0.0081	0.4954	0.0039	96.6	0.5	1.839	0.015	0.0230	0.0003	5.081	0.798	960.3	150.8
1000	0.5170	98.5674	0.4618	1.4337	0.0090	0.3159	0.0018	94.6	0.4	2.633	0.017	0.0195	0.0002	5.301	0.407	1002.0	77.0
1250	0.6860	73.1878	0.3428	1.7745	0.0082	0.2300	0.0012	92.7	0.4	3.260	0.015	0.0162	0.0003	5.344	0.274	1010.1	51.9
1500	0.8032	54.2925	0.3539	2.2850	0.0143	0.1660	0.0014	90.1	0.8	4.199	0.026	0.0123	0.0001	5.406	0.425	1021.9	80.4
1750	0.8800	44.8788	0.2965	2.9291	0.0182	0.1350	0.0014	88.4	0.9	5.386	0.034	0.0091	0.0002	5.222	0.428	986.9	80.9
2000	0.9332	33.0150	0.2666	3.7106	0.0328	0.0973	0.0015	86.3	1.3	6.826	0.061	0.0076	0.0003	4.546	0.438	859.3	82.8
2250	0.9545	31.7733	0.2802	4.6430	0.0400	0.0969	0.0030	89.0	2.7	8.547	0.074	0.0075	0.0006	3.514	0.870	664.3	164.3
2500	0.9702	34.2707	0.3082	5.4720	0.0515	0.1036	0.0043	88.1	3.6	10.079	0.095	0.0092	0.0006	4.090	1.250	773.2	236.3
2750	0.9814	41.2642	0.4034	6.3459	0.0771	0.1290	0.0061	91.2	4.3	11.696	0.143	0.0136	0.0006	3.648	1.791	689.5	338.5
3000	0.9884	54.6928	0.4318	6.9728	0.0634	0.1730	0.0090	92.5	4.8	12.857	0.117	0.0184	0.0016	4.134	2.648	781.3	500.5
4000	0.9967	73.9917	0.9183	10.6630	0.1321	0.2425	0.0075	95.7	2.8	19.714	0.246	0.0245	0.0014	3.218	2.082	608.3	393.5
5000	0.9988	144.0727	2.6364	27.3918	0.5151	0.5048	0.0315	102.0	6.2	51.252	0.983	0.0337	0.0036	-2.922	9.105	-552.6	1721.9
9000	1.0000	160.0374	6.2459	45.8342	1.8013	0.5617	0.0573	101.4	9.8	86.913	3.530	0.0286	0.0064	-2.270	16.201	-429.2	3063.7
Integrated		99.6281	0.2213	2.0877	0.0051	0.3216	0.0010	95.2	0.2	3.836	0.009	0.0175	0.0001	4.755	0.251	898.7	47.5

Campo Volcánico Monogenético Peñón (continuación)																	
Jumiltepec JJ-1 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.001e-04 ± 2.996e-07																	
Laser (mW)	Cum. <sup>39</sup> Ar	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	% Atm. <sup>40</sup> Ar	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age (ka)	± (ka)
250	0.0045	347.5255	6.4103	0.7410	0.0221	1.1881	0.0223	101.0	1.5	1.360	0.041	0.0136	0.0012	-3.521	5.319	635.3	959.7
500	0.0273	150.3755	1.6189	1.7186	0.0154	0.4967	0.0058	97.5	1.0	3.157	0.028	0.0075	0.0005	3.730	1.589	672.7	286.4
750	0.0858	25.0571	0.2346	2.3391	0.0208	0.0710	0.0009	83.1	1.1	4.299	0.038	0.0054	0.0001	4.247	0.286	765.8	51.6
1000	0.1799	12.9461	0.1114	2.1847	0.0171	0.0283	0.0004	63.3	1.0	4.015	0.031	0.0047	0.0001	4.744	0.142	855.4	25.7
1500	0.4095	9.6236	0.0799	1.8064	0.0146	0.0171	0.0002	51.0	0.7	3.319	0.027	0.0041	0.0001	4.705	0.090	848.6	16.2
2000	0.6336	8.6195	0.0628	1.4600	0.0102	0.0135	0.0002	45.2	0.7	2.682	0.019	0.0047	0.0001	4.713	0.073	849.9	13.2
3000	0.8802	9.3563	0.0675	1.2654	0.0084	0.0159	0.0002	49.2	0.7	2.324	0.015	0.0075	0.0001	4.740	0.085	854.8	15.4
5000	0.9891	14.8091	0.1121	2.0385	0.0152	0.0355	0.0004	69.8	0.8	3.746	0.028	0.0138	0.0001	4.470	0.139	806.0	25.1
9000	1.0000	33.6939	0.2731	8.8778	0.0738	0.1106	0.0034	94.9	3.0	16.392	0.137	0.0284	0.0005	1.739	1.018	313.7	183.5
Integrated		16.0930	0.0539	1.7584	0.0055	0.0394	0.0002	71.6	0.3	3.230	0.010	0.0066	0.0000	4.575	0.062	825.1	11.4
La Corona CV-4 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.001e-04 ± 2.996e-07																	
Laser (mW)	Cum. <sup>39</sup> Ar	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	% Atm. <sup>40</sup> Ar	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age (ka)	± (ka)
250	0.0093	178.8943	2.5501	0.7538	0.0171	0.5992	0.0096	99.0	1.3	1.384	0.031	0.0112	0.0009	1.879	2.320	338.8	418.3
500	0.0553	85.4821	0.6242	1.2057	0.0095	0.2811	0.0028	97.1	0.8	2.214	0.017	0.0110	0.0002	2.493	0.674	449.6	121.5
750	0.1594	16.4954	0.1573	1.4814	0.0129	0.0427	0.0004	75.9	0.8	2.721	0.024	0.0137	0.0002	3.967	0.152	715.5	27.4
1000	0.3441	9.9148	0.0863	1.4558	0.0122	0.0183	0.0003	53.6	0.9	2.674	0.022	0.0137	0.0002	4.593	0.111	828.3	20.0
1500	0.6278	8.9559	0.0739	1.4444	0.0116	0.0151	0.0002	48.7	0.7	2.653	0.021	0.0127	0.0001	4.580	0.084	825.9	15.2
2000	0.7696	10.2968	0.0779	1.6436	0.0123	0.0203	0.0002	57.0	0.7	3.019	0.023	0.0138	0.0002	4.423	0.087	797.6	15.8
3000	0.8859	16.1090	0.1187	1.8255	0.0130	0.0417	0.0004	75.6	0.7	3.354	0.024	0.0158	0.0002	3.921	0.121	707.2	21.9
5000	0.9698	29.9862	0.2290	2.0499	0.0148	0.0912	0.0008	89.4	0.7	3.767	0.027	0.0293	0.0004	3.176	0.235	572.9	42.4
9000	1.0000	33.4168	0.2684	2.4315	0.0161	0.1043	0.0012	91.7	1.1	4.469	0.030	0.0379	0.0006	2.788	0.376	502.8	67.8
Integrated		18.5433	0.0559	1.5862	0.0051	0.0492	0.0002	77.7	0.3	2.914	0.009	0.0156	0.0001	4.127	0.059	744.2	10.9
C. La Estrella CM-19 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 8.314e-05 ± 2.212e-07																	
Laser (mW)	Cum. <sup>39</sup> Ar	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	% Atm. <sup>40</sup> Ar	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age (ka)	± (ka)
400	0.0183	106.9172	1.6285	0.5888	0.0195	0.3406	0.0096	94.1	2.3	1.081	0.036	0.0192	0.0012	6.286	2.413	941.6	361.4
800	0.1371	35.7112	0.1499	0.2609	0.0026	0.1028	0.0015	85.0	1.2	0.479	0.005	0.0197	0.0002	5.342	0.433	800.1	64.9
1200	0.4706	29.1955	0.1118	0.3853	0.0021	0.0825	0.0006	83.5	0.5	0.707	0.004	0.0189	0.0002	4.809	0.161	720.4	24.1
1600	0.7901	29.3190	0.0774	0.6405	0.0033	0.0825	0.0010	83.1	1.0	1.176	0.006	0.0193	0.0002	4.953	0.291	742.0	43.6
2000	0.9378	30.8680	0.0975	1.1370	0.0079	0.0851	0.0015	81.2	1.4	2.088	0.014	0.0192	0.0003	5.789	0.440	867.1	65.8
2500	0.9842	32.2574	0.2358	2.4236	0.0205	0.0856	0.0030	77.8	2.6	4.455	0.038	0.0176	0.0006	7.157	0.856	1071.9	128.2
3000	0.9941	30.9684	0.5789	5.0296	0.1024	0.0560	0.0222	52.2	21.2	9.261	0.189	0.0181	0.0023	14.845	6.592	2222.8	986.4
5000	0.9996	27.5074	0.8578	7.7913	0.2516	0.0602	0.0233	62.4	25.0	14.375	0.467	0.0442	0.0039	10.389	6.922	1555.9	1036.2
9000	1.0000	105.6781	46.7908	29.7944	13.1929	0.2734	0.3458	74.1	90.6	55.844	25.259	0.1003	0.0631	27.914	98.642	4177.4	14744.9
Integrated		31.8571	0.0553	0.7603	0.0022	0.0899	0.0006	83.2	0.5	1.396	0.004	0.0193	0.0001	5.338	0.171	799.7	25.6



Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo.																	
Tezoyuca 1 CV-2 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.001e-04 ± 2.996e-07																	
Laser (mW)	Cum. <sup>39</sup> Ar meas.	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	±	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	% Atm. <sup>40</sup> Ar	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age (ka)	± (ka)
500	0.0155	425.2109	5.9028	2.3303	0.0475	1.4452	0.0249	100.4	1.2	4.283	0.087	0.0009	0.0019	-1.697	4.945	-306.2	892.1
1000	0.1168	42.1266	0.4249	2.8972	0.0301	0.1359	0.0035	94.8	2.3	5.327	0.055	0.0016	0.0003	2.191	0.980	395.2	176.8
1500	0.2918	14.2687	0.1147	1.9751	0.0144	0.0448	0.0018	91.8	3.6	3.629	0.027	0.0019	0.0002	1.174	0.519	211.7	93.5
2000	0.4889	9.9943	0.0770	1.5877	0.0170	0.0289	0.0015	84.5	4.5	2.916	0.031	0.0029	0.0002	1.546	0.451	278.9	81.4
3000	0.7686	14.5077	0.1067	1.7436	0.0127	0.0446	0.0013	90.0	2.6	3.203	0.023	0.0062	0.0001	1.452	0.374	262.0	67.4
5000	0.9570	76.1314	0.4192	2.6049	0.0141	0.2548	0.0032	98.7	1.2	4.788	0.026	0.0160	0.0003	1.026	0.898	185.0	161.9
9000	1.0000	183.1472	1.1809	7.5038	0.0582	0.6185	0.0085	99.5	1.3	13.842	0.108	0.0334	0.0011	0.987	2.371	178.1	427.6
Integrated		41.6259	0.1230	2.2903	0.0075	0.1369	0.0010	96.8	0.7	4.209	0.014	0.0073	0.0001	1.348	0.286	243.1	51.6
Coatzacoatlán MPA-1 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.001e-04 ± 2.996e-07																	
Laser (mW)	Cum. <sup>39</sup> Ar meas.	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	±	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	% Atm. <sup>40</sup> Ar	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age (ka)	± (ka)
500	0.0994	133.7643	0.6585	0.3729	0.0023	0.4561	0.0028	100.7	0.6	0.684	0.004	0.0058	0.0002	-0.997	0.765	-179.9	137.9
1000	0.4681	117.1613	0.4607	0.5302	0.0021	0.3933	0.0016	99.2	0.4	0.973	0.004	0.0057	0.0002	0.961	0.507	173.4	91.5
1250	0.7253	101.7387	0.5365	0.9623	0.0055	0.3397	0.0020	98.6	0.5	1.767	0.010	0.0060	0.0001	1.400	0.498	252.5	89.9
1500	0.8388	85.2361	0.4444	1.5989	0.0091	0.2831	0.0018	98.0	0.6	2.937	0.017	0.0074	0.0002	1.671	0.474	301.4	85.4
1750	0.8995	67.5163	0.6297	2.4547	0.0234	0.2248	0.0023	98.1	0.9	4.512	0.043	0.0086	0.0002	1.262	0.617	227.6	111.2
2000	0.9279	51.5461	0.4517	3.4896	0.0339	0.1707	0.0028	97.4	1.6	6.419	0.062	0.0106	0.0003	1.360	0.824	245.3	148.6
3000	0.9636	32.2103	0.3068	4.8665	0.0489	0.1091	0.0019	98.9	1.6	8.960	0.090	0.0146	0.0003	0.351	0.528	63.3	95.3
5000	0.9947	45.0820	0.4389	6.4114	0.0584	0.1533	0.0021	99.4	1.3	11.817	0.108	0.0260	0.0006	0.292	0.583	52.7	105.2
9000	1.0000	89.3260	1.7307	9.2421	0.1811	0.3212	0.0129	105.4	3.8	17.069	0.337	0.0303	0.0015	-4.880	3.411	-880.4	615.7
Integrated		100.9001	0.2359	1.3334	0.0032	0.3386	0.0009	99.1	0.2	2.449	0.006	0.0074	0.0001	0.916	0.251	165.2	45.3
Quepil MPA-5 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.001e-04 ± 2.996e-07																	
Laser (mW)	Cum. <sup>39</sup> Ar meas.	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	±	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	% Atm. <sup>40</sup> Ar	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age (ka)	± (ka)
500	0.0414	66.4062	0.3983	0.7331	0.0036	0.2230	0.0012	99.2	0.6	1.346	0.007	0.0021	0.0001	0.551	0.426	99.3	76.9
1000	0.2016	8.3448	0.0714	0.7203	0.0061	0.0248	0.0002	87.5	0.9	1.322	0.011	0.0005	0.0001	1.043	0.077	188.1	13.8
1500	0.4115	3.9623	0.0347	0.6824	0.0066	0.0099	0.0002	72.7	1.4	1.253	0.012	0.0003	0.0000	1.075	0.058	193.9	10.4
2000	0.6085	4.1707	0.0342	0.7298	0.0058	0.0108	0.0002	75.3	1.2	1.340	0.011	0.0003	0.0000	1.021	0.053	184.2	9.5
3000	0.8248	11.0612	0.0723	0.7965	0.0051	0.0348	0.0002	92.7	0.6	1.462	0.009	0.0005	0.0000	0.803	0.074	144.8	13.3
3500	0.9016	53.8952	0.3589	0.9170	0.0052	0.1805	0.0016	98.9	0.9	1.684	0.010	0.0010	0.0001	0.613	0.473	110.6	85.3
4000	0.9535	144.4671	0.9160	1.2779	0.0082	0.4836	0.0031	98.9	0.7	2.347	0.015	0.0021	0.0002	1.643	0.977	296.3	176.3
4500	0.9801	245.2014	1.9150	1.8891	0.0132	0.8224	0.0072	99.1	0.8	3.471	0.024	0.0042	0.0005	2.309	1.915	416.5	345.4
5000	0.9919	355.4071	2.4956	2.8410	0.0170	1.1875	0.0083	98.7	0.7	5.223	0.031	0.0070	0.0006	4.702	2.423	848.0	436.8
9000	1.0000	457.6052	3.4791	5.7715	0.0435	1.5193	0.0107	98.0	0.6	10.633	0.080	0.0155	0.0009	9.125	2.856	1645.2	514.7
Integrated		34.2062	0.0979	0.8723	0.0026	0.1121	0.0003	96.7	0.3	1.602	0.005	0.0009	0.0000	1.113	0.094	200.8	16.9
Tezoyuca 2 CV-9 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.001e-04 ± 2.996e-07																	
Laser (mW)	Cum. <sup>39</sup> Ar meas.	Ar/ Ar	±	Ar/ Ar meas.	±	Ar/ Ar meas.	±	% Atm. <sup>40</sup> Ar	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age (ka)	± (ka)
250	0.0078	197.1736	2.0224	0.6677	0.0282	0.6810	0.0127	102.1	1.8	1.226	0.052	0.0315	0.0023	-4.050	3.512	-730.7	633.8
500	0.0666	99.2320	0.9347	0.6948	0.0104	0.3374	0.0044	100.4	1.3	1.275	0.019	0.0274	0.0005	-0.437	1.261	-78.8	227.4
750	0.1920	55.5554	0.4696	0.9157	0.0077	0.1864	0.0020	99.1	1.0	1.681	0.014	0.0253	0.0003	0.515	0.570	92.8	102.7
1000	0.3581	40.5249	0.3187	1.1505	0.0082	0.1355	0.0013	98.7	0.9	2.113	0.015	0.0230	0.0002	0.537	0.363	96.9	65.5
1250	0.4797	33.5400	0.2517	1.2872	0.0098	0.1115	0.0012	98.0	1.1	2.364	0.018	0.0210	0.0003	0.667	0.362	120.4	65.3
1500	0.5975	29.4139	0.2388	1.5097	0.0117	0.0968	0.0011	97.0	1.2	2.773	0.022	0.0188	0.0003	0.896	0.346	161.6	62.4
1750	0.6884	25.7425	0.2209	1.7272	0.0120	0.0829	0.0015	94.7	1.8	3.173	0.022	0.0166	0.0002	1.373	0.454	247.6	81.8
2000	0.7605	22.6797	0.1619	1.9620	0.0138	0.0752	0.0013	97.4	1.7	3.605	0.025	0.0143	0.0003	0.582	0.393	104.9	70.9
2300	0.8235	19.9152	0.1369	2.2464	0.0154	0.0625	0.0015	91.9	2.2	4.128	0.028	0.0130	0.0002	1.609	0.437	290.2	78.8
2600	0.8700	19.0474	0.1391	2.5543	0.0188	0.0626	0.0018	96.2	2.7	4.695	0.035	0.0128	0.0003	0.723	0.521	130.4	94.1
3000	0.9099	20.5720	0.1528	2.9974	0.0236	0.0666	0.0021	94.6	3.0	5.511	0.043	0.0136	0.0004	1.120	0.618	202.1	111.5
4000	0.9588	28.1891	0.2541	3.6824	0.0313	0.0932	0.0022	96.8	2.3	6.774	0.058	0.0168	0.0003	0.917	0.647	165.4	116.8
5000	0.9862	45.0386	0.3364	5.8027	0.0448	0.1498	0.0039	97.3	2.6	10.691	0.083	0.0235	0.0005	1.224	1.159	220.8	209.0
9000	1.0000	82.8573	0.6514	12.0078	0.0996	0.2844	0.0089	100.3	3.2	22.221	0.186	0.0297	0.0011	-0.221	2.635	-39.9	475.3
Integrated		39.2978	0.1027	1.8710	0.0044	0.1310	0.0005	98.2	0.4	3.437	0.008	0.0200	0.0001	0.705	0.162	127.2	29.3

Campo Volcánico Chichinautzin Antiguo (continuación)																	
Tezoyuca 2 CV-9 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.001e-04 ± 2.996e-07																	
Laser (mW)	Cum. <sup>39</sup> Ar	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	% Atm. <sup>40</sup> Ar	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age (ka)	± (ka)
250	0.0078	197.1736	2.0224	0.6677	0.0282	0.6810	0.0127	102.1	1.8	1.226	0.052	0.0315	0.0023	-4.050	3.512	-730.7	633.8
500	0.0666	99.2320	0.9347	0.6948	0.0104	0.3374	0.0044	100.4	1.3	1.275	0.019	0.0274	0.0005	-0.437	1.261	-78.8	227.4
750	0.1920	55.5554	0.4696	0.9157	0.0077	0.1864	0.0020	99.1	1.0	1.681	0.014	0.0253	0.0003	0.515	0.570	92.8	102.7
1000	0.3581	40.5249	0.3187	1.1505	0.0082	0.1355	0.0013	98.7	0.9	2.113	0.015	0.0230	0.0002	0.537	0.363	96.9	65.5
1250	0.4797	33.5400	0.2517	1.2872	0.0098	0.1115	0.0012	98.0	1.1	2.364	0.018	0.0210	0.0003	0.667	0.362	120.4	65.3
1500	0.5975	29.4139	0.2388	1.5097	0.0117	0.0968	0.0011	97.0	1.2	2.773	0.022	0.0188	0.0003	0.896	0.346	161.6	62.4
1750	0.6884	25.7425	0.2209	1.7272	0.0120	0.0829	0.0015	94.7	1.8	3.173	0.022	0.0166	0.0002	1.373	0.454	247.6	81.8
2000	0.7605	22.6797	0.1619	1.9620	0.0138	0.0752	0.0013	97.4	1.7	3.605	0.025	0.0143	0.0003	0.582	0.393	104.9	70.9
2300	0.8235	19.9152	0.1369	2.2464	0.0154	0.0625	0.0015	91.9	2.2	4.128	0.028	0.0130	0.0002	1.609	0.437	290.2	78.8
2600	0.8700	19.0474	0.1391	2.5543	0.0188	0.0626	0.0018	96.2	2.7	4.695	0.035	0.0128	0.0003	0.723	0.521	130.4	94.1
3000	0.9099	20.5720	0.1528	2.9974	0.0236	0.0666	0.0021	94.6	3.0	5.511	0.043	0.0136	0.0004	1.120	0.618	202.1	111.5
4000	0.9588	28.1891	0.2541	3.6824	0.0313	0.0932	0.0022	96.8	2.3	6.774	0.058	0.0168	0.0003	0.917	0.647	165.4	116.8
5000	0.9862	45.0386	0.3364	5.8027	0.0448	0.1498	0.0039	97.3	2.6	10.691	0.083	0.0235	0.0005	1.224	1.159	220.8	209.0
9000	1.0000	82.8573	0.6514	12.0078	0.0996	0.2844	0.0089	100.3	3.2	22.221	0.186	0.0297	0.0011	-0.221	2.635	-39.9	475.3
Integrated		39.2978	0.1027	1.8710	0.0044	0.1310	0.0005	98.2	0.4	3.437	0.008	0.0200	0.0001	0.705	0.162	127.2	29.3
Tlayacapan CT-4 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.049e-04 ± 3.760e-07																	
Laser (mW)	Cum. <sup>39</sup> Ar	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	% Atm. <sup>40</sup> Ar	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age (ka)	± (ka)
250	0.0109	134.1808	1.8131	0.8373	0.0218	0.4664	0.0095	102.7	1.9	1.537	0.040	0.0304	0.0011	-3.604	2.574	-681.5	486.8
500	0.0895	98.7491	0.6077	0.7639	0.0057	0.3372	0.0026	100.9	0.6	1.402	0.011	0.0298	0.0002	-0.859	0.607	-162.5	114.8
750	0.2273	84.5023	0.3414	0.7634	0.0033	0.2871	0.0015	100.4	0.5	1.402	0.006	0.0309	0.0003	-0.312	0.433	-59.0	81.9
1000	0.4168	62.8505	0.2471	1.0470	0.0043	0.2117	0.0010	99.5	0.5	1.922	0.008	0.0282	0.0002	0.344	0.289	65.0	54.6
1250	0.5753	47.4409	0.2036	1.4516	0.0092	0.1590	0.0013	98.9	0.8	2.666	0.017	0.0232	0.0002	0.536	0.368	101.3	69.6
1500	0.6825	37.3615	0.3214	1.9327	0.0176	0.1238	0.0012	97.5	0.8	3.551	0.032	0.0187	0.0003	0.922	0.301	174.3	56.9
1750	0.7573	30.9396	0.2248	2.3853	0.0166	0.1044	0.0012	99.2	1.1	4.384	0.030	0.0143	0.0002	0.260	0.356	49.2	67.3
2000	0.8087	27.6633	0.2213	2.8543	0.0192	0.0917	0.0013	97.2	1.3	5.248	0.035	0.0120	0.0002	0.784	0.373	148.3	70.5
3000	0.8917	24.4827	0.2048	3.7521	0.0300	0.0824	0.0015	98.4	1.8	6.903	0.055	0.0126	0.0002	0.401	0.448	75.8	84.7
4000	0.9408	45.1890	0.3580	4.8233	0.0354	0.1507	0.0018	97.7	1.2	8.880	0.065	0.0209	0.0004	1.031	0.527	194.9	99.5
5000	0.9717	51.3586	0.3555	6.1646	0.0432	0.1694	0.0032	96.5	1.9	11.361	0.080	0.0244	0.0006	1.800	0.964	340.3	182.3
9000	1.0000	42.7887	0.2933	9.1494	0.0692	0.1439	0.0038	97.7	2.6	16.897	0.129	0.0253	0.0004	0.989	1.135	187.0	214.5
Integrated		55.0746	0.1016	2.1353	0.0047	0.1858	0.0005	99.4	0.3	3.924	0.009	0.0232	0.0001	0.326	0.138	61.7	26.1
Malacatepec MPA-7 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.001e-04 ± 2.996e-07																	
Laser (mW)	Cum. <sup>39</sup> Ar	Ar/ Ar meas.	±	Ar/ Ar meas.	±	Ar/ Ar meas.	±	% Atm. <sup>40</sup> Ar	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age (ka)	± (ka)
500	0.0428	29.3196	0.4526	0.4911	0.0074	0.1017	0.0019	102.4	1.9	0.901	0.014	0.0182	0.0004	-0.712	0.556	-128.5	100.3
1000	0.1962	22.8053	0.2266	0.4146	0.0043	0.0758	0.0008	98.2	1.1	0.761	0.008	0.0181	0.0002	0.413	0.251	74.5	45.2
1500	0.5786	16.0761	0.0950	0.5982	0.0031	0.0524	0.0003	96.1	0.7	1.098	0.006	0.0192	0.0002	0.625	0.113	112.7	20.3
2000	0.9152	12.4055	0.0942	1.0338	0.0081	0.0406	0.0003	96.2	0.6	1.898	0.015	0.0212	0.0002	0.475	0.078	85.7	14.1
3000	0.9913	11.4922	0.1313	2.4244	0.0213	0.0378	0.0006	95.6	1.7	4.456	0.039	0.0241	0.0003	0.506	0.196	91.3	35.3
5000	0.9983	28.3085	0.6640	10.7447	0.1382	0.0997	0.0065	101.0	6.9	19.866	0.257	0.0163	0.0012	-0.286	1.972	-51.6	355.7
9000	1.0000	-22.2011	1.7445	15.0735	0.3782	-0.0822	0.0230	114.9	31.7	27.955	0.709	0.0167	0.0037	3.338	7.056	602.0	1272.3
Integrated		16.1090	0.0638	0.9478	0.0034	0.0531	0.0002	97.1	0.4	1.740	0.006	0.0200	0.0001	0.474	0.072	85.5	13.0

