



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**  
**INSTITUTO DE GEOFÍSICA**  
**GEOFÍSICA DE LA TIERRA SÓLIDA – VULCANOLOGÍA**

**RE-EVALUACIÓN DEL ESTILO ERUPTIVO Y EDAD DE LOS VOLCANES  
CHICHINAUTZIN, GUESPALAPA Y TEXCAL (CENTRO DE MÉXICO)**

**TESIS**

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**PRESENTA:**

**LAURA SOFIA ORTIZ BLANCO**

**TUTORA PRINCIPAL**

**DRA. MARIE-NOËLLE GUILBAUD**  
**INSTITUTO DE GEOFÍSICA (UNAM)**

**MIEMBROS DEL JURADO**

**DR. JOSÉ LUIS ARCE SALDAÑA**  
**INSTITUTO DE GEOLOGÍA (UNAM)**

**DR. JESÚS ALCALÁ REYGOSA**  
**FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS (UNAM)**

**DRA. JULIE ROBERGE**  
**INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL**

**DR. BENJAMIN VAN WYK DE VRIES**  
**UNIVERSITÉ CLERMONT AUVERGNE (FRANCIA)**

**CIUDAD DE MÉXICO, OCTUBRE DE 2022**



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

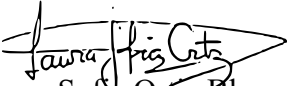
**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## DECLARACIÓN DE ÉTICA ACADÉMICA

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificados, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparece debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.



Laura Sofia Ortiz Blanco

## AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología (CONACYT) por la beca de maestría que me fue otorgada. A la Dirección General de Asuntos del Personal Académico de la UNAM por el proyecto UNAM-DGAPA-PAPIIT IN103421 atribuido a la Dra. Marie-Noëlle Guilbaud y al CONACYT por el proyecto A1-S-21156 titulado “Estimación de la tasa de producción del isótopo cosmogénico  $^{36}\text{Cl}$  y datación de relieves volcánicos jóvenes en dos campos monogenéticos: Sierra Chichinautzin y Pinacate (México)” asignado al Dr. Jesús Alcalá Reygosa, que permitieron financiar esta investigación.

A los institutos de Geofísica y Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México por su apoyo institucional y logístico. A Sergio Salinas por su apoyo en campo para la colección de muestras para análisis químico y la toma de fotografías y videos por dron. Al Dr. Dante Morán por su apoyo para el uso del microscopio Zeiss Axio del Laboratorio de Microscopia Electrónica empleado para la captura de las fotografías de las láminas delgadas.

Especialmente agradezco a la Dra. Marie-Noëlle Guilbaud por su apoyo incondicional, su confianza, su disposición y sus valiosas enseñanzas a lo largo de todo el proceso.

Agradezco también a los doctores Jesús Alcalá Reygosa, José Luis Arce Saldaña, Julie Roberge y Benjamin van Wyk de Vries quienes enriquecieron el presente documento con sus observaciones y aportes.

A mis padres, a mi hermana y a mi familia por su cariño. A mis compañeros Jorge Enrique Ruiz, Francisco Muñoz, Néstor Cano y Hugo Alberto Jiménez por sus consejos, su compañía y su amistad.

## Índice de contenido

<b>1. Introducción</b> .....	<b>1</b>
1.1. JUSTIFICACIÓN .....	1
1.2. HIPÓTESIS .....	2
1.3. OBJETIVO GENERAL.....	2
1.4. OBJETIVOS PARTICULARES.....	3
<b>2. Marco teórico</b> .....	<b>4</b>
2.1. VULCANISMO.....	4
2.1.1. GENERACIÓN Y ERUPCIÓN DE LOS MAGMAS TERRESTRES .....	4
2.1.2. VULCANISMO MONOGENÉTICO .....	4
2.1.3. TIPOS DE VOLCANES Y GEOFORMAS EN CAMPOS MONOGENÉTICOS .....	5
2.2. MÉTODOS DE FECHAMIENTO .....	11
2.2.1. DATACIÓN POR <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar.....	11
2.2.2. DATACIÓN POR <sup>14</sup> C .....	12
2.2.3. DATACIÓN POR <sup>36</sup> CL .....	13
2.3. GEOPATRIMONIO .....	14
<b>3. Contexto geológico y problemática</b> .....	<b>15</b>
3.1. EL CINTURÓN VOLCÁNICO TRANSMEXICANO.....	15
3.2. EL CAMPO VOLCÁNICO DE LA SIERRA CHICHINAUTZIN .....	15
3.2.1. ESTRATIGRAFÍA .....	17
3.2.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	18
3.2.3. GEOQUÍMICA .....	18
3.3. CHICHINAUTZIN, GUESPALAPA Y TEXCAL: TRABAJOS PREVIOS Y CONTROVERSIA.....	18
3.3.1. GEOCRONOLOGÍA .....	21
<b>4. Metodología</b> .....	<b>25</b>
4.1. CARTOGRAFÍA Y DESCRIPCIÓN MORFOLÓGICA.....	25
4.2. CAMPAÑAS DE CAMPO.....	26
4.3. GEOCRONOLOGÍA .....	27
4.3.1. FECHAMIENTO POR <sup>36</sup> CL .....	27
4.3.2. FECHAMIENTOS POR RADIOCARBONO .....	30
4.4. GEOQUÍMICA.....	33
4.5. TRABAJO DE LABORATORIO .....	34
<b>5. Resultados</b> .....	<b>35</b>
5.1. CARTOGRAFÍA Y DESCRIPCIÓN MORFOLÓGICA.....	35
5.1.1. VOLCÁN CHICHINAUTZIN .....	37
Zona fuente .....	39
Unidades lávicas .....	42
5.1.2. VOLCÁN GUESPALAPA .....	51
Zona fuente .....	52
Unidades lávicas .....	56

5.1.3. VOLCÁN TEXCAL.....	60
Zona fuente.....	61
Unidad lávica.....	63
<b>5.2. GEOCRONOLOGÍA .....</b>	<b>67</b>
<b>5.3. GEOQUÍMICA.....</b>	<b>70</b>
5.3.1. LAVAS Y BALÍSTICOS.....	70
5.3.2. DEPÓSITOS DE CAÍDA.....	75
Depósito de caída en los sitios CHIC-15 y CHI-02.....	75
Depósito de caída sobre el volcán La Cima .....	76
<b>5.4. MINERALOGÍA Y PETROGRAFÍA .....</b>	<b>79</b>
5.4.1. VOLCÁN TEXCAL.....	79
5.4.2. VOLCÁN GUESPALAPA .....	80
5.4.1. VOLCÁN CHICHINAUTZIN.....	81
<b>6. Discusión.....</b>	<b>84</b>
<b>6.1. RESOLUCIÓN DE LA CONTROVERSIA SOBRE LA EXISTENCIA DEL VOLCÁN TEXCAL.....</b>	<b>84</b>
<b>6.2. ESTRUCTURAS EN LA FUENTE Y RELACIÓN CON LA TECTÓNICA REGIONAL .....</b>	<b>84</b>
<b>6.3. ESTILO ERUPTIVO EXPLOSIVO Y CAMBIOS SIN-ERUPTIVOS .....</b>	<b>85</b>
<b>6.4. ESTILO DE EMPLAZAMIENTO DE LAS LAVAS .....</b>	<b>87</b>
6.4.1. ESTRUCTURAS LÁVICAS ESPECIALES EN EL VOLCÁN CHICHINAUTZIN .....	90
<b>6.5. TASAS DE EMISIÓN Y DURACIÓN DE LAS ERUPCIONES .....</b>	<b>91</b>
<b>6.6. EDADES DE LOS VOLCANES .....</b>	<b>92</b>
6.6.1. LAS ERUPCIONES MÁS RECIENTES DEL CAMPO VOLCÁNICO DE LA SIERRA CHICHINAUTZIN.	94
<b>6.7. RECONSTRUCCIÓN DE LA ACTIVIDAD.....</b>	<b>95</b>
<b>6.8. IMPLICACIONES PARA PELIGROS Y RIESGOS .....</b>	<b>97</b>
<b>6.9. GEOPATRIMONIO .....</b>	<b>98</b>
<b>7. Conclusiones.....</b>	<b>106</b>
<b>Referencias .....</b>	<b>109</b>
<b>Anexo 1. ....</b>	<b>122</b>
<b>Anexo 2. ....</b>	<b>123</b>
<b>Anexo 3. ....</b>	<b>125</b>
<b>Anexo 4. ....</b>	<b>127</b>
<b>Anexo 5. Caracterización petrográfica.....</b>	<b>130</b>
<b>VOLCÁN TEXCAL .....</b>	<b>131</b>
<b>VOLCÁN GUESPALAPA.....</b>	<b>140</b>
<b>VOLCÁN CHICHINAUTZIN.....</b>	<b>158</b>

## Lista de figuras

<b>Figura 1.</b> Características morfológicas en conos de escoria que tienen incidencia de fracturas en la zona fuente .....	6
<b>Figura 2.</b> Mapa general de ubicación .....	16
<b>Figura 3.</b> Cartografía geológica elaborada por Siebe <i>et al.</i> (2004a) y por Straub <i>et al.</i> (2013a) .....	20
<b>Figura 4.</b> Fotografías de los sitios de muestreo para la obtención de edades por exposición de <sup>36</sup> Cl .....	29
<b>Figura 5.</b> Representación esquemática y fotografías de las secciones estratigráficas levantadas en los sitios donde se colectaron muestras para fechamiento por radiocarbono.....	32
<b>Figura 6.</b> Mapa de los volcanes Chichinautzin, Guespalapa y Texcal.....	35
<b>Figura 7.</b> Mapa geológico de la zona fuente del volcán Chichinautzin .....	39
<b>Figura 8.</b> Morfología en campo de la zona fuente del volcán Chichinautzin .....	41
<b>Figura 9.</b> Mapa geológico del área del volcán Chichinautzin .....	42
<b>Figura 10.</b> Morfología en campo de la unidad lávica C0 .....	44
<b>Figura 11.</b> Morfología en campo del frente de la unidad lávica C1 .....	45
<b>Figura 12.</b> Mapa geológico de las unidades lávicas C0, C1 y C2.....	46
<b>Figura 13.</b> Morfología en campo de la unidad lávica C2 .....	47
<b>Figura 14.</b> Morfología en campo de la unidad lávica C3d .....	49
<b>Figura 15.</b> Mapa geológico de las unidades lávicas C3i y C3d.....	50
<b>Figura 16.</b> Mapa geológico de la zona fuente del volcán Guespalapa .....	52
<b>Figura 17.</b> Morfología en campo de la zona fuente del volcán Guespalapa .....	55
<b>Figura 18.</b> Morfología en campo de las unidades lávicas del volcán Guespalapa.....	57
<b>Figura 19.</b> Mapa geológico en el área del volcán Guespalapa .....	58
<b>Figura 20.</b> Mapa geológico en el área del volcán Texcal.....	61
<b>Figura 21.</b> Morfología en campo de la zona fuente del volcán Texcal.....	63
<b>Figura 22.</b> Características de la zona fuente del volcán Texcal y relación estratigráfica con el volcán Chichinautzin	64
<b>Figura 23.</b> Morfología en campo de la parte media y distal de la unidad lávica emitida por el volcán Texcal .....	65
<b>Figura 24.</b> Resultados de los fechamientos obtenidos empleando los métodos de <sup>36</sup> Cl y <sup>14</sup> C.....	68
<b>Figura 25.</b> Mapa de localización de las muestras con datos de composición química .....	70
<b>Figura 26.</b> Discriminación de todas las muestras con datos de composición química empleando el diagrama de álcalis (Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) vs sílice (SiO <sub>2</sub> ) de Le Bas <i>et al.</i> (1986) y el diagrama ternario AFM: álcalis (Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) - FeO <sub>Total</sub> - MgO, propuesto por Irvine y Baragar (1971) .....	72
<b>Figura 27.</b> Diagramas de variación binarios .....	73
<b>Figura 28.</b> Diagramas de tierras raras y multielementales .....	75
<b>Figura 29.</b> Diagramas de tierras raras, multielemental y binarios empleados para comparar la composición química de las muestras del depósito de caída sobre el volcán La Cima con las muestras del volcán Guespalapa .....	77
<b>Figura 30.</b> Estimación porcentual en volumen de: los componentes (vidrio, microlitos, fenocristales, vesículas) y de los minerales (normalizados al 100%) presentes en las láminas delgadas .....	80
<b>Figura 31.</b> Fotografías en nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) para ilustrar algunas características de los volcanes en lámina delgada.....	81
<b>Figura 32.</b> Edades más recientes reportadas para el Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin.....	95
<b>Figura 33.</b> Reconstrucción de la secuencia de la actividad que dio origen a los volcanes Guespalapa, Texcal y Chichinautzin.....	96
<b>Figura 34.</b> Fotografías de algunos rasgos que pueden potenciar el desarrollo de geoturismo en la zona.....	99
<b>Figura 35.</b> Mapa geológico de los volcanes Chichinautzin, Texcal y Guespalapa sobrepuesto al mapa del terreno de Google ( <i>Google Terrain</i> ), con las rutas de acceso y la ubicación de los posibles geositios.....	102
<b>Figura 36.</b> Contorno de los volcanes Chichinautzin, Guespalapa y Texcal sobrepuesto al mapa del terreno de Google ( <i>Google Terrain</i> ), sobre el cual se muestran las zonas definidas por la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP).....	103

## Índice de tablas

<b>Tabla 1.</b> Fechamientos realizados por el método de radiocarbono con edades recientes.....	23
<b>Tabla 2.</b> Fechamientos realizados por el método de $^{10}\text{Be}$ o $^{36}\text{Cl}$ con edades recientes. ....	24
<b>Tabla 3.</b> Compilación de los datos relevantes del volcán Chichinautzin.....	38
<b>Tabla 4.</b> Compilación de los datos relevantes del volcán Guespalapa.....	51
<b>Tabla 5.</b> Compilación de los datos relevantes del volcán Texcal. ....	60
<b>Tabla 6.</b> Datos de las muestras fechadas por $^{36}\text{Cl}$ , para determinar la edad de los volcanes Texcal y Chichinautzin. 67	
<b>Tabla 7.</b> Datos de radiocarbono obtenidos en paleosuelos para determinar la edad máxima de los volcanes Chichinautzin y Guespalapa .....	69
<b>Tabla 8.</b> Tiempo mínimo estimado para cada erupción.....	92
<b>Tabla 9.</b> Propuesta inicial de geositos en los volcanes Chichinautzin, Texcal y Guespalapa.....	104



## RESUMEN

La Sierra Chichinautzin es un campo volcánico monogénético activo ubicado en el segmento este del Cinturón Volcánico Transmexicano, entre las ciudades de México, Cuernavaca y Toluca. A pesar de su importancia para la evaluación de peligros en esta área densamente poblada, aún existe un debate sobre los límites espaciales, la edad y el estilo eruptivo de tres de los volcanes más recientes del campo: Chichinautzin, Guespalapa y Texcal, que cubren una área amplia (118 km<sup>2</sup>) en el centro del campo. En este trabajo, se analizaron modelos digitales de elevación de alta resolución e imágenes satelitales para realizar una cartografía precisa, la cual se verificó en campo. Para definir las características de cada volcán, también se llevó a cabo un estudio petrográfico y algunos análisis geoquímicos para completar los datos ya publicados. Además, se precisó la edad de estos volcanes realizando nuevas dataciones por radiocarbono (<sup>14</sup>C) y fechamientos mediante el isótopo cosmogénico <sup>36</sup>Cl.

Los datos muestran que estos tres volcanes, a pesar de ser temporal y espacialmente cercanos, tienen distintos estilos eruptivos. El volcán Guespalapa, el más antiguo de los tres, alternó su actividad entre estromboliana a estromboliana violenta (formando cuatro conos de escoria grandes) y efusiva, emitiendo sucesivamente cuatro unidades de lava con morfología diversa (aa, en bloque y pahoehoe). El volcán Texcal, de edad intermedia, desarrolló una actividad de baja explosividad (estilo Hawaiano), construyendo una fila de conos y muros de *spatter* en tres segmentos que alimentaron una unidad de lava tipo pahoehoe de 21 km de longitud, la cual se emplazó por medio de tubos. El volcán Chichinautzin, el más joven, desarrolló una actividad principalmente efusiva, formando un escudo amplio; actividad que fue interrumpida por un episodio estromboliano de corta duración, que formó un cono de escoria pequeño. En este volcán la unidad lávica más antigua, principalmente de tipo pahoehoe, alcanzó la mayor distancia desde la fuente (14 km) y fue cubierta por una serie de unidades de lava aa de menor extensión (< 3 km), que fueron emitidas desde diferentes bocas a lo largo de una fisura.

Estos volcanes emitieron un volumen total de 0.2 km<sup>3</sup> (Guespalapa), 0.4 km<sup>3</sup> (Texcal) y 0.8 km<sup>3</sup> (Chichinautzin), con un tiempo mínimo estimado de erupción de 2 meses (Guespalapa), 19 meses (Texcal) y 28 meses (Chichinautzin). Su composición varía de basáltica (Texcal) a andesita basáltica y andesítica (Guespalapa y Chichinautzin). El volcán Guespalapa se formó en algún momento entre 6292 y 2779 años calibrados antes del presente, mientras que las edades de los volcanes Texcal y Chichinautzin se estiman en 1028±324 años y 1059±333 años, respectivamente,

las cuales representan las edades más jóvenes reportadas en el campo. Finalmente cabe destacar que esta área, todavía muy bien preservada y con paisajes de gran belleza, tiene gran potencial para el desarrollo de geoturismo. Se propone una lista de geositos que podrían integrarse en una propuesta geoturística.

## **ABSTRACT**

The Sierra Chichinautzin is a vast Quaternary monogenetic field located in the eastern sector of the subduction-related Trans-Mexican Volcanic Belt. Three of the Holocene volcanoes of this field: Chichinautzin, Guespalapa and Texcal volcanoes, occur closely in space, between the populous cities of Mexico and Cuernavaca. They have similar chemical composition (basaltic to andesitic), yet they display significant differences in eruptive style, which was inferred from the detailed analysis of high-resolution digital elevation models, complemented with fieldwork and petrographic and geochemical analyses. Radiocarbon dating and in-situ  $^{36}\text{Cl}$  exposure dating techniques were applied to precise the age of these volcanoes.

The activity of Guespalapa volcano, the oldest one, alternated between strombolian to violent strombolian activity which formed four large, partly overlapping scoria cones in an L-shape arrangement, and effusive activity which produced radiating lava units of pahoehoe, aa and block types. Texcal volcano, of intermediate age, displayed a low-intensity explosive activity (Hawaiian), which formed a row of spatter cones and ramparts in three segments that fed a single tube-fed high elongated pahoehoe lava unit emplaced on a slope. The eruption of Chichinautzin volcano, the youngest, was mostly effusive, forming a vast lava shield, which was interrupted by a short strombolian phase that built a small scoria cone along a fissure. Lavas consist of an early, mainly pahoehoe, lava unit that reached the furthest distance from source (14 km), probably fed by the entire fissure segment. Later lavas are short (< 3 km), channeled aa lava units fanning from distinct vents along the fissure.

These three volcanoes cover, in total, a large area (118 km<sup>2</sup>). Bulk erupted volumes range from 0.2 km<sup>3</sup> (Guespalapa) through 0.4 km<sup>3</sup> (Texcal) to 0.8 km<sup>3</sup> (Chichinautzin). Minimum eruption durations are estimated at 2 months (Guespalapa), 19 months (Texcal) and 28 months (Chichinautzin).

The Guespalapa volcano erupted sometime between 6292 and 2779 calibrated years before present, while the ages of Texcal y Chichinautzin volcanoes are estimated in 1028±324 years and 1059±333 years respectively, which are the youngest ages yet published for this field. This very

well-preserved area with beautiful landscapes is of great potential for developing geotourism. We suggest a list of geosites that could be integrated in a geotouristic proposal.

## 1. Introducción

Además de tener un rol muy importante en la evolución de la Tierra, los volcanes han tenido un fuerte impacto sobre la humanidad, es por esto que se han aunado esfuerzos y se sigue trabajando en entender sus peligros asociados, realizando estudios sobre la frecuencia, duración, magnitud y tasas de la actividad volcánica (Siebert *et al.* 2015).

En general, la gran mayoría de erupciones (se estima que cerca del 90%) involucra un volumen pequeño de magma y posee un índice de explosividad volcánica de menos de 3 (Siebert *et al.* 2015). Estas erupciones son usualmente monogenéticas, es decir que ocurren durante un periodo eruptivo corto (de días hasta décadas) y no vuelven a repetirse en el mismo lugar; sin embargo, no por esto son menos complejas. Muchos volcanes monogenéticos presentan distintas fases de actividad, por lo que las erupciones pueden variar de magmáticas a freatomagmáticas e incluso presentar migración del centro de emisión o cambios rápidos en el estilo eruptivo, presentando una alternancia de actividad explosiva y efusiva (Valentine y Connor 2015).

Considerando que la historia eruptiva de estos volcanes de menor tamaño y los campos volcánicos a los que pertenecen puede ser tan compleja como la de un volcán compuesto, es necesario estudiar más detalladamente la actividad en estos campos volcánicos monogenéticos para comprender mejor los peligros asociados (p.ej. Martin y Németh 2006; Németh 2010; Valentine y Connor 2015).

### 1.1. Justificación

En México se tiene evidencia de la formación de al menos 56 volcanes monogenéticos durante el Holoceno, la mayoría de ellos en el Cinturón Volcánico Transmexicano (Macías y Arce 2019), por lo que ésta es un área donde a futuro probablemente se formarán más volcanes, requiriendo de mayores estudios para diseñar estrategias de mitigación del riesgo. Además, varios volcanes basálticos de este tipo presentan morfologías que sugieren procesos eruptivos complejos, con actividad tanto explosiva como efusiva. Sin embargo, estos no han sido estudiados en detalle, en comparación con volcanes más evolucionados.

Este trabajo se centra en los volcanes Chichinautzin, Guespalapa y Texcal que representan casos idóneos para el estudio de la actividad volcánica basáltica reciente en México y su posible impacto, pues poseen productos muy bien preservados y expuestos. Además, están cerca de grandes urbes, lo cual ocasiona riesgos importantes, pero también les da un valor para el desarrollo del

geoturismo, ya que son fácilmente accesibles. A pesar de haber sido estudiados previamente (p.ej. Siebe *et al.* 2004a, b; Espinasa-Pereña y Espinasa 2006; Straub *et al.* 2013a, b; Siebe 2013), existe una controversia sobre la edad, delimitación y relación entre estos tres volcanes, que este trabajo busca resolver, en particular usando nuevos modelos digitales de elevación de alta precisión, complementados con una inspección de límites en campo, así como nuevos datos de edad, junto con estudios petrográficos y geoquímicos de roca total, con el ánimo de contribuir a la caracterización de la actividad y a una mejor evaluación de los peligros en la zona.

Las observaciones realizadas se emplean también para demostrar que el área de estudio es un caso ideal y con gran potencial para desarrollar geoturismo en esta zona, siendo éste un medio que puede ayudar a transmitir el conocimiento científico y generar comunidades más informadas y resilientes ante las erupciones volcánicas (Guilbaud *et al.* 2021).

## 1.2. Hipótesis

El estudio morfológico, geocronológico y mapeo detallado de estos volcanes monogenéticos contribuirá a entender mejor diferentes procesos eruptivos que afectan a los volcanes basálticos monogenéticos en arcos continentales y de esta forma la actividad que se podría esperar a futuro en estas zonas, tal como la formación de fisuras, construcción y destrucción de conos, morfología y estilo de emplazamiento de lavas, así como alternancia de actividad explosiva y efusiva.

Ésta es una zona todavía muy bien preservada y con paisajes de gran belleza, por lo que tiene además un gran potencial para el desarrollo de geoturismo como una estrategia de gestión y sensibilización en beneficio de los pueblos locales y los habitantes de las ciudades cercanas.

## 1.3. Objetivo general

Caracterizar la actividad volcánica y refinar la edad de los volcanes Chichinautzin, Guespalapa y Texcal, mediante su cartografía detallada y un análisis de datos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos, con el propósito de contribuir al estudio de la actividad basáltica reciente en arcos volcánicos, analizar la posible incidencia de esta actividad para la Ciudad de México y evaluar el potencial de la zona para el geoturismo.

#### 1.4. Objetivos particulares

- Realizar una cartografía geológica detallada de los volcanes Chichinautzin, Guespalapa y Texcal, que basada en el análisis de modelos digitales de elevación, datos topográficos e imágenes satelitales y apoyada en observaciones de campo, permita precisar el estilo eruptivo de cada uno de los volcanes y su relación estratigráfica.
- Analizar estos tres volcanes empleando sus características petrográficas y geoquímicas de elementos mayores y trazas, para contribuir a diferenciarlos.
- Determinar la edad de los tres volcanes, mediante dataciones por radiocarbono y  $^{36}\text{Cl}$ , para refinar la historia volcánica del campo.
- Caracterizar las dinámicas eruptivas de estos tres volcanes, considerando sus similitudes y diferencias en el tipo de productos y geoformas, para contribuir a la evaluación del peligro en esta área.
- Evaluar la relevancia de estos volcanes para el geopatrimonio mediante un análisis cualitativo de los valores que estos poseen, además de una propuesta inicial de geositios, con el fin de resaltar el alto potencial de la zona para el geoturismo.

## 2. Marco teórico

### 2.1. Vulcanismo

#### 2.1.1. *Generación y erupción de los magmas terrestres*

La generación de magmas ocurre principalmente mediante la fusión parcial del manto (Winter 2014). La fusión inicia con la acumulación de fases dispersas de fundido en el borde de los granos minerales; si la fusión continúa y existe una interconexión entre el líquido intersticial, el magma acumulado tiende a ascender para equilibrar la presión (Daines y Pec 2015; Martí *et al.* 2016). Sin embargo, solo una pequeña fracción del magma generado logra ascender a la superficie para producir una erupción (Cooper 2017; Putirka 2017). El ascenso del magma en la litosfera es favorecido por la presencia de fracturas en la roca encajonante (Martí *et al.* 2016). En profundidades someras ( $\leq 1-2$  km), el estilo de la erupción (es decir su nivel de explosividad) está controlado por un balance entre factores internos como el contenido de volátiles, la composición química y la viscosidad del magma y factores externos como el régimen tectónico (local y regional), la reología de la roca encajonante y la interacción con agua externa (p.ej. Kereszturi y Németh 2012; Németh y Kereszturi 2015; Cassidy *et al.* 2018). El material puede ser emitido por medio de una sola abertura (boca) o a través de una fisura o grupo de fisuras lineales, aunque la geometría de la zona fuente suele cambiar con el tiempo durante la erupción (Németh 2010). Así, por ejemplo, por una disminución de la tasa de emisión del magma, una erupción inicialmente fisural puede cambiar y restringirse a uno o dos puntos de emisión (Valentine y Perry 2006; Németh 2010).

#### 2.1.2. *Vulcanismo monogenético*

Los campos de volcanes monogenéticos son abundantes en la Tierra (Kereszturi y Németh 2012; Smith y Németh 2017) y también en otros planetas, por lo que representan un tipo de vulcanismo muy común e importante. Un volcán monogenético según Németh y Kereszturi (2015) es aquel generado por una erupción continua (o varias discontinuas), con un volumen acumulado relativamente bajo (típicamente  $\leq 1$  km<sup>3</sup>), derivado de uno o múltiples lotes de magma. Esta actividad ocurre durante periodos de tiempo cortos (típicamente  $\leq 10^2$  años) (Németh y Kereszturi 2015; Smith y Németh 2017). Su composición es variable, por lo que hay campos volcánicos monogenéticos exclusivamente basálticos, pero también existen otros más silícicos (Walker 1993).

Algunos volcanes monogenéticos cubren un rango composicional (Németh 2010; Smith y Németh 2017).

La mayor parte de la información que se tiene sobre los volcanes monogenéticos proviene del estudio de los depósitos de erupciones antiguas (Valentine y Connor 2015). Sin embargo, las erupciones históricas, aunque pocas, son un apoyo importante en las interpretaciones. Dentro de éstas, se destacan las del Parícutin (1943-1952, México), Jorullo (1759-1774, México), Eldefell (1973, Islandia), Tolbachik (1975-1976, Rusia), Navidad (1988-1990, Chile), Nilahue (1955, Chile) y Ukinrek (1977, Alaska) (Valentine y Connor 2015; Smith y Németh 2017). Notablemente, durante el desarrollo de esta tesis ocurrieron dos erupciones de este tipo, una en Islandia (Fagradalsfjall, del 19 de marzo al 18 de septiembre de 2021) y otra en las Islas Canarias (La Palma, del 19 de septiembre al 13 de diciembre de 2021) (Comité Científico PEVOLCA 2021; Global Volcanism Program 2021a, b).

### *2.1.3. Tipos de volcanes y geoformas en campos monogenéticos*

El vulcanismo monogenético puede generar diferentes tipos de edificios tales como muros y conos de *spatter*, conos de escoria, anillos de toba, maares y conos de toba (Németh y Kereszturi 2015). Esta tesis se concentra en la actividad de tipo “seca”, que ocurre sin interacción del magma con agua externa, por lo cual solo se describirán sus geoformas asociadas.

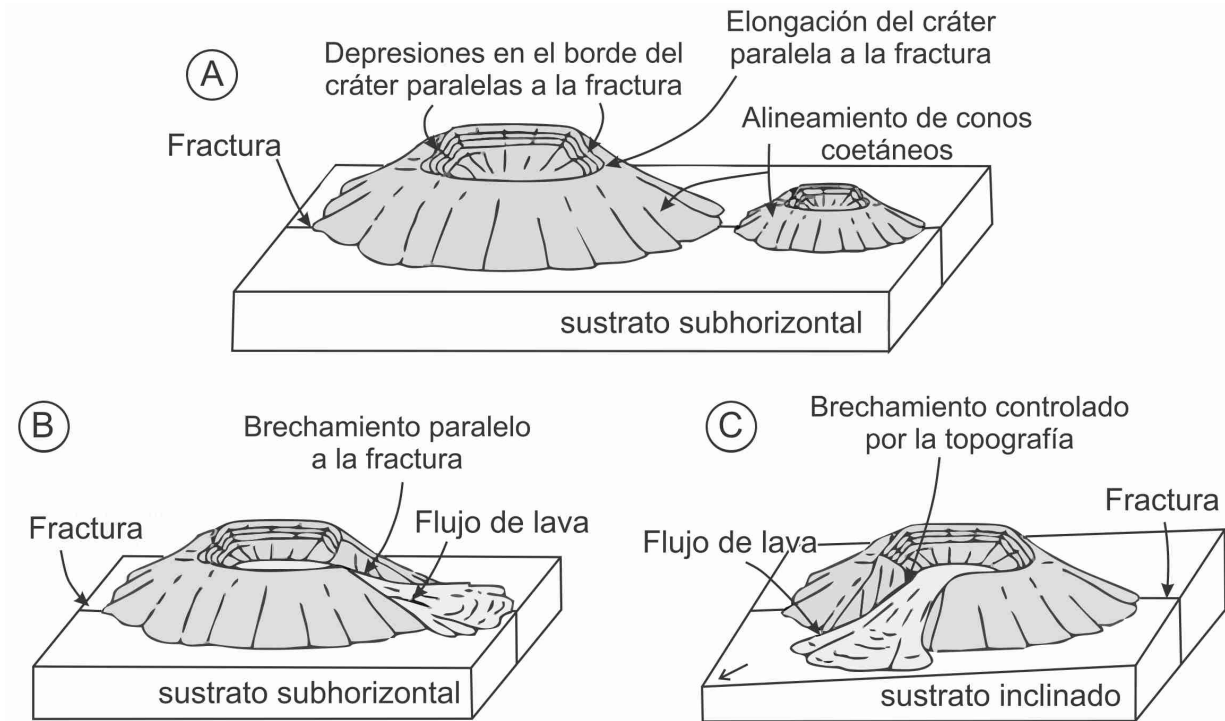
#### *Conos de escoria o conos cineríticos*

Son las geoformas más comunes en volcanes monogenéticos (Wood 1980; Siebert *et al.* 2015; Valentine y Connor 2015). Resultan de una actividad explosiva de baja o mediana magnitud (Wood 1980; Valentine y Connor 2015). Los edificios están conformados por fragmentos de diversos tamaños (ceniza, lapilli y bombas), que al caer de forma radial alrededor del punto de emisión desarrollan geoformas cónicas de poca altura (de 50 m hasta 300 m), con un cráter central, un diámetro basal variable y pendientes de  $\sim 33^\circ$  (ángulo de reposo de la escoria suelta) (Winter 2014; De Silva y Lindsay 2015).

Los conos son frecuentemente asimétricos y esto puede relacionarse con la acción del viento en una dirección preferencial, una migración de la boca de emisión, la incidencia de fisuras en la zona fuente o modificaciones por emisión de lavas (Winter 2014; De Silva y Lindsay 2015). En zonas con una topografía previa relativamente suave ( $< 9^\circ$ ), la elongación de la base del cono y el cráter, al igual que la existencia de depresiones en el borde del cráter y el alineamiento de conos (Figura



1A) pueden proporcionar información útil sobre la posible presencia de fracturas en la zona fuente (Tibaldi 1995; Corazzato y Tibaldi 2006). Así como también puede hacerlo la existencia y dirección de brechamientos en los conos (Figura 1B y 1C; Corazzato y Tibaldi 2006).



**Figura 1.** Características morfológicas en conos de escoria que tienen incidencia de fracturas en la zona fuente. Esquemas tomados y modificados de Corazzato y Tibaldi (2006). Dentro de estos rasgos se destacan: **A)** La existencia de depresiones en el borde del cráter y su elongación paralela a la fractura, junto con el alineamiento de conos producidos durante una misma erupción. **B)** El brechamiento del cono paralelo a la orientación de fractura, cuando éste se encuentra sobre sustratos subhorizontales y **C)** El brechamiento del cono controlado por la topografía, cuando éste está sobre un sustrato inclinado ( $> 10^\circ$ ).

### Conos y muros de spatter

Son edificios piroclásticos pequeños (de 3 a 10 m de altura) producidos por actividad explosiva de baja magnitud (Wood 1980; Valentine y Connor 2015), por lo que son comunes en erupciones basálticas en donde se genera una fuente de lava y se eyectan piroclastos (Head y Wilson 1989; Sumner *et al.* 2005).

El *spatter* se produce por la acumulación de piroclastos originalmente calientes y fluidos, que se aglutinan o salpican al caer (Sumner *et al.* 2005), lo cual requiere de una tasa de acumulación rápida de clastos cálidos o bien, de una tasa de acumulación media de clastos calientes (Head y Wilson 1989). Rader y Geist (2015) estiman que un clasto emitido a  $\sim 1130^\circ\text{C}$  requiere una tasa

de acumulación de 0.5-1.8 m/h y una tasa de enfriamiento de 6.8-14.3 °C/min para generar *spatter*, ya que una tasa de acumulación mayor generaría lava clastogénica y una tasa menor escoria.

Los muros de *spatter* se producen cuando el material es emitido a lo largo de una abertura fisural (Macdonald 1967), mientras que los conos de *spatter* se generan en el caso de una abertura focalizada en un solo punto. Éstos poseen diámetros basales de ~80 m y pendientes  $\geq 30^\circ$  (Macdonald 1967; De Silva y Lindsay 2015; Valentine y Connor 2015).

### *Volcanes escudo*

Geoforma compuesta principalmente por coladas de lava emitidas de manera radial desde una fuente (Winter 2014; Valentine y Connor 2015). Grosse y Kervyn (2018) proponen 12 tipos de escudos, descritos con base en cuatro criterios: pendiente promedio ( $1^\circ$  a  $15^\circ$ ), elongación, truncación (por el desarrollo de calderas en la zona sommital) y tamaño (0.1 a  $> 1000 \text{ km}^3$ ).

En México se han descrito escudos medianos (p.ej. Hasenaka 1994; Chevrel *et al.* 2016a, b) que tienen valores medios de 340 m en su altura, 4100 m en su diámetro basal y  $1.7 \text{ km}^3$  en su volumen (Hasenaka 1994). Estos escudos están constituidos por lavas de composición intermedia (principalmente andesítica; Hasenaka 1994), poseen pendientes fuertes ( $5^\circ$ – $15^\circ$ ; Hasenaka 1994) y carecen de depresiones en su zona sommital. Algunos están coronados por conos piroclásticos y si estos presentan algún tipo de alineación pueden sugerir la existencia de fisuras (Hasenaka 1994). Los escudos mexicanos fueron subdivididos en volcanes escudo tipo A (con pendientes de  $\sim 5^\circ$ ) y volcanes escudo tipo B (con pendientes de  $\sim 10^\circ$ ) (Hasenaka 1994), que son equivalentes respectivamente a los volcanes escudo de tipo 2 y 3 (subcirculares a ligeramente elongados, con una zona fuente central) de la clasificación propuesta por Grosse y Kervyn (2018).

### *Coladas de lava*

Las coladas de lava son comunes en campos volcánicos monogenéticos (Harris y Rowland 2015) y pueden estar asociadas con actividad exclusivamente efusiva (escudos) o con actividad en parte explosiva (junto a conos de escoria o *spatter*) (Valentine y Gregg 2008). Cuando están asociadas con conos, las coladas de lava pueden ser emitidas desde la abertura principal o más frecuentemente desde bocas ubicadas en los flancos o en la base del cono. Esto puede suceder, bien sea en las fases tardías de la erupción (después de que la mayoría de volátiles han sido liberados) o simultáneamente con la fase explosiva (Valentine y Gregg 2008), como ocurrió en el caso del volcán Parícutín donde la lava fue emitida casi continuamente desde el nacimiento del

volcán (Bullard 1947). Macdonald (1953, 1967) distingue tres tipos de lava basáltica que forman una serie continua: pahoehoe, aa y en bloque. Siguiendo Harris y Rowland (2015), en el presente trabajo se emplea el término unidad para describir un flujo de lava que se emplazó, se enfrió y se solidificó antes que otra unidad de flujo se emplazara sobre éste.

- Coladas de lava tipo pahoehoe

Caracterizadas por presentar superficies continuas (no brechadas) y típicamente vítreas, con apariencia lisa, suave u ondulada, con corrugaciones o pliegues que son perpendiculares o convexos a la dirección local del flujo (Macdonald 1953, 1967; Self *et al.* 1998). Walker (1989) destaca las lavas pahoehoe tipo S que tienen gran cantidad de vesículas esféricas (> 40 vol.%, < 4 mm de diámetro) y Wilmoth y Walker (1993) las lavas pahoehoe tipo P, menos vesiculadas, con un interior denso y un exterior más vesiculado. Existen otras subdivisiones (al menos siete más) basadas en el contenido de volátiles y las tasas de efusión (Harris y Rowland 2015).

Este tipo de coladas se emplaza por inflación y predomina (en área y volumen) en flujos de lava basáltica (Self *et al.* 1998). Contiene abundantes burbujas o vesículas (en la roca solidificada) que incrementan su tamaño y disminuyen su número hacia el interior de la colada; éstas son típicamente esféricas, salvo en la corteza superior de la colada, que se enfría rápidamente y no les permite recuperar su forma en caso de deformación (Self *et al.* 1998; Harris y Rowland 2015). Los tumuli caracterizados en detalle por Walker (1991) son rasgos topográficos positivos generados por procesos de inflación, comunes en los campos de lava tipo pahoehoe, en zonas con poca pendiente, donde se desarrollan como montes pequeños y aislados (redondos a ovals en vista de planta y típicamente de 1 a 10 m de altura), con hendiduras abiertas en la parte central.

De acuerdo con la morfología de su superficie se han descrito diferentes facies en las coladas de lava tipo pahoehoe (p.ej. Self *et al.* 1998; Guilbaud *et al.* 2005; Kilburn 2015), entre ellas: coladas con superficies pahoehoe espinosas (generadas por la ruptura del frente activo del flujo y la salida de pequeños volúmenes de lava), superficies pahoehoe con losas o placas levantadas (con losas métricas de espesor centimétrico, generadas por rupturas en la corteza de la colada), superficies acordeonadas (con desarrollo de pliegues en la superficie, favorecidos por una corteza flexible que se deforma) y superficies pahoehoe fragmentadas (con fragmentos centimétricos sueltos, producidos por ciclos de inflación y brechamiento en superficies con losas levantadas).

El desarrollo de tubos es frecuente en las lavas pahoehoe (Macdonald 1953). Estos se desarrollan en flujos activos como conductos internos por los que se va drenando la lava fundida. A medida que el flujo se solidifica, queda un túnel o cavidad bajo la superficie (con techo, paredes y piso estáticos y estacionarios) (Winter 2014; Harris y Rowland 2015). Los tubos pueden variar de unos pocos metros a más de 100 km de largo y en algunos casos es posible encontrar ciertas variaciones o complejidades morfológicas, por ejemplo, en la altura y ancho del tubo, pudiendo formar una sola galería o redes interconectadas (Harris y Rowland 2015). Los tubos son mecanismos de transporte que minimizan la pérdida de calor, se estima que en un tubo la temperatura de la lava disminuye entre 0.5 a 1 °C por cada kilómetro avanzado (Helz *et al.* 1991, 2003), por lo que este tipo de transporte mantiene la temperatura de la lava al llegar al frente del flujo cerca a los valores iniciales (Hon *et al.* 1994; Kilburn 2015).

Este tipo de coladas se asocia con tasas de efusión y velocidades de flujo bajas (Harris y Rowland 2015), con un avance 10 veces más lento que en flujos de lava tipo aa (Kilburn 2015). En el volcán Mauna Loa (1880-1881) se estimó una velocidad de 7,5 m/h en el frente del flujo (Harris y Rowland 2015) y en el volcán Kilauea se determinaron velocidades de 3 a 6 km/h en los tubos de lava (Hon *et al.* 1994).

- Coladas de lava tipo aa

Caracterizadas por tener una cubierta compuesta por fragmentos muy irregulares y ásperos (*clinkers*) (Macdonald 1953, 1967; Harris y Rowland 2015), que se producen por la deformación viscosa de la parte superior del flujo (expuesta en la superficie) y pueden ser transportados pasivamente y encontrarse en la parte superior e inferior de la colada (Harris y Rowland 2015). Estos clastos son centimétricos a métricos, sub-redondeados, densos a vesiculados y con superficies rugosas (Macdonald 1967; Harris y Rowland 2015). Suelen tener menos cristales que el centro de la colada, al ser enfriados más rápidamente (Harris y Rowland 2015). Lo más usual es que la parte central de la colada no tenga vesículas apreciables a simple vista. No obstante, en ocasiones, sobre todo en lavas de poco espesor, ésta puede estar vesiculada y en estos casos las vesículas están alargadas en la dirección del flujo (Harris y Rowland 2015).

En este tipo de coladas es común el desarrollo de canales, aunque también se han reportado casos, como por ejemplo en el Monte Etna, en donde se han desarrollado sistemas complejos de tubos (Calvari y Pinkerton 1999). Los canales son un mecanismo de transporte en flujos de lava activos

en donde el movimiento se concentra en un pequeño número de trayectorias para hacerlo más eficiente (Kilburn 2015; Stix 2015). A diferencia de los tubos de lava, los canales no desarrollan un techo estable por lo que la lava está en contacto directo con el ambiente durante el transporte, generando un enfriamiento más rápido (Stix 2015). Su desarrollo se da gracias a que los márgenes de la lava suelen desplazarse más lentamente y enfriarse más rápido que el centro, por lo que presentan mayor resistencia a fluir y se solidifican a ambos lados, formando levées (o bancos estacionarios) y permitiendo que la parte central del flujo llegue más lejos (Harris y Rowland 2015). Cuando cesa la erupción, se drena la parte central de las coladas y quedan como remanentes estas geoformas, expresadas como concavidades en el terreno limitadas por levées laterales (Harris y Rowland 2015). Los canales permiten un transporte rápido y por varios kilómetros de grandes volúmenes de material (Garry *et al.* 2007), con una tasa de enfriamiento de 22 a 50 °C/h (Cashman *et al.* 1999). Un movimiento más veloz del flujo, pero una pérdida de calor mayor en comparación con los tubos.

Las coladas de lava tipo aa tienen típicamente espesores de entre 0.5 a 20 m (Harris y Rowland 2015) y están asociadas con tasas altas de efusión (Wadge 1978) y velocidades igualmente altas: de 10 m/h a 0.3 m/s, medida en canales de lava en el volcán Etna (Kilburn 1990).

- Coladas de lavas en bloque

Son comunes en lavas dacíticas y riolíticas, aunque también pueden estar presentes en lavas andesíticas y basáltico-andesíticas (Harris y Rowland 2015). Se caracterizan por tener frentes pronunciados y grandes espesores (decenas a cientos de metros), también por la posibilidad de desarrollar estructuras de deformación y, aunque son muy similares a lavas aa en su estructura (con superficies de autobrechamiento en la parte basal y la superficie y con un núcleo denso, coherente y poco vesiculado), se diferencian de éstas por ser menos vesiculadas (Macdonald 1967) y por poseer superficies menos rugosas (Harris y Rowland 2015), ya que los fragmentos en la zona de brecha tienen formas más regulares (Macdonald 1953).

Este tipo de coladas forman una serie continua con las lavas tipo aa (Macdonald 1953, 1967), por lo que comparten características como el desarrollo usual de canales y en algunos casos (después de que el sistema de canales esté bien establecido) la formación de tubos, aunque el desarrollo de estos es raro (Kilburn 2015).

## 2.2. Métodos de fechamiento

Existen diferentes métodos de datación y se considera que, junto con las observaciones de campo, los métodos de datación isotópicos son muy importantes ya que permiten establecer un marco temporal (edad absoluta) de rasgos geológicos (Geyh y Schleicher 1990; Faure y Mensing 2005).

A continuación, se abordarán en detalle métodos empleados para fechar volcanes recientes (Pleistoceno tardío-Holoceno), resaltando las principales características y limitaciones que cada uno tiene para fechar materiales producidos en los últimos 40.000 años.

### 2.2.1. Datación por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

El método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  fue descrito en detalle por Merrihue y Turner (1966) y se basa en la transformación del  $^{39}\text{K}$  en  $^{39}\text{Ar}$  mediante la irradiación de la muestra (Schaen *et al.* 2021). La vida media del  $^{39}\text{Ar}$  es de 269 años (Stoenner *et al.* 1965), por lo que eventualmente decaerá a  $^{39}\text{K}$ , pero puede considerarse como estable durante el tiempo en que se realizan los análisis (Dickin 2005). Este método permite datar rocas desde tiempos históricos hasta el Arqueano (Schaen *et al.* 2021). En el Vesubio se pudieron datar muestras de 2,000 años (Walker 2005; Schaen *et al.* 2021).

Estas mediciones se pueden hacer sobre diferentes materiales (como vidrios volcánicos o basaltos, roca total) y en minerales potásicos como feldespato potásico, sanidina, micas (moscovita o biotita), piroxeno y hornblenda (Walker 2005). Se requiere menos de 1 mg de muestra, con tamaños mayores a 30  $\mu\text{m}$ , para evitar pérdida de Ar por superficies o fracturas. No se recomienda sobre plagioclasa o minerales arcillosos, ya que sus resultados son menos confiables, generando habitualmente espectros sin información sobre la edad.

Para realizar fechamientos por este método se requiere irradiar un monitor de flujo (una muestra de edad conocida) junto con la muestra, para definir un parámetro de irradiación J, que permitirá calcular la edad de la muestra (Dickin 2005; Schaen *et al.* 2021).

Después de la irradiación, se determina la isotopía de Ar ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) en el espectrómetro de masas, calentando gradualmente la muestra y controlando el % de  $^{39}\text{Ar}$  liberado hasta el punto de fusión de la roca o el mineral (Dickin 2005). Este proceso permite generar edades de meseta e inferir efectos de pérdida o exceso de Ar (Dickin 2005).

Se asume un sistema cerrado (sin pérdida ni adición de Ar después de la cristalización) y sin adición de  $^{40}\text{Ar}$  por contaminación atmosférica. En caso de que existiera se pueden hacer

correcciones por medio de la concentración de  $^{36}\text{Ar}$ , que siempre acompaña al  $^{40}\text{Ar}$  de origen atmosférico (Walker 2005).

### 2.2.2. *Datación por $^{14}\text{C}$*

Desarrollado por Libby (1946), es el método más antiguo y más usado en la geocronología del cuaternario (Allègre 2008). Este método emplea el  $^{14}\text{C}$ , que es producido en la parte superior de la atmósfera por la colisión de los rayos cósmicos con el  $^{14}\text{N}$  (Dickin 2005).

Inmediatamente después de su formación, el  $^{14}\text{C}$  forma dióxido de carbono (Allègre 2008), que es absorbido por las plantas mediante la fotosíntesis y entra a formar parte del ciclo del carbono (Walker 2005). De esta forma, el  $^{14}\text{C}$  se almacena en los tejidos de las plantas y los animales que se las comen, manteniendo una concentración relativamente constante (Walker 2005; Allègre 2008).

Una vez que el organismo muere, se aísla de la fuente de  $^{14}\text{C}$ , comenzando el decaimiento radiactivo (Walker 2005; Allègre 2008). La vida media del  $^{14}\text{C}$  es muy corta (5730 años), por lo que puede emplearse para fechar materiales de < 45.000 años (Walker 2005; White 2015), como madera, granos, semillas, huesos, sedimentos orgánicos, conchas que contengan carbonatos u otras moléculas orgánicas.

Walker (2005) presenta una revisión extensa del método que será resumida a continuación. La medición se puede hacer mediante conteo de partículas  $\beta$  (por conteo de gas proporcional o conteo de centelleo líquido) y a través de espectrometría de masas (Dickin 2005).

Las mediciones se realizan con respecto a una muestra estándar de ácido oxálico del *American Bureau of Standards* y sus resultados se expresan siempre en años antes del presente (tomándose como referente del presente la fecha de 1950).

La edad que se obtiene es la media  $\pm$  el valor de una desviación estándar cercana a la media y la forma correcta de interpretar estos datos se relaciona con la probabilidad. Para una sola desviación estándar habrá 68% de probabilidad que la edad real de la muestra esté entre este rango de valores, para dos desviaciones estándar la probabilidad será de 95% y por eso se recomienda emplear ésta.

Un factor que debe de ser tomado en cuenta durante este tipo de procedimientos es la contaminación, por tomar en campo muestras de material más joven o más viejo. Incluso pequeñas cantidades de un contaminante pueden producir alteraciones grandes en los resultados obtenidos.

Los laboratorios tratan previamente las muestras (con procesos químicos o físicos) para remover algunos de los contaminantes y procurar una mayor confiabilidad de los datos.

Para el trabajo con  $^{14}\text{C}$  se debe considerar: la proporción en la que éste se fracciona en la naturaleza; su distribución en los ecosistemas, junto con la variación en su concentración durante el tiempo geológico (relativamente cíclica).

La variación del  $^{14}\text{C}$  en la atmósfera genera una discrepancia entre los datos radiométricos obtenidos por radiocarbono y el tiempo calendario. Para corregir esta diferencia y obtener la edad “verdadera” de la muestra fechada se han desarrollado curvas de calibración, que permiten convertir las edades en años antes del presente (obtenidas por radiocarbono) a años calendario. La curva de calibración de radiocarbono más reciente es la IntCal20, que oficialmente se extiende hasta 55.000 años calendario antes del presente (Reimer *et al.* 2020). Al emplear una curva de calibración, el resultado obtenido será un rango, pero un poco más amplio que el obtenido en años antes del presente, reflejando estas incertidumbres.

### 2.2.3. *Datación por $^{36}\text{Cl}$*

El  $^{36}\text{Cl}$  es un isótopo cosmogénico usado para determinar edades de exposición cuaternarias (Swanson y Caffee 2001), siendo útil para datar superficies en rocas volcánicas recientes (p.ej. Alcalá-Reygosa *et al.* 2018b; Guilbaud *et al.* 2022). Posee una vida media de  $3.08 \cdot 10^5$  años y se emplean las técnicas de espectrometría de masas y dilución isotópica para su medición (Allègre 2008; Alcalá-Reygosa *et al.* 2018b). Por medio de este método se pueden estimar edades de exposición de hasta 500 ka (Geyh y Schleicher 1990), aunque usualmente es aplicable en escalas temporales de  $10^2$  a  $10^6$  años (Alcalá-Reygosa *et al.* 2018b).

El concepto de datar empleando la producción *in situ* de  $^{36}\text{Cl}$  fue sugerido por Davis y Schaeffer (1955), pero solo se pudo aplicar con el desarrollo de análisis por espectrometría de masas (Dickin 2005). El  $^{36}\text{Cl}$  cosmogénico se puede producir por varios mecanismos diferentes: espalación (de K, Ca, Ti y Fe), captura neutrónica (termal y epidermal) de  $^{35}\text{Cl}$  y captura de un muon negativo (en Ca y K) (Swanson y Caffee 2001; Dickin 2005; Schimmelpfennig *et al.* 2009). La producción *in situ* de  $^{36}\text{Cl}$  se da también por el decaimiento radioactivo de U y Th; no obstante, esta producción radiogénica comienza desde la formación de la roca y no se debe incluir para el cálculo de las edades de exposición, donde solo se consideran los componentes cosmogénicos (Swanson y Caffee 2001; Schimmelpfennig *et al.* 2009).



El  $^{36}\text{Cl}$  se analiza generalmente en roca total y también en fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno; sin embargo, el realizar el análisis en roca total puede conllevar a incertidumbres grandes en la edad si se tiene una alta concentración de Cl ( $\gg 100$  ppm) en la muestra (p.ej. Alcalá-Reygosa *et al.* 2018b; Guilbaud *et al.* 2022). Para las dataciones por este método es esencial poder determinar con una precisión razonable la tasa de producción del  $^{36}\text{Cl}$  (Phillips *et al.* 1996; Swanson y Caffee 2001; Schimmelpfennig *et al.* 2009), labor que no es sencilla porque ésta depende de la latitud, la altitud y la profundidad a la que se encuentre el material (Walker 2005).

### 2.3. Geopatrimonio

El geopatrimonio plantea que un manejo adecuado parte no solo de la identificación de los elementos geológicos y el reconocimiento del valor que estos poseen, sino que trasciende a las comunidades (Geopoderes 2019). Así pues, establece que las comunidades son una parte fundamental que debe ser incluida en las estrategias de gestión y que debe contar con el conocimiento apropiado para reaccionar adecuadamente a los cambios en su entorno, siendo así más resilientes, por ejemplo, ante fenómenos geológicos (Brilha y Reynard 2018; Geopoderes 2019). En muchos casos la gestión del geopatrimonio se desarrolla como dinámicas participativas de entidades locales y de voluntarios (Carcavilla *et al.* 2013), siendo probablemente la academia la institución más receptiva y gran soporte de muchos de estos proyectos, contando con el apoyo de científicos y estudiantes vinculados a éstas, museos de ciencia y en algunos casos profesionales vinculados al servicio geológico del país (Brilha y Reynard 2018).

En México la gestión del geopatrimonio es incipiente. Se han declarado dos geoparques mundiales de la UNESCO, el Geoparque Comarca Minera y el Geoparque Mixteca Alta, ambos reconocidos en 2017, revalidados en 2022 (UNESCO 2022b) y miembros fundacionales de la Red de Geoparques Mundiales de UNESCO para América Latina y el Caribe (UNESCO 2017). Se han desarrollado diversos proyectos, uno de ellos *Geoheritage for Geohazard Resilience* (el geopatrimonio para la resiliencia ante las amenazas naturales, Geopoderes 2019), con representantes de diversos países, entre ellos México. Sumado a esto se han realizado algunos estudios en torno al geopatrimonio en el área de Ciudad de México (Palacio y Guilbaud 2015; Guilbaud *et al.* 2021), resaltando como esta ciudad es un caso ideal para desarrollar gestiones de sensibilización, ambientales y sociales, en un arco volcánico continental activo (Guilbaud *et al.* 2021).

### 3. Contexto geológico y problemática

#### 3.1. El Cinturón Volcánico Transmexicano

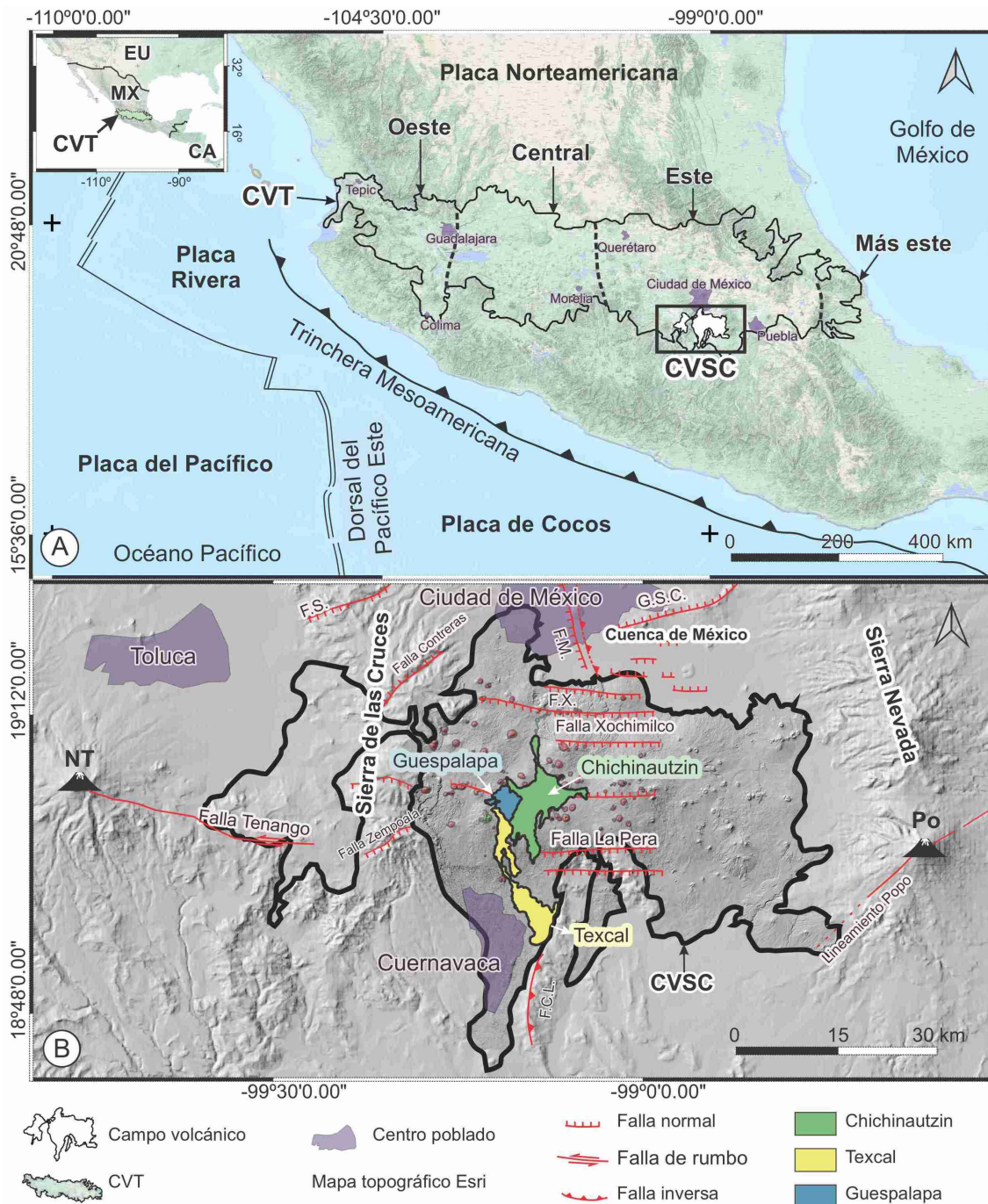
El Cinturón Volcánico Transmexicano es un arco volcánico continental activo que está en el extremo sur de la Placa Norteamericana (Ferrari *et al.* 2012). En esta zona la sismicidad y la tectónica obedecen a la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera bajo la Placa Norteamericana (Pardo y Suárez 1995). El cinturón se desarrolla en dirección E-W (Figura 2A), por lo que no es paralelo a la trinchera (orientada en dirección NW-SE).

Este cinturón abarca un área de 160.000 km<sup>2</sup>, posee una longitud de cerca de 1000 km (Ferrari *et al.* 2012) y está constituido por más de 8500 estructuras volcánicas (Macías y Arce 2019). Además, su desarrollo es oblicuo a la orientación de las diferentes provincias tectonoestratigráficas del sur de México, por lo que posee un basamento heterogéneo (Ortega-Gutiérrez *et al.* 2008) y se ha dividido en cuatro segmentos (oeste, central, este y más este, Figura 2A).

La actividad de este arco volcánico inició hace ~23 Ma (Lenhardt *et al.* 2010; Arce *et al.* 2013, 2020) y ha tenido variaciones con el tiempo (Ferrari *et al.* 2012). De acuerdo con Ferrari *et al.* (2012) desde el Plioceno tardío hasta el presente la composición y el estilo eruptivo del Cinturón Volcánico Transmexicano se diversificó, permitiendo el desarrollo de campos volcánicos monogenéticos en el Cuaternario. Entre ellos el Campo Volcánico Mascota, el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, el Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin y el Campo Volcánico de Serdán Oriental.

#### 3.2. El Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin

El Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin está en el segmento este del Cinturón Volcánico Transmexicano (Figura 2A), en la parte sur de la Cuenca de México, entre el volcán Nevado de Toluca y el volcán Popocatepetl (Figura 2B) y ha tenido actividad desde hace 1.2 Ma (Arce *et al.* 2013). En esta zona el slab subduce de manera subhorizontal en los primeros 250 km desde la trinchera y aumenta abruptamente su inclinación aproximadamente a 280 km (cerca de la Ciudad de México), siendo truncada a una profundidad de 500 km (Pérez-Campos *et al.* 2008).



**Figura 2.** Mapa general de ubicación. Se muestra: **A)** Mapa del sur del territorio mexicano sobrepuesto al mapa topográfico de Esri para ilustrar la ubicación de las placas tectónicas, El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT) y los cuatro segmentos en los que éste se subdivide, junto con el Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin (CVSC). **B)** Mapa de ubicación de los volcanes Chichinautzin, Guespalapa y Texcal dentro del CVSC, sobrepuesto al modelo digital de elevación del INEGI. Las fallas representadas se basan en las publicaciones de Arce *et al.* (2019) y Norini *et al.* (2006). Se emplean las siglas NT: volcán Nevado de Toluca, Po: volcán Popocatepetl, EU: Estados Unidos, MX: México, CA: Centro América, G.S.C.: Graben de Santa Catarina, F.S.: Falla Satélite, F.C.L.: Falla Cañón de Lobos, FX: Falla Xicomulco, FM: Falla Mixhuca.

