



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

---

# **LICENCIATURA EN GEOCIENCIAS**

Escuela Nacional de Estudios Superiores,  
Unidad Morelia

Vulcanismo monogenético cuaternario en  
la región de Tecocomulco, zona oeste del  
complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo  
(México)

# **T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
**LICENCIADA EN GEOCIENCIAS**

P R E S E N T A

LIZBETH SOLÍS OSEGUERA

DIRECTOR DE TESIS: DR. DENIS RAMÓN AVELLÁN LÓPEZ

CO-DIRECTOR DE TESIS: DR. ANTONIO POLA VILLASEÑOR

MORELIA, MICHOACÁN

SEPTIEMBRE, 2023



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



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

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

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

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



ESCUELA  
NACIONAL  
DE ESTUDIOS  
SUPERIORES  
**UNIDAD MORELIA**

**10**  
años  
(2011-2021)

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES UNIDAD MORELIA  
SECRETARÍA GENERAL  
SERVICIOS ESCOLARES

**MTRA. IVONNE RAMÍREZ WENCE**

DIRECTORA

DIRECCIÓN GENERAL DE ADMINISTRACIÓN ESCOLAR

**PRESENTE**

Por medio de la presente me permito informar a usted que en la **sesión ordinaria 03** del **Comité Académico** de la **Licenciatura en Geociencias** de la Escuela Nacional de Estudios Superiores (ENES), Unidad Morelia, celebrada el día **20 de abril de 2023**, se acordó poner a su consideración el siguiente jurado para la presentación del Trabajo Profesional de la alumna **Lizbeth Solís Oseguera** de la Licenciatura en **Geociencias**, con número de cuenta **413081638**, con el trabajo titulado: **"Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco, zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)"**, bajo la dirección como tutor del **Dr. Denis Ramón Avellán López** y como co-tutor el **Dr. Antonio Pola Villaseñor**.

El jurado queda integrado de la siguiente manera:

<b>Presidente:</b>	Dr. Gabriel Vázquez Castro
<b>Vocal:</b>	Dra. Martha Gabriela Gómez Vasconcelos
<b>Secretario:</b>	Dr. Denis Ramón Avellán López
<b>Suplente:</b>	Dr. Juan Manuel Sánchez Núñez
<b>Suplente:</b>	Dr. Ricardo Saucedo Girón

Sin otro particular, quedo de usted.

Atentamente  
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"  
Morelia, Michoacán a 18 de septiembre de 2023.

**DRA. YUNUEN TAPIA TORRES**  
SECRETARIA GENERAL

**CAMPUS MORELIA**

Antigua Carretera a Pátzcuaro N° 8701, Col. Ex Hacienda de San José de la Huerta  
58190, Morelia, Michoacán, México. Tel: (443)689.3500 y (55)5623.7300, Extensión Red UNAM: 80614  
[www.enesmorelia.unam.mx](http://www.enesmorelia.unam.mx)

*“Por tu amor, confianza y apoyo, dedico a ti Alidyery el presente trabajo. Tu presencia y esencia ha sido mi principal guía en este camino sinuoso que es la vida.”*

*“A mi mamá y a mi papá por haberme apoyado todo este tiempo.”*

*“A mis tías por su apoyo, cariño y comprensión.”*

*“A mi hermano por las charlas y enseñanzas.”*

*“A mi familia política por su comprensión y calidez en todos estos años.”*

*“A la memoria de mis abuelitas.”*

*-La gema no puede ser pulida sin fricción, ni el hombre perfeccionado sin pruebas.-*

*Maestro Kong  
Séneca*

## **AGRADECIMIENTOS INSTITUCIONALES**

A la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y a la Escuela Nacional de Estudios Superiores, Unidad Morelia por aceptarme en la Licenciatura en Geociencias y brindarme una preparación académica formidable, así como también la oportunidad de conocer el ámbito científico en diferentes instalaciones.

Al Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, UNAM Campus Morelia, por el acceso a sus laboratorios donde se llevó a cabo gran parte de este trabajo.

Agradezco al proyecto del Fondo de Sustentabilidad Energética del CONACYT-SENER (2015-04-268074) y en particular al sub-proyecto PT 4.4 (Evolución magmática y fuente de calor en Acoculco: comparación entre la actividad volcánica post-caldera y pre-caldera) por la beca otorgada y las facilidades brindadas para realizar este estudio.

Agradezco sinceramente a mi director de tesis, Dr. Denis Ramón Avellán López, por la paciencia y comprensión a lo largo de este trabajo, por sus conocimientos transmitidos, y por su constante apoyo hasta el final.

Gracias a mi co-director, Dr. Antonio Pola Villaseñor por su apoyo y comprensión durante este trabajo, así como su contribución al mismo.

A los miembros del jurado, Dra. Martha Gabriela Gómez Vasconcelos, Dr. Gabriel Vázquez Castro, Dr. Juan Manuel Sánchez Núñez y Dr. Ricardo Saucedo Girón, por compartir sus conocimientos para el enriquecimiento del presente trabajo.

## **AGRADECIMIENTOS PERSONALES**

Agradezco profundamente al Dr. José Luis Macías Vázquez por la oportunidad que me brindó para colaborar junto con el equipo de investigación de Peligros y Riesgos por Fenómenos Naturales.

Agradezco especialmente al M.G. Guillermo Cisneros Máximo por su apoyo tanto en campo como en el laboratorio, su paciencia y amabilidad durante la obtención de la información geográfica y sus observaciones que contribuyeron a la mejora de este trabajo.

Gracias a la Lic.G. Irma Fabiola Mendiola López y a los maestros Gabriela Reyes Agustín y Felipe García Tenorio por su apoyo y consejos durante la preparación de muestras en sus respectivos laboratorios.

A mis compañeros y amigos Lupe, Dani, Vane, Homero, Roberto, Anyelo, Eva, Luz, Aaron, Ale, Axel, Byron, Pedro, Aldhair, Rominger, Ramón, Sebastián, Daniel, y Jhonnathan por su apoyo emocional, compañía e interés en este trabajo.

Finalmente, les agradezco a todas las personas que han contribuido directa e indirectamente tanto al desarrollo de este trabajo como a mi desarrollo académico y personal.

## CONTENIDO

Dedicatoria .....	i
Agradecimientos institucionales .....	ii
Agradecimientos personales .....	iii
Lista de figuras .....	vi
Lista de tablas .....	vii
Resumen .....	viii
<i>Abstract</i> .....	x
<b>1.- INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
1.1.- Estudios Previos .....	3
1.2.- Localización .....	5
1.3.- Justificación .....	6
1.4.- Objetivos .....	7
1.5.- Metodología .....	8
1.5.1.- <i>Cartografía</i> .....	8
1.5.2.- <i>Laboratorio</i> .....	9
<b>2.- MARCO TECTÓNICO Y VULCANOLÓGICO .....</b>	<b>13</b>
<b>3.-MORFOLOGÍA .....</b>	<b>16</b>
<b>4.-ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA .....</b>	<b>17</b>
4.1.- Basamento local .....	17
4.2.- Vulcanismo Miocénico .....	20
4.2.1.- <i>Domo Altepemila (Al)</i> .....	20
4.2.2.- <i>Domo San José (SJ)</i> .....	21
4.2.3.- <i>Domos Gallo (Ga)</i> .....	22
4.2.4.- <i>Domos Peña del Águila (Ag)</i> .....	23
4.2.5.- <i>Domo Viejo (Vi)</i> .....	24
4.2.6.- <i>Domo Agua Azul (AA)</i> .....	25
4.3.- Vulcanismo Pleistocénico .....	26
4.3.1.- <i>Cono de escoria Campanario (Cp)</i> .....	26
4.3.2.- <i>Cono de escoria Encinal (En)</i> .....	27

4.3.3.- <i>Cono de escoria Viejo (V)</i> .....	27
4.3.4.- <i>Cono de escoria Tío Lolo (TL)</i> .....	28
4.3.5.- <i>Conos de escorias San Ignacio (SI)</i> .....	29
4.3.6.- <i>Escudo pequeño Paila (Pa)</i> .....	30
4.3.7.- <i>Escudo pequeño Coatzetzengo (Co)</i> .....	31
<b>5.- ANÁLISIS DE PARTÍCULAS</b> .....	<b>32</b>
5.1.- Granulometría .....	32
5.2.- Componentes .....	35
<b>6.- PETROGRAFÍA</b> .....	<b>35</b>
<b>7.- GEOQUÍMICA</b> .....	<b>39</b>
7.1.- Composición de roca total .....	40
7.2.- Elementos Traza .....	41
<b>8.- DISCUSIÓN</b> .....	<b>44</b>
8.1.- Contexto geológico .....	44
8.2.- Evolución volcánica .....	46
8.3.- Comportamiento geoquímico .....	50
<b>9.- CONCLUSIONES</b> .....	<b>52</b>
<b>10.-REFERENCIAS</b> .....	<b>54</b>

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Localización del área de estudio. ....	6
<b>Figura 2.</b> Representación fotográfica del procesamiento de las muestras. ....	12
<b>Figura 3.</b> Contexto tectónico regional y tectonoestratigráfico. ....	14
<b>Figura 4.</b> Mapa estructural de la región tomado de García-Palomo <i>et al.</i> (2018). ....	16
<b>Figura 5.</b> Mapa de pendientes del área de estudio. ....	18
<b>Figura 6.</b> Mapa geológico simplificado de la zona de estudio. ....	21
<b>Figura 7.</b> a) Afloramiento domo Altepemila (Al). b) Muestra de mano y textura. ....	22
<b>Figura 8.</b> a) Afloramiento domo San José (SJ). b) Muestra de mano y textura. ....	22
<b>Figura 9.</b> a) Complejo de domos Gallo (Ga) y su morfología. b) Afloramiento (sitio AP-2). c) Muestra de mano (sitio AP-5) y textura. ....	23
<b>Figura 10.</b> a) Afloramiento de domos Peña del Águila (Ag). b) Muestra de mano y textura. ....	24
<b>Figura 11.</b> a) Afloramiento domo Viejo (Vi). b) Muestra de mano y textura. ....	25
<b>Figura 12.</b> a) Afloramiento domo Agua Azul (AA). b) Muestra de mano y textura. ....	25
<b>Figura 13.</b> a) Afloramiento cono de escoria Campanario (Cp). b) Bombas juveniles y textura. ....	26
<b>Figura 14.</b> a) Afloramiento cono de escoria Encinal (En). b) Escoria vesicular y bomba con textura. ....	28
<b>Figura 15.</b> a) Afloramiento cono de escoria Viejo (V). b) Porción inferior y estratificación. ....	28
<b>Figura 16.</b> Afloramiento cono de escoria Tío Lolo (TL). Estratificación porción inferior y superior. ....	29
<b>Figura 17.1.</b> a) Conos de escorias San Ignacio (SI) y su morfología. b) Afloramiento (sitio AP-12). c) Muestra de mano y textura. ....	30
<b>Figura 17.2.</b> a) Conos de escorias San Ignacio (SI) y su morfología. b) Afloramiento (sitio AP-14).	

c) Muestra de mano y textura. ....	30
<b>Figura 18.</b> a) Afloramiento escudo pequeño Paila (Pa). b) Muestra de mano y textura. ....	31
<b>Figura 19.</b> a) Afloramiento escudo pequeño Coatzetzengo (Co). b) Muestra de mano y textura. ....	32
<b>Figura 20.</b> Análisis granulométrico y componentes del cono de escoria Viejo (V). ....	33
<b>Figura 21.</b> Análisis granulométrico y componentes del cono de escoria Campanario (Cp). ....	34
<b>Figura 22.</b> Análisis granulométrico y componentes del cono de escoria Tío Lolo (TL). ....	34
<b>Figura 23.</b> Fotografías a través del microscopio petrográfico de las unidades del Mioceno. ....	36
<b>Figura 24.</b> Fotografías a través del microscopio petrográfico de las unidades del Pleistoceno. ....	38
<b>Figura 25.</b> a) Diagrama de clasificación de TAS (Le Bas <i>et al.</i> , 1986). Series alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971). b) Diagrama K <sub>2</sub> O vs SiO <sub>2</sub> de Peccerillo y Taylor (1976). ....	40
<b>Figura 26.</b> Diagramas tipo Harker y contenidos de elementos mayores con respecto al contenido de sílice (% en peso) de las unidades del Mioceno y Pleistoceno. ....	42
<b>Figura 27.</b> a) Diagrama de tierras raras de Sun y McDonough (1989). b) Diagrama de multielementos de Sun y McDonough (1989). c) Diagrama binario Th/La vs Ba/La. ....	43
<b>Figura 28.</b> Diagramas tipo Harker y contenidos de elementos traza (en ppm) con respecto al contenido de SiO <sub>2</sub> (% en peso) de las unidades del Mioceno y Pleistoceno. ....	45
<b>Figura 29.</b> Estratigrafía del CVAT y su volumen emitido aproximado con sus composiciones químicas. ....	48

## LISTA DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b> Parámetros morfológicos de los volcanes monogenéticos del vulcanismo miocénico y del CVAT. ....	19
<b>Tabla 2.</b> Características petrográficas y análisis modal (% en volumen) de las rocas del vulcanismo miocénico y del CVAT. ....	37
<b>Tabla 3.</b> Concentración de elementos mayores y traza de las rocas del vulcanismo miocénico y del CVAT. ....	39

## RESUMEN

El Campo Volcánico Apan-Tezontepec (CVAT) es un campo volcánico monogenético situado en la porción oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. En esta región se han reconocido más de 300 volcanes monogenéticos, de los cuales al menos 280 presentan una morfología de cono de escoria y diez en escudo pequeño. Otras formas volcánicas en este campo incluyen domos y flujos de lava. Las rocas más antiguas en el área corresponden a domos y flujos de lava que fueron emplazados durante el Mioceno, seguidos por un *hiatus* volcánico durante todo el Plioceno. El vulcanismo del CVAT inició en el Pleistoceno promovido por la actividad de deformación extensiva con dirección NO que ocurrió desde el Plioceno temprano y continúa hasta el Presente. Aunque ya existen estudios sobre la región de Apan y el CVAT que incluyen descripciones regionales, estratigrafía y régimen tectónico, aún es necesario complementar el registro geológico en la parte noreste, objeto de este estudio. Otros aspectos a profundizar son: la cantidad total de los centros eruptivos que conforman este campo, volumen de cada centro eruptivo, composición dominante de los magmas que originaron estas erupciones, y la relación que guardan estos volcanes monogenéticos con la evolución del complejo caldera Acoculco. El presente trabajo se enfoca en la caracterización geológica de los centros eruptivos del noreste del CVAT con la intención de complementar el registro estratigráfico regional, así como determinar el perfil químico composicional de los magmas que dieron origen a estos volcanes y establecer la relación existente entre estos centros eruptivos y el complejo caldera Acoculco. En un área de 400 km<sup>2</sup> se reconocieron 13 centros eruptivos, seis domos de lava, cinco conos de escoria y dos volcanes en escudo pequeño ubicados al norte del semi-*graben* de Apan. Con apoyo del trabajo de campo, el análisis cartográfico y de laboratorio se reconoció que los domos de lava tienen una paragénesis mineral asociada a plagioclasa, piroxeno, olivino y óxidos de Fe-Ti, con contenidos en sílice desde 61 hasta 70 % en peso, por lo que corresponden a un rango composicional andesítico a riolítico con predominio en el campo andesítico. Se calculó un volumen total emitido para estos domos de lava en 2.3 km<sup>3</sup>. De acuerdo a las relaciones estratigráficas se propone que estos domos fueron emplazados durante el Mioceno. Con respecto a los conos de escoria y volcanes en escudo pequeño se caracterizan por presentar una paragénesis mineral asociada a plagioclasa, piroxeno, olivino y óxidos de Fe-Ti, con contenidos en sílice desde 51 hasta 61 % en peso, de manera que coinciden a un rango

composicional desde basáltico a andesítico con un predominio en el campo de andesita-basáltica. Se calculó un volumen total emitido para los conos de escoria en  $0.3 \text{ km}^3$ , y para los volcanes en escudo pequeño en  $4.7 \text{ km}^3$ . De acuerdo con las relaciones estratigráficas se propone que tanto los conos de escoria, como los escudo pequeño se emplazaron durante el Pleistoceno, mostrando además una tendencia NE en sus orientaciones morfológicas, misma dirección que predomina en los sistemas de fallas regionales, de manera que están asociados al vulcanismo del CVAT y asimismo también al vulcanismo extra-caldera Acoculco.

## ***ABSTRACT***

The Apan-Tezontepec Volcanic Field (ATVF), is a monogenetic volcanic field situated in the eastern part of the Trans-Mexican Volcanic Belt. It has been recognized more than 300 monogenetic volcanoes in this region, of which at least 280 have a scoria cone morphology and 10 are small shield volcanoes. Other volcanic forms in this field include domes and lava flows. Older rocks in the area correspond to domes and lava flows morphologies, which were emplaced during the Miocene, followed by a volcanic hiatus throughout almost all of the Pliocene. Vulcanism of ATVF started in the Pleistocene promoted by extensive deformation activity with a NW direction, which has been occurring since the early Pliocene and continued until the Present. In spite of the studies carried out in this region, which include regional descriptions, stratigraphy and tectonic regime, it is fundamental to complement the geologic record in several zones of the ATVF as the northeastern part of it, which is exactly the area studied in this work. Other aspects that need to be studied in more detail about the ATVF are the total number of eruptive centers that make up this field, the volume of each one of the eruptive centers, the dominant composition of magmas that originated these eruptions, and the stratigraphic relations between these monogenetic volcanoes with Acoculco caldera complex evolution, this complex is situated in the eastern sector of the study area. This work focuses on the geologic characterization of eruptive centers at the northeastern part of the ATVF, with the aim of contributing to the regional stratigraphic record, as well as to determining the chemical compositional profile of magmas that originated these volcanoes and to establish the relationship between these eruptive centers and the Acoculco caldera complex. Within an area of 400 km<sup>2</sup> thirteen monogenetic eruptive centers were identified, that is, six lava domes, five scoria cones and two small shield volcanoes, placed north of the Apan half-graben. Supported by field work, cartographic and laboratory analysis, it was recognized that lava dome complexes have a mineral paragenesis associated to plagioclase, pyroxene, olivine and Fe-Ti oxides, with silica content from 61 to 70 vol. % in weight, because of this, they correspond to an andesitic-rhyolitic compositional range with dominance on the andesitic field. It was calculated a total erupted volume of 2.3 km<sup>3</sup> emitted by these six lava domes. According to stratigraphic relations, it is proposed that these domes were emplaced during the Miocene. With respect to scoria cones and small shield volcanoes, they have a mineral paragenesis associated with plagioclase, pyroxene, olivine and Fe-Ti oxides, with silica content from 51 to 61 vol. % in weight, because of this,

they correspond to a basaltic-andesitic compositional range with dominance on the basaltic andesite field. It was calculated a total erupted volume of 0.3 km<sup>3</sup> emitted by five scoria cones, and 4.7 km<sup>3</sup> emitted by two small shield volcanoes. According to stratigraphic relations, it is proposed that all scoria cones and small shield volcanoes were emplaced during the Pleistocene. Furthermore, they show a NE trend orientation which is the same main trend exhibited by regional fault systems, so that scoria cones and small shield volcanoes are associated to volcanism of Apan-Tezontepec volcanic field as well as Acoculco extra-caldera volcanism.

## **1.- INTRODUCCIÓN**

Un volcán monogenético se define como un edificio volcánico de volumen acumulativo pequeño (típicamente  $\leq 1 \text{ km}^3$ ), que ha sido construido por una erupción pequeña continua o muchas erupciones pequeñas discontinuas ocurridas en una escala de tiempo corto (típicamente  $\leq 10$  años) (Németh y Kereszturi, 2015). Los volcanes monogenéticos son alimentados desde una o múltiples porciones de magma a través de un sistema de diques alimentadores (o *sills*) simples y espaciados sin una cámara magmática bien desarrollada (Németh y Kereszturi, 2015). La baja tasa eruptiva, el volumen pequeño y el tiempo de erupción corto, dan como resultado volcanes monogenéticos con morfologías volcánicas simples. Por otro lado, mientras más prolongada sea su historia eruptiva resultará en una morfología más compleja (de Silva y Lindsay, 2015). La morfología y el estilo eruptivo de estos volcanes, en la mayoría de los casos, puede estar controlada por las condiciones del régimen de esfuerzo regional (Németh y Kereszturi, 2015; Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2020; Avellán *et al.*, 2020), las condiciones hidrogeológicas del basamento local (Pardo *et al.*, 2008) y la composición del magma (de Silva y Lindsay, 2015; Smith y Németh, 2017). Dentro de las diferentes morfologías en las que se clasifican los volcanes monogenéticos se pueden reconocer estructuras volcánicas que reflejan los diferentes depósitos por lo que están contruidos, tales como, volcanes en escudos pequeño, flujos de lava, domos de lava, conos *spatter*, conos de escoria, anillos de tobas, maar-diatrema y conos de tobas. Existen otros factores internos (flujo magmático, velocidad de ascenso del magma, viscosidad, fuente magmática y contenido de volátiles) y externos (topografía y paleoclima) que influyen en la morfología y estilo eruptivo de los volcanes monogenéticos (Kereszturi *et al.*, 2011).

La morfología de los volcanes monogenéticos está en gran parte condicionada por las características hidrogeológicas del basamento superficial, mismas que controlan los diferentes estilos eruptivos a lo largo de la erupción (Pardo *et al.*, 2008). Cuando el magma asciende hacia la superficie a lo largo de una fisura y se encuentra con un acuífero, o litología saturada en agua, tales como sedimentos saturados, el magma al entrar en contacto provoca una explosión a lo largo del conducto, dando paso a las erupciones de tipo freatomagmática (Wohletz y Sheridan, 1983; Németh y Cronin, 2011). La interacción se refleja en una progresión de diferentes morfologías asociadas a volcanes monogenéticos, donde los anillos

de tobas son formados en ambientes poco saturados. Por su parte, los maar-diatrema, son formados donde el agua subterránea está presente, en condiciones sub-saturadas (Avellán *et al.*, 2012). Mientras que los conos de tobas se forman donde hay agua somera superficial, en condiciones de agua saturada (Avellán *et al.*, 2012). Como resultado de estas erupciones freatomagmáticas, estos edificios están constituidos por depósitos originados por corrientes de densidad piroclástica diluidas, u oleadas secas o húmedas (Branney y Kokelaar, 2002). Por el contrario, en ambientes totalmente secos, si el magma no ha sufrido ligeros cambios de fraccionamiento, al atravesar la corteza teniendo magmas de composición predominantemente basálticos, y la tasa eruptiva es relativamente alta, pueden resultar en un estilo eruptivo hawaiano o similar, formando así los volcanes en escudo pequeño (Avellán *et al.*, 2020). Si la tasa eruptiva es relativamente baja, y el magma ha sufrido ligeramente cambios en su composición desde magmas de composición andesítico basálticos, o hasta intermedios, en un basamento totalmente seco, da paso a la formación de morfologías de conos *spatter* o conos de escoria (Kereszturi y Németh, 2013).