Campo Volcánico Chichinautzin Joven																	
Zitlaltel CT-2 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.001e-04 ± 2.996e-07																	
Laser (mW)	Cum. <sup>39</sup> Ar	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	% Atm. <sup>40</sup> Ar	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age (ka)	± (ka)
200	0.0063	19.5796	0.4217	2.0872	0.0416	0.0696	0.0019	104.3	2.6	3.835	0.077	0.0120	0.0004	-0.849	0.507	-153.1	91.5
400	0.0346	20.1782	0.1937	0.9325	0.0088	0.0691	0.0005	100.9	0.8	1.712	0.016	0.0167	0.0002	-0.188	0.164	-33.9	29.5
600	0.0966	58.2498	0.4203	0.4132	0.0031	0.1932	0.0012	98.0	0.6	0.758	0.006	0.0185	0.0002	1.155	0.358	208.3	64.5
800	0.1854	22.5470	0.2072	0.3727	0.0038	0.0750	0.0009	98.2	1.0	0.684	0.007	0.0183	0.0003	0.397	0.221	71.5	39.8
1000	0.2838	2.3705	0.0375	0.4374	0.0067	0.0075	0.0001	92.5	1.5	0.803	0.012	0.0181	0.0003	0.176	0.037	31.7	6.7
1500	0.4572	4.0944	0.0340	0.6142	0.0048	0.0131	0.0001	93.7	0.8	1.128	0.009	0.0176	0.0002	0.256	0.033	46.1	6.0
2000	0.5914	2.5188	0.0351	0.7781	0.0100	0.0082	0.0001	95.0	1.5	1.429	0.018	0.0172	0.0003	0.124	0.039	22.3	7.0
3000	0.7184	9.4433	0.0613	0.8710	0.0051	0.0313	0.0002	97.6	0.8	1.599	0.009	0.0171	0.0001	0.228	0.077	41.1	13.8
5000	0.9227	4.8935	0.0297	0.8285	0.0038	0.0160	0.0001	96.0	0.7	1.521	0.007	0.0179	0.0001	0.195	0.037	35.2	6.7
9000	1.0000	1.5478	0.0272	1.0571	0.0168	0.0049	0.0001	90.0	2.5	1.941	0.031	0.0181	0.0003	0.151	0.039	27.3	7.0
Integrated		9.9038	0.0335	0.7139	0.0024	0.0328	0.0001	97.4	0.3	1.311	0.004	0.0177	0.0001	0.255	0.034	46.0	6.1
Achichipil CT-5 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.001e-04 ± 2.996e-07																	
Laser (mW)	Cum. <sup>39</sup> Ar	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	% Atm. <sup>40</sup> Ar	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age (ka)	± (ka)
500	0.0526	15.6086	0.1813	0.3115	0.0034	0.0521	0.0008	98.6	1.6	0.572	0.006	0.0193	0.0002	0.214	0.248	38.7	44.7
750	0.1778	5.2266	0.0617	0.3255	0.0036	0.0170	0.0003	96.1	1.6	0.597	0.007	0.0193	0.0002	0.204	0.085	36.7	15.4
1250	0.4808	2.3172	0.0250	0.5378	0.0056	0.0072	0.0001	91.2	1.9	0.987	0.010	0.0204	0.0003	0.201	0.044	36.3	7.9
1500	0.6773	1.7995	0.0229	0.7435	0.0084	0.0057	0.0002	92.4	3.7	1.365	0.015	0.0209	0.0003	0.134	0.066	24.2	11.9
2000	0.8448	1.6417	0.0189	0.9847	0.0098	0.0050	0.0002	87.4	4.0	1.808	0.018	0.0213	0.0003	0.203	0.066	36.5	11.8
3000	0.9612	1.9687	0.0229	1.3086	0.0133	0.0067	0.0003	96.5	4.8	2.403	0.024	0.0213	0.0003	0.068	0.092	12.3	16.7
5000	0.9912	5.4274	0.0513	2.1620	0.0168	0.0187	0.0010	99.1	5.6	3.973	0.031	0.0234	0.0003	0.047	0.301	8.6	54.3
9000	1.0000	7.4096	0.0689	3.9038	0.0376	0.0289	0.0037	111.4	15.0	7.183	0.069	0.0262	0.0008	-0.847	1.109	-152.9	200.0
Integrated		3.2629	0.0160	0.7828	0.0035	0.0106	0.0001	95.1	1.0	1.437	0.006	0.0207	0.0001	0.160	0.032	28.9	5.8
V. Cuauhtepel AJ-1 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.049e-04 ± 3.760e-07																	
Laser (mW)	Cum. <sup>39</sup> Ar	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	% Atm. <sup>40</sup> Ar	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age (ka)	± (ka)
500	0.0607	11.6888	0.1300	0.3551	0.0039	0.0389	0.0006	98.4	1.6	0.652	0.007	0.0138	0.0002	0.186	0.184	35.2	34.7
750	0.1820	7.2961	0.0845	0.4595	0.0049	0.0240	0.0003	97.0	1.4	0.843	0.009	0.0145	0.0002	0.218	0.102	41.1	19.4
1000	0.3571	5.3551	0.0570	0.6625	0.0063	0.0175	0.0002	95.9	1.1	1.216	0.012	0.0152	0.0002	0.218	0.058	41.2	11.0
1250	0.5589	4.4353	0.0409	0.9307	0.0077	0.0146	0.0002	96.2	1.2	1.709	0.014	0.0155	0.0002	0.166	0.052	31.5	9.9
1500	0.7293	4.0866	0.0347	1.2263	0.0095	0.0136	0.0002	96.6	1.5	2.252	0.018	0.0157	0.0002	0.137	0.060	25.9	11.3
2000	0.8853	4.2436	0.0366	1.7655	0.0139	0.0141	0.0002	95.2	1.3	3.243	0.025	0.0164	0.0002	0.203	0.055	38.4	10.4
3000	0.9750	5.6176	0.0518	2.5964	0.0212	0.0192	0.0004	97.7	2.1	4.773	0.039	0.0183	0.0002	0.128	0.120	24.3	22.7
5000	0.9955	15.7775	0.1992	4.3865	0.0500	0.0532	0.0009	97.5	1.6	8.074	0.092	0.0201	0.0004	0.403	0.260	76.2	49.1
9000	1.0000	25.9270	0.3925	5.3825	0.0729	0.0943	0.0037	105.9	4.3	9.914	0.135	0.0196	0.0007	-1.538	1.106	-290.8	209.0
Integrated		5.7295	0.0211	1.2130	0.0041	0.0190	0.0001	96.9	0.5	2.228	0.007	0.0158	0.0001	0.177	0.029	33.5	5.5
V. Aholo AJ-2 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.049e-04 ± 3.760e-07																	
Laser (mW)	Cum. <sup>39</sup> Ar	Ar/ Ar meas.	±	Ar/ Ar meas.	±	Ar/ Ar meas.	±	% Atm. <sup>40</sup> Ar	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age (ka)	± (ka)
500	0.0504	28.0330	0.3502	0.4450	0.0062	0.0982	0.0016	103.5	1.6	0.817	0.011	0.0109	0.0002	-0.969	0.451	-183.2	85.3
750	0.1759	18.8908	0.1651	0.4466	0.0040	0.0643	0.0006	100.6	1.0	0.820	0.007	0.0110	0.0002	-0.107	0.196	-20.2	37.1
1000	0.3848	17.0393	0.1189	0.6019	0.0045	0.0581	0.0005	100.7	1.0	1.105	0.008	0.0112	0.0001	-0.115	0.162	-21.7	30.6
1250	0.6210	15.9755	0.1156	0.7483	0.0047	0.0535	0.0005	98.8	0.9	1.374	0.009	0.0117	0.0001	0.192	0.146	36.4	27.5
1500	0.7990	15.6692	0.1216	0.8935	0.0073	0.0529	0.0004	99.5	0.8	1.641	0.013	0.0120	0.0002	0.086	0.133	16.2	25.1
1750	0.9069	15.8199	0.1137	1.0977	0.0074	0.0536	0.0005	99.8	1.0	2.016	0.014	0.0117	0.0002	0.038	0.160	7.1	30.2
2000	0.9595	16.0531	0.1223	1.3881	0.0094	0.0541	0.0009	99.1	1.6	2.549	0.017	0.0116	0.0002	0.143	0.262	27.0	49.6
3000	0.9916	16.5788	0.1152	2.2259	0.0177	0.0563	0.0015	99.5	2.7	4.091	0.033	0.0119	0.0003	0.089	0.445	16.9	84.1
5000	0.9993	23.6276	0.2915	6.3082	0.0761	0.0854	0.0051	104.7	6.4	11.626	0.141	0.0179	0.0009	-1.125	1.505	-212.7	284.6
9000	1.0000	54.5618	2.7753	14.2453	0.7364	0.2347	0.0526	125.0	27.8	26.404	1.379	0.0370	0.0074	-13.790	15.327	-2609.0	2902.0
Integrated		17.2103	0.0527	0.8620	0.0025	0.0585	0.0002	100.2	0.4	1.583	0.005	0.0116	0.0001	-0.030	0.070	-5.7	13.3