El campo posee una de las más altas concentraciones de volcanes monogenéticos en el cinturón (> 220 en un área de 2.680 km<sup>2</sup>) (Arce *et al.* 2013; Macías y Arce 2019), con coladas de lava que varían considerablemente en su morfología (tipo pahoehoe, aa y en bloque; Siebe *et al.* 2004a) y una tasa promedio de emisión de los productos de 0.47 km<sup>3</sup>/ka, una de las más altas del Cinturón Volcánico Transmexicano (Arce *et al.* 2013).

### 3.2.1. Estratigrafía

Arce *et al.* (2013, 2019) compilaron la información disponible y publicaron una columna estratigráfica generalizada para este campo volcánico. De acuerdo con estas publicaciones el basamento está constituido por la plataforma Guerrero-Morelos, conformada por las formaciones Morelos, Cuautla, Xochicalco y Mexcala de edad del Cretácico, depositadas en una depresión vulcano-tectónica.

La Formación Morelos está conformada por calizas y dolomías, con nódulos de chert, un espesor máximo de 900 m y una edad Albiano-Cenomaniano (Fries 1960). La Formación Mexcala, de 1500 m de espesor y edad Turoniano-Maastrichtiano (Fries 1960), está conformada por calizas de color gris oscuro que gradan a una intercalación de shales, limolitas y areniscas (Arce *et al.* 2019).

Estas unidades están suprayacidas por el Grupo Balsas (que probablemente representa un estado inicial del desarrollo de la cuenca de México; Arce *et al.* 2019), compuesto por depósitos continentales (Molina-Garza y Ortega-Rivera 2006) de capas rojas, depósitos de yeso, lacustrinos y sedimentos volcanoclásticos (conglomerados, areniscas, limolitas, calizas y coladas de lava con un espesor de 500 m) del Eoceno temprano – Oligoceno (Arce *et al.* 2013, 2019). Estas rocas no están expuestas en el área y su presencia en la zona ha sido reportada por medio del pozo Texcoco 1 (a 2680 m de profundidad) (Arce *et al.* 2019).

Sobre este Grupo se encuentran rocas volcánicas del Oligoceno (flujo de lava Temixco) compuestas por lavas dacíticas, con fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, anfíbol y biotita (Arce *et al.* 2013, 2019), las cuales hacen parte de la Formación Tilzapotla (Fries 1960). Suprayaciendo el flujo de lava Temixco se encuentran las rocas volcánicas del Cinturón Volcánico Transmexicano. A la base descansan flujos de derrubios y depósitos fluviales, intercalados con lavas, lahares y depósitos piroclásticos (de composición dacítica a andesítica) de la Formación Tepoztlán, con una edad de entre 22.8 Ma y 18.8 Ma (Lenhardt *et al.* 2010). Sobre esta formación

sobreyacen lavas de composición andesita basáltica (secuencia máfica) de 7.5 Ma (García-Palomo *et al.* 2002), sobre las cuales se desarrolla el Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin.

### 3.2.2. *Geología estructural*

Este campo posee estructuras volcánicas alineadas E-W (Figura 2B), considerado por Siebe *et al.* (2004b) como un horst con tendencia E-W delimitado por fallas que buzan hacia el norte (hacia la cuenca de México) y el sur (hacia el plano de Cuernavaca), posiblemente asociadas con el sistema de fallas La Pera–Tenango (La Pera, Xochimilco, Tenango y el graben de Santa Catarina), cuya actividad holocénica parece haber favorecido el emplazamiento de los volcanes monogenéticos en el campo (Márquez *et al.* 1999; Arce *et al.* 2019). Adicionalmente, hay dos sistemas de esfuerzos subordinados, uno NE-SW y otro NW-SE, con desplazamientos laterales menores (García-Palomo *et al.* 2000).

### 3.2.3. *Geoquímica*

En cuanto a la composición química de sus productos, el campo es variable (basaltos, traquibasaltos, andesitas y dacitas) (p.ej. Siebe *et al.* 2004b; Arce *et al.* 2013). Las series presentes son principalmente calcoalcalinas, con un fuerte enriquecimiento en LILE (*large-ion lithophile elements*, elementos de radio iónico grande) con respecto a las tierras raras (REE) y a los elementos con alto potencial iónico (HFSE), firma típica de subducción (Ferrari *et al.* 2012; Straub *et al.* 2013a). Las andesitas basálticas y basaltos alcalinos tipo OIB (basaltos de islas oceánicas) son menos comunes y son consideradas resultado de la fusión del manto, con una incipiente reducción en los contenidos de Nb y Ta e incremento en el contenido de SiO<sub>2</sub>, indicando la influencia de un componente cortical (Schaaf *et al.* 2005).

## 3.3. Chichinautzin, Guespalapa y Texcal: trabajos previos y controversia

El presente trabajo se centra en tres volcanes monogenéticos contiguos, ubicados en la parte central del campo volcánico, en el límite entre los estados de Ciudad de México y Morelos: el volcán Chichinautzin, el volcán Guespalapa y el volcán Texcal.

El nombre del volcán Chichinautzin significa “El señor ardiente” en Náhuatl (una de las lenguas autóctonas de México), sugiriendo que posiblemente su nacimiento fue observado por algunos pobladores (Siebe *et al.* 2004a) e indicando una actividad muy reciente para este volcán. Esta suposición es corroborada por el escaso desarrollo de suelo, la morfología bien preservada de sus

productos y el tipo de vegetación desarrollada sobre las lavas. Espinosa-Garduño (1962) realizó un estudio detallado en el sector de la Pera en torno a la vegetación existente sobre las lavas de este volcán y concluyó que su vegetación posee una gran semejanza con la desarrollada en el Pedregal de San Ángel (sobre productos del volcán Xitle) y que, además, de acuerdo con el estado evolutivo de la sucesión vegetal, la diferencia en edad entre ambas no debe ser muy grande, siendo probablemente más recientes las lavas del volcán Chichinautzin.

El volcán Chichinautzin es un volcán escudo coronado por un cono piroclástico, el cual es morfológicamente complejo (Siebe *et al.* 2004a). Dentro de las principales características de la zona sommital Siebe *et al.* (2004a) resaltan dos aspectos: la existencia de estructuras orientadas en dirección WSW-ENE y la presencia de un anillo abierto hacia el este. Con base en estas observaciones se sugirió que la erupción ocurrió a lo largo de una fisura y que ésta no se centralizó rápidamente en una única boca (Siebe *et al.* 2004a; Nieto-Torres 2020).

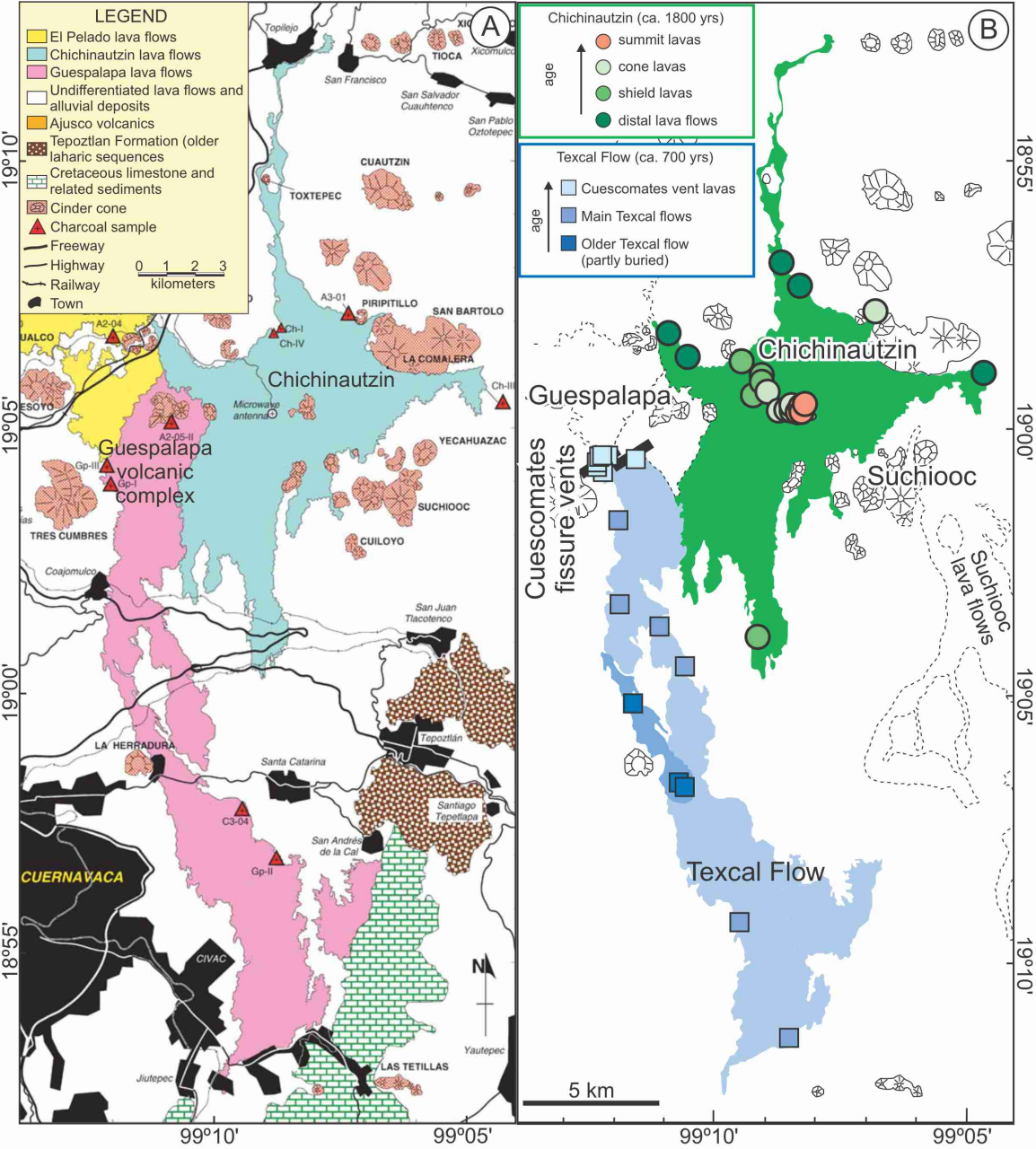
Las lavas que conforman el escudo se emplazaron en varias direcciones, con un avance mayor hacia el norte y el sur de la zona fuente. Se ha sugerido que el emplazamiento tuvo lugar durante periodos largos de tiempo, con tasas de descarga bajas (Siebe *et al.* 2004a) y se ha descrito la presencia de xenolitos, montículos, levées, cráteres de subsidencia, grietas de inflación, hornitos, tubos y canales (Siebe *et al.* 2004a; Nieto-Torres 2020).

Por su parte, los volcanes Guespalapa y Texcal han sido abordados en algunos trabajos (p.ej. Siebe *et al.* 2004a; Espinasa-Pereña y Espinasa 2006; Straub *et al.* 2013a, b; Siebe 2013), generando cierto debate. A continuación se presentarán de manera secuencial y en orden cronológico, los mapas (Figura 3A y 3B) y resultados más relevantes de dichos estudios, resaltando las principales diferencias en cada caso.

El volcán Guespalapa fue descrito en detalle por Siebe *et al.* (2004a, b) como un volcán producido a lo largo de una fisura con orientación E-W, con cuatro conos de escoria en su zona fuente, los cuales son el resultado de una erupción moderadamente explosiva. Los autores denotan también diferencias en la elevación del borde del cráter en algunos de los conos.

Siebe *et al.* (2004a, b) identifican este volcán como la fuente de un flujo de lava basáltica de poco espesor, gran extensión, baja viscosidad y apariencia muy reciente (Figura 3A) que fue mencionado por Ordóñez (1938) como Texcal, término empleado en el estado de Morelos para designar áreas con aspecto rocoso (pedregoso).

De acuerdo con las descripciones realizadas por Siebe *et al.* (2004a) la lava emitida por el volcán se emplazó preferencialmente hacia el sur, en dirección al plano de Cuernavaca, desarrollando un flujo de 24 km de longitud, uno de los más largos de todo el campo volcánico. Dichos autores asemejan este flujo de gran magnitud con lavas tipo aa, formados con tasas de extrusión altas, involucrando un gran volumen de lava de baja viscosidad transportada por medio de canales.



**Figura 3.** Cartografía geológica elaborada por A) Siebe *et al.* (2004a) y por B) Straub *et al.* (2013a). Se destaca que el Flujo Texcal mapeado por Straub *et al.* (2013a) es parte de las lavas del volcán Guespalapa según el artículo previo de Siebe *et al.* (2004a).

Con base en exploraciones espeleológicas del flujo de lava Texcal, Espinasa-Pereña y Espinasa (2006) describen cinco cavernas desarrolladas en tubos de lava de gran tamaño (con un total de ~3 km cartografiados). Dichas observaciones evidencian que, en contraste con lo planteado inicialmente por Siebe *et al.* (2004a), éste es un flujo con rasgos de lava pahoehoe (superficies acordonadas, montículos y estructuras de inflación), emplazado con tasas de efusión de bajas a moderadas, que pudo alcanzar una gran distancia al ser transportado principalmente por tubos. Los autores describen y cartografían también tres grupos de pseudo-bocas (*rootless vents*), alineadas en dirección WSW-ENE y mencionadas como Cuescomates. Se resalta la presencia de hornitos y el desarrollo de tubos pequeños.

Posteriormente, Straub *et al.* (2013a) presentan un trabajo sobre procesos petrogenéticos de la zona y como parte de su estudio publican un segundo mapa (Figura 3B) en el cual señalan a los Cuescomates como la zona fuente del que denominaron Flujo Texcal. Straub *et al.* (2013a, b) distinguen el Flujo Texcal del volcán Guespalapa argumentando diferencias morfológicas y químicas entre estos (como el contenido de Nb).

Con relación a la propuesta realizada por Straub *et al.* (2013a), Siebe (2013) resalta que una variación en la ubicación y morfología del área fuente tendría implicaciones mayores para el análisis de peligros en el campo volcánico, pues se estaría definiendo a Texcal como un volcán independiente con un estilo eruptivo distinto, ya que al ser parte del volcán Guespalapa su origen estaría ligado a una actividad más explosiva, mientras que en Los Cuescomates sería una actividad principalmente efusiva. Con esto en mente, el autor sugiere que esta propuesta sea evaluada con mayor detalle y apoyada en observaciones y estudios estratigráficos detallados que evidencien claramente la diferencia entre ambos volcanes.

### 3.3.1. Geocronología

Con relación a la edad, varios volcanes en el campo han sido fechados usando diferentes métodos:  $^{14}\text{C}$  (p.ej. Bloomfield 1973, 1975; Siebe 2000; Siebe *et al.* 2004a, 2005; Arce *et al.* 2015),  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (p.ej. Arce *et al.* 2013; Jaimes-Viera *et al.* 2018) y, más recientemente, isótopos cosmogénicos ( $^{10}\text{Be}$ , Alcalá-Reygosa *et al.* 2018a;  $^{36}\text{Cl}$ , Guilbaud *et al.* 2022). A continuación, se resumirán (de la más antigua a la más reciente) las edades que han sido reportadas para los volcanes Guespalapa, Texcal y Chichinautzin, junto con el dato de edad de otros volcanes fechados en el campo con una edad similar o más reciente. La Tabla 1 recopila los datos de radiocarbono, que fueron calibrados



en años calibrados antes del presente (cal. A.P.), siguiendo el procedimiento descrito en la metodología, y la Tabla 2 reúne los datos publicados por el método  $^{10}\text{Be}$  y  $^{36}\text{Cl}$ .

Para fechar el volcán Pelagatos Guilbaud *et al.* (2009) emplearon el método de radiocarbono (Tabla 1). Los autores estimaron una edad mínima de 2344 – 2782 años cal. A.P., con base en el análisis de carbón en productos retrabajados estancados contra el margen de las lavas del volcán, y una edad máxima de 15645 – 18281 años cal. A.P. (muestra Po-95327-A; Sosa-Ceballos *et al.* 2012) derivada de la ausencia de la pómez Tutti-Frutti sobre los productos del volcán.

El volcán Guespalapa fue datado por Siebe *et al.* (2004a) empleando el método de radiocarbono (Tabla 1), a partir del cual se determinó que la edad de este volcán debería estar entre 2779 – 3158 años cal. A.P. y 5273 – 5596 años cal. A.P.; la edad mínima fue determinada con base en una muestra de carbón (sitio A2-05-II, Figura 3A) colectada en un paleosuelo que suprayace directamente las capas de escoria del cono El Caballito del volcán Guespalapa y la edad máxima en un paleosuelo (sitio C3-04, Figura 3A) que subyace directamente el flujo Texcal (considerado por los autores como un producto del volcán Guespalapa).

El volcán Jumento (Tablas 1 y 2) fue datado por dos métodos:  $^{14}\text{C}$  (Arce *et al.* 2015) y  $^{10}\text{Be}$  (Alcalá-Reygosa *et al.* 2018a). A partir del método de radiocarbono se dataron cuatro muestras de carbón tomadas en dos áreas diferentes de una oleada basal húmeda, dos de las muestras fueron fechadas en 1869 – 2002 años cal. A.P., otra en 2149 – 2272 años cal. A.P. y otra en 973 – 1131 años cal. A.P., por lo cual se estimó que la edad más probable para el volcán es de aproximadamente 1869 – 2002 años cal. A.P.; posteriormente, Alcalá-Reygosa *et al.* (2018a) realizaron otra aproximación al volcán para determinar una edad por exposición basada en la producción *in situ* de  $^{10}\text{Be}$ . Con base en estos datos se corroboró una edad muy joven para el volcán, con valores de entre  $1.86 \pm 0.68$  ka y  $2.41 \pm 0.97$  ka en la parte interna de la colada y de entre  $1.90 \pm 0.29$  ka y  $2.49 \pm 0.41$  ka en un *breakout* de la lava.

El volcán Chichinautzin fue datado en 1685 – 1883 años cal. A.P. (Tabla 1) por Siebe *et al.* (2004a), empleando el método de radiocarbono en pequeños fragmentos de carbón contenidos en un depósito de caída (del volcán Chichinautzin) que suprayace un paleosuelo desarrollado sobre el cono El Caballito del volcán Guespalapa. Dichos autores interpretan que este carbón fue producido durante la erupción del volcán Chichinautzin (en incendios forestales generados por los productos incandescentes del volcán) y su edad sería muy próxima a la edad de erupción.

**Tabla 1.** Fechamientos realizados por el método de radiocarbono con edades recientes

Muestra	Fuente	Volcán	Edad convencional (años A.P.) <sup>1</sup>	$\delta^{13}C$	Rangos de edad calibrada (años cal. A.P., $2\sigma$ ) <sup>2</sup>
A-9587 A-8985 (Edad combinada)	Siebe (2000)	Xitle	1,670 ± 35		1416 – 1454 (6.3%) 1473 – 1489 (2.9%) <b>1512 – 1624 (75.0%)</b> 1666 – 1694 (11.3%)
A2-05-II-C	Siebe <i>et al.</i> (2004a)	Chichinautzin	1,835 ± 55	-23.8	1600 – 1678 (20.0%) <b>1685 – 1883 (75.4%)</b>
JU-1405	Arce <i>et al.</i> (2015)	Jumento	2,010 ± 30	-23.8	1840 – 1852 (1.9%)
JU-1405Bis			2,010 ± 30	-25.7	<b>1869 – 2002 (92.2%)</b> 2029 – 2039 (1.3%)
SM-1304A			1,160 ± 30	-24.1	<b>973 – 1131 (82.8%)</b> 1139 – 1149 (2.0%) 1160 – 1176 (10.6%)
SM-1304-Bis			2,230 ± 30	-23.3	<b>2149 – 2272 (72.6%)</b> 2290 – 2336 (22.8%)
P60	Guilbaud <i>et al.</i> (2009)	Pelagatos (edad mínima)	2,520 ± 105		<b>2344 – 2782 (94.9%)</b> 2831 – 2840 (0.5%)
Pómez Tutti-Frutti (Sosa-Ceballos <i>et al.</i> 2012)	Guilbaud <i>et al.</i> (2009)	Pelagatos (edad máxima)	14,065 + 500/-470 (Sosa-Ceballos <i>et al.</i> 2012)		<b>15645 – 18281 (95.4%)</b>
A2-05-II-A	Siebe <i>et al.</i> (2004a)	Guespalapa (edad mínima)	2,835 ± 75	-23.6	<b>2779 – 3158 (95.4%)</b>
Gp-I	Siebe <i>et al.</i> (2004a)	Guespalapa (edad mínima)	690±40	-23.4	556 – 598 (34.2%) <b>624 – 686 (61.3%)</b>
C3-04	Siebe <i>et al.</i> (2004a)	Guespalapa (edad máxima)	4,690 ± 90	-27.1	5056 – 5107 (2.5%) 5128 – 5182 (3.0%) <b>5273 – 5596 (89.9%)</b>
A2-21	Siebe <i>et al.</i> (2004a)	Pelado	9,620 ± 160	-24.8	10443 – 10452 (0.2%) <b>10498 – 11340 (94.9%)</b> 11377 – 11391 (0.3%)
A2-27	Siebe <i>et al.</i> (2004a)	Pelado	10,900 ± 280	-24.9	<b>11996 – 13351 (95.4%)</b>
Intervalo en muestras de paleosuelo	Guilbaud <i>et al.</i> (2022)	Pelado	11,620 + 175/-170 a 15,535 + 580/540		<b>13160 – 13810 (94.4%) a 17240–20200 (95.4%)</b>

<sup>1</sup> En caso de tener dos valores de error, se tomó el más grande para la calibración

<sup>2</sup> Los rangos de edad calibrados se reportan con su respectiva probabilidad entre paréntesis. En este trabajo se emplea el rango más probable de edad (resaltado en negrita).

El volcán Xitle fue datado por Siebe (2000) empleando el método de radiocarbono en dos muestras, las cuales se colectaron 1.5 km al sur del cono del volcán, en un depósito de caída que contenía el carbón fechado (producido por acción de la escoria caliente durante la erupción). Este depósito subyace directamente una colada de lava del volcán Xitle, lo cual aporta un soporte estratigráfico que permite estimar una edad combinada para la erupción de 1512 – 1624 años cal. A.P (Tabla 1).

En lo relativo al Flujo Texcal, Straub *et al.* (2013a) le asignaron una edad de ~700 años A.P., la cual atribuyen a Siebe *et al.* (2004a). Sin embargo, tal fecha no es la que determinan Siebe *et al.*

(2004a) para el volcán, sino que coincide con un dato de radiocarbono de  $690 \pm 40$  años A.P. (624 – 686 años cal. A.P.) en la muestra Gp-I (Tabla 1). Este dato fue obtenido en ceniza re trabajada estancada contra el margen de las lavas del volcán, por lo que esta edad es interpretada por Siebe *et al.* (2004a) como una edad mínima (debido a su posición estratigráfica). Tal argumento es presentado por Siebe (2013) para rechazar la edad de  $\sim 700$  años A.P propuesta por Straub *et al.* (2013a), sugiriendo que ésta puede ser una interpretación errónea de los datos originales. No obstante, Siebe (2013) destaca la importancia de realizar nuevos fechamientos, ya que si el Flujo Texcal fuera tan joven como  $\sim 700$  años A.P. sería el rasgo más joven datado en el campo.

**Tabla 2.** Fechamientos realizados por el método de  $^{10}\text{Be}$  o  $^{36}\text{Cl}$  con edades recientes.

Fuente	Material	Volcán	Método	Edad (ka)
Alcalá-Reygosa <i>et al.</i> (2018a)	Cuarzo	Jumento (parte interna de la colada)	$^{10}\text{Be}$	$1.86 \pm 0.68$ a $2.41 \pm 0.97$
Alcalá-Reygosa <i>et al.</i> (2018a)	Cuarzo	Jumento (breakout)	$^{10}\text{Be}$	$1.90 \pm 0.29$ a $2.49 \pm 0.41$
Guilbaud <i>et al.</i> (2022)	Lava	Pelado	$^{36}\text{Cl}$	$14.3 \pm 3.4$ (edad media)

## 4. Metodología

La presente investigación parte de una revisión y compilación bibliográfica referente a los volcanes Chichinautzin, Guespalapa y Texcal (p.ej. Siebe *et al.* 2004a, b; Espinasa-Pereña y Espinasa 2006; Espinasa-Pereña y Granados 2013; Straub *et al.* 2013a, b; Siebe 2013), seguida de una cartografía geomorfológica detallada de los tres volcanes. Dicha cartografía fue realizada con base en datos topográficos, modelos digitales de elevación e imágenes satelitales y fue apoyada y complementada con observaciones de campo. Se desarrolló igualmente una caracterización petrográfica y geoquímica, además de un análisis de datos geocronológicos en cada uno de los tres volcanes. Estos datos se emplean en conjunto para caracterizar, refinar la edad e interpretar el estilo eruptivo en cada volcán.

### 4.1. Cartografía y descripción morfológica

La delimitación de los volcanes Chichinautzin, Guespalapa y Texcal, junto con el reconocimiento de las diferentes geformas y unidades que los componen, se apoya en el análisis conjunto de 16 modelos digitales de elevación (MDE) basados en datos LIDAR con resolución horizontal de 5m, elaborados por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI) y compilados para el presente estudio empleando QGIS (versión 3.10). Se emplea también un mapa de pendiente creado a partir del MDE, una imagen LANSAT 8 adquirida el 24 de abril de 2021 y procesada con técnicas de falso color para proveer contrastes morfológicos, además de imágenes satelitales sobrepuestas a modelos digitales de elevación accesibles mediante el programa Google Earth.

El análisis morfológico y la delimitación de edificios piroclásticos, cráteres u otros centros de emisión, junto con las coladas asociadas a estos se basa en el reconocimiento de formas, texturas y patrones, así como en la presencia o ausencia de cobertura vegetal o variaciones de color en las imágenes. Las coladas se diferencian considerando el aspecto de su superficie y el desarrollo de rasgos característicos (como canales o lóbulos), junto con cambios topográficos en sus márgenes.

Asimismo se determinan las dimensiones de los edificios y las coladas, la dirección de flujo (en el caso de las coladas) y la presencia de lineamientos en la zona fuente. Se detalla también su relación con otros rasgos (para establecer una cronología relativa entre estos) y se trazan algunos perfiles para ilustrar la topografía en ciertas zonas.

En este trabajo se estima el volumen del cono y volumen de lava emitida, empleando las ecuaciones:

- Volumen del cono =  $(1/3) * \pi * H_{co} * (W_{co}/2)^2$
- Volumen de lava = área \* espesor

Con  $H_{co}$ =altura desde la base del cono y  $W_{co}$ =diámetro de la base del cono. Se utiliza el MDE para calcular en cada caso un espesor promedio en el frente de las coladas y en caso de encontrar una unidad parcialmente cubierta (que no permita el cálculo directo de su área) se procede (en tanto sea posible) a realizar dos cálculos, uno correspondiente al área expuesta (por debajo del valor real o estimación mínima, reportada como un área min.) y otro estimando e idealizando el área total a la figura geométrica más próxima a su morfología (en este caso círculos o medios círculos), lo cual se reporta como una estimación máxima (máx.).

#### 4.2. Campañas de campo

Se realizaron tres salidas de campo, una de un día en noviembre de 2020 para un reconocimiento inicial del área, otra de cuatro días en septiembre de 2021 y una última de cuatro días en noviembre de 2021. Durante las salidas de campo se visitaron 44 estaciones, con la finalidad de complementar y corroborar la cartografía geomorfológica, verificando los límites establecidos en ésta. De igual forma se buscó reconocer, describir y caracterizar en campo las estructuras en las lavas y la zona fuente de los volcanes, además de realizar un muestreo para análisis petrográfico y geoquímico. Se visitaron también las zonas donde se habían colectado previamente muestras para fechamiento por  $^{36}\text{Cl}$  y  $^{14}\text{C}$  y se identificó un nuevo sitio donde se colectaron carbones para fechamiento por radiocarbono. La última campaña de campo contó con la participación de Sergio Salinas, quien apoyó la colección de muestras para análisis químico y la toma de imágenes y videos por dron del área, algunas de las cuales fueron incluidas en el presente trabajo.

Por lo anterior, previo a las salidas de campo se completó la cartografía geomorfológica. Así, con base en las unidades definidas y los rasgos reconocidos, se identificaron puntos de interés a visitar (al menos uno por unidad), donde se procuró colectar una muestra para análisis petrográfico y otra para análisis geoquímico, evitando en este último caso tomar muestras en zonas donde se hubieran realizado y publicado previamente este tipo de análisis.

Como apoyo en las labores de campo se emplearon las cartas topográficas E14A49b, E14A49e, E14A49f y E14A59b, junto con el programa Google Earth para el reconocimiento de rutas de acceso adicionales. El muestreo se realizó principalmente en zonas próximas a vías y de fácil acceso, aunque también se hicieron caminatas para realizar un reconocimiento de todas las unidades definidas.

Como resultado de las campañas de campo, se colectaron 14 muestras para análisis petrográfico y 12 muestras para análisis geoquímico. Se colectaron muestras frescas, principalmente fragmentos de lava, las cuales fueron dispuestas en bolsas individuales, marcadas y selladas, empleando una bolsa por cada estación o múltiples bolsas si se estaba muestreando una secuencia de tefra. La ubicación de datos y muestras se georreferenció usando un GPS en grados y minutos decimales, salvo en el caso de las muestras colectadas para fechamiento por el método de  $^{36}\text{Cl}$ , las cuales se georreferenciaron empleando la Universal Transversal de Mercator.

Posteriormente se organizó el material y los datos, compilando una lista donde se especifica para cada muestra sus coordenadas, tipo de material, descripción de la ubicación y principales características del afloramiento, junto con una fotografía y caracterización petrográfica en muestra de mano (estos datos se reportan en anexos).

### 4.3. Geocronología

Con el propósito de determinar la edad de los volcanes, que ha suscitado cierta controversia en años recientes (ver arriba y Siebe 2013), se recolectaron un total de 12 muestras: 7 para análisis por  $^{36}\text{Cl}$  y 5 para análisis por  $^{14}\text{C}$ . Estas muestras fueron colectadas en su mayoría previo al inicio del presente estudio y el resultado de los análisis (sin publicar) fue aportado por el Dr. Jesús Alcalá Reygosa y la Dra. Marie-Noëlle Guilbaud, miembros de la Facultad de Filosofía y Letras y del Instituto de Geofísica de la UNAM respectivamente.

#### 4.3.1. Fechamiento por $^{36}\text{Cl}$

El muestreo para  $^{36}\text{Cl}$  se realizó el 6 y 7 de marzo de 2017, durante una comisión en la que participaron los doctores Jesús Alcalá Reygosa, José Luis Arce Saldaña, Coentin Chedeville y Marie-Noëlle Guilbaud. En esta campaña de campo se colectaron muestras de la superficie de las lavas: tres muestras en las lavas del volcán Texcal y cuatro muestras en las lavas del volcán Chichinautzin.

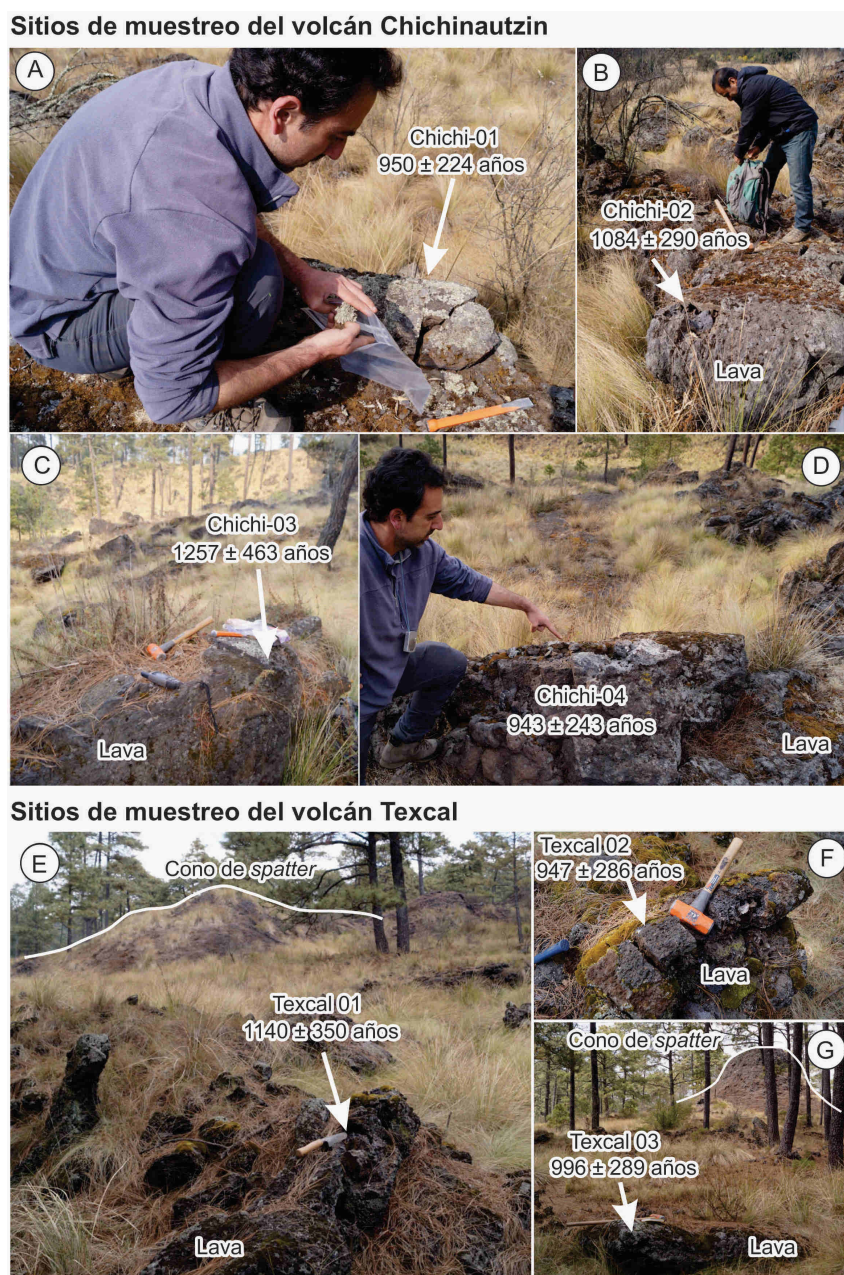
En cada caso se buscó seleccionar una superficie fresca, horizontal y prominente en la parte superior de la lava (Figura 4), sin signos de intemperismo, erosión, alteración o de haber estado cubierta por piroclastos o suelos en algún momento (Dickin 2005; Dunai 2010; Alcalá-Reygosa *et al.* 2018b). Lo anterior para procurar que la muestra hubiera estado expuesta ininterrumpidamente desde su emplazamiento a la radiación cósmica, permitiendo así una correcta aplicación del método. En cada caso se extrajo una muestra de roca de algunos centímetros de la parte más superficial de la colada (~5 cm) empleando cincel y martillo. Las coordenadas y la elevación se determinaron por medio de un GPS y el *shielding* del relieve circundante fue igualmente determinado en campo usando brújula y clinómetro.

En cada caso, como parte del procedimiento, se realizó un tratamiento físico de las muestras en el laboratorio de Vulcanología del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México, removiendo con una brocha los rastros de materia orgánica como líquenes y musgos. Posteriormente, la roca total fue triturada empleando un molino de rodillos y tamizada para obtener alícuotas con un tamaño de 0.25–0.50 mm. Se tomó una de estas alícuotas para realizar análisis químicos de elementos mayores y elementos traza, cuyos resultados se emplearán en el apartado de geoquímica. Dentro del procedimiento para la obtención de edades por exposición de  $^{36}\text{Cl}$ , los resultados de dichos análisis químicos se emplean para estimar la producción de  $^{36}\text{Cl}$  a partir de la captura neutrónica de  $^{35}\text{Cl}$ .

La preparación química de las muestras fue llevada a cabo en Francia, en el Centro Europeo para la Investigación y la Enseñanza en Geociencias y Medio Ambiente (CEREGE por las siglas en francés, *Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement*). Donde se lavó cada muestra en agua ultrapura para remover partículas finas y posteriormente se pasó por una solución de HF/HNO<sub>3</sub> diluido para disolver del 15 al 20% de la masa inicial y evitar su contaminación con  $^{36}\text{Cl}$  atmosférico, además de reducir la matriz, potencialmente rica en Cl (Schimmelpfennig *et al.* 2009). Cada muestra se dejó secar y se tomó una alícuota de 2 g para análisis de elementos mayores, ya que K, Ca, Ti y Fe son elementos clave para estimar la producción de  $^{36}\text{Cl}$  por espalación y por captura de un muon negativo (en Ca y K).

Finalmente, se analizó la muestra restante empleando el método de dilución isotópica (con un spike de  $^{35}\text{Cl}$ , enriquecido ~99%) y posteriormente se disolvió la totalidad de cada muestra en una solución de HF/HNO<sub>3</sub> diluido y se precipitó AgCl, siguiendo el procedimiento establecido por

Schimmelpfennig *et al.* (2011). El método de espectrometría de masas se empleó en el AgCl precipitado para determinar las relaciones isotópicas  $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$  y  $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ . Se asumió la relación isotópica  $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$  natural como 3.127 y, con base en estos valores, se determinó la concentración de  $^{36}\text{Cl}$  y Cl en cada muestra.



**Figura 4.** Fotografías de los sitios de muestreo para la obtención de edades por exposición de  $^{36}\text{Cl}$ . Se resalta que estos sitios (indicados con flechas blancas) poseen una morfología prominente, sobre la superficie de las lavas del volcán Chichinautzin (A, B, C y D) y del volcán Texcal (E, F y G). La ubicación de cada uno de los sitios de muestreo será presentada en la Figura 25



La determinación de la edad (sin erosión) fue realizada empleando la hoja de cálculo en Excel y el procedimiento establecido por Schimmelpfennig *et al.* (2009, 2011). Debido a la dificultad para determinar con precisión el  $^{36}\text{Cl}$  producido por captura neutrónica epitermal de  $^{35}\text{Cl}$ , se asigna una incertidumbre de 30% para el cálculo relacionado con esta reacción, como se ha realizado en estudios previos (p.ej. Alcalá-Reygosa *et al.* 2018b; Guilbaud *et al.* 2022).

Para los cálculos se emplearon los siguientes parámetros sin escalar y tasas de producción:  $42.2 \pm 4.8$  átomos de  $^{36}\text{Cl}/(\text{gramos de Ca} \cdot \text{año})$  para la producción de  $^{36}\text{Cl}$  por la espalación de  $^{40}\text{Ca}$  (Schimmelpfennig *et al.* 2011),  $148.1 \pm 7.8$  átomos de  $^{36}\text{Cl}/(\text{gramos de K} \cdot \text{año})$  para producción de  $^{36}\text{Cl}$  por la espalación de  $^{39}\text{K}$  (Schimmelpfennig *et al.* 2014),  $13 \pm 3$  átomos de  $^{36}\text{Cl}/(\text{gramos de Ti} \cdot \text{año})$  para producción de  $^{36}\text{Cl}$  por la espalación de Ti (Fink *et al.* 2000),  $1.9 \pm 0.2$  átomos de  $^{36}\text{Cl}/(\text{gramos de Fe} \cdot \text{año})$  para producción de  $^{36}\text{Cl}$  por la espalación de Fe (Stone *et al.* 2005) y  $696 \pm 185$  neutrones/ $(\text{gramo de aire} \cdot \text{año})$  en la interfaz entre la superficie de la Tierra y la atmósfera para la producción por captura neutrónica epitermal (Marrero *et al.* 2016b). El factor de escala para la producción muónica y nucleónica en función de la elevación y la latitud se estimó con base en Stone (2000). Se asumió un coeficiente de atenuación para los neutrones rápidos de  $160 \text{ g/cm}^2$  y una densidad de  $2.5 \text{ g/cm}^3$  para todas las muestras. El efecto *shielding* por el relieve circundante se estimó con la calculadora de cubrimiento topográfico v2.0 de la calculadora en línea de CRONUS (Marrero *et al.* 2016a).

#### 4.3.2. Fechamientos por radiocarbono

Las muestras fechadas por  $^{14}\text{C}$  (paleosuelos y carbones) se colectaron justo debajo de depósitos de caída bien estratificados que, por su posición estratigráfica, apariencia reciente y ubicación podrían corresponder a los volcanes Chichinautzin (Figura 5, secciones CHI-02 y CHIC-15) y Guespalapa (Figura 5, secciones CHI-56, CHI-12 y CHI-58). En los depósitos de caída se realizó un análisis químico de roca total para corroborar si podrían corresponder con dichos volcanes, estos datos serán presentados y analizados en la sección de geoquímica.

El muestreo y levantamiento de las secciones estratigráficas en los sitios CHI-56, CHI-12, CHI-58 y CHI-02 fue realizado por la Dra. Marie-Noëlle Guilbaud. El muestreo y levantamiento de la sección en el sitio CHIC-15 se realizó durante la fase de campo del presente trabajo.

En los tres sitios donde se encontró el depósito de caída asociado al volcán Guespalapa el espesor del depósito de tefra varía entre 75 cm (sección CHI-56) y 43 cm (sección CHI-12) y en los sitios

donde se encontró el depósito asociado al volcán Chichinautzin el espesor de tefra varía entre 16 cm (sección CHI-02) y 20 cm (sección CHIC-15). En todos los sitios se colectó y se fechó justo debajo del depósito una muestra del paleosuelo (ca. 1 kg) o una muestra de materia orgánica (0.9 g).

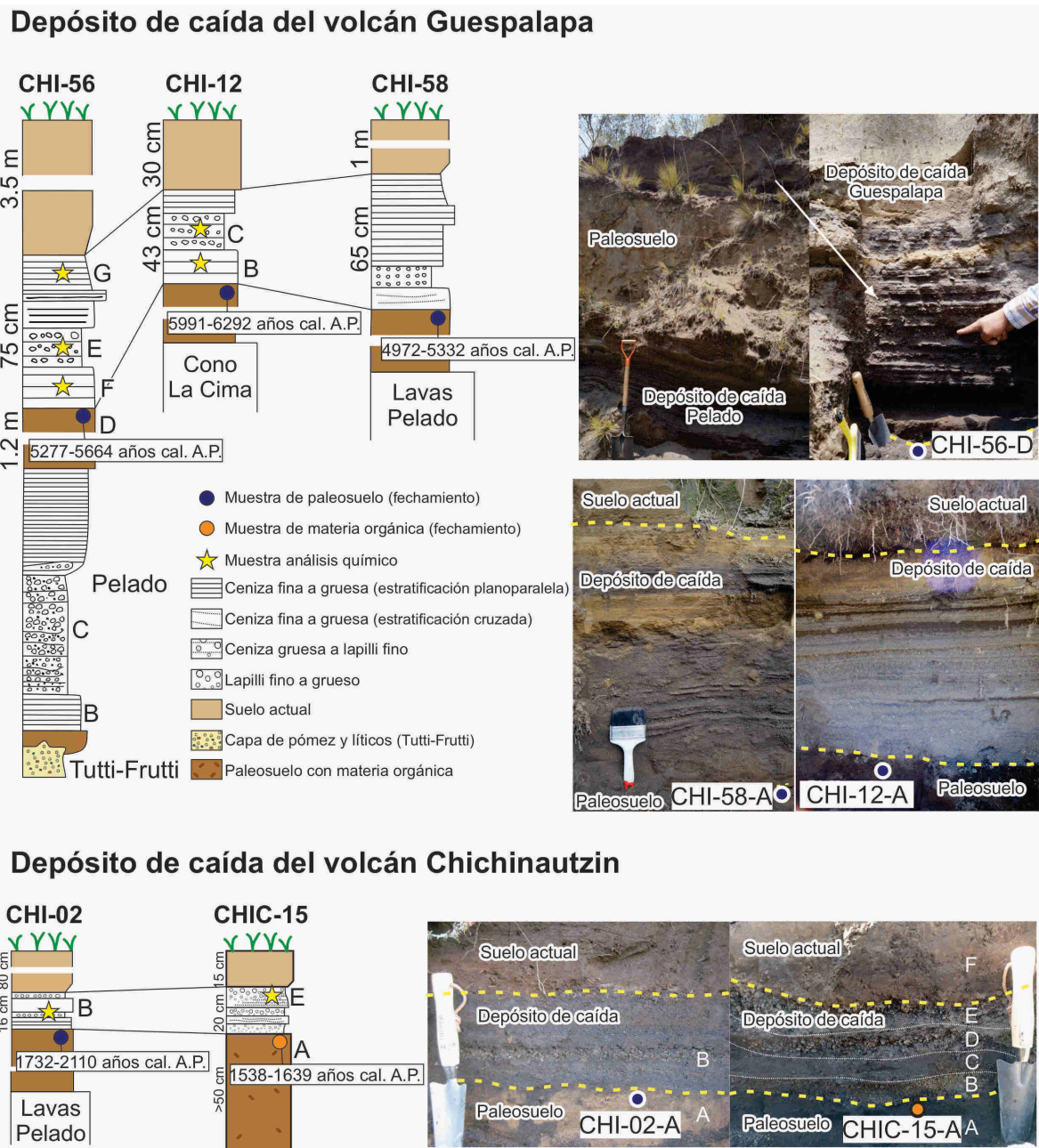
Dos de las secciones (Figura 5, CHI-12 y CHI-56) fueron levantadas sobre el cono de escoria del volcán La Cima. En el sitio CHI-12 el depósito de caída suprayace un paleosuelo que está directamente sobre el cono de escoria, mientras que en el sitio CHI-56 la sección está bien expuesta en una cantera donde el depósito de caída está sobre un paleosuelo que suprayace un depósito de tefra de la erupción del volcán Pelado, que a su vez está sobre un depósito de pómez amarilla a naranja con líticos negros a verdes (Pómez Tutti-Frutti; Sosa-Ceballos *et al.* 2012). En el sitio CHI-58 el depósito de caída esta sobre un paleosuelo que suprayace directamente una colada de lava del volcán Pelado.

El depósito de caída que se asoció con el volcán Chichinautzin está sobre un paleosuelo que suprayace lavas del volcán Pelado en el sitio CHI-02 (Figura 5) y suprayace a un paleosuelo que está sobre el volcán La Comalera en el sitio CHIC-15 (Figura 5). En el paleosuelo del sitio CHIC-15 se extrajeron manualmente y fecharon carbones tabulares de 1-5 mm de longitud.

El análisis de las muestras de paleosuelo en los sitios CHI-12, CHI-56, CHI-58 y CHI-02 se realizó en el laboratorio de radiocarbono de la Universidad de Arizona (Tucson) por el método de conteo de partículas  $\beta$  y los resultados (aun sin publicar) se obtuvieron en septiembre de 2011 (CHI-12 y CHI-02) y enero de 2014 (CHI-56 y CHI-58). El análisis de la muestra de carbones (sitio CHIC-15) se realizó en el laboratorio de radiocarbono Beta Analytic en Miami, Florida, empleando la técnica de AMS y los resultados se obtuvieron en junio de 2022. Los datos fueron corregidos por  $\delta^{13}\text{C}$  y se calibraron (en años cal. A.P.) usando el software Calib8.20 (Stuiver *et al.* 2021), que utiliza la curva de calibración IntCal20 (Reimer *et al.* 2020). Se emplearon dos desviaciones estándar (un error  $2\sigma$ , con una probabilidad del 95.4%), para mayor confiabilidad en el rango de edad obtenido (Walker 2005).

Los datos anteriormente enunciados fueron compilados e interpretados en conjunto con los publicados previamente para estos volcanes, confrontando los resultados frente a los datos de otros volcanes con edades recientes en el campo volcánico. Los datos de radiocarbono publicados

previamente fueron recalculados empleando la misma técnica, con el propósito de obtener resultados comparables.



**Figura 5.** Representación esquemática y fotografías de las secciones estratigráficas levantadas en los sitios donde se colectaron muestras para fechamiento por radiocarbono. En el caso de CHI-56, CHI-12 y CHI-58 (círculos azules) se fechó una muestra del paleosuelo que subyace un depósito de caída presumiblemente del volcán Guespalapa, mientras que en CHI-02 subyace un depósito de caída que se presume proviene del volcán Chichinautzin. En CHIC-15 (círculo naranja) se extrajeron manualmente carbones de un paleosuelo que subyace un depósito de caída presumiblemente del volcán Chichinautzin. La ubicación de los sitios de muestreo será presentada en la Figura 25

#### 4.4. Geoquímica

Para la caracterización y diferenciación geoquímica de los tres volcanes, se juntaron datos de varias fuentes. Primero se compilaron y emplearon los resultados de los análisis de elementos mayores y traza publicados previamente (Siebe *et al.* 2004a; Straub *et al.* 2013a, 2014). En dicha compilación se incluyeron únicamente los datos para los cuales las coordenadas de muestreo están especificadas en el artículo. De esta forma, con base en su ubicación, se vinculó cada muestra con una unidad de la nueva cartografía desarrollada.

La información se complementó con los datos químicos obtenidos para 7 muestras analizadas por el método de  $^{36}\text{Cl}$  (Anexo 2). Este análisis se realizó en el Centro de Investigación de Petrografía y Geoquímica en Nancy (Francia), CRPG por sus siglas en francés (*Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques*), empleando un espectrómetro de emisión óptica (ICP-OES) para los elementos mayores y el Sc y un espectrómetro de masas (ICP-MS) para determinar la concentración de los demás elementos traza.

Se incorporó igualmente el resultado del análisis químico de roca total de 18 muestras, 6 de ellas (Anexo 3) fueron colectadas por la Dra. Marie-Noëlle Guilbaud en los depósitos de caída que suprayacen los paleosuelos fechados por  $^{14}\text{C}$  (Figura 5, secciones CHI-12, CHI- 56 y CHI-02) y las 12 muestras restantes fueron colectadas durante las labores de campo de noviembre de 2021 (Anexo 4), cuya adquisición se concentró en productos no analizados previamente.

En los depósitos de caída se buscó analizar en cada caso la fracción más gruesa (tamaño de grano de ceniza muy gruesa a lapilli medio) y fragmentos vesiculados (Anexo 3 y 4). Los análisis fueron realizados por Activation Laboratories Ltd. en Ontario, Canadá. Los elementos mayores fueron analizados empleando plasma de acoplamiento inductivo por fusión (*Fusion-Inductively Coupled Plasma*, FUS-ICP) y los elementos traza empleando: plasma de acoplamiento inductivo por digestión total (*Total Digestion-Inductively Coupled Plasma*, TD-ICP) para Cd, Cu, Ni, Pb, S; análisis por activación instrumental de neutrones (*Instrumental Neutron Activation Analysis*, INAA) para Au, As, Br, Co, Cr, Hg, Ir, Sb, Sc, Se, W; el multimétodo INAA/TD-ICP para Zn; INAA/TD-MS para Ag; espectrómetro de masas por fusión (FUS-MS) para Bi, Cs, Ga, Ge, Hf, In, Mo, Nb, Rb, Sn, Ta, Th, U, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tl, Tm, Yb, Lu y FUS-ICP para Ba, Be, Sr, V, Y, Zr.

Las composiciones en elementos mayores fueron normalizadas al 100% (base anhidra) y los resultados fueron graficados empleando el software “Igpert – igneous petrology” por medio del cual se generaron diagramas de variación que involucran elementos menores y óxidos de elementos mayores, como el diagrama TAS (álcalis vs sílice) o diagramas binarios de variación elemental, con el fin de encontrar tendencias en las series de rocas analizadas que permitan relacionar o diferenciar la mineralogía de las lavas y confirmar los límites planteados en la cartografía geomorfológica para los volcanes en estudio. Además, los elementos trazas fueron normalizados empleando los valores del manto primitivo de Sun y McDonough (1989) y los elementos de Tierras Raras fueron normalizadas empleando los datos de Nakamura (1974).

#### 4.5. Trabajo de laboratorio

Se prepararon catorce secciones delgadas en el laboratorio de Carlos Uriel Miguel Morales (en Ciudad de México) y se realizó su respectiva caracterización petrográfica (Anexo 5) empleando microscopios de luz transmitida de la sala de microscopios del Departamento de Vulcanología del Instituto de Geofísica y del laboratorio de Microscopios Francisco J. Fabregat del Instituto de Geología. Las fotografías de las láminas fueron obtenidas empleando el sistema digital para captura y procesamiento de imágenes del microscopio Zeiss Axio del Laboratorio de Microscopia Electrónica a cargo del Dr. Dante Morán. Para la clasificación de las rocas se emplearon los diagramas y la terminología recomendada por la Subcomisión para la Sistemática de Rocas Ígneas de la *IUGS* (por sus siglas en inglés *International Union of Geological Sciences*), considerando la abundancia (vol. %) de los principales minerales normalizados al 100%. Para cada muestra se realizó una ficha petrográfica (Anexo 5) donde se detalló el patrón textural (grado de cristalinidad, tamaño y forma de los cristales), textura (general y específica), composición, clasificación y características relevantes de los minerales o la roca, siguiendo a Castro (1989). Los minerales se agruparon según su abundancia relativa en: esenciales (> 5% en volumen), accesorios (< 5% en volumen) y secundarios (producidos por alteración o introducción). Para cada muestra se realizó un conteo de al menos 700 puntos.

## 5. Resultados

Esta sección comienza con una descripción general y algunos datos relevantes de los volcanes Chichinautzin, Guespalapa y Texcal. Posteriormente se aborda en detalle cada volcán, describiendo sus rasgos más distintivos desde el punto de vista geomorfológico, estratigráfico, geocronológico y geoquímico, junto con las relaciones existentes entre ellos. Las principales características de los volcanes se resaltan y resumen en las tablas 3, 4 y 5.

Las descripciones realizadas se basan en conceptos y términos definidos en inglés, por lo que en el Anexo 1 se compilan y presentan los términos en español que se emplearán en las siguientes secciones y su equivalente en inglés.

### 5.1. Cartografía y descripción morfológica

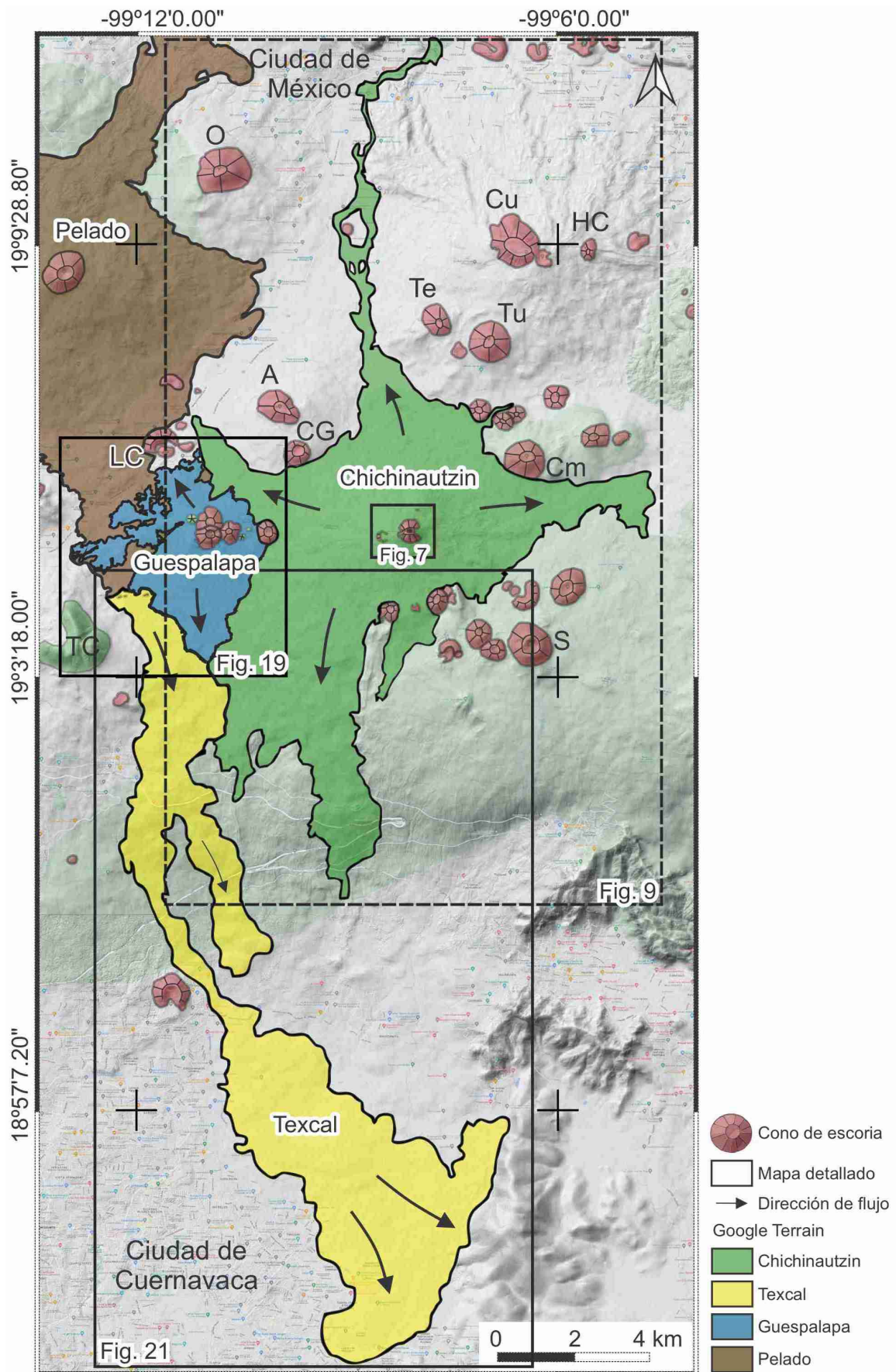
A continuación, se describirán las características morfológicas y relaciones estratigráficas de los tres volcanes. Se detallarán también su zona fuente y las unidades lávicas que los componen.

Los volcanes Chichinautzin, Guespalapa y Texcal están en un mismo sector del campo volcánico, junto con volcanes como el Pelado, La Cima, Acopiaco, Tres Cumbres, Suchiooc, La Comalera, Tulmiac y Cuauhtzin (Figura 6). Estos tres volcanes cubren en conjunto un área de ca.  $\sim 118 \text{ km}^2$ , poseen morfologías muy bien preservadas (recientes) y, con base en éstas, se identifican rasgos como edificios piroclásticos (principalmente conos de escoria) y coladas de lava.

La lava emitida por cada uno de los tres volcanes presenta una distribución espacial diferente (Figura 6): las lavas del volcán Chichinautzin se emplazaron en cuatro direcciones, principalmente hacia el norte y el sur de la zona fuente; por su parte, las lavas del volcán Texcal se emplazaron formando una “única” rama hacia el sureste, mientras que la mayor cantidad de la lava del volcán Guespalapa se emplazó en dos direcciones: hacia el sur y el occidente de su zona fuente.

---

↓ **Figura 6.** Mapa de los volcanes Chichinautzin, Guespalapa y Texcal. Se presenta el mapa sobrepuesto al mapa del terreno de Google (*Google Terrain*) y se emplean recuadros en color negro para resaltar la ubicación de los mapas presentados en las siguientes secciones (figura 7, 9, 19 y 21). Se usan las siglas A: Acopiaco, CG: Caldera del Guarda, Cm: La Comalera, Cu: Cuauhtzin, HC: Hijo de Cuauhtzin, LC: La Cima, O: Oyameyo, TC: Tres Cumbres, Te: Tetzalcoalt, Tu: Tulmiac y S: Suchiooc.



En su zona fuente, como se abordará con mayor detalle en las secciones subsiguientes, cada volcán posee múltiples bocas eruptivas, restringidas a áreas relativamente pequeñas (con coalescencia y superposición de conos en el volcán Guespalapa). Los edificios piroclásticos exhiben también alineamientos en dos orientaciones preferenciales: una WSW-ENE y otra NNW-SSE.

#### *5.1.1. Volcán Chichinautzin*

El volcán Chichinautzin es un volcán escudo coronado por una serie de pequeños edificios (conos y cráteres) alineados en dirección WSW-ENE, asociados con lavas que cubren en conjunto un área total expuesta de ca.  $\sim 59 \text{ km}^2$  (Tabla 3).

El volcán y sus productos tienen una morfología compleja que indica que esta erupción constó de diferentes fases eruptivas dentro de las cuales se presentó una variación no solo en el centro de emisión sino también en el estilo eruptivo.

Las unidades definidas en la cartografía se compilan en la Tabla 3, resaltando aspectos relevantes de su morfología, junto con su área y su volumen. A continuación, se presentan las distintas características de la zona fuente y de manera individual las generalidades de las diferentes unidades lávicas.