Los volcanes monogenéticos son considerados la forma de vulcanismo más común en la Tierra (Németh y Kereszturi, 2015). Tienden a ocurrir en la mayoría de los ambientes tectónicos, tanto en los límites de placa como en regiones intra-placa. Estos volcanes se forman en ambientes con regímenes de dominio extensional y transtensional (de Silva y Lindsay, 2015; Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2020; Avellán *et al.*, 2020). También pueden ser asociados a sistemas volcánicos poligenéticos, tales como, calderas volcánicas, estratovolcanes, complejos volcánicos y volcanes en escudo. Estos volcanes monogenéticos llegan a formarse en los flancos o en las áreas circundantes a estos sistemas volcánicos centrales, presentando un tiempo de actividad prolongado (Valentine y Connor, 2015). En la mayoría de las condiciones geológicas, los volcanes monogenéticos llegan a formar campos volcánicos monogenéticos. Estos campos se definen por un rango de edad determinada, definiendo así, un área de extensión del campo, separándolo de otras áreas volcánicas (Valentine y Connor, 2015). Dentro de un campo volcánico, el volcán monogenético individualmente tiene un periodo de actividad corto, no obstante, el campo volcánico en sí mismo puede estar activo durante varios millones de años (Valentine y Connor, 2015). Estos campos se distinguen por tener una distribución espacial de sus centros eruptivos cambiante en el tiempo, en consecuencia, se forman volcanes dispersos y/o en grupos, lineamientos o

patrones distribuidos aleatoriamente dentro de todo el campo volcánico (Németh y Kereszturi, 2015), o controlados por fallas (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2020; Avellán *et al.*, 2020). Existen muchos ejemplos de campos volcánicos monogenéticos alrededor del mundo, tales como: el Pali Aike en Argentina-Chile (Mazzarini y D’Orazio, 2003), el Eifel en Alemania (Schmincke, 2007), el Springerville en Estados Unidos de América (Condit y Connor, 1996) y el Auckland en Nueva Zelanda (Houghton *et al.*, 1999). En este sentido, en México se han reconocido varios campos volcánicos, tales como; el Pinacate en el estado de Sonora con al menos 400 volcanes (Gutmann, 2002), San Borja con por lo menos 227 volcanes en Baja California (Negrete-Aranda *et al.*, 2010), los Tuxtlas en el estado de Veracruz con hasta 350 volcanes (Sieron *et al.*, 2021), Michoacán-Guanajuato con 1,040 volcanes reconocidos, al norte del estado de Michoacán y sur de Guanajuato (Hasenaka y Carmichael, 1985), Sierra Chichinautzin con al menos 221 volcanes al sur de Ciudad de México (Bloomfield, 1975; Martin, 1982; Siebe *et al.*, 2004; y - 2005), Xalapa con al menos 59 volcanes en el estado de Veracruz (Rodríguez *et al.*, 2010), y Apan-Tezontepec con 295 volcanes en el estado de Hidalgo (García-Palomo *et al.*, 2002; y -2018; García-Tovar *et al.*, 2015).

El Campo Volcánico Apan-Tezontepec (CVAT), localizado en la parte noreste de la Sierra Nevada, es una de las regiones volcánicas monogenéticas más grandes de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). Este campo volcánico se desarrolló en el Pleistoceno tardío (García-Palomo *et al.*, 2002; y -2018; Avellán *et al.*, 2020). En este trabajo, se elaboró una nueva cartografía geológica a escala 1: 50,000 apoyada por el análisis morfológico, el levantamiento estratigráfico, petrografía y química de roca total de las rocas que constituyen algunos de los volcanes monogenéticos localizados en la región noreste del CVAT. Este trabajo tiene el objetivo de complementar la descripción de las características de las erupciones que conforman el vulcanismo extra-caldera en Acoculco. Asimismo, para establecer por primera vez el volumen emitido y perfil geoquímico en esta región del CVAT.

### **1.1.- Estudios Previos**

Dentro de los primeros estudios geológicos realizados en la región noreste del CVAT se encuentra el de Ledezma-Guerrero (1987), quien elaboró una cartografía geológica regional en Calpulalpan, donde mapeó alrededor de 140 estructuras volcánicas de composición andesita basáltica. Concluyó que el magmatismo en esta zona está estrechamente relacionado

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco, zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

con las estructuras tectónicas regionales de orientación NE-SO y NO-SE. Como parte de un proyecto que desarrollaron en la cuenca de México luego de que el sismo de 1985 afectara gravemente a la Ciudad de México, De Cserna *et al.* (1988) llevaron a cabo varios trabajos de campo cerca de Tezontepec, donde analizaron varias características estructurales asociadas a 66 volcanes monogenéticos. Posteriormente, a través de otro proyecto, Huizar-Álvarez *et al.* (2001) hicieron una evaluación hidrogeológica de la cuenca de Tecocomulco, donde determinaron que la cuenca está rellena por sedimentos calcáreos, volcánoclasticos y aluviales. Asimismo, asociaron esta cuenca a una fosa tectónica con dirección NE-SO. García-Palomo *et al.* (2002) generaron un mapa geológico de la región de Apan, soportado con datos geoquímicos y fechamientos radiométricos. A partir de esto, estos autores pudieron establecer que la presencia de los centros volcánicos monogenéticos en esta región está controlada por un sistema de fallas normales de dirección NE-SO. Campos-Enríquez *et al.* en 2003, mediante métodos geofísicos, reconocieron algunas características de este mismo sistema de fallas que fue identificado por García-Palomo *et al.* (2002). Roy *et al.* (2008) llevaron a cabo análisis geoquímicos en sedimentos del Cuaternario tardío colectados en la cuenca de Tecocomulco, donde determinaron que la mayoría de los sedimentos lacustres han sido derivados de depósitos volcánicos con una composición andesítica a andesita basáltica provenientes de algunos de los volcanes pertenecientes a Apan-Tezontepec. López-Hernández *et al.* (2009), en colaboración con la Comisión Federal de Electricidad, realizaron un estudio exploratorio sobre la actividad hidrotermal en la región, en el cual propusieron la presencia de una caldera anidada que nombraron como complejo caldera Tulancingo-Acoculco. Su trabajo se fundamentó en la estratigrafía y edades radiométricas K-Ar y  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ , en el que manifiestan que el periodo más joven de tres, está relacionado con el vulcanismo monogenético de Apan-Tezontepec. García-Tovar *et al.* (2015) presentaron un trabajo enfocado en el estudio estratigráfico y geoquímico de algunos de los volcanes monogenéticos en esta región, apoyados en fechamientos radiométricos K-Ar. García-Palomo *et al.* (2018) definen el régimen tectónico regional, y establecen una mejor correlación de la prolongación del sistema de fallas de dirección NE-SO, logrando definir que el emplazamiento de los centros eruptivos en el CVAT está controlado por este sistema de fallas. Su trabajo está soportado por un análisis cinemático e información de datos sísmicos y gravimétricos. Sosa-Ceballos *et al.* (2018) elaboraron un estudio enfocado en el análisis químico de roca total del complejo caldera Acoculco y sugirieron que algunos

volcanes monogenéticos localizados en la periferia de la caldera son parte del vulcanismo de Apan-Tezontepec. De los estudios más recientes, se encuentra el realizado por Avellán *et al.* (2018), en el que se enfocaron en establecer una mejor cronología espacio-temporal del registro geológico de la caldera Acoculco. Estos autores lograron establecer que el complejo caldera Acoculco está definido solamente por un colapso, y no por dos calderas anidadas como se había propuesto en estudios anteriores. Dentro del registro estratigráfico de Acoculco se identificaron varios volcanes monogenéticos pertenecientes a Apan-Tezontepec situados en la periferia de la caldera, los cuales también se intercalan estratigráficamente con depósitos provenientes de la caldera Acoculco. Avellán *et al.* (2020) realizaron otro trabajo, en el que establecen que la caldera de Acoculco está conformada por al menos cinco diferentes fases eruptivas y dentro de estas etapas se define que el vulcanismo monogenético Apan-Tezontepec, situado en la región de la periferia, es conocido como vulcanismo extra-caldera. Estos últimos dos trabajos están fuertemente soportados por al menos 33 nuevas edades radiométricas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y una edad de  $^{14}\text{C}$ .

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

La zona de estudio se encuentra ubicada en la parte suroriental del estado de Hidalgo, 90 km al noreste de la ciudad de México y abarca una superficie de  $\sim 400 \text{ km}^2$  (Fig. 1). Dentro de la región se encuentran asentadas las ciudades de Pachuca de Soto, Tulancingo de Bravo, Ciudad Sahagún y Chignahuapan. Las principales vías de acceso a los sitios en donde se realizó el muestreo y levantamiento estratigráfico de los depósitos relacionados a cada uno de los volcanes monogenéticos objeto de este estudio, son las carreteras federales 132 y 130, así como las carreteras estatales 115 y 43, mismas que facilitaron el ingreso a los poblados mencionados a través de los caminos de terracería rurales. La localidad más importante de la zona es Tulancingo de Bravo, ya que es cabecera municipal y se sitúa a 17 km al norte del área de estudio. Los volcanes monogenéticos estudiados, se localizan al noroccidente del lago de Tecocomulco, el cual es reconocido en la zona como el cuerpo de agua más importante con una extensión de  $\sim 19 \text{ km}^2$ .



cercanos a este sistema volcánico calderico están estrechamente vinculados a la evolución de la caldera, reconocidos como vulcanismo extra-caldera. Por todo esto, es importante complementar los estudios exploratorios concernientes a la caldera Acoculco, para entender el potencial geotérmico en la región.

Los estudios existentes en la región noreste del CVAT reflejan grandemente la falta de información geológica y la necesidad de complementar el registro geológico, para entender tanto la naturaleza de este campo volcánico monogenético, como la relación que existe con la caldera Acoculco. Lo anterior, permitirá entender otros procesos geológicos asociados, y usarlos para una mejor evaluación de la actividad volcánica y los procesos petrológicos involucrados en la formación de los magmas que dieron origen a estas erupciones. Por lo que, en este trabajo se pretende contribuir con información geoquímica de roca total y volumen emitido en cada una de las erupciones para establecer mejor la cronología espacio - temporal de esta región.

#### **1.4.- Objetivos**

##### 1.4.1.- Objetivo general

Estudiar el registro estratigráfico regional asociado a los volcanes monogenéticos del noreste del CVAT, así como el perfil químico composicional de los magmas que dieron origen a estos volcanes y establecer la relación que existe entre estos centros eruptivos con la evolución de la caldera Acoculco.

##### 1.4.2.- Objetivos específicos

- a.*- Realizar una cartografía geológica de los centros eruptivos y depósitos asociados a cada uno de los volcanes monogenéticos.
- b.*- Conocer la relación estratigráfica relativa que existe entre los centros eruptivos más viejos o jóvenes, con respecto a los depósitos de la caldera Acoculco.
- c.*- Calcular el volumen eruptivo y comparar con erupciones de volcanes monogenéticos estudiados a lo largo de la FVTM y erupciones históricas conocidas.
- d.*- Caracterizar petrográficamente cada uno de los depósitos asociados a cada uno de los volcanes monogenéticos estudiados.
- e.*- Determinar la composición de los elementos mayores y traza a partir del análisis de química de roca total.

## **1.5. Metodología**

Con la finalidad de cumplir con los objetivos planteados en el presente estudio, se realizaron dos etapas fundamentales de manera paralela, que consistieron en la elaboración de la cartografía geológica y trabajo de laboratorio, las cuales, se describen en detalle a continuación.

### **1.5.1. Cartografía**

El primer paso fue la realización de una revisión de los conceptos asociados a la definición de los campos volcánicos monogenéticos, así como, conocer las características morfológicas y los tipos de depósitos asociados a estos volcanes monogenéticos. Con base en esta información se plantearon los objetivos propuestos. Seguido de lo anterior, se reunió toda la bibliografía disponible concerniente a estudios geológicos y vulcanológicos de la región de Apan, con el fin de conocer el estado del arte y el conocimiento geológico actual del CVAT. Posteriormente, se llevó a cabo la obtención y procesado de la base cartográfica de la zona de estudio en el laboratorio de Análisis de Riesgos del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán. La base cartográfica incluye la topografía digital y Modelos Digitales del Terreno (*DEM*, por sus siglas en inglés), provistos por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). La base cartográfica presenta coordenadas x-y-z, georreferenciada con respecto al sistema de coordenadas WGS-1984-UTM-Zone-14N a escala 1:50 000 y equidistancia entre curvas de nivel de 20 m. Posteriormente, la base cartográfica fue utilizada para la visualización de la geomorfología en 3D de la zona de estudio. Asimismo, se utilizó como apoyo para la planeación del trabajo de campo, para reconocer sitios de muestreo, levantamiento estratigráfico, delimitación de estructuras o unidades volcánicas. Posteriormente, se procedió a efectuar el trabajo de campo a lo largo de una semana visitando los sitios con afloramientos asociados a las unidades volcánicas, expuestos en cortes de carretera y caminos, canteras, zonas de erosión profunda y superficial. Durante el trabajo de campo se realizaron 16 puntos de control que fueron descritos en el levantamiento estratigráfico para reconocer sus características, tales como, estructura del depósito, gradación, tipo de componentes, textura y mineralogía de las rocas, construyendo así una columna estratigráfica compuesta. El levantamiento estratigráfico fue acompañado en gran parte de la toma de muestras para procesarlas en el laboratorio de análisis de partículas. Toda la información estratigráfica y muestreo fue ingresada a una base de datos, con la cual se

crearon varias capas para ser sobrepuestas en la base topográfica de la zona de estudio. Lo anterior fue posible gracias al uso del *software*® *ArcMap 10.1*. La construcción de diferentes mapas en dicho *software* se presenta en la sección de resultados.

### **1.5.2. Laboratorio**

Las 16 muestras recolectadas en campo fueron procesadas para análisis de partículas, que incluye la granulometría, componentes y láminas delgadas, y para realizar química de roca total. Dicho trabajo se realizó tanto en el laboratorio de análisis de partículas gruesas y finas como en el laboratorio de petrografía del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, UNAM Campus Morelia. A continuación, se describen los procedimientos efectuados para la realización de los análisis:

*a.- Análisis granulométrico:* este análisis se llevó a cabo en el laboratorio de Análisis de Partículas Gruesas. El método que se utilizó fue el tamizado manual en seco (Fig. 2). Antes del tamizado, se colocó cada una de las muestras en un refractario de vidrio y luego se introdujeron en un horno para secarse durante un día a 60 °C. Después, se obtuvo el peso total de cada una de las muestras en una báscula de precisión y se anotó en un formato diseñado para este fin. Para el tamizado, fueron utilizados 11 tamices con valores equivalentes en  $\phi$  desde -6 hasta 4 (a intervalos de  $1\phi$ ) y el contenedor base ( $>4\phi$ ), por los cuales se filtraron las muestras de acuerdo con su tamaño de partícula. Posterior a esto, la muestra retenida por cada tamiz se pesó nuevamente en una báscula de precisión y se anotó el valor en una tabla para convertir el valor en % retenido. Por otro lado, es importante mencionar que después de tamizar cada una de las muestras, se efectuó la limpieza de cada uno de los tamices con el fin de evitar la contaminación entre muestras. Para la limpieza se utilizó agua, jabón, acetona, papel absorbente, aire comprimido y aguja (en las mallas más finas).

*b.- Componentes:* este análisis se realizó en el laboratorio de Análisis de Partículas Finas. Las muestras analizadas aquí fueron seis, sin embargo, se utilizaron únicamente las fracciones 0 y  $1\phi$  resultantes de la granulometría, por lo cual, un total de 12 muestras fueron analizadas. Primeramente, se cuarteó cada muestra y se tomó un estimado de 500 a 1000 partículas (una o media cucharada) (Fig. 2). Luego, se lavaron las partículas en un vaso de

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco,  
zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

precipitado con agua destilada en el ultrasonido hasta que el agua quedara lo más transparente posible. Después se secaron en el horno a 60 °C durante uno o dos días. El proceso de limpieza fue para mejorar el aspecto visual de las partículas. Mediante el uso del microscopio estereoscópico, una caja Petri y una aguja de disección se llevó a cabo la separación de componentes, teniendo en cuenta el tipo de material: líticos, escoria, y cristales. Finalmente, se hizo el conteo de partículas de cada material.

*c.- Láminas delgadas:* este análisis se efectuó en el laboratorio de Petrografía. Se elaboraron 16 láminas delgadas, correspondientes a cada punto estratigráfico visitado. El procedimiento que se describe a continuación fue realizado para cada una de las 16 muestras. Primero, con ayuda del martillo se eliminaron las partes más alteradas de las rocas, dejando cada roca al tamaño de muestra de mano. Enseguida se cortaron con la máquina de disco para obtener muestras con formas rectangulares de 2.5 x 4.5 cm. Después, se desbastó la superficie de cada muestra con abrasivos *Buehler* de fracciones 240, 400, 600 y 1000  $\mu\text{m}$  en un vidrio hasta que quedaron completamente con una superficie lisa (Fig. 2). Luego, se colocaron cada una de las muestras en un vaso de precipitado con agua destilada y se lavaron en el ultrasonido hasta que el agua quedara lo más transparente posible. Una vez limpia cada una de las muestras, se procedió a secar la superficie lisa en una plancha a 80 °C, y después, se untó la resina adhesiva *UV-LOctite* en la superficie lisa de cada una, y enseguida se colocaron portaobjetos sobre esa superficie, presionando hasta que salieran las burbujas de aire atrapadas en la resina, y luego, se expusieron bajo el sol para secar. Hecho lo anterior, se cortaron los especímenes de roca mediante el uso de la cortadora de disco dejando un espesor de roca adherida al portaobjeto de aproximadamente 2 mm. Las láminas se rebajaron con los abrasivos mencionados en el vidrio corrugado hasta quedar un espesor de 30  $\mu\text{m}$ . Finalmente, se controló cuidadosamente el espesor de desgaste y pulido de la lámina, usando un microscopio petrográfico, observando que los minerales guías, como plagioclasas, tengan sus colores de birrefringencia correspondientes.

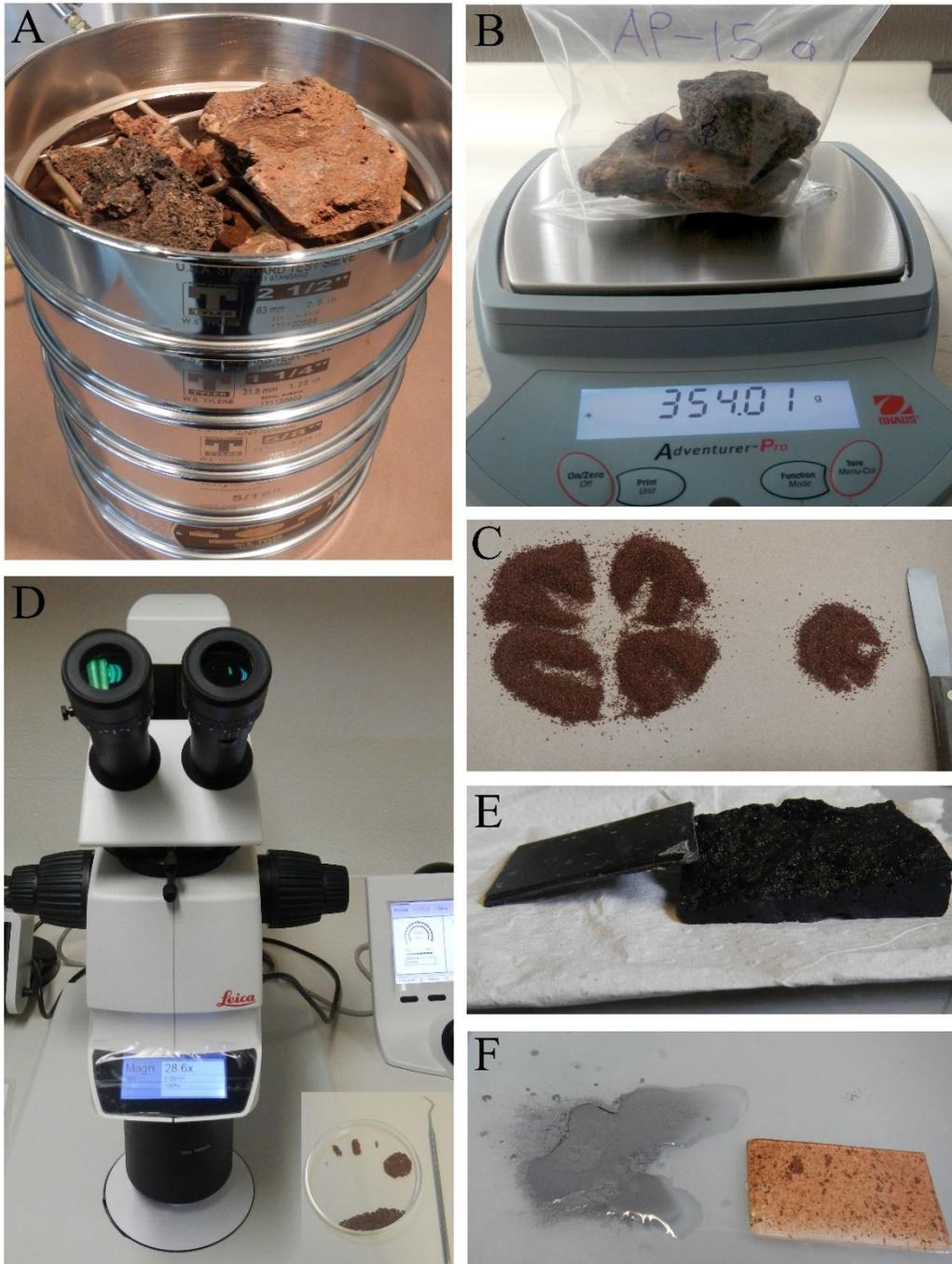
*d.- Geoquímica:* se realizaron análisis geoquímicos de elementos mayores y traza para nueve muestras seleccionadas. El procedimiento para obtener la muestra se realizó en el laboratorio de Análisis de Partículas Gruesas del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, UNAM Campus Morelia y se describe a continuación. La parte más sana de la roca fue triturada con

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco,  
zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

el martillo de geólogo hasta obtener fragmentos de ~2 cm x 2 cm, después se agregaron en un vaso de precipitado hasta pesar 60 gr (medidos en una báscula digital de precisión), luego se lavaron los fragmentos con agua potable en un ultrasonido hasta que el agua quedara lo más transparente posible (para la última lavada se usó agua destilada), y para finalizar el proceso de limpieza las muestras fueron secadas en un horno a 60 °C durante uno o dos días. Una vez secas y frías las muestras, se procedió al pulverizado en la máquina *Herzog*, para lo cual se debe limpiar con acetona el contenedor y sus anillos. Una vez hecho lo anterior, se seleccionaron los fragmentos menos sanos para contaminar el contenedor tres veces y hasta la cuarta vez se guardó la muestra pulverizada. Para los análisis geoquímicos se necesitaron 15 gr de muestra pulverizada. Dicho procedimiento se repitió para cada una de las muestras, limpiando cuidadosamente los anillos y el contenedor con agua, jabón, acetona y aire comprimido.

Los análisis de roca total para determinar la concentración de los elementos mayores fueron realizados a través de la técnica de Fluorescencia de Rayos X, por su parte, la determinación de concentración de elementos traza fue realizada a través del uso de técnicas de espectrometría de masas de emisión de plasma por acoplamiento inductivo (*ICP-MS* por sus siglas en inglés) y el análisis de activación de neutrones instrumentales (*INAA* por sus siglas en inglés) en *Activation Laboratories LTD* en Ancaster, Ontario, Canadá.

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco, zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**



**Figura 2.** Representación fotográfica del procesamiento de las muestras. Análisis granulométrico: a) tamizado manual en seco para la filtración de muestras de acuerdo con su tamaño de partícula, y b) báscula de precisión para obtener el peso de las muestras retenidas en cada tamiz. Componentes: c) cuarteo de muestras y selección de entre 500 a 1000 partículas, y d) separación de los fragmentos de fracciones finas bajo microscopio estereoscópico. Láminas delgadas: e) muestra en bloque de 2.5 x 4.5 cm con su respectivo corte de la lámina colocada en portaobjetos de vidrio, y f) pulido de la lámina con abrasivos hasta un espesor de 30  $\mu\text{m}$ .