Campo Volcánico Chichinautzin Joven (continuación)																	
Mezontepec MPA-4 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.001e-04 ± 2.996e-07																	
Laser (mW)	Cum. <sup>39</sup> Ar	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	% Atm. <sup>40</sup> Ar	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age (ka)	± (ka)
250	0.0025	89.3260	1.8786	0.2749	0.0092	0.3281	0.0070	108.6	2.2	0.504	0.017	0.0269	0.0009	-7.637	1.870	-1378.0	337.6
500	0.0221	40.4609	0.6044	0.3450	0.0056	0.1433	0.0020	104.7	1.5	0.633	0.010	0.0252	0.0005	-1.893	0.581	-341.4	104.9
750	0.0645	22.2444	0.2763	0.4893	0.0055	0.0768	0.0010	102.0	1.3	0.898	0.010	0.0242	0.0004	-0.449	0.293	-81.0	52.9
1000	0.1151	14.3557	0.1770	0.6119	0.0066	0.0493	0.0007	101.3	1.5	1.123	0.012	0.0233	0.0003	-0.193	0.207	-34.8	37.3
1500	0.2117	8.7156	0.0997	0.7997	0.0090	0.0300	0.0004	101.4	1.3	1.468	0.017	0.0233	0.0003	-0.122	0.116	-22.0	21.0
2000	0.3191	4.8928	0.0580	0.9475	0.0106	0.0169	0.0003	100.9	1.8	1.740	0.019	0.0236	0.0004	-0.043	0.086	-7.8	15.6
3000	0.4770	2.9703	0.0365	1.0721	0.0131	0.0105	0.0002	102.4	1.6	1.969	0.024	0.0243	0.0003	-0.071	0.046	-12.8	8.2
5000	0.8459	1.4717	0.0177	1.1144	0.0125	0.0051	0.0001	97.6	1.3	2.046	0.023	0.0251	0.0003	0.035	0.018	6.3	3.3
9000	1.0000	1.2452	0.0150	1.1857	0.0126	0.0043	0.0001	97.6	1.7	2.177	0.023	0.0251	0.0003	0.030	0.021	5.4	3.8
Integrated		5.2549	0.0266	1.0013	0.0054	0.0183	0.0001	101.8	0.5	1.839	0.010	0.0245	0.0002	-0.095	0.027	-17.1	4.9
Tabaquito MPA-18 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.049e-04 ± 3.760e-07																	
Laser (mW)	Cum. <sup>39</sup> Ar	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	% Atm. <sup>40</sup> Ar	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age (ka)	± (ka)
500	0.0220	440.4123	7.2288	2.0356	0.0404	1.4658	0.0268	98.3	1.1	3.740	0.074	0.0020	0.0021	7.411	4.871	1400.6	920.2
1000	0.2368	12.6317	0.0806	1.3290	0.0091	0.0414	0.0010	96.1	2.3	2.441	0.017	0.0015	0.0002	0.493	0.289	93.2	54.7
1500	0.4987	3.4281	0.0265	0.9492	0.0053	0.0113	0.0009	95.9	8.0	1.743	0.010	0.0018	0.0002	0.140	0.271	26.5	51.2
2000	0.6774	3.6218	0.0234	0.8418	0.0062	0.0102	0.0011	81.6	9.1	1.546	0.011	0.0029	0.0002	0.660	0.329	124.8	62.2
3000	0.7780	6.2137	0.0535	0.9531	0.0101	0.0175	0.0020	82.4	9.6	1.750	0.019	0.0060	0.0004	1.089	0.593	205.9	112.1
5000	0.8797	13.1379	0.0657	1.5734	0.0156	0.0404	0.0020	90.0	4.5	2.890	0.029	0.0184	0.0005	1.312	0.593	248.0	112.2
9000	1.0000	10.4075	0.0652	2.6087	0.0170	0.0339	0.0018	94.4	5.1	4.795	0.031	0.0236	0.0006	0.581	0.535	109.8	101.1
Integrated		17.1539	0.0649	1.2992	0.0039	0.0558	0.0006	95.7	1.1	2.386	0.007	0.0067	0.0001	0.736	0.187	139.2	35.4
Titlaltel CT-2 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.001e-04 ± 2.996e-07																	
Laser (mW)	Cum. <sup>39</sup> Ar	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar meas.	±	% Atm. <sup>40</sup> Ar	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age (ka)	± (ka)
200	0.0063	19.5796	0.4217	2.0872	0.0416	0.0696	0.0019	104.3	2.6	3.835	0.077	0.0120	0.0004	-0.849	0.507	-153.1	91.5
400	0.0346	20.1782	0.1937	0.9325	0.0088	0.0691	0.0005	100.9	0.8	1.712	0.016	0.0167	0.0002	-0.188	0.164	-33.9	29.5
600	0.0966	58.2498	0.4203	0.4132	0.0031	0.1932	0.0012	98.0	0.6	0.758	0.006	0.0185	0.0002	1.155	0.358	208.3	64.5
800	0.1854	22.5470	0.2072	0.3727	0.0038	0.0750	0.0009	98.2	1.0	0.684	0.007	0.0183	0.0003	0.397	0.221	71.5	39.8
1000	0.2838	2.3705	0.0375	0.4374	0.0067	0.0075	0.0001	92.5	1.5	0.803	0.012	0.0181	0.0003	0.176	0.037	31.7	6.7
1500	0.4572	4.0944	0.0340	0.6142	0.0048	0.0131	0.0001	93.7	0.8	1.128	0.009	0.0176	0.0002	0.256	0.033	46.1	6.0
2000	0.5914	2.5188	0.0351	0.7781	0.0100	0.0082	0.0001	95.0	1.5	1.429	0.018	0.0172	0.0003	0.124	0.039	22.3	7.0
3000	0.7184	9.4433	0.0613	0.8710	0.0051	0.0313	0.0002	97.6	0.8	1.599	0.009	0.0171	0.0001	0.228	0.077	41.1	13.8
5000	0.9227	4.8935	0.0297	0.8285	0.0038	0.0160	0.0001	96.0	0.7	1.521	0.007	0.0179	0.0001	0.195	0.037	35.2	6.7
9000	1.0000	1.5478	0.0272	1.0571	0.0168	0.0049	0.0001	90.0	2.5	1.941	0.031	0.0181	0.0003	0.151	0.039	27.3	7.0
Integrated		9.9038	0.0335	0.7139	0.0024	0.0328	0.0001	97.4	0.3	1.311	0.004	0.0177	0.0001	0.255	0.034	46.0	6.1

Sierra Santa Catarina																	
Xaltepec CM-5 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.049e-04 ± 3.760e-07																	
Laser	Cum.	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	±	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	±	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	±	% Atm.	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age	±
(mW)	<sup>39</sup> Ar	meas.		meas.		meas.		<sup>40</sup> Ar								(ka)	(ka)
500	0.1156	157.8778	1.2666	0.5235	0.0086	0.5362	0.0054	100.4	1.0	0.961	0.016	0.0346	0.0006	-0.556	1.644	-105.2	310.9
750	0.2431	45.3555	0.3563	0.5817	0.0098	0.1527	0.0027	99.4	1.8	1.068	0.018	0.0336	0.0006	0.263	0.810	49.6	153.2
1000	0.3571	42.7956	0.3255	0.8347	0.0119	0.1435	0.0036	99.0	2.5	1.533	0.022	0.0318	0.0008	0.424	1.056	80.2	199.6
1500	0.4764	43.7415	0.3447	1.2289	0.0105	0.1449	0.0027	97.7	1.8	2.257	0.019	0.0312	0.0007	1.010	0.796	190.9	150.6
2000	0.5514	59.3269	0.4692	1.5572	0.0149	0.1951	0.0038	97.0	1.9	2.860	0.027	0.0356	0.0007	1.780	1.109	336.5	209.6
3000	0.8291	63.8936	0.4825	1.3481	0.0116	0.2151	0.0026	99.3	1.2	2.476	0.021	0.0425	0.0005	0.420	0.762	79.3	144.0
5000	0.9742	54.5210	0.4086	2.5728	0.0186	0.1817	0.0029	98.2	1.6	4.729	0.034	0.0429	0.0005	1.001	0.859	189.2	162.4
9000	1.0000	48.9307	0.4582	3.2459	0.0410	0.1505	0.0137	90.4	8.3	5.969	0.076	0.0444	0.0019	4.705	4.063	889.3	767.7
Integrated		65.4891	0.2149	1.3250	0.0049	0.2197	0.0013	99.0	0.6	2.433	0.009	0.0375	0.0002	0.655	0.385	123.7	72.9
Tetepec CM-14A Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 8.314e-05 ± 2.212e-07																	
Laser	Cum.	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	±	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	±	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	±	% Atm.	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age	±
(mW)	<sup>39</sup> Ar	meas.		meas.		meas.		<sup>40</sup> Ar								(ka)	(ka)
400	0.0076	216.9828	5.0911	0.3890	0.0432	0.6899	0.0296	93.9	3.4	0.714	0.079	0.0587	0.0066	13.135	7.344	1967.0	1099.1
800	0.0460	81.6959	0.6482	0.4915	0.0132	0.2753	0.0061	99.6	2.1	0.902	0.024	0.0546	0.0011	0.364	1.688	54.6	252.8
1200	0.1604	39.5485	0.1073	0.7499	0.0062	0.1328	0.0023	99.1	1.7	1.377	0.011	0.0507	0.0006	0.342	0.664	51.3	99.5
1600	0.3215	29.7217	0.0792	0.8655	0.0051	0.1008	0.0016	100.1	1.6	1.589	0.009	0.0417	0.0004	-0.022	0.478	-3.4	71.6
2000	0.4722	27.6307	0.1245	0.8815	0.0063	0.0935	0.0017	99.8	1.7	1.618	0.012	0.0367	0.0003	0.060	0.479	9.0	71.8
2500	0.6745	25.1201	0.1021	1.0209	0.0052	0.0826	0.0012	97.0	1.3	1.875	0.009	0.0316	0.0003	0.755	0.334	113.1	50.1
3000	0.8111	27.6130	0.1592	1.0958	0.0084	0.0898	0.0022	95.9	2.3	2.012	0.015	0.0303	0.0004	1.140	0.623	170.9	93.4
5000	0.9058	35.5343	0.1018	1.3649	0.0070	0.1183	0.0029	98.1	2.4	2.507	0.013	0.0318	0.0006	0.662	0.855	99.2	128.1
9000	1.0000	49.5701	0.2469	4.0065	0.0242	0.1641	0.0025	97.2	1.4	7.372	0.045	0.0676	0.0006	1.385	0.696	207.5	104.2
Integrated		35.1472	0.0549	1.2434	0.0030	0.1170	0.0008	98.1	0.6	2.283	0.005	0.0405	0.0002	0.660	0.217	98.8	32.4
Yuhualixqui CM-4 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 8.314e-05 ± 2.212e-07																	
Laser	Cum.	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	±	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	±	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	±	% Atm.	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age	±
(mW)	<sup>39</sup> Ar	meas.		meas.		meas.		<sup>40</sup> Ar								(ka)	(ka)
400	0.0069	2095.6479	124.3656	0.4072	0.1152	7.1850	0.4310	101.3	0.9	0.747	0.212	0.0495	0.0107	-27.530	19.464	-4129.5	2922.8
800	0.0454	181.2175	2.0683	0.4739	0.0275	0.6223	0.0132	101.5	1.8	0.870	0.051	0.0254	0.0019	-2.651	3.299	-397.2	494.4
1200	0.1001	95.5406	1.0198	0.6447	0.0177	0.3234	0.0092	100.0	2.7	1.183	0.033	0.0293	0.0012	-0.014	2.536	-2.0	380.0
1600	0.1772	68.4383	0.4359	0.8398	0.0119	0.2278	0.0067	98.3	2.8	1.542	0.022	0.0302	0.0011	1.165	1.947	174.5	291.6
2000	0.2681	52.0938	0.4360	1.0507	0.0152	0.1785	0.0043	101.1	2.3	1.929	0.028	0.0320	0.0010	-0.585	1.186	-87.6	177.8
2500	0.3821	55.8596	0.3506	1.2977	0.0161	0.1859	0.0037	98.2	1.8	2.383	0.030	0.0359	0.0009	1.011	1.034	151.5	154.9
3000	0.4922	73.6913	0.5706	1.4131	0.0143	0.2450	0.0045	98.1	1.6	2.595	0.026	0.0402	0.0008	1.374	1.197	205.9	179.3
5000	0.8662	319.2079	1.1191	1.6833	0.0078	1.0889	0.0044	100.8	0.3	3.092	0.014	0.0441	0.0004	-2.443	1.020	-366.1	152.9
9000	1.0000	339.0207	1.2985	1.9576	0.0133	1.1322	0.0066	98.6	0.5	3.597	0.024	0.0539	0.0007	4.601	1.698	689.2	254.3
Integrated		215.9038	0.4949	1.4117	0.0049	0.7319	0.0023	100.1	0.3	2.593	0.009	0.0404	0.0003	-0.287	0.562	-43.1	84.2
Tecuautzi CM-3 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.001e-04 ± 2.996e-07																	
Laser	Cum.	Ar/ Ar	±	Ar/ Ar	±	Ar/ Ar	±	% Atm.	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age	±
(mW)	<sup>39</sup> Ar	meas.		meas.		meas.		<sup>40</sup> Ar								(ka)	(ka)
250	0.0097	80.5691	0.7305	0.4157	0.0051	0.2766	0.0031	101.4	1.2	0.763	0.009	0.0064	0.0002	-1.151	0.961	-207.7	173.4
500	0.0486	43.0054	0.2190	0.7384	0.0043	0.1447	0.0011	99.3	0.7	1.355	0.008	0.0051	0.0001	0.285	0.302	51.5	54.4
750	0.1168	11.8273	0.1061	1.1350	0.0104	0.0409	0.0004	101.7	1.0	2.084	0.019	0.0041	0.0001	-0.199	0.115	-36.0	20.8
1000	0.2297	5.2229	0.0517	1.1291	0.0110	0.0174	0.0002	97.0	1.3	2.073	0.020	0.0041	0.0001	0.155	0.066	28.0	11.9
1250	0.3715	3.4997	0.0310	1.0881	0.0096	0.0115	0.0002	95.3	1.4	1.998	0.018	0.0050	0.0001	0.162	0.048	29.2	8.6
1500	0.5152	2.7876	0.0231	1.0958	0.0092	0.0091	0.0001	94.2	1.5	2.012	0.017	0.0063	0.0001	0.160	0.042	28.8	7.6
2000	0.6899	2.6643	0.0246	1.1373	0.0101	0.0087	0.0001	94.3	1.2	2.088	0.019	0.0093	0.0001	0.151	0.032	27.3	5.7
3000	0.8713	3.4810	0.0336	1.2215	0.0113	0.0115	0.0002	95.4	1.4	2.243	0.021	0.0149	0.0002	0.159	0.049	28.7	8.9
5000	0.9653	7.7576	0.0859	1.8011	0.0192	0.0261	0.0003	97.8	1.2	3.309	0.035	0.0236	0.0003	0.169	0.092	30.4	16.5
9000	1.0000	11.8042	0.2353	2.9324	0.0599	0.0399	0.0008	98.1	1.9	5.392	0.110	0.0326	0.0007	0.222	0.225	40.1	40.6
Integrated		6.9831	0.0222	1.2409	0.0044	0.0234	0.0001	98.2	0.4	2.279	0.008	0.0103	0.0001	0.129	0.026	23.2	4.7
Mazatepec CM-1 Whole Rock																	
Weighted average of J from standards = 1.001e-04 ± 2.996e-07																	
Laser	Cum.	Ar/ Ar	±	Ar/ Ar	±	Ar/ Ar	±	% Atm.	±	Ca/K	±	Cl/K	±	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±	Age	±
(mW)	<sup>39</sup> Ar	meas.		meas.		meas.		<sup>40</sup> Ar								(ka)	(ka)
500	0.0409	27.3054	0.1996	0.8458	0.0067	0.0931	0.0008	100.6	0.8	1.553	0.012	0.0065	0.0001	-0.163	0.221	-29.5	39.8
1000	0.2154	6.8991	0.0449	1.2623	0.0073	0.0233	0.0002	98.8	0.8	2.318	0.013	0.0029	0.0000	0.079	0.054	14.3	9.7
1500	0.4675	3.1339	0.0291	1.0623	0.0097	0.0103	0.0001	95.2	1.0	1.951	0.018	0.0027	0.0000	0.148	0.033	26.7	5.9
2000	0.6477	3.0850	0.0326	1.1137	0.0110	0.0103	0.0001	96.6	1.3	2.045	0.020	0.0039	0.0001	0.104	0.041	18.8	7.4
3000	0.7898	4.6551	0.0464	1.3465	0.0131	0.0154	0.0002	95.9	1.2	2.473	0.024	0.0073	0.0001	0.190	0.055	34.2	9.9
5000	0.9249	7.5970	0.0706	2.1924	0.0197	0.0260	0.0002	99.3	0.9	4.029	0.036	0.0176	0.0002	0.053	0.072	9.6	13.0
9000	1.0000	6.8536	0.1394	2.3897	0.0497	0.0238	0.0006	100.0	2.5	4.392	0.092	0.0167	0.0004	0.002	0.170	0.4	30.6
Integrated		5.8696	0.0226	1.3905	0.0058	0.0198	0.0001	98.3	0.4	2.554	0.011	0.0068	0.0000	0.097	0.025	17.6	4.5