**Tabla 3.** Compilación de los datos relevantes del volcán Chichinautzin.

	Área (ca. km <sup>2</sup> ) <sup>1</sup>	Altura/ Espesor (ca. m) <sup>2</sup>	Morfología <sup>3</sup>	Composición química (roca total)	Volumen (km <sup>3</sup> ) <sup>4</sup>
<b>Edificios en la zona fuente</b>					
Cono	0.2	117	W <sub>co</sub> : 519 a 622 m (a causa de la grieta que separa el cono) W <sub>cr</sub> : 176 m Pendiente externa: 27° Altura (máx.): 3473 m.s.n.m. W <sub>cr</sub> (cráteres internos): 16 m Conformado por dos crestas en forma de medialuna, separadas por una grieta en dirección WSW-ENE	Andesita basáltica	0.009
Cráter-W	< 0.1	58	W <sub>co</sub> : 293 m Pendiente externa: 35° Pendiente interna: 62° Altura (máx.): 3398 m.s.n.m. Anillo constituido por lava densa y abierto en el extremo oriental Dirección de la abertura WSW-ENE	Traquiandesita a basáltica	0.001
Cráter N	< 0.1	7	W <sub>co</sub> : 34 m Profundidad: 9 m Altura (máx.): 3325 m.s.n.m.	Desconocida	< 0.001
<b>Unidades lávicas</b>					
C0	42.1 (exp.) 58.4 (máx.)	9	Fuente: no expuesta (posiblemente fisura) <u>Rama N</u> : lava tipo pahoehoe con superficies suaves, superficies con losas o placas levantadas y superficies fragmentadas, con elevaciones de techo plano, pozos de inflación y grietas radiales de inflación Longitud (máx.): 13.63 km <u>Rama NW</u> : lava tipo pahoehoe con superficies suaves, acordonadas, con presencia de montículos de 2 m de altura (superficies con montículos y ondulaciones) y grietas de inflación. Longitud (máx.): 6.85 km <u>Rama E</u> : lava tipo pahoehoe con superficies suaves, acordonadas y con montículos y ondulaciones y grietas de inflación. Longitud (máx.): 6.27 km <u>Rama S</u> : lava tipo aa Longitud (máx.): 10.79 km	Traquiandesita basáltica y andesita basáltica	0.357 (min.) 0.496 (máx.)
C1	3.6 (exp.)	12	Longitud (máx.): 2.32 km (NE) Fuente: cráter N Pendiente promedio: 9° Suprayace: unidad lávica C0	Andesita basáltica	0.045 (min.)
C2	4.4 (exp.) 5.1 (máx.)	11	Longitud (máx.): 3.25 km (SW) Fuente: cráter W Suprayace: unidad lávica C0 Ancho canal: 40 m Lava tipo aa con lóbulos y desarrollo de canales. Variaciones locales a superficies pahoehoe con losas o placas levantadas y superficies acordonadas	Traquiandesita basáltica y andesita basáltica	0.049 (min.) 0.057 (máx.)
C3i	5.5	23	Longitud (máx.): 2.54 km (NW) - 2.73 km (SE) Suprayace: unidades lávicas C0 y C2 Ancho canal: 55 m Fuente: extremo W del cono Pendiente: 8° Lava tipo aa con desarrollo de canales, <i>levées</i> , crestas de presión y lóbulos. Variaciones locales a superficies acordonadas y superficies pahoehoe espinosas	Andesita basáltica y traquiandesita basáltica	0.128
C3d	2.8	24	Longitud (máx.): 3.11 km (E) Fuente: boca situada en el extremo E del cono Suprayace: unidades lávicas C0 y C1 Ancho canal: 100 m Pendiente: 12° Lava tipo aa con desarrollo de canales, <i>levées</i> , crestas de presión y lóbulos	Andesita	0.068

<sup>1</sup> En el caso de tener una unidad parcialmente cubierta se calculan dos áreas, un área expuesta (exp.) y otra máxima (máx.), incluyendo el área expuesta más un estimado del área cubierta

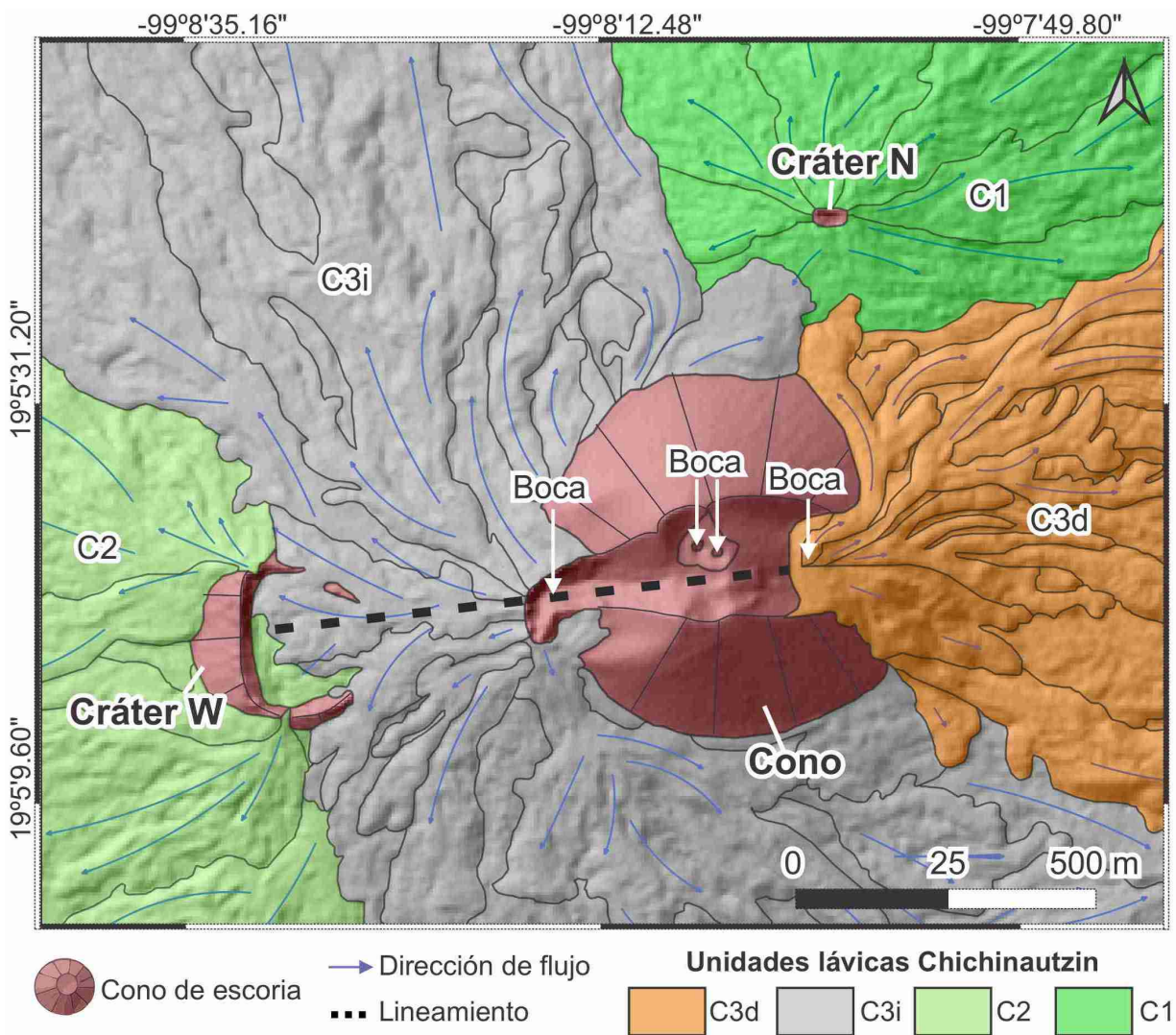
<sup>2</sup> En el caso de las unidades lávicas el valor corresponde con un espesor promedio en el borde de la colada

<sup>3</sup> Se emplea m.s.n.m. para referirse a metros sobre el nivel del mar. W<sub>co</sub>: diámetro de la base del cono. W<sub>cr</sub>: diámetro del cráter.

<sup>4</sup> Mín: mínimo

### Zona fuente

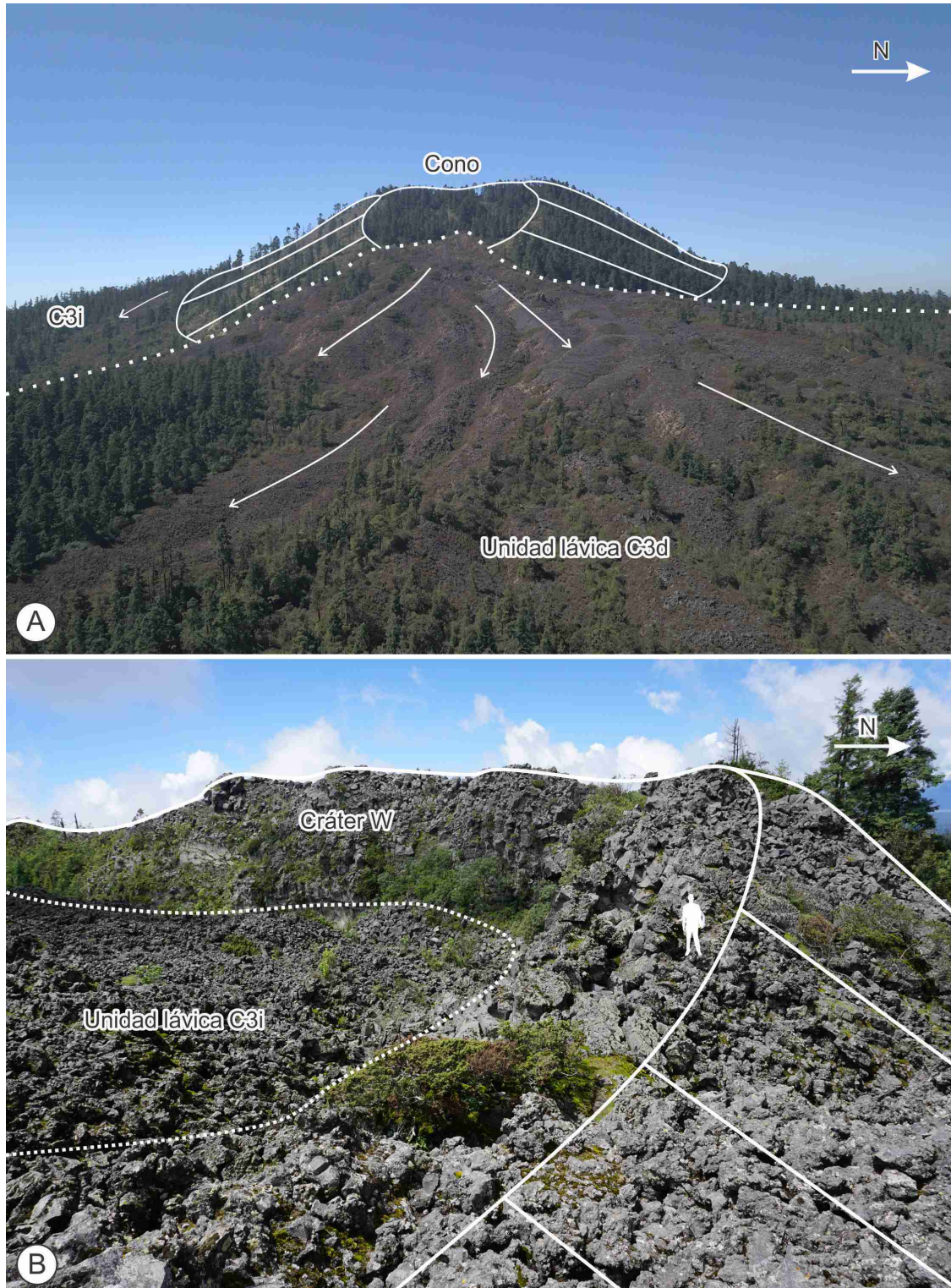
La zona sommital del volcán Chichinautzin (Figura 7) está compuesta por varias bocas eruptivas (centros de emisión) con distintas características. Existe un solo cono de escoria, el cual alcanza una altura de 3473 m.s.n.m. y posee una pendiente promedio de 27° en sus laderas externas. Este edificio piroclástico posee una altura promedio de 117 m, un volumen de  $< 0.1 \text{ km}^3$  y tiene una forma peculiar ya que consta de dos crestas en forma de medialuna, las cuales están separadas por una grieta orientada en dirección WSW-ENE, de hasta 90 m de ancho.



**Figura 7.** Mapa geológico de la zona fuente del volcán Chichinautzin. Se presenta el mapa sobrepuesto al modelo digital de elevación del INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía) para mostrar un cono de escoria con cuatro bocas eruptivas y dos cráteres (uno al norte y otro al oeste del cono). Se resalta la existencia de un lineamiento en dirección WSW-ENE.

A lo largo de la grieta se observan cuatro bocas eruptivas (Figura 7), dos de ellas en la parte central del cono formando dos cráteres pequeños y espacialmente muy cercanos (cada uno con ca. 16 m de diámetro) y otras dos bocas en los costados este y oeste del cono, a través de las cuales fueron emitidas respectivamente las unidades de lava C3d (Figura 8A) y C3i, generando en el caso de la unidad C3d un pequeño montículo en el sitio de la emisión. Se visitó la parte alta del costado norte del cono, donde se observaron fragmentos piroclásticos microvesiculados relativamente pequeños (< 10 cm), sin presencia de grandes bombas ni evidencias de *spatter* en esta región.

Se distinguen también dos cráteres (Figura 7), los cuales están ubicados al norte (cráter N) y al occidente (cráter W) del cono anteriormente descrito y poseen alturas de 3325 m.s.n.m. y 3398 m.s.n.m. respectivamente. El cráter N es pequeño y bastante simétrico, tiene un diámetro aproximado de 34 m y una altura de 7 m. La lava emitida a través de esta abertura (unidad C1) se emplazó en forma de abanico, cubriendo la superficie de alrededor y contribuyendo a la formación del escudo. El cráter W está conformado por un anillo de lava masiva microvesiculada (Figura 8B), posee una altura de 58 m, un diámetro basal de 293 m y pendientes muy pronunciadas (35° en su pendiente externa y 62° en su pendiente interna). Este cráter está abierto en el extremo oriental en dirección WSW-ENE (Figura 7), abertura que en conjunto con la brecha que separa el cono en dos partes define un lineamiento de al menos 1 km de largo. En comparación, el costado occidental del cráter W permanece prácticamente intacto y esta parcialmente cubierto por algunas coladas de lava que parecen haberse desbordado sobre el costado norte y sur del anillo antes descrito. El costado norte del cráter se recorrió en campo y allí se observaron fracturas en las paredes del anillo del cráter con patrones en ángulos de ~90°.



**Figura 8.** Morfología en campo de la zona fuente del volcán Chichinautzin. Se resalta: **A)** Costado oriental del cono, desde donde es emitida la unidad C3d (imagen de dron). **B)** Cráter W, constituido por un anillo de lava masivo relleno parcialmente por lavas altamente fragmentadas (tipo aa) de la unidad C3i (imagen sobre el costado occidental del cráter).

## Unidades lávicas

Las lavas se emplazaron desde la zona fuente en varias direcciones, como se describe a continuación, rellenando parcialmente valles y bordeando tanto conos de escoria preexistentes como unidades lávicas antiguas (Figura 9). Las lavas que se emplazaron al noroeste de la zona fuente bordearon y recubrieron parcialmente las lavas asociadas con los conos de escoria de la Caldera del Guarda y del volcán Acopiaco. A su vez, las lavas emplazadas hacia el noreste rodearon los conos de escoria de La Comalera y Pipiritillo y las lavas de los volcanes Chingueriteria, San Bartolo, Tulmiac, Tetzalcoalt y Cuauhtzin. Las lavas emplazadas hacia el sureste bordearon dos conos de escoria sin nombres y las lavas de los volcanes Los Otates, Yecahuazac y Suchiooc, fluyendo principalmente en dirección sur. Finalmente, las lavas emplazadas hacia el suroeste bordearon el cono de escoria de El Hoyo y las lavas relacionadas con el volcán Guespalapa, concentrándose principalmente en dirección noroeste y sur, hacia donde recubre parcialmente las lavas del volcán Texcal.

Las lavas se emplazaron sucesivamente y formaron distintas unidades morfológicas que se describen a continuación siguiendo el orden estratigráfico y, por lo tanto, cronológico.

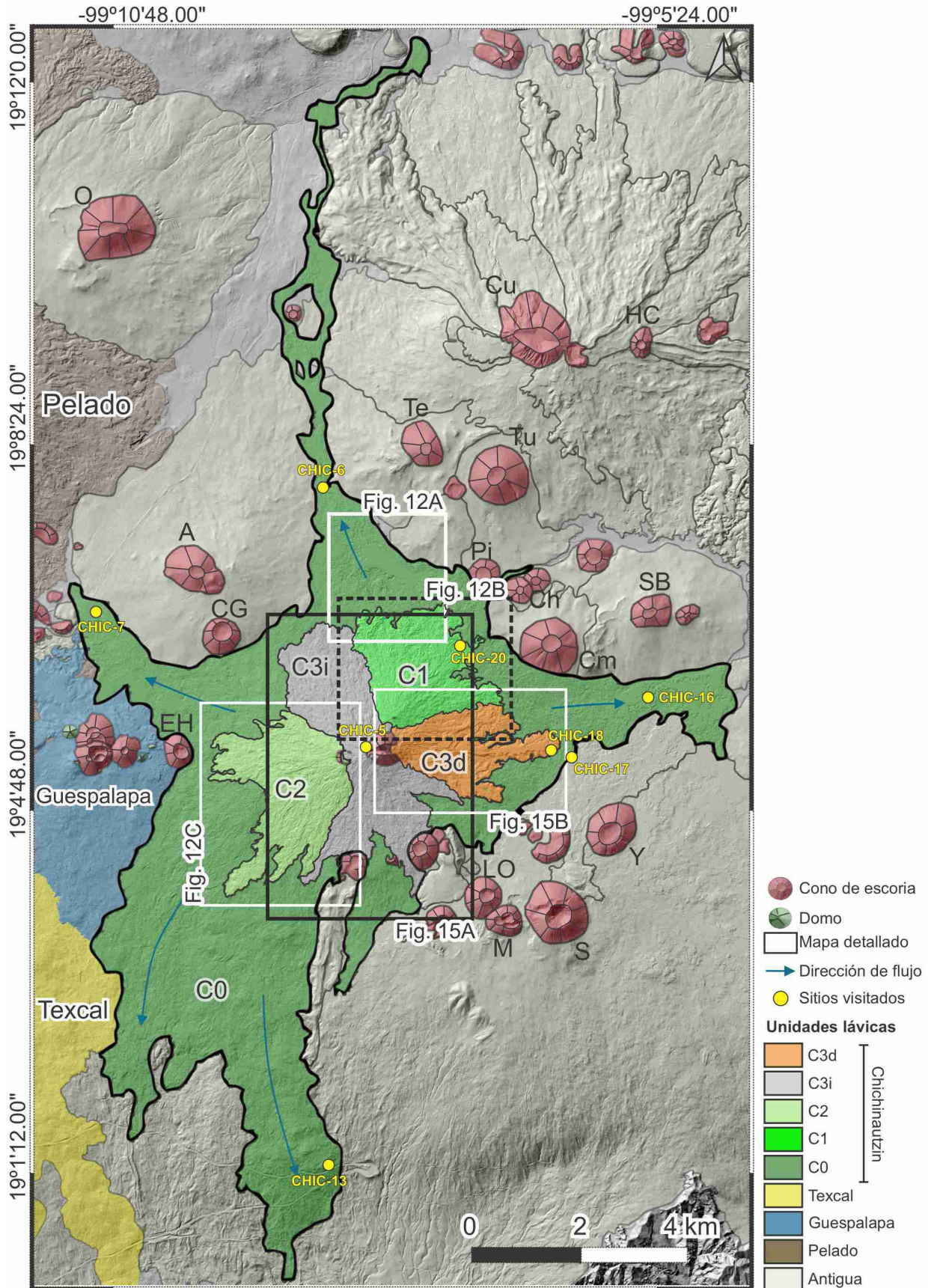
### *Unidad lávica C0*

Esta es la unidad que cubre la mayor extensión, con un área total de  $\sim 58 \text{ km}^2$  y un área expuesta de  $\sim 42 \text{ km}^2$ . Para esta se estimó un espesor promedio de ca. 9 m y con base en este valor se calculó un volumen total entre  $\sim 0.4$  y  $0.5 \text{ km}^3$  (Tabla 3).

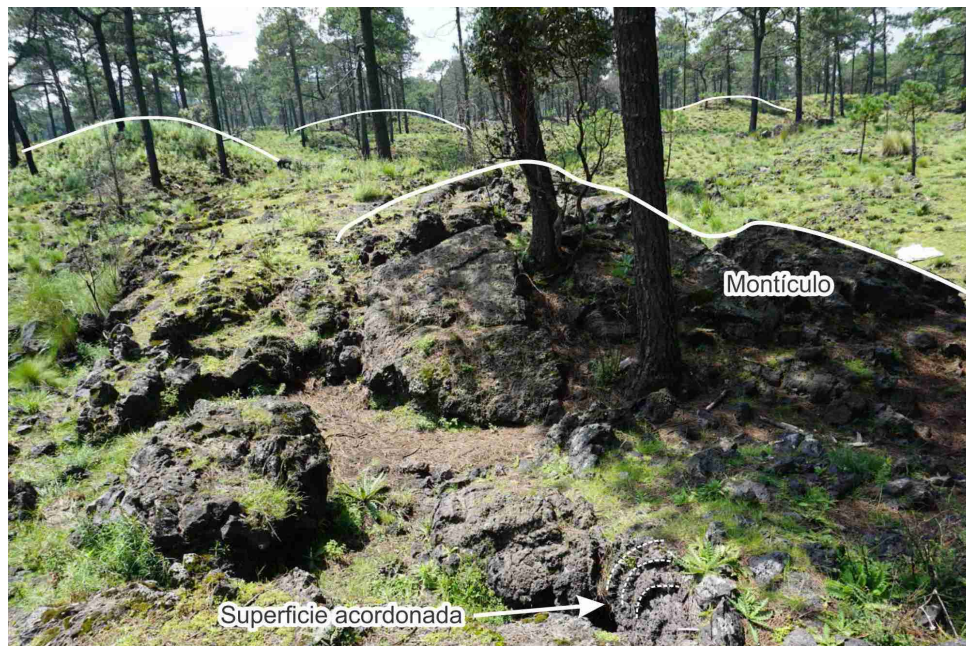
Las lavas de esta unidad forman varias ramas (o lenguas) que ocupan pequeños valles entre los conos de escoria y escudos de lava mencionados previamente (Figura 9), alcanzando una distancia con respecto a la zona fuente de hasta 14 km hacia norte, de hasta 11 km hacia el sur, de hasta 6 km hacia el este y de hasta 7 km hacia el noroccidente.

---

↓ **Figura 9.** Mapa geológico del área del volcán Chichinautzin. Se presenta el mapa sobrepuesto al modelo digital de elevación del INEGI ilustrando las cinco unidades lávicas que fueron definidas para este volcán (C0, C1, C2, C3d y C3i) y sus direcciones generales de flujo. Se emplean recuadros para resaltar la ubicación de los mapas que serán presentados en esta sección (Figura 12 y 15). Los sitios visitados en campo se indican por medio de círculos de color amarillo. Se usan las siglas A: Acopiaco, CG: Caldera del Guarda, Ch: Chingueriteria, Cm: La Comalera, Cu: Cuauhtzin, EH: El Hoyo, HC: Hijo de Cuauhtzin, LO: Los Otates, M: Miquilixtepec, O: Oyameyo, Pi: Pipiritillo, SB: San Bartolo, S: Suchiooc, Te: Tetzalcoalt, Tu: Tulmiac y Y: Yecahuazac.



En la parte norte (ramas norte, noroeste y este) estas coladas tienen una buena exposición y presentan morfologías con superficies muy suaves, continuas y con estructuras de inflación tales como elevaciones de techo plano, pozos de inflación y grietas de inflación (Figura 12A), con separaciones de hasta 1.5 m. Estas formas y estructuras se observaron en los sitios CHIC-6, CHIC-7, CHIC-16, CHIC-17 (Figura 9) y son típicas de lavas descritas como pahoehoe (Walker 1991; Self *et al.* 1998), con superficies acordonadas y variaciones locales a superficies pahoehoe con losas o placas levantadas, superficies pahoehoe fragmentadas y superficies con montículos y ondulaciones (Figura 10).



**Figura 10.** Morfología en campo de la unidad lávica C0. Se resalta el desarrollo de superficies muy suaves, continuas y acordonadas, típicas de lavas tipo pahoehoe, con variaciones locales a superficies con montículos y ondulaciones (imagen tomada sobre la rama noroeste).

Por su parte, la rama sur se describió en un corte de carretera sobre la autopista Ciudad de México – Cuernavaca, cerca de la curva de La Pera (sitio CHIC-13, Figura 9). En este sector la colada posee aproximadamente 8 m de espesor total y está compuesta por unidades de flujo de ~1,5 m de espesor cada una, apiladas una sobre la otra y separadas por una brecha de ~50 cm de espesor, características propias de lavas tipo aa, con evidencias de inflación al interior de las unidades. En comparación con la superficie donde se emplazaron las otras ramas, este sector posee una pendiente promedio un poco más pronunciada (13°).

### *Unidad lávica C1*

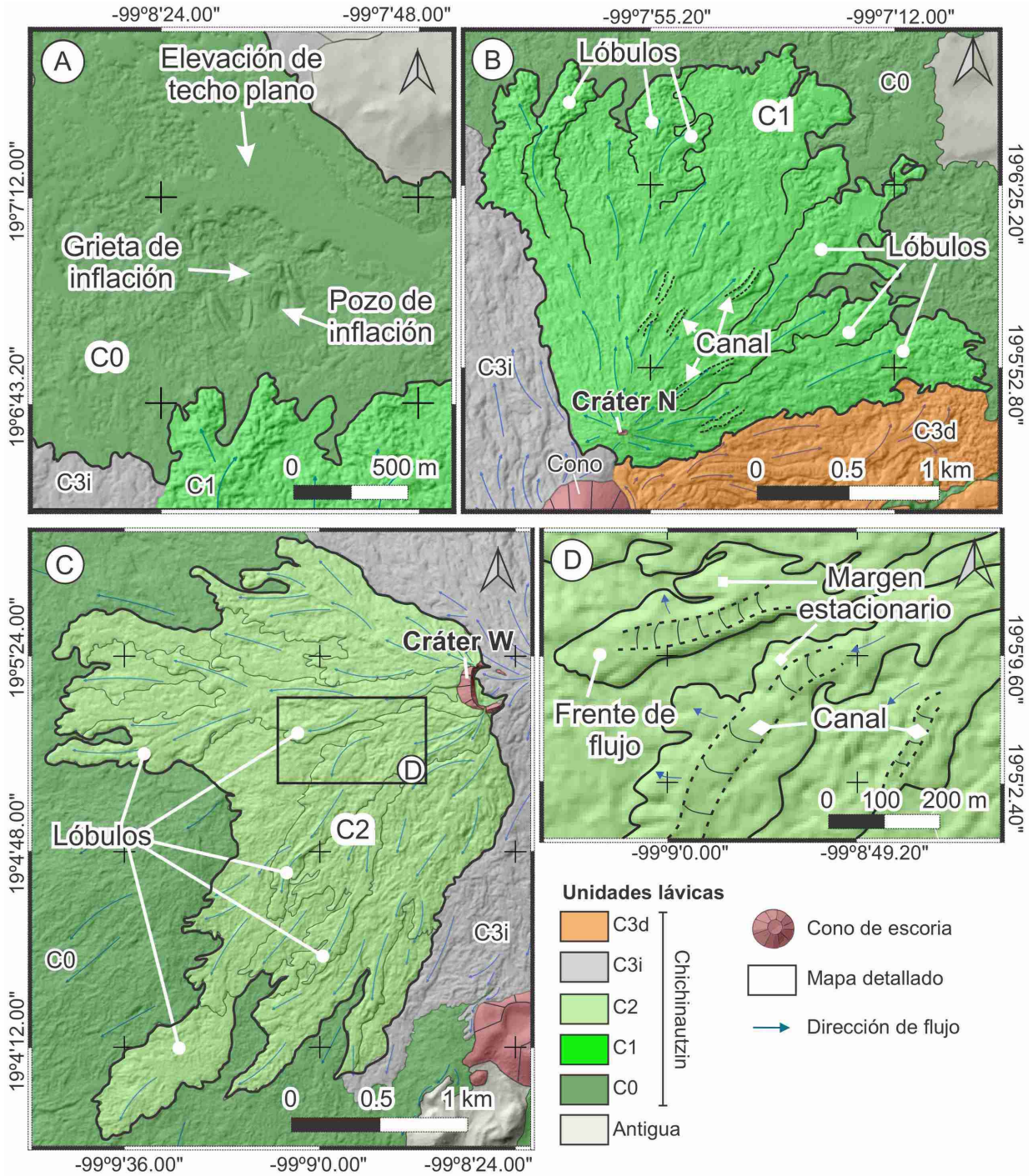
Las lavas de esta unidad posterior fueron emitidas de manera radial desde el cráter N (Figura 12B), cubriendo parcialmente la unidad C0 (Figura 11) y formando un campo en forma de abanico con una pendiente promedio de 9°. En cuanto a su morfología, la lava es bastante uniforme, aunque se pueden distinguir canales pequeños con un ancho promedio de 20 m y lóbulos alargados que dan idea de un flujo relativamente viscoso, con una dirección principal de emplazamiento hacia el noreste (Figura 12B), donde alcanza una distancia de ~2 km con respecto a la zona fuente. Esta morfología es característica de lavas tipo aa (Kilburn 1990). Esta unidad se visitó en su parte más distal (sitio CHIC-20, Figura 9) donde presenta frentes bastante pronunciados (Figura 11) y está constituida por lava masiva muy fracturada y fragmentada, quizá como resultado de su resistencia al avance durante el emplazamiento.



**Figura 11.** Morfología en campo de la unidad lávica C1. Se muestra el frente de la unidad en contacto con la unidad C0 (a la base).

La lava de esta unidad abarca un área expuesta de ~4 km<sup>2</sup> y, debido a la incertidumbre en cuanto a su extensión por debajo de las unidades C3d y C3i que la recubren, no se calculó un área máxima para esta unidad. Con base en el área estimada y un espesor promedio de ca. 12 m en el frente del flujo, se calculó para esta unidad un volumen mínimo de lava de ~0.1 km<sup>3</sup> (Tabla 3).



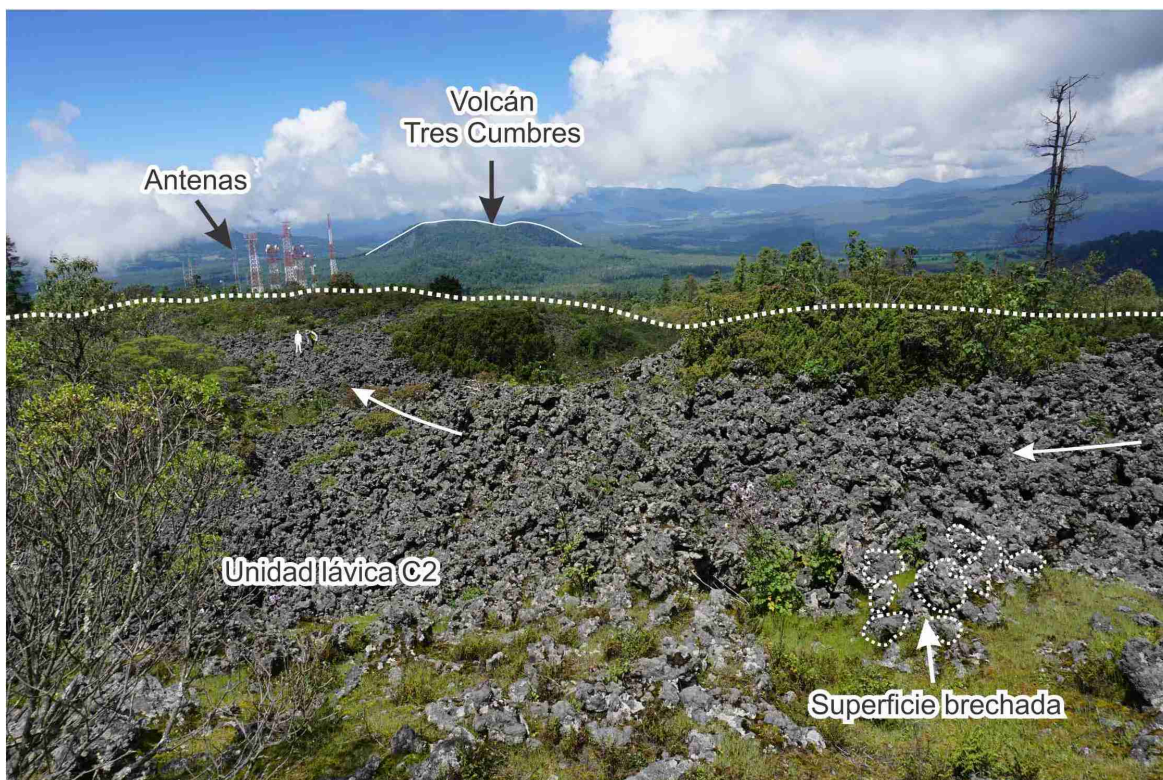


**Figura 12.** Mapa geológico de las unidades lávicas C0, C1 y C2. Se presenta el mapa sobrepuesto al modelo digital de elevación del INEGI resaltando las principales características morfológicas de las unidades lávicas: **A)** C0 con elevaciones con techo plano, junto con pozos y grietas de inflación. **B)** C1 con desarrollo de canales y lóbulos alargados. **C)** C2 con desarrollo de lóbulos y **D)** Desarrollo de canales.

### Unidad lávica C2

Estas lavas fueron emitidas desde el cráter W, desbordándose y cubriendo parcialmente los flancos norte y sur del anillo del cráter y emplazándose preferencialmente hacia el occidente y suroccidente de este, formando un campo en forma de abanico que cubre parcialmente la unidad C0 (Figura 12C). Se desconoce su relación estratigráfica con lavas de la unidad C1 ya que no traslapan.

Las lavas de la unidad C2 cubrieron un área mínima de  $\sim 4 \text{ km}^2$  (calculada con base en la lava expuesta) y alcanzaron una distancia máxima de  $\sim 3 \text{ km}$  hacia el SW. Para la unidad C2 también se calcula un área máxima de  $\sim 5 \text{ km}^2$ , considerando un escenario donde la unidad C2 se emplazó también hacia el norte y el sur del cráter W (porción actualmente cubierta por la unidad C3i). El área máxima se calcula idealizando la forma de la unidad lávica como si fuera la mitad de una circunferencia, cuyo radio es el promedio de la distancia alcanzada por la lava. Con base en las áreas estimadas y un espesor promedio de ca. 11 m, se calcula para esta unidad un volumen de lava de  $\sim 0.1 \text{ km}^3$  (Tabla 3).



**Figura 13.** Morfología en campo de la unidad lávica C2. Conformada por coladas de lava con superficies brechadas (tipo aa) provenientes del cráter W, que generan una topografía relativamente plana

En cuanto a su morfología, en esta unidad predominan superficies brechadas (lava tipo aa, Figura 13) con fragmentos sueltos de 7 a 12 cm, microvesiculados, con variaciones locales a superficies suaves con losas o placas alargadas y levemente levantadas con evidencias de inflación, así como también lavas con superficies acordonadas con presencia de grietas de inflación. Las lavas de esta unidad forman lóbulos alargados (Figura 12C), con frentes pronunciados y desarrollo de pequeños canales (Figura 12D), para los cuales se estimó un ancho promedio de 40 m.

#### *Unidades lávicas C3i y C3d*

Estas lavas fueron emitidas por bocas ubicadas en los costados E y W del cono, sobre la abertura en dirección WSW-ENE. Esta actividad probablemente tuvo lugar después de la construcción del cono ya que bordea y recubre sus depósitos, por lo que aparentemente es la última actividad del volcán.

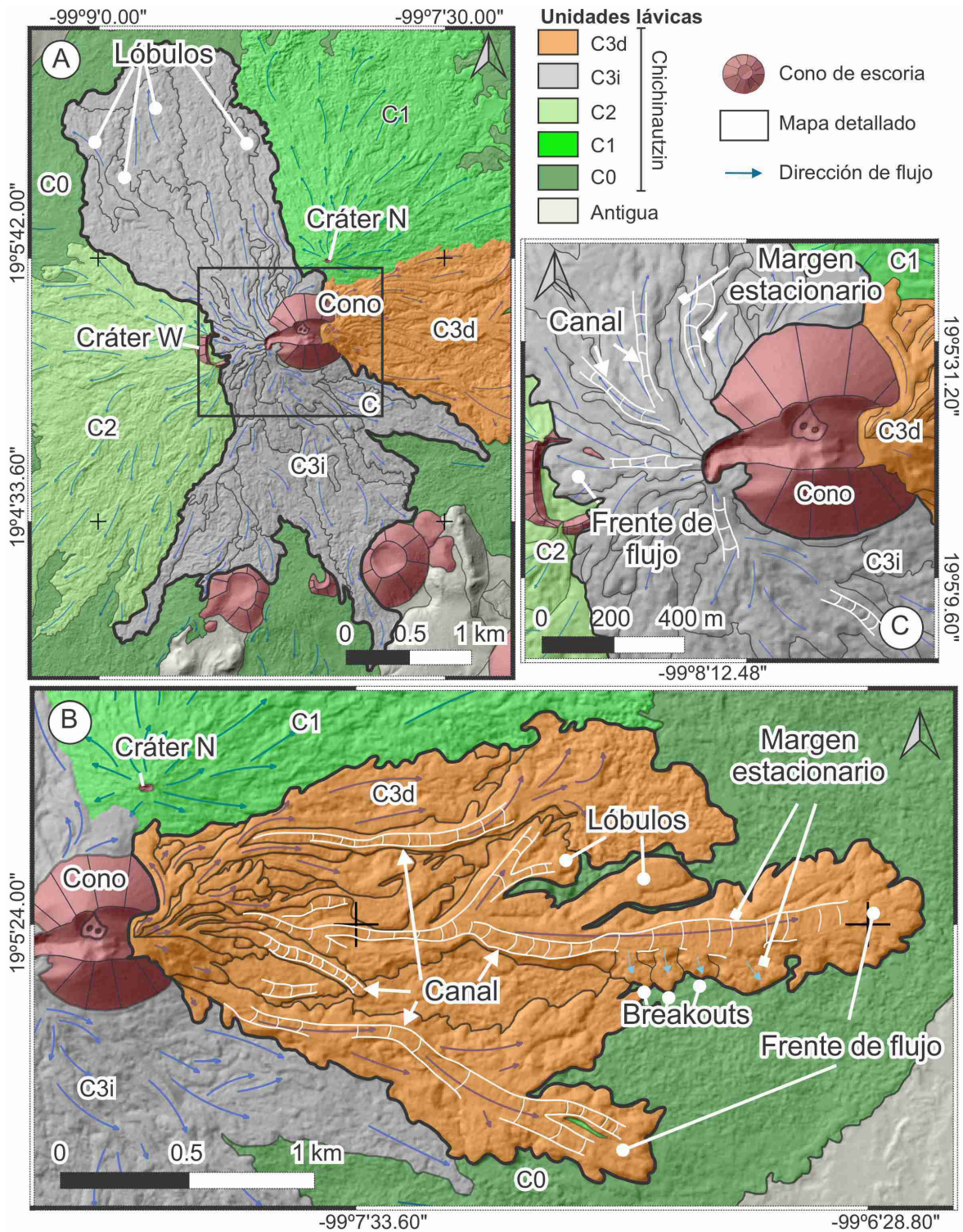
Las lavas de la unidad C3d fluyeron principalmente hacia el este desde la boca oriental del cono (Figura 15B), alcanzando una distancia máxima de  $\sim 3$  km y cubriendo un área de  $\sim 3$  km<sup>2</sup>. Las lavas se caracterizan por presentar frentes pronunciados y una superficie brechada típica de lavas aa, compuesta por fragmentos sueltos de alrededor de 50 cm de diámetro (Figura 14). Por su parte, las lavas de la unidad C3i se extendieron desde la boca occidental del cono en dos direcciones principales (noroccidental y sur, Figura 15A), abarcando un área de  $\sim 6$  km<sup>2</sup>, rellenando parcialmente el cráter W (Figura 15C) y alcanzando una distancia máxima de  $\sim 3$  km hacia el NW y el SE. Esta es una colada de lava con una superficie brechada (lava tipo aa), con fragmentos angulares microvesiculados de  $\sim 2$  cm a 9 cm de diámetro en su parte distal, la cual varía localmente a superficies pahoehoe acordonadas y espinosas. Las lavas de las unidades C3d y C3i tienen respectivamente un espesor en el frente de ca. 24 y 23 m. Con base en estos valores de área se calcula un volumen mínimo de  $\sim 0.1$  km<sup>3</sup> para las unidades C3d y C3i.

Las lavas de las unidades C3d y C3i están en contacto al norte del cono en donde parecen ser contemporáneas y al sureste del cono, donde la unidad C3d recubre parcialmente a la unidad C3i (Figura 15B). Esto podría dar idea de un emplazamiento inicialmente coetáneo de ambas unidades que se prolongó un poco más en la boca oriental del cono, permitiendo que al final de la erupción las lavas de la unidad C3d recubrieran parcialmente a la unidad C3i.



**Figura 14.** Morfología en campo de la unidad lávica C3d. Conformada por coladas de lava con superficies brechadas (tipo aa) provenientes de la boca oriental del cono.

Ambas unidades (Figura 15B y 15C) presentan unidades de flujo con desarrollo de canales (más estrechos en el sector proximal) con márgenes estacionarios (*levées*), *breakouts*, crestas de compresión (en el interior de los canales debido a la resistencia del frente del flujo al avance) y desarrollo de lóbulos. Estas características son más evidentes en la unidad C3d, en donde se formaron canales de hasta 100 m de ancho, con dimensiones superiores a los de la unidad C3i (que alcanzaron un ancho máximo de 55 m). Estas estructuras y formas en unidades lávicas que son más largas que anchas, con longitudes que no superan los 10 km y fluyen concentradas a lo largo de un número limitado de direcciones son típicas de lavas descritas como aa (Kilburn 1990; Kilburn y Guest 1993).



**Figura 15.** Mapa geológico de las unidades lávicas C3i y C3d. Se presenta el mapa superpuesto al modelo digital de elevación del INEGI ilustrando las principales características morfológicas: desarrollo de lóbulos (A y B) y presencia de canales con márgenes estacionarios (B y C). Se denota que la lava bordeo los rasgos preexistentes, indicando que es posterior a estos.

### 5.1.2. Volcán Guespalapa

Este volcán posee una zona fuente con múltiples centros de emisión que formaron cuatro conos de escoria. Estos conos serán designados como El Caballito, El Palomito, Manteca y El Hoyo, siguiendo los nombres utilizados por Siebe *et al.* (2004a), ya que según los autores son los nombres empleados localmente. Dichos conos están asociados con lavas y cubren en conjunto con éstas un área total expuesta de ca.  $\sim 12 \text{ km}^2$  (Tabla 4).

**Tabla 4.** Compilación de los datos relevantes del volcán Guespalapa

	Área (ca. $\text{km}^2$ )	Altura/ Espesor (ca. m)	Morfología	Composición química (roca total)	Volumen ( $\text{km}^3$ )
<b>Edificios piroclásticos</b>					
El Hoyo	0.3	83	W <sub>co</sub> : 558 m W <sub>cr</sub> : 281 m Pendiente externa: 29° Cráteres internos: 2 Diferencia de altura borde de cráter: 34 m Altura (máx.): 3182 m.s.n.m. Profundidad (cráter): 53 m	Andesita basáltica	0.007
Manteca	0.2	103	W <sub>co</sub> : 555 m W <sub>cr</sub> : 130 m Pendiente externa: 26° Cráteres internos: 1 Profundidad (cráter): 32 m Altura (máx.): 3234 m.s.n.m.	Andesita basáltica a andesita	0.008
El Caballito	0.3	119	W <sub>co</sub> : 656 m W <sub>cr</sub> : 334 m Pendiente externa: 31° Cráteres internos: 3 Cráter parásito: 1 Diferencia de altura borde de cráter: 92 m Profundidad (cráter): 49 m Altura (máx.): 3278 m.s.n.m.	Traquiandesita basáltica y andesita basáltica	0.013
El Palomito	0.3	105	W <sub>co</sub> : 704 m W <sub>cr</sub> : 347 m Pendiente externa: 27° Cráteres internos: 3 Diferencia de altura borde de cráter: 40 m Profundidad (cráter): 22 m Altura (máx.): 3244 m.s.n.m.	Andesita basáltica	0.014
<b>Unidades lávicas</b>					
G1	4.8 (exp.)	11	Longitud (máx.): 3.75 km (S) Pendiente: 4° Pendiente pronunciada con bloques de lava densa sobre la superficie	Andesita basáltica a andesita	0.051 (min.)
G2	4.5	25	Longitud (máx.): 3.46 km (SW)-1.6 km (NW) Fuente: El Palomito Suprayace: lavas del volcán Pelado Pendiente suave con escarpes pronunciados en los frentes Pendiente: 1° - 4°	Andesita basáltica a andesita	0.110

	Área (ca. km <sup>2</sup> )	Altura/ Espesor (ca. m)	Morfología	Composición química (roca total)	Volumen (km <sup>3</sup> )
G3	0.4	10	Longitud (máx.): 1.09 km (SW) Fuente: El Caballito (cráter lateral SW) Pendiente: 10°	Desconocida	0.004
G4	1.5	12	Longitud (máx.): 1.18 km (SW) Fuente: cono Manteca Pendiente 5° Bordea conos El Palomito, El Caballito y El Hoyo	Andesita basáltica a traquiandesita basáltica	0.018

Se emplea m.s.n.m. para referirse a metros sobre el nivel del mar.  $W_{co}$ : diámetro de la base del cono.  $W_{cr}$ : diámetro del cráter.  
Min: mínima. Exp: expuesta.

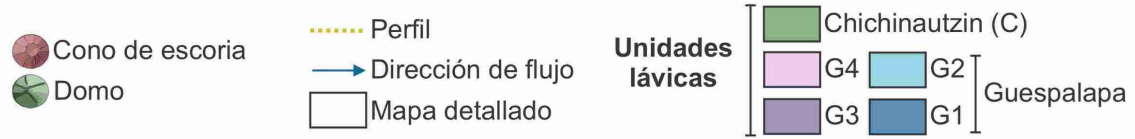
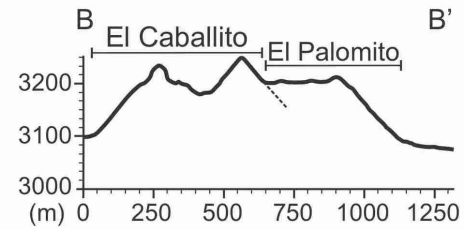
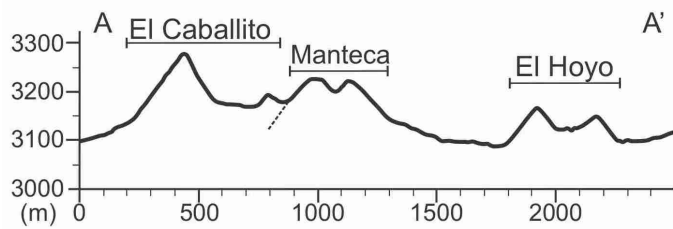
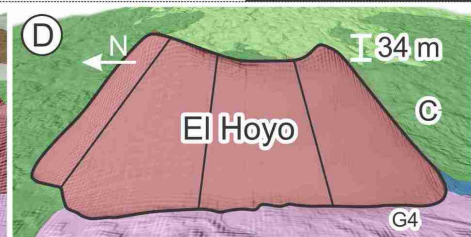
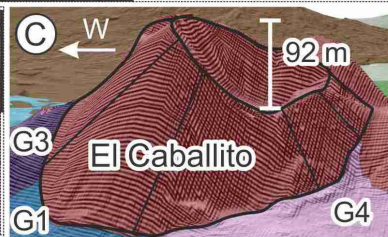
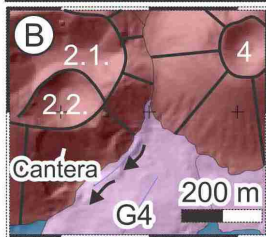
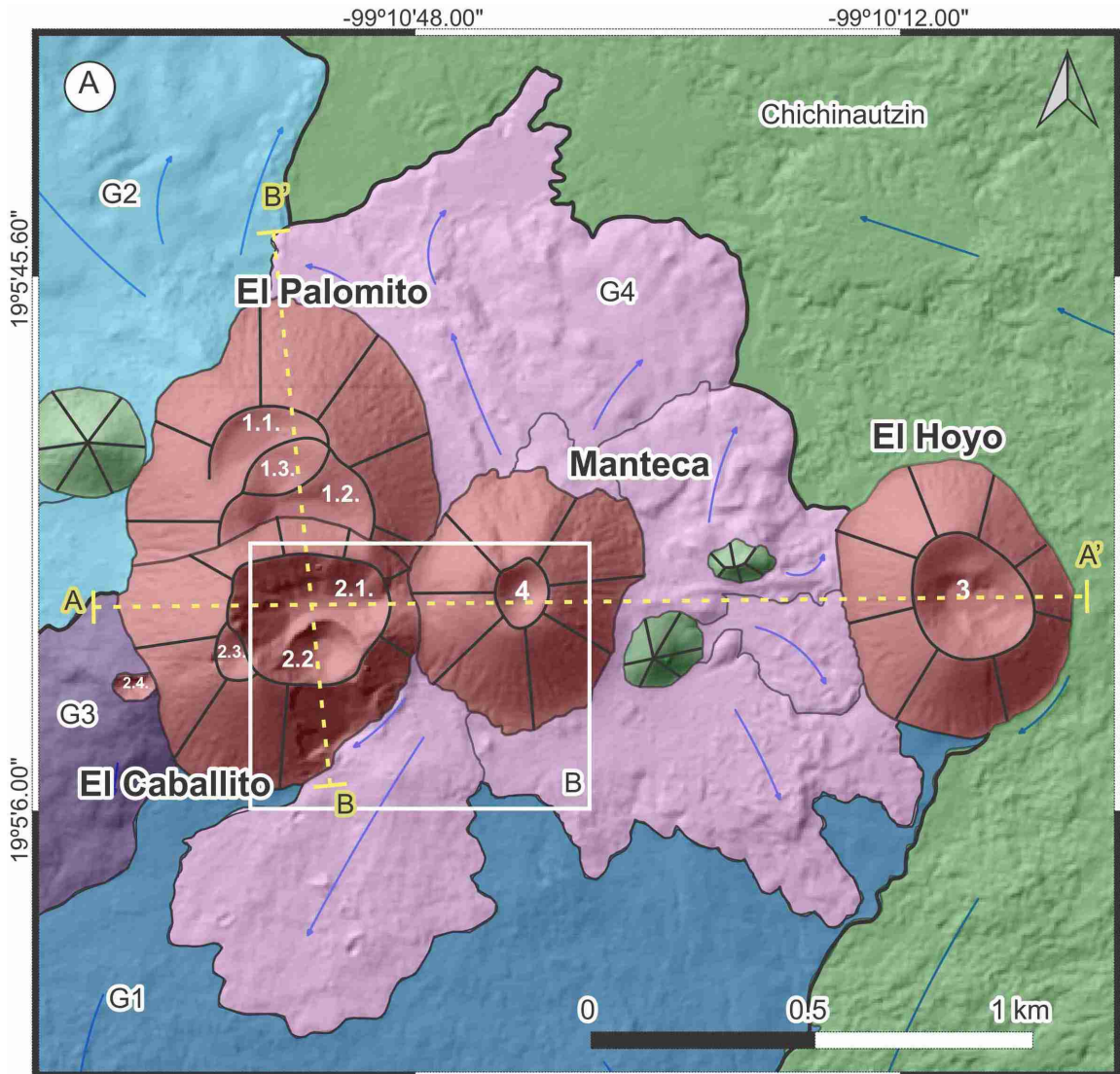
### Zona fuente

En lo referente a su distribución espacial, los cuatro edificios piroclásticos se encuentran agrupados y dispuestos con un arreglo en forma de L (Figura 16A). Los conos El Caballito y El Palomito (Figura 16A y perfil B-B') son coalescentes, ya que hay sobreposición de los edificios e interferencia en sus cráteres (Corazzato y Tibaldi 2006); esta disposición y los cráteres internos de los conos permiten definir un lineamiento de al menos 650 m de longitud en dirección NNW-SSE.

El cono Manteca (Figura 16A, perfil A-A') está directamente al oriente del cono El Caballito sobreimponiéndose sobre este, ya que existe cierto traslape entre los conos, pero sin interferencia en sus cráteres (Corazzato y Tibaldi 2006). El cono El Hoyo es relativamente simple y está 450 m al oriente del cono Manteca, sin traslaparse con este. La disposición de estos tres conos permite definir un lineamiento de al menos 1850 m de longitud.

Por consiguiente, es posible distinguir dos orientaciones preferenciales en los edificios (Figura 19): una WSW-ENE definida a partir de los conos El Caballito, Manteca y El Hoyo y otra NNW-SSE definida a partir de la disposición y los cráteres internos de los conos El Palomito y El Caballito.

↓ **Figura 16.** Mapa geológico de la zona fuente del volcán Guespalapa. Se presenta el mapa sobrepuesto al modelo digital de elevación del INEGI (imagen A) para resaltar cuatro conos de escoria (El Palomito, El Caballito, El Hoyo y Manteca) agrupados con un arreglo en forma de L. Se trazan dos perfiles para resaltar la morfología y profundidad de los cráteres de los conos El Caballito y El Palomito (B-B') y de los conos El Caballito, Manteca y El Hoyo (A-A'). Se muestran dos imágenes 3D, desarrolladas a partir del modelo digital de elevación, para resaltar algunas características morfológicas del cono El Caballito (imagen C) y del cono El Hoyo (imagen D). Se muestra también un detalle de la unidad G4 (imagen B) resaltando su relación estratigráfica con el cono El Caballito, al cual está bordeando. Los números en color blanco en los cráteres de los conos (imagen A y B) indican el orden cronológico de su formación.

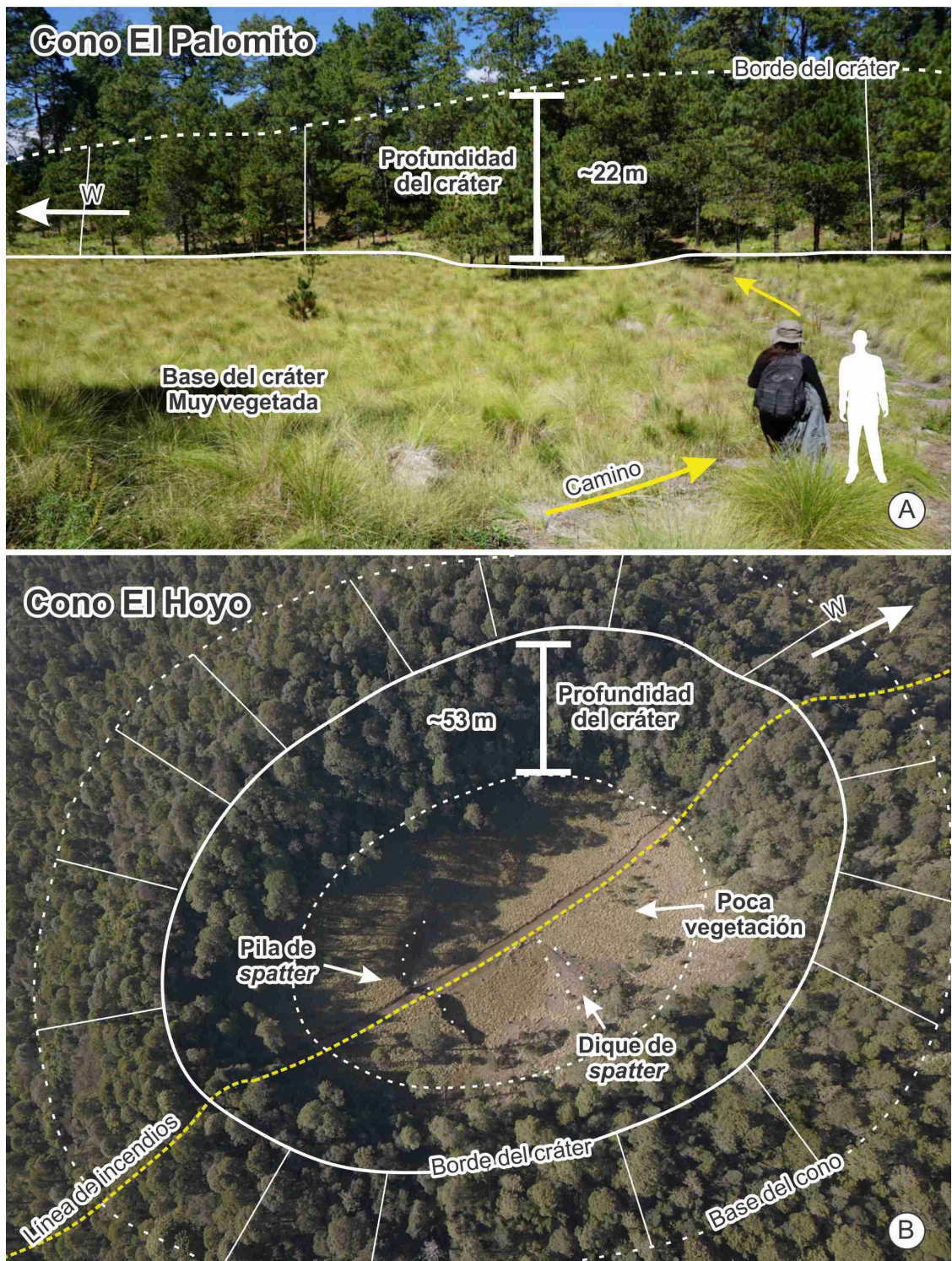




Los edificios piroclásticos de este volcán poseen varias particularidades que se describirán a continuación. En lo relativo a su acceso, los conos El Hoyo, Manteca y El Caballito son atravesados por una línea de incendios (Figura 17B), la cual permite un ascenso relativamente sencillo. Por su parte, los conos El Caballito y El Palomito tienen un camino que asciende y bordea los conos (Figura 17A).

En cuanto a su morfología, los conos Manteca y El Hoyo en el sector este del agrupamiento son relativamente sencillos. El cono Manteca es simétrico (Figura 16A) y aunque no posee deformaciones significativas en ninguna dirección particular, tiene evidencias de un colapso en la parte norte del cono; además, está poco vegetado y posee un escaso desarrollo de suelo. Este cono alcanza una altura de 3234 m.s.n.m., posee una pendiente promedio de 26° en sus laderas externas, tiene una altura promedio de 103 m, un volumen de < 0.1 km<sup>3</sup> y una profundidad de cráter de 32 m (Tabla 4). Por su parte, el cono El Hoyo está ligeramente alargado en dirección NNW-SSE (Figura 16A), alcanza una altura de 3182 m.s.n.m., tiene una pendiente promedio de 29° en sus laderas externas y posee una altura promedio de 83 m (Tabla 4), siendo el cono de menor altura en el volcán (Figura 16, perfil A-A'). Sin embargo, se destaca que la altura de sus flancos es asimétrica (Figura 16D): es más baja en los costados oriental y occidental del cono, con una diferencia de hasta 34 m con respecto al flanco norte, que es el más alto. Además, este cono presenta un escaso desarrollo de suelo y poca vegetación (Figura 17B), posee un volumen de < 0.1 km<sup>3</sup> y una profundidad promedio del cráter de 53 m. Su cráter se destaca por tener en el extremo oriental una pila (*rampart*) de 3 metros de altura compuesta mayoritariamente por *spatter* y un dique de *spatter* en la parte media orientado en dirección N 5° W.

Por otro lado, los conos El Palomito y El Caballito en el sector oeste del agrupamiento son más complejos ya que tienen múltiples cráteres internos, desarrollados principalmente en dirección NNW-SSE, que por su morfología parecen haberse formado en el orden en que se indica en la Figura 16A. El cono El Palomito alcanza una altura de 3244 m.s.n.m., posee una pendiente promedio de 27° en sus laderas externas, tiene una altura promedio de 105 m, un volumen de < 0.1 km<sup>3</sup> y una profundidad promedio de 22 m en sus cráteres (Tabla 4). Este cono posee un cráter poco profundo (Figura 17A), muy vegetado y con mayor desarrollo de suelo en comparación con los demás edificios del volcán.



**Figura 17.** Morfología en campo de la zona fuente del volcán Guespalapa. Se detalla el interior y la profundidad de los cráteres de los conos: **A)** El Palomito, poco profundo y vegetado y **B)** El Hoyo (imagen de dron), con poca vegetación y mayor profundidad

Por su parte, el cono El Caballito posee un cráter parásito en su costado occidental (Figura 16A), alcanza una altura de 3278 m.s.n.m., tiene una pendiente promedio de 31° en sus laderas externas, posee una altura promedio de 119 m, un volumen de  $< 0.1 \text{ km}^3$  y una profundidad promedio de 49 m en sus cráteres (Tabla 4), mayor que la de sus conos vecinos. Este cono está además menos vegetado que el cono El Palomito.

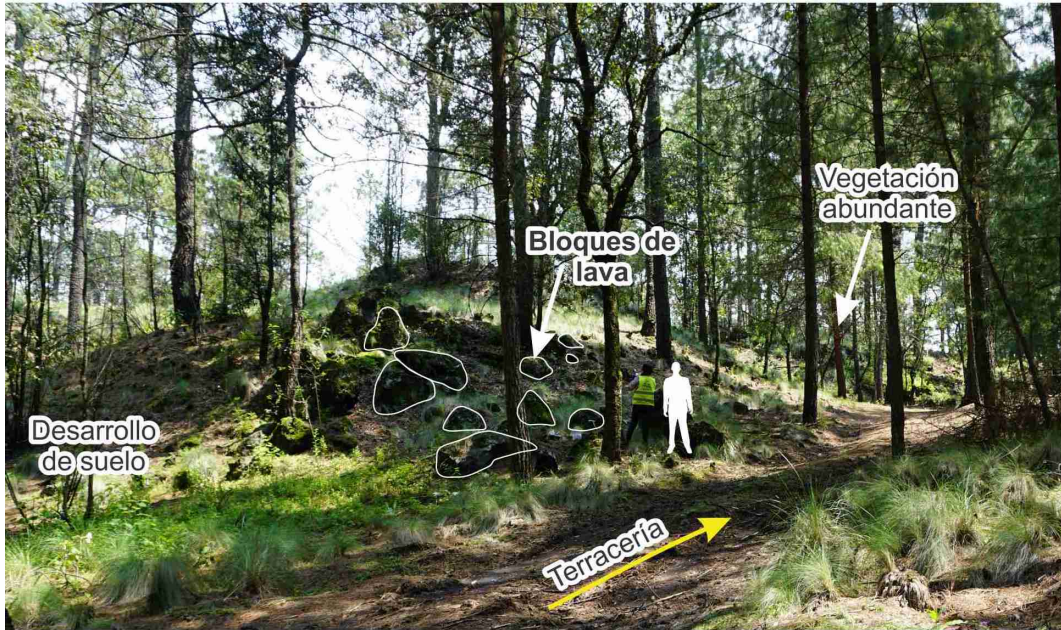
La altura del borde de los cráteres presenta diferencias considerables tanto en el cono El Palomito como en el cono El Caballito: en el cono El Palomito los costados oriental y occidental son hasta 40 m más altos que el costado norte y en el cono El Caballito el costado noroccidental es notoriamente más alto que el costado suroriental, con una diferencia en altura de hasta 92 m (Figura 16C).

### **Unidades lávicas**

La formación de conos de escoria estuvo acompañada por la emisión de lavas en múltiples direcciones (norte, nororiente, occidente y sur), las cuales alcanzan su mayor distancia (~4 km) hacia el sur (Figura 19).

Las lavas que se emplazaron al noroccidente y suroccidente del área fuente recubrieron parcialmente lavas del volcán Pelado y posiblemente del volcán La Cima (Figura 19, unidad G2), mientras que las lavas emplazadas hacia el norte están parcialmente recubiertas por lavas del volcán Chichinautzin. Las lavas que se emplazaron hacia el sur están parcialmente cubiertas por lavas del volcán Chichinautzin y por lavas del volcán Texcal. A su vez, el cono El Hoyo fue rodeado y está parcialmente recubierto por las lavas del volcán Chichinautzin; no se observan lavas asociadas a la actividad del cono El Hoyo y esto podría deberse a que fueron cubiertas por lavas del volcán Chichinautzin.

Las lavas presentan desarrollo de suelo y vegetación, con pinos distanciados de 1 a 2 m entre sí (Figura 18). Éstas forman distintas unidades morfológicas que están descritas a continuación siguiendo el orden estratigráfico y, por lo tanto, cronológico.