## **2.- MARCO TECTÓNICO Y VULCANOLÓGICO**

El área de estudio se encuentra en la parte NE del CVAT, el cual, se ubica en la región oriental de la FVTM (García-Palomo *et al.*, 2002) (Fig. 3). La FVTM es un arco volcánico continental que ha resultado de la subducción de la placa Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana a lo largo de la trinchera Mesoamericana, a una velocidad entre 23 y 64 mm/año (DeMets, 2001; DeMets y Traylen, 2000). La FVTM tiene una edad de formación desde el Mioceno hasta el Holoceno reciente, construyendo así un arco volcánico continental con dirección E-O y situado todo a lo largo del centro de México, desde el estado de Nayarit en su región más occidental hasta el estado de Veracruz en su región más oriental, con una longitud de ~1000 km (Demant, 1982).

Bajo la región de Apan-Tezontepec la tasa de convergencia de la placa de Cocos es de 59-64 mm/año (Ferrari *et al.*, 2012). Aquí, el espesor de la placa Norteamericana varía entre 45 y 50 km (Ferrari *et al.*, 2012). De acuerdo con estudios geofísicos desarrollados por Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996), experimentos del MASE (por sus siglas en inglés *Middle America Subduction Experiment*) realizados por Pérez-Campos *et al.* (2008) y datos compilados por Ferrari *et al.* (2012), la configuración tectónica actual de la placa en subducción indica que la placa de Cocos subduce de manera sub-horizontal a la placa continental hasta donde se ubica el actual frente volcánico, representado por la Sierra Nevada y Sierra Chichinautzin. Aquí la placa subducida se encontraría a una profundidad de ~100 km. Posteriormente, la placa se hunde con un fuerte ángulo (~65°), por lo que el *slab* bajo el CVAT se encontraría a ~300 km de profundidad.

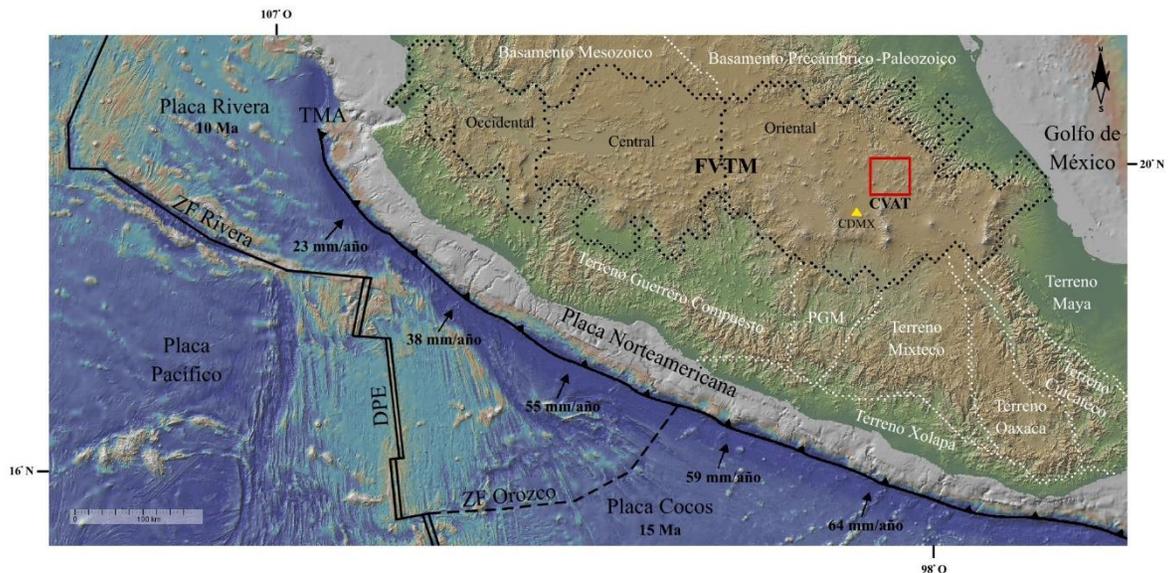
El CVAT está construido sobre el terreno Mixteco de edad Paleozoico Temprano (Ortega, 1978), el cual está constituido de un basamento metamórfico sobreyacido en algunos lugares por sedimentos terrígenos Pensilvánicos deformados (Calderón, 1956; Silva, 1970), y en otros lugares por rocas marinas del Jurásico Inferior medio, las cuales a su vez están sobreyacidas por secuencias sedimentarias marinas del Cretácico (Calderón, 1956).

El terreno Mixteco está yuxtapuesto hacia el este con el terreno Oaxaca de edad Precámbrico con basamento cristalino metamórfico Mesoproterozoico (Fries *et al.*, 1962; Ortega *et al.*, 1977), que es sobreyacido por depósitos terrígenos del Cámbrico Superior-Ordovícico y seguidamente sobreyacidos por sedimentos Carboníferos-Pérmicos (Pantoja-Alor y Robinson, 1967). Sobre las rocas Paleozoicas yacen lechos rojos y calizas del Cretácico medio (Campa y Coney, 1982). Durante el Jurásico, una transgresión marina cubrió la región

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco,  
zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

de Apan y otras partes de México y continuó hasta el Cretácico, tiempo durante el cual fueron depositados grandes espesores de sedimentos marinos calcáreos (García-Palomo *et al.*, 2002).

Durante el Cretácico tardío - Paleógeno temprano, el mar se retiró debido al levantamiento causado por la Orogenia Laramide (Coney, 1989). Este evento orogénico causó levantamiento y desarrolló una discordancia importante entre rocas marinas y continentales (García-Palomo *et al.*, 2002). En la región de Apan la discordancia está representada por un *gap* estratigráfico, reconocido en el sitio del pozo de Texcoco (Oviedo de León, 1970) que se localiza a pocos kilómetros hacia el oeste de la región de Apan. En este pozo, las rocas del Eoceno que forman el conglomerado de Texcoco, que está relacionado con el grupo Balsas (Fries, 1956), sobreyacen a lo largo de una discordancia angular a las rocas calcáreas cretácicas. Después del Eoceno no ocurrió actividad volcánica en la región hasta el Mioceno Medio (García-Palomo *et al.*, 2002).



**Figura 3.** Contexto tectónico regional y tectonoestratigráfico. Mapa tectónico regional de la parte central del territorio mexicano. La línea punteada negra representa la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) con su división en tres sectores, el cuadrado rojo representa el Campo Volcánico Apan-Tezontepec (CVAT), y el triángulo amarillo representa la Ciudad de México (CDMX). En el mapa se observan también los límites de las placas oceánicas del Pacífico, Rivera y Cocos con la edad de la placa en subducción en la Trinchera Meso-Americana (TMA). Las flechas negras indican la dirección y la tasa de convergencia relativa de subducción entre las placas Cocos y Rivera respecto a la placa continental Norteamericana. ZF Rivera: Zona de fractura de Rivera; ZF Orozco: Zona de fractura de Orozco; DPE: Dorsal del Pacífico Este. Las líneas punteadas blancas muestran la distribución de los terrenos tectonoestratigráficos. PGM: Plataforma Guerrero-Morelos.

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco, zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

Las rocas de la región de Apan están afectadas por diferentes sistemas de fallas y fracturas. El área de Apan se localiza dentro de la punta noreste de la zona de cizalla de Tenochtitlán, uno de los sistemas de fallas principales que se extiende desde Petatlán, Guerrero hasta los estados de Tlaxcala e Hidalgo (De Cserna *et al.*, 1988). En la región de Apan el sistema de fallas tiene una tendencia NE, representada por varias zonas de fallas principales: Tizayuca, Texcoco, Tolcayuca (García Palomo *et al.*, 2002), Apan-Tlaloc (Mooser y Ramírez, 1987; Huizar-Álvarez *et al.*, 1997; Campos-Enríquez *et al.*, 2003) y Axaxalpa (De la Cruz-Martínez y Castillo-Hernández, 1986) (Fig. 4). El sistema de fallas Apan-Tlaloc es una discontinuidad principal que divide al CVAT en dos partes contrastantes que difieren en su estilo estructural, vulcanismo y sedimentación. La parte occidental se caracteriza por una topografía regular o lisa, una geometría de *grabens* y *horsts*, afloramientos dispersos de rocas del Mioceno - Plioceno, vulcanismo Cuaternario extenso, rocas menos fracturadas, áreas ampliamente planas, y abanicos aluviales. A diferencia, la parte oriental está caracterizada por montañas en bloque de falla, rotación de bloques, afloramientos abundantes de rocas fracturadas del Mioceno - Plioceno, menos áreas planas, abanicos aluviales, y una mayor concentración de conos cineríticos (García-Palomo *et al.*, 2018). El sistema de fallas Apan-Tlaloc muestra evidencias de que aún continúa activo en algunas localidades, ya que se han encontrado paleosuelos del Holoceno desplazados. Además, el registro sísmico de 1992 y 1996 obtenido en las redes sismológicas operadas por SISMEX y SSN (UNAM) permitió identificar dos *clusters* sísmicos principales; uno alrededor del semi-*graben* de Apan y el otro cerca del poblado de San Antonio Atocha (Apan) (García-Palomo *et al.*, 2018). Varias evidencias como alineamientos de conos de escoria, planos de estriación (*slickensides*), gravimetría, tendencias de fracturas y orientación de estructuras primarias apuntan que las fallas normales tienen una geometría de *grabens* y *horsts*. Los *horsts* son: Chignahuapan, Rosario-Acoculco, Cerro Gordo-Las Navajas y Tolcayuca-Zapotlan. Mientras que los *grabens* son Tlaxco-Chignahuapan, Apan y Tizayuca (García-Palomo *et al.*, 2002; y -2018). Esta geometría estructural resulta de un campo de esfuerzos con un régimen de  $\sigma_3$  orientado hacia el NO y  $\sigma_1$  orientado verticalmente (García-Palomo y Macías, 2000). La dirección del régimen extensional tectónico fue obtenida a través del análisis estadístico de conos de escoria, diques, fracturas de extensión, y la cinemática de las fallas analizada en histogramas de frecuencia (García-Palomo *et al.*, 2018), por lo que la dirección de la extensión en promedio es  $N50^\circ O \pm 7.0^\circ$ , lo que indica una tendencia de extensión homogénea (García-Palomo *et al.*, 2018).

## Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco, zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)

La actividad de dicha deformación ha ocurrido desde el Plioceno temprano y su posible origen apunta a la subducción oblicua de la placa de Cocos debajo del sur de México (García-Palomo *et al.*, 2018), como lo atestigua el vector de convergencia de la placa de Cocos con respecto a la placa Norteamericana (N34°E) (Ego y Ansan, 2002). Esta deformación extensional ha sido expresada a través de las zonas de fallas normales con tendencia NE-SO. Creando una serie de bloques montañosos escalonados reclinados hacia el E y SE, y definiendo las tres principales planicies entre los bloques, sitios donde ha ocurrido sedimentación lacustre y subaérea (por ejemplo, lago de Tecocomulco, García-Palomo *et al.*, 2018; y -2002).



**Figura 4.** Mapa estructural de la región tomado de García-Palomo *et al.* (2018). Las franjas sombreadas representan los horsts. Las líneas negras representan alineamientos y fallas normales. La zona de estudio se sitúa en el semi-graben Apan (SGA), delimitada al oeste por la falla Las Navajas (FN) y al este por la falla Apan-Tlálloc (FAT). Se aprecia la tendencia principal NE-SO en la orientación de las fallas y lineamientos que caracterizan el área de estudio.

### 3.- MORFOLOGÍA

Con el propósito de conocer las diferentes características morfológicas que constituyen a los volcanes monogenéticos de la región, se realizó un análisis del relieve, empleando la topografía digital, modelos digitales de elevación y mapas temáticos (por ejemplo: pendiente, disección vertical y altitudinal). La topografía digital superficial muestra que la región de estudio presenta un relieve predominantemente de planicie hacia las zonas de periferias y en su zona central está constituida de algunas colinas y lomas, con algunas altamente disectadas (Fig. 5). Este relieve presenta elevaciones sobre el nivel del mar que van desde 2,500 m en la zona más baja al sureste con pendientes entre 0 y 6°, hasta 3,060 m en las partes más altas

localizadas en la parte sur-central con pendientes entre 10 y 40° (Fig. 5). El paisaje geomorfológico con elevaciones bajas predominantemente de planicie es resultado del régimen tectónico regional, ya que la región de estudio se encuentra localizada dentro del semi-*graben* de Apan controlado por el sistema de fallas Apan-Tlálloc (Fig. 4). Este desnivel marcado por la caída del bloque del techo hacia el noroeste del semi-*graben* de Apan, ha permitido la formación del lago de Tecocomulco situado en la parte sureste del área de estudio y actúa como una cuenca endorreica conformando un área de 19 km<sup>2</sup>. Mientras que, el relieve asociado a la presencia de colinas y lomerío, está directamente vinculado a la formación de volcanes monogenéticos con morfologías de conos de escoria, volcanes en escudo pequeño, domos de lava y flujos de lava, configurando una meseta de baja altura en la zona central del área de estudio. Vinculado a estas geoformas monogenéticas, se reconocieron al menos 13 centros eruptivos, en los que configuran la presencia de al menos seis domos de lava altamente disectados por la erosión (Tabla 1). Estos domos de lava presentan elevaciones con respecto a la altura circundante dentro de un rango de 190 y 372 m con pendientes que varían entre 6 y 40°. Asimismo, se reconocieron al menos cuatro conos de escoria con alturas dentro de un rango de 52 y 125 m, con una pendiente promedio de sus flancos de 10-30° y diámetro basal de 754 m (Tabla 1). Igualmente, fueron identificados al menos dos volcanes en escudo pequeño moderadamente disectados por la erosión, con pendientes de sus flancos con rangos entre 10 y 40°, caracterizados por una altura máxima promedio de 195 m y diámetro basal entre 1,719 y 1,481 m (Tabla 1). De igual manera, se identificó un complejo de conos de escoria alineados, mostrando pendientes entre 10 y 40° y rangos de elevación máxima con respecto a la altura circundante entre 122 y 128 m (Tabla 1).

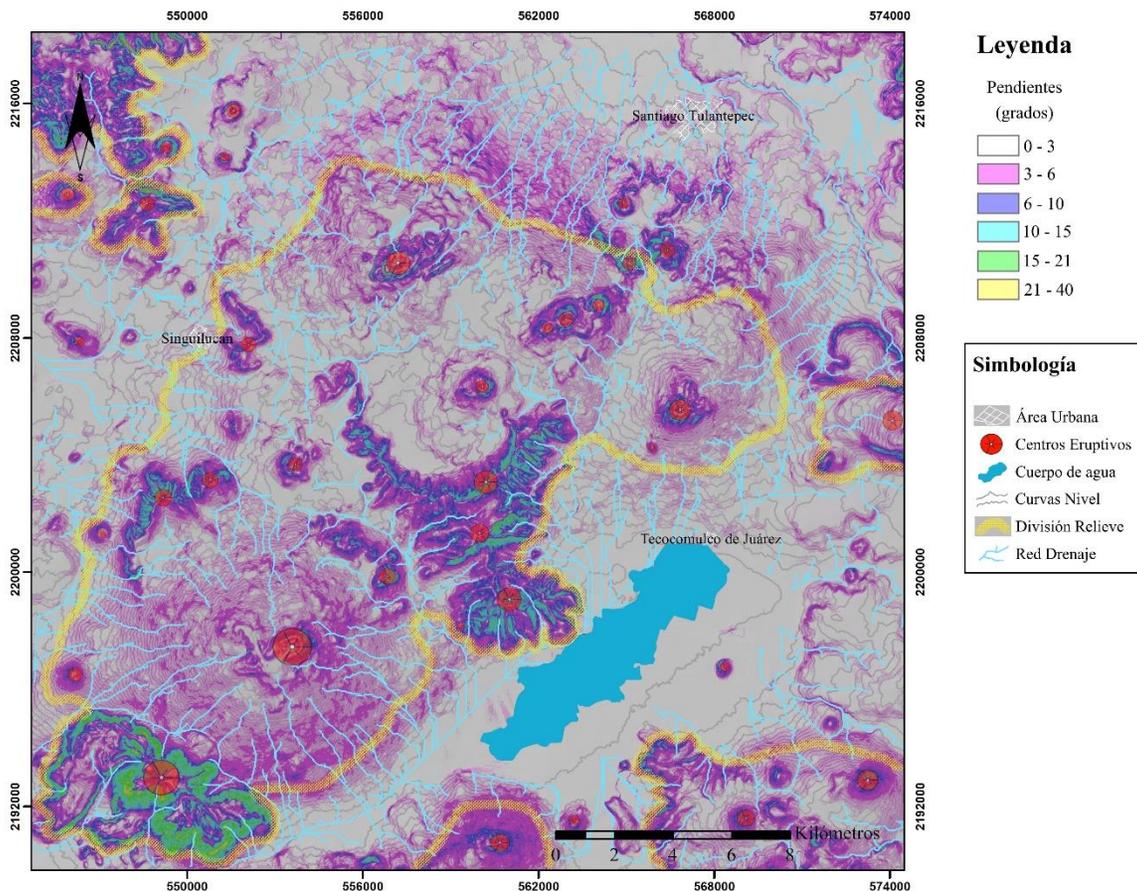
#### **4.- ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA**

##### **4.1.- Basamento local**

El basamento local está conformado principalmente por una secuencia de rocas calizas indiferenciadas de edad Cretácica, que forman parte de la Sierra Madre Oriental y afloran en la región norte, oriente y sur-oriente del área de estudio (Campa y Coney, 1982; García-Palomo *et al.*, 2002; Avellán *et al.*, 2019; y -2020). Estas rocas también fueron reconocidas en perforaciones de pozos realizados por Comisión Federal de Electricidad (CFE), las cuales están conformando el basamento local de la caldera Acoculco (López-Hernández *et al.*, 2009). También se han encontrado como fragmentos accidentales en la ignimbrita Acoculco

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco, zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

(vulcanismo *syn*-caldera; Avellán *et al.*, 2020) y como xenolitos en los depósitos post-caldera Acoculco, así como en depósitos asociados a los conos de escoria y escudos pequeños del CVAT. Según Avellán *et al.* (2019; y -2020), estas rocas se presentan como una gruesa secuencia de calizas con estratificación plano paralela de color gris claro con concreciones de pedernal, y a veces afectadas por fracturas verticales rellenas de calcita debido a la alteración hidrotermal. El espesor de esta secuencia de calizas fue determinado mediante las perforaciones realizadas por CFE, que superan los 1,200 m. Estas rocas en los pozos se presentan con facies asociadas a *skarns* (mármol), debido al metamorfismo provocado por la intrusión de diques aplíticos que se emplazaron en estas secuencias, producto del vulcanismo de la caldera Acoculco (Avellán *et al.*, 2020).



**Figura 5.** Mapa de pendientes del área de estudio. La línea amarilla punteada marca la división del relieve, donde el área dentro de la línea corresponde a colinas y lomeríos que están vinculados a la formación de volcanes monogenéticos configurando una meseta de baja altura. Por su parte, el área fuera de la línea corresponde a planicies que han resultado del régimen extensivo regional. Los círculos rojos representan los volcanes monogenéticos en el área (más de 30). Las líneas continuas azules muestran la red de drenaje con patrones radiales y dendríticos de hasta tercer orden. El polígono azul representa el lago de Tecocomulco que es una cuenca endorreica con un área de 19.3 km<sup>2</sup>.

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco,  
zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

**Tabla 1.** Parámetros morfológicos de los volcanes monogenéticos del vulcanismo miocénico y del CVAT.

Volcán	Localización UTM (14Q)		Alt. Max. (msnm)	Int.θ (grados)	Ext. θ (grados)	Orientación	Dc (m)	Pc (m)	Db (m)	AEV/Db	AEV (m)	Vol. (km <sup>3</sup> )	Área (km <sup>2</sup> )	Morfología
	X (m)	Y(m)												
Coatzetzingo	566833	2205550	2930	2-40°	10-40°	NE-SO	389.77	58	1718.59	0.11	190	2.37	101.79	Escudo pequeño: morfología del cráter moderadamente preservado caracterizado por pendientes moderadamente inclinadas. Flujo de lava como depósito asociado. Ligera erosión por disección del drenaje.
Paila	553578	2197533	3200	0-21°	10-40°	NE-SO	821.91	60	1480.64	0.14	200	7.00	90.90	Escudo pequeño: morfología del cráter moderadamente preservado caracterizado por pendientes moderadamente inclinadas. Flujo de lava como depósito asociado. Moderada erosión por disección del drenaje.
	564095	2209201	2922	0-21°	10-40°	Simétrico	299.66	10	789.28	0.15	122			Cono de escoria: morfología cónica muy bien preservada caracterizado por pendientes muy inclinadas. Flujo de lava como depósito asociado.
San Ignacio	562865	2208765	2998	0-28°	10-40°	Simétrico	458.79	67	1007.74	0.13	128	1.20	42.76	Cono de escoria: morfología cónica moderadamente preservada caracterizado por pendientes moderadamente inclinadas. Flujo de lava como depósito asociado formando un relieve pronunciado en la base.
	562269	2208368	2937	0-21°	10-28°	NE-SO	326.80	22	773.71	0.16	127			Cono de escoria: morfología cónica ligeramente preservada caracterizado por pendientes moderadamente inclinadas. Flujo de lava y balísticos como depósitos asociados cortados por el cono de lava adyacente.
Tío Lolo	559967	2206542	2925	2-21°	10-40°	NO-SE	277.35	28	1227.54	0.10	125	0.23	12.08	Cono de escoria: morfología cónica moderadamente preservada caracterizado por pendientes moderadamente inclinadas. Caída de ceniza, bombas y flujo de lava como depósitos asociados. Ligera erosión (natural y antropogénica).
Viejo	559293	2198208	2715	0-10°	10-28°	NE-SO	103.49	4	610.83	0.19	115	0.01	0.44	Cono de escoria: morfología cónica poco preservada caracterizado por pendientes poco inclinadas. Caída de ceniza y bombas como depósitos asociados. Erosión por deposición del lahar sobre las escorias.
Encinal	565841	2204360	2722	0-10°	10-21°	Simétrico	64.25	-	366.79	0.14	52	0.001	0.12	Cono de escoria: morfología cónica muy poco preservada caracterizado por pendientes muy poco inclinadas. Caída de ceniza y bombas como depósitos asociados. Intensa erosión antropogénica.
Campanario	564928	2212575	2498	6-28°	10-40°	Simétrico	435.68	62	811.48	0.12	98	0.05	1.80	Cono de escoria: morfología cónica moderadamente preservada caracterizado por pendientes moderadamente inclinadas. Caída de ceniza y bombas como depósitos asociados. Moderada erosión (natural y antropogénica).
Agua Azul	559967	2201343	3042	-	6-40°	NE-SO	-	-	-	-	372	0.51	10.77	Domo: morfología dómica bien preservada caracterizada por pendientes muy inclinadas. Flujo de lava como depósito asociado. Los flancos están altamente disectados por el drenaje.
Viejo	560840	2199041	2891	-	6-40°	E-O	-	-	-	-	271	0.62	11.20	Domo: morfología dómica bien preservada caracterizada por pendientes muy inclinadas. Flujo de lava como depósito asociado. Los flancos están altamente disectados por el drenaje.
Peña del Águila	559928	2202772	3062	-	6-40°	-	-	-	-	-	332	0.90	19.17	Complejo de domos: morfología semicircular bien preservada caracterizada por pendientes muy inclinadas. Flujo de lava como depósito asociado. Los flancos están altamente disectados por el drenaje.
Gallo	556276	2200708	2980	-	10-40°	NO-SE	-	-	-	-	190	0.11	4.87	Complejo de domos: morfología dómica bien preservada caracterizada por pendientes moderadamente a muy inclinadas. Flujo de lava como depósito asociado. Ligera erosión por disección del drenaje.
San José	566436	2210829	2731	-	10-40°	NO-SE	-	-	-	-	231	0.09	2.69	Domo: morfología dómica moderadamente preservada caracterizada por pendientes moderadamente a muy inclinadas. Flujo de lava como depósito asociado. Ligera erosión por disección del drenaje.
Altepemila	565008	2210432	2733	-	10-40°	NO-SE	-	-	-	-	293	0.06	3.50	Domo: morfología dómica poco preservada caracterizada por pendientes moderadamente a muy inclinadas. Flujo de lava como depósito asociado. Fuerte erosión por disección del drenaje.