## Referencias.

- Aguirre-Díaz, G. J., Jaimes-Viera, M. C., Nieto-Obregón, J., 2006, The Valle de Bravo Volcanic Field. Geology and geomorphometric parameters of a Quaternary monogenetic field at the front of the Mexican Volcanic Belt, in Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from Mexico, Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre-Díaz, G.J., eds., Geol. Soc. Am. Sp.P. 402, 125-140.
- Agustin-Flores, J., Nemeth, K., Cronin, S.J., Lindsay, J.M., Kereszturi, G., 2015. Construction of the North Head (Maungauika) tuff cone: a product of Surtseyan volcanism, rare in the Auckland Volcanic Field, New Zealand. Bull. Volcanol. 77, 2.
- Alaníz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., 1998. Effects of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican Volcanic Belt. Geology, 26, 591-594.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., 2005, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico: Bol. SGM. 57, 1, 63-80.
- Alberico, I., Lirer, L., Petrosino, P., and Scandone, R. 2002. A methodology for the evaluation of long-term volcanic risk from pyroclastic flows in Campi Flegrei (Italy). J Volcanol Geoth Res; 116, 63-78
- Allen, S. and Smith, I. 1994, Eruption styles and volcanic hazard in the Auckland Volcanic Field, New Zealand, in Geoscience Reports of Shizuoka University, Shizuoka Univ., Shizuoka, Japan. 5–14.
- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Pier, J. G., 1992, The La Breña-El Jagüey maar complex, Durango, México: I Geological evolution: Bull. Volcanol, 54, 393-404.
- Aranda-Gómez, J. J., Henry, C. D., Luhr, J. F., 2000, Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: Bol. SGM, 5, 31, 59-71.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Connor, C.B., Becker, T., Henry, C.D., 2013. Synextensional Pliocene–Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, México. GSA Bulletin; March 2003; v. 115; no. 3; p. 298–313.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G., 2005, El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México, una revisión. Bol. SGM, 57, 187–225.
- Arce, J.L., Macías, J.L., Vázquez-Selem, L., 2003. The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: stratigraphy and hazard implications. Geol. Soc. Am. Bull. 115, 2, 230-248

- Arce, J.L., Layer, P.W., Lassiter, J.C., Benowitz, J.A., Macias, J.L., Ramírez-Espinosa, J., 2013,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating, geochemistry, and isotopic analyses of the quaternary Chichinautzin volcanic field, south of Mexico City: implications for timing, eruption rate, and distribution of volcanism: *Bull. Volcanol.*, 75, 774. doi: 10.1007/s00445-013-0774-6
- Arce, J.L., Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., Salinas, I. 2015. The ~2000 yr BP Jumento volcano, one of the youngest edifices of the Chichinautzin Volcanic Field, Central Mexico, *J Volcanol Geoth Res*; 308, 1, 30-38.
- Aydın, F., Schmitt, A.K., Siebel, W., Sönmez, M., Ersoy, Y., Lermi, A., Dirik, K., Duncan, R. 2014. Quaternary bimodal volcanism in the Niğde Volcanic Complex (Cappadocia, central Anatolia, Turkey): age, petrogenesis and geodynamic implications. *Contrib. Mineral. Petr.*, 168, 1078-1102, 10.1007/s00410-014-1078-3
- Balogh, K., and Németh, K. 2005. Evidence for the Neogene small-volume intracontinental volcanism in Western Hungary: K/Ar geochronology of the Tihany Maar Volcanic Complex. *Geol Carpath*, 56, 1, 91-99.
- Benowitz, J. A., Layer, P. W., Vanlaningham, S., 2014, Persistent long-term (c. 24 Ma) exhumation in the Eastern Alaska Range constrained by stacked thermochronology. *Geol. Soc., London, Sp. Pub.* 378, 1, 225-243.
- Bebbington M. 2013. Assessing spatio-temporal eruption forecast in a monogenetic volcanic field. *J Volcanol Geoth Res*, 252, 14-28.
- Bellia, S., Cusimano, G., González Morán, T., Rodríguez, R., Giunta, G., 1992. El Valle de México. Consideraciones preliminares sobre los riesgos geológicos y análisis hidrogeológico de la cuenca de Chalco. Instituto Italo-Latino Americano. Quaderni LA. Serie Scienza 3, Roma.
- Bellotti, F., Capra, L., Groppelli, G., Norini, G., 2006. Tectonic evolution of the central eastern sector of Trans Mexican volcanic belt and its influence on the eruptive history of the Nevado de Toluca Volcano (Mexico). *J Volcanol Geoth Res*, 158, 21–36 Special Issue.
- Blackburn, E., Wilson, L., and Sparks, R. S. J. 1976. Mechanisms and dynamics of strombolian activity. *Geol. Soc. Land.* 132, 429-40.
- Blake, S., 1990, Viscoplastic models of lava domes, in Fink, J.H., ed., *Lava flow and domes: Emplacement, mechanisms and hazard implications*. Berlin, New York, Springer-Verlag, p. 88–126.
- Blatter, D., Carmichael, I.S.E., Deino, A., and Renne, P., 2001, Neogene volcanism at the front of the central Mexican Volcanic Belt: Basaltic andesites to dacites, with contemporaneous shoshonites and high-TiO<sub>2</sub> lava: *Geol. Soc. Am. Bull.*, 113, 1324–1342. doi: 10.1130/0016-7606(2001)113<1324:NVATFO>2.0.CO;2.
- Bloomfield, K., 1975, A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico: *Geol Rundsch*, 64, 476–497.