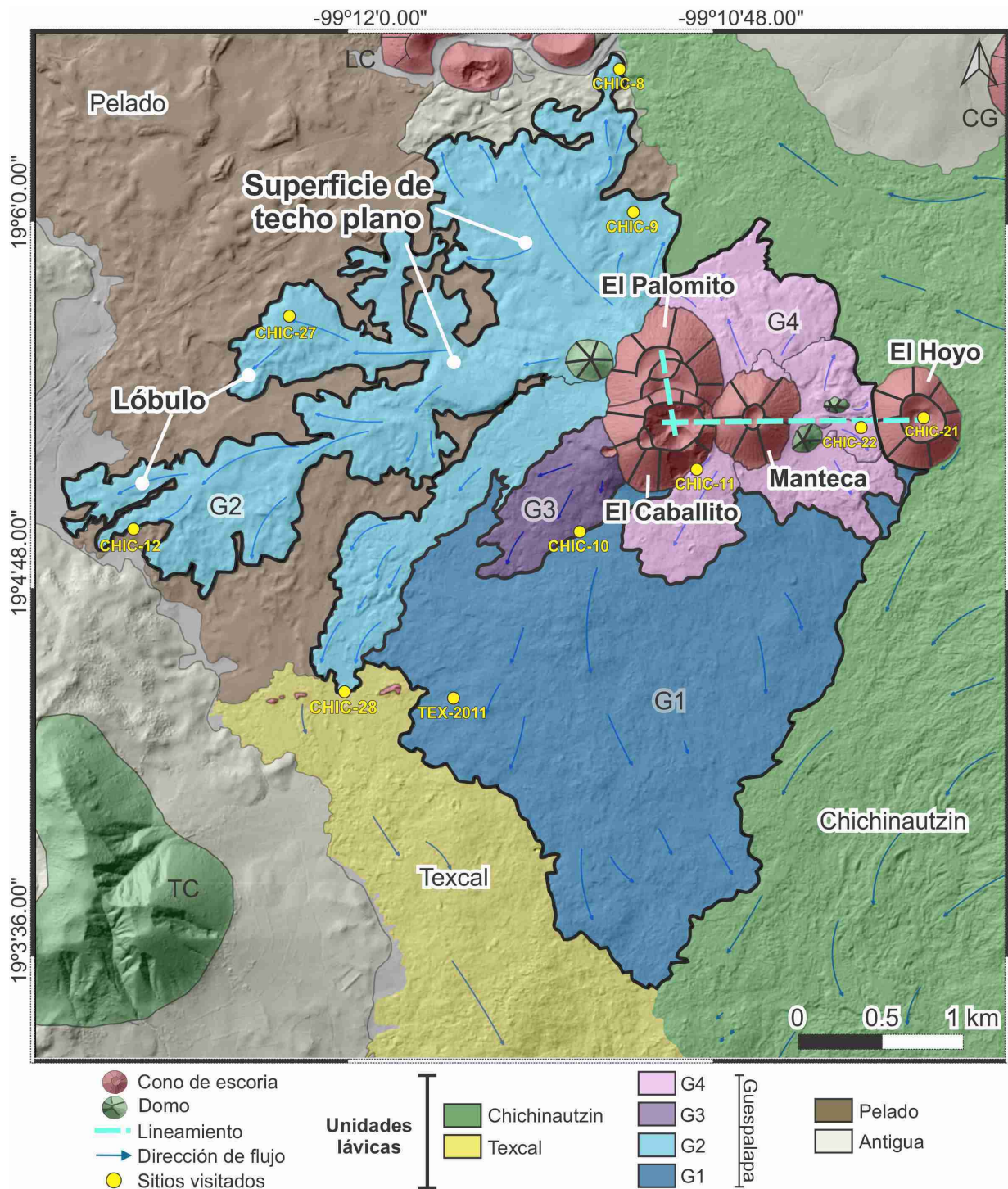


**Figura 18.** Morfología en campo de las unidades lávicas del volcán Guespalapa. Se resalta el desarrollo de suelo y vegetación, además de la presencia de bloques de lava sobre la superficie

### *Unidad lávica G1*

Esta unidad agrupa lavas con una morfología bastante uniforme (Figura 19) y una pendiente promedio de  $4^\circ$ , donde solo se distinguen algunos frentes de lava que permiten calcular un espesor promedio de  $\sim 11$  m. Esta unidad lávica abarca un área expuesta de  $\sim 5$  km<sup>2</sup> y a partir de esta se calcula un volumen mínimo de  $\sim 0.1$  km<sup>3</sup> (Tabla 4). En cuanto a su centro de emisión, estas se generaron en la zona fuente, desde donde recorrieron una distancia máxima de  $\sim 4$  km hacia el sur, pero no es claro si están relacionadas a un cono particular o fueron emitidas a lo largo de una fisura.

Esta unidad se visitó en su parte distal (sitio TEX-2011 en Figura 19), donde sobresalen bloques de lava de  $\sim 60$  cm a 1 m de tamaño sobre la superficie. En este sitio el contacto con las lavas del volcán Texcal se marca con un cambio en la pendiente y en la morfología de la superficie, pasando de una zona relativamente plana y con presencia de montículos (volcán Texcal) a un área con una pendiente mayor que se eleva progresivamente en comparación con el área circundante hacia el sur.



**Figura 19.** Mapa geológico en el área del volcán Guespalapa. Se presenta el mapa sobrepuesto al modelo digital de elevación del INEGI, donde se resaltan las cuatro unidades lávicas que fueron definidas para este volcán (G1, G2, G3 y G4) y sus direcciones generales de flujo. Se trazan dos lineamientos (uno en dirección WSW-ENE y otro NNW-SSE), definidos a partir de los conos de escoria. Los sitios visitados en campo se indican por medio de círculos de color amarillo. Para los nombres de los volcanes se emplean las siglas CG: Caldera del Guarda, LC: La Cima y TC: Tres Cumbres.

### *Unidad lávica G2*

Esta unidad fue emitida desde el costado occidental del cono El Palomito y consta de varias ramas hacia el oeste que alcanzaron una distancia máxima de ~4 km desde el cono (Figura 19). Esta unidad lávica desarrolló formas de abanico y lóbulos alargados y posee una pendiente suave (de 1° a 4°), con desarrollo de superficies de techo plano, escarpes pronunciados en los frentes y un espesor promedio de 25 m. La unidad abarca un área expuesta de ~5 km<sup>2</sup> y un volumen mínimo de ~0.1 km<sup>3</sup> (Tabla 4). Esta unidad se visitó en varios sitios (CHIC-8, CHIC-9, CHIC-12, CHIC-27 y CHIC-28 en Figura 19), donde se aprecia como una lava con bloques de ~1 a 2 m de diámetro sobre la superficie.

### *Unidad lávica G3*

Estas lavas fueron emitidas desde un cráter parásito en el costado SW del cono El Caballito (Figura 19), dicho cráter posee un diámetro promedio de 80 m y desde allí las lavas alcanzaron una distancia máxima de ~1 km hacia el suroccidente, con una pendiente de 10° sobre su superficie. Éstas son lavas bastante uniformes en morfología, pobremente vesiculadas. Abarcan un área de < 1 km<sup>2</sup> y tienen un espesor medio de ~10 m, por lo que se estima para estas un volumen de < 0.1 km<sup>3</sup> (Tabla 4).

### *Unidad lávica G4*

Las lavas de esta unidad se emplazaron radialmente desde la base del cono Manteca y alcanzan su máxima distancia (~1 km) hacia el suroccidente de este cono (Figura 19). Estas lavas poseen una superficie muy suave con una pendiente promedio de 5°, un espesor medio en el frente de 12 m y un área expuesta de ~2 km<sup>2</sup>, a partir de la cual se calculó un volumen mínimo de < 0.1 km<sup>3</sup> (Tabla 4). Las lavas de esta unidad fueron emitidas en múltiples direcciones, bordeando los otros conos (Figura 19). Éstas están cubiertas por poco suelo y tienen abundantes vesículas.

### 5.1.3. Volcán Texcal

Éste es un volcán constituido por una unidad lávica cuya zona fuente (área conocida como Cuescomates) está conformada por una serie de muros y conos de *spatter* interconectados, los cuales están dispuestos en tres segmentos orientados en dirección WSW-ENE. Dichos segmentos se denominaron como segmento W (por oeste), segmento C (por central) y segmento E (por este). Todos los productos de este volcán, lavas y edificios piroclásticos, cubren un área total de ca. ~47 km<sup>2</sup>.

Se hicieron observaciones generales y se realizaron algunas mediciones con base en el modelo digital de elevación que se resumen en la Tabla 5 y se presentan a continuación.

**Tabla 5.** Compilación de los datos relevantes del volcán Texcal.

	Área (ca. km <sup>2</sup> )	Altura/ Espesor (ca. m)	Morfología	Composición química (roca total)	Volumen (km <sup>3</sup> )
Edificios piroclásticos	< 0.1	10 (W) 7 (C) 9 (E)	Tres segmentos orientados en dirección WSW-ENE con desarrollo de conos y muros <i>spatter</i> <u>Segmento W</u> Longitud: 75 m W <sub>co</sub> : 37 m Pendiente: 33° Altura (máx.): 2952 m.s.n.m. <u>Segmento C</u> Longitud: 88 m W <sub>co</sub> : 36 m Pendiente: 20° Altura (máx.): 2950 m.s.n.m. <u>Segmento E</u> Longitud: 146 m W <sub>co</sub> : 55 m Pendiente: 26° Altura (máx.): 2962 m.s.n.m.	Traquibasalto, basalto, traquiandesita basáltica y andesita basáltica	< 0.001
Unidad lávica	47.19	~8	Longitud (máx.): 21.21 km Fuente: Cuescomates Lava basáltica pahoehoe de apariencia prístina, con desarrollo de canales, tubos y evidencias de procesos de inflación		0.393

Se emplean las siglas m.s.n.m. para referirse a metros sobre el nivel del mar, W<sub>co</sub>: diámetro de la base del cono y máx: máxima.

### Zona fuente

El segmento W (Figura 22A, perfil C-C') tiene una longitud de 75 m, alcanza una altura de 2952 m.s.n.m. y consta de un cono de *spatter* de 10 m de altura, con un cráter de 5 m de diámetro, una pendiente media de 33° y un diámetro de 37 m en la base, a partir del cual se calcula un volumen inferior a 0.1 km<sup>3</sup> (Tabla 5). En la base de este cono se observó un tubo de aproximadamente 2 m de ancho, con algunas ventanas en superficie hacia el interior (*skylights*, de ~1 metro de diámetro). Se observó también (60 m al NNE del cono descrito) otro cono de *spatter* que alcanza 2 m de altura por encima de la lava y posee 1 m de diámetro en su cráter.

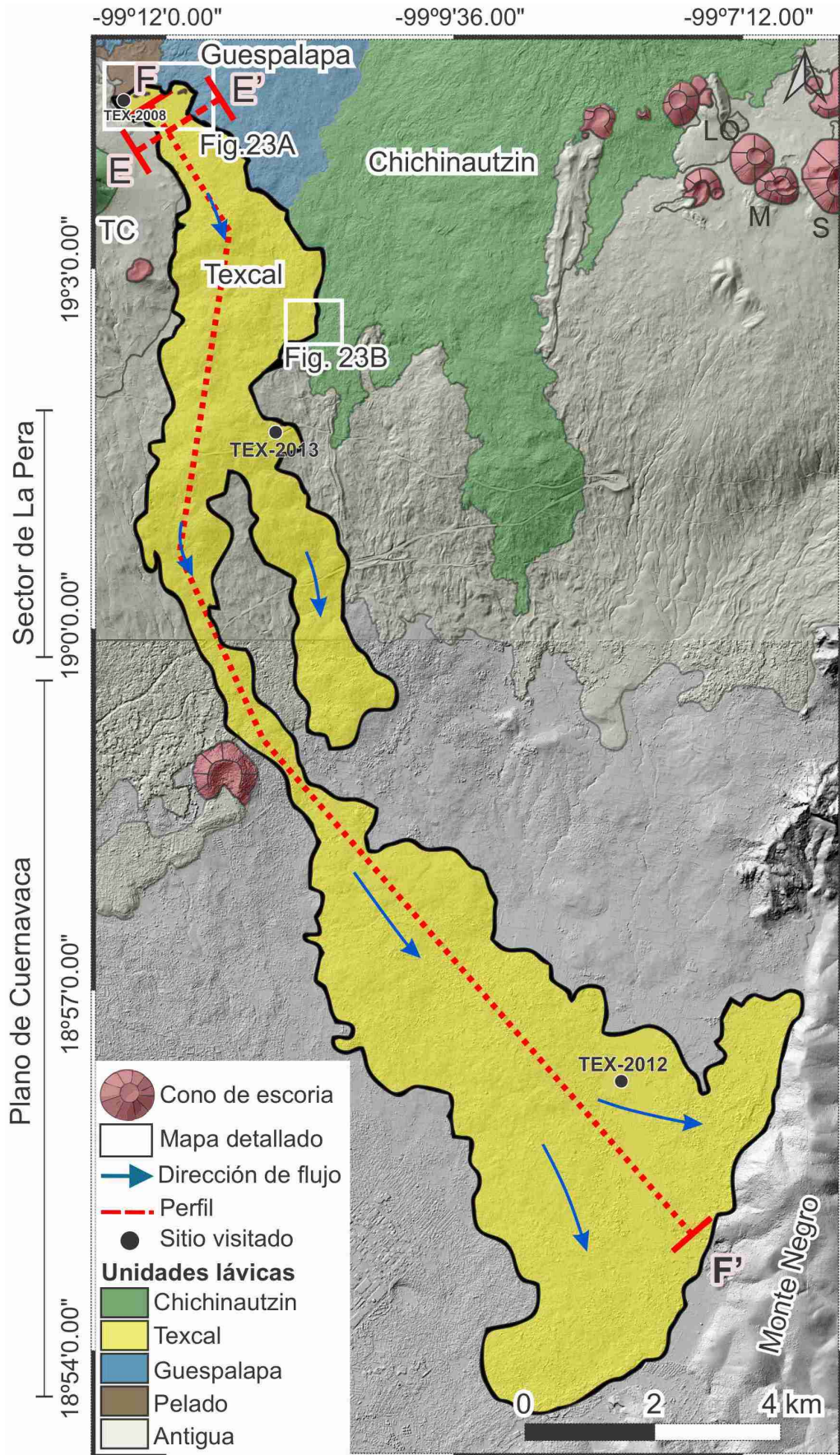
El segmento C tiene una longitud de 88 m, alcanza una altura máxima de 2950 m.s.n.m. y posee una altura media de 7 m (Figura 22A, perfil C-C'). Este segmento presenta un muro de *spatter* que está orientado en dirección WSW-ENE y tiene una ligera curvatura hacia el sur en su extremo occidental. En el extremo oriental del muro hay un cono de *spatter*, en el cual se aprecia apilamiento del *spatter* y evidencias de flujo en las porciones más vítreas. El cono posee una pendiente media externa de 20° y un diámetro en la base de 36 m, para el cual se calcula un volumen inferior a 0.1 km<sup>3</sup> (Tabla 5). Este cono posee una abertura profunda en su cráter (de ~7 m o más), junto con tubos de lava y un canal de ~1.5 m de ancho (sobre las lavas en su base).

El segmento E tiene una longitud de 146 m, alcanza una altura máxima de 2962 m.s.n.m. y posee una altura media de 9 m (Figura 22A, perfil D-D'). En este segmento se observan conos de *spatter* conectados lateralmente por medio de muros de *spatter* (Figura 21A). Los conos poseen una pendiente media externa de 26° y un volumen inferior a 0.1 km<sup>3</sup> (Tabla 5). Así, en conjunto, el volumen calculado para todos los edificios piroclásticos es < 0.1 km<sup>3</sup>. Se destaca la presencia de tubos semiverticales (chimeneas) de ~1.5 a 2 m de diámetro en la base de los edificios, con una profundidad de 3 a 4 m y con ventanas a la superficie de 0.5 a 1.5 m de diámetro (Figura 21B).

---

↓ **Figura 20.** Mapa geológico en el área del volcán Texcal. Se presenta el mapa sobrepuesto al modelo digital de elevación del INEGI para resaltar la unidad lávica que fue definida para el volcán y su dirección general de flujo. Se enmarca en un recuadro la zona fuente del volcán, que será presentada a continuación (Figura 23A) y una zona que será detallada posteriormente (Figura 23B) para observar la relación estratigráfica entre las lavas del volcán Texcal y del volcán Chichinautzin. Se trazan las líneas de dos perfiles que serán presentados a continuación (F-F' y E-E'). Los sitios visitados en campo se indican por medio de círculos de color negro. Para los nombres de los volcanes se emplean las siglas: LO: Los Otates, M: Miquilixtepec, S: Suchiooc y TC: Tres Cumbres.





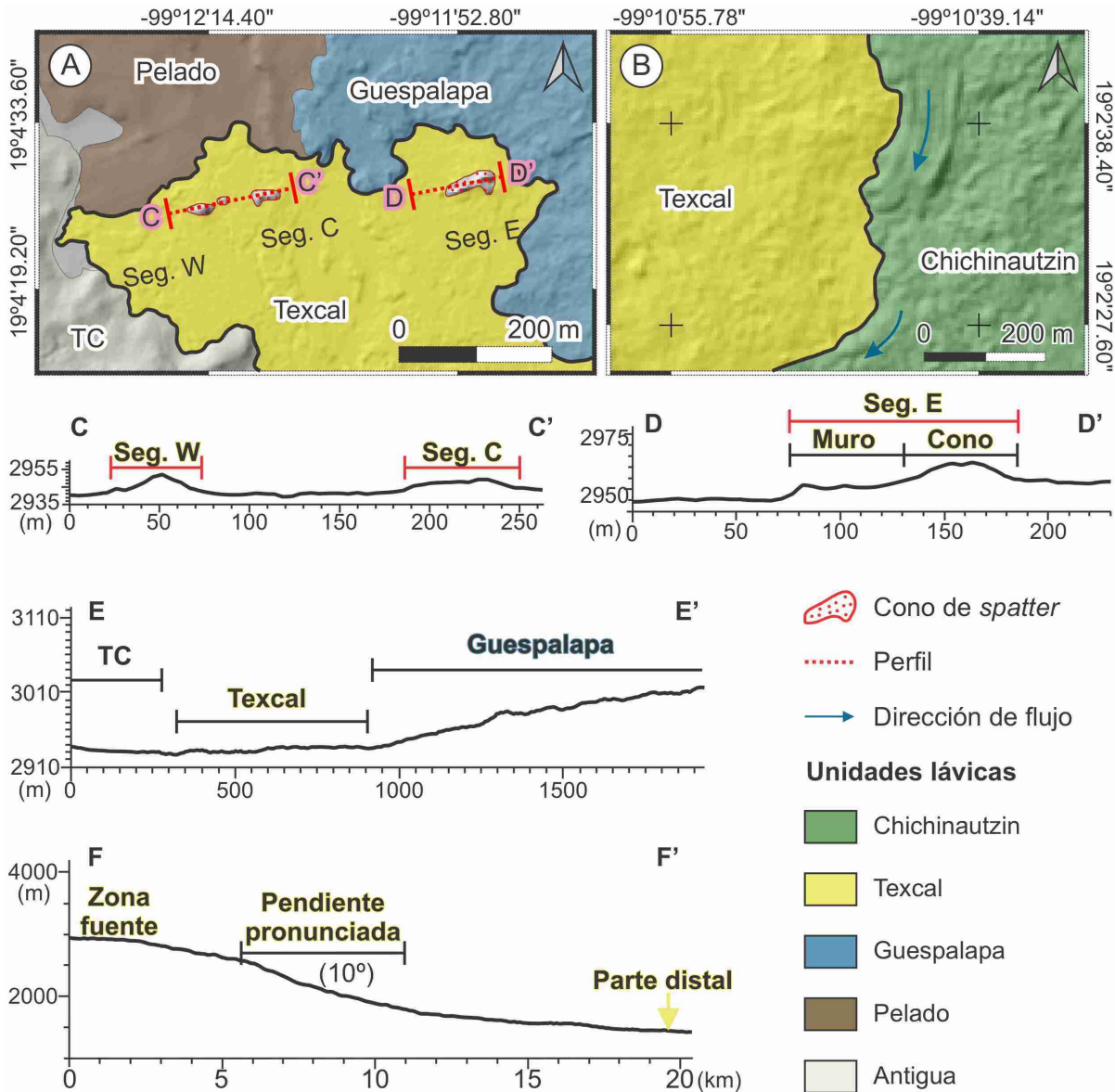
### Unidad lávica

Las lavas se emplazaron desde la zona fuente, principalmente en dirección suroriental (Figura 20), como se describe a continuación: éstas alcanzaron una distancia máxima de ~21 km, abarcando un área de ~47 km<sup>2</sup>, con un espesor promedio de ca. 8 m y un volumen de ~0.4 km<sup>3</sup> (Tabla 5). Estas lavas bordearon y cubrieron parcialmente lavas de los volcanes preexistentes: Pelado, Tres Cumbres y Guespalapa (Figura 22A), generando una topografía con pendientes más suaves que la de sus vecinos (Figura 22, perfil E-E'). A su vez, estas lavas parecen estar parcialmente cubiertas por lavas del volcán Chichinautzin (Figura 22B).



**Figura 21.** Morfología en campo de la zona fuente del volcán Texcal. Se destaca: A) El desarrollo de muros y conos de spatter (imagen de dron del segmento E). B) El desarrollo de tubos de lava (imagen de un tubo de lava semivertical en la base de un cono de *spatter* del segmento E). C) El desarrollo de coladas de lava con superficies suaves, continuas y onduladas, que exhiben una apariencia prístina.

En su parte proximal la lava posee superficies suaves, continuas y onduladas, características de un flujo en láminas (Figura 21C). Se observan igualmente montículos de 3 a 4 m de altura, así como también tubos y canales en la base de los edificios piroclásticos.



**Figura 22.** Características de la zona fuente del volcán Texcal y relación estratigráfica con el volcán Chichinautzin. Se presenta el mapa geológico de la zona fuente (A) sobrepuesto al modelo digital de elevación del INEGI para ilustrar tres segmentos orientados en dirección WSW-ENE, donde se trazan dos perfiles en los que se muestran los edificios piroclásticos: C-C' (segmentos W y C) y D-D' (segmento E). Se presenta la relación estratigráfica entre las lavas del volcán Chichinautzin que cubren parcialmente las lavas del el volcán Texcal (B) y dos perfiles adicionales: F-F' (con un cambio de pendiente en la parte media del flujo) y E-E' (donde se aprecia la topografía generada por las lavas del volcán Texcal, que es menos empinada que la de sus volcanes vecinos). Se emplea la sigla TC: Tres Cumbres.

En su parte media (a una distancia de 6 km del área fuente) la lava llegó al sector de La Pera, donde está bien expuesta sobre la vía de cuota Ciudad de México–Cuernavaca (sitio TEX-2013, Figura 20). En esta área la lava exhibe un espesor de hasta 6 m, con evidencias de inflación (Figura 23A) y características de lava tipo pahoehoe, con unidades de flujo de ~3 m de espesor, microvesiculadas en el centro y con un aumento en el tamaño de las vesículas hacia los bordes de cada unidad. En algunos sectores se aprecia el contacto entre las unidades de flujo y en otros parecen estar fusionadas. Donde se aprecia el contacto, se observa como las unidades fueron emitidas durante un mismo evento eruptivo (sin desarrollo de suelo entre ambas).



**Figura 23.** Morfología en campo de la parte media y distal de la unidad lávica emitida por el volcán Texcal. Se destacan: evidencias de inflación (A) y superficies suaves y acordonadas (B) que prevalecen hasta la parte distal de la rama.

En el sector de La Pera hay un cambio brusco en la pendiente, que varía de  $\sim 1^\circ$  en su zona fuente a  $\sim 10^\circ$  en este lugar (Figura 22, perfil F-F'). Dicho cambio coincide con la apertura del flujo en dos brazos (Figura 20), que conservan ambos una dirección de flujo hacia el SE. La lava en el brazo occidental continuó fluyendo hacia el sureste, donde formó un campo de lavas en forma de abanico y alcanzó su máxima distancia en el valle de Cuernavaca, parando su avance por la presencia de un alto topográfico bastante pronunciado, denominado en el mapa de orografía del INEGI como Monte Negro, que sirvió como una barrera y marcó el límite final del flujo. La parte distal de la colada aflora en una quebrada de  $\sim 5$  m de ancho accesible por terracería (sitio TEX-2012, Figura 20), con superficies suaves y acordonadas (Figura 23B) indicativo de una lava tipo pahoehoe.

## 5.2. Geocronología

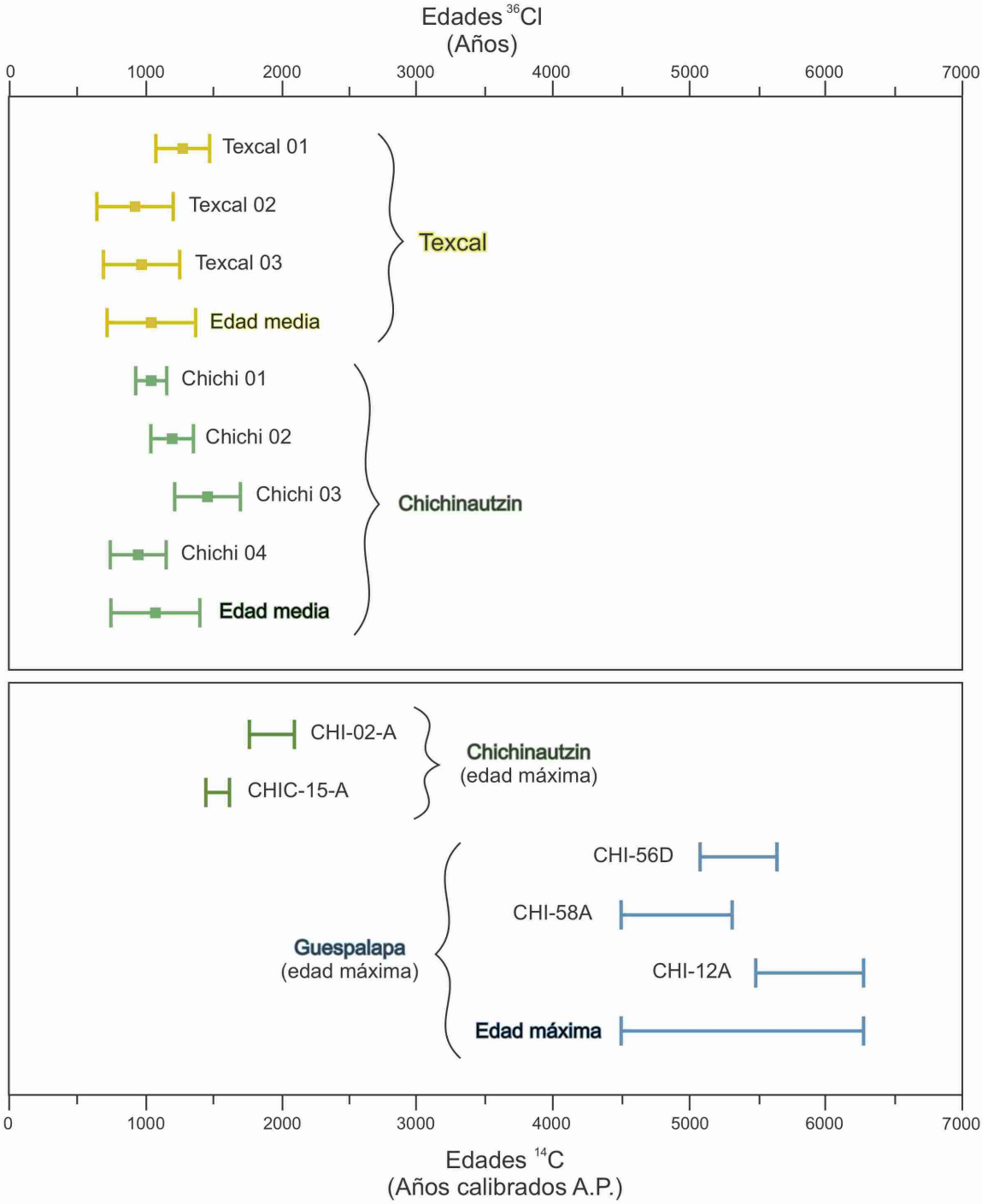
En esta sección se reportan los resultados de fechamiento obtenidos empleando el método de  $^{36}\text{Cl}$ , para determinar la edad de los volcanes Texcal y Chichinautzin (Tabla 6) y los resultados obtenidos por el método de radiocarbono (Tabla 7), para determinar la edad máxima de los volcánes Chichinautzin y Guespalapa (se resalta que todos los datos fueron calibrados en años cal. A.P.). Las edades obtenidas se grafican en la Figura 24.

**Tabla 6.** Datos de las muestras fechadas por  $^{36}\text{Cl}$ , para determinar la edad de los volcanes Texcal y Chichinautzin. Se presenta: localización, efecto *shielding* por el relieve circundante (*shielding factor*), espesor, resultados analíticos y edades de exposición de las muestras fechadas. Se emplea la sigla m.s.n.m. para metros sobre el nivel del mar.

Muestra	Texcal 01	Texcal 02	Texcal 03	Chichi 01	Chichi 02	Chichi 03	Chichi 04
Latitud (N)	19°04'25.33"	19°04'22.70"	19°04'24.58"	19°06'20.31"	19°06'20.83"	19°06'26.66"	19°06'26.47"
Longitud (O)	99°12'09.93"	99°12'11.64"	99°12'13.35"	99°09'28.77"	99°09'27.60"	99°11'03.96"	99°11'02.96"
Elevación (m.s.n.m.)	3020	3027	3034	3197	3199	3143	3145
<i>Shielding</i> del relieve circundante	0.99129	0.99604	0.99689	0.99482	0.99482	0.99249	0.98609
Espesor de la muestra (cm)	6	5	5	4.5	7	3	4
Peso de la muestra (g)	58.43	62.02	61.33	30	30.39	30.21	31.52
Masa de Cl en el spike (mg)	1.802 ± 0.090	1.801 ± 0.090	1.796 ± 0.090	1.782 ± 0.089	1.812 ± 0.091	1.811 ± 0.091	1.805 ± 0.090
$^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$	3.433 ± 0.068	3.433 ± 0.062	3.431 ± 0.059	3.847 ± 0.076	3.707 ± 0.096	3.562 ± 0.135	3.734 ± 0.076
$^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ ( $10^{-14}$ )	1.846 ± 0.213	1.555 ± 0.215	1.616 ± 0.195	1.536 ± 0.183	1.760 ± 0.206	1.755 ± 0.237	1.420 ± 0.192
[Cl] en la muestra (ppm)	420 ± 95	395 ± 82	401 ± 80	343 ± 40	428 ± 73	573 ± 178	392 ± 52
$^{36}\text{Cl}$ ( $10^4$ átomos/g)	10.7 ± 2.5	8.4 ± 2.0	8.9 ± 2.0	7.8 ± 1.3	11.0 ± 2.1	14.2 ± 4.5	8.1 ± 1.5
Edad (años)	1140 ± 350	947 ± 286	996 ± 289	950 ± 224	1084 ± 290	1257 ± 463	943 ± 243

Las siete muestras fechadas *in situ* por  $^{36}\text{Cl}$  (Tabla 6) dan edades consistentes, tanto en el caso del volcán Texcal como en el del volcán Chichinautzin. Estas edades son similares y muy recientes (Figura 24), siendo las edades más jóvenes reportadas hasta ahora para el campo volcánico. Las edades en la zona fuente del volcán Texcal son: 1140±350 años (Texcal 01), 947±286 años (Texcal 02) y 996±289 años (Texcal 03). Estos tres datos permiten definir en conjunto una edad promedio para el volcán de 1028 años y una desviación estándar de 100 años. Así, considerando la

incertidumbre en las edades obtenidas (29%) y propagándola junto con la desviación estándar, se obtiene una la edad media de:  $1028 \pm 324$  años (con una incertidumbre del 32%).



**Figura 24.** Resultados de los fechamientos obtenidos empleando los métodos de  $^{36}\text{Cl}$  y  $^{14}\text{C}$ . Se presenta la edad media de los volcanes Texcal y Chichinautzin y las edades máximas de los volcanes Chichinautzin y Guespalapa.

Las edades del volcán Chichinautzin por  $^{36}\text{Cl}$  son:  $950 \pm 224$  años (Chichi 01),  $1084 \pm 290$  años (Chichi 02),  $1257 \pm 463$  años (Chichi 03) y  $943 \pm 243$  años (Chichi 04) (Tabla 6). En conjunto estas cuatro permiten definir una edad promedio de 1059 años y una desviación estándar de 147 años para este volcán. La incertidumbre en las edades obtenidas es del 28 % y propagando esta incertidumbre junto con la desviación estándar se obtiene una incertidumbre total del 31% en la edad media:  $1059 \pm 333$  años (Figura 24). Para este mismo volcán se obtuvieron dos datos adicionales (edades máximas) por radiocarbono (Tabla 7): uno de 1732 – 2110 años cal. A.P. (paleosuelo debajo de depósito de caída) en el sitio CHI-02 (Figura 25B) y otro de 1538 – 1639 años cal. A.P. (carbones en paleosuelo debajo de depósito de caída) en el sitio CHIC-15 (Figura 25A). Los datos serán abordados y analizados en conjunto con los publicados previamente en la discusión.

Para determinar la edad máxima del volcán Guespalapa (Figura 24) se obtuvieron nuevos datos de radiocarbono en paleosuelos (Tabla 7). Estos datos son similares entre sí y permiten determinar una edad máxima de 4972 – 6292 años cal. A.P. para este volcán.

**Tabla 7.** Datos de radiocarbono obtenidos en paleosuelos para determinar la edad máxima de los volcanes Chichinautzin y Guespalapa

Muestra	Latitud (N)	Longitud (O)	Elevación (m.s.n.m.)	Volcán	Edad convencional (años A.P.) <sup>1</sup>	$\delta^{13}\text{C}$	Rangos de edad calibrada (años cal. A.P., $2\sigma$ ) <sup>2</sup>
CHI-02-A	19°06'07.14"	99°10'58.14"	3060	Chichinautzin (edad máxima)	$1980 \pm 75$	-23.9	<b>1732 – 2110 (95.4%)</b>
CHIC-15-A	19°06'43.8"	99°06'53.88"	3082		$1720 \pm 30$	-22.9	<b>1538 - 1639 (67.7%)</b> 1655 – 1700 (27.7%)
CHI-56D	19°06'27.60"	99°11'34.10"	3043	Guespalapa (edad máxima)	$4740 +105/-100$	-22.9	5062 – 5103 (1.3%) 5133 - 5169 (1.4%) <b>5277 - 5664 (91.3%)</b> 5672 - 5716 (1.3%)
CHI-58A	19°06'02.40"	99°12'26.60"	3024	Guespalapa (edad máxima)	$4550+/-70$	-22.8	<b>4972 - 5332 (85.2%)</b> 5347 - 5356 (0.5%) 5376 - 5461 (9.7%)
CHI-12-A	19°06'45.70"	99°11'49.70"	3036	Guespalapa (edad máxima)	$5360 + - 75$	-22.6	5945 - 5964 (2.3%) <b>5991 - 6292 (93.1%)</b>

<sup>1</sup> En caso de tener dos valores de error, se tomó el más grande para la calibración

<sup>2</sup> Los rangos de edad calibrados se reportan con su respectiva probabilidad entre paréntesis. Se emplea el rango más probable de edad (resaltado en negrita).



### 5.3. Geoquímica

En esta sección se presenta la caracterización geoquímica de los volcanes en estudio, realizada con base en datos químicos de muestras colectadas en este trabajo (Figura 25), que se comparan y grafican con datos de la literatura para tener una visión global. Se asume inicialmente, basado en las observaciones de campo (ver métodos), que las muestras de tefra de las estaciones CHI-12 y CHI-56 son producto del volcán Guespalapa y que las muestras de las estaciones CHIC-15 y CHI-02 son producto del volcán Chichinautzin.

#### 5.3.1. Lavas y balísticos

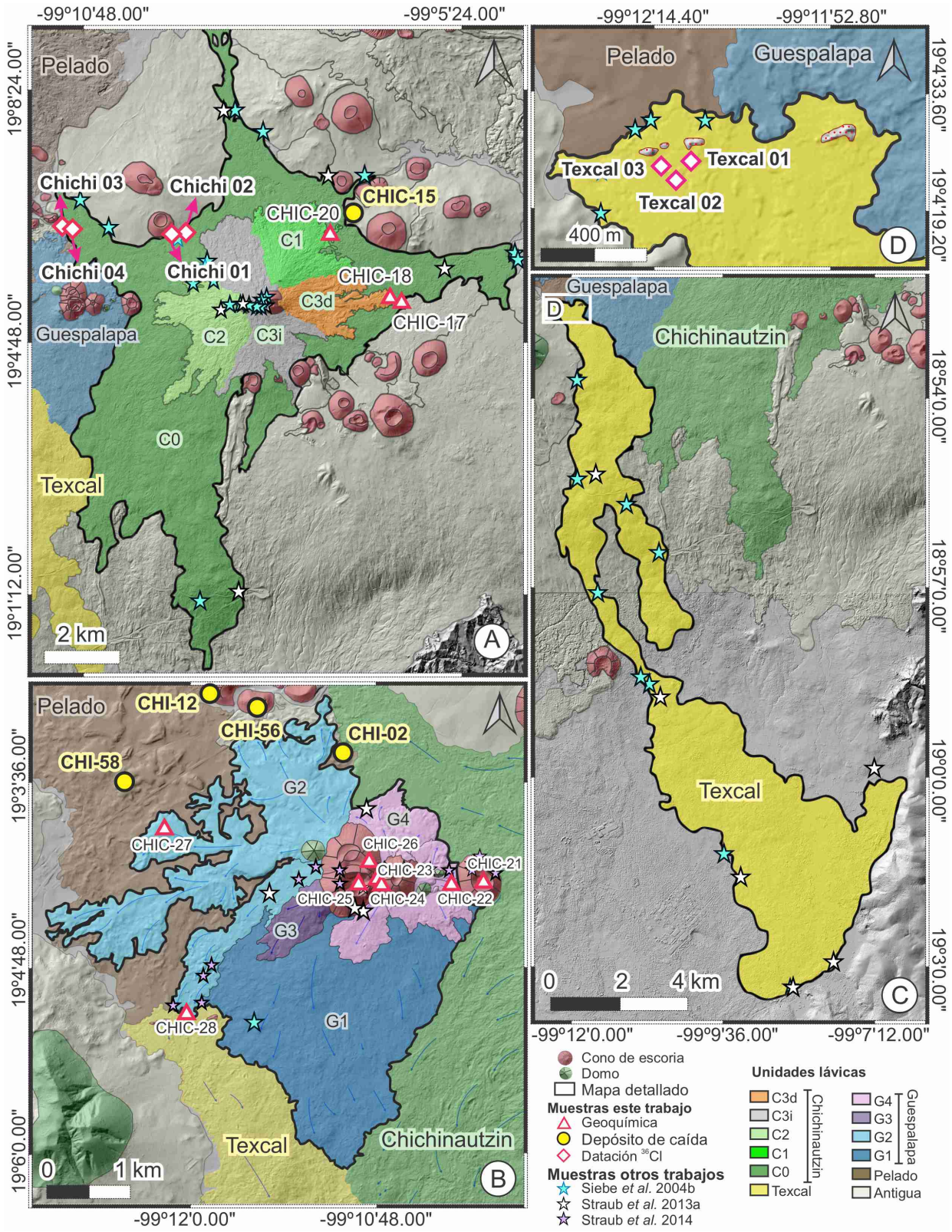
Las muestras de lava y balísticos (bombas de los conos) presentan composiciones máficas a intermedias ( $\text{SiO}_2 = 49,0$  a  $61,3\%$  en peso), variando entre basaltos, traquibasaltos, traquiandesitas basálticas, andesitas basálticas y andesitas (Figura 26A).

Los productos del volcán Texcal varían entre  $49,0$  a  $52,3\%$  en peso de  $\text{SiO}_2$ . Las muestras de la parte media y distal de la unidad lávica pertenecen a la serie alcalina y poseen composiciones máficas (traquibasaltos y basaltos), mientras que las muestras de la zona fuente de este volcán pertenecen al campo subalcalino (serie calcoalcalina, Figura 26B) y exhiben una composición más silícica, llegando a ser andesitas basálticas a traquiandesitas basálticas.

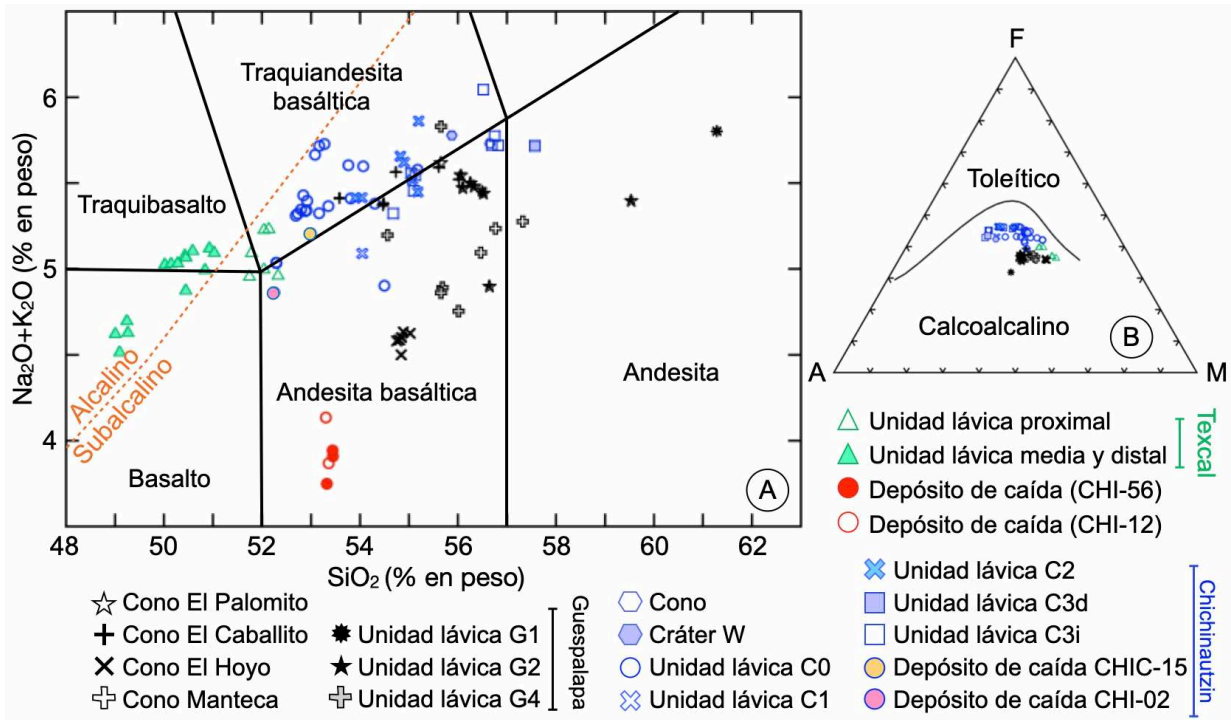
En contraste, el contenido de sílice es mayor en las muestras de los volcanes Chichinautzin ( $52,3$  a  $57,6\%$  en peso) y Guespalapa ( $53,6$  a  $61,3\%$  en peso), con rangos similares entre ellos. Ambos poseen composiciones intermedias, con variaciones entre andesita basáltica, traquiandesita basáltica y andesita y pertenecen al campo subalcalino (serie calcoalcalina, Figura 26B). Se nota cierta dispersión en los datos del volcán Guespalapa en cuanto al contenido en álcalis que es bajo en varias muestras (Figura 26A) e igualmente se denota que las unidades más tardías son ligeramente menos silícicas.

---

↓ **Figura 25.** Mapa de localización de las muestras con datos de composición química. Se presentan las muestras sobre los mapas de los volcanes: **A)** Chichinautzin, **B)** Guespalapa y **C y D)** Texcal. Éstas fueron discriminadas y representadas dependiendo de su fuente: se emplearon rombos para las muestras colectadas y analizadas como parte del proceso de fechamiento por  $^{36}\text{Cl}$ , círculos para las muestras colectadas en los depósitos de caída fechados por el método de radiocarbono y triángulos para las muestras colectadas durante la fase de campo. Se emplearon estrellas color azul para representar las muestras del artículo de Siebe *et al.* (2004b), estrellas blancas para las muestras del artículo de Straub *et al.* (2013a) y estrellas moradas para las muestras del artículo de Straub *et al.* (2014).



En las muestras del volcán Chichinautzin se reporta el menor contenido de sílice en la unidad C0 (52,3 a 55,2 % en peso), con un aumento progresivo con la secuencia desde la unidad C1 (54,0% en peso), C2 (53,9 a 55,2 % en peso), C3i (54,7 a 56,8% en peso) y C3d (57,6% en peso), es decir con el tiempo durante la erupción. El cráter W posee una composición intermedia (traquiandesita basáltica, SiO<sub>2</sub>= 55,9% en peso), al igual que el cono (andesita basáltica, SiO<sub>2</sub>= 56,6 % en peso).

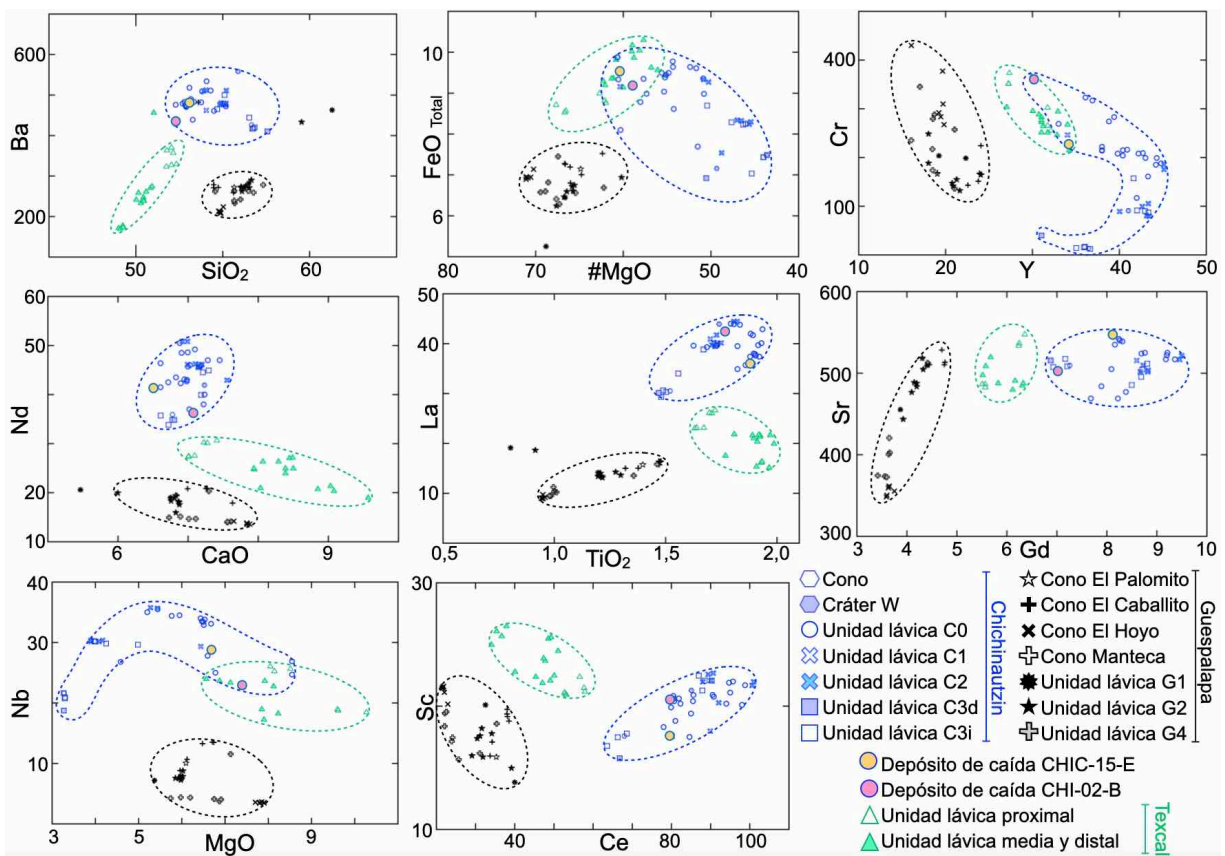


**Figura 26.** Discriminación de todas las muestras con datos de composición química empleando: **A)** el diagrama de álcalis (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) vs sílice (SiO<sub>2</sub>) de Le Bas *et al.* (1986) y **B)** el diagrama ternario AFM: álcalis (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) - FeO<sub>Total</sub> - MgO, propuesto por Irvine y Baragar (1971). El límite entre los campos alcalino y subalcalino fue tomado de Irvine y Baragar (1971). Para el análisis se recalcula todo el hierro como FeO<sub>Total</sub> (FeO<sub>Total</sub>=Fe<sub>2</sub>O<sub>3Total</sub>\*0.8998) y se normaliza al 100%.

Los tres volcanes presentan diferencias sistemáticas en su contenido en varios elementos mayores y traza, las cuales serán descritas a continuación (Figura 27). Al igual que el contenido de sílice, el contenido FeO<sub>Total</sub> es diferente en el volcán Texcal (que posee comparativamente valores más altos, 8,5 a 10,3% en peso) frente al volcán Guespalapa (valores más bajos de 5,3 a 7,5% en peso). No obstante, el contenido de FeO<sub>Total</sub> es variable en el volcán Chichinautzin (6,9 a 9,9% en peso) para el que se reportan valores que traslapan tanto con los rangos del volcán Texcal como del volcán Guespalapa. Algo similar ocurre con otros elementos como Nb, Gd, TiO<sub>2</sub> e Y cuyo

contenido es comparativamente menor en las muestras del volcán Guespalapa y mayor en las del volcán Texcal. Asimismo, en estos elementos el volcán Chichinautzin posee valores que traslapan con los rangos del volcán Texcal (en Nb, Y, TiO<sub>2</sub>) o son superiores a estos (en Gd).

El contenido de Cr es alto tanto en las muestras del volcán Texcal (215 a 374 ppm) como en las muestras del volcán Guespalapa (133 a 431 ppm), estos valores traslapan junto con los de las muestras del volcán Chichinautzin (13 a 323 ppm), pero este último volcán abarca un rango más amplio y alcanza valores muy bajos en las unidades más tardías (C3d y C3i, de 13 a 158 ppm).



**Figura 27.** Diagramas de variación binarios. Se detallan tendencias o variaciones sistemáticas en las series de rocas analizadas para los volcanes Chichinautzin, Texcal y Guespalapa. Se incluye el análisis geoquímico de un depósito de caída colectado cerca al volcán Chichinautzin (muestra CHIC-15-E, círculo amarillo y muestra CHI-02-B, círculo rosa). Los elementos mayores se representan en % en peso y los elementos menores en ppm.

El contenido de Sr es alto y traslapa en las muestras del volcán Texcal (471 a 548 ppm) y el volcán Chichinautzin (469 a 561 ppm), mientras que es variable en las muestras del volcán Guespalapa, alcanzando valores más bajos (349 a 531 ppm).

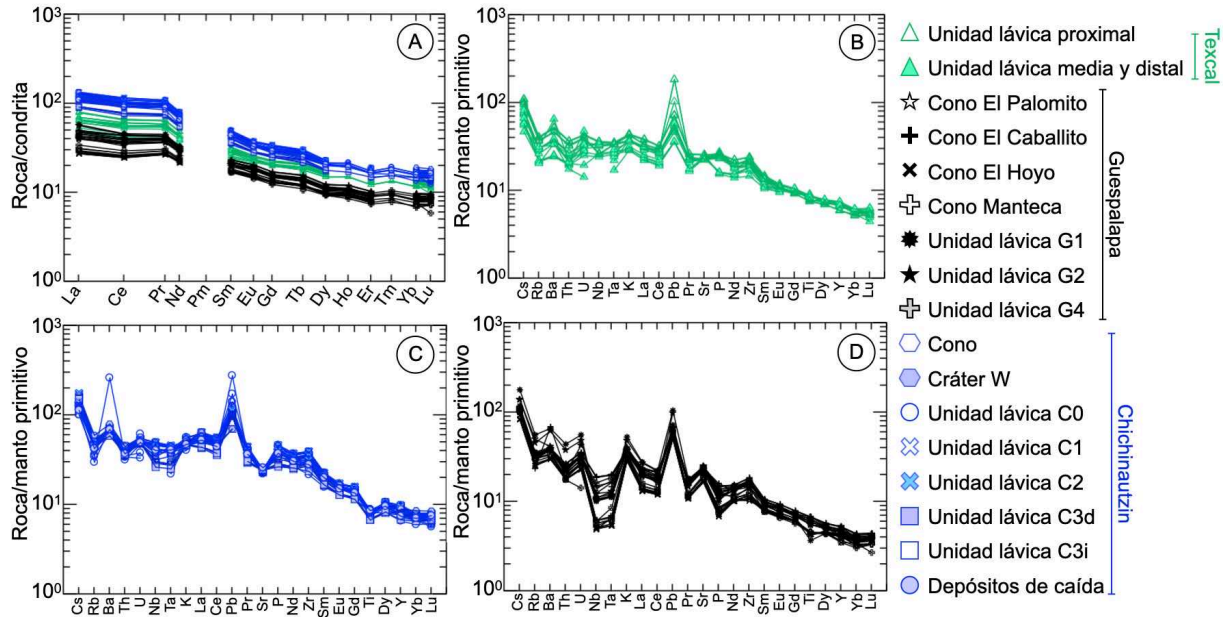
Tanto el contenido de Ba, como el de Nd, La y Ce es mayor en el volcán Chichinautzin y traslapa en los volcanes Guespalapa y Texcal, que poseen valores comparativamente más bajos en estos cuatro elementos.

El contenido de MgO es diferente en los tres volcanes (aunque con cierto traslape). El volcán Texcal tiene comparativamente los valores más altos (6,6 a 10,3% en peso), el volcán Guespalapa posee valores intermedios (5,4 a 7,9% en peso) y el volcán Chichinautzin los valores más bajos (8,5 a 3,3% en peso), con los menores valores en las unidades tardías: el cono, C3d y C3i (5,0 a 3,3% en peso).

Con el fin de comparar el comportamiento de los elementos trazas en los tres volcanes, los datos se normalizaron con respecto a valores del manto primitivo publicados por Sun y McDonough (1989) (Figura 28B, 28C y 28D) y para visualizar el enriquecimiento y comportamiento de las tierras raras (Figura 28A), los valores de las muestras se normalizaron respecto a valores promedio de 10 condritas obtenidos y publicados por Nakamura (1974).

Las muestras del volcán Chichinautzin tienen un mayor grado de enriquecimiento en las tierras raras (Figura 28A), en comparación con las muestras del volcán Texcal que tienen valores intermedios y las muestras del volcán Guespalapa que exhiben el menor grado de enriquecimiento. Sin embargo, todas exhiben un patrón similar, compartiendo características semejantes como un enriquecimiento de tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas.

Las muestras del volcán Chichinautzin tienen también un mayor grado de enriquecimiento en elementos LILE (*Large Ion Lithophile Elements*, Rb, Cs, Ba, Pb y K); una anomalía positiva fuerte de Pb; una anomalía positiva moderada de Zr, P, Ba y Cs y una anomalía negativa moderada de Th, Sr, Ti y Rb (Figura 28C). Se destaca que existe una anomalía negativa moderada en Nb y Ta, típica en muestras asociadas con procesos de subducción, la cual es un poco más pronunciada en las unidades tardías C2, C3i, C3d, cráter W y cono, con respecto a la unidad inicial C0.



**Figura 28.** Diagramas de tierras raras (A) y multielementales (B, C y D). Los diagramas multielementales se presentan separados individualmente para cada volcán, con el propósito de visualizar el comportamiento de varios elementos trazas en cada uno de ellos y poder realizar comparaciones. La normalización en los diagramas multielementales se realizó con valores del manto primitivo publicados por Sun y McDonough (1989), mientras que en el diagrama de tierras raras la normalización se realizó con valores promedio de 10 condritas publicados por Nakamura (1974).

En contraste, las muestras del volcán Texcal y Guespalapa no presentan anomalía en Ti o es muy ligera, pero si poseen una anomalía positiva moderada en Sr, más pronunciada en las muestras del volcán Guespalapa. Por otra parte, la anomalía negativa en Nb y Ta es muy ligera o está ausente en las muestras del volcán Texcal, en contraste con el volcán Guespalapa donde la anomalía negativa es fuerte. Ninguno de los tres volcanes exhibe una anomalía en Eu.

5.3.2. Depósitos de caída

A continuación, se presentará la composición química de los depósitos de caída identificados en campo, en los sitios donde se colectó material para fechar por radiocarbono, contrastada frente a los volcanes a los que presumiblemente podrían pertenecer.

**Depósito de caída en los sitios CHIC-15 y CHI-02**

De acuerdo con el diagrama de álcalis vs sílice (Figura 26A) de Le Bas *et al.* (1986) la muestra CHIC-15 es una traquiandesita basáltica y la muestra CHI-02 es una andesita basáltica, con un contenido de álcalis (CHIC-15=5,2 % en peso y CHI-02=4,9% en peso) y sílice (CHIC-15=53,0%

en peso y CHI-02=52,3% en peso), similar al de las muestras de la unidad C0 del volcán Chichinautzin (álcalis de 4,9 a 5,7% en peso y SiO<sub>2</sub> de 52,3 a 55,2% en peso).

En los diagramas binarios (Figura 27) el contenido de los elementos (mayores y trazas) en las muestras del depósito de caída, como: MgO (6,7 a 7,4% en peso), FeO<sub>Total</sub> (9,2 a 9,5% en peso), Ba (433 a 484 ppm) y La (36,3 a 42,6 ppm) coinciden con los valores obtenidos para la unidad C0 del volcán Chichinautzin (MgO =4,6 a 8,5% en peso, FeO<sub>Total</sub>= 7,7 a 9,9% en peso, Ba=429 a 534 ppm y La=34,9 a 44 ppm).

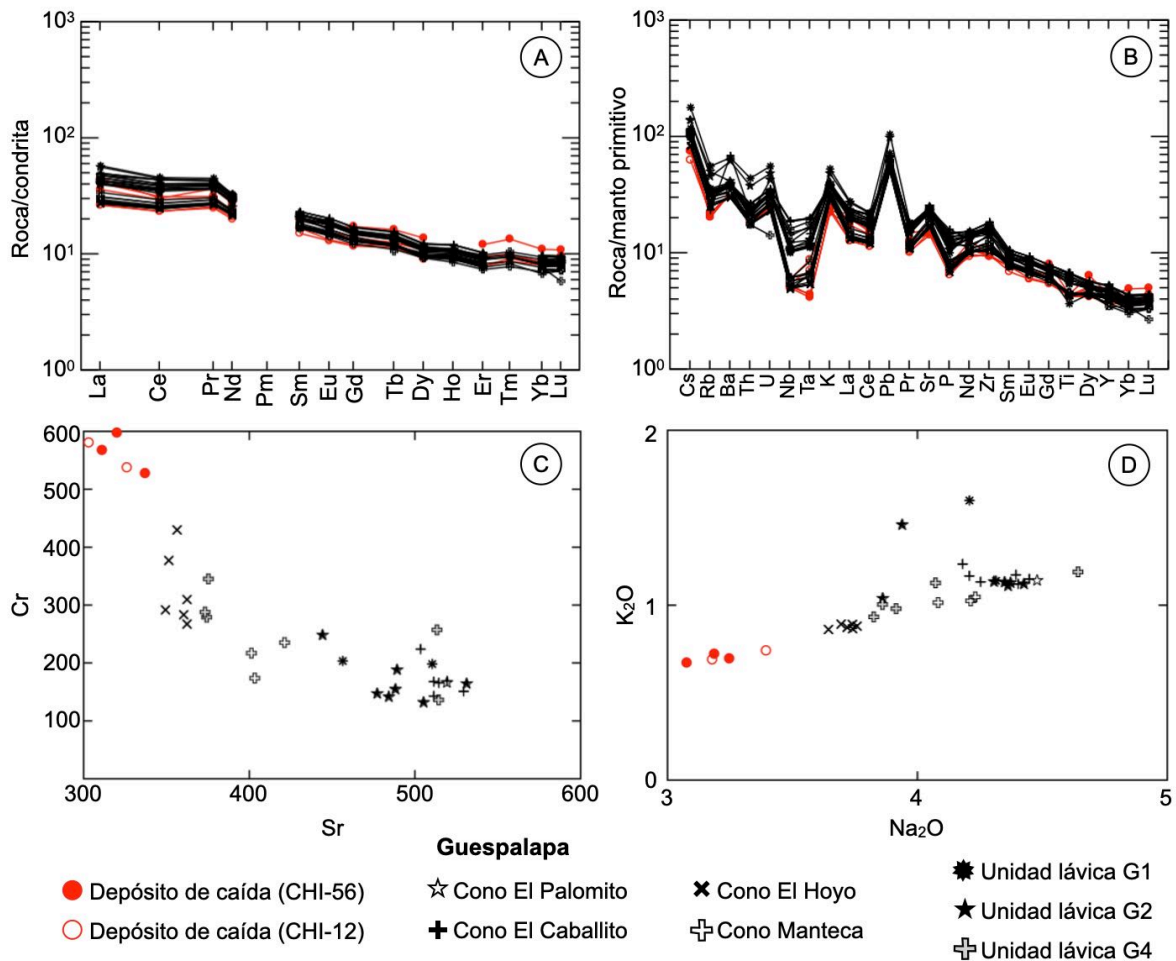
En el diagrama de tierras raras (Figura 28A) las muestras del depósito de caída tienen un mayor grado de enriquecimiento en comparación con las muestras del volcán Texcal y el volcán Guespalapa. Sin embargo, exhiben un grado de enriquecimiento y un comportamiento idéntico (con un enriquecimiento de tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas) que el de las muestras del volcán Chichinautzin. Las muestras del depósito de caída poseen también un enriquecimiento en elementos LILE, una anomalía positiva moderada de Ba y Cs y una anomalía negativa moderada de Th, Sr, Ti y Rb, similar a lo observado en las muestras de la unidad C0 del volcán Chichinautzin (Figura 28C).

### **Depósito de caída sobre el volcán La Cima**

Con relación a la composición química de las muestras colectadas sobre depósitos del volcán La Cima (sitios CHI-12 y CHI-56, Figura 25B), en un depósito de caída que (con base en su contexto estratigráfico) se presume corresponde al volcán Guespalapa, éstas poseen una composición andesítica basáltica (Figura 26A), con un contenido de álcalis muy bajo (3,7 a 4,1 % en peso), ligeramente inferior a los valores reportados para el campo volcánico (p.ej. Márquez *et al.* 1999; Schaaf *et al.* 2005; Arce *et al.* 2019).