Int. θ: pendiente interna; Ext. θ: pendiente externa; Dc: diámetro cráter; Pc: profundidad cráter; Db: diámetro basal; AEV: altura edificio volcánico; Vol.: volumen.

Sobreyaciendo a estas rocas se encuentran una secuencia de flujos lava, conocidas como *plateau* basáltico Zacatlán (Avellán *et al.*, 2020), debido a que el poblado con el mismo nombre se encuentra asentado sobre estas rocas. Estos flujos de lava se encuentran distribuidos al noreste, oriente y sureste de la región.

Es común encontrar aflorando estas rocas cubriendo las calizas del Cretácico en el poblado Chignahuapan. Muchos fragmentos de enclaves se han reconocido dentro de los depósitos de conos de escoria y volcanes en escudo pequeño pertenecientes al CVAT (Avellán *et al.*, 2020). Es típico de estas rocas encontrarse con estructura columnar, diaclasada verticalmente, y estructuras en capa de cebolla a causa de la meteorización esferoidal (Avellán *et al.*, 2020). La edad de estas rocas es desconocida, pero podrían ser más viejas que 10 Ma (García-Palomo *et al.*, 2002; Avellán *et al.*, 2020). Estas rocas son de color gris oscuro y textura afanítica al observarla en roca fresca, en cambio, al encontrarse facies meteorizadas presenta textura con pigmentos rojos debido a la presencia de iddingsita, producto de la alteración de fenocristales de olivino (Avellán *et al.* 2020). Cubriendo a estas rocas se encuentran dos periodos eruptivos que dieron lugar a la formación de varios complejos de domos de lava con edades entre 13 a 10 Ma, y 4 a 3 Ma (Avellán *et al.*, 2020). Estos dos periodos eruptivos de domos de lava fueron predominantemente de composición dacítica a andesítica. Las rocas del periodo Miocénico afloran al sureste de la región, mientras que las rocas del periodo Pliocénico afloran al sur y noreste del área de estudio. Cabe mencionar que estas unidades que conforman al basamento local no son parte de este trabajo, por lo que no se encuentran plasmadas en el mapa geológico realizado en este estudio.

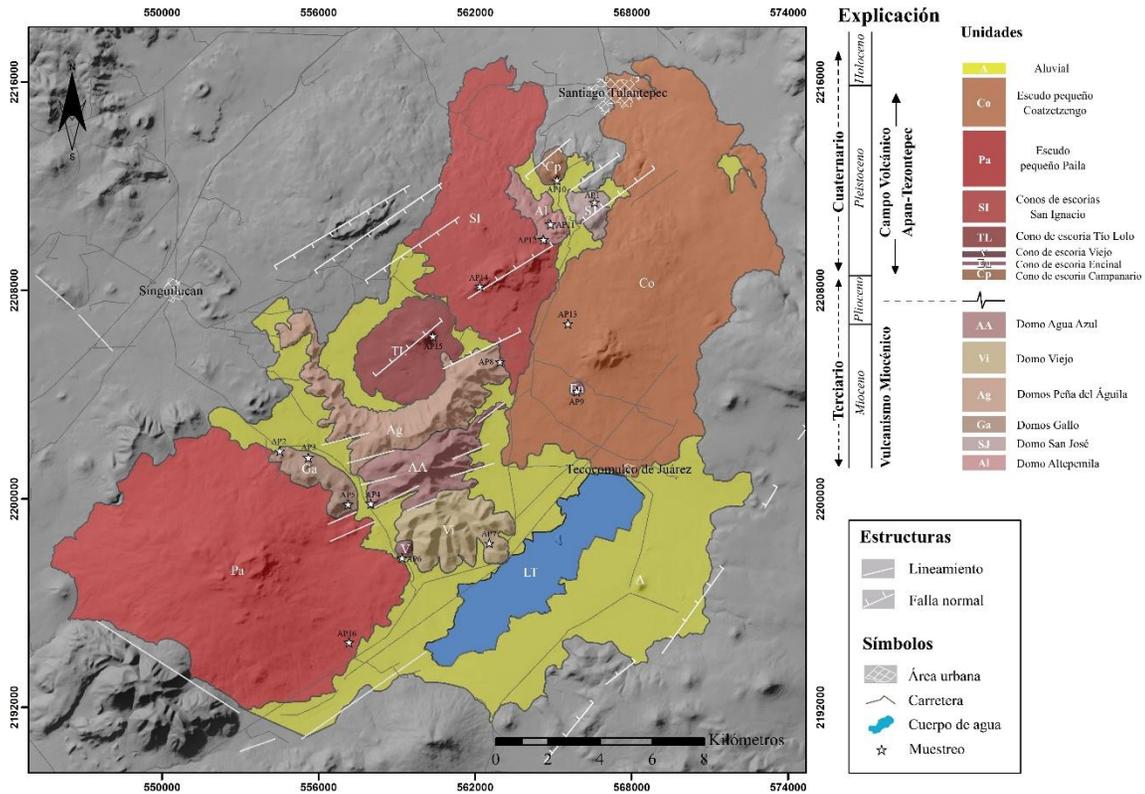
## **4.2.- Vulcanismo Miocénico**

### **4.2.1.- Altepemila (Al)**

La unidad Altepemila está localizada a 5.5 km al suroeste del poblado Santiago Tulantepec con una elevación de 2,733 m sobre el nivel del mar (snm) y es considerada como la unidad volcánica más antigua de los centros eruptivos estudiados en este trabajo (Fig. 6). La unidad *Al* presenta una morfología de domo de lava que cubre un área de 3.5 km<sup>2</sup> y alcanza una altura de 293 m con respecto a la altura del terreno circundante. Altepemila se encuentra subyaciendo a los conos de escoria San Ignacio. En el flanco norte del domo aflora con una estructura masiva con facies de autobrecha con morfología en bloques (Fig. 7A). Estos

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco, zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

bloques son de color gris oscuro, textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno (Fig. 7B). La erupción asociada a esta unidad emitió un volumen mínimo de 0.06 km<sup>3</sup>.



**Figura 6.** Mapa geológico simplificado de la zona de estudio. En la parte superior derecha se muestran las unidades delimitadas y su cronología. Las estrellas blancas indican los puntos de muestreo de este estudio.

**4.2.2.- San José (SJ)**

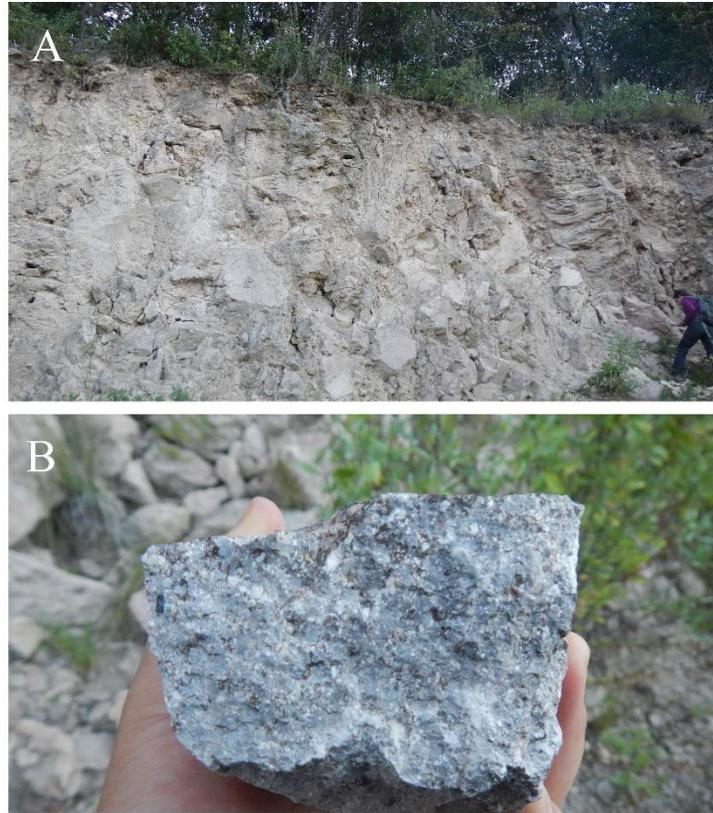
El volcán San José se ubica a 4.3 km al sur del poblado Santiago Tulantepec y tiene una elevación de 2,731 m (snm) (Fig. 6). Es un volcán con morfología en domo de lava que cubre un área de 2.7 km<sup>2</sup> y alcanza una elevación de 231 m respecto a la altura de la superficie del terreno circundante. El domo San José yace estratigráficamente por debajo de la unidad escudo pequeño Coatzetzengo. Un afloramiento expuesto en una cantera ubicada en el flanco norte del domo de lava, presenta una estructura masiva y bandeamiento con facies de autobrecha de bloques angulares (Fig. 8A). Los bloques de esta unidad son de color gris a rojizo y textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y anfíbol (Fig. 8B). Los flujos de

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco, zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

lava de este domo San José tienen una composición dacítica. El volumen emitido por esta erupción se calculó en 0.09 km<sup>3</sup>.



**Figura 7.** A) Afloramiento en cañada-brecha de los bloques *in situ* del domo Altepemila (Al). B) Muestra de mano con tamaño de grano fino y textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno.



**Figura 8.** A) Afloramiento en cantera de la autobrecha del domo San José (SJ). B) Muestra de mano con tamaño de grano medio y textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa y anfíbol.

#### **4.2.3.- Gallo (Ga)**

La unidad *Ga* está conformada por un complejo de domos, los cuales se encuentran situados a 9.5 km al sureste del poblado de Singuilucan y tienen una elevación de 2,980 m (snm) (Fig. 6). Estos domos cubren un área de 4.9 km<sup>2</sup> y alcanzan una elevación máxima de hasta 190 m con respecto a la altura del terreno circundante. Esta unidad volcánica yace estratigráficamente por debajo de la unidad escudo pequeño Paila. Varios cortes estratigráficos en las laderas norte y oriental, indican que la unidad Gallo presenta una estructura masiva y facies de autobrecha de bloques angulares (Fig. 9B). La roca es de color

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco, zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

gris y tiene una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno. En esta roca se reconocen fragmentos de enclaves con textura fanerítica de grano fino y fenocristales de cuarzo, feldespato y anfíbol (Fig. 9C). Así mismo, en la roca se reconocieron algunos xenocristales de anfíbol con bordes opacíticos con un tamaño de hasta 2 cm. El volumen determinado para esta unidad es de hasta 0.11 km<sup>3</sup>.



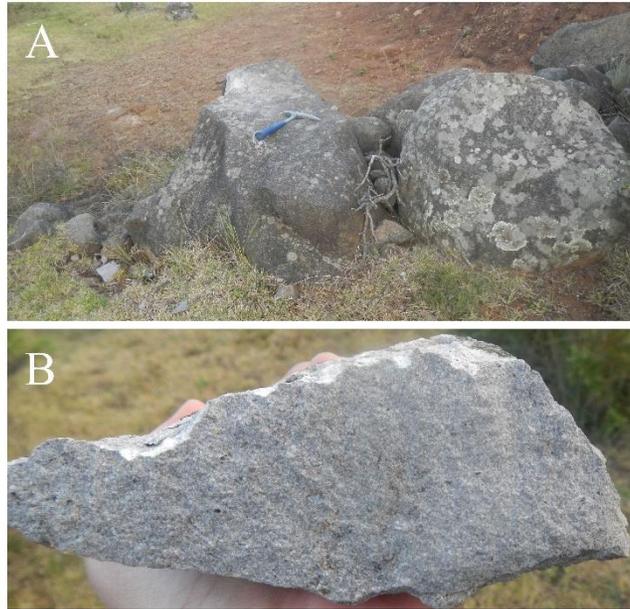
**Figura 9.** A) Complejo de domos Gallo (Ga) visto desde el domo Agua Azul, donde se observa claramente su morfología. B) Afloramiento en ladera de la autobrecha de uno de los domos (sitio AP-2). C) Muestra de mano (sitio AP-5) con tamaño de grano fino, color rosa por la alteración de plagioclasas, textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno, y se observa también un enclave con textura fanerítica y fenocristales de cuarzo, feldespato y anfíbol.

#### **4.2.4.- Peña del Águila (Ag)**

La unidad Peña del Águila corresponde con un complejo de domos de lava que se localizan a 6.3 km al noroeste del poblado Tecocomulco de Juárez y tienen una elevación de 3,062 m (snm) (Fig. 6). Este complejo de domos de lava cubre un área de 19.2 km<sup>2</sup> y llega a alcanzar una altura de hasta 332 m con respecto a la altura del terreno circundante. La unidad Ag se

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco, zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

encuentra parcialmente sobreyacida por la unidad de domo Agua Azul. Un corte estratigráfico en el flanco oriental muestra que esta unidad tiene una estructura masiva y facies de autobrecha de bloques angulares (Fig. 10A). Las rocas son de color gris y presentan una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno (Fig. 10B). El volumen determinado para esta erupción es de hasta 0.90 km<sup>3</sup>.



**Figura 10.** A) Afloramiento en ladera en el flanco oriental de la autobrecha del complejo de domos Peña del Águila (Ag). B) Muestra de mano con tamaño de grano fino y textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno.

#### **4.2.5.- Viejo (Vi)**

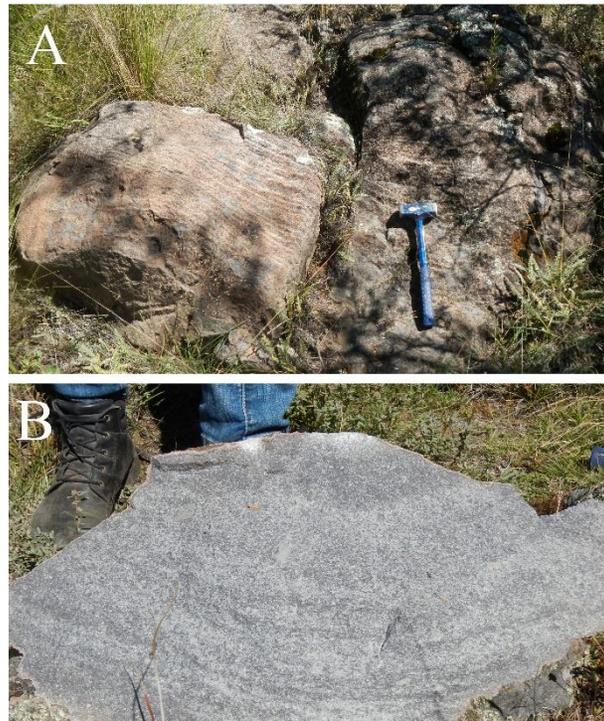
La unidad *Vi* está conformada por un domo de lava que alcanza una altura de 2,891 m (snm) y se localiza a 5.8 km al suroeste del poblado Tecocomulco de Juárez (Fig. 6). Esta unidad cubre un área mínima de 11.2 km<sup>2</sup> y alcanza una altura de 271 m con respecto a la altura de la superficie del terreno circundante. Viejo se encuentra yaciendo estratigráficamente por debajo de la unidad Agua Azul. Un afloramiento en su ladera suroeste muestra que es un depósito masivo con rocas de color gris y textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno (Fig. 11A y B). Dentro de la estructura de esta roca se reconocieron enclaves de roca volcánica con textura porfirítica y fenocristales de anfíbol y plagioclasa. El volumen determinado refleja que esta unidad llegó a emitir hasta 0.62 km<sup>3</sup>.

#### **4.2.6.- Agua Azul (AA)**

El volcán Agua Azul presenta una morfología de domo de lava y se encuentra ubicado a 9.9 km al oeste del poblado Tecocomulco de Juárez con una elevación de 3,042 m (snm) (Fig. 6). Este domo de lava cubre un área de hasta 10.8 km<sup>2</sup> y alcanza una altura de 372 m con respecto a la altura de la superficie del terreno circundante. Esta unidad sobreyace estratigráficamente a las unidades de domos de lava Peña del Águila y Viejo. En su ladera suroeste se encuentra aflorando con estructura masiva y entabladura con facies de bloques angulares (Fig. 12A). Esta roca es de color gris y presenta una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y clinopiroxeno (Fig. 12B). Las rocas de esta unidad contienen enclaves de color verdoso y textura afanítica con fenocristales de plagioclasa. También es común la presencia de xenocristales de anfíbol con borde opacítico. El volumen emitido por esta erupción se calculó hasta un valor de 0.5 km<sup>3</sup>.



**Figura 11.** A) Afloramiento en peña del depósito masivo del domo Viejo (Vi). B) Muestra de mano con tamaño de grano medio y textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno.



**Figura 12.** A) Afloramiento en ladera con entabladura de bloques angulares del domo Agua Azul (AA). B) Muestra de mano con tamaño de grano fino, textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y clinopiroxeno, contiene enclaves de color verdoso y textura afanítica con fenocristales de plagioclasa, y también contiene xenocristales de anfíbol con borde opacítico.

### 4.3.- Vulcanismo Pleistocénico

#### 4.3.1.- Campanario (Cp)

El cono de escoria Campanario está localizado a 3.7 km al suroeste del poblado Santiago Tulantepec y tiene una elevación de 2,498 m (snm) (Fig. 6). Este volcán cubre un área de 1.8 km<sup>2</sup> y tiene una elevación de 98 m con respecto a la altura del terreno circundante. La unidad Campanario está estratigráficamente subyaciendo a las unidades San Ignacio y sobreyaciendo a la unidad Altepemila. Un corte estratigráfico en su flanco sureste caracteriza a este cono con una estructura de estratificación difusa, intercalada por lentes de segregación granular y la presencia de bombas aglutinadas. En el corte se resalta que existe un cambio vertical en la estructura del depósito, constituido por dos porciones (Fig. 13A). La porción inferior exhibe una gradación múltiple inversa de fracciones tamaño lapilli fino a lapilli grueso de escorias y bombas. El techo de esta porción inferior presenta una superficie irregular erosiva y sobreyacida por una capa masiva constituida por lapilli fino de escorias subredondeadas a redondeadas y laminar. La porción superior es masiva, moderadamente bien seleccionada, conformada por fracciones tamaño lapilli fino de escoria, clasto soportada y una baja proporción de bloques balísticos de un 2% en su nivel inferior, que se enriquece con la presencia de bloques balísticos en su nivel superior hasta 5 a 10%. Las bombas juveniles presentan una textura afanítica con fenocristales de grano fino de olivino y xenocristales de cuarzo y anfíbol (Fig. 13B). Para este edificio volcánico se determinó un volumen mínimo de 0.05 km<sup>3</sup>.



**Figura 13.** A) Afloramiento en cantera del depósito del cono de escoria Campanario (Cp). En el lado izquierdo de la fotografía se observa estratificación con gradación múltiple inversa de escorias y bombas, y en el lado derecho se observa una porción masiva, moderadamente bien seleccionada, clasto soportada con escoria y

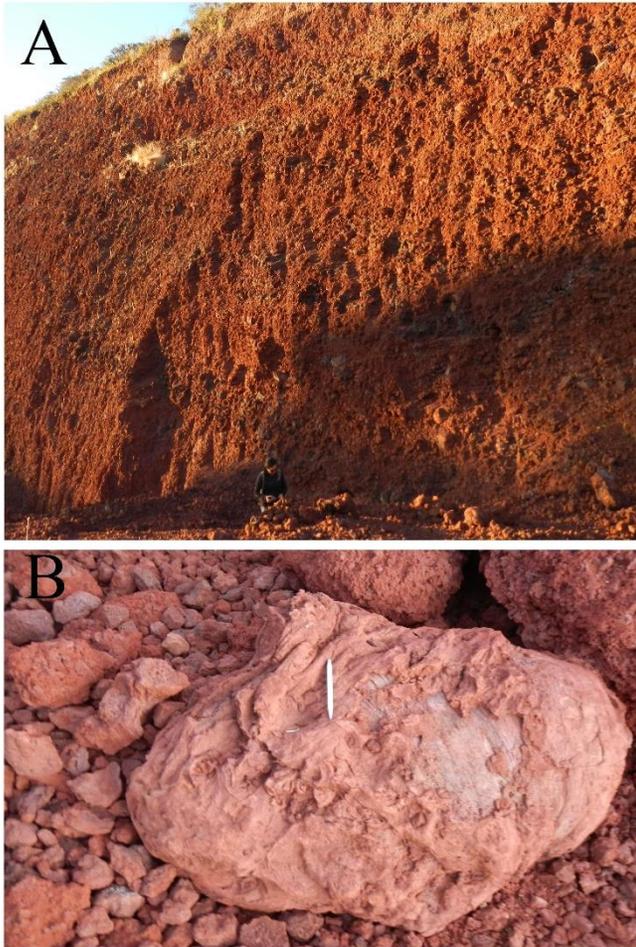
bloques balísticos. B) Bombas juveniles con textura afanítica, con fenocristales de olivino, y con xenocristales de cuarzo y anfíbol.

#### **4.3.2.- Encinal (En)**

Este volcán se sitúa a 3.6 km al noroeste del poblado Tecocomulco de Juárez y tiene una elevación de 2,722 m (snm). La morfología de este volcán corresponde a un cono de escoria que cubre un área de 0.12 km<sup>2</sup> y alcanza una altura máxima de 52 m con respecto a la altura de la superficie del terreno circundante (Fig. 6). Estratigráficamente, este volcán está subyaciendo al volcán escudo pequeño Coatzetzengo. Un afloramiento en su flanco sur revela que este volcán presenta una estratificación difusa y se reconocen al menos tres diferentes facies desde la base a la cima (Fig. 14A). La porción inferior presenta una estructura masiva, clasto soportada, fracciones granulares moderadamente bien seleccionadas de tamaño lapilli y un 3% de bloques angulares. La porción media es también masiva pero enriquecida con fragmentos de bloques balísticos de lava coherente y escoria tamaño lapilli gruesa. La porción superior consta de una estructura de estratificación difusa, con lentes granulares de segregación y bombas aglutinadas (Fig. 14B). La roca es de color negro con textura afanítica vesicular. El volumen emitido calculado para esta erupción es de 0.0012 km<sup>3</sup>.

#### **4.3.3.- Viejo (V)**

El cono de escoria Viejo está ubicado a 9.2 km al suroeste del poblado Tecocomulco de Juárez con una elevación de 2,715 m (snm) (Fig. 6). Este cono de escoria abarca un área de 0.44 km<sup>2</sup> y alcanza una altura de 115 m sobre la superficie del terreno circundante. Yace estratigráficamente por encima de la unidad de domo de lava Viejo. En un corte estratigráfico situado en su flanco sur muestra una estratificación plano paralela, clasto-soportada y se reconocen al menos dos facies desde la base al techo. La porción inferior es plano paralela con interestratificación dada por el cambio granular intermitente entre fracciones tamaño lapilli medio a fino y ceniza gruesa de escorias (Fig. 15B). La porción superior es predominantemente masiva, moderadamente a bien seleccionada de fracciones tamaño lapilli fino de escorias (Fig. 15A). El techo de esta porción superior es de superficie irregular y se encuentra cubierta por una capa enriquecida en fracciones limo-arcillosas, endurecida y color marrón a amarillento. La roca juvenil es de color negro afanítica con fenocristales de olivino y xenocristales de cuarzo. Se calculó un volumen mínimo de 0.01 km<sup>3</sup> para esta unidad.