- Bolós, X., Martí, J., Becerril, L., Planagumà, L., Grosse, P., Barde-Cabusson, S. 2015. Volcano-structural analysis of La Garrotxa Volcanic Field (NE Iberia): Implications for the plumbing system. *Tectonophysics*, 62, 58-70.
- Brand, B.D., Clarke, A.B., 2009. The architecture, eruptive history, and evolution of the Table Rock Complex, Oregon: from a Surtseyan to an energetic maar eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 180, 2–4, 203–224.
- Brand, B.D., Heiken, G., 2009. Tuff cones, tuff rings, and maars of the Fort Rock-Christmas Valley basin, Oregon; exploring the vast array of pyroclastic features that record violent hydrovolcanism at Fort Rock and the Table Rock Complex. *GSA Field Guide*. 15, 521–538.
- Bucchi, F., Lara, L.E., Gutiérrez, F. 2015. The Carrán-Los Venados volcanic field and its relationship with coeval and nearby polygenetic volcanism in an intra-arc setting. *J Volcanol Geoth Res*, 308, 70–81.
- Büchel, G., 1993, Maars of the Westeifel, Germany, in Negendank, J.F.W., and Zolitschka, B., eds., *Paleolimnology of European Maar Lakes*: Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 1–13
- Caballero-Miranda, M and Ortega-Guerrero, B. 1998. Lake Levels since 40, 000 years ago at Lake Chalco, near Mexico City. *Quat. Res.*50, 69-79.
- Cantagrel, J.M y Robin, C. 1979. K-Ar dating on Eastern Mexican volcanic rocks-Relations between the andesitic and the alkaline provinces. *J Volcanol Geoth Res*, 5, 99-114.
- Camp, V.E., and Robol, M.J.1989. The Arabian continental alkali basalt province: Part I. Evolution of Harrat Rahat, Kingdom of Saudi Arabia. *Geol Soc Am Bull* 101, 71-95. doi: 10.1130/0016-7606
- Campos-Enríquez, J.O., Lermo-Samaniego, J.F., Antayhua-Vera, Y.T., Chavacán, M., Ramón-Márquez, V.M. 2015. The Aztlán Fault System: control on the emplacement of the Chichinautzin Range volcanism, southern Mexico Basin, Mexico. Seismic and gravity characterization. *Bol. SGM* 67, 315-335.
- Campos Enríquez, J.O., Delgado Rodríguez, O., Chávez Segura, R., Gómez Contreras, P., Flores Márquez, E.L., F.S. Birch, 1997. The Subsurface Structure of The Chalco Subbasin (Mexico City) Inferred from Geophysical Data, *Geophysics*, 62, 23-35.
- Cañón-Tapia, E. and Walker, G.P.L. 2004. Global aspects of volcanism: the perspectives of 'plate tectonics' and 'volcanic systems'. *Earth-Science Rev.* 66, 163–182.
- Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., and Lozano V., L., 1997. Geologic map of Cerro Grande volcano and surrounding area, Central Mexico. *Geol. Soc. Am. Map and Chart Series MCH* 081, 10
- Carmichael, I.S.E., Lange, R.A., Luhr, J., 1996. Quaternary minettes and associated volcanic rocks of the Mascota, western Mexico: a consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge. *Contrib. Mineral. Petrol.*124, 302–333

- Carn, S.A., 2000. The Lamongan volcanic field, East Java, Indonesia: physical volcanology, historic activity and hazards. *J Volcanol Geoth Res.* 95, 81–108
- Carn, S.A. and Pyle, D.M. 2001. Petrology and geochemistry of the Lamongan volcanic field, East Java, Indonesia: Primitive Sunda arc magmas in an extensional tectonic setting? *J. Petrol.*, 42, 9, 1643-1683.
- Cassidy, J., and Locke, C.A., 2004. Temporally linked volcanic centres in the Auckland Volcanic Field: New Zealand. *J Geol. Geophys*, 47, 287–290.
- Cervantes, P., Wallace, P., 2003. Magma degassing and basaltic eruption styles: a case study of 2000 year BP Xitle volcano in central Mexico. *J Volcanol Geoth Res.* 120, 249-270
- Chen, Y., Smith, P.E., Evensen, M.N., York, D., Lajoie, K.R. 1996. The Edge of Time: Dating Young Volcanic Ash Layers with the  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  Laser Probe. *Science*, 274, 5290, 1176-1178. Doi: 10.1126/science.274.5290.1176
- Cioni, R., Civetta, L., Marianelli, P., Metrich, N., Santacroce, R. Sbrana, A. (1995). Compositional layering and syn-eruptive mixing of a periodically refilled shallow magma chamber: the AD 79 plinian eruption of Vesuvius. *J. Petrol.* 36, 739-776.
- Coleman RC, Gregory, R. 1983. Cenozoic volcanic rocks. US Geological Survey Professional Paper, 287–287
- Connor, C.B., 1990, Cinder cone clustering in the Transmexican Volcanic Belt: Implications for structural and petrologic models: *J. Geophys. Res.*, 95, 19,395–19,405.
- Connor, C.B., Condit, C.D., Crumpler, L.S., and Aubele, J.C., 1992, Evidence of regional structural controls on vent distribution: Springerville volcanic field, Arizona: *J. Geophys. Res.*, 97, 12,349– 12,359
- Connor, C.B., Conway, F.M., 2000. Basaltic volcanic fields. In: Sigurdsson H (ed) *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, San Diego, 331–343
- Córdova, C., Martin Del Pozzo, A.L., López Camacho, J., 1994. Paleoland forms and volcanic impact on the environment of prehistoric Cuicuilco, southern Mexico City. *J. Archaeol. Sci.* 21, 585-596.
- Dalrymple, G. B. y Lanphere, M. A. 1971.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Ar technique of K-Ar dating: a comparison with the conventional technique. *Earth Planet. Sci. Lett.* 12, 306-306.
- Dalrymple, G. B. y Lanphere, M. A. 1974.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Ar age spectra of some undisturbed terrestrial samples. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38.7 15-738.
- Demant, A., 1976. Contribución a la definición de las diferentes fases volcánicas y tectónicas del Eje Neovolcánico Mexicano: Acapulco (México) Cong. Latinoamer. Geología, 3, Resúmenes.41.

- Dobson, P.F. and Mahood, G.A., 1985. Volcanic stratigraphy of the Los Azufres geothermal area, Mexico. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 25: 273-287.
- Edbrooke, S., Mazengarb, C. and Stephenson, W. 2003, Geology and geological hazards of the Auckland urban area, New Zealand, *Quat. Int.*, 103, 3–21, doi:10.1016/S1040-6182(02)00129-5.
- El Difrawy, M.A., Runge, M.G., Moufti, M.R., Cronin, S.J., Bebbington, M., 2013. A first hazard analysis of the Quaternary Harrat Al-Madinah volcanic field, Saudi Arabia. *J. Volc. Geotherm. Res.* 267, 39–46.
- Ercan, T., Tokel, S., Matsuda, J.I., Ui, T., Notsu, K., Fujitani, T. 1992. New geochemical, isotopic and radiometric data of the Quaternary volcanism of Hasandağı-Karacadağ (Central Anatolia) *TJK Bülteni*, 7, 8-21
- Espinasa-Pereña, R., and Martin-Del Pozzo, A.L. 2006. Morphostratigraphic evolution of Popocatepetl volcano, México, in Siebe, C., Macías, J.L., and Aguirre-Díaz, G.J., eds., *Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from Mexico: GSA Sp. P.* 402, 101–123, doi: 10.1130/2006.2402(05).
- Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology*, 2nd ed. New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore: John Wiley & Sons. 589pp
- Ferrari, L., Garduño-Monroy, V.H., Pasquaré, G., Tibaldi, A., 1994 Volcanic and Tectonic evolution of Central Mexico: Oligocene to Present. *Geof. Int.*, 33, 91-105
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 2000. Space–time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology* 27, 303–306.
- Ferrari, L., 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.
- Ferrari L., Orozco-Esquivel T., Bryan S.E., López-Martínez M., Silva Fragoso A., 2017. Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: linking the Sierra Madre Occidental Silicic Large Igneous Province and the Comondú Group with the Gulf of California rift. *Earth Sci Rev* DOI: 10.1016/j.earscirev.2017.04.006
- Fleck, R.J., Evarts, R.C., Hagstrum, J.T., Valentine, M.J., 2002. The Boring volcanic field of the Portland, Oregon, area; geochronology and neotectonic significance. *Geol Soc Am Abstracts with Programs* 34, 33–34.
- Francis, W.P. and Thorpe, R.S. 1974. Significance of lithologic and morphologic variations of pyroclastic cones. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 927-930
- Gallegos-Meza, I., García-Tenorio, F., Macías, J.L., 2015. Stratigraphy of Xico: A tuff ring situated at the southeastern part of the Mexico Basin. *IAVCEI – 5IM, Mexico. Abstracts volume.* 54-55

- García-Palomo, A., Macías, J.L., and Garduño, V.H., 2000, Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca Volcano region, central Mexico: Tectonophysics, Special Volume, Post-Laramide magmatism and tec-tonics in Mexico plate interaction, 318, 281–302
- García -Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H., Espindola, J.M., 2002. Geology of Nevado de Toluca Volcano and surrounding areas, central Mexico. Geol. Soc. Am. Map and Chart Series MCH089, 1– 48.
- García-Palomo, A., Zamorano, J.J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, C., Ortega, R., Macías, J.L., 2008. El arreglo morfoestructural de la Sierra de las Cruces, México central. Rev. Mex. Cienc. Geol. 25, 158–178.
- Gençalioglu-Kuşcu. G. 2011. Geochemical characterization of a Quaternary monogenetic volcano in Erciyes Volcanic Complex: Cora Maar (Central Anatolian Volcanic Province, Turkey) Int. J. Earth Sci., 100, 1967-1985
- Gorbatov, A., Fukao. Y., 2005. Tomographic search for missing link between the ancient Farallon subduction and the present Cocos subduction. Geophys. J. Int. 160, 849-854
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C., Goldstein, S., Ortega-Gutierrez, F., Carrasco-Núñez, G., 2003. Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican volcanic belt: mantle sources, slab contributions and crustal contamination. Geochem. Geophys. Geosyst. 4.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: Bol. SGM, 57,3, 227–283.
- Gómez Tuena, A., Mori, L., Rincón-Herrera, N., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., Iriondo, A., 2008. The origin of a primitive trondhjemitic from the Trans-Mexican Volcanic Belt and its implications for the construction of a modern continental arc. Geology, 36, 471-474
- Gorsline, D.S. and Stewart, R.A., 1962. Benthic marine exploration of Bahia de San Quintin, Baja, California, 1960-1961: marine and Quaternary geology. Pacific Naturalist, 3, 8, 282-319.
- Graettinger, A.H., Valentine, G.A., Sonder, I., Ross, P.S., White, J.D.L., Taddeucci, J., 2014. Maar-diatreme geometry and deposits: Subsurface blast experiments with variable explosion depth. Geochem. Geophys. Geosyst. 15, 3, 740-764.
- Gudmundsson, A., 2011. Deflection of dykes into sills at discontinuities and magma-chamber formation. Tectonophysics, 500, 50-64
- Hare, A.G. and Cas, R.A.F. 2005. Volcanology and evolution of the Werribee Plains intraplate, basaltic lava flow-field, Newer Volcanics Province, southeast Australia. Australian J. Earth Sci., 52:1, 59-78, DOI: 10.1080/08120090500100051
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E. 1985a. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. J Volcanol Geoth Res., 25, 105-124

- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E. 1985b. A compilation of location, size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, central Mexico. *Geofis Int* 24, 4, 577–608
- Hasenaka T, Carmichael I.S.E. 1987. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, Central Mexico: petrology and chemistry. *J Petrol* 28, 2, 241–269.
- Herrero, E., Pal., S., 1978. Paleomagnetic study of Sierra de Chichinautzin. *Geof. Int.*, 17, 167-180.
- Hooper, D.M., 1995, Computer-simulation models of scoria cone degradation in the Colima and Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Mexico: *Geof. Int.*, 34, 321–340.
- Hooper, D.M., Sheridan, M.F., 1998. Computer-simulation models of scoria cone degradation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 83, 3–4, 241–267.
- Hyodo, M. y Kitaba, I. 2015. Timing of the Matuyama–Brunhes geomagnetic reversal: Decoupled thermal maximum and sea-level highstand during Marine Isotope Stage 19. *Quat. Inter.* 383. 10.1016/j.quaint.2015.01.052.
- Innocenti.F., Mazzuoli, G., Pasquare, F., Radicati Di Brozola F., Villari, L. 1975. The Neogene calc-alkaline volcanism of Central Anatolia: geochronological data on Kayseri-Niğde area. *Geol. Mag.*, 112, 349-360
- Irvine, T.N. y Baragar W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Ca., J. Earth Sci.*; 8, 523-548
- Ivanov, A.V., Boven, A.A., Brandt, S.B., Brandt, I.S., Rasskazov, S.V. 2003. Achievements and Limitations of the K-Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Methods: What's in It for Dating the Quaternary Sedimentary Deposits? International Symposium - Speciation in Ancient Lakes, SIAL III – Irku
- Jaimes-Viera, M.C., Martin Del Pozzo, A.L., Layer, P.W., Benowitz, J.A., Nieto-Torres, A. 2018. Timing the evolution of a monogenetic volcanic field: Sierra Chichinautzin, Central Mexico, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.03.013>
- Jicha, B.R, y Singer, B.S. 2006. Volcanic history and magmatic evolution of Seguam Island, Aleutian Islan arc, Alaska, *GSA Bull*, 118, 7/8, 805-822. doi: 10.1130/B25861
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A., 1990. Neotectonics in Central Mexico. *Phys. Earth Planet. Inter.* 64, 187–210.
- Kakubuchi, S., Nagao, T., and Nagao, K., 2000. K-Ar ages and magmatic history of the Abu Monognetic Volcano Group. *Jap. Mag Min. Petrol Sci*, 29, 191-198
- Kereszturi, G., Németh, K., Csillag, G., Balogh, K., Kovács, J., 2011. The role of external environmental factors in changing eruption styles of monogenetic volcanoes in a Mio/Pleistocene continental volcanic field in western Hungary. *J Volcanol Geotherm Res* 201, 1–4, 227–240