El contenido de Cr (Figura 29C) y Ni es alto en el depósito de caída (Cr=528 a 598 ppm y Ni=197 a 219 ppm), mayor que en las muestras del volcán Guespalapa (Cr=133 a 431 ppm y Ni=85 a 172 ppm). Mientras que el contenido de Sr, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O (Figura 29C y 29D) y Rb es ligeramente menor en el depósito de caída (Sr=303 a 337 ppm, Rb=13 a 14 ppm, Na<sub>2</sub>O= 3,2 a 3,3% en peso y K<sub>2</sub>O=0,7% en peso) que en las muestras del volcán Guespalapa (Sr=349 a 531 ppm, Rb=15 a 36 ppm, Na<sub>2</sub>O= 3,6 a 4,6% en peso y K<sub>2</sub>O=0,9 a 1,6% en peso).

Por su parte, las muestras del depósito de caída tienen un menor grado de enriquecimiento en comparación con las muestras del volcán Texcal y el volcán Chichinautzin, con un grado de enriquecimiento y un enriquecimiento de tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas similar al del volcán Guespalapa (Figura 29A). De igual forma, en el diagrama multielemental (Figura 29B) se observa una anomalía negativa fuerte en Nb y Ta, una anomalía positiva moderada en Ba y U y una anomalía negativa moderada de Rb, Th y P, similar a lo observado para las muestras del volcán Guespalapa.



**Figura 29.** Diagramas de tierras raras (A), multielemental (B) y binarios (C y D) empleados para comparar la composición química de las muestras del depósito de caída sobre el volcán La Cima (color rojo) con las muestras del volcán Guespalapa (color negro). La normalización en el diagrama multielemental (B) se realizó con valores del manto primitivo publicados por Sun y McDonough (1989), mientras que en el diagrama de tierras raras (A) la normalización se realizó con valores promedio de 10 condritas publicados por Nakamura (1974). Los elementos mayores se representan en % en peso y los elementos menores en ppm.



El contenido en elementos como  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ , Nb y La ( $\text{SiO}_2=53,3-53,4\%$  en peso,  $\text{TiO}_2=0,9-1,0\%$  en peso,  $\text{CaO}=7,3-8,3\%$  en peso, Nb= 4 ppm y La=9-15 ppm) es similar tanto en el depósito de caída como en el volcán Guespalapa ( $\text{SiO}_2=53,6-61,3\%$  en peso,  $\text{TiO}_2=0,8-1,5\%$  en peso,  $\text{CaO}=5,5-7,9\%$  en peso, Nb=4-14 ppm y La=9-19 ppm).

#### 5.4. Mineralogía y petrografía

Se caracterizaron 13 secciones delgadas con el propósito de analizar y comparar petrográficamente los volcanes Chichinautzin, Texcal y Guespalapa. En el Anexo 5 se presenta una lista de las muestras con sus descripciones, donde se compila: nombre de la muestra, ubicación, descripción macroscópica y descripción microscópica, siguiendo a Castro (1989). Los principales resultados se resumen a continuación. La composición mineralógica de las muestras está graficada en la Figura 30.

Como rasgo particular, en campo se observaron en los tres volcanes xenocristales de cuarzo sin aureola de reacción y con vidrio y microlitos relleno parcialmente las fracturas del cristal. De acuerdo con Márquez *et al.* (1999), la presencia de estos xenocristales es indicativa de procesos de contaminación cortical en el campo volcánico.

##### 5.4.1. Volcán Texcal

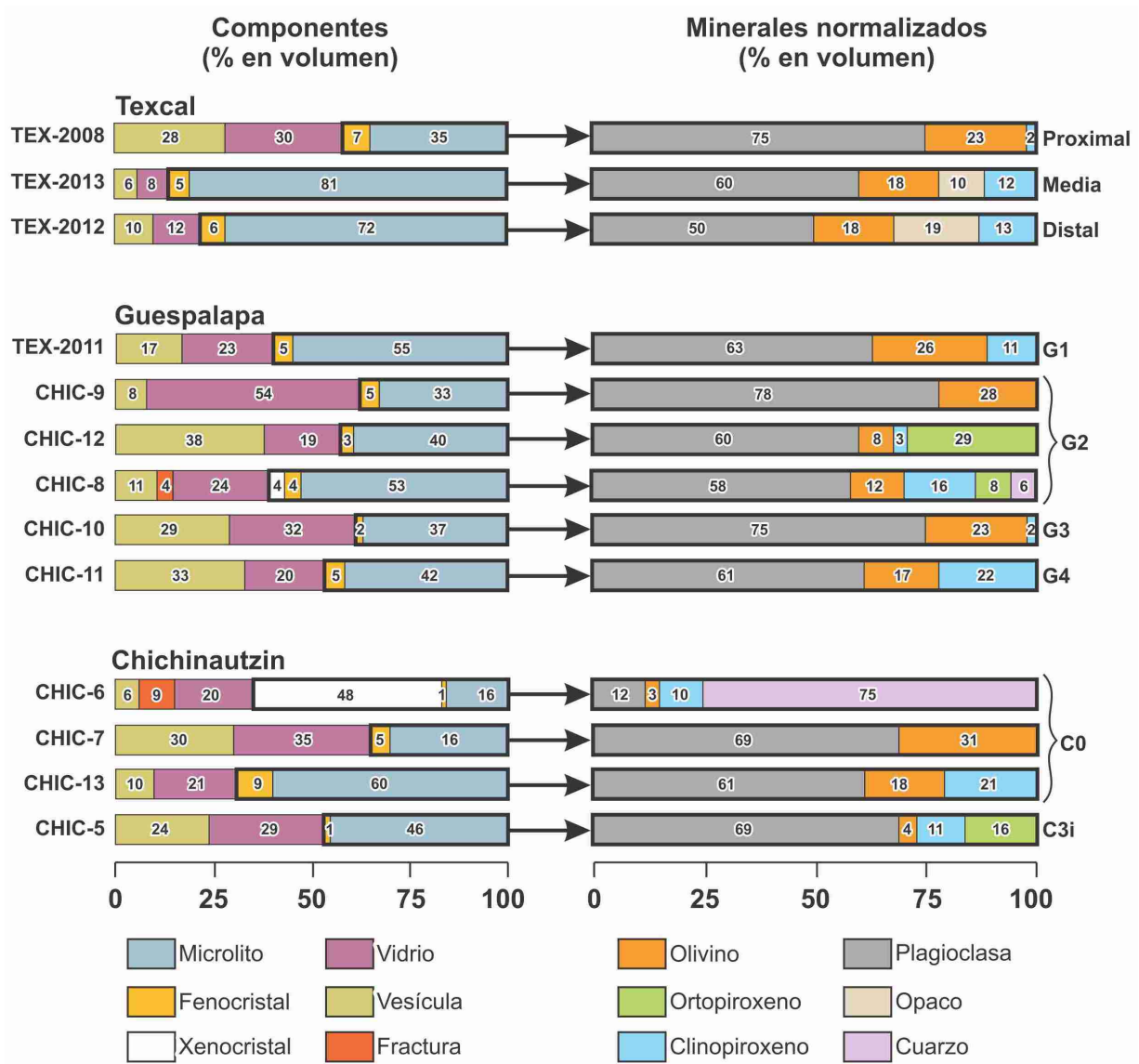
De este volcán se analizaron tres muestras colectadas en diferentes partes de la lava, una en la zona fuente, otra en la parte media y otra en la parte distal, respectivamente: Tex-2008, Tex-2013 y Tex-2012.

Petrográficamente se trata de rocas mesocráticas, con textura microporfirítica, clasificadas como basaltos olivínicos. La muestra en la zona fuente es clasificada como un basalto olivínico vesicular. En cuanto a su composición mineralógica las muestras contienen plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y opacos.

Por su parte, las muestras de la parte media y distal de la unidad lávica poseen un menor contenido de vidrio y un mayor contenido de cristales (Figura 30), que la muestra de la parte proximal. Estas dos muestras poseen también un mayor contenido de clinopiroxeno, el cual está presente en la matriz intercrecido con los microlitos de plagioclasa (desarrollando una textura subofítica). Se resalta que los fenocristales son principalmente de olivino, mesogranulares (entre 1 y 5 mm) y con textura de corrosión, aunque también se encontró plagioclasa como fenocristal, pero ésta está en menor proporción.

### 5.4.2. Volcán Guespalapa

De este volcán se analizaron seis muestras, colectadas en sus diferentes unidades lávicas: unidad G1 (muestra Tex-2011), unidad G2 (muestras CHIC-9, CHIC-12 y CHIC-8), unidad G3 (muestra CHIC-10) y unidad G4 (muestra CHIC-11).



**Figura 30.** Estimación porcentual en volumen de: los componentes (vidrio, microlitos, fenocristales, vesículas) y de los minerales (normalizados al 100%) presentes en las láminas delgadas. Las muestras fueron discriminadas de acuerdo con el volcán y la unidad lávica a la cual pertenecen.

Las muestras del volcán Guespalapa presentan algunas diferencias respecto a las muestras del volcán Texcal. En relación con su patrón textural, las muestras del volcán Guespalapa poseen en general un mayor contenido de vidrio (Figura 30) y una mayor variación en el tamaño de sus cristales (Figura 31C, 31D), de muy fino a medio ( $< 0.05\text{-}5\text{ mm}$ ), en comparación con las muestras del volcán Texcal, que son hipocristalinas (Figura 31A, 31B) y poseen una menor variación en el tamaño de sus cristales de fino a medio ( $0.05\text{-}5\text{ mm}$ ).

En relación con su textura, las muestras del volcán Texcal poseen microlitos de clinopiroxeno intercrecidos entre los microlitos de plagioclasa (Figura 31A, 31B), generando en las muestras de la parte media y distal una textura subofítica, que no se observa en las muestras del volcán Guespalapa. Además, a diferencia de las muestras del volcán Texcal, algunas de las muestras del volcán Guespalapa contienen ortopiroxeno (Figura 31E, 31F).

Petrográficamente las muestras del volcán Guespalapa son rocas mesocráticas, con textura microporfirítica, clasificadas como basaltos olivínicos, en algunos casos vesiculares. En cuanto a su composición mineralógica (Figura 30), las muestras de las unidades G1, G3 y G4 están constituidas por plagioclasa, olivino y clinopiroxeno, con fenocristales de olivino meso a fino granulares ( $0.05\text{-}5\text{ mm}$ ), en muy baja proporción. Por su parte, la unidad G2 posee igualmente plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y adicionalmente ortopiroxeno, este último mineral está presente como microlito, fenocristal y formando coronas alrededor de algunos cristales de olivino (Figura 31E, 31F).

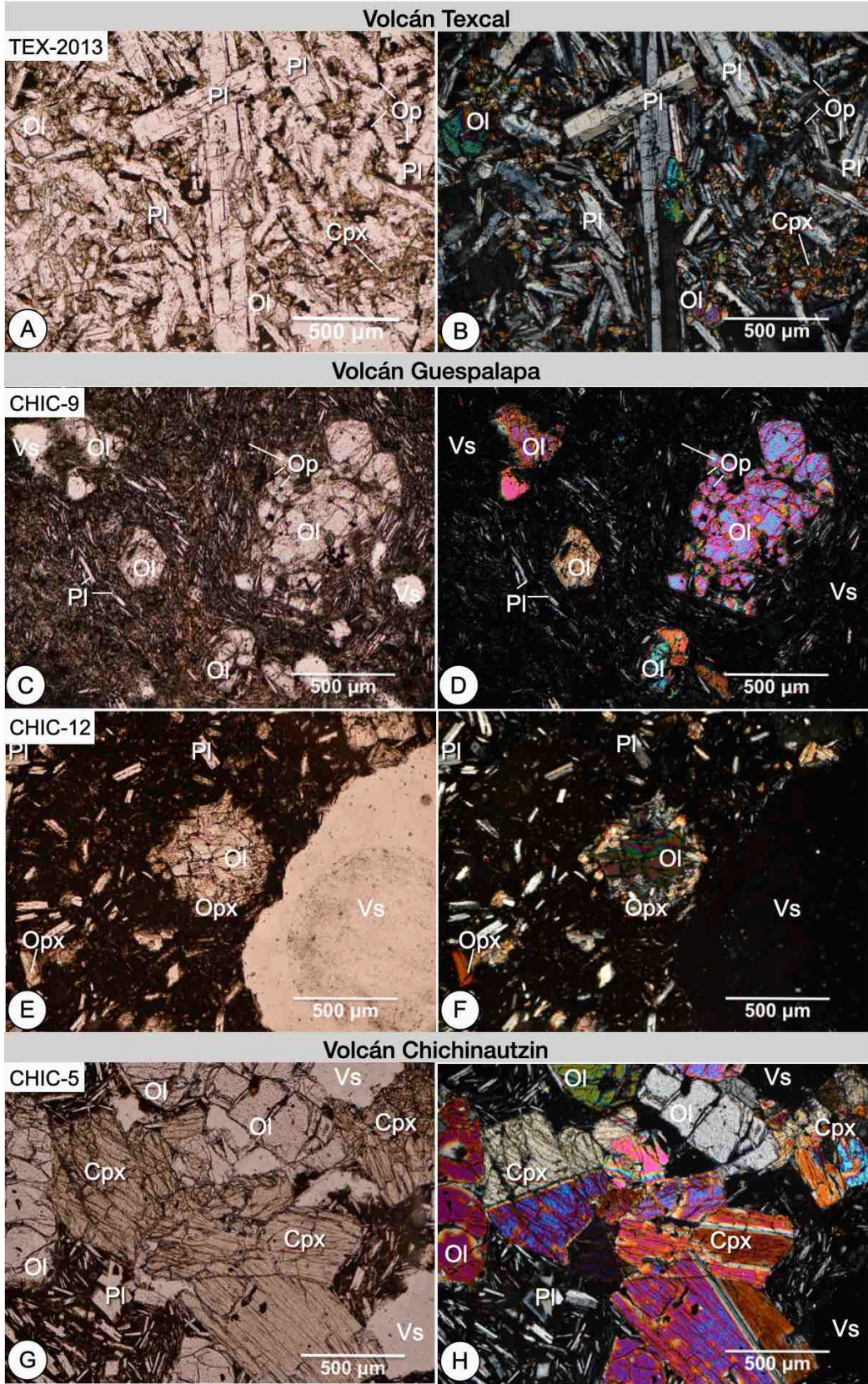
#### 5.4.1. *Volcán Chichinautzin*

De este volcán se analizaron cuatro láminas delgadas, colectadas en las unidades lávicas: C0 (muestras CHIC-6, CHIC-7 y CHIC-13) y C3i (muestra CHIC-5).

Petrográficamente se trata de rocas mesocráticas, con textura microporfirítica, clasificadas como basaltos vesiculares y basaltos olivínicos.

---

↓ **Figura 31.** Fotografías en nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) para ilustrar algunas características de los volcanes en lámina delgada. Se presentan las muestras provenientes del volcán Texcal (A, B): hipocristalinas y con clinopiroxeno (cpx) en la matriz intercrecido entre los microlitos de plagioclasa (pl). Así como también del volcán Guespalapa: con un mayor contenido de vidrio (C, D) y presencia de ortopiroxeno (opx) en algunas muestras (E, F) y del volcán Chichinautzin (G, H): con fenocristales de olivino (ol) y clinopiroxeno. Vs=vesícula, Op=opaco.



En cuanto a su composición mineralógica, la unidad lávica más temprana en la erupción (C0) está constituida por plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. Se destaca que el clinopiroxeno no es muy abundante y se encuentra exclusivamente como microlito en la matriz. Los fenocristales son relativamente escasos y son principalmente de olivino y plagioclasa en menor proporción.

En comparación, la unidad lávica tardía (C3i) está constituida por plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y adicionalmente ortopiroxeno (Figura 30). El ortopiroxeno está presente únicamente como microlito, mientras que el clinopiroxeno se presenta como microlito y fenocristal, exhibiendo macla en algunos cristales (Figura 31G, 31H). En esta unidad los fenocristales son escasos y están constituidos principalmente por plagioclasa (zonada), aunque también se encuentran fenocristales de olivino y clinopiroxeno.

## 6. Discusión

### 6.1. Resolución de la controversia sobre la existencia del volcán Texcal

La actividad eruptiva de Guespalapa, Chichinautzin y Texcal, tres volcanes monogenéticos contiguos en el Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin, es de gran interés por la apariencia reciente (morfología prístina) de estos rasgos volcánicos y la existencia de una lava basáltica de gran extensión (nombrada Texcal), para la cual se han sugerido varios orígenes. Siebe *et al.* (2004a, b) y Siebe (2013) la han incluido como parte de los productos lávicos del volcán Guespalapa, mientras que Straub *et al.* (2013a, b) la han definido como el producto de un evento eruptivo distinto: el volcán Texcal, por lo que, antes de este trabajo, existían discrepancias en cuanto a la extensión, edad y tipo de actividad que le dio origen. Se desconocía también la relación estratigráfica y temporal entre este posible volcán y el volcán Chichinautzin.

Para caracterizar con mayor detalle la actividad volcánica en el área y resolver esta controversia, se analizaron modelos digitales de elevación de alta resolución de una zona amplia, que abarca estos tres volcanes y se realizó también una inspección de límites en campo usando cambios de morfología y petrografía como índices. Estos resultados fueron complementados con una revisión de los fechamientos existentes así como con nuevos datos y la definición de elementos discriminatorios en diagramas geoquímicos con datos de roca total.

Este estudio detallado evidenció la existencia de tres volcanes diferentes, formados por eventos eruptivos separados en el tiempo y en el espacio.

### 6.2. Estructuras en la fuente y relación con la tectónica regional

Existen varios elementos morfológicos y estructurales que indican que las tres erupciones volcánicas fueron fisurales, es decir que involucraron la erupción de magma a lo largo de una estructura lineal y no un único punto central, como es común en erupciones basálticas (Walker 1993) y ha sido descrito en otros volcanes del campo volcánico en estudio (p.ej. Delgado *et al.* 1998; Siebe *et al.* 2005; Guilbaud *et al.* 2009; Agustín-Flores *et al.* 2011; Roberge *et al.* 2015; Lorenzo-Merino *et al.* 2018; Nieto-Torres y Martín-Del Pozzo 2019). Estos elementos son distintos para cada volcán, como se describe a continuación.

La zona fuente del volcán Chichinautzin consta de un cono de escoria cortado a la mitad por una grieta en dirección WSW-ENE y sobre esta se observan cuatro bocas eruptivas alineadas siguiendo esta dirección. El cráter W está abierto en su extremo oriental siguiendo esta misma dirección. A partir de estos rasgos es posible inferir la presencia de una fisura de al menos 1 km de largo.

El volcán Guespalapa formó cuatro conos de escoria en su zona fuente, los cuales poseen un arreglo en forma de L. Dicho arreglo es definido por una dirección principal WSW-ENE marcada por tres conos y una dirección secundaria NNW-SSE, inferida a partir de los cráteres internos de dos conos. Estas orientaciones también se evidencian en la coalescencia y superposición de conos además de la presencia de inflexiones topográficas en los bordes del cráter de un cono. Basados en estos rasgos se infiere la existencia de dos fisuras (Tibaldi 1995; Corazzato y Tibaldi 2006), las cuales poseen una longitud de al menos 1850 m en dirección WSW-ENE y 650 m en sentido NNW-SSE.

En comparación, las bocas eruptivas del volcán Texcal se disponen a lo largo de tres segmentos (75-146 m de largo) con dirección WSW-ENE.

En general, se observa entonces una orientación principal WSW-ENE en los tres volcanes, mientras existe una orientación NNW-SSE que solo se observa para los edificios que constituyen el sector oeste del volcán Guespalapa. Estas direcciones coinciden aproximadamente con algunas de las detectadas por Márquez *et al.* (1999), quienes realizaron un análisis estadístico de puntos para ubicar alineaciones de centros eruptivos en el Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin. Según ellos, la orientación aproximadamente E-W corresponde con fallas normales que poseen un componente de rumbo sinistral, producto de una extensión N-S activa desde el Mioceno hasta el presente y la dirección subordinada NNW-SSE refleja una serie de fallas normales con orientación N a NW interpretadas como una continuación hacia el sur de la provincia del *Basin and Range*. Lo anterior sugiere que los magmas que produjeron la actividad estudiada probablemente emplearon fallas pre-existentes, que facilitaron su ascenso a superficie.

### 6.3. Estilo eruptivo explosivo y cambios sin-eruptivos

Los edificios piroclásticos observados en los tres volcanes (conos de escoria, así como también muros y conos de *spatter*) se generan por procesos eruptivos donde hay un ascenso del magma con poca o ninguna interacción con agua externa y en donde la explosividad deriva de procesos de



desgasificación rápida y expansión de gases a poca profundidad (Macdonald 1967). El desarrollo de estas geoformas se da cuando la proporción de agua/magma es baja (De Silva y Lindsay 2015), menos de 0.1, considerando que de 0.1 a 0.3 es el rango de máxima eficiencia para producir trabajo mecánico (mayor fragmentación y explosividad) con producción de tefra hidrovulcánica (Sheridan y Wohletz 1983; Wohletz *et al.* 2013).

La morfología contrastante de los tres volcanes demuestra un rango amplio de variación en la explosividad de la actividad y el estilo eruptivo en la fuente, como se describirá a continuación.

Bajo condiciones que permitan la formación de *spatter*, el desarrollo de conos o muros de *spatter* depende respectivamente de la emisión del magma a través de una sola abertura o a lo largo de una fisura (Macdonald 1967). En el caso del volcán Texcal son más comunes los muros de *spatter*, indicando que el magma fue emitido predominantemente a lo largo de fisuras, formando columnas de lava pequeñas (< 500 m de altura), en donde los piroclastos originalmente calientes y fluidos se acumularon en una posición proximal a la zona fuente, aglutinando o salpicando al caer (Sumner *et al.* 2005). Estas características indican una actividad explosiva de baja magnitud, de estilo hawaiano (Parfitt 2004), con condiciones bastante restringidas (Head y Wilson 1989): clastos emitidos a una temperatura de  $\sim 1100^{\circ}\text{C}$  (temperatura natural reportada para el *spatter* en erupciones basálticas; Rader *et al.* 2020) con tasas de acumulación de entre 2.5-5.5 m/h y tasas de enfriamiento de 6.2-14.9  $^{\circ}\text{C}/\text{min}$  (Rader y Geist 2015; Rader *et al.* 2020), pues tasas mayores de acumulación generarían lava clastogénica y tasas menores escoria.

Por su parte, el volcán Guespalapa posee cuatro conos de escoria grandes en su zona fuente (altura: 83 - 119 m; diámetro en la base: 555 - 704 m) compuestos por piroclastos sueltos (clastos juveniles) con tamaño promedio lapilli fino a bloques finos. Estas características denotan una actividad explosiva de intensidad media a alta en donde los piroclastos emitidos están lo suficientemente fríos al caer como para evitar en la mayoría de situaciones su aglutinamiento, coalescencia o soldamiento (Parfitt 2004; Kereszturi y Németh 2012), por lo que se acumulan alrededor del área fuente formando conos de escoria (Macdonald 1967). Esta erupción posee algunas similitudes con la erupción del volcán Parícutín (Pioli *et al.* 2008) como la simultaneidad entre actividad explosiva y efusiva, sugiriendo una actividad de estromboliana a estromboliana violenta.

La morfología de los cráteres y disposición de los conos en el volcán Guespalapa evidencia una migración de la actividad explosiva a lo largo de fisuras. Además, la profundidad de los cráteres

da idea de una cronología relativa, pues señala que los cráteres de los conos más tempranos en la erupción fueron rellenados parcialmente por los piroclastos emitidos desde los conos vecinos más tardíos en la erupción. Con base en lo anterior, se concluye que la actividad migró y progresó desde el noroeste (cono El Palomito, con la menor profundidad de cráter) hacia el sur, terminando en el cono central (Manteca) donde se emitieron lavas que bordean los conos previamente formados en la erupción (El Palomito, El Caballito y El Hoyo).

En comparación, el volcán Chichinautzin posee un único cono de escoria con 117 m de altura, asimétrico y elongado, con un diámetro en la base que varía entre 519 y 622 m, por causa de una grieta que lo separa. Aunque la morfología del cono del volcán Chichinautzin contrasta con la mayoría de conos en el volcán Guespalapa, que son relativamente simétricos, el diámetro en la base de todos estos es similar. Por su parte, el cono del volcán Chichinautzin está constituido por fragmentos subangulares, juveniles, sueltos, con tamaños lapilli medio a grueso en promedio. El cono posee además cuatro bocas internas, las cuales están asociadas principalmente con actividad efusiva (detallada en la siguiente sección), lo cual corresponde con una erupción de baja explosividad, con un episodio estromboliano de poca explosividad durante la formación del cono.

Por lo tanto, en relación con su nivel de explosividad, la actividad de los volcanes estudiados se clasifica en el siguiente orden: el volcán Texcal (Hawaiano), el volcán Chichinautzin (Estromboliano de baja explosividad) y el volcán Guespalapa (Estromboliano a Estromboliano violento).

#### 6.4. Estilo de emplazamiento de las lavas

A continuación se hace un resumen del análisis y las observaciones realizadas en la zona de estudio, allí se observan tres tipos de lava: (1) lava tipo pahoehoe con superficies suaves y evidencias de inflación, tubos y cuevas, (2) lava tipo aa con superficie cubierta por fragmentos ásperos y el desarrollo de canales, y (3) lava tipo en bloque con abundancia de fragmentos angulares sobre la superficie. El primer tipo está asociado a flujos que abarcan áreas extensas y generan superficies suaves, continuas y onduladas, mientras los dos últimos forman flujos alargados que no superan los 10 km y fluyen concentrados a lo largo de una o un número limitado de direcciones, generando superficies brechadas, con fragmentos o bloques sueltos.

Se observó que el tipo o los tipos de lava emitida por los tres volcanes es diferente. El volcán Guespalapa posee cuatro unidades lávicas poco expuestas debido al desarrollo de suelo y cobertura vegetal; no obstante, se tiene evidencia de la presencia de los tres tipos de lava en las diferentes unidades que fueron emitidas en distintos momentos de la erupción. La unidad lávica más temprana en la erupción (G1), de composición andesita a andesita basáltica, deriva de una fase probablemente efusiva y alcanzó las mayores distancias desde la zona fuente (~4 km hacia el sur), desarrollando superficies sobre las que sobresalen bloques pobremente vesiculados (lava tipo aa y en bloque).

Las unidades lávicas más tardías en la erupción alcanzaron progresivamente menores distancias y presentan características contrastantes que se discutirán a continuación. La unidad más tardía en la erupción (G4), desarrolló superficies suaves y campos amplios en los que la lava bordeó los edificios piroclásticos previamente formados, llegando a formar lava tipo pahoehoe en algunos sectores, mientras que la unidad intermedia (G2) desarrolló campos en forma de abanico (estrechos y alargados), con lava tipo aa y en bloque y desarrollo de lóbulos.

La emisión de lavas más fluidas en las fases finales de la erupción puede deberse a una disminución en la tasa de efusión, un descenso en la tasa de desgasificación o un cambio composicional en el material emitido (magma menos evolucionado) (Kilburn 1990; Harris y Rowland 2015). Un aspecto interesante a considerar es el centro de emisión, las unidades fueron emitidas desde diferentes conos y fragmentos de fisuras, lo cual pudo generar variaciones en la tasa de efusión y desgasificación y derivar en variaciones al momento de la erupción. Además, la composición de las unidades más tardías es ligeramente menos silícica, contribuyendo probablemente a que las unidades lávicas tardías fueran más fluidas y vesiculadas. Resulta interesante considerar también que la unidad G2 presenta ortopiroxeno y evidencias de texturas de desequilibrio (coronas de reacción y zonación en algunos cristales de plagioclasa), que podrían sugerir procesos adicionales, como por ejemplo mezcla de magmas (Márquez *et al.* 1999).

Por su parte, el volcán Texcal emitió lavas tipo pahoehoe que alcanzaron una distancia de hasta 21 km desde la zona fuente y generaron una sola unidad lávica. La composición química de las lavas de este volcán en su parte media y distal es máfica (traquibasaltos y basaltos) y exhibe una composición más silícica en su zona fuente, llegando a ser andesitas basálticas a traquiandesitas basálticas. En esta unidad lávica se han observado tubos de lava, que alcanzan una gran extensión

e incluso permitieron la formación de cuevas con desarrollo de espeleotemas (Espinasa-Pereña y Espinasa 2006). La fuerte pendiente (10°) permitió un drenaje efectivo de los tubos (Jones *et al.* 2017) y también favoreció las largas distancias alcanzadas por la lava.

En Hawái es común que cuando hay un aumento en la pendiente se dé un cambio pahoehoe-aa en la lava (Macdonald 1953; Peterson y Tilling 1980), este cambio puede relacionarse con una variación en múltiples factores como una disminución en la temperatura o un aumento en la velocidad, la vesicularidad y la cristalinidad, entre otros (Peterson y Tilling 1980). No obstante, pese a la fuerte pendiente (10°), no se observó dicha transición en las lavas del volcán Texcal, sugiriendo que el emplazamiento por medio de tubos, que es termalmente eficiente y favorece una tasa de enfriamiento baja (Keszthelyi y Self 1998), fue esencial al minimizar la pérdida de calor (0.5 a 1 °C por cada kilómetro avanzado; Helz *et al.* 1991, 2003) y lograr una conservación efectiva de la temperatura del flujo, favoreciendo una baja viscosidad en la lava y evitando la transición de pahoehoe a aa.

El volcán Chichinautzin posee cinco unidades lávicas que forman un prominente escudo. La unidad lávica más temprana en la erupción (unidad C0) deriva de una fase probablemente efusiva que generó varias ramas, las cuales alcanzaron las mayores distancias (hasta 14 km) desde la zona fuente. La lava de la porción norte del escudo (ramas este, oeste y noroeste) es de tipo pahoehoe pero cambia a lava tipo aa en la rama sur, la cual fue emplazada sobre fuertes pendientes (13° en promedio). Como se mencionó previamente, el cambio pahoehoe-aa con un aumento en la pendiente es común en Hawái (Macdonald 1953; Peterson y Tilling 1980) y puede resultar por un aumento en la viscosidad, el esfuerzo de cizalla o el grado de deformación en la lava (Peterson y Tilling 1980). En este caso dicho aumento puede estar relacionado con una disminución en la temperatura de la lava, un incremento en la velocidad del flujo al aumentar la pendiente, así como un aumento en la cristalinidad en las lavas aa.

Las unidades lávicas más tardías en la erupción (C1, C2, C3i y C3d) alcanzaron una menor distancia (aprox. 3 km) y están constituidas principalmente por lava tipo aa con desarrollo de canales. La formación de este tipo de lava se puede deber a un aumento en la tasa de efusión, a un incremento en la tasa de desgasificación o a un cambio composicional en el material emitido (magma más evolucionado), procesos que pueden involucrar una disminución en la temperatura y un aumento en la viscosidad y la cristalinidad de la lava (Kilburn 1990). Aunque las muestras de

este volcán son en general traquiandesitas basálticas y andesitas basálticas, las unidades más tardías son más silícicas, llegando a andesita en la unidad C3d. Este cambio composicional hacia un material más evolucionado probablemente generó un aumento progresivo en la viscosidad y cristalinidad de la lava, siendo las unidades lávicas más tardías las menos vesiculares (con vesículas de menor tamaño) y derivando en el emplazamiento de lavas tipo aa.

#### 6.4.1. Estructuras lávicas especiales en el volcán Chichinautzin

Asociadas a las unidades lávicas tardías se observan algunos rasgos particulares, cuyas características se resumen a continuación. Existen dos cráteres, uno al W y otro al N del cono. El cráter N es pequeño (34 m de diámetro) en comparación con el cráter W que posee 292 m de diámetro. Este último es una depresión bordeada por un anillo de hasta 57 m de altura, constituido por lavas masivas con fracturas de enfriamiento prismáticas, abierto en el costado oriental y con evidencia de desbordamiento en los costados norte y sur.

Las características observadas parecen corresponder con lo descrito por Patrick *et al.* (2011) y Patrick y Orr (2012) durante la erupción del volcán Kilauea (Hawái) en 2007. Los autores mencionan la apertura de cuatro fisuras y el desarrollo de estanques de lava elevados (*perched lava ponds*), ubicados por encima de las bocas principales (Patrick *et al.* 2011) y alimentados con lava producida por la coalescencia y fusión de piroclastos calientes emitidos a través de la fisura y acumulados de manera muy rápida (Head y Wilson 1989). En estos estanques de lava elevados se describieron también variaciones en el nivel de la lava, producto de fluctuaciones en la tasa de efusión en la fuente o de la acumulación de gas bajo la superficie del estanque (Patrick *et al.* 2011), frecuentemente asociados con desbordamiento. Al desbordarse la lava o colapsar una parte del anillo/levée que bordea el estanque se observaron flujos de lava aa activos durante cortos periodos de tiempo y con canales de lava elevados (Patrick *et al.* 2011; Patrick y Orr 2012), con tasas de emisión locales mayores que las de la zona fuente (Patrick *et al.* 2011; Patrick y Orr 2012) y velocidades de avance mayores a las esperadas para la erupción (68 y 61 m/h; Patrick y Orr 2012). Al ser drenados, los estanques pueden dejar tras de sí depresiones con zonas parcialmente colapsadas en o cerca de un anillo (Skelton *et al.* 2016). Las lavas masivas, con fracturas de enfriamiento prismáticas, han sido interpretadas como evidencia de la solidificación parcial del estanque antes del drenaje (Rossi 1996).

Los aspectos anteriormente descritos son similares a los observados en el volcán Chichinautzin (cráter W y boca más occidental del cono). Además, se ha sugerido que el proceso de formación y posterior drenaje de estanques elevados es relativamente común en el volcán Kilauea y podría serlo en otros campos basálticos (Patrick y Orr 2012), por lo que posiblemente tenemos aquí evidencia de su presencia en campos de lava de volcanes monogenéticos.

#### 6.5. Tasas de emisión y duración de las erupciones

Las tasas de emisión se han estimado con base en datos observados en volcanes activos. El emplazamiento de lavas pahoehoe se asocia con tasas de efusión bajas (Valentine y Gregg 2008), así, con base en los datos reportados semanalmente durante la erupción del volcán monogenético Fagradalsfjall de 2021 en Islandia (Global Volcanism Program 2021c) se estima un promedio de  $8 \text{ m}^3/\text{s}$  para este tipo de flujos. Por otra parte, el emplazamiento en lavas tipo aa se asocia con tasas de efusión más altas, de 15 a  $45 \text{ m}^3/\text{s}$  en el Monte Etna (Wadge 1978),  $30 \text{ m}^3/\text{s}$  en promedio.

Dadas estas tasas de emisión y considerando los datos obtenidos previamente de volumen (Tablas 3, 4 y 5) se calculan los tiempos mínimos de cada erupción (Tabla 8) en 2 meses (Guespalapa), 19 meses (Texcal) y 28 meses (Chichinautzin).

De acuerdo con el informe del 25 de diciembre de 2021 del Comité Científico del PEVOLCA (Plan especial de protección civil y atención de emergencias por riesgo volcánico en la Comunidad Autónoma de Canarias) (2021), la erupción reciente en Cumbre Vieja (La Palma) es de tipo fisural estromboliana con un índice de explosividad de 3 y tuvo una duración de 85 días (3 meses), emitiendo coladas de lava mayoritariamente de tipo aa y un volumen total de material superior a los 200 millones de  $\text{m}^3$  ( $0.2 \text{ km}^3$ ). En el volcán Guespalapa se tienen volúmenes similares ( $\sim 0.2 \text{ km}^3$ , Tabla 4) y para este volcán se obtuvo un tiempo mínimo de erupción similar y coherente (2.4 meses) con los datos de la erupción de La Palma.

Por otra parte, la erupción monogenética basáltica fisural reciente del volcán Fagradalsfjall tuvo una duración de 6 meses en los cuales se emitió un volumen de lava de 151 millones de  $\text{m}^3$  ( $\sim 0.2 \text{ km}^3$ ; Global Volcanism Program 2021c). Las condiciones de esta erupción son similares a las del volcán Texcal, no obstante en este último el volumen estimado de lava es mayor ( $\sim 0.4 \text{ km}^3$ ; Tabla 5) y por tanto su tiempo mínimo de erupción también es mayor (19 meses), aunque relativamente proporcional y congruente.

**Tabla 8.** Tiempo mínimo estimado para cada erupción. El tiempo fue calculado con base en el volumen de lava emitido y en un valor estimado para la tasa de emisión de cada unidad lávica. Este valor se basó en la morfología de las lavas y en mediciones realizadas durante erupciones históricas con emplazamiento de dicho tipo de lava (ver texto para mayores detalles).

Unidad	Volumen (km <sup>3</sup> )	Tasa de emisión (m <sup>3</sup> /s)	Tiempo (meses)
Volcán Chichinautzin			
C0	0,496	8	23,9
C1	0,045	30	0,6
C2	0,057	30	0,7
C3i	0,128	30	1,7
C3d	0,068	30	0,9
Total			28
Volcán Guespalapa			
G1	0,051	30	0,7
G2	0,110	30	1,4
G3	0,004	30	0,1
G4	0,018	30	0,2
Total			2
Volcán Texcal			
T	0,393	8	19

#### 6.6. Edades de los volcanes

Con base en la morfología, el desarrollo y espesor de suelo, la cobertura vegetal, junto con otras evidencias como el grado de alteración, se piensa que hubo continuidad en la actividad que formó cada uno de los tres volcanes monogenéticos, siendo estos producto de una misma erupción sin o con poco tiempo entre las diferentes fases eruptivas.

De acuerdo con las relaciones estratigráficas inferidas a partir de los contactos entre las lavas se establece que el volcán más antiguo es Guespalapa, ya que está parcialmente cubierto por lavas de los volcanes Chichinautzin y Texcal, lo cual es congruente con el mayor desarrollo de suelo y vegetación que se observa. La edad de los volcanes Texcal y Chichinautzin debe ser relativamente

cercana, pues ambos poseen lavas con apariencia prístina y muy poco desarrollo de suelo, siendo ligeramente más joven el volcán Chichinautzin, ya que este cubre parcialmente lavas del volcán Texcal.

Bloomfield (1975) clasifica lavas en el sector oeste del Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin en grupos de edad basado en ciertas características de su morfología. Al considerar el escaso desarrollo de suelo, la presencia de pedregal y la preservación de las estructuras de flujo, los 3 volcanes de este estudio caen dentro de la categoría Hv, a la que pertenecen las lavas más jóvenes, producidas durante el Holoceno.

En cuanto a la cronología absoluta de estos volcanes, existen datos de radiocarbono publicados que serán presentados y discutidos a continuación. Dicha cronología se contrastará y apoyará también en los resultados obtenidos por el método de  $^{36}\text{Cl}$  y las nuevas fechas de radiocarbono para determinar la edad de los volcanes.

Siebe *et al.* (2004a) determinaron la edad mínima y máxima del volcán Guespalapa (2779 – 3158 y 5273 – 5596 años cal. A.P., respectivamente). Sin embargo, solo la edad mínima es congruente con la cartografía presentada en este trabajo.

La edad del volcán Pelado: ~12000 años cal. A.P. (Siebe *et al.* 2004a; Guilbaud *et al.* 2022) determina una edad máxima para el volcán Guespalapa, aunque deja un rango temporal amplio en el que pudo haber ocurrido la erupción. Es por esto que se emplean las muestras de paleosuelo fechadas por radiocarbono en los sitios CHI-12 (5991-6292 años cal. A.P.), CHI-56 (5277 – 5664 años cal. A.P.) y CHI-58 (4972 - 5332 años cal. A.P.) para determinar la edad máxima del volcán (4972-6292 años cal. A.P.). El contexto estratigráfico, junto con un enriquecimiento y comportamiento similar de los elementos traza son argumentos que apoyan la correlación del depósito de caída que suprayace los paleosuelos fechados con el volcán Guespalapa, sugiriendo que las discrepancias existentes en el contenido de algunos elementos podría deberse a una variación composicional durante una fase de la erupción o un cambio en el contenido mineralógico, por un fraccionamiento físico relacionado con el tamaño de los fragmentos analizados (ceniza muy gruesa a lapilli medio), ya que un aumento en el contenido de olivino en el depósito de caída, por ejemplo, podría generar la concentración mayor de Ni.

En lo relativo al volcán Texcal, se contaría con la edad máxima (5273 – 5596 años cal. A.P.) determinada por Siebe *et al.* (2004a). No obstante, la morfología prístina y la buena exposición de



los productos del volcán sugieren una edad mucho más reciente. En efecto, la morfología prístina de los conos de *spatter* y de las lavas, parecida en su estado de conservación y poco desarrollo de suelo al volcán Chichinautzin, sugiere que estos tengan edades cercanas. Estas observaciones son coherentes con las edades obtenidas a partir del fechamiento por  $^{36}\text{Cl}$  en lavas de la zona fuente del volcán Texcal ( $1028\pm 324$  años).

Por su parte, la edad media de  $1059\pm 333$  años, definida para el volcán Chichinautzin con base en cuatro datos de  $^{36}\text{Cl}$ , traslapa con la edad obtenida para el volcán Texcal, corroborando que ambas erupciones fueron cercanas en tiempo y poseen una edad muy reciente. Esta edad media de  $^{36}\text{Cl}$  es también congruente con las edades máximas por radiocarbono determinadas en este trabajo en los sitios CHI-02 (1732 – 2110 años cal. A.P.) y CHIC-15 (1538–1639 años cal. A.P.), en un paleosuelo que subyace un depósito de caída que por su contexto estratigráfico y su enriquecimiento y comportamiento de los elementos traza se puede correlacionar con el volcán Chichinautzin.

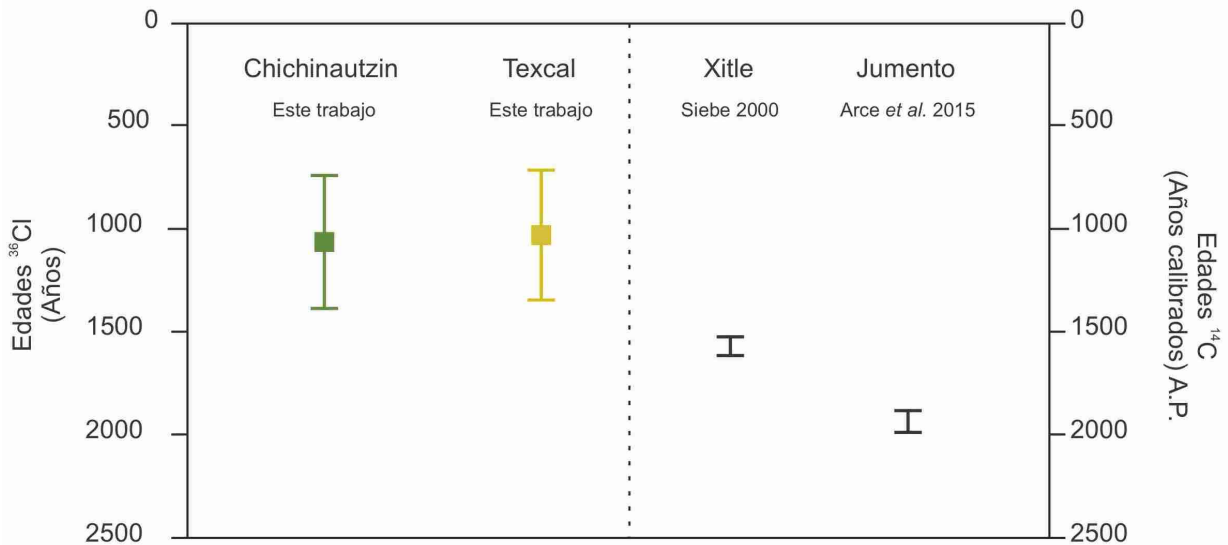
La edad media de  $^{36}\text{Cl}$  definida para el volcán Chichinautzin y la edad máxima determinada en el sitio CHIC-15 son, sin embargo, menores que la edad determinada por Siebe *et al.* (2004a) de  $1835\pm 55$  años A.P. (1685 – 1883 años cal. A.P.). Esta última edad fue estimada por Siebe *et al.* (2004a) en un depósito de caída del volcán Chichinautzin que está sobre una pendiente al costado del cono El Caballito. Este depósito, de acuerdo con los autores, subyace un nivel retrabajado de ceniza y lapilli con carbones, también datados en ese trabajo ( $2115\pm 115$  años A.P.), con una edad ligeramente más vieja que el depósito de caída. Los autores explican este hecho por la erosión (debido a la pendiente del cono) y subsecuente mezcla (contaminación) con carbones más viejos. Con base en lo anterior, es posible que el depósito de caída del volcán Chichinautzin pueda estar también afectado bien sea por procesos de erosión y mezcla con carbones más antiguos u otros factores, que podrían estar reportando una edad mayor para la erupción. Así, teniendo en cuenta los nuevos fechamientos y las observaciones morfológicas realizadas en este trabajo, se considera la edad obtenida a partir de los datos de  $^{36}\text{Cl}$  como la edad del volcán Chichinautzin.

#### *6.6.1. Las erupciones más recientes del Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin.*

En la Figura 32 se grafican y comparan las edades obtenidas en este trabajo por  $^{36}\text{Cl}$  junto con los datos de edad más jóvenes publicados para el campo. Se destaca que las fechas obtenidas en este

trabajo para el volcán Texcal ( $1028 \pm 324$  años) y el volcán Chichinautzin ( $1059 \pm 333$  años) son las más jóvenes reportadas hasta ahora para el campo, seguidas en edad por el volcán Xitle ( $1512 - 1624$  años cal. A.P.; Siebe 2000) fechado por radiocarbono y por el volcán Jumento ( $1869 - 2002$  años cal. A.P.; Arce *et al.* 2015), fechado igualmente por  $^{14}\text{C}$ .

Así, los nuevos datos son relevantes ya que evidencian la ocurrencia de varias erupciones en un tiempo relativamente corto (4 en ca. 1000 años), todas en la parte central del Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin. Esto es importante para la cronología de la actividad pues afecta la tasa de recurrencia en el campo e implican que estos volcanes deben considerarse para caracterizar las dinámicas eruptivas recientes y la actividad que podría esperarse a futuro en el campo.

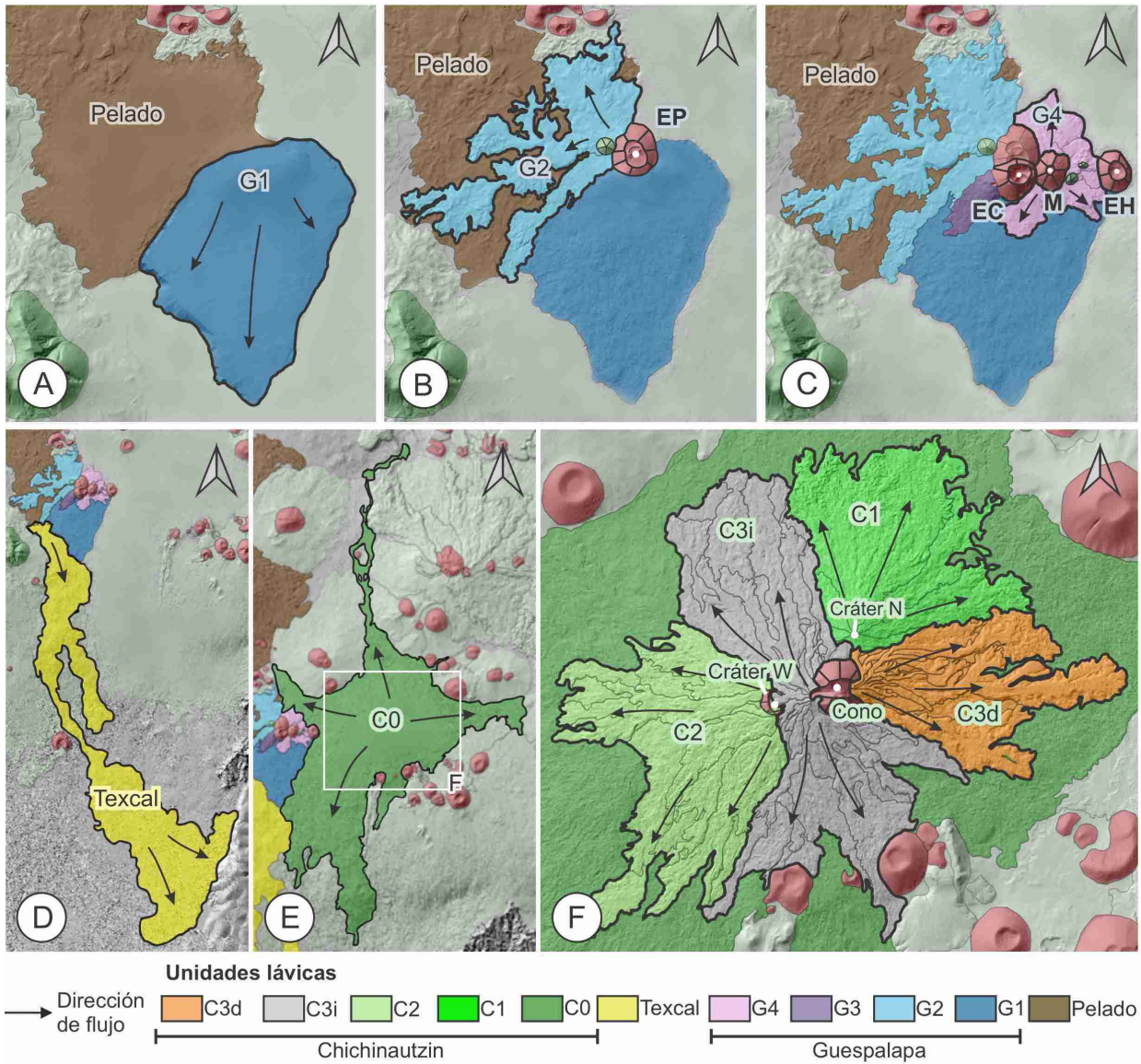


**Figura 32.** Edades más recientes reportadas para el Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin. Se destaca que las fechas obtenidas en este trabajo para el volcán Chichinautzin ( $1059 \pm 333$  años) y el volcán Texcal ( $1028 \pm 324$  años) son las más jóvenes reportadas hasta ahora para el campo. Para los volcanes fechados por radiocarbono se graficó el intervalo más probable de las edades calibradas y en el caso de los fechamientos por  $^{36}\text{Cl}$  se graficó la edad media, considerando la propagación del error y la desviación estándar.

### 6.7. Reconstrucción de la actividad

En resumen (Figura 33), el volcán Guespalapa fue el primero en formarse en algún momento entre 6292 y 2779 años cal. A.P., diferenciándose cuatro conos de escoria dispuestos en forma de L junto con unidades de lava tipo pahoehoe, aa y en bloque. La actividad de este volcán comenzó con emisión de lava (Figura 33A, unidad G1). En una fase intermedia de la erupción se generó el

cono El Palomito, acompañado por emisión de lava (Figura 33B, unidad G2). Posteriormente, la actividad migró hacia el sur y continuó preferencialmente en dirección WSW-ENE, dando origen a los conos El Caballito y El Hoyo y terminando en el cono Manteca (Figura 33C), con la emisión de flujos de lava que bordean e interactúan con los conos previamente formados en la erupción.



**Figura 33.** Reconstrucción de la secuencia de la actividad que dio origen a los volcanes Guespalapa, Texcal y Chichinautzin. Se emplean las siglas: EP: El Palomito, EC: El Caballito, EH: El Hoyo y M: Manteca.

El siguiente en formarse fue el volcán Texcal, hace  $1028 \pm 324$  años, generando filas de conos y muros de *spatter* que alimentaron flujos de lava que alcanzaron una distancia de 21 km (Figura 33D), con desarrollo de tubos de lava extensos.

El volcán Chichinautzin es el más reciente y se formó hace  $1059 \pm 333$  años, siendo su fecha de erupción muy cercana a la del volcán Texcal. Éste es un volcán escudo coronado por un pequeño cono de escoria cortado a la mitad por una fisura, el cual está asociado en su zona fuente con estanques de lava elevados que fueron drenados. La formación del escudo comenzó con una fase principalmente efusiva en la que se emitió una unidad lávica temprana (Figura 33E, unidad C0), mayoritariamente pahoehoe, que alcanzó la mayor distancia desde la fuente. Esta unidad fue cubierta por una serie de unidades lávicas tipo aa de menor extensión (Figura 33F, unidades C1 y C2). La actividad terminó con emisión de lava desde dos bocas internas ubicadas en el costado oriental y occidental del cono (unidades C3i y C3d). Con base a su composición química, el cono se formó en una etapa intermedia de la erupción, antes de la emisión de las unidades de lavas tardías.

Así, estos volcanes cubren un área extensa de  $118 \text{ km}^2$ , siendo los volcanes Texcal y Chichinautzin los últimos en formarse y los que emitieron el mayor volumen ( $0.4 \text{ km}^3$  y  $0.8 \text{ km}^3$ , respectivamente).

#### 6.8. Implicaciones para peligros y riesgos

Las características contrastantes de estos volcanes muestran que las erupciones fisurales máficas en el Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin pueden variar de forma amplia en cuanto a su explosividad, estilo eruptivo, duración y en algunos casos composición química. Además el ascenso del magma, favorecido por fisuras, es afectado por la dirección o longitud de estas y por tanto la progresión de la actividad puede presentar, por ejemplo, diferentes fases eruptivas (Pelagatos; Guilbaud *et al.* 2009) o la formación de conos satelitales como el Xicotle, en el volcán Xitle (Delgado *et al.* 1998).

Así, se resalta que la variabilidad y las características de estas erupciones deberían tenerse en cuenta para la evaluación de peligros en el área, considerando el impacto que podría tener una futura erupción a nivel de vías, reservorios de agua, aeropuertos, entre otros, en un área densamente

poblada con grandes urbes como la Ciudad de México (9,209,944 personas) y Cuernavaca (378,476 personas) (INEGI 2020).

Aunque no se puede determinar el momento en que ocurrirá una futura erupción, la lava, por ejemplo, podría potencialmente causar impactos a la infraestructura en un área amplia (hasta 60 km<sup>2</sup> como en el caso del volcán Chichinautzin), con la posibilidad de formar tanto escudos como flujos de gran extensión (dependiendo de si la erupción ocurriera sobre un terreno plano o una pendiente). La emisión de tefra podría igualmente causar daños sobre la infraestructura, la vegetación y alteraciones en el tráfico aéreo, por lo que es importante considerar las características y variabilidad de estas erupciones, además de generar estrategias de sensibilización al respecto.

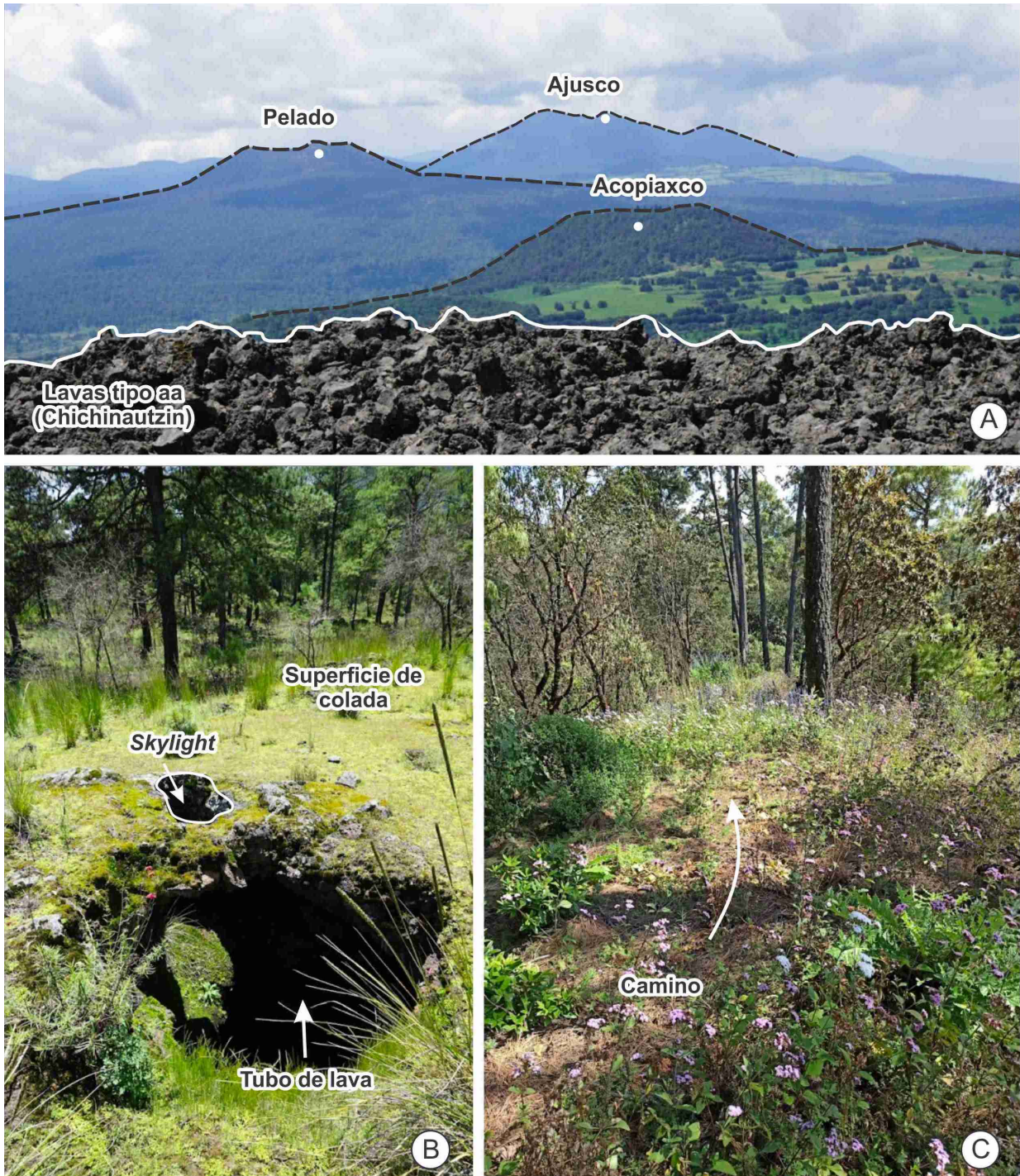
### 6.9. Geopatrimonio

Se resalta que los volcanes Chichinautzin, Texcal y Guespalapa son recientes (holocénicos) y por esto poseen morfologías excepcionalmente bien preservadas (íntegras), que son visualmente atractivas (de gran belleza escénica) y conservan casi sin ningún deterioro físico las características de los volcanes al momento de su formación (Figura 34B).

El valor estético de estos rasgos volcánicos está relacionado no solamente con su diversidad, apariencia prístina y preservación sino también con su entorno, pues esta es una zona con poca o casi ninguna intervención antrópica en donde tanto la fauna como la flora se han desarrollado en asociación directa con los volcanes (Figura 34B y 34C).

Estos volcanes son además geosistemas que prestan múltiples servicios (Gray 2011), dentro de los que se destacan servicios de soporte, servicios de regulación, servicios culturales y servicios asociados al estudio y generación del conocimiento.

En términos de soporte, estos volcánes proveen hábitat a una gran cantidad de especies, siendo zonas de gran diversidad biológica (SINAP 1999; Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales 2011), con gran semejanza con la Reserva Ecológica del Pedregal de San Ángel (Espinosa-Garduño 1962), donde se han registrado 1849 especies (la mayoría de ellas nativas) (REPSA 2019; Zambrano *et al.* 2019).



**Figura 34.** Fotografías de algunos rasgos que pueden potenciar el desarrollo de geoturismo en la zona. Se destaca: **A)** la vista desde el área sommital del volcán Chichinautzin (hacia el NW), **B)** el desarrollo de tubos de lava con ventanas hacia la superficie en la unidad lávica del volcán Texcal y **C)** la existencia de un camino que bordea la parte más alta del cono El Palomito (volcán Guespalapa).

En lo relativo al conocimiento, los volcanes Chichinautzin, Texcal y Guespalapa son idóneos para entender procesos que operan en campos volcánicos monogenéticos y desarrollar estrategias de sensibilización para mitigar el riesgo volcánico en la población. Estos volcanes son ideales para ejemplificar características morfológicas contrastantes de erupciones volcánicas en el Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin, donde las coladas de lava y los edificios piroclásticos demuestran una variación amplia en la explosividad y el estilo eruptivo. Se resalta el potencial educativo de los tres volcanes estudiados y se destaca que han sido incluidos dentro de excursiones de campo (p.ej. Siebe y Macías 2004).

En lo referente a los servicios de regulación, al igual que las coladas de lava del volcán Xitle, las lavas de estos volcanes recientes ejercen un control eficaz en las inundaciones, gracias a la gran cantidad de agua que se infiltra y percola en la lava y ayuda a la regulación hídrica (Zambrano *et al.* 2019; Guilbaud *et al.* 2021). Estas lavas son por tanto zonas de amortiguación y recarga de acuíferos (SINAP 1999; Guilbaud *et al.* 2021).

En cuanto a los servicios que prestan estos tres volcánes en el ámbito cultural se destaca su calidad para brindar una sensación de bienestar, relacionada con el atractivo visual de los paisajes (Figura 34A) y la posibilidad de interactuar directamente con diversos elementos de la naturaleza.

En años recientes se ha destacado el potencial que tienen los volcanes para la divulgación y el turismo, en beneficio de los pueblos locales y los habitantes de las ciudades cercanas (Erfurt-Cooper 2014; Erfurt-Cooper *et al.* 2015; Guilbaud *et al.* 2021). Varios volcanes se han reconocido dentro de la lista de patrimonio mundial de la UNESCO (2022a), tales como *Chaîne des Puys*, Francia; El Pinacate y el Gran Desierto de Altar, en México; el Parque Nacional de los volcanes en Hawái, Estados Unidos.

En comparación, la *Chaîne des Puys* está compuesta por volcanes monogenéticos jóvenes con una gran variedad de morfologías, que reflejan una diversidad de estilos eruptivos (Boivin y Thouret 2014). Especialmente el Puy de Dôme se ha gestionado y destacado como un sitio de gran atractivo geoturístico por su valor para las geociencias, su valor educativo, su valor estético, su valor cultural, su fácil acceso y su apoyo en la regulación hídrica y el abastecimiento de agua para los pueblos y ciudades cercanas (Boivin y Thouret 2014; Cayla 2014; Petronis *et al.* 2019).