**Figura 14.** A) Afloramiento en cantera del depósito del cono de escoria Encinal (En). En la fotografía se observa la porción superior del depósito con estratificación difusa de escoria y lentes granulares de segregación y bombas aglutinadas. B) Fragmentos de escoria vesicular y bomba con textura afanítica y vesicular.



**Figura 15.** A) Afloramiento en corte de pared del depósito del cono de escoria Viejo (V). Se observa la porción superior masiva, con fragmentos de escorias bien seleccionados. El techo de esta porción es de superficie irregular, endurecida y de color amarillo-marrón. B) Porción inferior con estratificación plano paralela de escoria tamaño lapilli y ceniza.

#### **4.3.4.- Tío Lolo (TL)**

La unidad Tío Lolo se encuentra a 10.3 km al este del poblado Singuilucan y tiene una elevación de 2,925 m (snm) (Fig. 6). Esta unidad corresponde a un cono de escoria que abarca un área de 12 km<sup>2</sup> y alcanza una elevación de 125 m con respecto a la altura del terreno circundante. La unidad *TL* se encuentra estratigráficamente sobreyaciendo al complejo de domo de lava Peña del Águila. En su flanco oriental hay un afloramiento con características que presentan una estratificación con gradación múltiple inversa con al menos dos diferentes facies que cambian de la base al techo (Fig. 16). En la porción inferior la estratificación es

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco, zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

ondulada, constituida por fracciones tamaño lapilli grueso de escorias que cambia gradualmente a fracciones más finas tamaño lapilli fina con bombas aglutinadas. La porción superior es dominada por fracciones finas tamaño lapilli fino de escorias y bombas aglutinadas. La roca es de color negro, vesicular, porfirítica con fenocristales de olivino y plagioclasa. El depósito presenta componentes accidentales de bloques de color amarillento y cristales sueltos de cuarzo. El volumen calculado para este cono de escoria es de 0.23 km<sup>3</sup>.



**Figura 16.** Afloramiento en cantera del depósito del cono de escoria Tío Lolo (TL). En la porción inferior la estratificación es ondulada con gradación múltiple inversa de escorias y bombas aglutinadas. La porción superior consta de capas finas de escoria que soportan bombas aglutinadas. También se observan bloques accidentales.

#### **4.3.5.- San Ignacio (SI)**

La unidad San Ignacio es un complejo de conos de escoria localizados a 7.6 km al suroeste del poblado Santiago Tulantepec y tienen una elevación de hasta 2,998 m (snm) (Fig. 6). Este complejo de conos de escoria cubre un área total de 43 km<sup>2</sup> y alcanza una altura máxima de 128 m con respecto a la altura del terreno circundante. Este complejo de conos de escoria, se encuentra sobreyaciendo a la unidad Altepemila. Un corte estratigráfico en su flanco sur refleja que estos conos de escoria presentan una estructura masiva de color gris oscuro, textura porfirítica a vesicular y fenocristales de olivino iddingzitizados, plagioclasas y piroxenos (Fig. 17.1). Asociados a este depósito se encontraron facies de autobrecha como

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco,  
zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

bloques con textura porfirítica y fenocristales de olivino y cuarzo como xenocristales (Fig. 17.2). El volumen determinado para esta erupción es de 1.2 km<sup>3</sup>.



**Figura 17.1.** A) Continuación de los conos de escoria San Ignacio (SI) donde se aprecia su morfología. B) Afloramiento en brecha de los bloques *in situ* (sitio AP-12). C) Muestra de mano con tamaño de grano fino y textura porfirítica vesicular con fenocristales de olivino iddingitizados, plagioclasas y piroxenos.



**Figura 17.2.** A) Conos de escoria San Ignacio (SI) vistos desde el escudo pequeño Coatzetzingo donde se observa su morfología. B) Afloramiento en ladera de los bloques de balísticos enterrados (sitio AP-14). C) Muestra de mano con tamaño de grano fino y textura porfirítica con fenocristales de olivino y cuarzo como xenocristales.

#### **4.3.6.- Paila (Pa)**

La unidad Paila es un volcán con morfología en escudo pequeño situado a 12.5 km al suroeste del poblado Tecocomulco de Juárez con una elevación de 3,200 m (snm) (Fig. 6). Este volcán en escudo abarca un área de 91 km<sup>2</sup> y alcanza una altura de 200 m con respecto a la altura

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco,  
zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

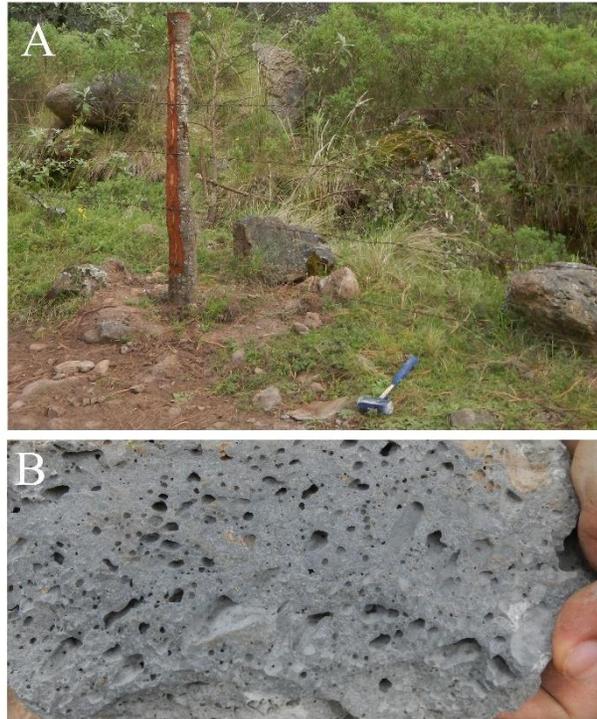
del terreno circundante. Paila se encuentra estratigráficamente sobreyaciendo al complejo de domos Gallo. En un afloramiento en su flanco sureste se presenta como un depósito con estructura masiva con facies de autobrecha de bloques sueltos con textura vesicular (Fig. 18A). La roca es de color gris oscuro y presenta una textura porfirítica con fenocristales de olivino, plagioclasa y piroxeno (Fig. 18B). La erupción que originó este volcán alcanzó un volumen mínimo emitido de hasta 7 km<sup>3</sup>.



**Figura 18.** A) Afloramiento en río intermitente de los bloques in situ del escudo pequeño Paila (Pa). B) Muestra de mano con tamaño de grano fino y textura porfirítica vesicular con fenocristales de olivino, plagioclasa y piroxeno.

#### **4.3.7.- Coatzetzingo (Co)**

La unidad Coatzetzingo corresponde a un volcán con morfología en escudo pequeño que se encuentra localizado a 6 km al noroeste del poblado Tecocomulco de Juárez y tiene una elevación de 2,930 m (snm) (Fig. 6). Este volcán en escudo pequeño cubre un área de 101.8 km<sup>2</sup> y alcanza una altura de 190 m con respecto a la altura del terreno circundante. *Co* corresponde a la unidad más joven estudiada en este trabajo. Se encuentra estratigráficamente sobreyaciendo a la unidad San Ignacio y sobreyaciendo a la unidad San José. Un afloramiento en su flanco noroeste revela que este está construido completamente por flujos de lava con estructura masiva y facies de autobrecha en bloques angulares (Fig. 19A). La roca presenta una coloración gris oscura y textura porfirítica con fenocristales de olivino y piroxeno (Fig. 19B). La erupción que formó a este volcán emitió un volumen mínimo de hasta 2.4 km<sup>3</sup>.



**Figura 19.** A) Afloramiento en camino de terracería de la autobrecha del escudo pequeño Coatzetzengo (Co). B) Muestra de mano con tamaño de grano fino y textura porfírica vesicular con fenocristales de olivino y piroxeno.

## **5.- ANÁLISIS DE PARTÍCULAS**

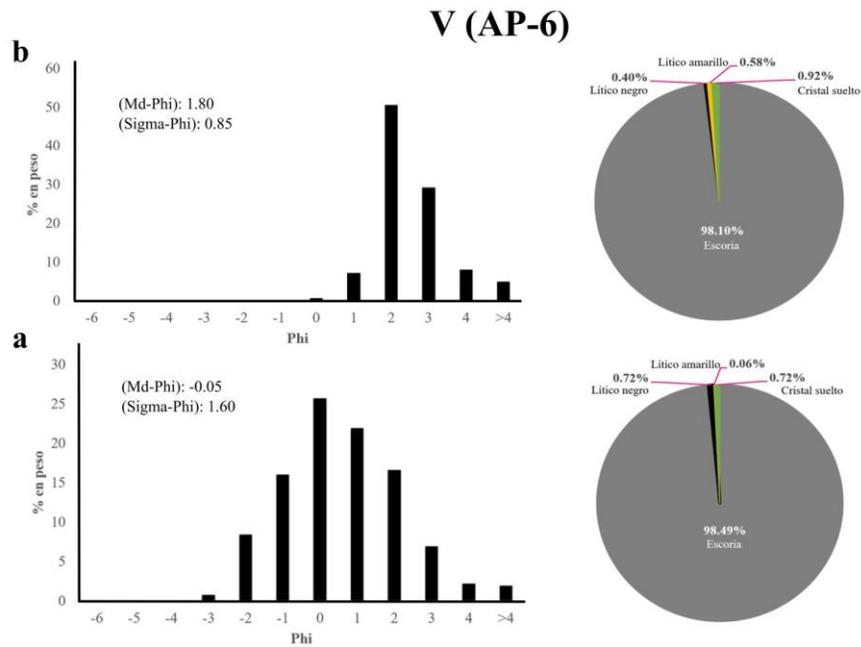
### **5.1.- Granulometría**

El análisis granulométrico se realizó en tres de los conos de escoria estudiados en este trabajo (secciones AP6, AP10 y AP15; Fig. 6). Se colectó una muestra por cada volcán en el nivel inferior y otra en el nivel superior de cada uno, en las facies proximales para analizar la variación vertical de cada uno. Los resultados adquiridos del análisis granulométrico de partículas gruesas mediante el tamizado en seco, reflejan que cada uno de los depósitos en general tiene una distribución unimodal.

La sección AP6, corresponde al cono de escoria Viejo, y ambos análisis reflejan un histograma de tipo unimodal con una moda que cambia en su porción inferior con un valor de 0 phi y su porción superior a 2 phi (Fig. 20). En cambio, la sección AP10 que concuerda con el cono de escoria Campanario muestra que el comportamiento de las partículas es unimodal tanto en su base como en su porción superior; con una moda en su porción basal de valor de -5 phi y cambia en su porción superior a un valor de -2 phi (Fig. 21). Por otra

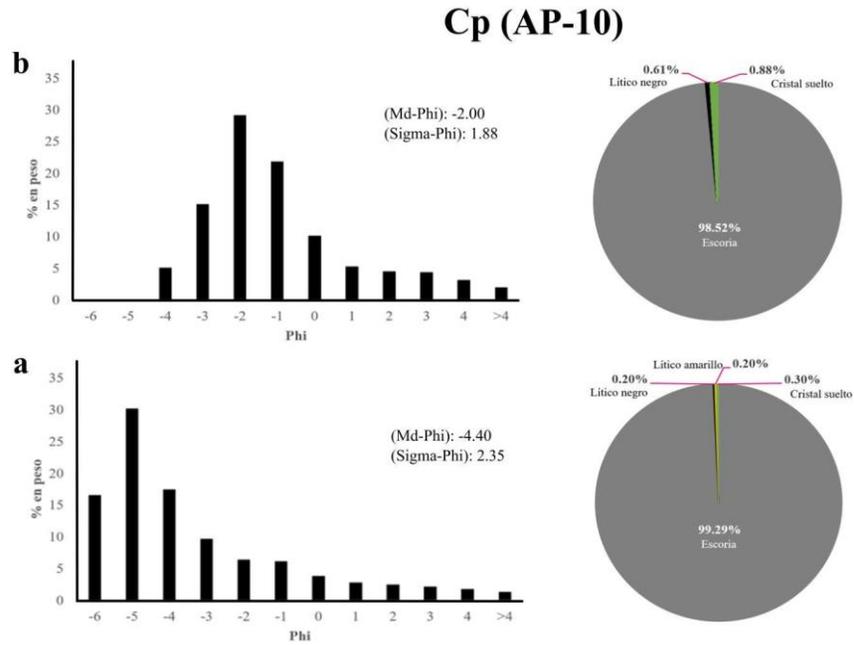
**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco, zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

parte, la sección AP15, que refiere al cono de escoria Tío Lolo presenta un comportamiento que cambia en su porción inferior es tipo unimodal y en su porción superior cambia a un comportamiento bimodal. La moda en su porción inferior es equivalente a -5 phi y en su porción superior con valores de -4 y -2 phi (Fig. 22). El comportamiento en los valores de tipo modal para el volcán Viejo (sección AP6) refleja un dominio en partículas tamaño ceniza fina con respecto a los volcanes Campanario (sección AP10) y Tío Lolo (sección AP15).

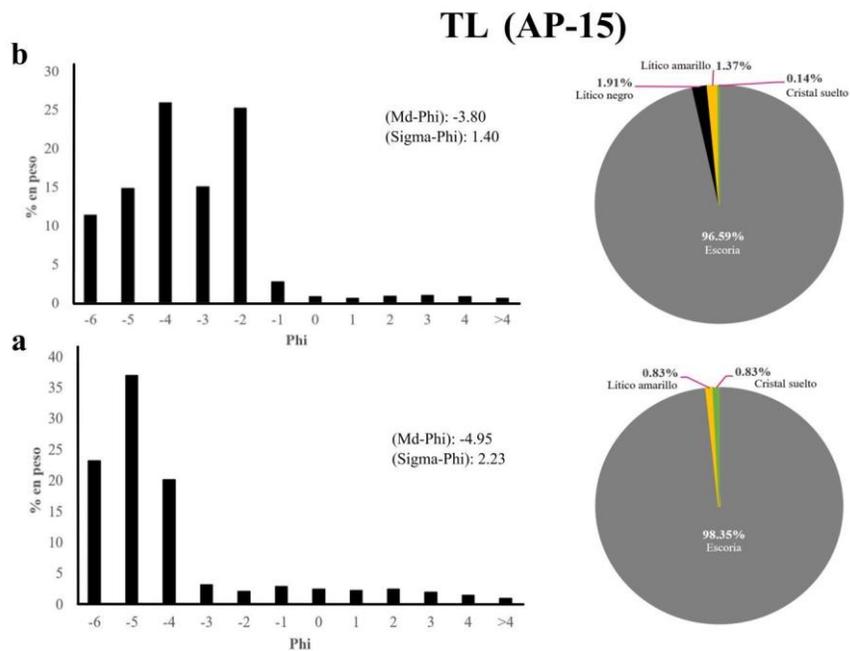


**Figura 20.** Análisis granulométrico y componentes del cono de escoria Viejo (V). a) Nivel inferior. b) Nivel superior. Histogramas que muestran la distribución granulométrica. Md: moda. Sigma: desviación estándar. Gráficos circulares que muestran el porcentaje de cada componente.

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco, zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**



**Figura 21.** Análisis granulométrico y componentes del cono de escoria Campanario (Cp). a) Nivel inferior. b) Nivel superior. Histogramas que muestran la distribución granulométrica. Md: moda. Sigma: desviación estándar. Gráficos circulares que muestran el porcentaje de cada componente.



**Figura 22.** Análisis granulométrico y componentes del cono de escoria Tío Lolo (TL). a) Nivel inferior. b) Nivel superior. Histogramas que muestran la distribución granulométrica. Md: moda. Sigma: desviación estándar. Gráficos circulares que muestran el porcentaje de cada componente.

## **5.2.- Componentes**

El análisis de componentes se llevó a cabo en las seis muestras, a las que se analizó mediante el tamizado en seco. Sin embargo, solo se analizaron las fracciones retenidas en las mallas de 0 y 1 phi de cada muestra colectada por cada volcán. Como resultado de este análisis se logró determinar que el cono de escoria Viejo está constituido predominantemente por fragmentos de escorias hasta 98.3 vol.%, seguido de líticos accidentales amarillentos con 0.3 vol.%, líticos accidentales negros con 0.6 vol.% y cristales sueltos con un 0.8 vol.% (Fig. 20). Por su parte el cono de escoria Campanario está conformado principalmente por escorias como material juvenil con un 98.9 vol.%, seguido de líticos accidentales negros con 0.4 vol.%, líticos accidentales amarillentos con 0.1 vol.% y cristales sueltos con 0.5 vol.% (Fig. 21). Mientras el cono de escoria Tío Lolo, está hecho en gran parte por escoria como fracción juvenil con un 97.4 vol.%, líticos accidentales negros con 1 vol. %, seguido de líticos accidentales amarillentos con un 1.1 vol.% y cristales sueltos con un 0.5 vol.% (Fig. 22).

## **6.- PETROGRAFÍA**

Para reconocer las fases minerales y texturas de las rocas que conforman a cada uno de los volcanes, fueron analizados un total de 16 muestras de fragmentos de lava coherente, una muestra por cada unidad volcánica reconocida en este trabajo. Con base en las características de los depósitos que constituyen a cada uno de estos volcanes, y el análisis petrográfico independiente de las rocas que los conforman, se determinó que hay dos grupos de rocas que presentan una paragénesis similar, por lo que a continuación se describen de manera general como unidades del Mioceno y Pleistoceno.

Las rocas del Mioceno en muestra de mano son de color gris a rojo de textura predominantemente porfirítica con tamaño de fenocristales que van desde 0.1 a 0.4 cm. Bajo los objetivos del microscopio, se puede reconocer en estas rocas texturas hipocristalina, subtraquítica, glomeroporfirítica e hipidiomórfica. Tienen un porcentaje de fenocristales entre 22 y 45 vol.% y una matriz promedio de 66 vol.% (Tabla 2). Dichas rocas están formadas por fases minerales de plagioclasa (13.6 - 28.7 vol.%), piroxeno (1.9 - 8.5 vol.%), olivino (1.5 - 3.5 vol.%) y óxidos de Fe-Ti (0.7 - 1.8 vol.%) como fenocristales (Fig. 23). Los fenocristales de plagioclasa se caracterizan por ser tabulares de maclado polisintético y de Carlsbad, con formas subhedrales a anhedrales, moderadamente fracturadas, y algunas se

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco,  
zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

encuentran zonadas. Mientras los fenocristales de piroxeno se encuentran moderadamente fracturados con formas euhedrales a subhedrales. Algunos exhiben bordes de reacción, y otros son oikocristales que hospedan pequeños cristales de anfíbol. La fase mineral que corresponde a olivinos tiende a ser moderadamente fracturada con formas subhedrales a anhedrales, y algunos exhiben borde opacítico.



**Figura 23.** Fotografías a través del microscopio petrográfico de las unidades del Mioceno. A) Lava del domo Altepemila presenta una textura glomeroporfídica con cristales de anfíbol y zonamiento en plagioclasa. B) Lava de los domos Gallo muestra textura porfídica con anfíboles opacíticos y olivino con borde opacítico, las plagioclasas muestran textura en tamiz. C) Lava de los domos Peña del Águila con oikocristales de piroxeno euhedrales-subhedrales hospedando pequeños cristales de anfíbol. D) Lava del domo Viejo presenta una textura glomeroporfídica con maclado de Carlsbad y zonamiento en plagioclasa, y corona de reacción en olivino, mismo que actúa como oikocristal hospedando pequeños cristales de piroxeno y anfíbol. Las fotografías fueron capturadas con el objetivo 5x en nicóles cruzados.

Las rocas del Pleistoceno en muestra de mano son de color negro a negro rojizo de textura predominantemente porfírica con tamaño de fenocristales que van desde 0.1 a 0.5 cm. Bajo los objetivos del microscopio, es posible reconocer en estas rocas texturas hipocristalina, traquítica, vesicular e hipidiomórfica. Tienen un porcentaje de fenocristales entre 11 y 44 vol. % y una matriz promedio de 74 vol.% (Tabla 2).

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco,  
zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

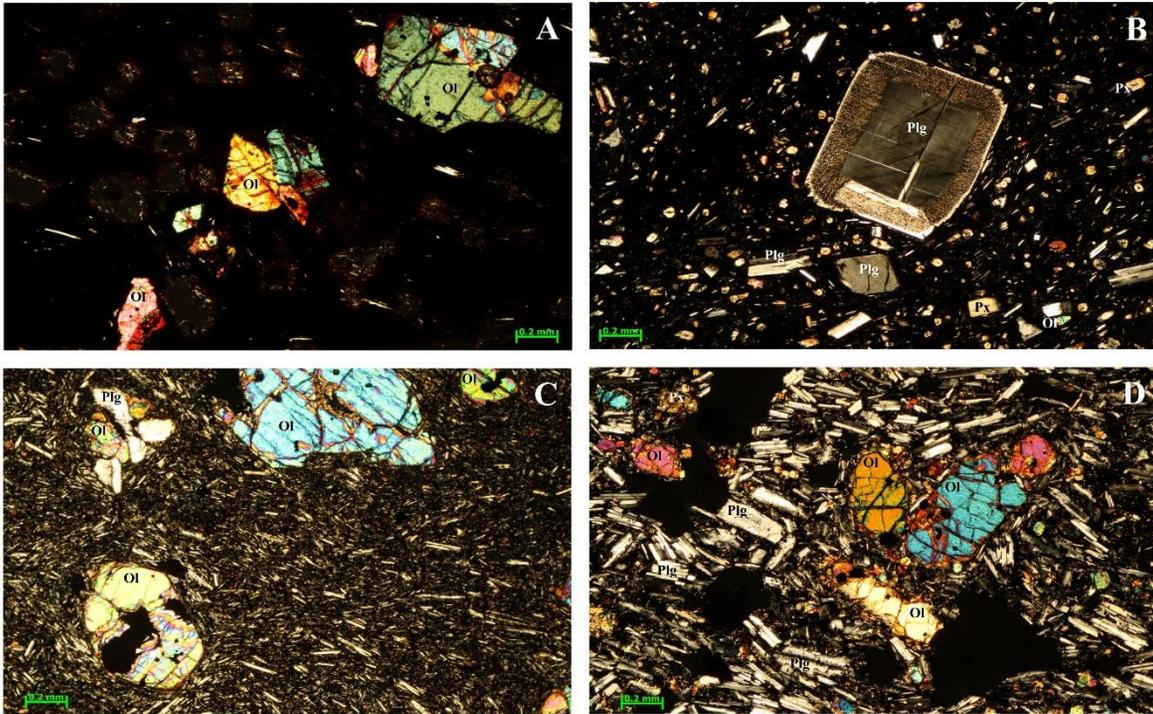
**Tabla 2.** Características petrográficas y análisis modal (% en volumen) de las rocas del vulcanismo miocénico y del CVAT.