- Kereszturi, G., Németh, K. 2012. Monogenetic basaltic volcanoes: genetic classification, growth, geomorphology and degradation. In: Németh K (ed) Updates in volcanology—new advances in understanding volcanic systems. In Tech Open, Rijeka, Croatia, 3–89
- Kereszturi, G., Csillag, G., Németh, K., Sebe, K., Balogh, K., Jáger, V., 2010. Volcanic architecture, eruption mechanism and landform evolution of a Plio/Pleistocene intracontinental basaltic polycyclic monogenetic volcano from the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. *Cent. Eur. J. Geosci.* 2, 3, 362–384. doi.org/10.2478/v10085-010-0019-2.
- Kermode, L., 1992. Geology of the Auckland urban area. Scale 1: 50,000. Institute of Geological and Nuclear Sciences Geological Maps 2. Institute of Geological and Nuclear Sciences, Lower Hutt, New Zealand 1–63
- Kirianov, V.Y., Koloskov, A.B., De la Cruz, S., Martin Del Pozzo, A.L., 1990. The major stages of manifestation of recent volcanism in the Chichinautzin zone. *USSR Academy of Sciences, Geological series* 311, 432-434.
- Kiyosugi, K., Connor, C.B., Zhao, D., Connor, L.J., Tanaka, K., 2010. Relationships between volcano distribution, crustal structure, and P-wave tomography: an example from the Abu Monogenetic Volcano Group, SW Japan. *Bull. Volcanol.* 72:331–340 DOI 10.1007/s00445-009-0316-4
- Lanphere, M. A, and Dalrymple, G. B. 2000, First-Principles Calibration of  $^{38}\text{Ar}$  Tracers: Implications for the Ages of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Fluence Monitors. U.S. Geological Survey Professional Paper 1621
- Layer, P.W., Macias, 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, 1, 1951
- Layer, P.W., Hall, C.M. & York, D., 1987. The derivation of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra of single grains of hornblende and biotite by laser step heating, *Geophys. Res. Lett.*, 14, 757-760.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckinson, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali–silica diagram. *J Petrol* 77:24–37
- Le Corvec, N., Menand, T., and Lindsay, J. 2013a, Interaction of ascending magma with pre-existing crustal fractures in monogenetic basaltic volcanism: an experimental approach, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 118, 968–984, doi:10.1002/jgrb.50142.
- Le Corvec N, Spoerli KB, Rowland J, Lindsay J., 2013b. Spatial distribution and alignments of volcanic centers: clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth Sci Rev* 124, 96–114
- Lindsay, J., and Leonard, G., 2007, Volcanic Hazard Assessment for the Auckland Volcanic Field: State of the Play: *Geol. Soc. New Zealand Misc Pub* 123A, 88.
- Lindsay, J., Leonard, G.S., Smid, E.R., Hayward, B.W., 2011. Age of the Auckland volcanic field: a review of existing data. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 54, 4, 379-401

- López-Hernández, A., Castillo-Hernández, D., 1997. Exploratory drilling at Aocolco, Puebla, Mexico: A hydrothermal system with only nonthermal manifestations. *TrGRC*. 21, 429-433.
- López-Infanzón, M., 1991. Petrologic Study of Volcanic Rocks from the Chiconquiaco–Palma Sola Area, Central Veracruz, Mexico. MS thesis, Tulane University, New Orleans, LA.
- Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M., Urrutia-Fucugauchi, J., 1993. Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco Lake, central Mexico. *Quat. Res.* 40, 3, 332-342.
- Lozano–Santa Cruz, R., Verma, S.P., Girón, P., Velasco, F., Morán, D., Viera, F., Chávez, G., 1995, Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas: *Actas INAGEQ*, 1, 203–208.
- Lugo-Hubb, J., Mooser, F., Pérez-Vega, A., Zamorano-Orozco, J., 1994, Geomorfología de la Sierra de Santa Catarina, D.F., México: *Rev. Mex. Cienc. Geol.*, 11, 43–52.
- Luhr, J. F., Aranda-Gómez, J. J., Housh, T. B., 1995, San Quintín Volcanic Field, Baja California Norte, México: *Geology, Petrology and Geochemistry: J. Geophys. Res.*, 100, B7, 10353-10380.
- Lynch, D.J., 1981. Genesis and geochronology of alkaline volcanism in the Pinacate volcanic field, northwestern Sonora, México. Ph.D. Thesis, Univ. Arizona, Tucson, 250 p.
- Magill, C.R., McAneney, K.J., and Smith, I.E.M., 2005, Probabilistic assessment of vent locations for the next Auckland volcanic field event: *Mathematical Geology*, 37, 227–242, doi: 10.1007/s11004-005-1556-2
- Martí, J., Mallarach, M., 1987. Erupciones hidromagmáticas en el volcanismo cuaternario de Olot (Girona). *Est. Geol.* 43, 31–40. doi.org/10.3989/egeol.87431-2568
- Martin, U., Németh, K., 2006. How Strombolian is a “Strombolian” scoria cone? Some irregularities in scoria cone architecture from the Transmexican Volcanic Belt, near Volcán Ceboruco (Mexico), and Al Haruj (Libya). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 155, 1–2, 104–118.
- Martin Del Pozzo, A.L., 1982, Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico: *Bull Volcanol*, 45, 9–24.
- Martin Del Pozzo, A.L., 1990 *Geoquímica y Paleomagnetismo de la Sierra Chichinautzin. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México*, 235.
- Martin Del Pozzo, A.L., Córdoba, C., López, J., 1997. Volcanic impact on the southern basin of Mexico during the Holocene. *Quat. Int.* 43r44, 181–190.
- Martínez-Serrano, R., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, M.S., Hernández-Treviño, T., Morales-Contreras, J.J., Macías, J.L., 2004. Sr, Nd and Pb isotope and geochemical data

- from the Quaternary Nevado de Toluca volcano, a source of recent adakitic magmatism, and the Tenango Volcanic Field, Mexico. *J Volcanol Geoth Res*, 138, 77– 110.
- Márquez, A., Verma, S.P., Anguita, F., Brandle, J.L., y Oyarzum, R., 1999, Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin– extension at the front of the central Trans-Mexican Volcanic Belt: *J Volcanol Geoth Res*, 93, 125-150.
- Márquez, A., De Ignacio, C. 2002. Mineralogical and geochemical constraints for the origin and evolution of magmas in Sierra Chichinautzin, Central Mexican Belt. *Lithos*, 62, p. 35-62.
- Mazzarini, F., Ferrari, L., Isola, I., 2010. Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacán-Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 486, 55–64.
- McDougall, I., Harrison, T.M., 1999. *Geochronology and Thermochronology by the <sup>40</sup>Ar/ <sup>39</sup>Ar method*, 2nd ed. Oxford University Press, New York. 269.
- McDougall, I., Allsopp, H. L. and Chamalaun, F. H. 1966. Isotopic dating of the Newer Volcanics of Victoria, Australia, and geomagnetic polarity epochs. *J. Geophys. Res.*, 71, 6107 – 6118
- McGetchin, T. R., Settle, M. and Chouet, B. H. 1974. Cinder cone growth modeled after Northeast crater, Mt. Etna, Sicily. *J. Geophys. Res.* 79, 32, 57-72.
- Menand, T., Daniels, K.A., Benghiat, P. 2010. Dyke propagation and sill formation in a compressive tectonic environment. *J. Geophys. Res.*, 115, B8, B08201, doi:10.1029/ 2009jb006791.
- Merrihue, C., Turner, G. 1966. Potassium–argon dating by activation with fast neutrons *J. Geophys.Res.*, 71, 2852-2857
- Meriggi, L., Macias, J.L., Tommasini, S., Capra, L., Conticelli, S., 2008. Heterogeneous magmas of the Quaternary Sierra Chichinautzin volcanic field (central Mexico): the role of an amphibole-bearing mantle and magmatic evolution processes. *Rev. Mex. Cienc. Geol.*, 25, 2, 197-216
- Molloy, C., Shane, P., and Augustinus, P. 2009. Eruption recurrence rates in a basaltic volcanic field based on tephra layers in maar sediments: Implications for hazards in the Auckland volcanic field. *Geol Soc Am Bull*, 121, 11-12, 1666-77.
- Mooser, F., 1969. The Mexican volcanic belt: structure and development. Formation of fractures by differential crustal heating, *Pan American Symp. On the Upper Mantel*, 15–22.
- Mooser, F., 1967. Tefracronología de la Cuenca de México para los últimos treinta mil años. *Boletín INAH*, 30, 12-15.
- Mooser, F., Nairn, A.E.M., and Negendank, J.F.W., 1974. Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII, a paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico: *Geol. Rund.*, 63, 451-483.



- Morales, J., A. Goguitchaichvili and J. Urrutia-Fucugauchi, 2001. A rock-magnetic and paleointensity study of some Mexican volcanic lava flows during the Latest Pleistocene to the Holocene. *Earth Planets Sp*, 53, 839–902.
- Moufti, M.R., Moghazi, A.M., Ali, K.A., 2013a.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of the Neogene-Quaternary Harrat Al-Madinah intercontinental volcanic field, Saudi Arabia: implications for duration and migration of volcanic activity. *J. Asian Earth Sci.* 62, 253–268
- Nakamura, K., 1975. Volcano structure and possible mechanical correlation between volcanic eruptions and earthquakes (en Japonés con resumen en inglés), *Bull. Volcanol. Soc. Jpn.*, 20, Spec, Issue, S229- S240,
- Nakamura, K., 1986. Volcanology and the plate tectonics (en Japonés con resumen en inglés), *Bull. Volcanol. Soc. Jpn.*, 30, Spec. Issue, S1-S16,.
- Nelson, S.A., 2018. Petrology course. *Earth & Environmental Sciences* 212, Lagniappe. <http://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/intro&textures.htm>
- Nelson, S., González-Caver, E. 1992. Geology and K-Ar dating of the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico. *Bull Volcanol.* 55, 1, 85-96. Doi: 10.1007/BF00301122
- Németh, K., 2010, Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism, in Cañón-Tapia, E., and Szakács, A., eds., *What Is a Volcano?* GSA Sp. P. 470, 43–66, doi: 10.1130/2010.2470(04).
- Németh, .K, Haller, M.J., Siebe, C. 2011. Maars and scoria cones: the enigma of monogenetic volcanic fields. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 201, 1–4, V–VIII
- Németh, K., and Kereszturi, G. 2015. Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*. 104:2131–2146. doi: 10.1007/s00531-015-1243-6
- Nixon, G.T., 1982. The relationship between quaternary volcanism in Central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93, 514–523.
- Norini, G., Gropelli, G., Lagmay, A.M.F., Capra, L., 2006, Recent left-oblique slip faulting in central Trans-Mexican Volcanic Belt: Seismic hazard and geodynamic implications: *Tectonics*, 25.
- Notsu, K., Fujitani, T., Ui, T., Matsuda, J., Ercan, T. 1995. Geochemical features of collision-related volcanic rocks in central and eastern Anatolia, Turkey *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 64,171-192
- O'Sadnick, L.G., Reid, M.R., Cline, M.L., Cosca, M.A., Kuscu, G. 2013. Linear diffusion model dating of cinder cones in Central Anatolia, Turkey. AGU Fall Meeting, San Francisco, USA, Abstracts.
- Ortega-Guerrero, B., Newton, A.J., 1998. Geochemical characterization of Late Pleistocene and Holocene tephra layers from Basin of Mexico, Central Mexico. *Quat. Res*, 50, 90-106
- Ortega-Guerrero, B., Lozano-García, S., Herrera-Hernández, D., Caballero, M., Beramendi-Orosco, L., Bernal, J.P., Torres-Rodríguez, E. and Avendaño-Villeda, D. 2017. Lithostratigraphy and