En México y particularmente en el Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin se ha trabajado en torno al volcán Xitle (p.ej. Palacio y Guilbaud 2015; Zambrano *et al.* 2019; Guilbaud *et al.*

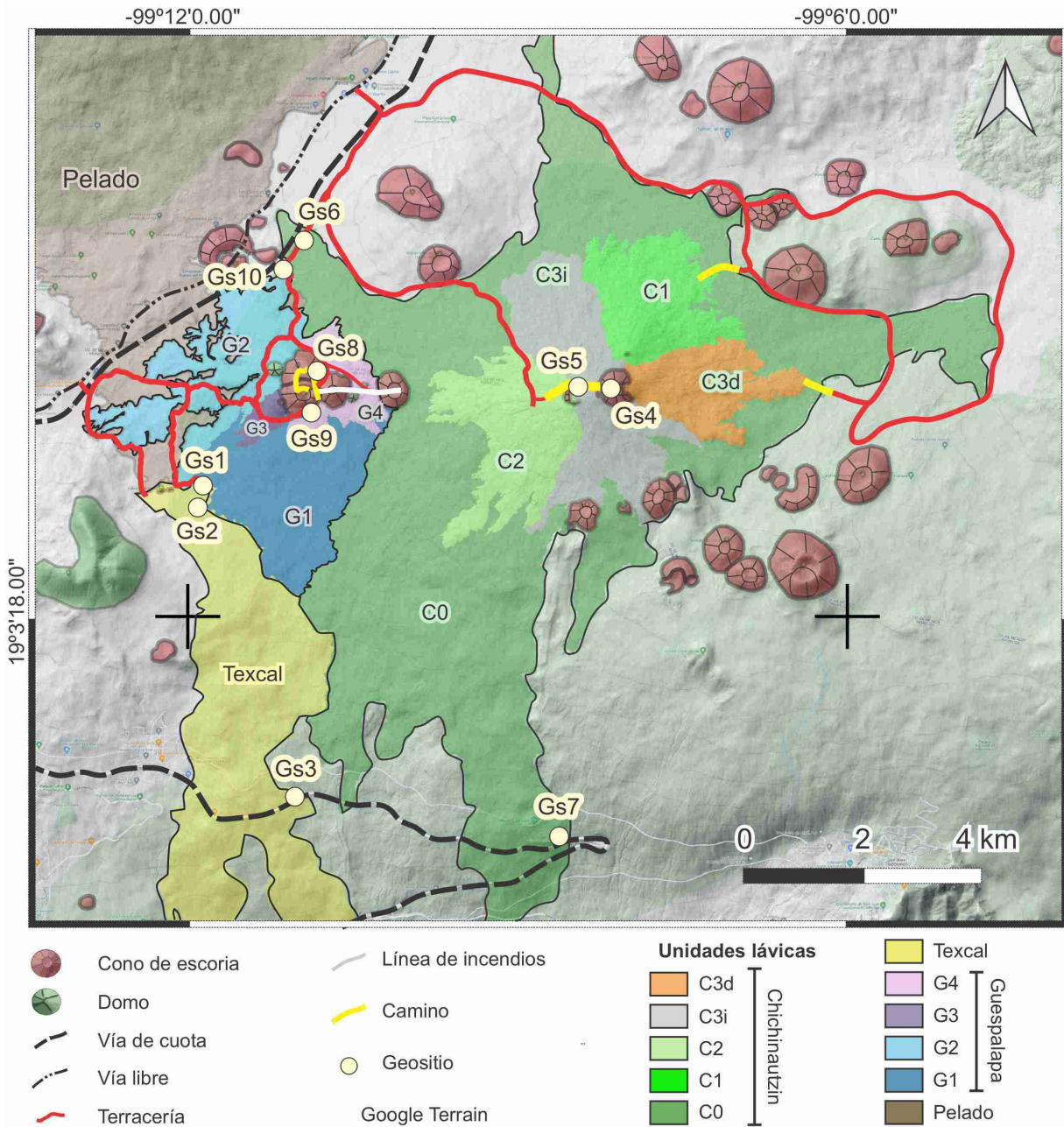
2021). Esta iniciativa de conservación y sensibilización ha contado con el apoyo de la Universidad Nacional Autónoma de México (Rojo 1994) y ha buscado trabajar siguiendo un modelo participativo con un acercamiento de abajo hacia arriba (*bottom-up approach*) (Zambrano *et al.* 2019), buscando sensibilizar y educar siguiendo un modelo participativo desde la geoconservación (Henriques *et al.* 2011; Zambrano *et al.* 2019), permitiendo así la formación de espacios como el Geopedregal (Zambrano *et al.* 2016; Guilbaud *et al.* 2021) y siendo también fuente de inspiración artística (p.ej. exposición Nonsite; MUCA 2022). Trabajos y esfuerzos que podrían extenderse a futuro a otras porciones del campo volcánico, como los volcanes estudiados en el presente trabajo, para resaltar la existencia de otros volcanes cerca de la Ciudad de México y la variabilidad de la actividad volcánica en el área.

Los volcanes Chichinautzin, Texcal y Guespalapa tienen una ventaja en cuanto a su acceso que favorecería, por ejemplo, el establecimiento de geositorios y el desarrollo de rutas como parte de un proyecto geoturístico en el área que promueva la conservación y el desarrollo económico local, pues al estar cerca de la Ciudad de México y la ciudad de Cuernavaca se puede llegar al área donde se encuentran estos volcanes en carro (sobre vía pavimentada, empleando la vía libre o la vía de cuota, Figura 35). La gran mayoría de unidades lávicas se pueden recorrer sobre terracería y aunque en la actualidad se requiere un vehículo todoterreno para hacerlo, estas vías de acceso se podrían potencialmente adecuar y señalizar para facilitar el acceso. En cuanto a los edificios piroclásticos se puede llegar a ellos a pie. Los edificios del volcán Texcal están relativamente cerca de una terracería por lo que su acceso es relativamente sencillo. Los conos de escoria del volcán Guespalapa tienen senderos que ascienden y bordean los cráteres (Figura 34C) así como una línea de incendios (sin vegetación) que facilita igualmente el acceso. La parte sommital del volcán Chichinautzin es un poco más complicada de acceder, pero existen algunos caminos poco transitados que podrían adecuarse y señalizarse para facilitar el ascenso.

Una ventaja adicional es que los volcanes fueron parcialmente incluidos (en su porción sur) dentro de dos áreas protegidas definidas por la CONANP (Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas) (Figura 36). Una de estas áreas es el Corredor Biológico Chichinautzin, que está catalogada como un área de protección de flora y fauna silvestre y la otra es El Tepozteco, establecida como un parque nacional. Gracias a esto algunas zonas de los volcanes están cobijadas bajo la categoría de preservación o de recuperación en la subzonificación establecida dentro del

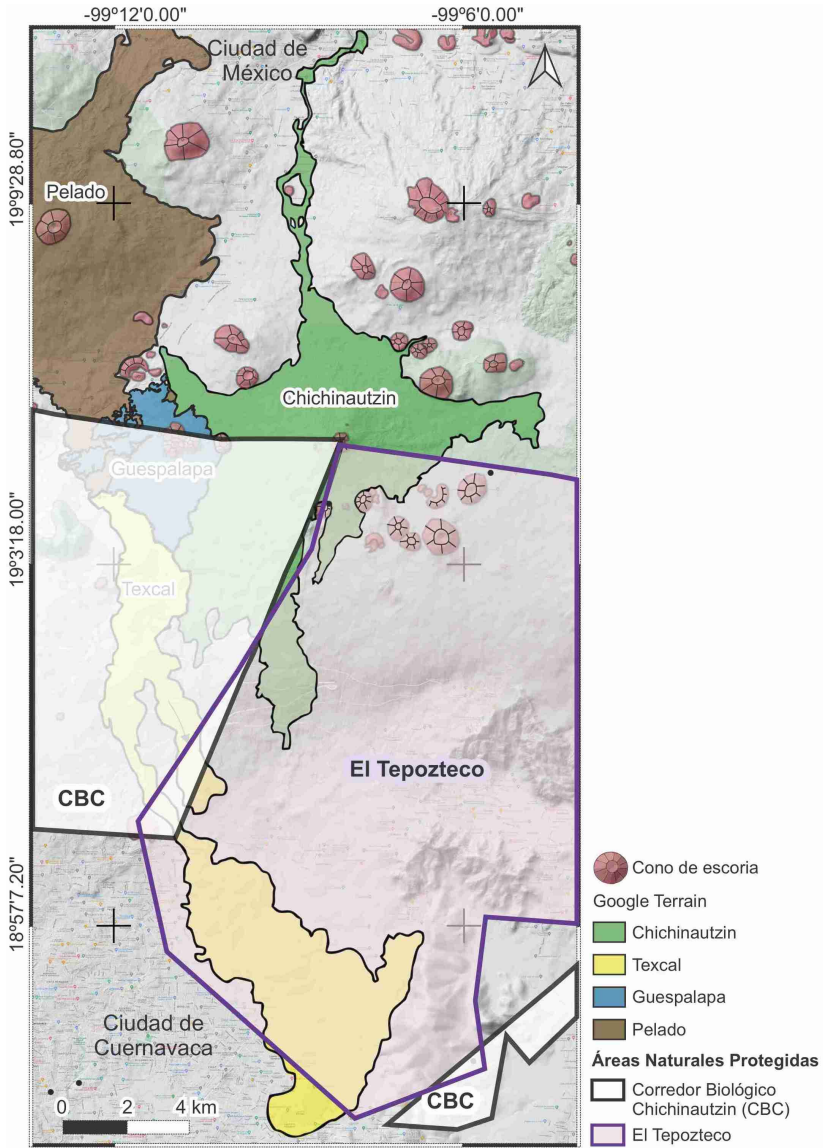


plan de manejo (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales 2011), lo cual puede contribuir con su conservación a largo plazo.



**Figura 35.** Mapa geológico de los volcanes Chichinautzin, Texcal y Guespalapa sobrepuesto al mapa del terreno de Google (*Google Terrain*), con las rutas de acceso y la ubicación de los posibles geositos

No obstante, éstas son áreas que aún pueden ser afectadas o degradadas por distintos procesos como la expansión urbana o la extracción de material (p.ej. en la cantera en el costado sur del cono El Caballito), ya que si bien estos volcanes están parcialmente cobijados por dos áreas protegidas (Figura 36), la porción norte del volcán Chichinautzin y el volcán Guespalapa no hace parte de estas áreas.



**Figura 36.** Contorno de los volcanes Chichinautzin, Guespalapa y Texcal sobrepuesto al mapa del terreno de Google (*Google Terrain*), sobre el cual se muestran las zonas definidas por la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP). Se resalta: el Área de protección de flora y fauna silvestres denominada como Corredor Biológico Chichinautzin (CBC) y el Parque Nacional El Tepozteco.

De esta forma, este trabajo busca visibilizar el potencial de estos volcanes para generar conocimiento relativo a erupciones basálticas en campos monogenéticos (estilos eruptivos, incidencia de fisuras, forma de emplazamiento de las lavas, desarrollo de tubos y canales, entre otras). Además de su potencial para el desarrollo turístico y la sensibilización.

Se busca igualmente abrir las puertas a estudios más detallados en el campo volcánico, que se centren en la identificación, valoración, divulgación y desarrollo de estrategias de gestión y protección de aquellos sitios con un alto valor científico o con un potencial alto para el turismo y la educación (geositios o sitios de la geodiversidad; Brilha 2016).

Por lo anterior, con base en las observaciones realizadas en el presente trabajo, se hace una propuesta inicial de geositios. A continuación, en la Tabla 9, se definen y describen diez posibles geositios: 3 en el volcán Texcal, 4 en el volcán Chichinautzin y 3 en el volcán Guespalapa. Estos sitios (Figura 35) ejemplifican diferentes rasgos en la zona fuente y las unidades lávicas de los tres volcanes y en cada caso se realiza una breve descripción y se resalta el tipo de interés o intereses que estos poseen (p.ej. científico, turístico, estético, educativo).

**Tabla 9.** Propuesta inicial de geositios en los volcanes Chichinautzin, Texcal y Guespalapa. Se detalla en cada caso: las coordenadas, el interés o los intereses del sitio y realizando una breve descripción de éste.

Clave	Coordenadas	Descripción	Interés
Gs1	Lat: 19°04'28.02"N Long: 99°11'52.56"O	<u>Zona fuente del volcán Texcal</u> Muros y conos de <i>spatter</i> , actividad de estilo Hawaiano. Acceso por terracería. Vista en superficie.	Científico Educativo Turístico
Gs2	Lat: 19°04'26.28"N Long: 99°11'50.10"O	<u>Parte proximal de las lavas del volcán Texcal</u> Lava tipo pahoehoe con desarrollo de tubos y canales. Acceso por terracería. Vista en superficie.	Científico Educativo Turístico
Gs3	Lat: 19°01'38.40"N Long: 99°11'00.90"O	<u>Parte media de las lavas del volcán Texcal</u> Corte en carretera (170 m de ancho). Lava tipo pahoehoe con buena exposición del interior de la colada. Acceso por la vía de cuota Ciudad de México-Cuernavaca.	Científico Educativo
Gs4	Lat: 19°05'23.82"N Long: 99°08'11.28"O	<u>Cono del volcán Chichinautzin</u> Cono de escoria cortado a la mitad por una grieta, episodio estromboliano de corta duración (fase final de la erupción). Acceso por camino. Vista panorámica del campo volcánico.	Educativo Estético Turístico Científico

Clave	Coordenadas	Descripción	Interés
Gs5	Lat: 19°05'22.31"N Long: 99°08'30.51"O	<u>Lavas tardías y cráter W del volcán Chichinautzin</u> Unidad lávica tardía en la erupción. Lava tipo aa de poca extensión (< 3 km), asociada con un rasgo que sugiere el desarrollo de estanques de lava elevados y drenados. Acceso por camino.	Educativo Turístico Científico
Gs6	Lat: 19°06'45.42"N Long: 99°10'58.44"O	<u>Lavas iniciales del volcán Chichinautzin</u> Lava tipo pahoehoe, actividad efusiva, fase inicial de la formación de un escudo prominente. Acceso por terracería. Vista en superficie.	Científico Educativo Turístico
Gs7	Lat: 19°01'16.80"N Long: 99°08'33.36"O	<u>Lavas tipo aa en la unidad lávica inicial del volcán Chichinautzin</u> Corte en carretera. Interior de colada de lava tipo aa. Transición pahoehoe-aa en lavas tempranas en la erupción. Acceso por la vía de cuota Ciudad de México-Cuernavaca.	Científico Educativo
Gs8	Lat: 19°05'28.62"N Long: 99°10'50.28"O	<u>Conos de escoria del volcán Guespalapa</u> Migración de la actividad explosiva a lo largo de fisuras generando cuatro conos de escoria con arreglo en forma de L. Actividad de estromboliana a estromboliana violenta. Acceso por línea de incendios y camino. Vista panorámica parcialmente cubierta por vegetación.	Educativo Estético Turístico Científico
Gs9	Lat: 19°05'11.46"N Long: 99°10'52.92"O	<u>Cantera en cono del volcán Guespalapa</u> Corte del cono El Caballito (cantera). Lavas tardías en la erupción bordeando el cono. Acceso por terracería.	Científico Educativo
Gs10	Lat: 19°06'00.78"N Long: 99°10'56.52"O	<u>Lavas del volcán Guespalapa</u> Actividad efusiva. Superficie con bloques de lava. Desarrollo de suelo y vegetación. Acceso por terracería. Vista en superficie.	Científico

## 7. Conclusiones

La actividad volcánica basáltica en campos monogenéticos puede presentar distintas fases en las que se evidencian procesos tales como la construcción y destrucción de conos, la migración del centro de emisión o la alternancia de actividad explosiva-efusiva (Valentine y Connor 2015), así que caracterizar en detalle los diferentes procesos eruptivos que afectan los volcanes basálticos monogenéticos es importante para entender mejor sus peligros asociados.

Este trabajo presenta un estudio detallado de tres volcanes monogenéticos holocénicos contiguos, muy bien preservados y expuestos en un arco continental: el volcán Chichinautzin, el volcán Guespalapa y el volcán Texcal, situados en el campo volcánico de la Sierra Chichinautzin, cubriendo en total un área extensa de 118 km<sup>2</sup>. Los modelos digitales de elevación basados en datos LIDAR de alta resolución, junto con una inspección de límites en campo, complementados con datos de edad y análisis petrográficos y geoquímicos en roca total, permitieron aclarar la relación estratigráfica de estos volcanes, así como su extensión, edad y tipo de actividad y apreciar distintos aspectos como la incidencia de fisuras en la zona fuente.

Así, este trabajo permite concluir que los tres son volcanes independientes formados en erupciones fisurales máficas con una orientación principal WSW-ENE y una orientación secundaria NNW-SSE que solo se observa para los edificios que constituyen el sector oeste del volcán Guespalapa. El volcán Guespalapa fue el primero en formarse en algún momento entre 6292 y 2779 años cal. A.P.; este volcán posee cuatro conos de escoria en su zona fuente, los cuales tienen un arreglo en forma de L y se formaron en una fase eruptiva con actividad de tipo estromboliana a estromboliana violenta, en la cual se evidenció una migración de la actividad explosiva a lo largo de fisuras. Durante la erupción se radiaron desde la zona fuente cuatro unidades de lava tipo pahoehoe, aa y en bloque, que varían composicionalmente entre traquiandesitas basálticas, andesitas basálticas y andesitas, siendo las unidades más tardías las menos silíceas.

El volcán Texcal se formó hace 1028±324 años con una actividad de baja explosividad (estilo Hawaiano), durante la cual construyó conos y muros de *spatter* a lo largo de tres segmentos sobre una fisura, los cuales alimentaron una unidad lávica tipo pahoehoe que alcanzó una distancia de hasta 21 km desde la zona fuente. Esta unidad posee una composición máfica (variando en su parte media y distal de basaltos a traquibasaltos) y se emplazó por medio de tubos de lava sobre una pendiente. Los tubos al ser termalmente eficientes (Keszthelyi y Self 1998) parecen haber

favorecido una conservación efectiva de la temperatura del flujo, así como una baja viscosidad en la lava, evitando la transición de pahoehoe a aa.

El volcán Chichinautzin se formó hace  $1059 \pm 333$  años con una actividad principalmente efusiva, interrumpida por un episodio estromboliano de corta duración, que formó un cono de escoria en su zona fuente. La zona fuente del volcán consta de un cono de escoria cortado a la mitad por una grieta sobre la que se observan cuatro bocas eruptivas. En el área fuente se observan también dos cráteres, uno al N y otro al W del cono, con rasgos que sugieren la formación y posterior drenaje de estanques de lava elevados. El volcán posee cinco unidades lávicas que forman un escudo prominente. La unidad lávica más temprana deriva de una fase probablemente efusiva que generó varias ramas, en las cuales la lava (principalmente pahoehoe) alcanzó las mayores distancias desde la zona fuente (hasta 14 km). Las unidades lávicas más tardías alcanzaron una menor distancia (aprox. 3 km) y están constituidas principalmente por lava tipo aa con desarrollo de canales. Aunque las muestras de este volcán son en general traquiandesitas basálticas y andesitas basálticas, las unidades más tardías son más silíceas, y este cambio composicional hacia un material más evolucionado probablemente generó un aumento progresivo en la viscosidad y cristalinidad de la lava, derivando en el emplazamiento de lavas tipo aa en las unidades lávicas más tardías.

Las erupciones de los volcanes Chichinautzin y Texcal poseen además los datos de edad más jóvenes publicados para el campo, determinados a partir de edades de exposición por  $^{36}\text{Cl}$  sobre la lava, siendo esta la segunda vez que se emplea este método en el campo volcánico, después de Guilbaud *et al.* (2022). En este caso, las edades son consistentes entre sí y a pesar de su baja precisión (31% en la edad media de Chichinautzin y 32% en Texcal) los fechamientos por  $^{36}\text{Cl}$  parecen ser una buena alternativa para el fechamiento de lavas emitidas en el Pleistoceno tardío-Holoceno, aunque como resaltan Guilbaud *et al.* (2022) en cada caso es importante considerar las características del volcán (composición de los productos, exposición de lava y tefra, disponibilidad de materia orgánica para fechamientos por radiocarbono, entre otros) para elegir el método más adecuado de fechamiento.

El volumen total de material emitido en estos tres volcanes varía entre  $0.2 \text{ km}^3$  (Guespalapa),  $0.4 \text{ km}^3$  (Texcal) y  $0.8 \text{ km}^3$  (Chichinautzin) y con base en estos volúmenes se calculan tiempos mínimos de erupción de entre 2 meses (Guespalapa), 19 meses (Texcal) y 28 meses (Chichinautzin). Así, este trabajo muestra claramente que la actividad volcánica basáltica en campos monogenéticos puede variar en su explosividad, estilo eruptivo, duración y en algunos

casos composición química, variabilidad que debería tenerse en cuenta para la evaluación de peligros en esta área y en otras. Se resalta también que esta es una zona todavía muy bien preservada y con paisajes de gran belleza, con gran potencial para el desarrollo de geoturismo como una estrategia de gestión y sensibilización en beneficio de los pueblos locales y los habitantes de las ciudades cercanas.

## Referencias

- Agustín-Flores J, Siebe C, Guilbaud M-N (2011) Geology and geochemistry of Pelagatos, Cerro del Agua, and Dos Cerros monogenetic volcanoes in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field, south of México City. *J Volcanol Geotherm Res* 201:143–162. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.08.010>
- Alcalá-Reygosa J, Arce J, Schimmelpfennig I, *et al.* (2018a) Revisiting the age of the Jumento volcano, Chichinautzin Volcanic Field (Central Mexico), using *in situ*-produced cosmogenic  $^{10}\text{Be}$ . *J Volcanol Geotherm Res* 366:112–119. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.10.005>
- Alcalá-Reygosa J, Palacios D, Schimmelpfennig I, *et al.* (2018b) Dating late Holocene lava flows in Pico de Orizaba (Mexico) by means of *in situ*-produced cosmogenic  $^{36}\text{Cl}$ , lichenometry and dendrochronology. *Quat Geochronol* 47:93–106. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.05.011>
- Allègre C (2008) *Isotope Geology*. Cambridge University Press, New York
- Arce J, Ferrari L, Morales-Casique E., *et al.* (2020) Early Miocene arc volcanism in the Mexico City Basin: Inception of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *J Volcanol Geotherm Res* 408:1–18. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107104>
- Arce J, Layer P, Lassiter J, *et al.* (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* 75:1–25. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0774-6>
- Arce J, Layer P, Macías J, *et al.* (2019) Geology and stratigraphy of the Mexico Basin (Mexico City), central Trans-Mexican Volcanic Belt. *J Maps* 15:320–332. <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1593251>
- Arce J, 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 Geotherm Res* 308:30–38. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.10.008>
- Bloomfield K (1973) The age and significance of the Tenango Basalt, Central Mexico. *Bull Volcanol* 37:586–595. <https://doi.org/10.1007/BF02596893>
- Bloomfield K (1975) A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. *Geologische Rundsch* 64:476–497. <https://doi.org/10.1007/BF01820679>
- Boivin P, Thouret J-C (2014) The Volcanic Chaîne des Puys: A Unique Collection of Simple and Compound Monogenetic Edifices. En: Fort M, André M (eds) *Landscapes and Landforms of France*. Springer, pp 81–91
- Brilha J (2016) Inventory and Quantitative Assessment of Geosites and Geodiversity Sites: a Review. *Geoheritage* 8:119–134. <https://doi.org/10.1007/s12371-014-0139-3>



- Brilha J, Reynard E (2018) Geoheritage and geoconservation: the challenges. En: Reynard E, Brilha J (eds) *Geoheritage: Assessment, Protection, and Management*, primera edición. Elsevier, pp 433–438
- Bullard F (1947) Studies on Parícutín volcano, Michoacan, Mexico. *Bull Geol Soc Am* 58:433–450. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1947\)58\[433:SOPVMM\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1947)58[433:SOPVMM]2.0.CO;2)
- Burgisser A, Degruyter W (2015) Magma Ascent and Degassing at Shallow Levels. En: Sigurdsson H, Houghton B, McNutt S, *et al.* (eds) *The Encyclopedia of Volcanoes*, segunda edición. Elsevier, pp 225–236
- Calvari S, Pinkerton H (1999) Lava tube morphology on Etna and evidence for lava flow emplacement mechanisms. *J Volcanol Geotherm Res* 90:263–280. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00024-4](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00024-4)
- Carcavilla L, Díaz-Martínez E, Erikstad L, García-Cortés Á (2013) Valoración del patrimonio geológico en Europa. *Bol Parana Geosciências* 70:28–40. <http://dx.doi.org/10.5380/geo.v70i0.31501>
- Cashman K, Scheu B (2015) Magmatic Fragmentation. En: Sigurdsson H, Houghton B, McNutt S, *et al.* (eds) *The Encyclopedia of Volcanoes*, segunda edición. Elsevier, pp 459–471
- Cashman K, Thornber C, Kauahikaua J (1999) Cooling and crystallization of lava in open channels, and the transition of Pāhoehoe Lava to 'A'a. *Bull Volcanol* 61:306–323. <https://doi.org/10.1007/s004450050299>
- Cassidy M, Manga M, Cashman K, Bachmann O (2018) Controls on explosive-effusive volcanic eruption styles. *Nat Commun* 9:1–16. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05293-3>
- Castro A (1989) *Petrografía Básica: textura, clasificación y nomenclatura de rocas*. Paraninfo, Madrid
- Cayla N (2014) Volcanic Geotourism in France. En: Erfurt-Cooper P (ed) *Volcanic Tourist Destinations*. Springer, pp 131–138
- Chevrel M, Guilbaud M-N, Siebe C (2016a) The ~AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico): magma source, crustal storage, eruptive dynamics, and lava rheology. *Bull Volcanol* 78:1–28. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1020-9>
- Chevrel M, Siebe C, Guilbaud M-N, Salinas S (2016b) The AD 1250 El Metate shield volcano (Michoacán): Mexico's most voluminous Holocene eruption and its significance for archaeology and hazards. *The Holocene* 26:471–488. <https://doi.org/10.1177/0959683615609757>
- Comité Científico PEVOLCA (2021) Actualización de la actividad volcánica en Cumbre Vieja (La Palma), 25/12/2021. <https://www3.gobiernodecanarias.org/noticias/wp-content/uploads/2021/12/251221-INFORME-Comit%C3%A9-Cient%C3%ADfico-PDF.pdf>. Acceso 20 abril 2022

- Cooper K (2017) What does a Magma Reservoir Look Like? The “Crystal’s-Eye” View. *Elements* 13:23–28. <https://doi.org/10.2113/gselements.13.1.23>
- Corazzato C, Tibaldi A (2006) Fracture control on type, morphology and distribution of parasitic volcanic cones: An example from Mt. Etna, Italy. *J Volcanol Geotherm Res* 158:177–194. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.04.018>
- Daines M, Pec M (2015) Migration of Melt. En: Sigurdsson H, Houghton B, McNutt S, *et al.* (eds) *The Encyclopedia of Volcanoes, segunda edición*. Elsevier, pp 49–64
- Davis R, Schaeffer O (1955) Chlorine-36 in Nature. *Ann N. Y. Acad Sci* 62:107–121. <https://doi.org/10.1111/j.1749-6632.1955.tb35368.x>
- De Silva S, Lindsay J (2015) Primary Volcanic Landforms. En: Sigurdsson H, Houghton B, McNutt S, *et al.* (eds) *The Encyclopedia of Volcanoes, segunda edición*. Elsevier, pp 273–297
- Delgado H, Molinero R, Cervantes P, *et al.* (1998) Geology of Xitle volcano in southern Mexico City - A 2000-year-old monogenetic volcano in an urban area. *Rev Mexicana Ciencias Geológicas* 15:115–131
- Dickin A (2005) *Radiogenic isotope geology, segunda edición*. Cambridge University Press, New York
- Dunai T (2010) *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences, primera edición*. Cambridge University Press, New York
- Erfurt-Cooper P (ed) (2014) *Volcanic tourist destinations*. Springer
- Erfurt-Cooper P, Sigurdsson H, Lopes R (2015) Volcanoes and Tourism. En: Sigurdsson H, Houghton B, McNutt S, *et al.* (eds) *The Encyclopedia of Volcanoes, segunda edición*. Elsevier, pp 1295–1311
- Espinasa-Pereña R, Espinasa L (2006) Lava Tubes of the Texcal Lava Flow, Sierra Chichinautzin, México. *Bull Assoc Mex Cave Stud* 19:162–167
- Espinasa-Pereña R, Granados H (2013) Hazards related to lava tubes and caves in the Sierra Chichinautzin monogenetic volcanic field (México). En: Rose W, Palma J, Delgado H, Varley N (eds) *Understanding Open-Vent Volcanism and Related Hazards. Special Paper of the Geological Society of America*, pp 1–14
- Espinosa-Garduño J (1962) Vegetación de una corriente de lava de formación reciente, localizada en el declive meridional de la Sierra de Chichinautzin. *Bol Soc Botánica México* 27:67–126. <https://doi.org/10.17129/botsoci.1078>
- Faure G, Mensing T (2005) *Isotopes: Principles and Applications, tercera edición*. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken

- Ferrari L, Orozco-Esquivel T, Manea V, Manea M (2012) The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophys* 522–523:122–149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- Fink D, Vogt S, Hotchkis M (2000) Cross-sections for  $^{36}\text{Cl}$  from Ti at  $E_p = 35\text{-}150$  MeV: Applications to in-situ exposure dating. *Nucl Instrum Methods Phys Res B: Beam Interact with Mater Atoms* 172:861–866. [https://doi.org/10.1016/S0168-583X\(00\)00200-7](https://doi.org/10.1016/S0168-583X(00)00200-7)
- Fries C (1962) Bosquejo geológico de las partes central y occidental del Estado de Morelos y areas contiguas de Guerrero y México. 20<sup>th</sup> Int Geological Congr. 17–53
- Fries C (1960) Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero. Región central meridional de México. *Bol Inst Geología UNAM*
- García-Palomo A, Macías J, Garduño V (2000) Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. *Tectonophysics* 318:281–302. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00316-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00316-9)
- García-Palomo A, Macías J, Tolson G, *et al.* (2002) Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofisica Int* 41:133–150.
- Garry W, Zimbelman J, Gregg T (2007) Morphology and emplacement of a long channeled lava flow near Ascraeus Mons Volcano, Mars. *J Geophys Res* 112:1–21. <https://doi.org/10.1029/2006JE002803>
- Geopoderes (2019) Project 692. En: Geoheritage for Geohazard Resilience. <http://www.geopoderes.com/igcp692/>. Acceso 22 marzo 2022
- Geyh M, Schleicher H (1990) Absolute Age Determination. *Physical and Chemical Dating Methods and Their Application*. Springer, Heidelberg
- Global Volcanism Program (2021a) Report on La Palma (Spain). En: *Wkly. Volcan. Act. Report*, 15 Sept - 21 Sept 2021. <https://volcano.si.edu/showreport.cfm?doi=GVP.WVAR20210915-383010>. Acceso 15 febrero 2022
- Global Volcanism Program (2021b) Report on Krysuvik-Trolladyngja (Iceland). En: *Wkly. Volcan. Act. Report*, 17 March - 23 March 2021. <https://volcano.si.edu/showreport.cfm?doi=GVP.WVAR20210317-371030>. Acceso 22 marzo 2022
- Global Volcanism Program (2021c) Report on Krysuvik-Trolladyngja (Iceland). En: *Bull. Glob. Volcanism Netw.* <https://volcano.si.edu/showreport.cfm?doi=10.5479/si.GVP.BGVN202110-371030>. Acceso 22 marzo 2022
- Gray M (2011) Other nature: geodiversity and geosystem services. *Environ Conserv* 38:271–274. <https://doi.org/10.1017/S0376892911000117>

- Grosse P, Kervyn M (2018) Morphometry of terrestrial shield volcanoes. *Geomorphol* 304:1–14. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.12.017>
- Guilbaud M-N, Alcalá-Reygosa J, Schimmelpfennig I, *et al.* (2022) Testing less-conventional methods to date a late-pleistocene to Holocene eruption: Radiocarbon dating of paleosols and <sup>36</sup>Cl exposure ages at Pelado volcano, Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *Quat Geochronol* 68:1–12. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101252>
- Guilbaud M-N, Ortega-Larrocea M, Cram S, van Wyk de Vries B (2021) Xitle Volcano Geoheritage, Mexico City: Raising Awareness of Natural Hazards and Environmental Sustainability in Active Volcanic Areas. *Geoheritage* 13:1–27. <https://doi.org/10.1007/s12371-020-00525-9>
- Guilbaud M-N, Self S, Thordarson T, Blake S (2005) Morphology, surface structures, and emplacement of lavas produced by Laki, A.D. 1783-1784. En: Manga M, Ventura G (eds) *Kinematics and dynamics of lava flow*. Geological Society of America Special Papers, pp 81–102
- Guilbaud M-N, Siebe C, Agustín-Flores J (2009) Eruptive style of the young high-Mg basaltic-andesite Pelagatos scoria cone, southeast of México City. *Bull Volcanol* 71:859–880. <https://doi.org/10.1007/s00445-009-0271-0>
- Harris A, Rowland S (2015) Lava flows and rheology. En: Sigurdsson H, Houghton B, McNutt S, *et al.* (eds) *The Encyclopedia of Volcanoes*, segunda edición. Elsevier Inc., pp 321–342
- Hasenaka T (1994) Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *J Volcanol Geotherm Res* 63:13–31. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90016-7](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90016-7)
- Head J, Wilson L (1989) Basaltic pyroclastic eruptions: Influence of gas-release patterns and volume fluxes on fountain structure, and the formation of cinder cones, spatter cones, rootless flows, lava ponds and lava flows. *J Volcanol Geotherm Res* 37:261–271. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(89\)90083-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(89)90083-8)
- Helz R, Heliker C, Hon K, Mangan M (2003) Thermal Efficiency of Lava Tubes in the Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha Eruption. En: Heliker C, Swanson D, Takahashi T (eds) *The Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha Eruption of Kīlauea Volcano, Hawai'i: The First 20 Years*. US Geological Survey Professional Paper, pp 105–120
- Helz R, Heliker C, Mangan M, *et al.* (1991) Thermal history of the current Kilauean East Rift eruption. AGU Fall Meet. Abstr. 557–558
- Henriques M, dos Reis R, Brilha J, Mota T (2011) Geoconservation as an Emerging Geoscience. *Geoheritage* 3:117–128. <https://doi.org/10.1007/s12371-011-0039-8>
- Hon K, Kauahikaua J, Denlinger R, Mackay K (1994) Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. *Bull Geol Soc Am* 106:351–370. <https://doi.org/10.1130/0016->

7606(1994)106<0351:EAIOPS>2.3.CO;2

- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática [INEGI] (2020) Censo de población y vivienda 2020. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México
- Irvine T, Baragar W (1971) A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Can J Earth Sci* 8:523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Jaimes-Viera M, Martín Del Pozzo A, Layer P, *et al.* (2018) Timing the evolution of a monogenetic volcanic field: Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *J Volcanol Geotherm Res* 356:225–242. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.03.013>
- Jones T, Llewellyn E, Houghton B, *et al.* (2017) Proximal lava drainage controls on basaltic fissure eruption dynamics. *Bull Volcanol* 79:1–15. <https://doi.org/10.1007/s00445-017-1164-2>
- Kereszturi G, Németh K (2012) Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation. En: Németh K (ed) *Updates in Volcanology - New Advances in Understanding Volcanic Systems*. InTechOpen, London, pp 3–88
- Keszthelyi L, Self S (1998) Some physical requirements for the emplacement of long basaltic lava flows. *J Geophys Res* 103:27,447-27,464. <https://doi.org/10.1029/98jb00606>
- Kilburn C (2015) Lava Flow Hazards and Modeling. En: Sigurdsson H, Houghton B, McNutt S, *et al.* (eds) *The Encyclopedia of Volcanoes*, segunda edición. Elsevier, pp 957–969
- Kilburn C (1990) Surfaces of Aa Flow-Fields on Mount Etna, Sicily: Morphology, Rheology, Crystallization and Scaling Phenomena. En: Fink J (ed) *Lava Flows and Domes. Emplacement Mechanisms and Hazard Implications*, primera edición. Springer, Berlin, pp 129–156
- Kilburn C, Guest J (1993) Aa lavas of Mount Etna, Sicily. En: Kilburn C, Luongo G (eds) *Active lavas: monitoring and modelling*, primera edición. UCL Press, Londres, pp 73–106
- Le Bas M, Le Maitre R, Streckeisen A, Zanettin B (1986) A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *J Petrol* 27:745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Lenhardt N, Böhnel H, Wemmer K, *et al.* (2010) Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico). *Bull Volcanol* 72:817-832. <https://doi.org/10.1007/s00445-010-0361-z>
- Libby W (1946) Atmospheric Helium Three and Radiocarbon from Cosmic Radiation. *Phys Rev* 69:671–672. <https://doi.org/10.1103/PhysRev.69.671.2>
- Lorenzo-Merino A, Guilbaud M-N, Roberge J (2018) The violent Strombolian eruption of 10 ka Pelado shield volcano, Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *Bull Volcanol* 80:1–17. <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1208-2>

- Macdonald G (1967) Forms and structures of extrusive basaltic rocks. Basalts Poldervaart Treatise rocks basaltic Compos 1:1–61
- Macdonald G (1953) Pahoehoe, aa, and block lava. *Am J Sci* 251:169–191. <https://doi.org/10.2475/ajs.251.3.169>
- Macías J, Arce J (2019) Volcanic Activity in Mexico During the Holocene. En: Torrescano-Valle N, Islebe G, Roy P (eds) *The Holocene and Anthropocene Environmental History of Mexico. A Paleoecological Approach on Mesoamerica*, primera edición. Springer, Cham, pp 129–170
- Márquez A, Verma S, Anguita F, *et al.* (1999) Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt. *J Volcanol Geotherm Res* 93:125–150. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00085-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00085-2)
- Marrero S, Phillips F, Borchers B, *et al.* (2016a) Cosmogenic nuclide systematics and the CRONUScalc program. *Quat Geochronol* 31:160–187. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.09.005>
- Marrero S, Phillips F, Caffee M, Gosse J (2016b) CRONUS-Earth cosmogenic <sup>36</sup>Cl calibration. *Quat Geochronol* 31:199–219
- Martí J, López C, Bartolini S, *et al.* (2016) Stress Controls of Monogenetic Volcanism: A Review. *Front Earth Sci* 4:1–17. <https://doi.org/10.3389/feart.2016.00106>
- 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* 155:104–118. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.02.012>
- Merrihue C, Turner G (1966) Potassium-Argon Dating by Activation with Fast Neutrons. *J Geophys Res* 71:2852–2857. <https://doi.org/10.1029/JZ071i011p02852>
- Molina-Garza R, Ortega-Rivera A (2006) Chronostratigraphy and paleomagnetism of the Balsas Group in the Tuzantlán-Copalillo basin, northern Guerrero state, Mexico. *Rev Mexicana Ciencias Geológicas* 23:215–232
- MUCA (2022) Nonsite: El Pedregal revisitado. En: Krauze, P. <https://muca.unam.mx/nonsite.html>. Acceso 3 abril 2021
- Nakamura N (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim Cosmochim Acta* 38:757–775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Németh K (2010) Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. En: Cañón-Tapia E, Szakács A (eds) *What Is a Volcano?*, Special Paper. The Geological Society of America, Boulder, pp 43–66
- Németh K, Kereszturi G (2015) Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *Int J*

Earth Sci 104:2131–2146. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1243-6>

Nieto-Torres A (2020) Evaluación del riesgo asociado al vulcanismo monogenético hacia la Ciudad de México. Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México

Nieto-Torres A, Martín-Del Pozzo A (2019) Spatio-temporal hazard assessment of a monogenetic volcanic field, near México City. *J Volcanol Geotherm Res* 371:46–58. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.01.006>

Ordóñez E (1938) Tepoztlan, Estado de Morelos. Guía para la Excursión de la Sociedad Geológica Mexicana. 1 Febrero 1937. *Bol Soc Geológica Mexicana* X:91–112

Ortega-Gutiérrez F, Elías-Herrera M, Dávalos-Elizondo M (2008) On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico. *Rev Mexicana Ciencias Geológicas* 25:346–364

Palacio J, Guilbaud M-N (2015) Patrimonio natural de la Reserva Ecológica del Pedregal de San Ángel y áreas cercanas: sitios de interés geológico y geomorfológico al sur de la Cuenca de México. *Bol Soc Geológica Mexicana* 67:227–244. <https://doi.org/10.18268/bsgm2015v67n2a7>

Pardo M, Suárez G (1995) Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *J Geophys Res* 100:12,357–12,373. <https://doi.org/10.1029/95jb00919>

Parfitt E (2004) A discussion of the mechanisms of explosive basaltic eruptions. *J Volcanol Geotherm Res* 134:77–107. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.01.002>

Patrick M, Orr T (2012) Rootless shield and perched lava pond collapses at Kīlauea Volcano, Hawai‘i. *Bull Volcanol* 74:67–78. <https://doi.org/10.1007/s00445-011-0505-9>

Patrick M, Orr T, Wilson D, *et al.* (2011) Cyclic spattering, seismic tremor, and surface fluctuation within a perched lava channel, Kīlauea Volcano. *Bull Volcanol* 73:639–653. <https://doi.org/10.1007/s00445-010-0431-2>

Pérez-Campos X, Kim Y, Husker A, *et al.* (2008) Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophys Res Lett* 35:1–6. <https://doi.org/10.1029/2008GL035127>

Peterson D, Tilling R (1980) Transition of basaltic lava from pahoehoe to aa, Kilauea volcano, Hawaii: field observations and key factors. *J Volcanol Geotherm Res* 7:271–293. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(80\)90033-5](https://doi.org/10.1016/0377-0273(80)90033-5)

Petronis M, Van Wyk De Vries B, Garza D, Petronis MS (2019) The leaning Puy de Dôme (Auvergne, France) tilted by shallow intrusions. *Volcanica* 2:161–189

Phillips F, Zreda M, Flinsch M, *et al.* (1996) A reevaluation of cosmogenic <sup>36</sup>Cl production rates in terrestrial rocks. *Geophys Res Lett* 23:949–952. <https://doi.org/10.1029/96GL00960>

- Pioli L, Erlund E, Johnson E, *et al.* (2008) Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: The eruption of Parícutín Volcano 1943-1952 (Mexico). *Earth Planet Sci Lett* 271:359–368. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.04.026>
- Putirka K (2017) Down the Crater: Where Magmas are Stored and Why They Erupt. *Elements* 13:11–16. <https://doi.org/10.2113/gselements.13.1.11>
- Rader E, Geist D (2015) Eruption conditions of spatter deposits. *J Volcanol Geotherm Res* 304:287–293. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.011>
- Rader E, Wysocki R, Heldmann J, *et al.* (2020) Spatter stability: constraining accumulation rates and temperature conditions with experimental bomb morphology. *Bull Volcanol* 82:1–18. <https://doi.org/10.1007/s00445-020-01386-4>
- Reimer P, Austin W, Bard E, *et al.* (2020) The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0-55 cal kBP). *Radiocarb* 62:725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Reserva Ecológica del Pedregal de San Ángel [REPSA] (2019). En: Listado de especies de la Reserva Ecológica del Pedregal de San Ángel. <http://www.repsa.unam.mx/index.php/pedregal-de-san-angel/44-2013-08-07-13-15-59/34>. Acceso 25 abril 2022
- Roberge J, Guilbaud M-N, Mercer C, Reyes-Luna P (2015) Insight into monogenetic eruption processes at Pelagatos volcano, Sierra Chichinautzin, Mexico: a combined melt inclusion and physical volcanology study. En: Zellmer G, Edmonds M, Straub S (eds) *The Role of Volatiles in the Genesis, Evolution and Eruption of Arc Magmas*. Geol Soc London, Spec Publ pp 179–198
- Rojo A (ed) (1994) Reserva Ecológica “El pedregal de San Ángel”: Ecología, Historia Natural y Manejo. Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México
- Rossi M (1996) Morphology and mechanism of eruption of postglacial shield volcanoes in Iceland. *Bull Volcanol* 57:530–540. <https://doi.org/10.1007/BF00304437>
- Schaaf P, Stimac J, Siebe C, Macías J (2005) Geochemical Evidence for Mantle Origin and Crustal Processes in Volcanic Rocks from Popocatepetl and Surrounding Monogenetic Volcanoes, Central Mexico. *J Petrol* 46:1243–1282. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi015>
- Schaen A, Jicha B, Hodges K, *et al.* (2021) Interpreting and reporting  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronologic data. *Geol Soc Am* 133:461–487. <https://doi.org/https://doi.org/10.1130/B35560.1>
- Schimmelpfennig I, Benedetti L, Finkel R, *et al.* (2009) Sources of in-situ  $^{36}\text{Cl}$  in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates. *Quat Geochronol* 4:441–461. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.06.003>
- Schimmelpfennig I, Benedetti L, Garreta V, *et al.* (2011) Calibration of cosmogenic  $^{36}\text{Cl}$  production rates from Ca and K spallation in lava flows from Mt. Etna (38°N, Italy) and



- Payun Matru (36°S, Argentina). *Geochim Cosmochim Acta* 75:2611–2632. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.02.013>
- Schimmelpfennig I, Schaefer J, Putnam A, *et al.* (2014)  $^{36}\text{Cl}$  production rate from K-spallation in the European Alps (Chironico landslide, Switzerland). *J Quat Sci* 29:407–413. <https://doi.org/10.1002/jqs.2720>
- Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (2011) Programa de Manejo del Parque Nacional El Tepozteco. *Diario Oficial* 15–100
- Self S, Keszthelyi L, Thordarson T (1998) The importance of pāhoehoe. *Annu Rev Earth Planet Sci* 26:81–110. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.81>
- Sheridan M, Wohletz K (1983) Hydrovolcanism: basic considerations and review. *J Volcanol Geotherm Res* 17:1–29. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(83\)90060-4](https://doi.org/10.1016/0377-0273(83)90060-4)
- Siebe C (2013) “The Process of Melt Differentiation in Arc Volcanic Rocks: Insights from OIB-type Arc Magmas in the Central Mexican Volcanic Belt” by Straub *et al.*, A Critical Comment. *J Petrol* 0:1–4. <https://doi.org/10.1093/petrology/egt022>
- Siebe C (2000) Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico-City. *J Volcanol Geotherm Res* 104:45–64. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00199-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00199-2)
- Siebe C, Arana-Salinas L, Abrams M (2005) Geology and radiocarbon ages of Tláloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México. *J Volcanol Geotherm Res* 141:225–243. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.10.009>
- Siebe C, Macías J (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. Geological Society of America Penrose Conference, Boulder
- Siebe C, Rodríguez-Lara V, Schaaf P, Abrams M (2004a) Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archaeology and future hazards. *Bull Volcanol* 66:203–225. <https://doi.org/10.1007/s00445-003-0304-z>
- Siebe C, Rodríguez-Lara V, Schaaf P, Abrams M (2004b) Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *J Volcanol Geotherm Res* 130:197–226. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00289-0](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00289-0)
- Siebert L, Cottrell E, Venzke E, Andrews B (2015) Earth’s Volcanoes and Their Eruptions: An Overview. En: Sigurdsson H, Houghton B, McNutt S, *et al.* (eds) *The Encyclopedia of Volcanoes*, segunda edición. Elsevier, pp 239–255

- Sigurdsson H (2015) Origin and Transport of Magma. En: Sigurdsson H, Houghton B, McNutt S, *et al.* (eds) *The Encyclopedia of Volcanoes*, segunda edición. Elsevier, pp 33–34
- Sistema Nacional de Áreas Naturales Protegidas [SINAP] (1999) Registro del Sistema Nacional de Áreas Naturales Protegidas. Área de protección de flora y fauna Corredor Biológico Ajusco-Chichinautzin. Secretaría de Medio Ambiente, Recursos Naturales y Pesca, México
- Skelton A, Sturkell E, Jakobsson M, *et al.* (2016) Dimmuborgir: a rootless shield complex in northern Iceland. *Bull Volcanol* 78:1–14. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1032-5>
- Smith I, Németh K (2017) Source to surface model of monogenetic volcanism: a critical review. En: Németh K, Carrasco-Núñez G, Aranda-Gómez J, Smith I (eds) *Monogenetic Volcanism*. Geol Soc London, Spec Publ pp 1–28
- Sosa-Ceballos G, Gardner J, Siebe C, Macías J (2012) A caldera-forming eruption ~14,100 <sup>14</sup>C yr BP at Popocatepetl volcano, México: Insights from eruption dynamics and magma mixing. *J Volcanol Geotherm Res* 213–214:27–40. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.11.001>
- Spry A (1989) Phenocryst. En: *Petrology. Encyclopedia of Earth Science*. Springer, Boston
- Stix J (2015) Effusive Volcanism. En: Sigurdsson H, Houghton B, McNutt S, *et al.* (eds) *The Encyclopedia of Volcanoes*, segunda edición. Elsevier, pp 317–319
- Stoener R, Schaeffer O, Katcoff S (1965) Half-Lives of Argon-37, Argon-39, and Argon-42. *Science* 148:1325–1328. <https://doi.org/10.1126/science.148.3675.1325>
- Stone J (2000) Air pressure and cosmogenic isotope production. *J Geophys Res* 105:23,753–23,759
- Stone J, Fifield K, Vasconcelos P (2005) Terrestrial chlorine-36 production from spallation of iron. 10th Int. Conf. Accel. Mass Spectrom.
- Straub S, Gómez-Tuena A, Zellmer G, *et al.* (2013a) The Processes of Melt Differentiation in Arc Volcanic Rocks: Insights from OIB-type Arc Magmas in the Central Mexican Volcanic Belt. *J Petrol* 54:665–701. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs081>
- Straub S, Gómez-Tuena A, Zellmer G, *et al.* (2013b) The Processes of Melt Differentiation in Arc Volcanic Rock: Insights from OIB-type Arc Magmas in the Central Mexican Volcanic Belt: Reply to a Critical Comment by Claus Siebe (2013). *J Petrol* 54:1551–1554. <https://doi.org/10.1093/petrology/egt021>
- Straub S, Zellmer G, Gómez-Tuena A, *et al.* (2014) A genetic link between silicic slab components and calc-alkaline arc volcanism in central Mexico. En: Gómez-Tuena A, Straub S, Zellmer G (eds) *Orogenic Andesites and Crustal Growth*. Geol Soc London, Spec Publ pp 31–64
- Stuiver M, Reimer P, Reimer R (2021) CALIB 8.2. <http://calib.org>. Acceso 25 marzo 2022
- Sumner J, Blake S, Matela R, Wolff J (2005) Spatter. *J Volcanol Geotherm Res* 142:49–65. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.10.013>

- Sun S, McDonough W (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol Soc London, Spec Publ* 42:313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Swanson T, Caffee M (2001) Determination of  $^{36}\text{Cl}$  Production Rates Derived from the Well-Dated Deglaciation Surfaces of Whidbey and Fidalgo Islands, Washington. *Quat Res* 56:366–382. <https://doi.org/10.1006/qres.2001.2278>
- Tibaldi A (1995) Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *J Geophys Res* 100:24,521–24,535. <https://doi.org/10.1029/95JB02250>
- UNESCO (2017) Declaratoria fundacional de la Red de Geoparques Mundiales de América Latina y el Caribe
- UNESCO (2022a) Lista de patrimonio mundial. <https://whc.unesco.org/es/list/>. Acceso 20 agosto 2021
- UNESCO (2022b) UNESCO Global Geoparks (UGGp). <https://en.unesco.org/global-geoparks>. Acceso 16 septiembre 2022
- Valentine G, Connor C (2015) Basaltic Volcanic Fields. En: Sigurdsson H, Houghton B, McNutt S, *et al.* (eds) *The Encyclopedia of Volcanoes*, segunda edición. Elsevier, pp 423–439
- Valentine G, Gregg T (2008) Continental basaltic volcanoes - Processes and problems. *J Volcanol Geotherm Res* 177:857–873. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.01.050>
- Valentine G, Perry F (2006) Decreasing magmatic footprints of individual volcanoes in a waning basaltic field. *Geophys Res Lett* 33:1–5. <https://doi.org/10.1029/2006GL026743>
- Wadge G (1978) Effusion rate and the shape of aa lava flow-fields on Mount Etna. *Geology* 6:503–506. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1978\)6<503:ERATSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1978)6<503:ERATSO>2.0.CO;2)
- Walker G (1993) Basaltic-volcano systems. En: Prichard H, Alabaster T, Harris N, Neary C (eds) *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. *Geol Soc London, Spec Publ* pp 3–38
- Walker G (1991) Structure, and origin by injection of lava under surface crust, of tumuli, “lava rises”, “lava-rise pits”, and “lava-inflation clefts” in Hawaii. *Bull Volcanol* 53:546–558. <https://doi.org/10.1007/BF00298155>
- Walker G (1989) Spongy pahoehoe in Hawaii: a study of vesicle-distribution patterns in basalt and their significance. *Bull Volcanol* 51:199–209. <https://doi.org/10.1007/BF01067956>
- Walker M (2005) *Quaternary dating methods*. John Wiley & Sons, Chichester
- Wallace P, Plank T, Edmonds M, Hauri E (2015) Volatiles in Magmas. En: Sigurdsson H, Houghton B, McNutt S, *et al.* (eds) *The Encyclopedia of Volcanoes*, segunda edición. Elsevier, pp 163–183

- White W (2015) *Isotope Geochemistry*, primera edición. John Wiley & Sons, Chichester
- Wilmoth R, Walker G (1993) P-type and S-type pahoehoe: a study of vesicle distribution patterns in Hawaiian lava flows. *J Volcanol Geotherm Res* 55:129–142. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(93\)90094-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(93)90094-8)
- Winter J (2014) *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*, segunda edición. Pearson, Edinburgh
- Wohletz K, Zimanowski B, Büttner R (2013) Magma–water interactions. En: Fagents S, Gregg T, Lopes R (eds) *Modeling Volcanic Processes: The Physics and Mathematics of Volcanism*. Cambridge University Press, pp 230–257
- Wood C (1980) Morphometric evolution of cinder cones. *J Volcanol Geotherm Res* 7:387–413. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(80\)90040-2](https://doi.org/10.1016/0377-0273(80)90040-2)
- Zambrano L, Cano-Santana Z, Wegier A, *et al.* (2019) Evaluating Socio-Ecological Interactions for the Management of Protected Urban Green Spaces. *Front Environ Sci* 7:1–16. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2019.00144>
- Zambrano L, Rodríguez S, Pérez M, *et al.* (2016) *La Reserva Ecológica del Pedregal de San Ángel: atlas de riesgos*, segunda edición. Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México

## Anexo 1.

En la Tabla 1 se listan los términos en español empleados en el presente documento y su correspondiente término en inglés:

**Tabla 1.** Términos empleados en español y su equivalente en inglés.

Español	Inglés
Conos de <i>spatter</i>	Spatter cones
Cráter de subsidencia	Pit crater
Crestas de compresión	Pressure ridges
Elevaciones de techo plano	Lava rises, siguiendo a Walker (1991)
Fragmentos de salpicadura	Spatter
Fuentes de lava	Fire-fountains
Flujo en láminas	Sheet flow, siguiendo a Self <i>et al.</i> (1998)
Grietas de inflación	Lava-inflation clefts, siguiendo a Walker (1991)
Muros de <i>spatter</i>	Spatter ramparts
Montículos/montículo	Tumuli/tumulus, siguiendo a Walker (1991)
Pozos de inflación	Lava-rise pits, siguiendo a Walker (1991)
Superficies acordonadas	Ropy surfaces
Superficies con losas o placas levantadas	Slabby pahoehoe, siguiendo a Macdonald (1953)
Superficies con montículos y ondulaciones	Hummocky surface
Superficies pahoehoe espinosas	Spiny pahoehoe, siguiendo a Peterson y Tilling (1980)
Superficies pahoehoe fragmentada	Rubbly pahoehoe, siguiendo a Guilbaud y Self (2005)
Zona fuente	Vent area

## Anexo 2.

Resultado de los análisis geoquímicos efectuados como parte del proceso de fechamiento por  $^{36}\text{Cl}$  (Tabla 2). Los análisis se realizaron en Nancy (Francia), en el Centro de Investigación de Petrografía y Geoquímica, CRPG por sus siglas en francés *Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques*. Se empleó un espectrómetro de emisión óptica (ICP-OES) para los elementos mayores y el Sc y un espectrómetro de masas (ICP-MS) para determinar la concentración de los demás elementos traza.

**Tabla 2.** Resultados de los análisis químicos en roca total de elementos mayores (% en volumen) y trazas ( $\mu\text{g/g}$ , indicados con \*), reportados para las muestras analizadas por  $^{36}\text{Cl}$ .

	Texcal 01	Texcal 02	Texcal 03	Chichi 01	Chichi 02	Chichi 03	Chichi 04	Incertidumbre
Lat(N)	19°04'25.33"	19°04'22.70"	19°04'24.58"	19°06'20.31"	19°06'20.83"	19°06'26.66"	19°06'26.47"	
Long(O)	99°12'09.93"	99°12'11.64"	99°12'13.35"	99°09'28.77"	99°09'27.60"	99°11'03.96"	99°11'02.96"	
Análisis	Roca total	Roca total	Roca total	Roca total	Roca total	Roca total	Roca total	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	51,11	51,09	51,12	52,71	53,03	51,82	51,93	< 2%
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14,90	15,07	14,79	14,72	14,83	14,62	14,66	< 2%
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Total</b>	9,27	9,36	9,58	10,36	10,41	10,77	10,90	< 10%
<b>MnO</b>	0,14	0,14	0,15	0,17	0,17	0,17	0,17	< 20%
<b>MgO</b>	9,39	9,42	10,14	7,41	7,42	8,47	8,49	< 2%
<b>CaO</b>	6,84	6,96	6,92	6,62	6,64	6,56	6,56	< 5%
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,59	3,64	3,63	3,67	3,67	3,63	3,64	< 10%
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,26	1,27	1,27	1,43	1,43	1,36	1,36	< 10%
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,60	1,64	1,61	1,74	1,74	1,81	1,81	< 10%
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,53	0,55	0,57	0,93	0,94	0,88	0,88	< 15%
<b>PF</b>	0,51	0,23	-0,21	-0,27	-0,28	-0,14	-0,15	
<b>Total</b>	99,14	99,38	99,57	99,48	100,00	99,93	100,23	
<b>As*</b>	2,31	2,32	1,99	2,66	2,68	2,93	2,68	< 20%
<b>Ba*</b>	330	328	324	476	472	439	429	< 5%
<b>Be*</b>	1,62	1,60	1,61	2,06	2,09	1,97	1,98	< 10%
<b>Bi*</b>	0,05	0,05	< L.D.	0,05	< L.D.	0,05	< L.D.	> 25%
<b>Cd*</b>	0,17	0,15	0,15	0,17	0,18	0,18	0,18	< 20%
<b>Co*</b>	39,4	39,0	41,8	32,3	32,0	36,5	36,7	< 10%
<b>Cr*</b>	352	352	374	283	274	317	323	< 5%
<b>Cs*</b>	0,81	0,79	0,76	1,02	1,02	0,94	0,92	>0.1 $\mu\text{g/g}$ : <20% >1 $\mu\text{g/g}$ : <15%
<b>Cu*</b>	38,2	45,4	35,6	28,6	33,9	34,7	42,3	< 20%
<b>Ga*</b>	17,6	17,7	17,2	20,0	20,0	19,3	19,2	< 5%
<b>Ge*</b>	1,42	1,38	1,42	1,66	1,65	1,58	1,59	< 10%
<b>Hf*</b>	5,03	5,03	4,97	7,66	7,48	7,18	7,04	< 10%
<b>In*</b>	0,07	0,07	0,06	0,08	0,07	0,08	0,07	> 25%
<b>Mo*</b>	1,66	1,68	1,61	1,85	1,89	1,87	1,89	< 20%
<b>Nb*</b>	18,8	19,0	18,5	26,9	26,8	25,0	24,7	< 10%
<b>Ni*</b>	251	245	273	127	125	195	198	< 5%

	Texcal 01	Texcal 02	Texcal 03	Chichi 01	Chichi 02	Chichi 03	Chichi 04	Incertidumbre
<b>Pb*</b>	13,1	7,35	13,2	8,83	12,3	8,81	19,7	< 20%
<b>Rb*</b>	23,8	24,0	23,3	29,7	29,7	27,4	27,0	< 15%
<b>Sb*</b>	0,16	0,15	0,12	0,13	0,12	0,16	0,14	< 20%
<b>Sc*</b>	20,94	21,02	21,12	20,76	20,91	20,62	20,82	< 15%
<b>Sn*</b>	2,09	1,95	1,86	2,16	2,14	2,16	2,09	< 20%
<b>Sr*</b>	487	487	483	477	469	484	469	< 5%
<b>Ta*</b>	1,37	1,38	1,37	1,81	1,80	1,74	1,72	< 10%
<b>Th*</b>	2,80	2,81	2,72	3,44	3,42	3,21	3,18	< 10%
<b>U*</b>	0,85	0,85	0,83	1,07	1,06	1,01	1,00	>0.1 µg/g: <20% >1 µg/g: <15%
<b>V*</b>	147	147	146	141	140	144	142	< 5%
<b>Y*</b>	27,2	27,2	27,3	39,4	38,8	36,9	36,1	< 15%
<b>Zn*</b>	90,3	96,0	91,1	119	120	117	118	< 10%
<b>Zr*</b>	235	238	234	391	388	362	358	< 5%
<b>La*</b>	23,2	23,2	23,1	39,5	39,3	35,7	34,9	< 5%
<b>Ce*</b>	53,1	52,8	52,6	90,8	90,5	81,9	80,5	< 5%
<b>Pr*</b>	6,63	6,61	6,62	11,3	11,2	10,3	10,1	>0.1 µg/g: <20% >10 µg/g: <10%
<b>Nd*</b>	27,4	27,6	27,5	46,4	45,9	42,5	41,5	< 15%
<b>Sm*</b>	6,02	6,00	6,00	9,51	9,38	8,84	8,61	< 15%
<b>Eu*</b>	1,86	1,85	1,84	2,77	2,71	2,59	2,54	< 5%
<b>Gd*</b>	5,56	5,50	5,56	8,38	8,22	7,89	7,68	< 10%
<b>Tb*</b>	0,846	0,845	0,843	1,23	1,22	1,17	1,14	>0.1 µg/g: <20% >1 µg/g: <15%
<b>Dy*</b>	5,16	5,15	5,13	7,45	7,27	7,05	6,97	< 10%
<b>Ho*</b>	1,05	1,05	1,06	1,51	1,50	1,44	1,43	< 10%
<b>Er*</b>	2,77	2,76	2,76	3,94	3,94	3,77	3,70	< 5%
<b>Tm*</b>	0,406	0,405	0,406	0,574	0,576	0,545	0,541	< 20%
<b>Yb*</b>	2,59	2,55	2,58	3,65	3,65	3,51	3,48	< 15%
<b>Lu*</b>	0,387	0,390	0,392	0,554	0,551	0,529	0,524	< 20%

El W está por debajo del límite de detección en todas las muestras. Límite de detección (µg/g) para Bi=0.045 y W=0.80. PF = pérdida por ignición (*Perte au Feu*).