Muestra	Unidad	Este	Norte	Tipo de roca	Color de la roca	Textura	Fenocristales [%]	Matriz [%]
AP-13	Escudo pequeño Coatzetzingo (Co)	565570	2206726	Andesita basáltica	Gris	Hipocristalina, hipidiomórfica, porfídica, traquítica, vesicular.	43.73 (Plg 1.62%, Ol 29.98%, Px 12.13%)	56.27 (Plg 20.25%, Px 4.73%, Ox 0.45%, Vid 30.82%)
AP-16	Escudo pequeño Paila (Pa)	557176	2194494	Andesita basáltica	Gris	Hipocristalina, hipidiomórfica, porfídica, traquítica, vesicular.	33.02 (Plg 28%, Ol 3.10%, Px 1.92%)	66.98 (Plg 6.30%, Px 6.63%, Vid 54.03%)
AP-12	Conos de escorias San Ignacio (SI)	564633	2209950	Basalto	Gris	Hipocristalina, hipidiomórfica, porfídica, vesicular.	29.93 (Plg 21.86%, Ol 8.07%)	70.07 (Plg 22.23%, Ol 5.03%, Px 1.03%, Idd 6.27%, Vid 35.49%)
AP-14	Conos de escorias San Ignacio (SI)	562199	2208157	Basalto	Gris	Hipocristalina, hipidiomórfica, porfídica, traquítica.	21.94 (Plg 6%, Ol 15.94%)	78.06 (Plg 9.69%, Px 1.49%, Ox 0.82%, Vid 66.03%)
AP-15	Cono de escoria Tío Lolo (TL)	560397	2206237	Andesita	Amarillo, Negro, Rojo	Hipocristalina, hipidiomórfica, vitrofídica.	10.65 (Plg 6.25%, Ol 0.23%, Px 4.17%)	89.35 (Plg 6.10%, Ol 0.49%, Px 5.06%, Vid 77.68%)
AP-6	Cono de escoria Viejo (V)	559206	2197728	Basalto	Negro	Hipocristalina, hipidiomórfica, porfídica, vesicular.	30.20 (Plg 12.66%, Ol 17.54%)	69.8 (Plg 8.67%, Ol 1.51%, Vid 59.60%)
AP-9	Cono de escoria Encinal (En)	565904	2204132	Andesita basáltica	Rojo-Negro	Hipocristalina, hipidiomórfica, porfídica, traquítica, vesicular.	19.47 (Ol 16.20%, Px 3.27%)	80.53 (Plg 8.55%, Px 0.30%, Vid 71.67%)
AP-10	Cono de escoria Campanario (Cp)	565151	2212231	Andesita basáltica	Rojo-Negro	Hipocristalina, alotromórfica, porfídica, traquítica, vesicular.	18.74 (Plg 2.77%, Czo 5.50%, K-Feld 10.47%)	81.26 (Plg 3.11%, Px 1.65%, Vid 76.49%)
AP-4	Domo Agua Azul (AA)	558011	2199815	Andesita	Gris	Hipocristalina, idiomórfica, porfídica.	35.83 (Plg 28.16%, Ol 1.47%, Px 5.80%, Anf 0.40%)	64.17 (Plg 10.90%, Ox 1.86%, Vid 51.40%)
AP-7	Domo Viejo (Vi)	562553	2198308	Dacita	Gris-Rojo	Hipocristalina, hipidiomórfica, porfídica, poiquilítica.	45.02 (Plg 28.70%, Ol 3.55%, Px 2.02%, Anf 1.17%, Biot 9.58%)	54.98 (Plg 14.09%, Px 0.35%, Vid 40.53%)
AP-8	Domos Peña del Águila (Ag)	562961	2205259	Andesita	Gris	Hipocristalina, idiomórfica, porfídica.	38.66 (Plg 16.88%, Px 8.53%, Anf 13.25%)	61.34 (Plg 25.14%, Ol 0.58%, Px 0.82%, Ox 1.42%, Vid 33.34%)
AP-2	Domos Gallo (Ga)	554525	2201844	Andesita	Gris-Rosa	Hipocristalina, hipidiomórfica, porfídica.	39.29 (Plg 20.17%, Anf 4.32%, Czo 14.80%)	60.71 (Plg 5.29%, Ox 1.41%, Vid 53.99%)
AP-3	Domos Gallo (Ga)	555623	2201582	Andesita	Gris-Rosa	Hipocristalina, hipidiomórfica, porfídica.	31.75 (Plg 19%, Ol 2.39%, Anf 10.36%)	68.25 (Plg 9.06%, Anf 1.95%, Vid 57.23%)
AP-5	Domos Gallo (Ga)	557139	2199792	Andesita	Rosa	Hipocristalina, hipidiomórfica, porfídica.	29.71 (Plg 13.65%, Anf 16.06%)	70.29 (Plg 15.18%, Ox 1.84%, Vid 53.25%)
AP-1	Domo San José (SJ)	566592	2211385	Dacita	Gris-Rojo	Hipocristalina, hipidiomórfica, porfídica.	22.13 (Plg 14.18%, Px 1.95%, Anf 6%)	77.87 (Plg 1.27%, Ox 0.75%, Anf 0.87%, Vid 74.96%)
AP-11	Domo Altepemila (Al)	564900	2210538	Riolita	Gris	Hipocristalina, alotromórfica, porfídica.	26.35 (Plg 21.18%, Anf 5.17%)	73.65 (Plg 13.66%, Ox 1.31%, Anf 1.21%, Vid 57.46%)

Plg: plagioclasa; Ol: olivino; Px: piroxeno; Anf: anfíbol; Biot: biotita; Czo: cuarzo; K-Feld: feldespato potásico; Ox: óxidos Fe-Ti; Vid: vidrio; Idd: iddingsita.

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco, zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

Dichas rocas están formadas por fases minerales de plagioclasa (1.6 - 28 vol.%), piroxeno (1.9 - 12.1 vol.%), olivino (0.2 - 30 vol.%) y óxidos de Fe-Ti (0.4 - 0.8 vol.%) como fenocristales (Fig. 24). Los fenocristales de plagioclasa se caracterizan por ser tabulares de maclado polisintético y de Carlsbad, con formas subhedrales a anhedrales, ligeramente fracturadas, y presentes como microlitos orientados. Mientras los fenocristales de piroxeno se encuentran moderadamente fracturados, con formas subhedrales a anhedrales, y algunos contienen pocos óxidos. La fase mineral que corresponde a olivinos tiende a ser moderada a altamente fracturada, con formas subhedrales a anhedrales, algunos exhiben borde de reacción y algunos otros contienen pocos óxidos.



**Figura 24.** Fotografías a través del microscopio petrográfico de las unidades del Pleistoceno. A) Balístico del cono de escoria Encinal presenta textura vitrofídica con cristales anhedrales de olivino y microlitos de plagioclasa orientados. B) Balístico del cono de escoria Tío Lolo exhibe textura vitrofídica con textura en tamiz en plagioclasa y pequeños cristales anhedrales de piroxeno y olivino. C) Balístico de los conos de escoria San Ignacio muestra textura traquítica con cristales subhedrales de olivino con textura en bahía. D) Lava del escudo pequeño Paila muestra textura hipocristalina vesicular con cristales de olivino subhedral. Las fotografías fueron capturadas con el objetivo 5x en nicols cruzados.

## 7.- GEOQUÍMICA

En esta sección se presentan nueve nuevos análisis en roca total de las 13 unidades volcánicas que se reconocieron en la sección de estratigrafía (Tabla 3). Los resultados de los análisis de química de roca total también se agruparon en unidades del Mioceno y Pleistoceno.

**Tabla 3.** Concentración de elementos mayores y traza de las rocas del vulcanismo miocénico y del CVAT.

Muestra	AP1	AP5	AP7	AP10	AP11	AP12	AP13	AP15	AP16
<b>Unidad</b>	Domo San José (SJ)	Domos Gallo (Ga)	Domo Viejo (Vi)	Cono de escoria Campanario (Cp)	Domo Altepemila (Al)	Conos de escorias San Ignacio (SI)	Escudo pequeño Coatzetzingo (Co)	Cono de escoria Tío Lolo (TL)	Escudo pequeño Paila (Pa)
<b>Tipo de roca</b>	Lava	Lava	Lava	Balístico	Lava	Balístico	Lava	Balístico	Lava
<b>Este</b>	566592	557139	562553	565151	564900	564633	565570	560397	557176
<b>Norte</b>	2211385	2199792	2198308	2212231	2210538	2209950	2206726	2206237	2194494
<b>Elementos mayores (% en peso)</b>									
SiO <sub>2</sub>	68.7	60.71	63.46	54.04	70.39	50.79	53.44	60.61	54.63
TiO <sub>2</sub>	0.374	0.831	0.725	1.491	0.365	1.386	1.27	0.997	1.285
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.03	18.83	17.17	16.54	15.56	18.05	16.17	14.89	15.79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	2.78	4.77	5	8.9	2.69	9.03	8.91	6.54	8.07
MnO	0.022	0.085	0.078	0.131	0.031	0.136	0.139	0.104	0.127
MgO	0.21	1.99	1.51	4.43	0.58	5.92	6.14	4.68	5.5
CaO	1.83	6.56	4.51	7.58	3.06	8.37	8.2	6.32	8.48
Na <sub>2</sub> O	3.35	3.9	4.33	3.51	4.39	3.21	3.42	3.41	3.17
K <sub>2</sub> O	2.4	0.67	1.79	1.37	2.09	0.77	1.08	2.04	1.3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.26	0.2	0.61	0.12	0.44	0.47	0.36	0.38
LOI	2.64	1.42	0.67	0.35	1.25	1.07	0.44	-0.12	0.58
<b>Total</b>	<b>99.39</b>	<b>100</b>	<b>99.45</b>	<b>98.96</b>	<b>100.5</b>	<b>99.18</b>	<b>99.69</b>	<b>99.83</b>	<b>99.32</b>
<b>Elementos traza (ppm)</b>									
Sc	5	11	8	18	5	21	20	14	19
Be	1	< 1	2	2	1	2	2	2	2
V	29	68	72	160	33	156	151	114	159
Cr	20	30	40	140	50	200	240	250	150
Co	4	9	9	26	3	32	31	21	25
Ni	5	8	4	91	4	106	116	86	54
Cu	13	5	10	16	8	31	29	20	20
Zn	47	60	71	92	40	85	90	73	79
S	0.003	0.003	0.004	0.003	0.005	0.003	0.003	0.008	0.004
Ga	20	23	20	20	18	19	20	18	19
Ge	1.2	1.4	1.3	1.5	1.4	1.6	1.3	1.3	1.2
Rb	47	7	42	25	40	11	17	66	21
Sr	294	1047	476	535	400	530	509	453	533
Y	11.8	13.4	18.3	31.7	13	28.3	32	26.2	28.8
Zr	162	124	171	315	156	266	298	222	227
Nb	5.8	5.1	6.7	17.7	4.3	13.5	14.4	10.7	11.9
Cs	0.2	< 0.1	0.5	0.4	0.2	0.3	0.4	2.1	0.4
Ba	624	246	531	454	740	484	622	690	429
La	27.7	19.5	22.8	33.9	26.2	27.5	35.8	35.1	26.7
Ce	35.5	41.1	46.1	72.5	38.6	61.1	72.4	75.5	54.5
Pr	5.99	5.3	5.56	8.68	5.39	7.43	8.85	9.24	6.87
Nd	21.4	21.3	21.6	34.5	19.6	30	34.7	35.6	28
Sm	3.76	4.14	4.32	7.21	3.63	6.61	7.12	7.65	6.34
Eu	0.906	1.43	1.26	2.12	1	1.88	2.06	1.89	1.76
Gd	2.61	3.12	3.73	6.11	2.78	5.71	6.27	6.01	5.54
Tb	0.38	0.45	0.55	0.97	0.41	0.92	0.97	0.9	0.88
Dy	2.15	2.52	3.38	5.63	2.31	5.25	5.55	4.86	4.92
Ho	0.39	0.49	0.66	1.11	0.43	1.02	1.05	0.87	0.95
Er	1.11	1.35	1.83	3.05	1.23	2.76	2.99	2.46	2.69
Tm	0.167	0.191	0.256	0.452	0.178	0.405	0.424	0.347	0.393
Yb	1.01	1.15	1.7	2.86	1.12	2.52	2.76	2.16	2.45
Lu	0.141	0.156	0.251	0.406	0.177	0.374	0.409	0.328	0.345
Hf	4.4	3.7	4.8	7.3	3.4	6.6	6.9	6.1	5.7
Ta	0.56	0.31	0.46	1.02	0.49	0.9	0.94	0.69	0.77

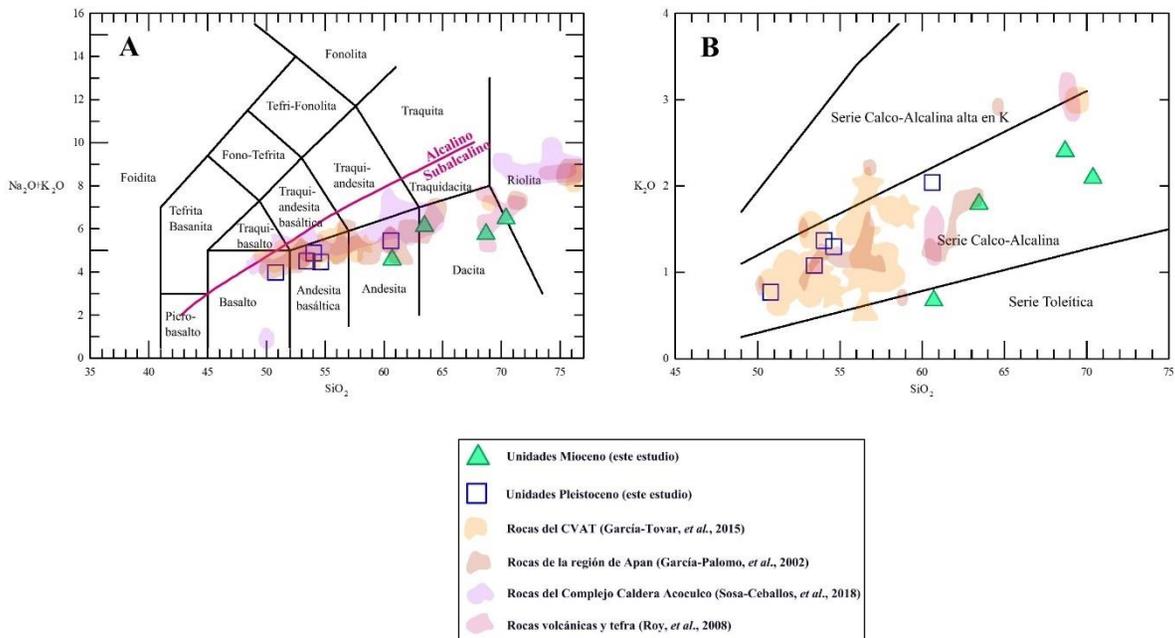
**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco,  
zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

<b>W</b>	3.7	3.2	2.5	2.8	3.8	16.1	< 0.5	4.1	4.6
<b>Tl</b>	0.09	< 0.05	< 0.05	< 0.05	0.1	< 0.05	< 0.05	0.08	< 0.05
<b>Pb</b>	6	< 3	9	6	4	8	7	10	5
<b>Th</b>	4.38	2.24	3.66	2.87	3.78	3.13	3.43	8.45	2.61
<b>U</b>	1.16	0.58	1.11	0.97	0.91	0.91	0.98	2.14	0.81
<b>Cr</b>	21	21	28	126	37	174	192	202	137
<b>Sc</b>	3.8	8.9	6.8	15.1	4	17.5	15.8	13.5	17.7

### 7.1.- Composición de roca total

De acuerdo con los resultados obtenidos para el diagrama de clasificación TAS (total álcalis vs sílice según Le Bas *et al.*, 1986), las rocas tienen composición que varía desde basáltica hasta riolítica con variaciones de sílice entre 50.79 a 70.39 % en peso (Fig. 25A), mostrando que las unidades del Mioceno tienden a ser predominantemente félsicas; por el contrario, las unidades del Pleistoceno tienden a ser predominantemente máficas. Además, se hizo una comparación con los datos obtenidos por otros autores en estudios previos que involucran rocas del CVAT (García-Tovar *et al.*, 2015).

Por otra parte, en el diagrama propuesto por Irvine y Baragar (1971) que relaciona la concentración de álcalis vs sílice, las unidades muestran una afinidad subalcalina (Fig. 25A). Además, en el diagrama propuesto por Peccerillo y Taylor (1976) que relaciona la concentración de  $K_2O$  vs sílice, las unidades se sitúan en la serie calco-alcalina, a excepción de la unidad *Ga*, que presenta una tendencia de tipo toleítica (Fig.25B).



**Figura 25.** A) Diagrama de clasificación de TAS (Le Bas *et al.*, 1986) de los datos de elementos mayores normalizados al 100% con base anhidra. División entre las series alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971). B) Diagrama  $K_2O$  vs  $SiO_2$  de Peccerillo y Taylor (1976). Los campos de colores agrupan datos de otros autores como se indica en la leyenda.

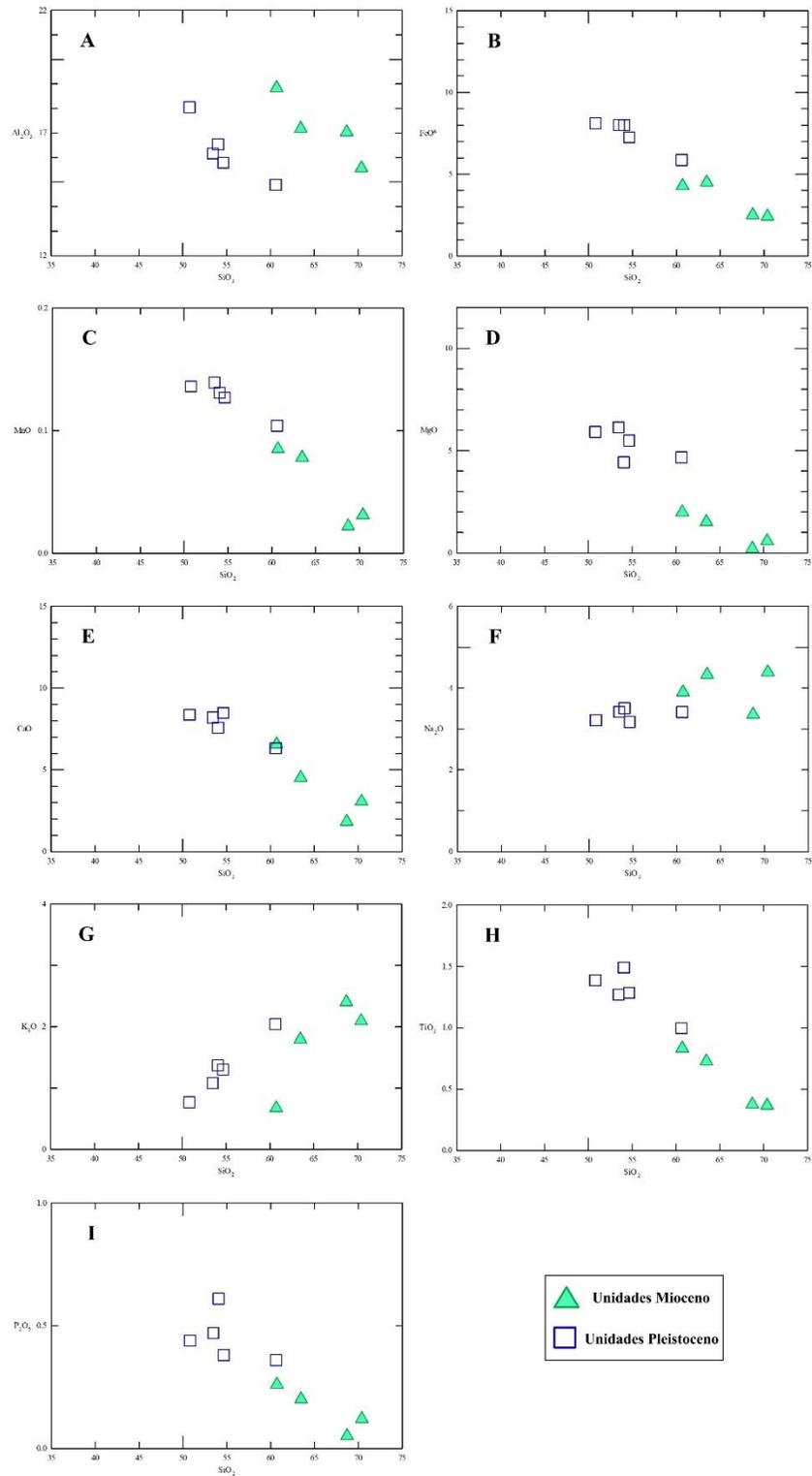
En los diagramas tipo Harker se pueden apreciar algunas tendencias en el comportamiento de los elementos mayores con respecto al sílice. En los diagramas de MgO, FeO, TiO<sub>2</sub>, CaO, MnO, y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> se observa que todas las unidades exhiben tendencias negativas (Figs. 26D, B, H, E, C, I), con concentraciones más altas en las unidades del Pleistoceno con respecto a las unidades del Mioceno. El diagrama de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> muestra dos líneas de tendencia negativas separadas con un rango de valores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> similar; una que contiene a las unidades del Pleistoceno, y la otra que contiene a las unidades del Mioceno (Fig. 26A). El diagrama de Na<sub>2</sub>O exhibe una tendencia positiva para todas las unidades (Fig. 26F) con concentraciones más altas para las unidades del Mioceno con respecto a las del Pleistoceno. Finalmente, el diagrama de K<sub>2</sub>O exhibe una tendencia positiva para todas las unidades a excepción de la unidad volcánica *Ga* (Fig. 26G), las unidades del Pleistoceno tienden a tener valores más bajos de K<sub>2</sub>O con respecto a las unidades del Mioceno.

## **7.2.- Elementos Traza**

Las concentraciones de estos elementos se muestran en la tabla 3. Se graficaron los elementos traza en el diagrama de multielementos normalizados a los valores de manto primitivo de Sun y McDonough (1989) (Fig. 27B). Dicho diagrama exhibe una fuerte heterogeneidad para las unidades del Mioceno. También se puede apreciar que hay enriquecimiento en algunos de los elementos más incompatibles, en donde se muestran los picos positivos de Ba, U, La, Pb, y Zr. Por el contrario, se observan picos negativos de Rb, Th, Nb, Ce, y Pr.

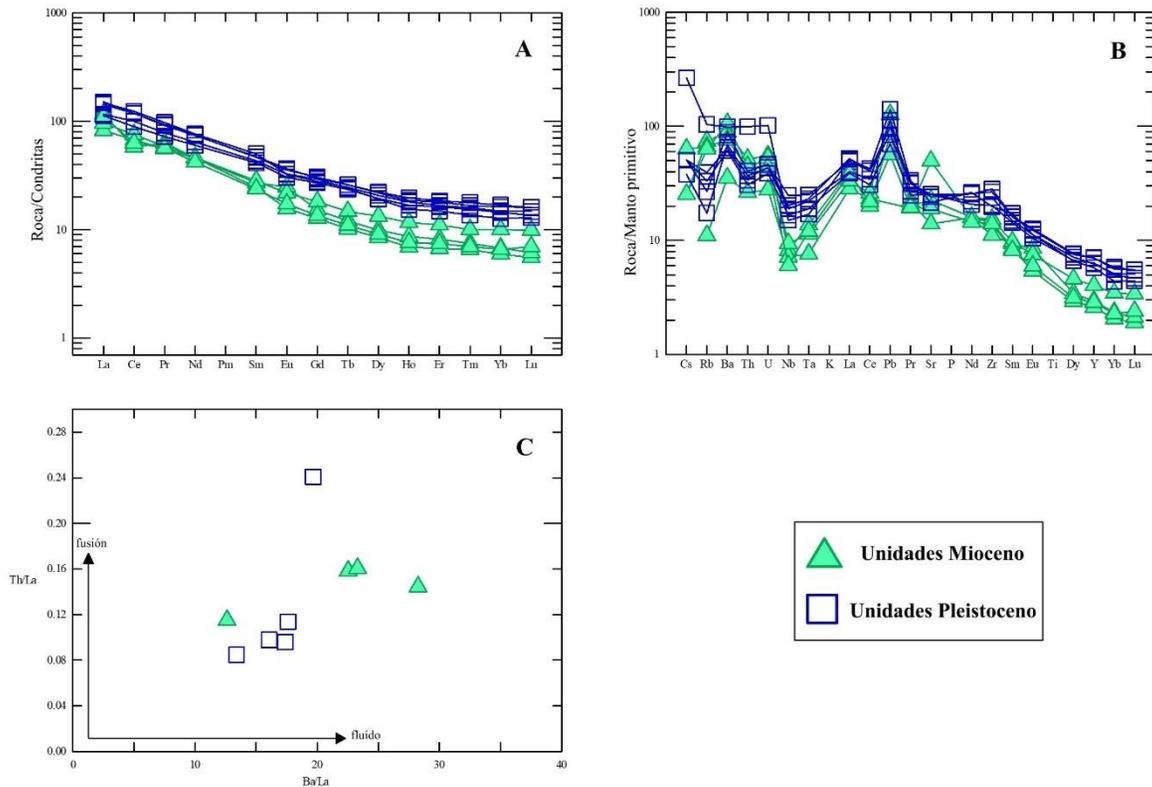
En el diagrama de tierras raras normalizado a los valores condríticos de Sun y McDonough (1989) (Fig. 27A), se observa una concentración menos enriquecida para las unidades del Mioceno en comparación con las del Pleistoceno. En general, el diagrama muestra enriquecimiento en tierras raras ligeras con valores mayores a 10 ppm con respecto a las tierras raras pesadas. El diagrama también presenta una ligera anomalía negativa de Eu para todas las unidades del Pleistoceno y para dos unidades del Mioceno. Sin embargo, la unidad volcánica *Vi* (muestra con clave AP-7, tabla 3) no refleja anomalía alguna de Eu; y por su parte la unidad volcánica *Ga* (AP-5) presenta una anomalía positiva de Eu. Otra anomalía que puede notarse en este diagrama de tierras raras es la de Ce, la cual es negativa para las unidades del Mioceno. El diagrama muestra un comportamiento casi plano desde el elemento Ho hasta el Lu.