- physical properties of lacustrine sediments of the last ca. 150 kyr from Chalco basin, central México. *J. South American Earth Sci.* 79, 507-524
- Ownby, S.E., Lange, R.A., Hall, C.M. 2008. The eruptive history of the Mascota volcanic field, western Mexico: Age and volume constraints on the origin of andesite among a diverse suite of lamprophyric and calc-alkaline lavas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 177 (2008) 1077–1091
- Pardo, M., Suarez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 100, B7, 12357–12373.
- Pasquaré, G., Garduño, V.H., Tibaldi, A., and Ferrari, L., 1988. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: Tectonophysics, 146, 353–364, doi: 10.1016/0040-1951(88)90099-6.
- 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. *Geophys. Res. Lett.* 35, L18303.
- Porter, S.C., 1972. Distribution, morphology and size frequency of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 3607–3612.
- Price, R.C., Gray, C.M. and Frey, F.A. 1997. Strontium isotopic and trace element heterogeneity in the plains basalts of the Newer Volcanic Province, Victoria, Australia. *Geochim Cosmochim Acta* 61, 171 – 192.
- Re, G., White, J.D.L., Ort, M.H. 2015. Dikes, sills, and stress-regime evolution during emplacement of the Jagged Rocks Complex, Hopi Buttes Volcanic Field, Navajo Nation, USA. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 295, 65–79.
- Renne, P.R., Mundil, R., Balco, G., Min, K., Ludwig, K., 2010, Joint determination of  $^{40}\text{K}$  decay constants and the  $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$  for the Fish Canyon sanidine standard and improved accuracy for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology: *Geochim Cosmochim Acta*, 74, 5349–5367.
- Renne, P. R., Deino, A. L., Walter, R. C., Turrin, B. D., Swisher, C. C., Becker, T. A., Curtis, G.H., Sharp, W.D., and Jaouni, A. R., 1994, Intercalibration of astronomical and radioisotopic time. *Geology*, 22, 9, 783-786.
- Renne, P.R., Sharp, W.D., Deino, A. L., Orsi, G., Civetta, L. 1997.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dating into the Historical Realm: Calibration Against Pliny the Younger. *Science*. 277, 1279. Doi: 10.1126/science.277.5330.1279
- Riedel, C., Ernst, G.G.J., Riley, M., 2003. Controls on the growth and geometry of pyroclastic constructs. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 127, 1–2, 121–152.
- Rutherford, M.J., Hill, P.M. 1993. Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980–1986 Mount St. Helens eruptions. *J. Geophys. Res.*, 98, 19667–19685.

- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J.L., 2005. Geochemical Evidence for Mantle Origin and Crustal Processes in Volcanic Rocks from Popocatepetl and Surrounding Monogenetic Volcanoes, Central Mexico. *J. Petrol.*, 46, 6, 1243-1282
- Schmincke, H.-U., Mertes, H., 1979. Pliocene and Quaternary volcanic phases in the Eifel volcanic field. - *Naturwiss.* 66, 614-615.
- Schmincke, H.U., Lorenz, V., Seck, H.A. 1983. *The Quaternary Eifel Volcanic Fields*. Springer, Berlin.
- Siebe, C., Sergio, S., Arana-Salinas, L., Macías, J.L., Gardner, J., Bonasia, R. 2017. The ~23,500y <sup>14</sup>C BP White Pumice Plinian eruption and associated debris avalanche and Tochimilco lava flow of Popocatepetl volcano, México. *J Volcanol Geoth Res.* 66-95.
- Siebe, C., Macías, J.L., 2004, Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field: Field Guide, Penrose Conference, Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism, January 2004, State of Puebla, México: Boulder, Colorado, GSA., 77. 253-329
- Siebe, C., Arana-Salinas, L., Abrams, M., 2005. Geology and radiocarbon ages of Tlálóc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México: *J Volcanol Geoth Res*, 141, 225–243.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P. Abrams, M. 2004. Geochemistry, Sr–Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *J Volcanol Geoth Res*, 130, 197–226
- Siebe, C., 2000, Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico City: *J Volcanol Geoth Res*, 104, 45–64.
- Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Rodríguez, S., Castro, R., 1997, Catastrophic Prehistoric eruptions at Popocatepetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdan-Oriental Basin, East-Central Mexico (field trip guidebook), en *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI) General Assembly: Puerto Vallarta, Jalisco, México, IAVCEI*, 19–24.
- Siebert, L., Carrasco-Núñez, G. 2002. Late Pleistocene to precolumbian behind-the-arc mafic volcanism in the Eastern Mexican Volcanic Belt; implication for future hazards. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 115, 179-205.
- Singh, S.K., Pardo, M. 1993. Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 1483-1486.
- Smith, P.E., Evensen, N.M., York, D., Szatmari, P. Olivera, D.C. 2001. Single crystal <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar dating of pyrite: No fool's clock. *Geology*, 29, 403–406.
- Smith, I.E.M. and Németh, K. 2017. Source to surface model of monogenetic volcanism: a critical review. From: Németh, K.; Carrasco-Núñez, G.; Aranda-Gómez, J. J. y Smith, I. E. M. (eds)

- Monogenetic Volcanism. Geological Society, London, Special Publications, 446, <https://doi.org/10.1144/SP446.1>
- Sohn, Y.K., Cronin, S.J., Brenna, M., Smith, I.E.M., Nemeth, K., White, J.D.L., Murtagh, R.M., Jeon, Y.M., Kwon, C.W., 2012. Ilchulbong tuff cone, Jeju Island, Korea, revisited: A compound monogenetic volcano involving multiple magma pulses, shifting vents, and discrete eruptive phases. *Geol. Soc. Am. Bull.* 124, 3-4, 259–274.
- Steiger, R.H., Jager, E. 1977. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Letts.* 36, 3, 359-362.
- Straub, S. M., LaGatta, A. B., Martin Del Pozzo, A. L., and Langmuir, C. H. 2008. Evidence from high-Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite source for orogenic andesites from the central Mexican Volcanic Belt, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q03007, doi:10.1029/2007GC001583.
- Suárez, G., Monfret, T., Wittlinger, G., David, C. 1990. Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, Mexico. *Nature*, 345, 336-338. doi.org/10.1038/345336a0
- Tanaka, K.L., Shoemaker, E.M., Ulrich, G.E. and Wolfe, E.W. 1986. Migration of Volcanism in the San-Francisco Volcanic Field, Arizona. *GSA Bull.*, 97, 129–141.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Del Castillo, L., 1977. Un modelo del Eje Neovolcánico Mexicano. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 38, 18-28.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1995. Constraints on Brunhes low-latitude paleosecular variation-Iztaccíhuatl stratovolcano, basin of Mexico., *Geof. Int.*, 34, 3, 253-262.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Martin Del Pozzo, A.L., 1993. Implicaciones de los datos paleomagnéticos sobre la edad de la Sierra de Chichinautzin, cuenca de México. *Geofis Int*, 32, 3, 523-533
- Urrutia-Fucugauchi, J, Lozano-García, S, Ortega-Guerrero, B, Caballero-Miranda, M, Hansen, R, Böhnell, H and Negendank, J, F, W. 1994. Paleomagnetic and palaeoenvironmental studies in the southern basin of Mexico-I. Volcanosedimentary sequence and basin structure of Chalco lake. *Geofis Int*, 33, 3, 421-430.
- Uto, K., and Koyaguchi, T., 1987, K-Ar Ages of Three Alkaline Basalts from the Abu Monogenetic Volcano Group, Southwest Japan: *Bull. Vol. Soc. Japan*, 32, 263-267
- Valentine, G.A., Perry, F.V., 2007. Tectonically controlled, time-predictable basaltic volcanism from a lithospheric mantle source (central Basin and Range Province, USA). *Earth Planet. Sci. Letts.* 261,201–216.doi:10.1016/j.epsl.2007.06.029
- Van den Hove, J., Grose, L., Betts, P.G., Ailleres, L., Van Otterloo, J., Cas, R.A.F. 2017. Spatial analysis of an intra-plate basaltic volcanic field in a compressional tectonic setting: South-eastern Australia. *J Volcanol Geoth Res*, 335, 35–53

- Velasco-Tapia, F., Verma, S.P., 2001. Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra Chichinautzin: análisis de información y perspectivas. *Rev. Mex. Cienc. Geol*, 18, 1, 1-36
- Velasco-Tapia, F., 2003 Procesos de evolución magmática en la Sierra de Chichinautzin, Cinturón Volcánico Mexicano. *Ciencia UANL*, VI, 1, 45-52
- Verma, S. 2000, Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction unrelated mafic volcanism at the front of the central Mexican Volcanic Belt. *Geol S Am S*, 334: 1–28.
- Vidal-Solano, J. R., Paz, F. A., Demant, A. 2005. Caracterización y cronología del evento volcánico terciario pre-pinacate, campo El Pinacate, Noroeste de Sonora, México. 18 y 19. 117-140
- Vidal-Solano, J.R., Demant, A., Paz-Moreno, F.A., Lapierre, H., Ortega-Rivera, M.A., Lee, J.K.W. 2007. Insights into the tectonomagmatic evolution of NW Mexico. Geochronology and geochemistry of the Eocene volcanic sequences from the Pinacate area (Sonora). *GSA Bull.* 120, 5-6, 691-708
- Walker, G.P.L. 1969. The breaking of magma. *Geol Mag* 106:166–173
- Wallace, P.J., Carmichael, I.S.E., 1999, Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: Implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions: *Contrib. Mineral. Petrol.* 135, 291–314.
- Wellman, P., McDougall, I., 1974. Cenozoic igneous activity in eastern Australia. *Tectonophysics* 23, 1–2, 49–65.
- White, J.D.L., 1991, Maar-diatreme phreatomagmatism at Hopi Buttes, Navajo Nation (Arizona), USA: *Bull Volcanol*, 53, 239–258, doi: 10.1007/BF00414522.
- White, W.M. *Isotope Geochemistry*. 2007. New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore: John Wiley & Sons. 800 pp.
- White, J.D.L., Ross, P.-S., 2011. Maar-diatreme volcanoes; a review. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 201, 1–4, 1–29.
- Williams, H., 1950, Volcanoes of the Paricutin region: *United States Geological Survey Bulletin*, 965B, 165–279.
- Williams, W. J. W., 1999, Evolution of Quaternary intraplate mafic lavas detailed using  $^3\text{He}$  surface exposure and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating, and elemental and He, Sr, Nd, and Pb isotopic signatures; Potrillo volcanic field, New Mexico, U.S.A. and San Quintin volcanic field, Baja California Norte, Mexico: El Paso, Texas, University of Texas, PhD Thesis, 195 p.
- Wood, C.A., 1980, Morphometric evolution of cinder cones: *J Volcanol Geoth Res*, 7, 387–413
- Woodford, A.O., 1928, The San Quintín volcanic field, Lower California: *Am. J. Sci.*, 15, 337–345.

- Yamamoto, J., Mota, R., 1988, La secuencia de temblores del Valle de Toluca, México, de agosto 1980: *Geof. Int.*, 27, 279–298.
- York, D., Hall, C.M., Yanase, Y., Hanes, J.A. & Kenyon, W.J., 1981,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of terrestrial minerals with a continuous laser. *Geophys. Res. Lett.*, 8, 1136-1138.
- Zamora-Camacho, A., Espíndola, V.H., Pacheco, J.F., Espíndola, J.M., Godínez, M.L. 2010. Crustal thickness at the Tuxtla volcanic field (Veracruz, Mexico) from receiver functions. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 182, 1-9.
- Zimanowski, Bernd, Büttner, R., Lorenz, V., Häfele, H.G. 1997. Fragmentation of basaltic melt in the course of explosive volcanism. *J Geophys Res.*, 102, B1, 803-814.