### Anexo 3.

Resultado de los análisis geoquímicos realizados sobre el depósito de caída colectado en los sitios CHI-12, CHI-56 y CHI-02 (Tabla 3). Los análisis fueron realizados por Activation Laboratories Ltd. en Ontario, Canadá. Los elementos mayores fueron analizados empleando FUS-ICP y los elementos traza empleando: TD-ICP para Cd, Cu, Ni, Pb, S; INAA para Au, As, Br, Co, Cr, Hg, Ir, Sb, Sc, Se, W; INAA/TD-ICP para Zn; INAA/TD-MS para Ag; FUS-ICP para Ba, Be, Sr, V, Y, Zr y FUS-MS para Bi, Cs, Ga, Ge, Hf, In, Mo, Nb, Rb, Sn, Ta, Th, U, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tl, Tm, Yb, Lu.

**Tabla 3.** Resultados de los análisis químicos en depósito de caída colectado en los sitios CHI-02, CHI-12 y CHI-56 reportados por Activation Laboratories Ltd.

	Unidad	CHI-12-B	CHI-12-C	CHI-56-E	CHI-56-F	CHI-56-G	CHI-02-B
<b>Long(O)</b>		99°11'49.70"	99°11'49.70"	99°11'34.10"	99°11'34.10"	99°11'34.10"	99°10'58.14"
<b>Lat(N)</b>		19°06'45.70"	19°06'45.70"	19°06'27.60"	19°06'27.60"	19°06'27.60"	19°06'07.14"
<b>Elevación</b>	m.s.n.m	3036	3036	3043	3043	3043	3060
<b>Posible fuente</b>		Guespalapa	Guespalapa	Guespalapa	Guespalapa	Guespalapa	Chichinautzin
<b>Tamaño</b>		Ceniza muy gruesa (phi+0)	Ceniza muy gruesa (phi+0)	Lapilli medio (phi-3 y phi-2)	Lapilli fino a medio (phi-1 y phi-2)	Lapilli fino a medio (phi-1 y phi-2)	Lapilli medio (phi-2)
<b>Características</b>		Nivel basal del depósito de caída	Niveles al tope del depósito de caída	Fragmentos vesiculados en la parte media del depósito de caída	Nivel basal del depósito de caída	Fragmentos vesiculados al tope del depósito de caída	Fragmentos vesiculados
<b>SiO<sub>2</sub></b>	%	52,55	52,46	52,35	52,5	52,18	51,14
<b>TiO<sub>2</sub></b>	%	0,913	0,923	0,933	0,901	0,943	1,727
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	%	16,08	16,33	17,07	16,74	17,58	16,33
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (T)</b>	%	8,53	8,33	8,69	8,61	8,55	9,98
<b>MnO</b>	%	0,135	0,131	0,134	0,132	0,127	0,146
<b>MgO</b>	%	9,01	8,92	8,58	8,47	7,99	7,27
<b>CaO</b>	%	8,17	7,94	7,45	7,73	7,11	6,92
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	%	3,13	3,34	3,02	3,13	3,17	3,56
<b>K<sub>2</sub>O</b>	%	0,68	0,73	0,66	0,71	0,68	1,20
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	%	0,14	0,15	0,16	0,17	0,17	0,61
<b>LOI</b>	%	0,95	1,07	1,93	1,24	2,21	0,87
<b>Total</b>	%	100,3	100,3	101	100,3	100,7	99,74
<b>Sc</b>	ppm	23,5	21,3	24,1	25,1	23,2	20,6
<b>V</b>	ppm	169	162	155	168	147	166
<b>Cr</b>	ppm	581	538	598	568	528	365
<b>Co</b>	ppm	38,5	36,5	39,5	36,5	35,2	33,7
<b>Ni</b>	ppm	197	206	219	202	198	179
<b>Cu</b>	ppm	51	45	49	256	113	35
<b>Zn</b>	ppm	84	65	62	138	88	75



	Unidad	CHI-12-B	CHI-12-C	CHI-56-E	CHI-56-F	CHI-56-G	CHI-02-B
<b>Ga</b>	ppm	16	17	21	20	21	22
<b>Ge</b>	ppm	1,6	1,5	1,5	1,6	1,7	1,7
<b>Rb</b>	ppm	14	14	13	14	13	23
<b>S</b>	%	0.033	0.031	0.003	0.004	0.003	0.015
<b>Sr</b>	ppm	303	326	320	311	337	504
<b>Y</b>	ppm	17	17	21	22	20	30
<b>Zr</b>	ppm	105	109	109	106	114	243
<b>Nb</b>	ppm	4,3	4	3,8	3,6	3,7	22,7
<b>Sb</b>	ppm	0,3	< 0.1	0,1	0,5	0,1	0,6
<b>Cs</b>	ppm	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,8
<b>Ba</b>	ppm	229	223	233	232	230	433
<b>La</b>	ppm	8,81	8,79	12	13,6	15	42,6
<b>Ce</b>	ppm	20,3	20,5	25,7	27,3	26,4	79,9
<b>Pr</b>	ppm	2,9	2,81	3,45	3,54	4,14	9,58
<b>Nd</b>	ppm	13,3	12,7	14,8	14,6	17,1	36,3
<b>Sm</b>	ppm	3,42	3,09	3,41	3,45	4,04	7
<b>Eu</b>	ppm	1,03	1,01	1,2	1,18	1,31	2,18
<b>Gd</b>	ppm	3,36	3,26	3,89	3,71	4,81	7
<b>Tb</b>	ppm	0,56	0,54	0,59	0,6	0,77	1,03
<b>Dy</b>	ppm	3,12	3,2	3,8	3,71	4,75	6,06
<b>Ho</b>	ppm	0,61	0,62	0,75	0,74	0,97	1,23
<b>Er</b>	ppm	1,78	1,79	2,16	2,14	2,74	3,28
<b>Tm</b>	ppm	0,279	0,263	0,304	0,297	0,407	0,475
<b>Yb</b>	ppm	1,8	1,78	1,87	1,9	2,44	2,97
<b>Lu</b>	ppm	0,283	0,27	0,327	0,298	0,372	0,457
<b>Hf</b>	ppm	2,6	2,5	2,5	2,4	2,6	4,5
<b>Ta</b>	ppm	0,36	0,29	0,18	0,17	0,18	1,43
<b>Tl</b>	ppm	0,09	0,1	0,11	0,1	0,12	0,2
<b>Th</b>	ppm	1,57	1,53	1,63	1,56	1,63	3,17
<b>U</b>	ppm	0,53	0,55	0,54	0,52	0,55	1
<b>As</b>	ppm	< 1	< 1	2	3	< 0.5	6
<b>Be</b>	ppm	1	1	1	1	1	2
<b>Br</b>	ppm	1,4	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
<b>Mo</b>	ppm	< 2	< 2	3	< 2	3	7
<b>Sn</b>	ppm	< 1	< 1	2	1	1	3

Los resultados se aportan en % para los elementos mayores y el S, ppb para Au e Ir y ppm para el resto de los elementos trazas. El Pb, Au, Ag, Bi, Cd, Hg, In, Ir, W y Se están por debajo del límite de detección. El límite de detección de Pb=5 ppm, Au=1 ppb, Ag=0.5 ppm, Bi=0.1 ppm, Cd=0.5 ppm, Hg=1 ppm, In=0.1 ppm, Ir=1 ppb, W=1 ppm y Se=0.5 ppm. LOI = pérdida por ignición (*Loss On Ignition*).  $Fe_2O_3(T) = Fe_2O_3$   
Total. Las incertidumbres analíticas son de  $\pm 100\%$  en concentraciones cercanas al límite de detección,  $\pm 15-20\%$  en concentraciones 20 veces por encima del límite de detección y aproximadamente del 5% en concentraciones 100 veces por encima del límite de detección.

#### Anexo 4.

Resultado de los análisis geoquímicos realizados sobre las muestras colectadas en campo (Tabla 4). Los análisis fueron realizados por Activation Laboratories Ltd. en Ontario, Canadá. Los elementos mayores fueron analizados empleando FUS-ICP y los elementos traza empleando: TD-ICP para Cd, Cu, Ni, Pb, S; INAA para Au, As, Br, Co, Cr, Hg, Ir, Sb, Sc, Se, W; INAA/TD-ICP para Zn; INAA/TD-MS para Ag; FUS-ICP para Ba, Be, Sr, V, Y, Zr y FUS-MS para Bi, Cs, Ga, Ge, Hf, In, Mo, Nb, Rb, Sn, Ta, Th, U, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tl, Tm, Yb, Lu.

**Tabla 4.** Resultados de los análisis químicos en muestras de campo reportados por Activation Laboratories Ltd.

	Unidad	CHIC-21	CHIC-22	CHIC-23	CHIC-24	CHIC-25	CHIC-26	CHIC-27	CHIC-17	CHIC-18	CHIC-28	CHIC-20	CHIC-15-E
Long(O)		99°10'4.86"	99°10'18.3"	99°10'47.22"	99°10'45.96"	99°10'49.74"	99°10'50.28"	99°12'22.86"	99°6'11.76"	99°6'23.34"	99°11'59.1"	99°7'18.96"	99°6'53.88"
Lat(N)		19°5'21.24"	19°5'21.54"	19°5'20.58"	19°5'20.58"	19°05'22.74"	19°05'28.62"	19°05'36.42"	19°5'21.84"	19°5'26.70"	19°4'30.78"	19°6'25.44"	19°6'43.8"
Unidad		EH	G4	G4	M	EC	EP	G2	CO	C3d	G2	C1	C
Material		Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Tefra Lapilli medio
SiO <sub>2</sub>	%	54,75	55,66	54,54	56,77	55,74	54,93	58,2	54,36	56,64	55,65	53,35	52,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	16,49	16,59	16,49	16,78	16,97	16,67	15,22	15,21	17,28	16,79	15,4	16,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3(T)</sub>	%	7,91	7,54	8,29	7,23	7,76	7,85	6,79	10,35	7,58	7,36	10,06	10,46
MnO	%	0,123	0,118	0,129	0,112	0,118	0,119	0,109	0,164	0,129	0,115	0,162	0,155
MgO	%	7,75	6,82	7,12	5,68	5,92	6,01	5,88	6,58	3,21	5,88	6,35	6,62
CaO	%	7,61	7,56	7,29	6,82	6,71	6,73	5,86	6,81	6,69	6,65	6,9	6,44
Na <sub>2</sub> O	%	3,72	3,8	4,07	4,19	4,38	4,42	3,85	3,55	4,26	4,24	3,68	3,75
K <sub>2</sub> O	%	0,89	0,93	1,13	1,04	1,12	1,13	1,43	1,34	1,37	1,12	1,35	1,41
TiO <sub>2</sub>	%	0,942	0,972	1,46	0,985	1,311	1,378	0,893	1,621	1,444	1,187	1,678	1,861
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0,15	0,16	0,3	0,18	0,28	0,28	0,23	0,8	0,57	0,23	0,82	0,81
LOI	%	0,32	0,06	-0,15	-0,42	-0,04	-0,21	0,38	-0,47	-0,17	0,15	-0,67	0,38
Total	%	100,7	100,2	100,7	99,37	100,3	99,31	98,86	100,3	98,99	99,37	99,08	100,6

	Unidad	CHIC-21	CHIC-22	CHIC-23	CHIC-24	CHIC-25	CHIC-26	CHIC-27	CHIC-17	CHIC-18	CHIC-28	CHIC-20	CHIC-15-E
Au	ppb	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	2	3	8	9	< 1	23	4
Ag	ppm	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,6	< 0,5	< 0,5	0,6	< 0,5
As	ppm	< 1	< 1	< 1	1	< 1	< 1	< 1	4	2	2	3	5
Ba	ppm	225	243	263	279	274	273	434	461	411	272	463	484
Be	ppm	1	1	2	1	2	2	1	2	2	2	2	2
Bi	ppm	0,2	< 0,1	0,1	< 0,1	0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,2	< 0,1	0,1	< 0,1
Co	ppm	35,3	32,5	33,9	28	32,2	30,3	27,3	34,9	17,2	29,4	34	31,2
Cr	ppm	431	346	258	236	170	167	249	269	40,5	189	247	229
Cs	ppm	0,8	0,8	0,8	0,9	0,8	0,8	1,1	1,1	1,2	0,8	1,1	0,9
Cu	ppm	42	34	31	30	24	26	25	30	11	29	57	28
Ga	ppm	19	19	19	20	20	19	20	21	23	21	22	22
Ge	ppm	1,7	1,3	1,4	1,4	1,5	1,4	1,4	1,6	1,6	1,7	1,6	1,7
Hf	ppm	3	2,9	4	3,1	4	4	4	2,5	5,7	3,9	2,5	2,6
In	ppm	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,1	0,1	< 0,1	0,1	0,1
Mo	ppm	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	2	2	< 2	2	2
Nb	ppm	3,5	3,8	11,6	4,3	8,9	10,1	7,9	27,8	18,8	7,3	29,4	28,9
Ni	ppm	172	85	142	113	110	113	160	99	9	115	91	147
Rb	ppm	18	19	21	21	21	21	29	29	29	22	30	27
S	%	0,008	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,003	0,049	0,006	0,004	0,039	0,022
Sb	ppm	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,3	0,1	0,1	0,2	0,1	< 0,1	< 0,1
Sc	ppm	20,2	18,4	18,6	15,7	16	15,9	15	17,5	15,8	15,9	18	17,7
Se	ppm	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	1	< 0,5
Sn	ppm	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1	2	2
Sr	ppm	356	375	513	421	519	519	444	505	516	489	516	549
Ta	ppm	0,27	0,26	0,77	0,35	0,67	0,7	0,53	1,55	1,03	0,48	1,63	1,67
Th	ppm	1,55	1,54	1,97	1,73	1,87	1,92	3,22	3,32	3,11	1,84	3,47	3,16
U	ppm	0,56	0,59	0,7	0,63	0,67	0,71	1,02	1,1	1,04	0,68	1,13	1,04
V	ppm	150	143	152	130	132	132	123	146	156	131	153	157

	Unidad	CHIC-21	CHIC-22	CHIC-23	CHIC-24	CHIC-25	CHIC-26	CHIC-27	CHIC-17	CHIC-18	CHIC-28	CHIC-20	CHIC-15-E
Y	ppm	16	17	21	16	19	19	18	33	31	18	34	34
Zn	ppm	86	45	72	78	71	70	81	117	93	72	108	99
Zr	ppm	115	121	184	133	174	180	165	303	265	164	301	315
La	ppm	9,82	9,52	15,9	11,3	15,1	15,8	18,7	39,6	30,2	14,1	41	36,3
Ce	ppm	22,8	22	35,3	25,6	33,6	35,2	39,1	84,6	66,7	31,8	89,8	79,2
Pr	ppm	3,13	3,08	4,63	3,45	4,42	4,56	4,88	10,5	8,43	4,21	11,2	10,1
Nd	ppm	14,3	14,2	20,4	15,2	19,1	19,5	20	43,5	34,9	18,4	46,2	41,5
Sm	ppm	3,67	3,44	4,59	3,77	4,48	4,51	4,16	8,76	7,43	4,21	9,4	8,92
Eu	ppm	1,16	1,11	1,43	1,22	1,42	1,5	1,26	2,58	2,16	1,38	2,63	2,53
Gd	ppm	3,74	3,41	4,41	3,64	4,3	4,3	3,92	8,09	6,87	4,14	8,59	8,09
Tb	ppm	0,56	0,52	0,69	0,55	0,66	0,65	0,56	1,18	1,02	0,63	1,25	1,18
Dy	ppm	3,43	3,2	4,03	3,25	3,9	3,89	3,53	6,9	6,13	3,82	7,29	7,1
Ho	ppm	0,67	0,6	0,77	0,63	0,73	0,77	0,7	1,36	1,19	0,76	1,38	1,35
Er	ppm	1,88	1,67	2,23	1,75	2,08	2,13	2,03	3,69	3,37	2,03	3,79	3,75
Tl	ppm	<0,05	0,1	0,09	0,1	0,11	0,1	0,16	0,13	0,17	0,1	0,64	0,2
Tm	ppm	0,261	0,236	0,317	0,25	0,285	0,3	0,284	0,485	0,465	0,29	0,539	0,535
Yb	ppm	1,7	1,56	2,09	1,5	1,79	1,99	1,79	3,29	3,23	1,84	3,44	3,49
Lu	ppm	0,294	0,247	0,322	0,247	0,306	0,314	0,305	0,541	0,501	0,296	0,519	0,561

Los resultados se aportan en % en volumen para los elementos mayores y el S, ppb para Au e Ir y ppm para el resto de los elementos trazas. El W, Ir, Hg, Cd, Br y Pb están por debajo del límite de detección en todas las muestras analizadas. El límite de detección del W=1 ppm, Ir=1 ppb, Hg=1 ppm, Cd=0,5 ppm, Br=0,5 ppm y Pb=5 ppm. LOI = pérdida por ignición (Loss On Ignition).  $Fe_2O_3(T) = Fe_2O_3(Total)$ . Las incertidumbres analíticas son de  $\pm 100\%$  en concentraciones cercanas al límite de detección,  $\pm 15-20\%$  en concentraciones 20 veces por encima del límite de detección y aproximadamente del 5% en concentraciones 100 veces por encima del límite de detección. Se emplean las siglas EH: cono de escoria El Hoyo del volcán Guespalapa, M: cono de escoria Manteca del volcán Guespalapa, EC: cono de escoria El Caballito del volcán Guespalapa, EP: cono de escoria El Palomito del volcán Guespalapa y C: volcán Chichinautzin

## Anexo 5. Caracterización petrográfica

A continuación, se presentan las fichas petrográficas elaboradas para detallar las principales características de cada una de las muestras de los volcanes Texcal, Guespalapa y Chichinautzin. En cada caso se presenta el nombre de la muestra, seguido de su ubicación y una descripción macroscópica. Posteriormente se realiza una descripción microscópica donde, siguiendo a Castro (1989), se detalla:

a) El patrón textural:

- Grado de cristalinidad (holocristalino, holohialino, hipocristalino o hipohialino).
- Tamaño de los cristales:
  - Relativo (equigranular o inequigranular).
  - Absoluto: grueso (> 5 mm), medio (1-5 mm), fino (1-0.05 mm) o muy fino (< 0.05 mm).
- Forma de los cristales (euhedral, anhedral o subhedral).

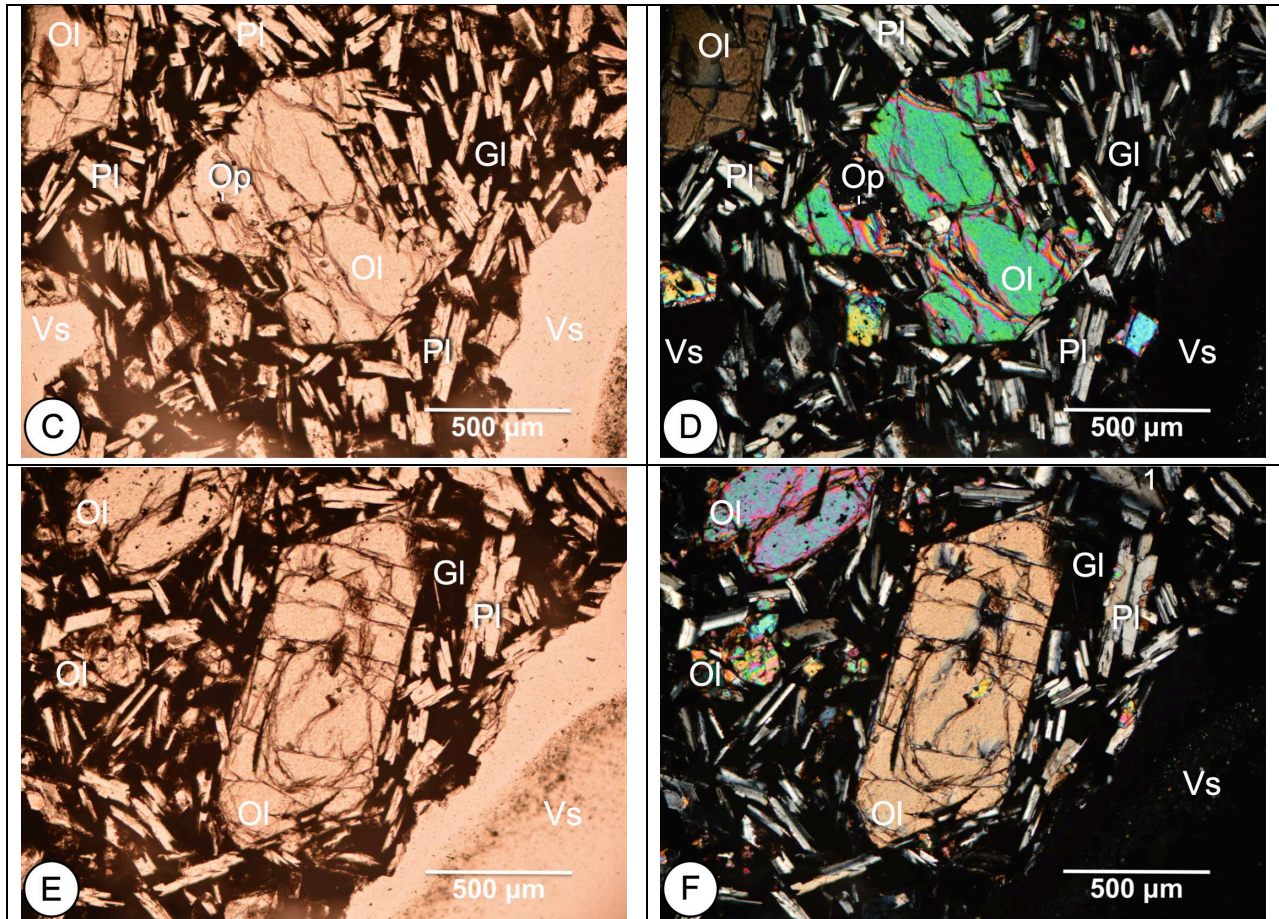
b) La textura:

- General (granular, vítrea, criptocristalina o microporfírica).
- Específica (subofítica, coronas de reacción, corrosión o disolución, vesicular, etc.)

Se presentan también imágenes de la muestra en lámina delgada (en nicoles paralelos y en nicoles cruzados), indicando los minerales o componentes presentes: olivino (ol), plagioclasa (pl), opaco (op), vesícula (vs), vidrio (gl), clinopiroxeno (cpx), cuarzo (qz) u ortopiroxeno (opx). Seguido se muestra una estimación porcentual (en volumen) de los componentes: vidrio, vesículas, microlitos y fenocristales (cristales de un tamaño considerablemente mayor a los cristales contenidos en la matriz circundante, en una proporción 5:1; Spry 1989). Se presenta también una lista de los minerales identificados (fenocristales y microlitos) con su abundancia (% en volumen). Finalmente se dan algunas observaciones generales: índice de color (IC, para indicar si la roca es hololeucocrática, leucocrática, mesocrática, melanocrática o hipermelánica), clasificación, composición del vidrio y observaciones adicionales.

## Volcán Texcal

Muestra de mano		
Nombre	Tex-2008	
Ubicación y descripción macroscópica		
	Ubicación	
	Longitud	99°12'25.56"O
	Latitud	19°04'26.16"N
	300 m al W del segmento W de la zona fuente del volcán Texcal y 1,7 km al SE de la vía de cuota Ciudad de México – Cuernavaca. Al S de una zona de cultivos.	
	Tipo de material	Lava
Roca color gris claro, con textura afanítica y moderadamente vesiculada (con vesículas de 0,5 a 3 cm de diámetro, redondeadas y con coalescencia)		
Descripción microscópica		
Grado de cristalinidad	Hipocristalino	
Tamaño relativo	Inequigranular	
Tamaño absoluto fenocristales	Medio a fino	
Tamaño absoluto microlitos	Fino	
Tamaño absoluto vesículas	Medio a Grueso	
Textura general	Microporfírica	
Texturas específicas	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Zonación en plagioclasa</li> <li>• Bahías en olivino</li> <li>• Vesicular</li> </ul>	
Imágenes lámina delgada		
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados	
		



Componentes en 1000 puntos

	Vidrio	Microlitos	Fenocristales	Vesículas
Número de puntos	301	347	68	284
% en volumen	30	35	7	28

Minerales (E: esenciales, A: accesorios, S: secundarios)


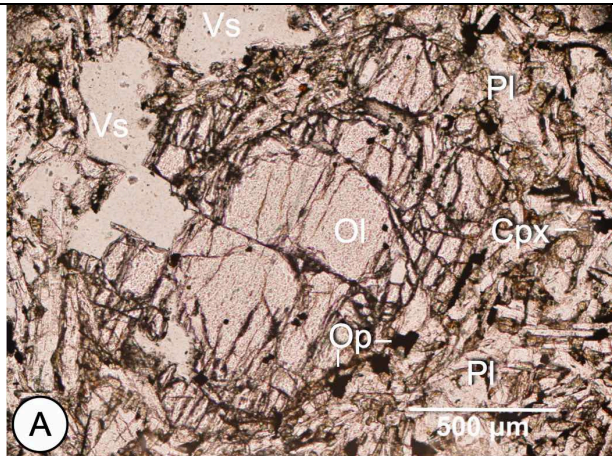
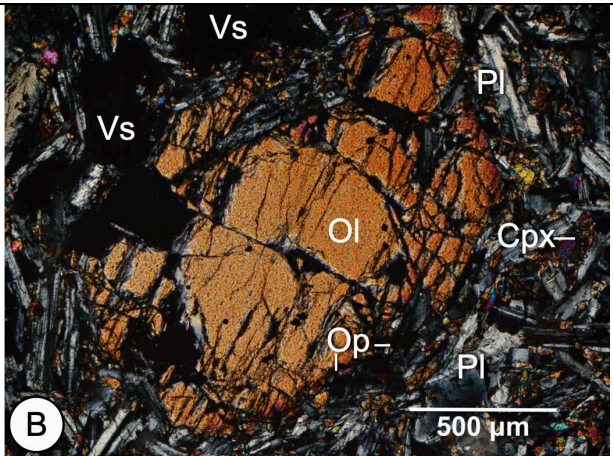
Minerales	Forma	E	A	S	Número de puntos		% en volumen
					Microlito	Fenocrystal	
Plagioclasa	Euhedral	X			313	0	44
Olivino	Euhedral	X			29	68	23
Augita	Euhedral		X		5	0	2

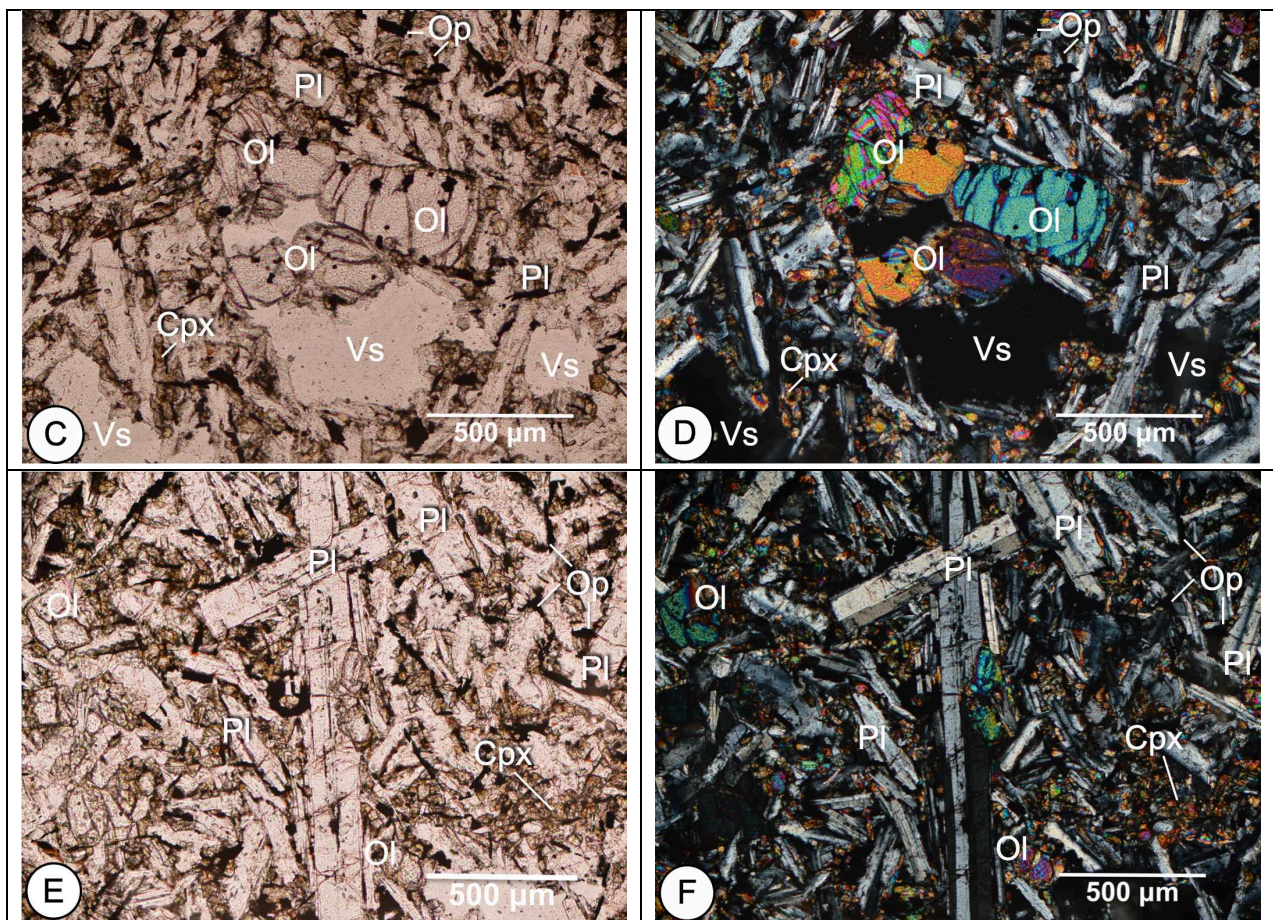
Observaciones

IC	Mesocrática
Clasificación	Basalto olivínico vesicular
Vidrio	Vidrio de composición básica
Observaciones	<ul style="list-style-type: none"> <li>Las vesículas están bien redondeadas (imagen C, D, E, F) y presentan coalescencia en múltiples sectores</li> <li>Los fenocristales en la roca son de olivino con textura de corrosión (imagen A, B, C, D) y desarrollo de bahías.</li> </ul>

	<ul style="list-style-type: none"><li>• El vidrio es de composición básica.</li><li>• Los cristales de plagioclasa son euhedrales y algunos de ellos están zonados (imagen F). Se logró medir en algunos individuos ángulos de extinción de las maclas (<math>56^{\circ}</math>-<math>65^{\circ}</math>) indicando una plagioclasa de tipo anortita.</li><li>• El olivino se encuentra fracturado y presenta bahías, rellenas con matriz y microlitos (imagen A, B).</li><li>• El clinopiroxeno es augita y está presente como microlito en muy baja proporción.</li><li>• Los opacos están incluidos dentro de los fenocristales (imagen A, B, C, D) y como relleno intersticial en la matriz. En la matriz es difícil separar opacos y vidrio, por lo que ambos se tomaron en conjunto en los conteos.</li></ul>
--	--



Muestra de mano		
Nombre	Tex-2013	
Ubicación y descripción macroscópica		
	Ubicación	
	Longitud	99°11'00.90"O
	Latitud	19°01'38.40"N
	Parte media de la unidad lávica en afloramiento sobre el costado N de la vía de cuota Ciudad de México – Cuernavaca, junto a una bahía para cargar agua. 5 km al WNW de la curva más pronunciada que describe la vía en la zona de la Pera y 10,3 km al NW de Tepoztlán.	
	Tipo de material	Lava
Roca de color gris medio, microvesiculada con fenocristales de olivino y textura afanítica		
Descripción microscópica		
Grado de cristalinidad	Hipocristalina	
Tamaño relativo	Inequigranular	
Tamaño absoluto fenocristales	Medio	
Tamaño absoluto microlitos	Fino a medio	
Tamaño absoluto vesículas	Fino a medio	
Textura general	Microporfírica	
Texturas específicas	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Corrosión en olivino</li> <li>• Zonación en plagioclasa</li> <li>• Subofítica</li> <li>• Clinopiroxeno intergranular</li> <li>• Poiquilítica de piroxeno y olivino en plagioclasa</li> </ul>	
Imágenes lámina delgada		
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados	
		



Componentes en 700 puntos

	Vidrio	Microlitos	Fenocristales	Vesículas
Número de puntos	53	571	35	41
% en volumen	8	81	5	6


Minerales (E: esenciales, A: accesorios, S: secundarios)

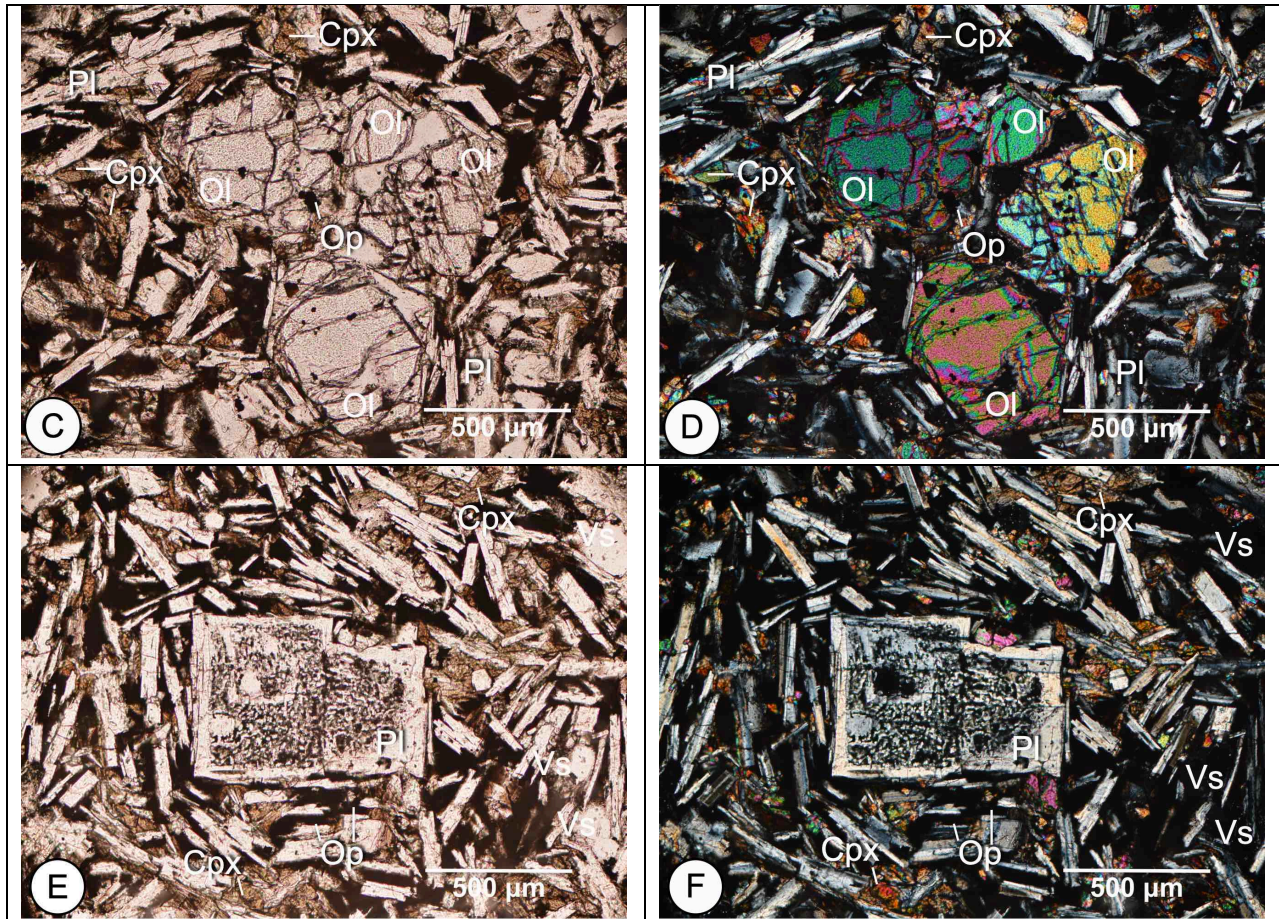
Minerales	Forma	E	A	S	Número de puntos		% en volumen
					Microlito	Fenocristal	
Plagioclasa	Euهدral	X			355	8	60
Olivino	Euهدral a Subهدral	X			86	27	18
Augita	Subهدral	X			71	0	12
Opacos	Euهدral	X			59	0	10

Observaciones

IC	Mesocrática
Clasificación	Basalto olivínico
Vidrio	Vidrio de composición básica
Observaciones	<ul style="list-style-type: none"> <li>Los fenocristales son en su mayoría de olivino (con textura de corrosión y fracturas, imagen A, B) y plagioclasa en menor proporción (imagen E, F).</li> </ul>

	<ul style="list-style-type: none"><li>• El clinopiroxeno es augita y está presente en la matriz intercrecido entre los microlitos de plagioclasa. Este tiene una coloración pardaverdosa en nicols paralelos (imagen A, C, E).</li><li>• El olivino está presente principalmente como microlito (imagen C, D, E, F), aunque también se encuentra como fenocristal (imagen A, B).</li><li>• Los cristales de plagioclasa están zonados, aunque también presentan macla de Carlsbad y polisintética. Se logró medir en algunos individuos ángulos de extinción de las maclas (<math>46^{\circ}</math>-<math>68^{\circ}</math>) indicando una plagioclasa de tipo bytownita a anortita.</li><li>• Las vesículas están en muy baja proporción (imagen A, B, C, D)</li><li>• Los opacos poseen formas alargadas (imagen E, F) y cúbicas (imagen A, B), estos son parte de la matriz y están incluidos dentro de los fenocristales de olivino.</li><li>• El vidrio es de composición básica y se encuentra en muy baja proporción como relleno entre los microlitos</li></ul>
--	---

Muestra de mano		
Nombre	Tex-2012	
Ubicación y descripción macroscópica		
	Ubicación	
	Longitud	99°08'05.76"O
	Latitud	18°56'08.16"N
	Parte distal de la unidad lávica. Afloramiento sobre una quebrada, 6 m al W de una terracería y 3 km al SW de San Andrés de la Cal	
	Tipo de material	Lava
	Roca color gris oscuro al estar fresca y pardo-rojiza al alterarse, textura afanítica y pobremente vesiculada (con vesículas de 0,2 mm a 3 cm o mayor tamaño por coalescencia).	
Descripción microscópica		
Grado de cristalinidad	Hipocristalino	
Tamaño relativo	Inequigranular	
Tamaño absoluto fenocristales	Medio	
Tamaño absoluto microlitos	Fino	
Tamaño absoluto vesículas	Medio a fino	
Textura general	Microporfírica	
Texturas específicas	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Corrosión en plagioclasa y olivino</li> <li>• Subofítica</li> <li>• Zonación en plagioclasa</li> <li>• Clinopiroxeno intergranular</li> <li>• Glomeroporfírica en olivino</li> <li>• Poiquilitica de olivino en plagioclasa</li> </ul>	
Imágenes lámina delgada		
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados	
		



Componentes en 700 puntos

	Vidrio	Microlitos	Fenocristales	Vesículas
Número de puntos	89	502	40	69
% en volumen	12	72	6	10

Minerales (E: esenciales, A: accesorios, S: secundarios)


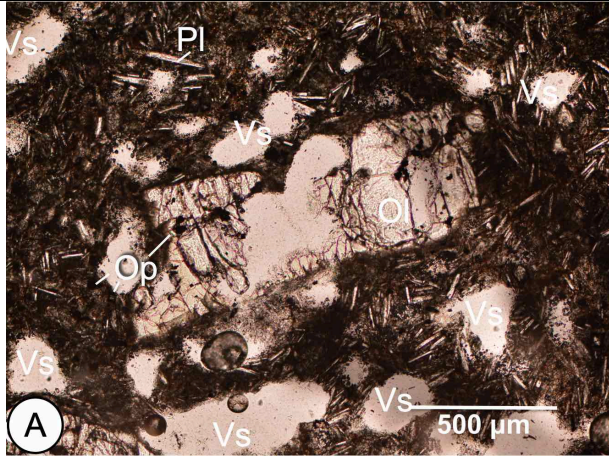
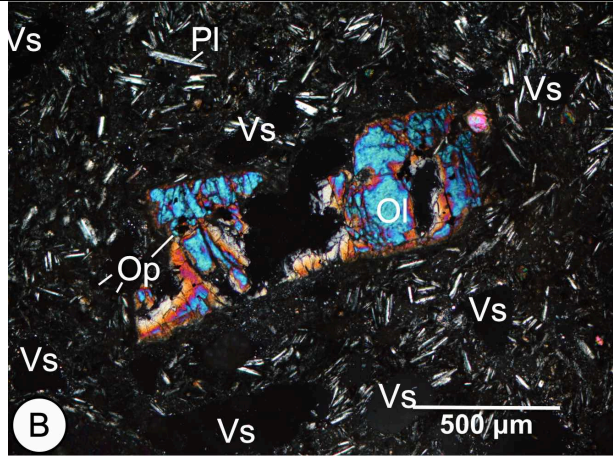
Minerales	Forma	E	A	S	Número de puntos		% en volumen
					Microlito	Fenocristal	
Plagioclasa	Euhedral a Subhedral	X			271	0	50
Olivino	Euhedral a Subhedral	X			56	40	18
Augita	Subhedral	X			70	0	13
Opacos	Euhedral	X			105	0	19

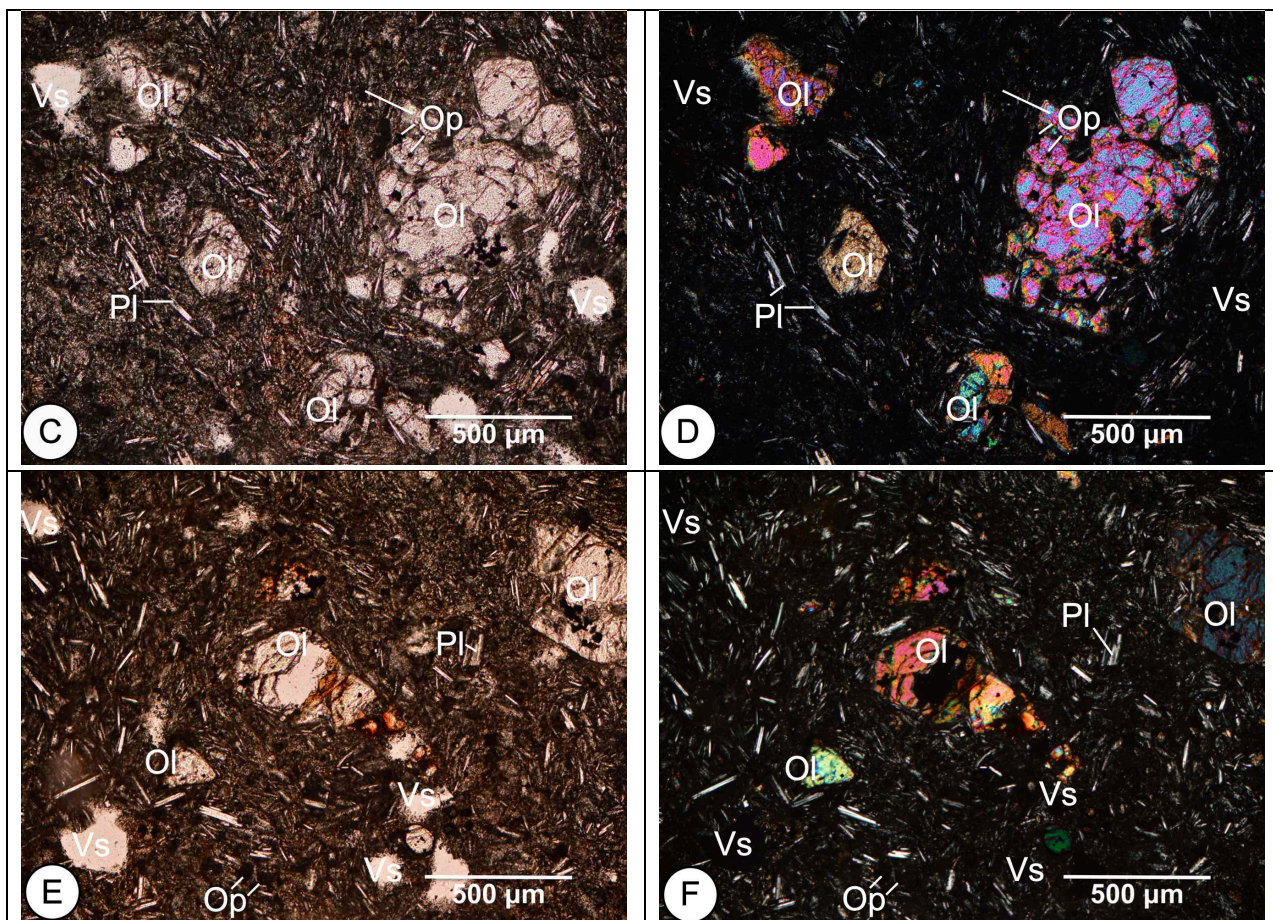
Observaciones

IC	Mesocrática
Clasificación	Basalto olivínico
Vidrio	Vidrio de composición básica
Observaciones	<ul style="list-style-type: none"> <li>Los fenocristales son de olivino (imagen A, B), están fracturados y presentan desarrollo de bahías. En algunos cristales se observa que los microlitos están re-orientados alrededor de estos.</li> </ul>

	<ul style="list-style-type: none"><li>• El clinopiroxeno es augita y está presente en la matriz intercrecido entre los microlitos de plagioclasa (imagen A, B, C, D, E, F). Este tiene una coloración parda en nicoles paralelos.</li><li>• El olivino está presente como fenocristal y microlito (imagen A, B). Se observa textura glomeroporfirítica en algunos individuos e inclusión de opacos (imagen A, B, C, D).</li><li>• Los cristales de plagioclasa están zonados, aunque también presentan macla de Carlsbad y polisintética. Algunos cristales presentan textura de corrosión (imagen E, F). Se logró medir en algunos individuos ángulos de extinción de las maclas (<math>53^{\circ}</math>-<math>63^{\circ}</math>) indicando una plagioclasa de tipo anortita.</li><li>• Las vesículas son escasas y poseen formas subredondeadas (imagen E, F).</li><li>• Los opacos están presentes en la matriz y poseen formas cúbicas (imagen C, D) y aciculares (imagen E, F).</li><li>• El vidrio es de composición básica</li></ul>
--	--

Volcán Guespalapa

Muestra de mano		
Nombre	CHIC-9	
Ubicación y descripción macroscópica		
	Ubicación	
	Longitud	99°10'56.52"O
	Latitud	19°06'00.78"N
	Unidad lávica G2, 900 metros al NNE del cono El Palomito, sobre el costado este de una vía sin pavimentar.	
	Tipo de material	Lava masiva
	Roca color gris medio en roca fresca y parda al estar alterada, pobremente vesiculada y con textura afanítica	
Descripción microscópica		
Grado de cristalinidad	Hipohialina	
Tamaño relativo	Inequigranular	
Tamaño absoluto fenocristales	Medio	
Tamaño absoluto microlitos	Fino a muy fino	
Tamaño absoluto vesículas	Fino	
Textura general	Microporfirítica	
Texturas específicas	<ul style="list-style-type: none"> <li>Bahías en olivino</li> </ul>	
Imágenes lámina delgada		
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados	
		



Componentes en 700 puntos

	Vidrio	Microlitos	Fenocristales	Vesículas
Número de puntos	380	233	32	55
% en volumen	54	33	5	8

Minerales (E: esenciales, A: accesorios, S: secundarios)


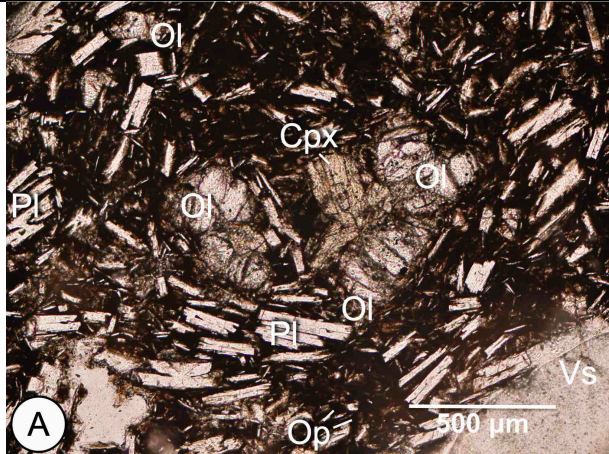
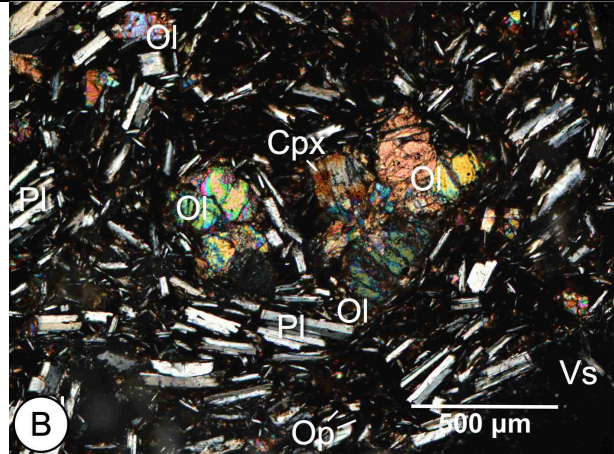
Minerales	Forma	E	A	S	Número de puntos		% en volumen
					Microlito	Fenocristal	
Plagioclasa	Euhedral	X			207	0	78
Olivino	Euhedral	X			26	32	22

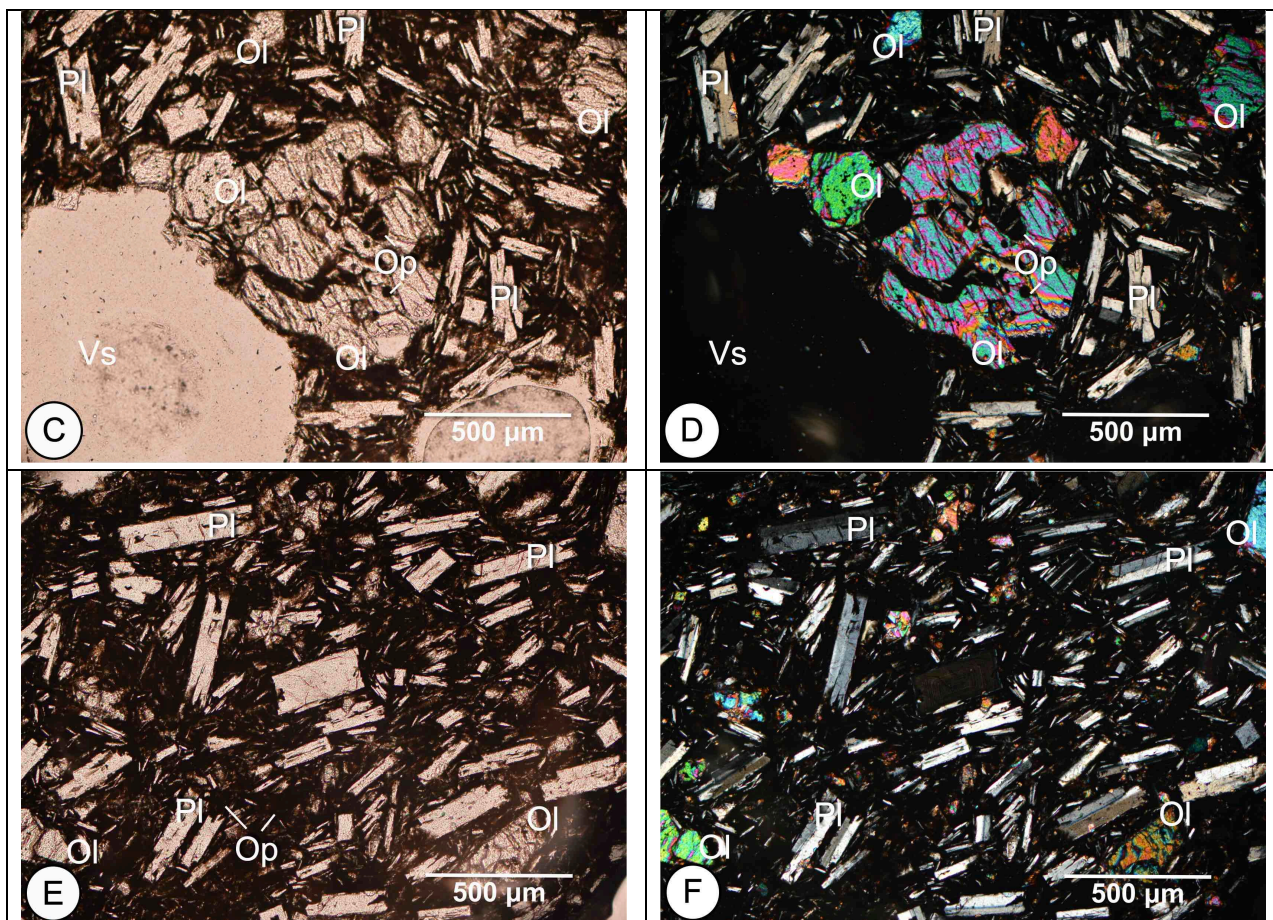
Observaciones

IC	Mesocrática
Clasificación	Basalto olivínico
Vidrio	Vidrio de composición básica
Observaciones	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Los fenocristales (imagen A, B) son principalmente de olivino (con evidencia de corrosión), se encuentran bordeados por microlitos de plagioclasa (imagen C, D) y ligeramente iddingsitizados (imagen E, F).</li> <li>• Se observan óxidos de hierro como producto de alteración.</li> <li>• Se observan localmente estructuras de flujo en la matriz (imagen C, D) y variaciones en la proporción de microlitos dentro de esta.</li> </ul>



	<ul style="list-style-type: none"><li>• Los cristales de plagioclasa se encuentran como microlitos, presentan macla de Carlsbad y polisintética, aunque también están zonados. Se logró medir en algunos individuos ángulos de extinción de las maclas (57°-62°) indicando una plagioclasa de tipo anortita.</li><li>• Algunos microlitos de olivino se encuentran opacizados (imagen E, F).</li><li>• Los opacos se encuentran como inclusión en los fenocristales de olivino y en la matriz, donde es difícil separarlos del vidrio, por lo que ambos se tomaron en conjunto en los conteos.</li><li>• Las vesículas son escasas, de tamaño fino y están subredondeadas (imagen A, C, E).</li></ul>
--	---

Muestra de mano		
Nombre	CHIC-10	
Ubicación y descripción macroscópica		
	Ubicación	
	Longitud	99°11'13.56"O
	Latitud	19°05'04.92"N
	Unidad lávica G3, a la base del cono de El Caballito (660 metros al SW del cráter), sobre el costado norte de una vía sin pavimentar.	
	Tipo de material	Lava masiva
Roca color gris oscuro al estar fresca y pardo claro en alteración superficial, con textura afanítica y pobremente vesiculada (vesículas redondeadas con tamaños entre 1 mm y 3 mm, y otras elongadas con mayor tamaño ~2 cm)		
Descripción microscópica		
Grado de cristalinidad	Hipocristalina	
Tamaño relativo	Inequigranular	
Tamaño absoluto fenocristales	Fino	
Tamaño absoluto microlitos	Fino a muy fino	
Tamaño absoluto vesículas	Medio a fino	
Textura general	Microporfírica	
Texturas específicas	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Bahías en los olivinos</li> <li>• Zonación en plagioclasa</li> <li>• Poiquilitica de olivino en plagioclasa</li> </ul>	
Imágenes lámina delgada		
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados	
		



Componentes en 750 puntos

	Vidrio	Microlitos	Fenocristales	Vesículas
Número de puntos	246	276	13	215
% en volumen	32	37	2	29


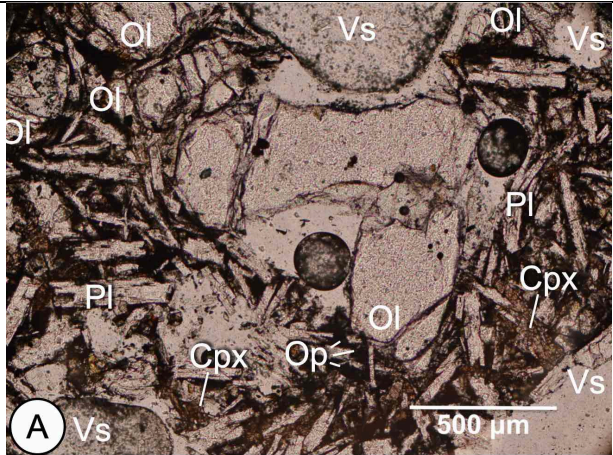
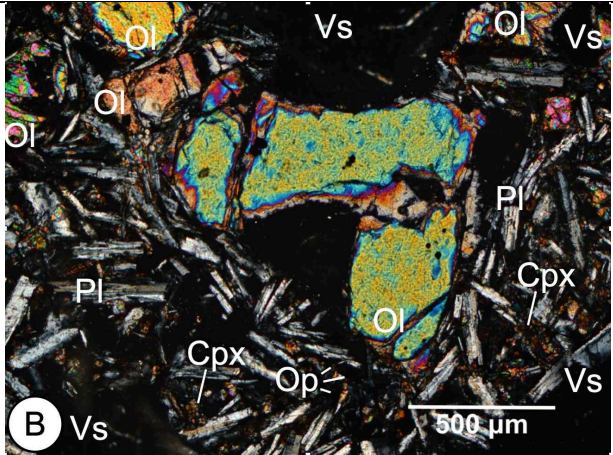
Minerales (E: esenciales, A: accesorios, S: secundarios)

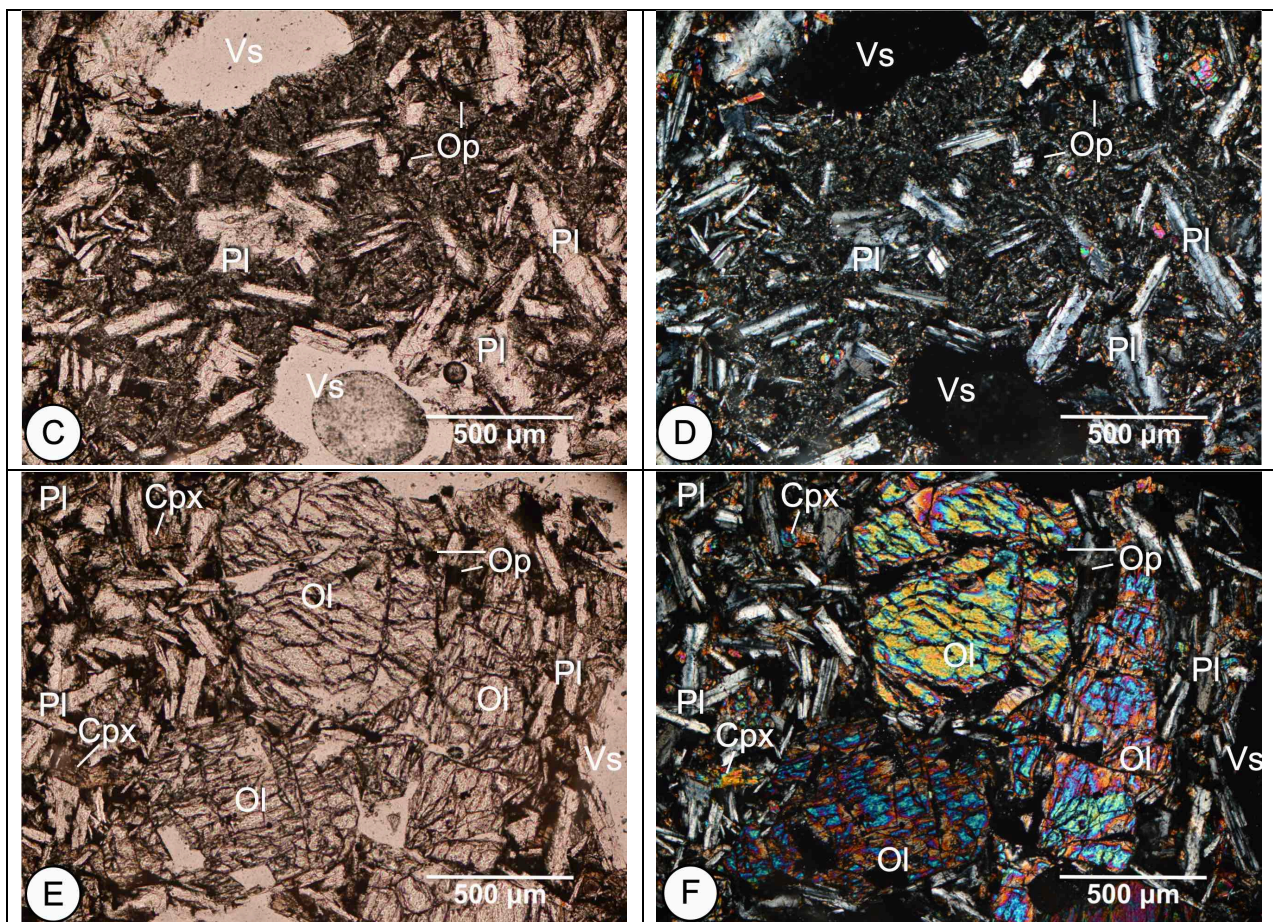
Minerales	Forma	E	A	S	Número de puntos		% en volumen
					Microlito	Fenocrystal	
Plagioclasa	Euhedral	X			216	0	75
Olivino	Euhedral	X			54	13	23
Augita	Euhedral		X		6	0	2

Observaciones

IC	Mesocrática
Clasificación	Basalto olivínico
Vidrio	Vidrio de composición básica
Observaciones	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Los fenocristales son de olivino con desarrollo de bahías (imagen C, D).</li> <li>• Las vesículas son redondeadas (imagen C, D) a levemente elongadas, cuando presentan coalescencia.</li> </ul>

	<ul style="list-style-type: none"><li>• El olivino se encuentra como fenocristal (imagen C, D) y como microlito (imagen E, F).</li><li>• La plagioclasa posee buen habito cristalino con macla de Carlsbad y polisintética, aunque también se presenta zonada. Se logró medir en algunos individuos ángulos de extinción de las maclas (53°-67°) indicando una plagioclasa de tipo anortita.</li><li>• El clinopiroxeno es augita y está presente como microlito (imagen A, B).</li><li>• Los opacos se encuentran en la matriz (imagen E, F) e incluidos en los fenocristales de olivino (imagen C, D). En la matriz es difícil separar opacos y vidrio, por lo que ambos se tomaron en conjunto en los conteos.</li><li>• Se observan óxidos de hierro como producto de alteración.</li></ul>
--	---