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco, zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**



**Figura 26.** Diagramas tipo Harker que muestran la variación de los contenidos de elementos mayores con respecto al contenido de sílice (% en peso) de las unidades del Mioceno y Pleistoceno. A) Variación del Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; B) variación del FeO; C) variación del MnO; D) variación del MgO; E) variación del CaO; F) variación del Na<sub>2</sub>O; G) variación del K<sub>2</sub>O; H) variación del TiO<sub>2</sub>; I) variación del P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco, zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**



**Figura 27.** A) Diagrama de tierras raras normalizado a los valores condriticos en ppm de Sun y McDonough (1989). B) Diagrama de multielementos normalizados a los valores de manto primitivo de Sun y McDonough (1989). C) Diagrama binario de las relaciones Th/La vs Ba/La.

El diagrama binario de las relaciones Th/La vs Ba/La (Fig. 27C) muestra un agrupamiento de la mayoría de las unidades del Pleistoceno, con tendencia a un alto índice de Ba/La y bajo índice de Th/La. Mientras que la mayoría de las unidades del Mioceno muestran tendencia a un mayor índice tanto de Ba/La como de Th/La que las unidades del Pleistoceno.

En los diagramas tipo Harker para elementos traza contra sílice, se aprecia una tendencia negativa para los elementos Co y Sc (Fig. 28A y B) con valores mayores de dichos elementos para las unidades del Pleistoceno con respecto a las unidades del Mioceno. En el caso del elemento Cr (Fig. 28C), se aprecia una tendencia positiva para las unidades del Pleistoceno y ligeramente positiva para las unidades del Mioceno, con valores de Cr mucho más altos para las unidades del Pleistoceno que para las del Mioceno. El caso del Ni (Fig. 28D), exhibe una tendencia negativa para las unidades del Pleistoceno y muy poca variación para las unidades del Mioceno, con valores de Ni muy bajos para estas últimas. Para el Rb y Ba, se muestra una tendencia positiva (Fig. 28E y F) con valores más bajos de Rb para la mayoría de las unidades del Pleistoceno con respecto a la mayoría de las unidades del Mioceno; y con

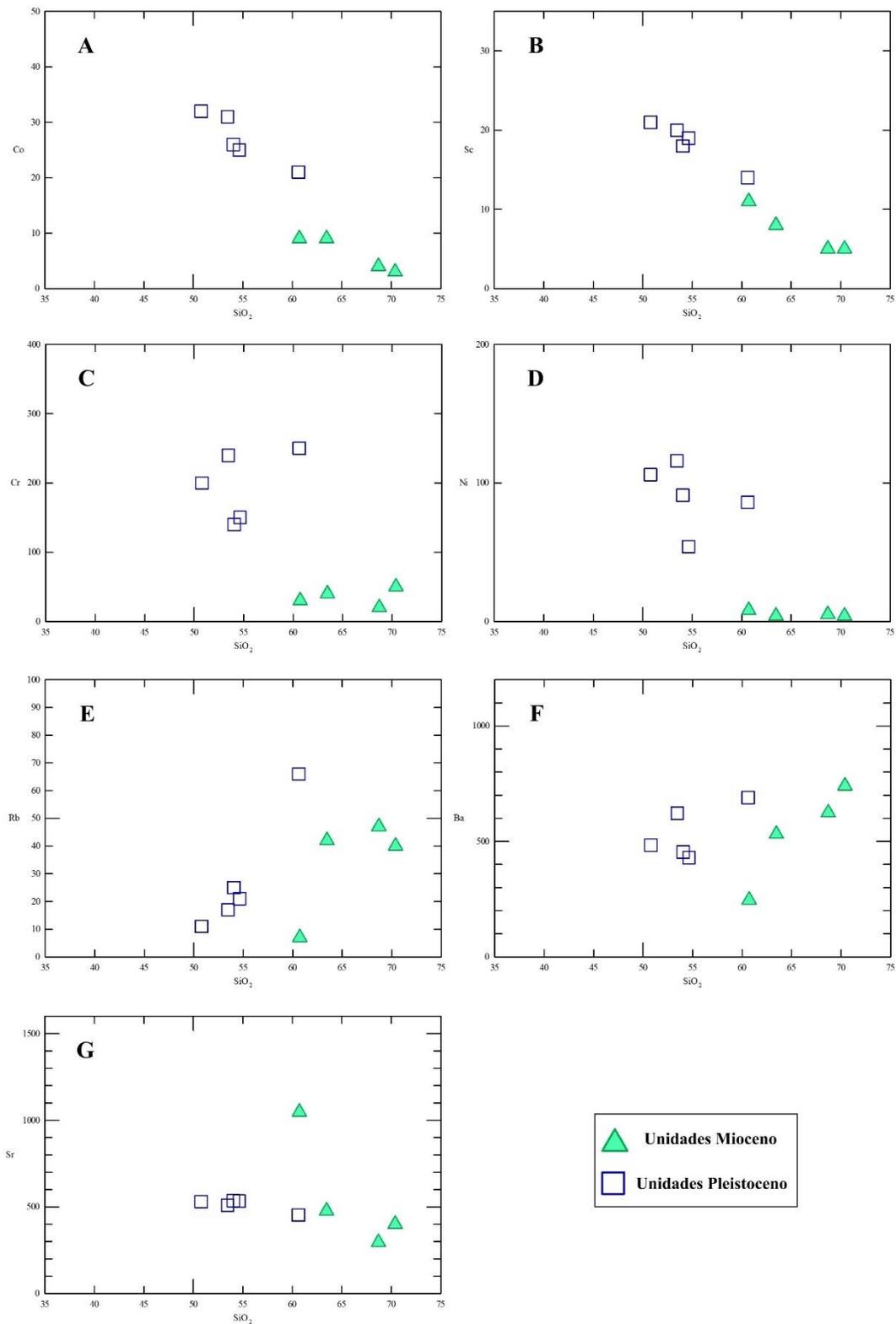
un rango de valores de Ba similar tanto para las unidades del Pleistoceno como para las del Mioceno. Por su parte, la concentración del Sr presenta en general poca variación y tiene una ligera tendencia negativa (Fig. 28G), aunque las unidades del Mioceno parecen tener más clara una tendencia negativa. A pesar de que, en los diagramas se observan tendencias, es notable que las concentraciones de la mayoría de los elementos traza son heterogéneas para las unidades del CVAT.

## **8.- DISCUSIÓN**

### **8.1.- Contexto geológico**

El vulcanismo en la región de estudio inició durante el Oligoceno cuando las placas Rivera y Cocos aún formaban parte de la placa Farallón, la cual subducía bajo la placa Norteamericana (Ferrari *et al.*, 1994; Ferrari *et al.*, 1999). De acuerdo con el registro geológico, la subducción de la placa Farallón bajo la placa Norteamericana dio lugar al vulcanismo de la sierra Madre Occidental al oeste del país, cuyo régimen extensivo estaba orientado al ENE (Ferrari *et al.*, 1999; Tristán-González *et al.*, 2009). Durante el Mioceno temprano la placa Farallón se dividió en las placas Cocos y Nazca, resultando en una rotación con dirección contraria a las agujas del reloj de la sierra Madre Occidental, dando paso a un régimen extensional con orientación NNO (Demant, 1978; Klitgord y Mammerickx, 1982; Stock y Lee, 1994; Cerca-Martínez *et al.*, 2000; Lonsdale, 2005). Este régimen extensional suscitó la transición del vulcanismo de la sierra Madre Occidental a la FVTM, lo que permitió en la región de estudio durante el Mioceno medio el emplazamiento efusivo de la andesita Apan, la andesita El Peñón, la andesita basáltica Quetzalapa (García-Palomo *et al.*, 2002), así como también el emplazamiento de los domos andesíticos-riolíticos que se describen en este trabajo. A lo largo de casi todo el Plioceno, estratigráficamente, se registró un *hiatus* donde el vulcanismo está ausente, provocando un cambio en el régimen tectónico y dando paso a una deformación extensiva con dirección NO (García-Palomo *et al.*, 2002; y -2018). Posterior a esto, nuevamente el vulcanismo se reactivó en el Plioceno tardío - Pleistoceno, primeramente, dando lugar a la formación del complejo caldera Acoculco ( $\sim 2.7$ -1.2 Ma) (Avellán *et al.*, 2020), seguido del vulcanismo del CVAT ( $\sim 2.4$  - Holoceno) formando conos de escoria y volcanes en escudo pequeño con composiciones andesíticas basálticas principalmente (García-Palomo *et al.*, 2018; Avellán *et al.*, 2020). En esta misma línea, el vulcanismo extra-caldera de Acoculco que describen Avellán *et al.* (2018 y 2020)

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco, zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**



**Figura 28.** Diagramas tipo Harker que muestran la variación de algunos elementos traza (en ppm) con respecto al contenido de SiO<sub>2</sub> (% en peso). A) Variación del Co; B) variación del Sc; C) variación del Cr; D) variación del Ni; E) variación del Rb; F) variación del Ba; G) variación del Sr.

corresponde a siete unidades asociadas al vulcanismo del CVAT, cuyo origen no está relacionado al complejo caldera Acoculco.

Desde el Plioceno temprano hasta el Presente ha ocurrido deformación extensiva en la región de estudio, cuyo régimen tiene dirección  $N50^{\circ}O \pm 7.0^{\circ}$ , indicando una tendencia de extensión homogénea (García-Palomo *et al.*, 2018). Esta deformación extensional ha sido expresada a través de las zonas de fallas normales con tendencia NE-SO, creando una serie de bloques montañosos escalonados reclinados hacia el E y SE (García-Palomo *et al.*, 2002; y -2018). Este campo de esfuerzos ha resultado en una geometría estructural de *grabens* y *horsts* (Fig. 4) originando así el semi-*graben* Apan (García-Palomo *et al.*, 2018), sitio donde ocurrió el vulcanismo objeto de este estudio.

## **8.2.- Evolución volcánica**

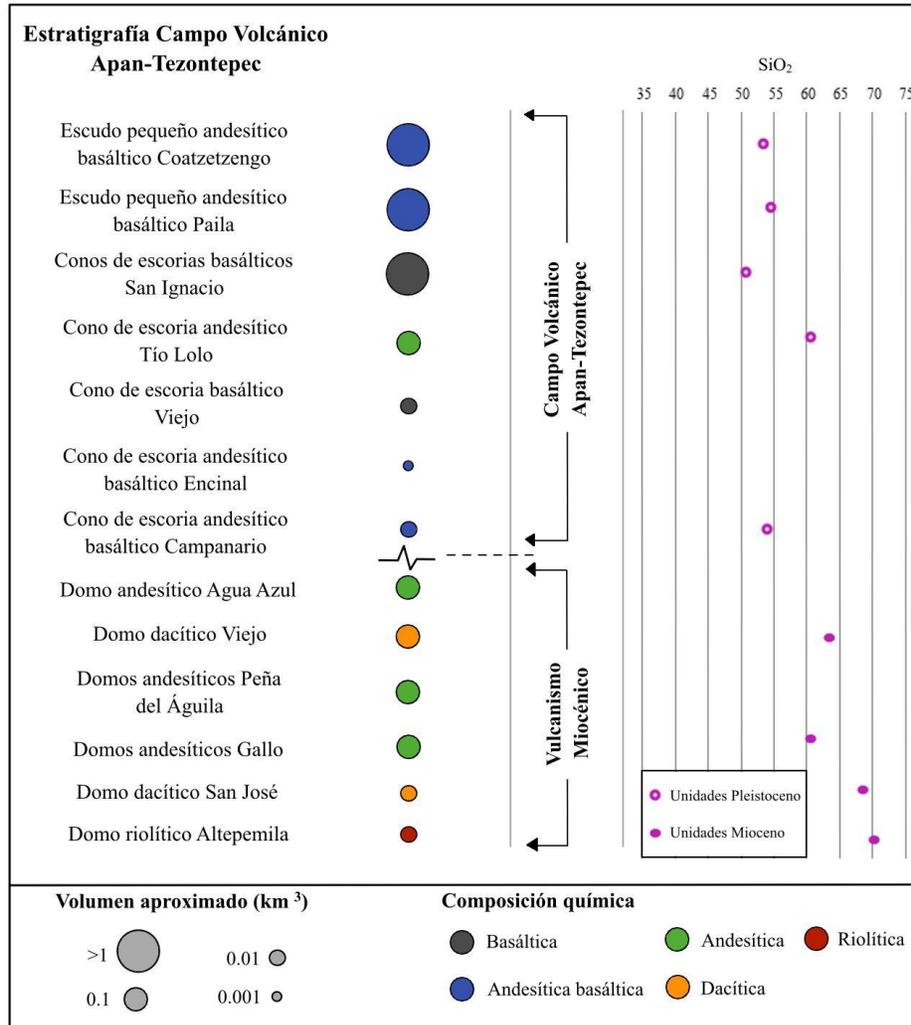
A lo largo del Mioceno, ocurrieron en la región emplazamientos dispersos de domos con composiciones predominantemente andesíticas, como la unidad regional de Apan, localizada al sureste de la zona de estudio, reconocida en varios sitios en forma de flujos de lava (García-Palomo *et al.*, 2002). Al igual que la unidad Quexnol ubicada al sureste de la zona de estudio y de la caldera Acoculco, expuesta como un complejo de domos de lava que se correlacionan con los inicios del vulcanismo regional en la porción este de la FVTM (Avellán *et al.*, 2020). Asociado a este vulcanismo, en este trabajo se identificaron seis unidades de domos de lava con una composición predominantemente andesítica (Fig. 29). El emplazamiento de este vulcanismo en la zona de estudio posiblemente inició con la erupción que dio lugar a la formación de la unidad Altepemila, ocurrida a 5.5 km al suroeste del actual poblado Santiago Tulantepec. La erupción fue de tipo efusiva riolítica, llegando a emitir un volumen mínimo de lava de  $0.06 \text{ km}^3$  hasta tener una altura sobre la superficie de 293 m. Tiempo después, la actividad volcánica se estableció a 1.6 km al noreste dando origen a otra erupción efusiva de composición dacítica que emitió hasta  $0.09 \text{ km}^3$  de lava con estructura bandeada, indicando una mayor viscosidad y que dio origen al domo San José. Luego, la actividad efusiva migró 14.7 km hacia el suroeste, dando paso a la formación del complejo de domos andesíticos Gallo que produjo un volumen mínimo de  $0.11 \text{ km}^3$ . Posteriormente, una nueva erupción efusiva sucedió a lo largo de una fisura semicircular que arrojó un volumen de hasta  $0.9 \text{ km}^3$ , llegando a cubrir un área de  $19.2 \text{ km}^2$ . Esta erupción efusiva andesítica formó al domo de lava Peña del Águila, teniendo una altura actual de hasta 332 m. Subsecuentemente, a 4.1 km

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco, zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

al sureste emergió el domo de lava Viejo con magmas de composición dacítica y un volumen de lava  $0.62 \text{ km}^3$  que llegó a cubrir  $11.2 \text{ km}^2$ . Seguidamente, nuevo vulcanismo aconteció a  $2.4 \text{ km}$  al noroeste, provocando otra erupción de tipo efusiva y composición andesítica. Esta erupción llegó a cubrir un área de  $10.8 \text{ km}^2$ , para formar al volcán Agua Azul con un volumen mínimo calculado de  $0.5 \text{ km}^3$  de lava. Como consecuencia a estas erupciones que fueron predominantemente efusivas, es muy probable que la extensión del lago de Tecocomulco se redujera, evidencia de esto, es que alguno de los depósitos de estos volcanes (por ejemplo, Agua Azul, Peña del Águila y Viejo) se encuentran sobreyaciendo a depósitos lacustres arenosos, por lo que la roca presenta facies predominantemente de autobrecha, como estructura similar a depósitos peperíticos, intensamente meteorizados. Posterior a estas erupciones a lo largo del Mioceno, la actividad cesó por un tiempo, estableciendo así un *hiatus* que se ve reflejado significativamente en el registro geológico de la región. Es característico de estos volcanes presentar una morfología asimétrica, elongada y es importante mencionar que la erupción más grande reconocida fue la que dio lugar a la formación del domo de lava Peña del Águila con un volumen de lava emitido de  $0.9 \text{ km}^3$ . La morfología altamente disectada y poco definida de estos volcanes refleja largos periodos de erosión, separando a estos volcanes de los más jóvenes, que se muestran mejor preservados.

Nuevamente la actividad volcánica se reactivó en el Pleistoceno, dando lugar a una erupción de tipo estromboliana a  $3.7 \text{ km}$  al suroeste de donde actualmente se encuentra el poblado de Santiago Tulantepec. Probablemente, la erupción produjo una pequeña columna que fluctuó en altura, reflejado por la estratificación difusa que aumentaba en energía de forma intermitente, como lo muestra la gradación inversa múltiple, acabando con la caída de balísticos, habiendo un momento de calma, por lo que se muestra una superficie de erosión en la porción media, para después ocasionar una erupción con una columna estable, que se ve reflejada por la estructura masiva y fracciones bien seleccionadas de lapilli fino de escorias. Este volcán arrojó un volumen de tefra de hasta  $0.05 \text{ km}^3$  llegando a formar un cono de escoria andesítico basáltico conocido como Campanario de  $98 \text{ m}$  de altura. Tiempo después, a  $8.2 \text{ km}$  al sureste, una nueva erupción de tipo estromboliana ocurrió, cercana a donde está situado actualmente el poblado de Tecocomulco de Juárez.

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco, zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**



**Figura 29.** Estratigrafía del CVAT y su volumen emitido aproximado con sus composiciones químicas. Se aprecia también que, a pesar de la variabilidad composicional a lo largo del tiempo, la composición general no tiene una correlación global con el tiempo.

La erupción posiblemente originó una pequeña columna poco estable que fluctuaba en altura a lo largo de todo el proceso de fragmentación del magma; asociado a esto encontramos depósitos con estratificación difusa. A la mitad de la erupción, posiblemente el proceso de fragmentación se hizo poco eficiente, habiendo provocado más la caída de bombas balísticas hasta el final de la erupción. Resultado de esta erupción se formó el cono de escoria andesítico basáltico Encinal, de un volumen mínimo de tefra de 0.0012 km<sup>3</sup>, que es un orden de magnitud menor a la unidad Campanario. Más tarde, otra erupción explosiva ocurrió a 9.4 km al suroeste del Encinal para formar al cono de escoria basáltico Viejo, emitiendo un volumen de 0.01 km<sup>3</sup> de tefra. Al inicio de la erupción posiblemente formó una columna muy

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco,  
zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

inestable que cambiaba significativamente en su altura, ya que sus depósitos presentan una estructura de estratificación plano paralela. Con el tiempo, esta erupción llegó a presentar una columna estable, razón por la que se ve una estructura masiva con fragmentos lapilli fino, clasto-soportados de moderada a bien seleccionada. De nuevo, la actividad volvió a restablecerse a 8.7 km al norte del volcán Viejo, para dar origen a otra erupción de composición andesítica conocida como la unidad Tío Lolo. A lo largo de la erupción se formó una columna inestable que oscilaba en altura y aumentaba de energía intermitentemente y era acompañada por la caída de bombas balísticas, revelado por la estratificación con gradación múltiple inversa de los depósitos. Posiblemente, al momento de la erupción llovía de manera ligera y entraba agua en el conducto, razón por la que la estratificación es predominantemente ondulada y las fracciones en el depósito se volvieron más finas al final de la erupción. Esta erupción explosiva llegó a emitir un volumen de tefra de hasta  $0.23 \text{ km}^3$ , siendo una erupción mucho mayor en un orden de magnitud que la erupción de Campanario y Viejo. Tiempo después, la actividad migró otra vez a 3.7 km más al noreste de este último sitio, dando paso a la formación del volcán basáltico San Ignacio. El centro de emisión de este volcán estaba controlado por una fisura, donde se emplazaron posiblemente tres centros eruptivos de forma simultánea, esto es reflejado porque los cráteres no tienen un edificio de forma definida, simétrica y se encuentran coalesciendo entre sí. La actividad de este volcán está asociada a facies dominadas por bombas volcánicas balísticas y un flujo de lava, llegando a cubrir hasta un área de  $43 \text{ km}^2$  y volumen emitido de  $1.2 \text{ km}^3$ . A lo largo de un tiempo, en la región no hubo actividad volcánica, hasta que se restableció más al sur, con una erupción predominantemente efusiva que dio origen al volcán Paila. Este volcán llegó a cubrir un área de  $91 \text{ km}^2$  y a emitir un volumen de lava de hasta  $7 \text{ km}^3$ , para alcanzar una altura de 200 m. Este edificio volcánico es el más grande en volumen de los volcanes estudiados en este trabajo; seis veces más grande que San Ignacio, una orden de magnitud más que los volcanes Viejo, Agua Azul, Tío Lolo y Peña del Águila, y hasta dos órdenes de magnitud mayor que los volcanes Campanario, Viejo, Altepemila y San José. La fase final de esta erupción fue ligeramente explosiva, lo que permitió la formación de un cono *spatter* en su cima. Finalmente, la actividad migró tiempo después a 15.6 km hacia noreste para formar al volcán Coatzetzengo, ocurriendo una erupción predominantemente efusiva, para formar un edificio de hasta 190 m de altura. Esta erupción cubrió un área de hasta  $101.8 \text{ km}^2$  y arrojó un volumen de magma de hasta  $2.4 \text{ km}^3$  del mismo orden de magnitud que Paila. Coatzetzengo, al igual

que Paila, son volcanes con morfología en escudo pequeño con una composición andesita basáltica.

### **8.3.- Comportamiento geoquímico**

Los domos de lava del Mioceno, y volcanes en escudo pequeño y conos de escoria del Pleistoceno, abarcan un rango bastante amplio en composición, desde basáltico a riolítico con 51 - 70 % en peso de sílice. Es importante resaltar que las rocas del Mioceno son predominantemente de composición andesita a dacita. A diferencia de las rocas que constituyen los volcanes de edad Pleistoceno que tienden a ser de composición andesita basáltica. A pesar de esta variabilidad composicional a lo largo del tiempo, la composición general, no tiene una correlación global con el tiempo (Fig. 29). Por otra parte, esta variabilidad química en el contenido de sílice, en los volcanes de esta región, es muy similar en el comportamiento químico encontrado a lo largo de todo el CVAT, que han sido reportados en otros estudios (por ejemplo, García-Tovar *et al.*, 2015) (Fig. 25).

El enriquecimiento en elementos litófilos de iones ligeros (por ejemplo, Cs, Rb y Ba) y el empobrecimiento en elementos de alto potencial iónico (por ejemplo, Nb), refleja que tanto las rocas del Mioceno y Pleistoceno son típicas de volcanes formados en arcos volcánicos continentales, emplazados en respuesta a la subducción. Además de estas características, los volcanes del Mioceno y Pleistoceno tienen una afinidad subalcalina con una tendencia predominantemente calco-alcalina, ya que casi todas las rocas se encuentran en el campo de la serie medio K, excepto por las rocas de la unidad Ga que es de bajo K, lo que implica un dominante enriquecimiento de K en todas las rocas, como resultado de los procesos de asimilación cortical (Sen, 2014). Asimismo, el comportamiento de los elementos tierras raras es muy similar para todos los volcanes, pero las rocas del Mioceno tienden a ser menos enriquecidas en comparación de las rocas del Pleistoceno, que presentan un patrón similar más enriquecido, lo que podría indicar un ligero cambio en el grado de fraccionamiento de cada grupo de rocas. Este ligero cambio en el patrón de los elementos tierras raras remarca diferentes grados de asimilación cortical (Sen, 2014) (investigación que está más allá de los objetivos de este estudio), como lo refleja el contenido en sílice en los diferentes grupos de volcanes. La variabilidad química en contenido en sílice de estos volcanes y a lo largo del CVAT refleja diferentes grados de diferenciación magmática independientemente para cada evento volcánico. Y quizás el proceso más importante en la modificación de estos magmas

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco,  
zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

antes de salir a la superficie sea la asimilación y en menor grado quizás la cristalización fraccionada. A pesar de que en este estudio no contamos con más herramientas para sustentar mejor esto, nosotros encontramos dentro de los depósitos que conforman a estos volcanes fragmentos enclaves y accidentales de roca volcánica, así como xenolitos de roca intrusiva de textura fanerítica (quizá de composición granítica). Además, mediante el análisis petrográfico encontramos muchos xenocristales de fases minerales de cuarzo y feldespato, presentando texturas de disolución, como plagioclasa con textura en tamiz, estructura de bahía y golfos. También, es típico reconocer bordes de reacción en fases de xenocristales de olivino y piroxenos, que también es indicador de la asimilación de estas fases minerales, que pertenecían a roca en donde posiblemente se estancaron los magmas y trataron de incorporarlos a su estructura, antes de salir a la superficie. Otras fases minerales que se encontraron como xenocristales, fueron de tipo anfíboles y biotitas que presentan bordes oscurecidos, sugiriendo incorporación de estas fases desde el basamento cortical en respuesta a la asimilación. Finalmente, es importante resaltar que los magmas que originaron a los volcanes del Mioceno fueron afectados por los procesos de asimilación de forma significativa, en comparación con los volcanes del Pleistoceno, que muestran un ligero fraccionamiento de las rocas. En los diagramas Harker de los elementos traza vs sílice se aprecia el ligero fraccionamiento en las rocas del Pleistoceno, ya que hay mayor concentración en elementos compatibles como el Co y Ni que fraccionan con el olivino, así como también de Cr y Sc que fraccionan con los piroxenos, en contraste con las rocas del Mioceno que presentan valores de concentración en dichos elementos mucho más bajos, lo cual refuerza la idea de que estos elementos compatibles propios de fundidos tempranos, fueron mucho más fraccionados en los fundidos que originaron a las rocas del Mioceno. Por otro lado, los elementos incompatibles Rb y Ba se aprecian en mayores concentraciones en las rocas del Mioceno. Comúnmente, la cristalización fraccionada de magmas basálticos incrementa el enriquecimiento de Rb y Ba en los líquidos tardíos, lo cual indica nuevamente mayor fraccionamiento en los fundidos que dieron origen a las rocas del Mioceno. Finalmente, el elemento Sr mantiene un comportamiento en general constante. En condiciones de baja presión la plagioclasa se forma tempranamente y el Ca que la conforma puede ser sustituido por Sr, comportándose este último como elemento compatible. En contraste, si las condiciones son de alta presión, la plagioclasa es poco estable y el Sr se comporta como elemento incompatible. Por lo tanto, al no haber enriquecimiento o

empobrecimiento significativo entre las rocas del Mioceno y Pleistoceno puede proponerse que en este caso no hubo variación significativa en la condición de presión donde ocurrió la formación de los fundidos.

## **9.- CONCLUSIONES**

En este estudio se presentan nuevos datos e información con el propósito de complementar el registro geológico de la zona noreste del CVAT.

De acuerdo con las observaciones en campo y la cartografía elaborada se obtuvo la estratigrafía y distribución espacial de 13 centros eruptivos monogenéticos que incluyen cuatro domos de lava, dos complejos de domos de lava, cuatro conos de escoria, un complejo de conos de escoria y dos volcanes en escudo pequeño, localizados al norte del semi-*graben* Apan. Conforme a la posición estratigráfica, las características morfológicas, petrográficas y químicas, se sugiere que los domos y complejos de domos de lava fueron emplazados durante el Mioceno. Se calculó para las seis unidades de domos y complejos de domos un volumen total emitido de 2.3 km<sup>3</sup>. Dichas unidades presentan textura porfirítica, hipocristalina, subtraquítica con paragénesis mineral asociada a plagioclasa, piroxeno, olivino, y óxidos de Fe-Ti, con contenidos en sílice desde 61 hasta 70 vol. % en peso, por lo que corresponden a un rango composicional andesítico a riolítico con predominio en el campo andesítico. Muestran afinidad subalcalina de la serie calco-alcalina. Con respecto a las siete unidades restantes, se calculó para los cuatro conos de escoria y el complejo de conos de escoria un volumen total emitido de 0.3 km<sup>3</sup>, y para los dos volcanes en escudo pequeño 4.7 km<sup>3</sup>. Estas unidades presentan textura porfirítica, hipocristalina, traquítica, vesicular con paragénesis mineral asociada a plagioclasa, piroxeno, olivino y óxidos de Fe-Ti, con contenidos en sílice desde 51 hasta 61 vol. % en peso, por lo que corresponden a un rango composicional basáltico a andesítico, con predominio en el campo de andesita basáltica. Muestran afinidad subalcalina de la serie calco-alcalina. De acuerdo al análisis granulométrico realizado en tres conos de escorias se determinó que las partículas gruesas tienen una distribución unimodal y reflejan un dominio en el tamaño lapilli medio; el análisis de componentes confirmó que los depósitos de los conos de escorias están constituidos principalmente por escoria (negra y roja) en un 98% y el restante por líticos y cristales. En este estudio, se propone que los conos de escoria, el complejo de conos de escoria, y los volcanes en escudo pequeño fueron emplazados

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco,  
zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

durante el Pleistoceno. Cabe señalar que dichas unidades exhiben una tendencia NE en sus orientaciones, misma dirección predominante que caracteriza a los sistemas de fallas regionales promovidos por la actividad de deformación extensiva que ha ocurrido en la región desde el Plioceno temprano hasta el Presente, por lo que es posible concluir que tales unidades están asociadas al vulcanismo del CVAT y también al vulcanismo extra-caldera Acoculco.

## **10.-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. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201:143-162.

Alatríste-Vilchis D, Campos-Enríquez O, Huízar-Álvarez R, Marines-Campos R, 2005. La estructura sub-superficial de la subcuenca de Tecocomulco. La Laguna de Tecocomulco: Geo-Ecología de un desastre. *Publicación especial/ UNAM, Instituto de Geología*, 3:33-48.

Arce J L, Muñoz-Salinas E, Castillo M, Salinas I, 2015. The ~2000 yr BP Jumento volcano, one of the youngest edifices of the Chichinautzin Volcanic Field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 30-38.

Avellán D R, Cisneros-Máximo G, Macías J L, Gómez-Vasconcelos M G, Layer P W, Sosa-Ceballos G, Robles-Camacho J, 2020. Eruptive chronology of monogenetic volcanoes northwestern of Morelia – Insights into volcano-tectonic interactions in the central-eastern Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, México. *Journal of South American Earth Sciences*, 100.

Avellán D R, Macías J L, Arce J L, Saucedo-Girón R, Garduño-Monroy V H, Jiménez-Haro A, 2019. Geology of the late Pleistocene Tres Vírgenes Volcanic Complex, Baja California Sur (México). *Journal of Maps*, 15:227-237.

Avellán D R, Macías J L, Layer P W, Cisneros G, Sánchez-Núñez J M, Gómez-Vasconcelos M G, Pola A, Sosa-Ceballos G, García-Tenorio F, Reyes Agustín G, Osorio-Ocampo S, García-Sánchez L, Mendiola I F, Marti J, López-Loera H, Benowitz J, 2018. Geology of the late Pliocene – Pleistocene Acoculco caldera complex, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt (México). *Journal of Maps*, 1-11.

Avellán D R, Macías J L, Layer P W, Sosa-Ceballos G, Gómez-Vasconcelos M G, Cisneros-Máximo G, Sánchez-Núñez J M, Martí J, García-Tenorio F, López-Loera H, Pola A, Benowitz J, 2020. Eruptive chronology of the Acoculco caldera complex - A resurgent caldera in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt (México). *Journal of South American Earth Sciences*, 98.

Avellán D R, Macías J L, Pardo N, Scolamacchia T, Rodríguez D, 2012. Stratigraphy, geomorphology, geochemistry and hazard implications of the Nejapa Volcanic Field, western Managua, Nicaragua. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 51–71.

Bloomfield K, 1975. A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. *Geologische Rundschau*, 64:476-497.

Branney M J, Kokelaar P, 2002. Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. *Geological Society of London*, 27 (143).

Calder E S, Lavallée Y, Kendrick J E, Bernstein M, 2015. Lava Dome Eruptions. En *The Encyclopedia of Volcanoes*, 1456. Elsevier ed. Islandia: Sigurdsson, Haraldur.

Calderón-García A, 1956. Bosquejo geológico de la región de San Juan Raya, Pue. *XX Congreso Geológico Internacional*, no. A-11, 9-33.

Campa M F, Coney P J, 1982. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1040-1051.

Campos-Enríquez J O, Alatraste-Vilchis D R, Huizar-Álvarez R, Marines-Campos R, Alatorre-Zamora M A, 2003. Subsurface structure of the Tecocomulco sub-basin (northeastern Mexico basin), and its relationship to regional tectonics. *Geofísica Internacional*, 42 (1): 3-24.

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco,  
zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

Centeno-García E, 2016. Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview. *Ore Geology Reviews*, 1035-1052.

Cerca-Martínez L M, Aguirre-Díaz G J, López-Martínez M, 2000. The Geologic Evolution of the Southern Sierra de Guanajuato, Mexico: A Documented Example of the Transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *International Geology Review*, 42:131-151.

Condit C D, Connor C B, 1996. Recurrence rates of volcanism in basaltic volcanic fields: An example from the Springerville volcanic field, Arizona. *Geological Society of America Bulletin*, 108 (10): 1225–1241.

Coney P J, 1989. Structural aspects of suspect terrane and accretionary tectonics in western North America. *Journal of Structural Geology*, 11:107-125.

de Cserna Z, de la Fuente M, Palacios-Nieto M, Triay L, Mitre-Salazar L, Mota-Palomino R, 1988. Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México. *Universidad Nacional Autónoma de México Instituto de Geología Boletín*, 104 (71).

de la Cruz-Martínez V, Castillo-Hernández D, 1986. Geología de la Zona geotérmica de la Caldera de Acoculco, Puebla. *Geotermia, Revista Mexicana de Geoingeniería*, 3:245-254.

Demant A, 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 2:172-187.

Demant A, 1982. Interpretación Geodinámica del Volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 217-222.

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco,  
zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

DeMets C, 2001. A new estimate for present-day Cocos–Caribbean plate motion: implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters*, 28:4043–4046.

DeMets C, Traylen S, 2000. Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American and the mantle. *Tectonophysics*, 318:119–159.

de Silva S, Lindsay J M, 2015. Primary Volcanic Landforms. En *The Encyclopedia of Volcanoes*, 273-297.

Ego F, Ansan V, 2002. Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°–99°W) in transtensive deformation? *Tectonophysics*, 359:189–208.

Ferrari L, Garduño V, Innocenti F, Manetti P, Pasqueré G, Vaggelli G, 1994. A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Querétaro. *Geofísica Internacional*, 33:107-123.

Ferrari L, López-Martínez M, Aguirre-Díaz G, Carrasco-Núñez G, 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico. From the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt. *Geology*, 27:303-306.

Ferrari L, Orozco-Esquivel T, Manea V C, Manea M, 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 122–149.

Fries C, Schmitter V E, Damon P E, Livingston D E, 1962. Rocas Precámbricas de edad grenvilliana de la parte central de Oaxaca, en el sur de México. *Universidad Nacional Autónoma de México Instituto de Geología Boletín*, 64:45-53.

Fries C J, 1956. Bosquejo geológico de la región entre México, D.F. y Taxco, Guerrero, Excursión A-9 y C-12. En *Libreto de las excursiones*. México: n.p.

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco,  
zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

García-Palomo A, Macías J L, 2000. The Apan region, Central Mexico: Volcanic stratigraphy and structural geology. *AGU Abstracts San Francisco* 1443.

García-Palomo A, Macías J L, Tolson G, Valdez G, Mora J C, 2002. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 41 (2): 133-150.

García-Palomo A, Macías J L, Jiménez A, Tolson G, Mena M, Sánchez Núñez J M, Arce J L, Layer P W, Santoyo M A, Lermo-Samaniego J, 2018. NW-SE Pliocene-Quaternary extension in the Apan-Acoculco region, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 349:240-255.

García-Tovar G P, Martínez-Serrano R G, Solé J, Correa-Tello J C, Núñez-Castillo E Y, Guillou H, Monroy-Rodríguez E, 2015. Geología, geocronología y geoquímica del vulcanismo Plio-Cuaternario del Campo Volcánico Apan-Tecocomulco, Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32 (1): 100-122.

Gómez-Tuena A, Mori L, Straub S M, 2016. Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt. *Earth-Science Reviews*, 153-181.

Gómez-Vasconcelos M G, Villamor P, Cronin S J, Palmer A, Procter J, Stewart R B, 2020. Spatio-temporal associations between dike intrusions and fault ruptures in the Tongariro Volcanic Center, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 404 (107037).

Gutmann J T, 2002. Strombolian and effusive activity as precursors to phreatomagmatism: eruptive sequence at maars of the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113:345-356.

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco,  
zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

Hasenaka T, 1994. Size, distribution and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63:13-31.

Hasenaka T, Carmichael I S, 1985. The cinder cones of Michoacán—Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25:105-124.

Houghton B F, Wilson C J N, Smith I E M, 1999. Shallow-seated controls on styles of explosive basaltic volcanism: a case study from New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91:97-120.

Huízar-Álvarez R, Campos-Enríquez J O, Lermo-Samaniego O, Delgado-Rodríguez O, González H, 1997. Geophysical and hydrogeological characterization of the sub-basin of Apan and Tochac (Mexico basin). *Geofísica Internacional*, 36 (4): 217–233.

Huízar-Álvarez R, Campos-Enríquez O, Mitre-Salazar L M, Alatraste-Vilchis D, Méndez-García T, Juárez-Sánchez F, 2001. Evaluación hidrogeológica de la subcuenca de Tecocomulco, Estados de Hidalgo, Puebla y Tlaxcala, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18 (1): 55-73.

Irvine T N J, Baragar W R A, 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8:523-548.

Kereszturi G, Németh K, Cronin S J, Agustín-Flores J, Smith I E, Lindsay J, 2013. A model for calculating eruptive volumes for monogenetic volcanoes — Implication for the Quaternary Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 266:16-33.

Kereszturi G, Németh K, Csillag G, Balogh K, Kovács J, 2011. The role of external environmental factors in changing eruption styles of monogenetic volcanoes in a

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco,  
zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

Mio/Pleistocene continental volcanic field in western Hungary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201:227-240.

Klitgord K D, Mammerickx J, 1982. Northern East Pacific Rise: Magnetic anomaly and bathymetric framework. *Journal of Geophysical Research*, 87:6725-6750.

Le Bas M, Le Maitre R, Streckeisen A, Zanettin B, 1986. A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27:745-750.

Ledezma-Guerrero O, 1987. Hoja Calpulalpan 14Qh(3), con resumen de la geología de la hoja Calpulalpan, Estados de México, Puebla, Tlaxcala e Hidalgo. En *Carta Geológica de México*. serie 1:100, 000. N.p.: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. mapa con texto.

Lonsdale P, 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404:237-264.

López-Hernández A, García-Estrada G, Aguirre-Díaz G, González-Partida E, Palma-Guzmán H, Quijano-León J L, 2009. Hydrothermal activity in the Tulancingo–Acoculco Caldera Complex, central Mexico: Exploratory studies. *Geothermics*, 38:279-293.

Manea V C, Manea M, Ferrari L, 2013. A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America. *Tectonophysics*, 609:56-81.

Márquez Á, Verma S P, Anguita F, Oyarzun R, Brandle J L, 1999. Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93:125-150.

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco,  
zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

Martin Del Pozzo A L, 1982. Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 45:9-24.

Mazzarini F, D'Orazio M, 2003. Spatial distribution of cones and satellite-detected lineaments in the Pali Aike Volcanic Field (southernmost Patagonia): insights into the tectonic setting of a Neogene rift system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125:291-305.

Meza-Gallegos R I, 2018. *Petrogénesis del anillo de toba Xico, en el Estado de México*. Tesis.

Mooser F, Ramírez M T, 1987. Faja Volcánica Transmexicana: Morfoestructura, Tectónica, y Vulcanotectónica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, XLVIII:75-80.

Negrete-Aranda R, Cañón-Tapia E, Brandle J L, Ortega-Rivera M A, Lee J K, Spelz R M, Hinojosa-Corona A, 2010. Regional orientation of tectonic stress and the stress expressed by post-subduction high-magnesium volcanism in northern Baja California, Mexico: Tectonics and volcanism of San Borja volcanic field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 192:97–115.

Nelson S A, Gonzalez-Caver E, 1992. Geology and K-Ar dating of the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 55:85–96.

Németh K, Cronin S J, 2011. Drivers of explosivity and elevated hazard in basaltic fissure eruptions: the 1913 eruption of Ambrym Volcano, Vanuatu (SW-Pacific). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201:194-209.

Németh K, Kereszturi G, 2015. Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal of Earth Sciences*, 2131-2146.

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco,  
zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

Ortega G F, 1978. Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca. *Universidad Nacional Autónoma de México Revista del Instituto de Geología*, 2 (2): 112-131.

Ortega G F, Anderson T H, Silver L T, 1977. Lithologies and geochronology of the Precambrian craton of southern Mexico. *Geological Society of America*, 9:1121-1122.

Oviedo de León A, 1970. El Conglomerado Texcoco y el posible origen de la Cuenca de México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 2:5-20.

Pantoja-Alor J, Robinson R A, 1967. Paleozoic sedimentary rocks in Oaxaca, Mexico. *Science*, 157:1033-1035.

Pardo N, Avellán D R, Macías J L, Scolamacchia T, Rodríguez D, 2008. The ~ 1245 yr BP Asososca maar: New advances on recent volcanic stratigraphy of Managua (Nicaragua) and hazard implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176:493-512.

Peccerillo R, Taylor S R, 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 58:63-81.

Pérez-Campos X, Kim Y H, Husker A, Davis P M, Clayton R W, Iglesias A, Pacheco J F, Singh S K, Manea V C, Gurnis M, 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters*, 35.

Rodríguez S R, Morales-Barrera W, Layer P, González-Mercado E, 2010. A quaternary monogenetic volcanic field in the Xalapa region, eastern Trans-Mexican volcanic belt: Geology, distribution and morphology of the volcanic vents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197:149-166.

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco,  
zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

Roy P D, Caballero M, Lozano R, Smykatz-Kloss W, 2008. Geochemistry of late quaternary sediments from Tecocomulco lake, central Mexico: Implication to chemical weathering and provenance. *Chemie der Erde*, 68:383–393.

Schmincke H U, 2007. The Quaternary Volcanic Fields of the East and West Eifel (Germany). *En: Ritter J.R.R., Christensen U.R.*, 241-322.

Sen G, 2014. Petrology principles and practice. *Springer-Verlag* Berlín Heidelberg, 1-368.

Sheridan M F, Wohletz K H, 1983. Hydrovolcanism: Basic considerations and review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17:1-29.

Siebe C, Arana-Salinas L, Abrams M, 2005. Geology and radiocarbon ages of Tlálóc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141:225-243.

Siebe C, Rodríguez-Lara V, Schaaf P, Abrams M, 2004. Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130:197-226.

Sieron K, Juárez-Cerrillo S F, González-Zuccolotto K, Córdoba-Montiel F, Connor C B, Connor L, Tapia-McClung H, 2021. Morphology and distribution of monogenetic volcanoes in Los Tuxtlas Volcanic Field, Veracruz, Mexico: implications for hazard assessment. *Bulletin of Volcanology*, 83:47.

Sigurdsson H, 1999. *Encyclopedia of Volcanoes*. Elsevier ed. Rhode Island: n.p.

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco,  
zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

Silva P, 1970. Plantas del Pensilvánico de la región de Tehuacán, Puebla. *Universidad Nacional Autónoma de México Instituto de Geología y Paleontología Mexicana*, 109 (29).

Smith I E M, Németh K, 2017. Source to surface model of monogenetic volcanism: a critical review. *Publicaciones Especiales Sociedad Geológica de Londres*, 446:1-28.

Sosa-Ceballos G, Macías J L, Avellán D R, Salazar-Hermenegildo N, Boijseauneau-López M E, Pérez-Orozco J D, 2018. The Acoculco Caldera Complex magmas: Genesis, evolution and relation with the Acoculco geothermal system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 358:288–306.

Stock J M, Lee J, 1994. Do microplates in subduction zones leave a geologic record? *Tectonics*, 13:1472-1487.

Sun S S, McDonough W F, 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Publicaciones Especiales Sociedad Geológica de Londres*, 42:313-345.

Tristán-González M, Aguirre-Díaz G J, Labarthe-Hernández G, Torres-Hernández J R, Bellon H, 2009. Post-Laramide and pre-Basin and Range deformation and implications for Paleogene (55-25 Ma) volcanism in central Mexico: A geological basis for a volcano-tectonic stress model. *Tectonophysics*, 471:136-152.

Urrutia-Fucugauchi J, Flores-Ruiz J H, 1996. Bouguer Gravity Anomalies and Regional Crustal Structure in Central Mexico. *International Geology Review*, 38:176-194.

Valentine G A, Connor C B, 2015. Basaltic Volcanic Fields. En *The Encyclopedia of Volcanoes*, 423-439.

**Vulcanismo monogenético cuaternario en la región de Tecocomulco,  
zona oeste del complejo caldera Acoculco, estado de Hidalgo (México)**

Vespermann D, Schmincke H U, 2000. Scoria Cones and Tuff Rings. En *Encyclopedia of Volcanoes*, 683-694.

Wohletz K H, Sheridan M F, 1983. Hydrovolcanic explosions; II, Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *American Journal of Science*, 283:385-413.