Muestra de mano		
Nombre	CHIC-11	
Ubicación y descripción macroscópica		
	Ubicación	
	Longitud	99°10'52.92"O
	Latitud	19°05'11.46"N
	Unidad lávica G4, frente de lava en el costado sur del cono El Caballito, 24 m al SW de una cantera	
	Tipo de material	Lava
	Roca de color gris medio al estar fresca y pardo rojizo al alterarse, textura afanítica, moderadamente vesiculada, con coalescencia de vesículas, cuyo tamaño oscila entre 0,5 mm a 5 mm en promedio	
Descripción microscópica		
Grado de cristalinidad	Hipocristalina	
Tamaño relativo	Inequigranular	
Tamaño absoluto fenocristales	Medio a fino	
Tamaño absoluto microlitos	Fino a medio	
Tamaño absoluto vesículas	Grueso a medio	
Textura general	Microporfírica	
Texturas específicas	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Bahías en los olivinos</li> <li>• Zonación en plagioclasa</li> <li>• Corrosión en plagioclasa</li> <li>• Vesicular</li> </ul>	
Imágenes lámina delgada		
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados	
		



Componentes en 700 puntos

	Vidrio	Microlitos	Fenocristales	Vesículas
Número de puntos	143	296	32	229
% en volumen	20	42	5	33


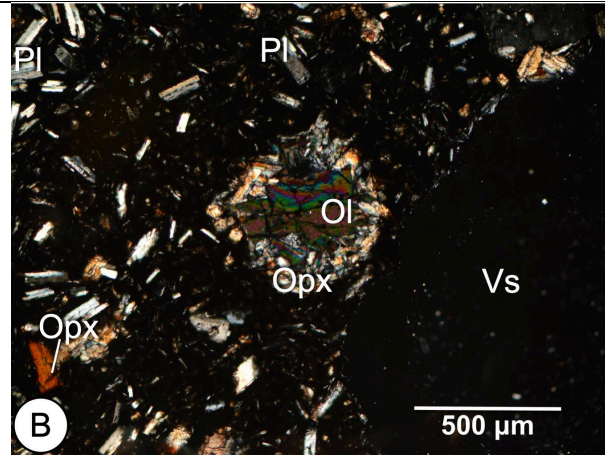
Minerales (E: esenciales, A: accesorios, S: secundarios)

Minerales	Forma	E	A	S	Número de puntos		% en volumen
					Microlito	Fenocristal	
Plagioclasa	Euhedral	X			202	0	61
Augita	Euhedral	X			71	0	22
Olivino	Euhedral	X			23	32	17

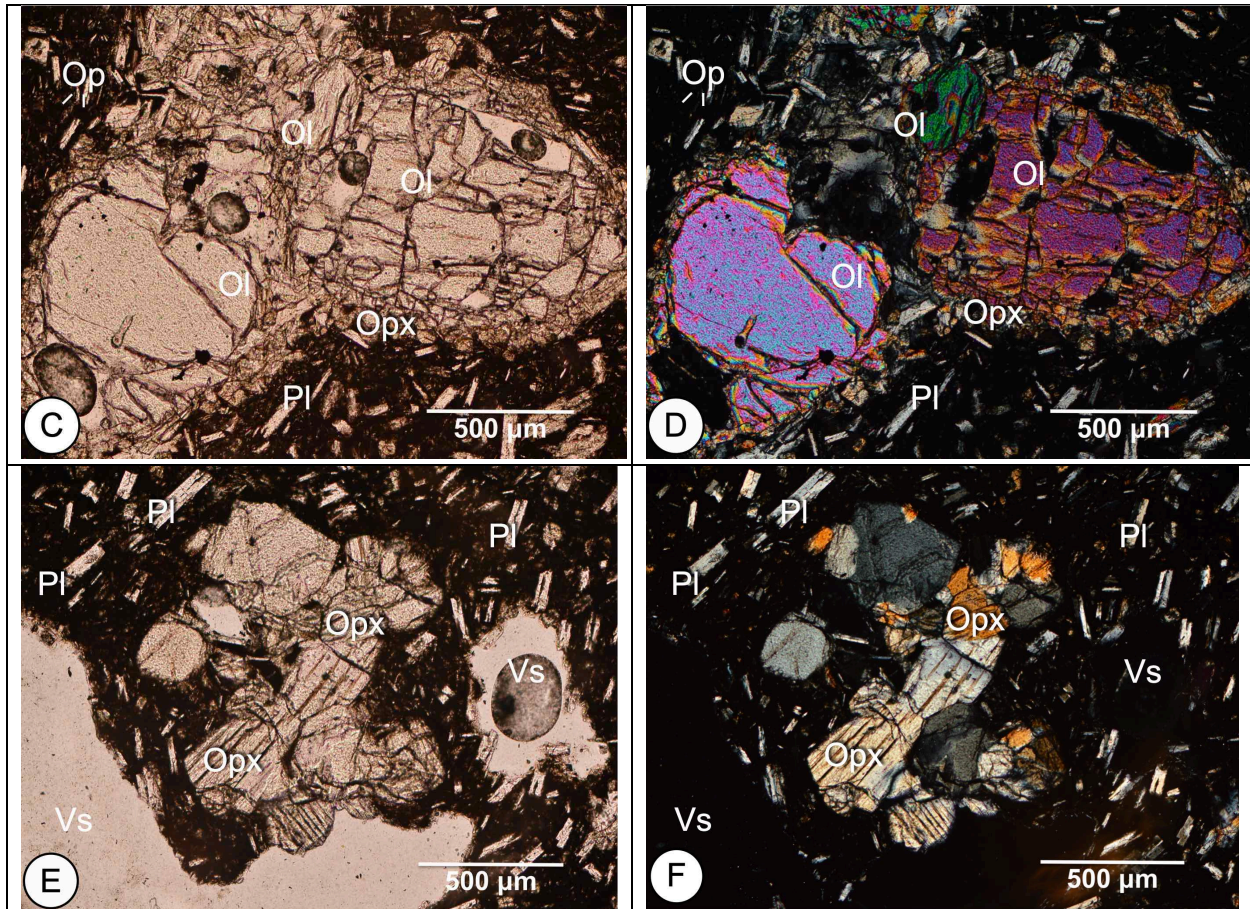
Observaciones

IC	Mesocrática
Clasificación	Basalto olivínico
Vidrio	Vidrio de composición básica
Observaciones	<ul style="list-style-type: none"> <li>Los fenocristales son de olivino y presentan bahías e inclusiones de opacos (imagen A, B, E, F).</li> <li>La muestra no es homogénea, se observan variaciones en la proporción de vidrio en la matriz (imagen A, B, C, D). Las porciones con menor</li> </ul>

	<p>contenido de vidrio poseen un mayor contenido de clinopiroxeno (imagen A, B, E, F).</p> <ul style="list-style-type: none"><li>• El clinopiroxeno es augita y está presente como microlito con formas euhedrales a subhedrales. Este posee una coloración parda en nicoles paralelos (imagen A, B, E, F).</li><li>• Los cristales de plagioclasa se encuentran principalmente como microlitos, estos presentan macla de Carlsbad y polisintética, aunque también están zonados. Se observa corrosión en algunos cristales. Se logró medir en algunos individuos ángulos de extinción de las maclas (51°-60°) indicando una plagioclasa de tipo anortita.</li><li>• Los opacos se encuentran en la matriz (imagen C, D) y poseen formas cúbicas y aciculares, aunque es difícil separar opacos y vidrio, por lo que ambos se tomaron en conjunto en los conteos.</li><li>• Se observan óxidos de hierro como producto de alteración.</li><li>• Las vesículas están bien redondeadas (imagen A, B, C, D) y presentan coalescencia</li></ul>
--	---

Muestra de mano		
Nombre	CHIC-12	
Ubicación y descripción macroscópica		
	Ubicación	
	Longitud	99°12'49.62"O
	Latitud	19°04'55.44"N
	Parte distal de la unidad lávica G2, a 3.4 km al SW del cono El Palomito, en el costado sur de una vía sin pavimentar, 960 m al SE de la ruta libre Ciudad de México-Cuernavaca	
	Tipo de material	Lava
	Roca de color gris oscuro, textura afanítica y moderadamente vesiculada, con vesículas deformadas y alargadas por coalescencia, con tamaños de 1mm a 1 cm	
Descripción microscópica		
Grado de cristalinidad	Hipocristalina	
Tamaño relativo	Inequigranular	
Tamaño absoluto fenocristales	Fino a medio	
Tamaño absoluto microlitos	Fino a muy fino	
Tamaño absoluto vesículas	Grueso a fino	
Textura general	Microporfírica	
Texturas específicas	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Bahías en olivino</li> <li>• Vesicular</li> <li>• Corona en olivino</li> <li>• Glomeroporfírica en ortopiroxeno</li> </ul>	
Imágenes lámina delgada		
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados	
		





Componentes en 750 puntos

	Vidrio	Microlitos	Fenocristales	Vesículas
Número de puntos	144	303	20	283
% en volumen	19	40	3	38


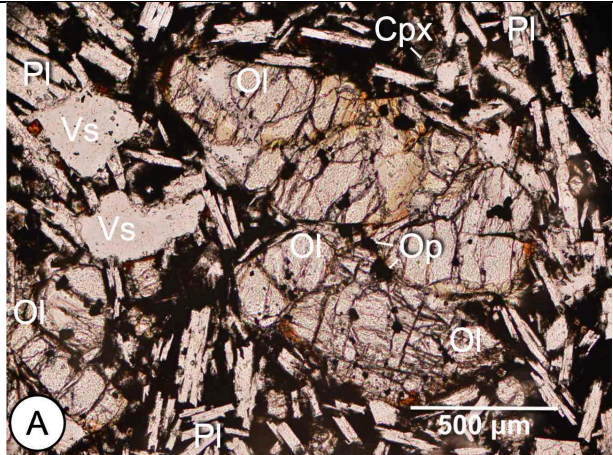
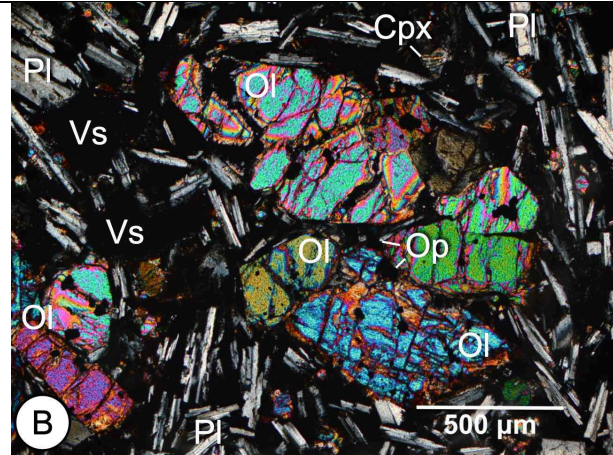
Minerales (E: esenciales, A: accesorios, S: secundarios)

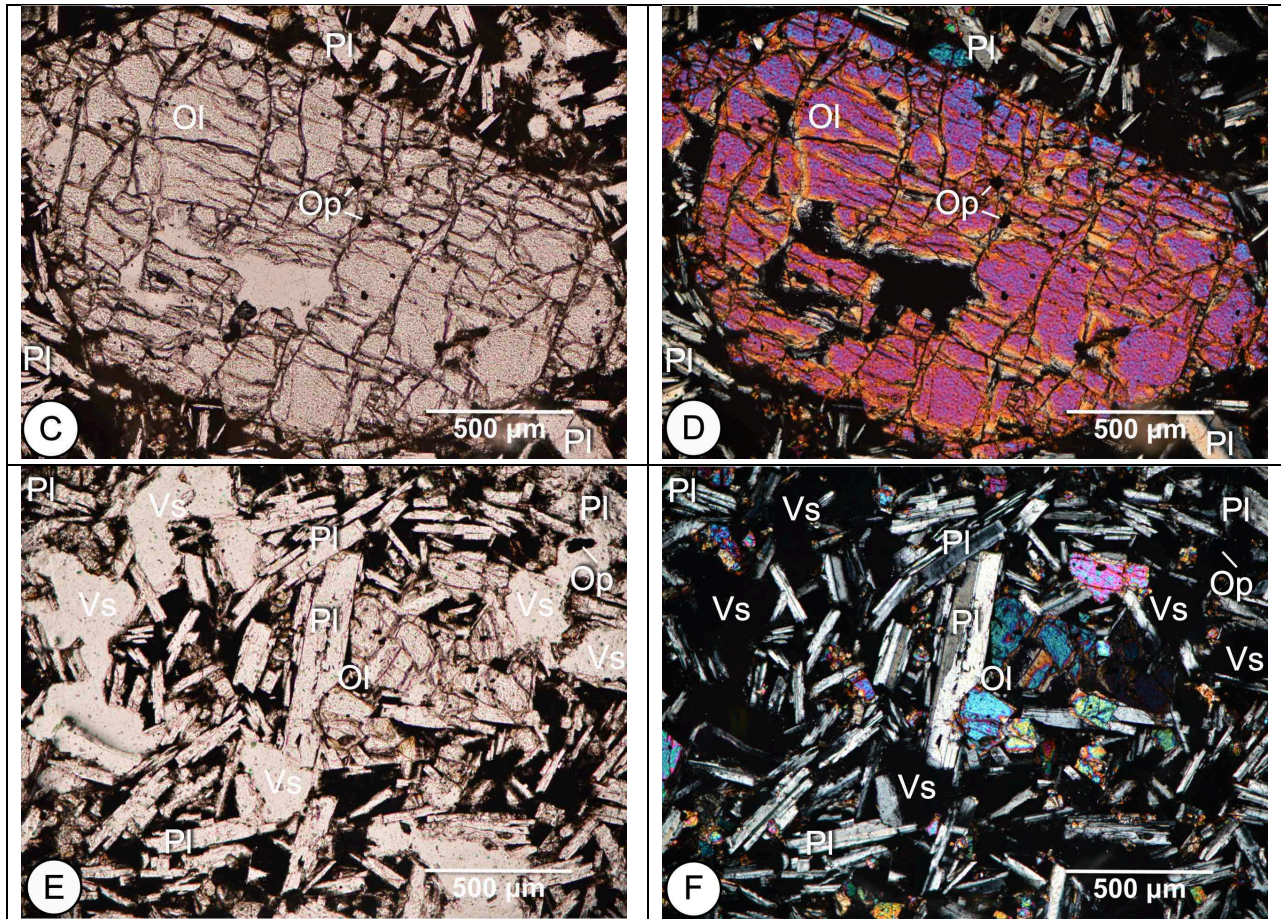
Minerales	Forma	E	A	S	Número de puntos		% en volumen
					Microlito	Fenocristal	
Plagioclasa	Euhedral	X			194	0	60
Enstatita	Subhedral	X			93	2	29
Olivino	Euhedral	X			8	18	8
Augita	Euhedral		X		8	0	3

Observaciones

IC	Mesocrática
Clasificación	Basalto olivínico vesicular
Vidrio	Vidrio de composición básica
Observaciones	<ul style="list-style-type: none"> <li>Los fenocristales son principalmente de olivino (imagen C, D), los cuales están fracturados, presentan bahías e inclusiones opacos. Se</li> </ul>

	<p>observan también fenocristales de ortopiroxeno (enstatita) en menor proporción (imagen E, F).</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Los cristales de plagioclasa se observan como microlitos, estos presentan macla polisintética y de Carlsbad, aunque también están zonados. Se logró medir en algunos individuos ángulos de extinción de las maclas (53°-65°) indicando una plagioclasa de tipo anortita.</li> <li>• El ortopiroxeno (enstatita) se presenta como fenocristales y microlitos. En los fenocristales se observa textura glomeroporfírica (imagen E, F).</li> <li>• Las vesículas están redondeadas (imagen A, B) y se presentan alargadas en una dirección (imagen E, F).</li> <li>• El olivino está presente principalmente como fenocristal (imagen C, D) y en poca proporción como microlito (imagen A, B). Los fenocristales en su mayoría están bordeados por una corona de ortopiroxeno (imagen C, D).</li> <li>• Los opacos se encuentran en la matriz e incluidos dentro de los fenocristales de olivino. En la matriz es difícil separar opacos y vidrio, por lo que ambos se tomaron en conjunto en los conteos.</li> <li>• Se observan escasos cristales de clinopiroxeno en la matriz.</li> </ul>
--	--

Muestra de mano		
Nombre	TEX-2011	
Ubicación y descripción macroscópica		
	Ubicación	
	Longitud	99°11'44.40"O
	Latitud	19°04'34.08"N
	Unidad lávica G1, a 40 m al W de la línea eléctrica y 1,9 km al SW del cono El Caballito.	
	Tipo de material	Lava
Roca color gris medio, textura afanítica, pobremente vesiculada, con vesículas de hasta 5 cm deformadas por coalescencia		
Descripción microscópica		
Grado de cristalinidad	Hipocristalina	
Tamaño relativo	Inequigranular	
Tamaño absoluto fenocristales	Medio a fino	
Tamaño absoluto microlitos	Fino a muy fino	
Tamaño absoluto vesículas	Fino a grueso	
Textura general	Microporfírica	
Texturas específicas	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Corrosión en olivino y plagioclasa</li> <li>• Poiquilitica de olivino en plagioclasa</li> <li>• Vesicular</li> <li>• Glomeroporfírica en olivino</li> </ul>	
Imágenes lámina delgada		
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados	
		



Componentes en 700 puntos

	Vidrio	Microlitos	Fenocristales	Vesículas
Número de puntos	161	389	32	118
% en volumen	23	55	5	17


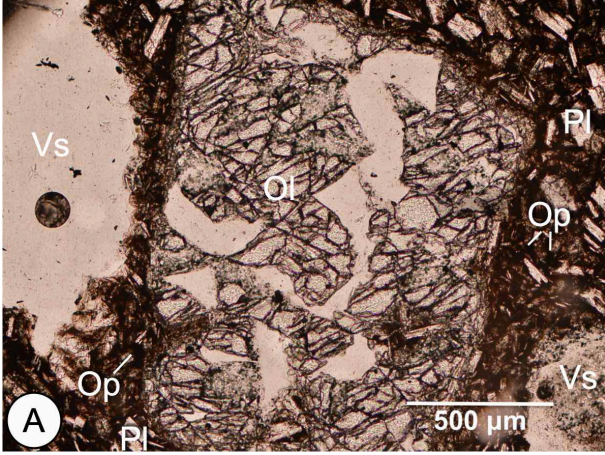
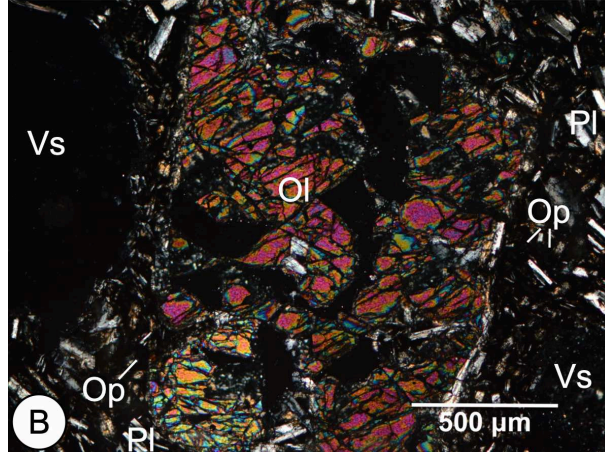
Minerales (E: esenciales, A: accesorios, S: secundarios)

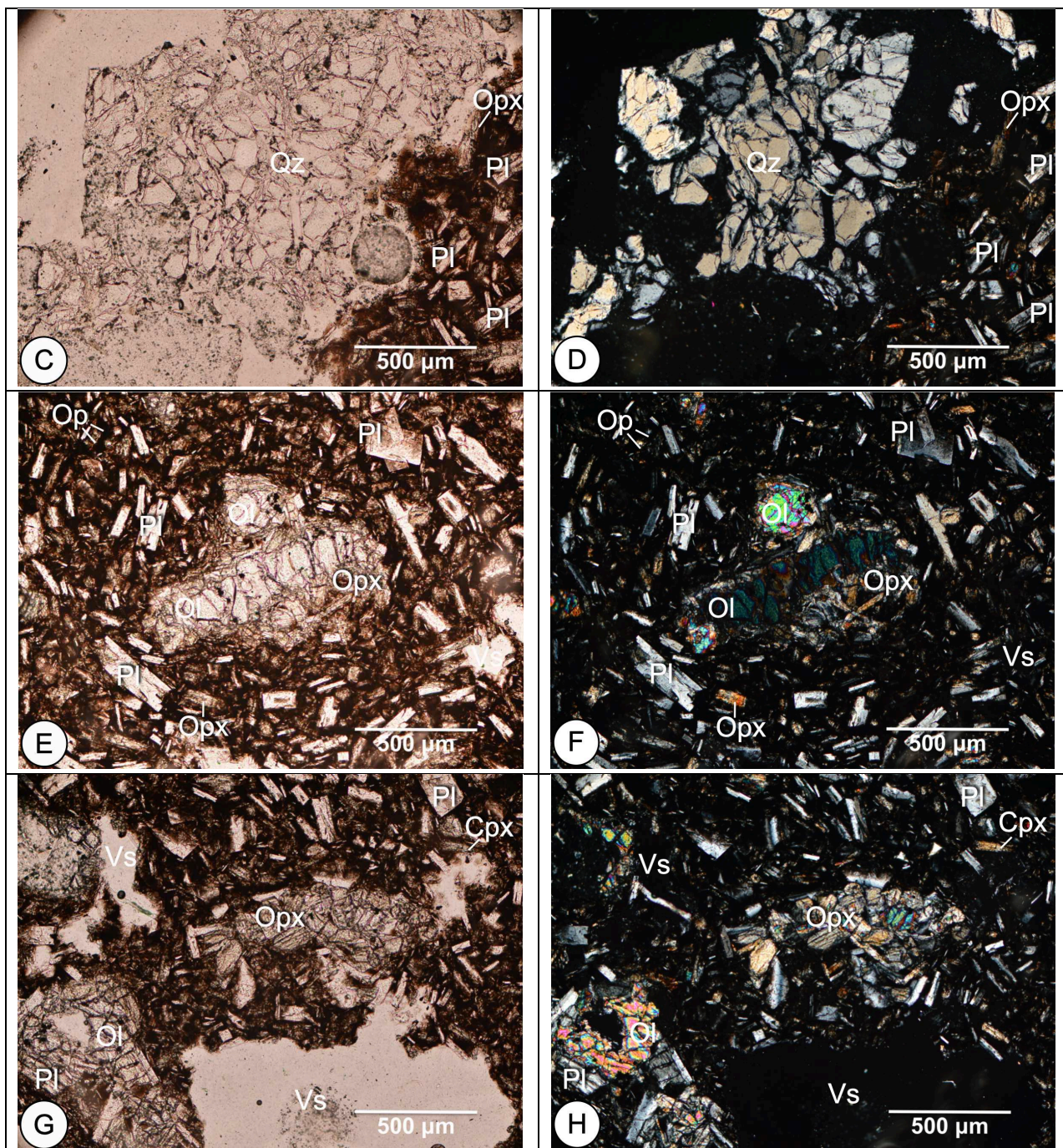
Minerales	Forma	E	A	S	Número de puntos		% en volumen
					Microlito	Fenocristal	
Plagioclasa	Euhedral	X			265	0	63
Olivino	Euhedral	X			79	32	26
Augita	Euhedral	X			45	0	11

Observaciones

IC	Mesocrática
Clasificación	Basalto olivínico
Vidrio	Vidrio de composición basáltica
Observaciones	<ul style="list-style-type: none"> <li>Los fenocristales son de olivino (imagen C, D), con bahías e inclusión de opacos.</li> <li>El olivino está presente como fenocristal (imagen C, D) y como microlito (imagen E, F). Se observa textura glomeroporfírica,</li> </ul>

	<p>principalmente en los microlitos, los cuales se observan parcialmente iddingsitizados (imagen A, B).</p> <ul style="list-style-type: none"><li>• Los cristales de plagioclasa son abundantes y están presentes como microlitos, estos están zonados, aunque también presentan macla de Carlsbad y polisintética. Se observó textura de corrosión en algunos individuos y se logró medir ángulos de extinción de las maclas (39°-43°) indicando una plagioclasa de tipo bytownita.</li><li>• Las vesículas se presentan redondeadas (imagen A, B) a levemente elongadas (imagen E, F).</li><li>• El clinopiroxeno (augita) está presente en la matriz con coloraciones pardas.</li><li>• Los opacos se encuentran en la matriz y poseen formas cúbicas y aciculares (imagen C, D, E, F). En la matriz es difícil separar opacos y vidrio, por lo que ambos se tomaron en conjunto en los conteos.</li><li>• Se observan óxidos de hierro como producto de alteración.</li></ul>
--	---

Muestra de mano		
Nombre	CHIC-8	
Ubicación y descripción macroscópica		
	Ubicación	
	Longitud	99°11'06.78"O
	Latitud	19°06'32.16"N
	Unidad lávica G2, 100 m al SE de la vía de cuota de Ciudad de México-Cuernavaca y 42 m al SW de la vía sin pavimentar	
	Tipo de material	Lava
Roca de color gris oscuro, con textura afanítica y microvesiculada (vesículas esféricas y con coalescencia, de 1 a 4 mm), con presencia de un xenocristal de cuarzo		
Descripción microscópica		
Grado de cristalinidad	Hipocristalina	
Tamaño relativo	Inequigranular	
Tamaño absoluto fenocristales	Medio a fino	
Tamaño absoluto microlitos	Fino a muy fino	
Tamaño absoluto vesículas	Medio a fino	
Textura general	Microporfírica	
Texturas específicas	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Bahías en olivino</li> <li>• Corona en olivino</li> <li>• Glomeroporfírica en ortopiroxeno</li> </ul>	
Imágenes lámina delgada		
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados	
		



Componentes en 700 puntos

	Vidrio	Microlitos	Fenocristales	Vesículas	Xenocristales	Fracturas
Número de puntos	167	372	28	76	27	28
% en volumen	24	53	4	11	4	4


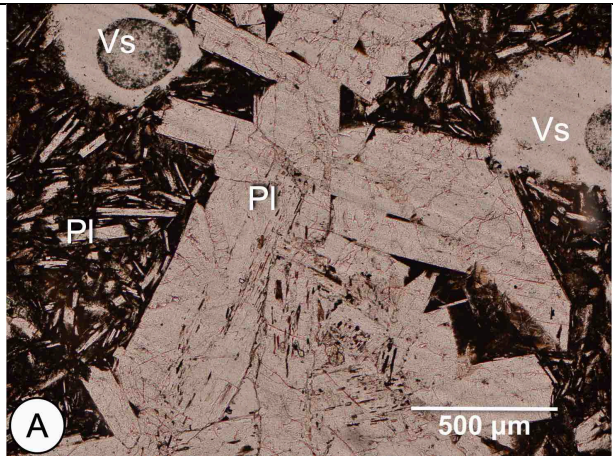
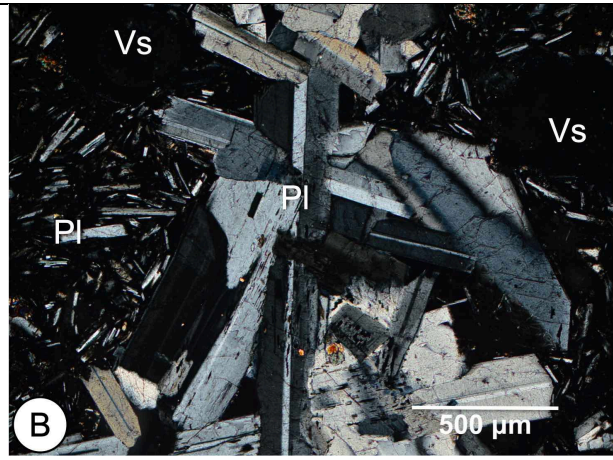
Minerales (E: esenciales, A: accesorios, S: secundarios)

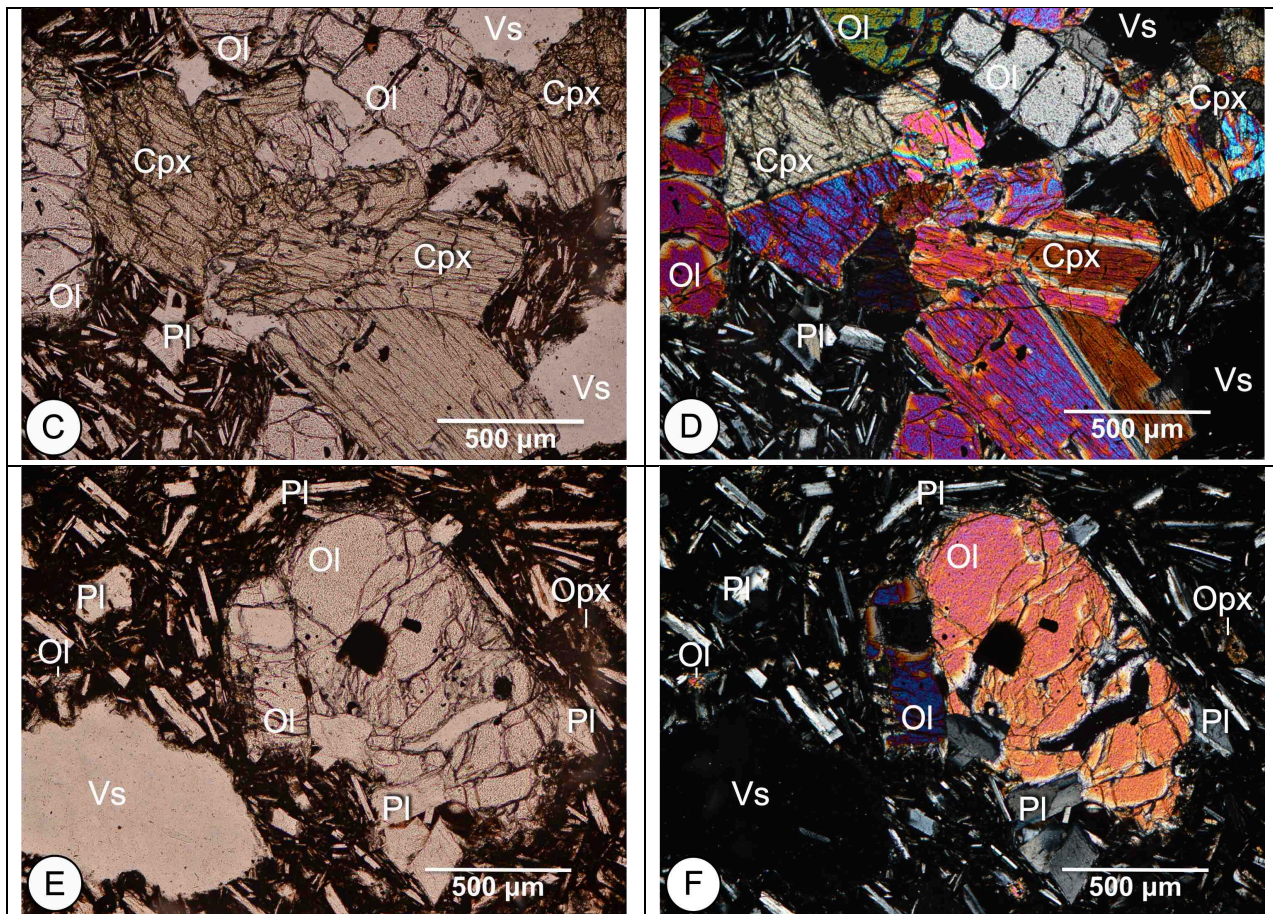
Minerales	Forma	E	A	S	Número de puntos			% en volumen
					Xenocristal	Microlito	Fenocristal	
Plagioclasa	Euhedral	X			0	246	0	58

Olivino	Euhedral	X			0	26	27	12
Enstatita	Subhedral	X			0	34	0	8
Augita	Euhedral	X			0	67	0	16
Cuarzo	Anhedral			X	27	0	0	6
Observaciones								
IC	Mesocrática							
Clasificación	Basalto olivínico							
Vidrio	Vidrio de composición básica							
Observaciones	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Los fenocristales son de olivino (imagen A, B), con desarrollo de bahías.</li> <li>• Los olivinos se presentan principalmente como fenocristales (imagen A, B), los cuales tienen una corona de ortopiroxeno (imagen E, F) y plagioclasa.</li> <li>• El ortopiroxeno (enstatita) se encuentra como fenocristal y en la matriz. Se observa textura glomeroporfirítica de este mineral (imagen G, H).</li> <li>• Los cristales de plagioclasa presentan macla polisintética y de Carlsbad, aunque también están zonados. Se logró medir en algunos individuos ángulos de extinción de las maclas (51°-69°) indicando una plagioclasa de tipo anortita.</li> <li>• El xenocristal es de cuarzo (imagen C, D), se encuentra muy fracturado y presenta extinción ondulante.</li> <li>• El clinopiroxeno se encuentra principalmente como microlito (imagen G, H).</li> <li>• Las vesículas están en su mayoría deformadas (imagen G, H) y alargadas en una dirección (imagen A, B), aunque se observa que algunas vesículas de menor tamaño se encuentran redondeadas (imagen A, B).</li> <li>• En la matriz es difícil separar opacos y vidrio, por lo que ambos se tomaron en conjunto en los conteos.</li> </ul>							



Volcán Chichinautzin

Muestra de mano		
Nombre	CHIC-5	
Ubicación y descripción macroscópica		
	Ubicación	
	Longitud	99°08'18.23"O
	Latitud	19°05'22.83"N
	Unidad lávica C3i, sobre lavas tipo aa, a 110 m al NNW de la abertura oeste como principal del volcán Chichinautzin	
	Tipo de material	Lava
	Roca de color gris claro, con textura afanítica y microvesiculada, con coalescencia entre las vesículas.	
Descripción microscópica		
Grado de cristalinidad	Hipocristalina	
Tamaño relativo	Inequigranular	
Tamaño absoluto fenocristales	Medio	
Tamaño absoluto microlitos	Fino a muy fino	
Tamaño absoluto vesículas	Medio a fino	
Textura general	Microporfirítica	
Texturas específicas	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Corrosión en plagioclasa</li> <li>• Glomeroporfirítica en plagioclasa</li> <li>• Glomeroporfirítica en olivino</li> <li>• Glomeroporfirítica en clinopiroxeno</li> <li>• Poiquilítica de olivino en plagioclasa</li> </ul>	
Imágenes lámina delgada		
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados	
		



Componentes en 752 puntos

	Vidrio	Microlitos	Fenocristales	Vesículas
Número de puntos	219	247	10	177
% en volumen	29	46	1	24

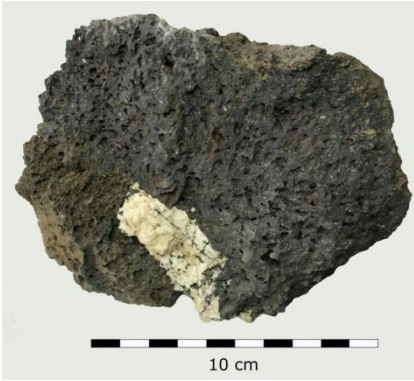
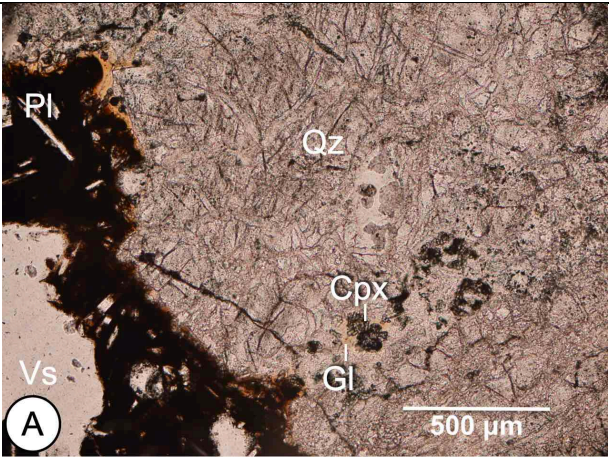
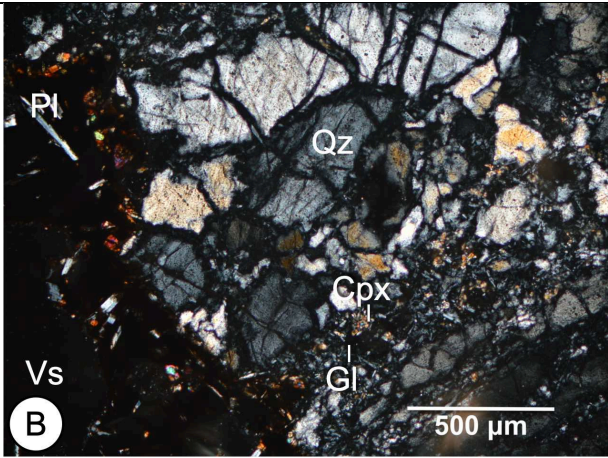
Minerales (E: esenciales, A: accesorios, S: secundarios)

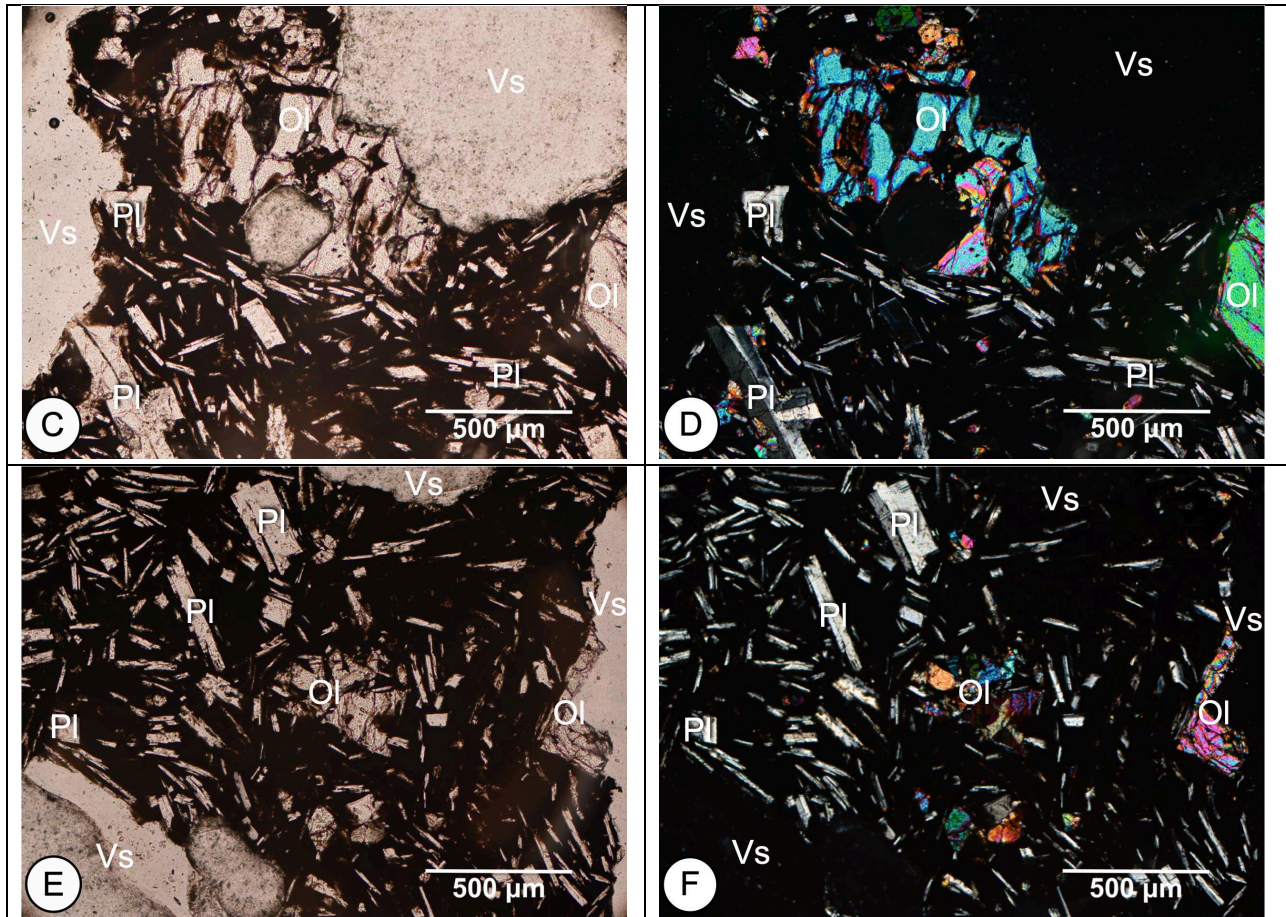
Minerales	Forma	E	A	S	Número de puntos		% en volumen
					Microlito	Fenocristal	
Plagioclasa	Euhedrales	X			238	8	69
Enstatita	Euhedrales	X			56	0	16
Augita	Euhedrales	X			39	1	11
Olivino	Euhedrales		X		13	1	4

Observaciones

IC	Mesocrática
Clasificación	Basalto vesicular
Vidrio	Vidrio de composición básica
Observaciones	<ul style="list-style-type: none"> <li>Los fenocristales son escasos y están constituidos por plagioclasa (imagen A, B, generalmente zonada), clinopiroxeno (imagen C, D) y</li> </ul>

	<p>olivino (imagen E, F), los cuales presentan textura glomeroporfirítica (imagen A, B, C, D).</p> <ul style="list-style-type: none"><li>• Los microlitos están constituidos principalmente por plagioclasa y ortopiroxeno (imagen E, F). El olivino también está presente, pero en menor proporción.</li><li>• Los cristales de plagioclasa presentan macla polisintética y de Carlsbad, aunque también están zonados. Se observó corrosión en algunos cristales y se logró medir en algunos individuos ángulos de extinción de las maclas (<math>52^{\circ}</math>-<math>70^{\circ}</math>) indicando una plagioclasa de tipo anortita.</li><li>• El clinopiroxeno (augita) se presenta principalmente como fenocristal (imagen C, D), con coloraciones verdosas en nicoles paralelos y exhibiendo macla en algunos cristales.</li><li>• El ortopiroxeno está presente como microlito (imagen E, F).</li><li>• Se observan óxidos de hierro en la matriz como producto de alteración.</li><li>• Las vesículas (imagen A, B, C, D, E, F) están redondeadas y presentan coalescencia.</li><li>• En la matriz es difícil separar opacos y vidrio, por lo que ambos se tomaron en conjunto en los conteos.</li></ul>
--	--

Muestra de mano		
Nombre	CHIC-6	
Ubicación y descripción macroscópica		
	Ubicación	
	Longitud	99°08'44.28"O
	Latitud	19°08'01.80"N
	Rama N de la unidad lávica C0, sobre camino al sur de una vía sin pavimentar que bordea el costado norte del escudo del volcán Acopiaxco. 2.7 km al NE del volcán Acopiaxco y 1.9 km al SW del volcán Tetzalcoalt.	
	Tipo de material	Lava
Roca de color gris oscuro, con textura afanítica, moderadamente vesiculada (vesículas redondeadas) y presencia de un xenocrystal de cuarzo (tabular con vidrio rellenando las fracturas dentro de este)		
Descripción microscópica		
Grado de cristalinidad	Hipohialina	
Tamaño relativo	Inequigranular	
Tamaño absoluto fenocristales	Medio	
Tamaño absoluto microlitos	Fino	
Tamaño absoluto vesículas	Medio a fino	
Textura general	Inequigranular	
Texturas específicas	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Poiquilitica de olivino en plagioclasa</li> <li>• Corrosión en olivino</li> <li>• Corrosión en plagioclasa</li> </ul>	
Imágenes lámina delgada		
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados	
		



Componentes en 800 puntos

	Vidrio	Microlitos	Fenocristales	Vesículas	Xenocristales	Fracturas
Número de puntos	156	130	5	51	384	74
% en volumen	20	16	1	6	48	9

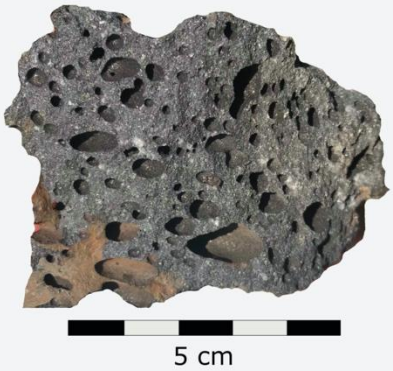
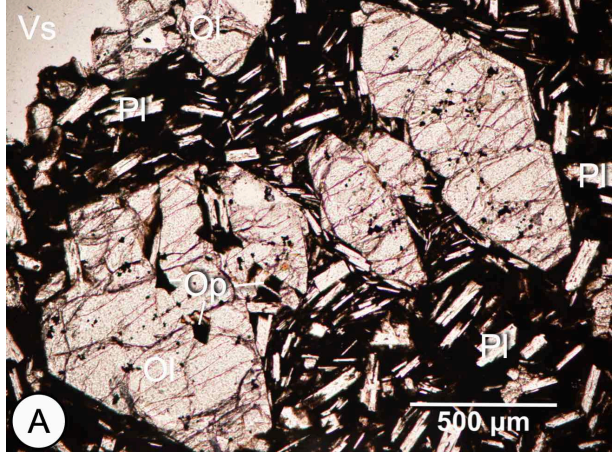
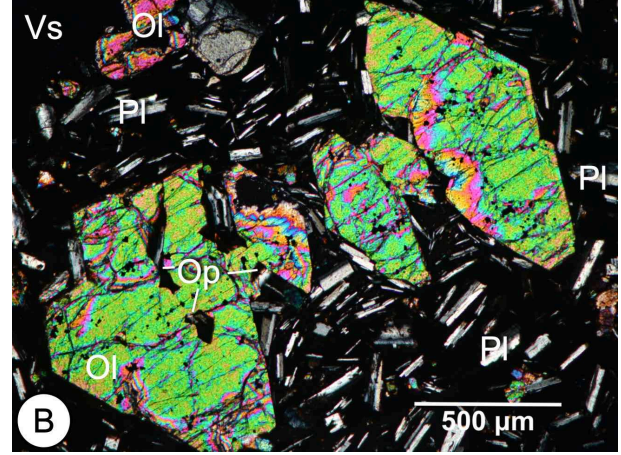
Minerales (E: esenciales, A: accesorios, S: secundarios)

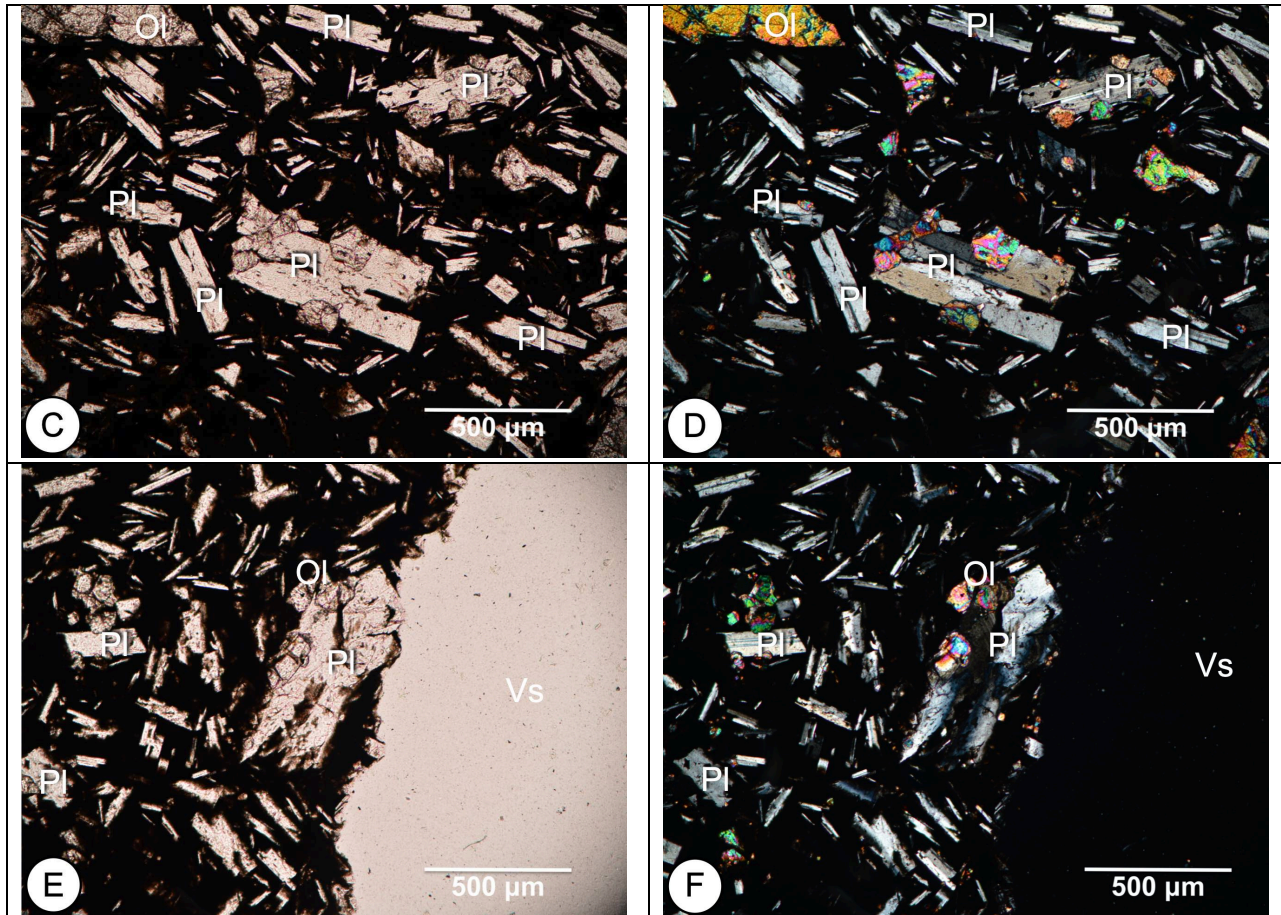
Minerales	Forma	E	A	S	Número de puntos			% en volumen
					Xenocristal	Microlito	Fenocristal	
Plagioclasa	Euhedral	X			0	63	0	12
Olivino	Euhedral		X		0	11	5	3
Augita	Euhedral	X			48	4	0	10
Cuarzo	Subhedral			X	384	0	0	75

Observaciones

IC	Mesocrática
Clasificación	Basalto olivínico
Vidrio	Vidrio de composición básica
Observaciones	<ul style="list-style-type: none"> <li>Los fenocristales son escasos y están constituidos por olivino (imagen C, D), con desarrollo de bahías.</li> </ul>

	<ul style="list-style-type: none"><li>• Los microlitos (imagen E, E) son de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino.</li><li>• Se observa un xenocristal de cuarzo (imagen A, B), fracturado y con extinción ondulante. Las fracturas están parcialmente rellenas (imagen A, B) con vidrio, cristales de clinopiroxeno y opacos, estos últimos en una proporción de &lt; 1% en volumen.</li><li>• Los cristales de plagioclasa están zonados, aunque también presentan macla de Carlsbad y polisintética. Se observó corrosión en algunos cristales y se logró medir en algunos individuos ángulos de extinción de las maclas (56°-70°) indicando una plagioclasa de tipo anortita.</li><li>• Las vesículas (imagen A, B, C, D, E, F) están redondeadas y presentan coalescencia en múltiples sectores</li><li>• Se observan óxidos de hierro en la matriz como producto de alteración.</li><li>• Los opacos se encuentran en la matriz, las fracturas del xenocristal y dentro de los fenocristales de olivino. En la matriz es difícil separar opacos y vidrio, por lo que ambos se tomaron en conjunto en los conteos.</li></ul>
--	--

Muestra de mano		
Nombre	CHIC-7	
Ubicación y descripción macroscópica		
	Ubicación	
	Longitud	99°10'58.44"O
	Latitud	19°06'45.42"N
	Rama W de la unidad lávica C0, sobre un camino 2 km al SW del volcán Acopiaco y 80 m al W de la vía de cuota Ciudad de México-Cuernavaca.	
	Tipo de material	Lava
Roca de color gris claro, textura afanítica, moderadamente vesiculada (vesículas redondeadas a ligeramente elongadas).		
Descripción microscópica		
Grado de cristalinidad	Hipohialina	
Tamaño relativo	Inequigranular	
Tamaño absoluto fenocristales	Medio a fino	
Tamaño absoluto microlitos	Fino a muy fino	
Tamaño absoluto vesículas	Grueso a medio	
Textura general	Microporfírica	
Texturas específicas	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Vesicular</li> <li>• Corrosión en olivino y plagioclasa</li> <li>• Poiquilítica de olivino en plagioclasa</li> </ul>	
Imágenes lámina delgada		
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados	
		



Componentes en 700 puntos

	Vidrio	Microlitos	Fenocristales	Vesículas
Número de puntos	244	214	33	209
% en volumen	35	30	5	30

Minerales (E: esenciales, A: accesorios, S: secundarios)


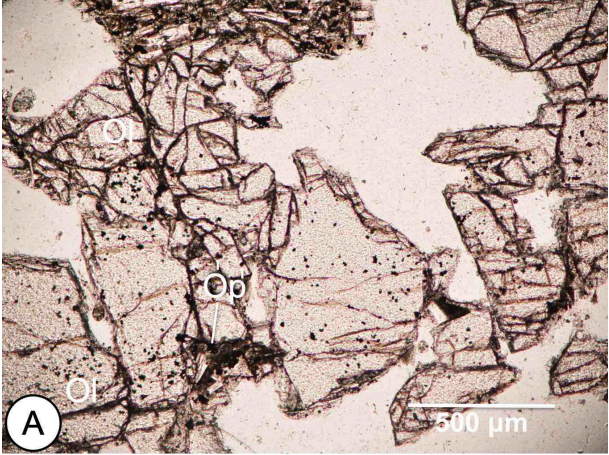
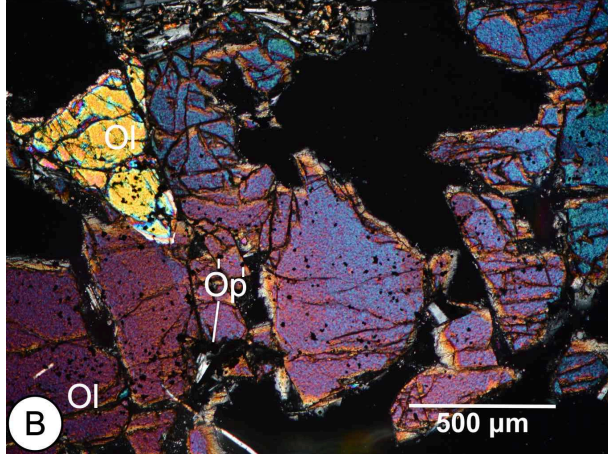
Minerales	Forma	E	A	S	Número de puntos		% en volumen
					Microlito	Fenocristal	
Plagioclasa	Euhedral	X			162	8	69
Olivino	Euhedral	X			52	25	31

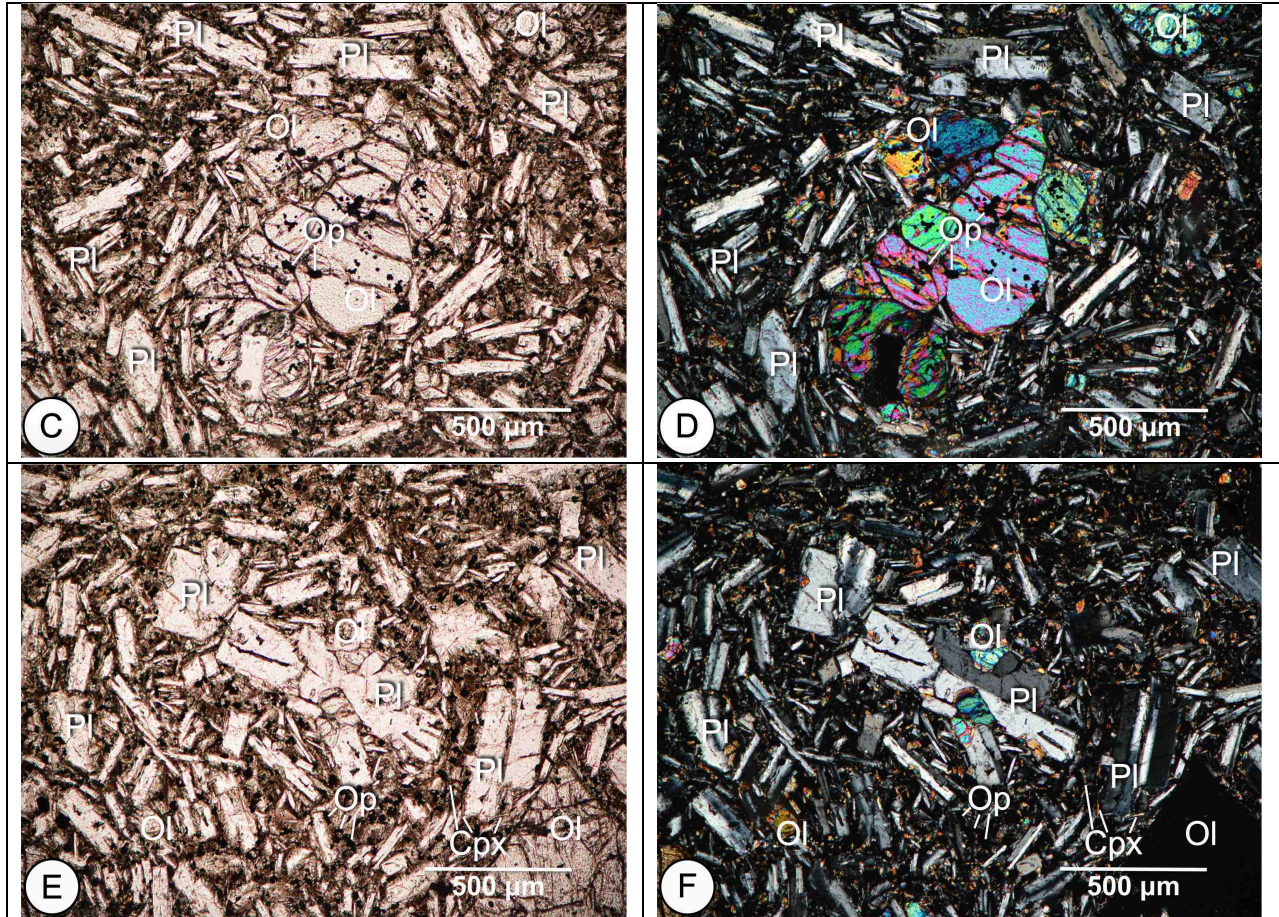
Observaciones

IC	Mesocrática
Clasificación	Basalto olivínico vesicular
Vidrio	Vidrio de composición básica
Observaciones	<ul style="list-style-type: none"> <li>Los fenocristales exhiben buen habito cristalino y están constituidos principalmente por olivino (imagen A, B) con desarrollo de bahías e inclusión de opacos. Se observan también fenocristales de plagioclasa, pero estos son escasos (imagen E, F).</li> </ul>



	<ul style="list-style-type: none"><li>• Los microlitos están constituidos por plagioclasa y olivino (imagen A, B, C, D, E, F).</li><li>• Los cristales de plagioclasa presentan macla de Carlsbad y polisintética, aunque también están zonados. Se logró medir en algunos individuos ángulos de extinción de las maclas (<math>54^{\circ}</math>-<math>70^{\circ}</math>) indicando una plagioclasa de tipo anortita.</li><li>• Las vesículas están redondeadas, a levemente elongadas por coalescencia en múltiples sectores (imagen A, B, E, F).</li><li>• En la matriz es difícil separar opacos y vidrio, por lo que ambos se tomaron en conjunto en los conteos.</li></ul>
--	--

Muestra de mano		
Nombre	CHIC-13	
Ubicación y descripción macroscópica		
	Ubicación	
	Longitud	99°08'33.36"O
	Latitud	19°01'16.80"N
	Rama S de la unidad lávica C0, sobre el costado N de la vía de cuota Ciudad de México – Cuernavaca. 650 m al WNW de la curva más pronunciada del sector de la Pera y 5 km al NW de Tepoztlán.	
	Tipo de material	Lava
Roca de color gris oscuro, textura afanítica, pobremente vesiculada, con xenocristales de cuarzo		
Descripción microscópica		
Grado de cristalinidad	Hipocristalino	
Tamaño relativo	Inequigranular	
Tamaño absoluto fenocristales	Medio a fino	
Tamaño absoluto microlitos	Fino a muy fino	
Tamaño absoluto vesículas	Grueso a fina	
Textura general	Microporfírica	
Texturas específicas	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Glomeroporfírica en olivino</li> <li>• Poiquilitica de olivino en plagioclasa</li> <li>• Corrosión en olivino y plagioclasa</li> </ul>	
Imágenes lámina delgada		
Nicoles paralelos	Nicoles cruzados	
		



Componentes en 750 puntos

	Vidrio	Microlitos	Fenocristales	Vesículas
Número de puntos	159	452	69	70
% en volumen	21	60	9	10

Minerales (E: esenciales, A: accesorios, S: secundarios)

Minerales	Forma	E	A	S	Número de puntos		% en volumen
					Microlito	Fenocristal	
Plagioclasa	Euhedral	X			285	30	61
Olivino	Euhedral	X			57	39	18
Augita	Euhedral	X			110	0	21

Observaciones

IC	Mesocrática
Clasificación	Basalto olivínico
Vidrio	Vidrio de composición básica
Observaciones	<ul style="list-style-type: none"> <li>Los fenocristales son de olivino (imagen A, B) con desarrollo bahías y plagioclasa (imagen E, F).</li> </ul>

	<ul style="list-style-type: none"><li>• Los microlitos están constituidos por plagioclasa, augita y olivino (imagen C, D, E, F), con textura glomeroporfirítica en algunos cristales (imagen C, D).</li><li>• Los cristales de plagioclasa presentan corrosión en algunos casos, están zonados, aunque también presentan macla de Carlsbad y polisintética. Se logró medir en algunos individuos ángulos de extinción de las maclas (59°-71°) indicando una plagioclasa de tipo anortita.</li><li>• El clinopiroxeno (augita) está presente como microlito (imagen E, F), con coloraciones pardas en nicoles paralelos.</li><li>• Los opacos (imagen A, B, C, D, E, F) poseen formas cúbicas y aciculares, están presentes en la matriz y como inclusiones en los fenocristales de olivino. En la matriz es difícil separar opacos y vidrio, por lo que ambos se tomaron en conjunto en los conteos.</li><li>• Las vesículas están redondeadas a levemente deformadas por coalescencia en múltiples sectores.</li></ul>
--	---